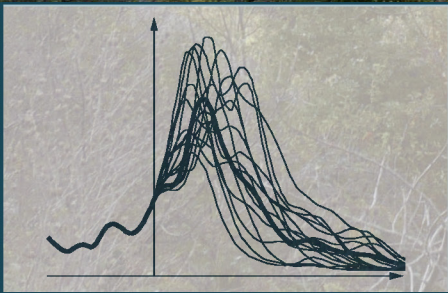


Benoît Hingray
Cécile Picouet
André Musy

Hydrologie

2 Une science pour l'ingénieur



Hydrologie

Ecrêtement de la crue de la Loire des 2 et 3 novembre 2008 par le barrage de Villersrest

Crédit de couverture : photographie de Lætitia Moulin,
Direction Technique Générale, Electricité De France, Toulouse

SCIENCE & INGÉNIERIE DE L'ENVIRONNEMENT

**Benoît Hingray
Cécile Picouet
André Musy**

Hydrologie

2 Une science pour l'ingénieur

**INGÉNIERIE
DE L'ENVIRONNEMENT**

PRESSES POLYTECHNIQUES ET UNIVERSITAIRES ROMANDES

Les auteurs et l'éditeur remercient l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (EPFL) pour le soutien apporté à la publication de cet ouvrage.

La collection « Science et ingénierie de l'environnement » est publiée sous la direction des professeurs Christof Holliger (EPFL) et Suren Erkman (UNIL).

Autres titres au catalogue :

Hydrologie 1

Une science de la nature. Une gestion sociétale

André Musy, Christophe Higy, Emmanuel Reynard

Hydrologie fréquentielle

Une science prédictive

Paul Meylan, Anne-Catherine Favre, André Musy

Ingénierie des eaux et du sol

Processus et aménagements

Marc Soutter, André Mermoud, André Musy

Les grands sols du monde

Jean-Paul Legros

Mettre en œuvre l'écologie industrielle

Adoue Cyril

Le Sol vivant

Bases de pédologie, Biologie des sols

Jean-Michel Gobat, Michel Aragno, Willy Matthey

Changements climatiques et impacts

De l'échelle globale à l'échelle locale

Martin Beniston

Analysis and Modelling of Spatial Environmental Data

Mikhail Kanevski & Michel Maignan

Machine Learning for Spatial Environmental Data

Mikhail Kanevski, Alexei Pozdnoukhov, Vadim Timonin

Analyse du cycle de vie

Comprendre et réaliser un écobilan

Olivier Jolliet, Myriam Saadé, Pierre Crettaz et Shanna Shaked

Mares et étangs

Ecologie, conservation, gestion, valorisation

Beat Oertli et Pierre-André Frossard

La Fondation des Presses polytechniques et universitaires romandes (PPUR) publie principalement les travaux d'enseignement et de recherche de l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (EPFL), des universités et des hautes écoles francophones. Le catalogue général peut être obtenu par courrier aux: Presses polytechniques et universitaires romandes, EPFL-Rolex Learning Center, CP 119, CH-1015 Lausanne, par E-mail à ppur@epfl.ch, par téléphone au (0)21 693 41 40 ou encore par fax au (0)21 693 40 27.

www.ppur.org

Première édition

ISBN 978-2-88074-798-5

© Presses polytechniques et universitaires romandes, 2009

Réimpression revue et corrigée, **2014**

Tous droits réservés.

Reproduction, même partielle, sous quelque forme

ou sur quelque support que ce soit, interdite sans l'accord écrit de l'éditeur.

Imprimé en Italie

PRÉFACE

C'est il y a un peu plus de trois siècles que naquit l'hydrologie scientifique, tout particulièrement avec la publication par Pierre Perrault, en 1674, de l'ouvrage « De l'origine des fontaines ». Les plus grands esprits, et cela depuis la plus haute antiquité, s'étaient auparavant intéressés au problème et avaient émis de nombreuses et parfois brillantes conjectures ; ce fut en particulier le cas de Bernard Palissy un siècle plus tôt. L'originalité de Pierre Perrault, qui polémiqua et collabora avec d'autres savants de son époque tels que François ou Mariotte, fut de mesurer, à l'échelle d'un bassin versant, le flux des précipitations et celui de la rivière à son exutoire et de montrer ainsi, grâce à un bilan hydrologique et malgré l'imprécision de ses mesures, que l'apport des précipitations permettait d'alimenter le débit des rivières, réfutant ainsi définitivement les idées d'Aristote. Ce renouveau devait être complété quelques décennies plus tard par les travaux, et les mesures, de Halley sur l'évapotranspiration, qui permirent de constater qu'elle était bien de l'ordre de grandeur du déficit d'écoulement mis en évidence par Perrault et Mariotte. On avait enfin prouvé, par l'observation et la mesure, dans quel sens circulait le cycle de l'eau, pressenti depuis des millénaires, alors que les aristotéliens et les scolastiques s'étaient obstinés à voir dans la mer l'origine des sources. L'hydrologie scientifique, « Science qui traite des eaux que l'on trouve à la surface de la Terre, ainsi qu'au-dessus et au-dessous, de leur formation, de leur circulation et de leur distribution dans le temps et dans l'espace, de leurs propriétés biologiques, physiques et chimiques et de leur interaction avec leur environnement, y compris avec les êtres vivants » pour reprendre la définition du Glossaire international d'hydrologie, était née et pouvait se développer sur des bases saines et solides.

Si l'hydrologie est essentiellement une science de la Terre, elle ne peut cependant pas se désintéresser de la demande sociale car l'eau et les milieux aquatiques ont toujours revêtu une importance fondamentale pour les sociétés humaines. D'abord parce que ces milieux, naturels ou modifiés, sont utilisés en tant que tels pour la navigation ou pour se débarrasser de déchets, ensuite parce qu'ils peuvent se révéler néfastes ou dangereux pour les activités ou pour les vies humaines, enfin parce qu'ils recèlent de nombreuses ressources, de l'eau bien sûr, mais aussi de l'énergie, de la nourriture et des matériaux.

L'attitude de l'homme vis-à-vis de l'hydrosphère a toujours procédé de deux composantes antagonistes. D'une part la soumission et l'adaptation aux conditions hydrologiques existantes, par ignorance et/ou par impuissance. D'autre part, la

transformation des conditions hydrologiques existantes lorsque l'on sait et que l'on peut l'entreprendre, transformation visant à la maîtrise sociale de l'eau. Quelles que soient les connaissances scientifiques et les moyens technologiques disponibles, l'homme doit dans une large mesure subir les conditions hydrologiques et tenter de s'y adapter. La géographie humaine en témoigne. La localisation des peuplements, des moyens de production agricoles et industriels et des voies de communication reste aujourd'hui largement tributaire de la présence de l'eau. On retrouve cette soumission vis-à-vis des modifications climatiques annoncées : faute de pouvoir agir directement et rapidement sur le climat, même si nous commençons à en comprendre les mécanismes, nous ne pouvons qu'élaborer des stratégies d'adaptation. Cependant, depuis la plus haute antiquité, de nombreux efforts ont été accomplis pour transformer les conditions hydrologiques, naturelles ou déjà influencées par les efforts, ou les négligences, des générations précédentes. Le stockage, qui permet de modifier sa répartition temporelle, et le transport, qui permet de modifier sa répartition spatiale ont longtemps été les seuls moyens des stratégies de modification des conditions hydrologiques ; ils sont encore les principaux. Trop souvent, malheureusement, ces stratégies ont été élaborées en négligeant leurs effets indirects, particulièrement leurs impacts sur les écosystèmes aquatiques ou terrestres. Aujourd'hui, à côté du stockage et du transport, l'épuration des eaux constitue un nouvel élément des stratégies d'aménagement des eaux qui y introduit explicitement une nouvelle dimension, celle de la « qualité ».

Gérer l'eau consistera à organiser grâce à des instruments technologiques, comme les barrages et les canaux, mais aussi réglementaires, financiers, etc. l'interface entre le milieu hydrique et le milieu social de telle sorte qu'elle soit optimale, ou plus modestement satisfaisante, selon les demandes sociales, très diverses et souvent contradictoires, exprimées à son endroit. La gestion de l'eau, pratique sociale, ne se confond donc pas avec l'hydrologie, science de la Terre dont, selon Klemes, la tâche dans l'optique de la gestion des eaux, est « de fournir des données sur la répartition dans le temps et dans l'espace des eaux qu'il est possible de mobiliser, c'est à dire de redistribuer dans le temps et dans l'espace par des travaux tels que barrages, canaux, puits, canalisations, pompes et autres ouvrages et machines ».

On parle beaucoup de l'eau aujourd'hui. Les sécheresses et les inondations sont très largement médiatisées, bien rapidement attribuées au seul changement climatique qui a le dos large en cette matière. On nous annonce une crise de l'eau imminente et nous serions menacés de guerres de l'eau. La gouvernance de l'eau est à l'ordre du jour et, si l'on ne peut que s'en réjouir en tant que citoyen, on peut légitimement se demander si l'on se donne à l'échelle mondiale tous les moyens d'une bonne gestion. Celle-ci doit bien sûr s'appuyer sur des institutions (remarquons au passage que c'est le bassin hydrologique qui s'est finalement imposé comme le cadre le plus adéquat de la gestion de l'eau) et sur des mécanismes économique-financiers mais elle ne devrait pas mésestimer l'importance de données hydrologiques fiables et de connaissances hydrologiques solides. Or l'hydrologie apparaît souvent comme le parent pauvre de la grande mobilisation actuelle pour l'eau quand on constate par exemple que les réseaux de mesure hydrologiques sont partout victimes des rationalisations budgétaires et ont parfois de fait pratiquement disparus comme en Afrique.

Il n'y aura pas de bonne politique de l'eau sans connaissances hydrologiques, ce qui implique un effort soutenu de collecte de données, de recherche fondamentale et d'enseignement à tous les niveaux. On peut donc se réjouir et saluer la parution en

ce début de XXI^e siècle d'un nouveau manuel d'hydrologie, qui faisait depuis trop longtemps cruellement défaut à la communauté francophone, et qui nous offre un point très complet des connaissances et des pratiques hydrologiques actuelles qui, malgré leurs insuffisances, ont fait de notables progrès depuis Perrault ! Cet ouvrage contribuera certainement à sa façon à (re)donner à l'hydrologie la crédibilité sociale qu'elle mérite et servira par là à résoudre plus efficacement les problèmes de l'eau auxquels nous devons faire face.

Pierre Hubert
Secrétaire général de l'Association internationale des sciences hydrologiques
(AISH/IAHS) de l'Union géodésique et géophysique Internationale
(UGGI/IUGG)

AVANT-PROPOS

La pression anthropique sur l'environnement et en particulier sur les ressources hydriques croît de jour en jour. De plus, différents événements hydro-climatiques particuliers accompagnés souvent de conséquences catastrophiques majeures pour la société surviennent régulièrement dans l'une ou l'autre des régions du monde. Il devient de plus en plus nécessaire de gérer plus adéquatement ces ressources et les risques associés afin de mieux répondre aux questions socio-économiques et de sécurité de nos sociétés.

De telles réponses impliquent une meilleure compréhension des processus hydrologiques sous-jacents et nécessitent des études rigoureuses pour concevoir, construire et gérer pertinemment divers ouvrages sur le territoire. Les sciences hydrologiques et leurs différentes disciplines, telles l'hydrologie des processus, l'hydrologie conventionnelle, nivale ou glaciaire, l'hydrologie fréquentielle, sont à la source de tous les développements méthodologiques et techniques orientés vers l'ingénierie de l'eau afin de réaliser ou de réglementer des aménagements appropriés.

Ces diverses disciplines scientifiques et la manière de les aborder structurent la formation d'ingénieurs et de spécialistes des sciences naturelles et de l'environnement dans le domaine de l'eau au sein d'institutions d'enseignement et de recherche spécialisées. Ainsi et pendant plus de 20 ans, le laboratoire « Hydrologie et Aménagements » (HYDRAM) de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) a construit un enseignement et s'est forgé une expertise dans ces divers domaines.

Trois livres publiés par les Presses Polytechniques Universitaires Romandes (PPUR) ont été produits à ce jour par l'HYDRAM, à savoir « Hydrologie : une science de la nature » (Musy et Higy, 2004, 2009), puis « Hydrologie. Une science de la nature. Une gestion sociétale » (Musy *et al.*, 2014) et « Hydrologie fréquentielle : une science prédictive » (Meylan *et al.*, 2008). Ils complètent deux autres livres publiés par ce même éditeur dans des domaines connexes : « Physique du sol » (Musy et Soutter, 1991) et « Ingénierie des eaux et du sol : Processus et aménagements » (Soutter *et al.*, 2007).

Le présent ouvrage, « Hydrologie : une science pour l'ingénieur », complète harmonieusement ces publications. Son but est non seulement didactique mais également opérationnel. Il est constitué de 12 chapitres dont,

- un chapitre introductif,

- un chapitre sur les « Données » (chap. 2) dont le thème, bien que sous-jacent à tout développement méthodologique, ne fait que rarement l'objet d'une description particulière,
- quatre chapitres relatifs à des développements conventionnels en ingénierie des eaux et détaillant en particulier les différents aspects de la modélisation hydrologique (chap. 3, « Principes de Modélisation », chap. 4, « Production », chap. 5, « Transfert », chap. 6, « Propagation »),
- un chapitre qui complète les précédents en abordant la problématique de la neige et les principes de modélisation à adopter pour les bassins versants de montagne (chap. 7, « Hydrologie alpine »),
- trois chapitres concernant des problématiques plus opérationnelles liées à la prédétermination ou à la prévision de variables hydrologiques spécifiques (chap. 8, « Etiages », chap. 9, « Crues », chap. 10, « Prévisions »),
- deux chapitres plus novateurs concernant la problématique des bassins non jaugés (chap. 11, « Régionalisation ») et celle de la production de « Scénarios Météorologiques » pour les analyses hydrologiques (chap. 12).

Afin de permettre au lecteur d'évaluer leur degré d'assimilation des sujets présentés, les points clés de chacun de ces sujets sont résumés à titre de guide pédagogique à la fin de chaque chapitre.

Pour toutes les thématiques abordées, l'exposé des méthodes et des techniques est illustré par de nombreuses figures et par divers exemples commentés. L'ouvrage est de plus complété par une série d'exercices pour la plupart résolus (disponibles sur www.hydrologie-2.org) et qui, de surcroît, sont présentés et préparés sur des supports informatiques adéquats. Pour les étudiants, les ingénieurs praticiens et autres scientifiques concernés, cette « hydrothèque » d'une grande richesse, contenant plus de 150 exercices souvent construits à partir de problèmes concrets, explique et conforte les développements théoriques de manière détaillée et constitue un précieux complément pédagogique et professionnel.

Certains thèmes présentés dans cet ouvrage font référence à l'un ou l'autre des processus impliqués dans le fonctionnement des hydrosystèmes considérés. Leurs descriptions s'appuient cependant sur les développements présentés dans les autres livres de la « collection HYDRAM » mentionnés ci-dessus. Il en va de même pour les bases scientifiques des traitements statistiques évoqués, relevant pour la plupart de l'analyse fréquentielle.

La réalisation d'un tel ouvrage résulte d'un travail collectif de longue haleine. Outre l'apport déterminant des trois principaux auteurs, elle s'appuie largement sur les travaux d'une équipe, celle du laboratoire HYDRAM¹ de l'EPFL. Sans vouloir nommer toutes les personnes ayant participé de près ou de loin à une étape ou l'autre de l'élaboration de ce livre, je voudrais remercier ici chaleureusement et sincèrement tous les collaboratrices et collaborateurs de ce laboratoire qui ont contribué à titres divers, au travers de leurs travaux de recherche et de leurs charges d'enseignement, au développement de méthodes et d'applications, reprises et confortées au besoin dans cet ouvrage.

¹ Actuellement laboratoire Ecohydrologie (ECHO).

Les divers cours polycopiés et les exercices élaborés pour les étudiants et publiés régulièrement à l'EPFL ont servi de base et de canevas à ce livre. Ces supports, traitant plus spécifiquement des approches conventionnelles en ingénierie des eaux, ont été reconsidérés, complétés et homogénéisés. Les développements scientifiques et méthodologiques récents ont servi à la réalisation des chapitres supplémentaires.

Pour l'ensemble de ce travail, les connaissances, la rigueur scientifique et l'expertise de Benoît Hingray de même que les compétences scientifiques et pédagogiques de Cécile Picouet sont à mettre en exergue. Elles ont contribué de manière déterminante à la qualité scientifique et pédagogique de cet ouvrage. Je voudrais ici exprimer à tous deux mon entière reconnaissance pour leur investissement, leur énergie, leur savoir et leur persévérance sans lesquels cette « aventure » n'aurait jamais abouti.

Cet ouvrage assez novateur et quasi unique en langue française² sera un excellent support de cours, servira l'enseignement et la recherche dans ces diverses orientations thématiques et rendra d'éminents services aux ingénieurs et autres scientifiques concernés par la gestion de l'eau. Gageons que cette vision soit partagée par de nombreuses personnes afin de mieux servir la Société.

André Musy
Professeur honoraire EPFL

Remerciements

De nombreuses personnes ont apportés leur soutien à la publication de ce livre et ont contribué de différentes manières à son élaboration. Parmi celles-ci les auteurs tiennent tout particulièrement à remercier BERNARD SPÉRADIO qui a réalisé les nombreuses illustrations de cet ouvrage et dont la compétence, la patience et la disponibilité ont été particulièrement appréciées.

Les auteurs remercient vivement et sincèrement plusieurs personnes et services

- pour diverses contributions scientifiques :
 - CHARLES OBLED pour sa rédaction de l'annexe en Géostatistique, sa relecture détaillée et ses propositions avisées pour plusieurs sections des chapitres « Hydrologie alpine », « Prévisions hydrologiques » et « Scénarios météorologiques » ainsi que pour ses critiques et discussions appréciées concernant d'autres thèmes traités dans cet ouvrage,
 - MARKUS NIGGLI et BETTINA SCHAEFLI pour leurs contributions significatives à la rédaction des chapitres « Régionalisation » et « Hydrologie alpine »,
 - DOMINIQUE BÉROD, DAVID CONSUEGRA, CHRISTOPHE HIGY, CHRISTOPHE JOERIN, OLIVIER OVERNEY pour la rédaction des notes de cours récentes qui ont servi de support à la rédaction de certains chapitres,
 - GUILLAUME BONTRON, MATTHIEU DELINARES, YASSER HAMDI, FRÉDÉRIC JORDAN, RICHARD METZGER, ABDELKADER MEZGHANI, LUC NEPPEL, NASSIMA MOUHOUS, MARIE-HÉLÉNA RAMOS, MARC SOUTTER et en particulier

² Il a été traduit en anglais en 2014 sous le titre « Hydrology: A Science for Engineers » (www.crcpress.com/product/isbn/9781466590595)

JOHN BECK, PASCAL HORTON et STÉPHANE PUGIN pour la préparation de diverses figures et/ou exercices,

- ALEXIS BERNE, BRICE BOUDEVILLAIN, XAVIER BEUCHAT, PIERRE ÉTCHEVERS, ANNE-CATHERINE FAVRE, DANIELA TALAMBA, DIDIER ULRICH, ISABELLA ZIN, pour la relecture de certaines sections ou chapitres de cet ouvrage,
- pour tout ou partie des données et d'autres informations pertinentes utilisées lors de l'élaboration de certains exercices et discussions d'études de cas présentés dans l'hydrothèque (www.hydrologie-2.org):
 - Les services hydrologiques, de gestion des eaux et de météorologie de Suisse ainsi que le Service topographique fédéral suisse
 - Les services hydrologiques et de gestion des eaux des cantons de la Suisse romande
 - Le laboratoire HYDRAM et ses partenaires lors de projets pédagogiques ou de recherche en Suisse et à l'étranger

Ces remerciements s'adressent aussi au LABORATOIRE ECHO de l'EPFL, au CONSORTIUM OURANOS du Québec ainsi qu'au LABORATOIRE LTHE de Grenoble pour leur soutien administratif et financier.

TABLE DES MATIÈRES

PRÉFACE.....	V
AVANT-PROPOS.....	IX
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	
1.1 Problématiques hydrologiques clés.....	2
1.2 Méthodes	4
1.3 Contenu de l'ouvrage	7
CHAPITRE 2 DONNÉES NÉCESSAIRES POUR L'ANALYSE ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	
2.1 Précipitations	12
2.2 Débits	25
2.3 Autres données météorologiques et hydrologiques.....	29
2.4 Données géographiques sur le bassin versant	37
2.5 Données obtenues par télédétection	45
2.6 Points clés du chapitre.....	48
2.7 Annexes	49
CHAPITRE 3 PRINCIPES DE MODÉLISATION HYDROLOGIQUE	
3.1 Introduction	66
3.2 Représentation du milieu et des processus.....	76
3.3 Estimation des paramètres	89
3.4 Evaluation d'un modèle	105
3.5 Exploitation d'un modèle.....	113
3.6 Choix d'un modèle hydrologique.....	116
3.7 Points clés du Chapitre	122
3.8 Annexes	124

CHAPITRE 4	PRODUCTION HYDROLOGIQUE ET PROCESSUS ASSOCIÉS	
4.1	Introduction	130
4.2	Interception et stockage de surface	136
4.3	Evaporation, évapotranspiration	145
4.4	Infiltration	153
4.5	Estimation d'une pluie nette de projet.....	168
4.6	Choix d'une méthode d'estimation	172
4.7	Points clés du chapitre.....	178
4.8	Annexes	179
CHAPITRE 5	TRANSFERT HYDROLOGIQUE	
5.1	Introduction	188
5.2	Modèle de l'Hydrogramme Unitaire	195
5.3	Modèles de translation	201
5.4	Modèles à réservoirs.....	205
5.5	Choix d'un modèle et estimation des paramètres.....	214
5.6	Points clés du chapitre.....	220
5.7	Annexes	221
CHAPITRE 6	PROPAGATION DES ÉCOULEMENTS	
6.1	Introduction	235
6.2	Routage dans une retenue	239
6.3	Routage hydraulique en rivière	249
6.4	Routage hydrologique en rivière	262
6.5	Modèles d'écoulements bidimensionnels.....	271
6.6	Choix d'une méthode	277
6.7	Points clés du chapitre.....	283
6.8	Annexes	285
CHAPITRE 7	PROCESSUS ET MODÉLISATION HYDROLOGIQUE EN MILIEU ALPIN	
7.1	Introduction	290
7.2	Hydrologie Nivale	294
7.3	Hydrologie glaciaire	307
7.4	Modélisation hydrologique en milieu alpin	312
7.5	Points clés du chapitre.....	329
7.6	Annexes	330
CHAPITRE 8	PRÉDÉTERMINATION ET PRÉVISION DES ÉTIAGES	
8.1	Introduction	340
8.2	Méthodes de prédétermination	345
8.3	Méthodes de prévision	354
8.4	Points clés du chapitre.....	363
8.5	Annexes	363

CHAPITRE 9	PRÉDÉTERMINATION DES CRUES	
9.1	Introduction	372
9.2	Estimation des débits de pointe	376
9.3	Estimation de crues de projet	388
9.4	Choix des méthodes appropriées	397
9.5	Points clés du chapitre.....	401
9.6	Annexes.....	402
CHAPITRE 10	PRÉVISIONS HYDROLOGIQUES	
10.1	Introduction	410
10.2	Composantes d'un modèle de prévision	419
10.3	Incertitudes de prévision	431
10.4	Valeur d'une prévision	434
10.5	Choix d'une méthode de prévision	442
10.6	Points clés du chapitre.....	447
10.7	Annexes.....	448
CHAPITRE 11	MÉTHODES DE RÉGIONALISATION	
11.1	Principe de la régionalisation.....	452
11.2	Détermination de régions homogènes	455
11.3	Méthodes d'estimation	466
11.4	Combinaison de l'information disponible.....	478
11.5	Points clés du chapitre.....	481
11.6	Annexes.....	482
CHAPITRE 12	SCÉNARIOS MÉTÉOROLOGIQUES	
12.1	Introduction	488
12.2	Prévisions météorologiques	496
12.3	Pluies de projet.....	509
12.4	La génération de scénarios météorologiques	516
12.5	Scénarios météorologiques sous scénarios de changements climatiques	524
12.7	Points clés du chapitre.....	542
12.8	Annexes.....	543
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	559
	LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES	589
	INDEX	593

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

L'hydrologie est la science qui étudie le cycle de l'eau dans l'environnement continental. Le cycle hydrologique implique de nombreux processus appelés de façon schématique et pour mémoire sur la figure 1.1. La compréhension et la description de ces processus figurent parmi les principaux objectifs poursuivis par les hydrologues.

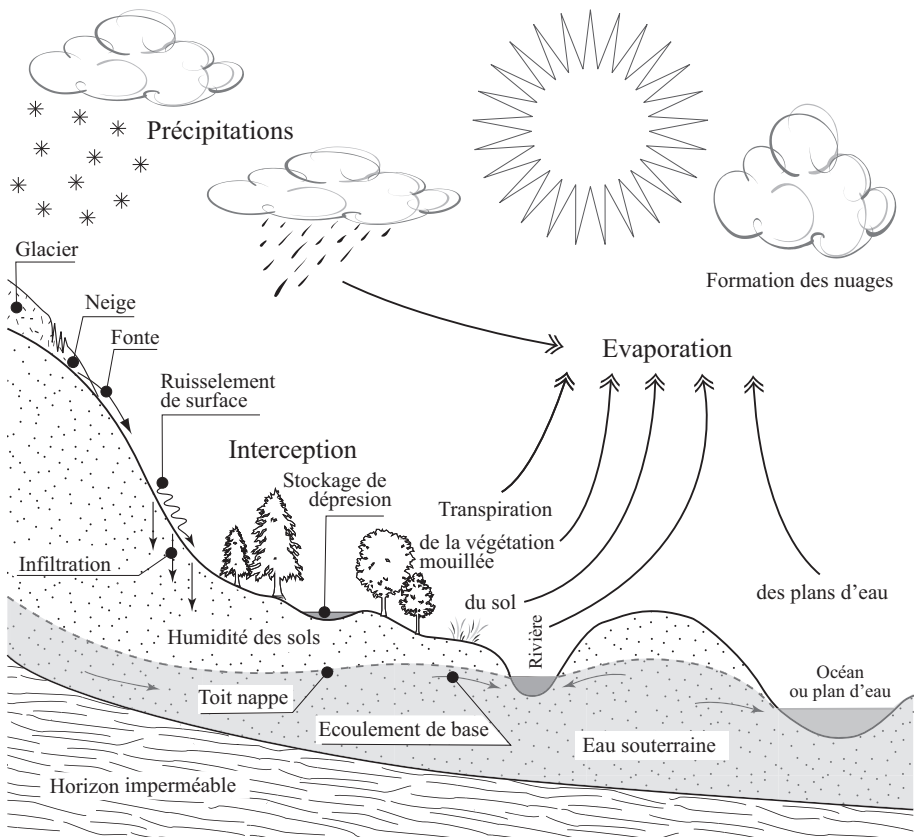


Fig. 1.1 Représentation schématique du cycle de l'eau.

L'hydrologie est cependant bien plus qu'une discipline de recherche scientifique. Elle vise aussi à fournir méthodes et outils indispensables à la résolution de problèmes concrets liés à l'estimation de la ressource en eau et à l'estimation des risques associés.

Cet ouvrage a pour objectif de donner les bases nécessaires aux analyses et aux modélisations requises pour cette estimation. Il fait suite à l'ouvrage «*Hydrologie. Une science de la nature*» de Musy et Higy (2004) qui présente en particulier les différentes composantes du cycle hydrologique, le bassin versant, les facteurs influençant sa réponse hydrologique et les régimes hydrologiques, ainsi que les problématiques de la mesure et du contrôle des données hydrologiques.

La section 1.1 de cette introduction présente les principales problématiques de l'hydrologie contemporaine. Le principe des méthodes permettant d'y répondre est abordé dans la section suivante. La section 1.3 décrit le contenu de l'ouvrage, les thématiques abordées, l'organisation des chapitres et le contenu de la base de données d'exercices associée à cet ouvrage.

1.1 PROBLÉMATIQUES HYDROLOGIQUES CLÉS

La gestion de la ressource en eau et des risques hydrologiques associés (e.g. inondation, glissement de terrain, coulées boueuses, phénomène d'érosion, sécheresse) constitue une des préoccupations majeures de nos sociétés. Elle conduit à des problématiques hydrologiques diverses, dont les principales sont évoquées ci-dessous.

1.1.1 Prédétermination des variables hydrologiques

La prédétermination de certaines grandeurs hydrologiques s'inscrit dans une gestion à moyen terme de la ressource et des risques associés. Elle est généralement liée au dimensionnement des ouvrages et à la mise en place de mesures, structurelles ou non structurelles, pour la gestion préventive des risques hydrologiques. Elle concerne parfois aussi le diagnostic d'ouvrages ou de systèmes existants dont l'efficacité est conditionnée par la variabilité de la ressource.

Les analyses hydrologiques requises dans ce cadre visent à estimer les valeurs de certaines grandeurs hydrologiques susceptibles d'être observées au cours d'une période donnée en un lieu donné. Quelle que soit la grandeur hydrologique visée, il n'est jamais question d'en estimer la date d'apparition.

Les grandeurs hydrologiques étant très variables dans le temps, leur estimation est nécessairement statistique. L'estimation peut viser la ressource à disposition pour un usage donné : par exemple le volume annuel des apports pour une centrale hydroélectrique au fil de l'eau. L'estimation conduit généralement dans ce cas à donner la valeur moyenne attendue de la variable hydrologique d'intérêt et à en caractériser la variabilité temporelle, saisonnière et interannuelle. L'estimation vise aussi souvent les risques associés aux événements hydrologiques exceptionnels. Elle implique alors généralement d'associer une fréquence d'apparition, de dépassement ou de non dépassement à certaines variables hydrologiques caractéristiques de ces événements. C'est le cas des débits maximums de crues ou des débits minimums d'étiages. La fréquence de ces variables est généralement donnée en terme de période de retour, exprimée en années.

1.1.2 Prévision hydrologique

La prévision hydrologique vise la gestion en temps réel de la ressource en eau et des risques hydrologiques. L'objectif d'une prévision hydrologique est d'estimer de façon anticipée l'état futur, l'évolution temporelle à venir ou la date d'apparition de diverses variables hydrologiques.

Les prévisions hydrologiques sont utiles pour de nombreuses applications. A titre d'illustration, le gestionnaire d'un réservoir de stockage des eaux de surface peut optimiser l'utilisation de son stock suivant les apports qui auront été prévus pour les n jours ou semaines à venir. La prévision peut aussi viser l'anticipation des risques associés aux événements hydrologiques exceptionnels, en particulier aux crues et aux étiages. Elle a alors comme principal objectif de réduire les dommages potentiels de ces événements sur les activités humaines, les biens et les personnes (par l'alerte, la commande d'ouvrages).

1.1.3 Impact hydrologique des activités humaines

Depuis la nuit des temps, les sociétés humaines aménagent le milieu naturel et implantent divers ouvrages de régulation pour optimiser la gestion de la ressource en eau ou réduire les risques hydrologiques. Il s'agit, par exemple, de la dérivation de tout ou partie d'un cours d'eau pour alimenter de vastes domaines irrigués ou, de l'implantation d'un barrage pour la production hydroélectrique ou le laminage des crues. Ces aménagements, et la gestion qui en est faite, ont généralement pour conséquence de fortement modifier le régime hydrologique des cours d'eau voire, dans certains cas, le cycle hydrologique des bassins versants correspondants.

La modification du comportement hydrologique des hydrosystèmes peut aussi être induite de façon indirecte par les activités humaines. C'est le cas par exemple de la déforestation de certains territoires, parfois liée aux pratiques agricoles locales ou de l'imperméabilisation des sols, accompagnant toujours l'urbanisation de nombreux bassins versants. Ces modifications de l'occupation des sols conduisent généralement à une forte modification de la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère qui se traduit souvent par une intensification des événements hydrologiques extrêmes (crues, étiages). L'impact hydrologique des activités humaines peut aussi résulter du tracé des diverses voies de communication qui modifient les limites naturelles des bassins versants et les écoulements.

Quel que soit le contexte considéré, une préoccupation importante des communautés humaines est de pouvoir estimer l'impact sur l'hydrologie de leurs activités existantes ou projetées. Une problématique hydrologique actuelle clé vise à proposer les méthodes et les outils pour cette estimation.

1.1.4 Impact hydrologique du changement climatique

Le changement climatique global en cours, lié pour partie à l'augmentation des gaz à effet de serre résultant des activités humaines, conduit déjà et conduira à une modification significative des climats régionaux et du cycle hydrologique. Il en résultera naturellement, de façon ou plus moins accentuée suivant les régions du globe, une modification de la surface continentale, du comportement hydrologique des hydrosystèmes et par suite de la ressource en eau et des risques hydrologiques. La possibilité

d'anticiper ces changements est une nécessité pour anticiper les adaptations inévitables et nécessaires que doivent envisager nos sociétés.

Une analyse hydrologique effectuée dans ce contexte a par exemple pour objectif d'estimer la modification de l'intensité et/ou de la fréquence des événements extrêmes, ou encore, d'estimer la modification de la ressource en terme de volume, de saisonnalité ou de variabilité interannuelle. Cette autre problématique hydrologique clé s'inscrit donc dans le cadre d'une gestion à long terme de la ressource en eau et des risques associés.

1.2 MÉTHODES

Les données, ainsi que les méthodes nécessaires pour répondre aux questions posées par ces différentes problématiques sont diverses et variées. Il est possible néanmoins de distinguer différentes approches scientifiques. Elles sont décrites ci-dessous.

1.2.1 Analyse statistique des données observées

Une des tâches hydrologiques les plus fréquentes consiste à estimer les quantités d'eau pouvant être observées (e.g. débits, volumes) en un endroit donné au cours d'une période donnée. Si une longue chronique d'observations est disponible pour la variable d'intérêt, l'analyse statistique des données permet en principe de faire cette estimation.

Une analyse statistique ne nécessite pas forcément de connaître les phénomènes et processus hydrologiques qui déterminent l'évolution temporelle de la variable d'intérêt. Elle nécessite cependant que l'hydrosystème considéré soit stationnaire. Ce qui est rarement le cas du fait des modifications souvent importantes et régulières qu'il subit (e.g. aménagements anthropiques, modifications naturelles de la couverture du sol). Cette limitation est bien entendu accentuée dans un contexte de non-stationnarité climatique.

Par ailleurs, les données sont rarement disponibles là où elles sont requises. Dans de nombreuses régions du monde, il n'existe, pour ainsi dire, aucune donnée hydrologique. L'analyse statistique traditionnelle des données observées est alors impossible. Elle n'est également pas appropriée pour les problématiques qui nécessitent de pouvoir simuler la réponse de l'hydrosystème considéré à une sollicitation météorologique donnée. Dans ces différentes configurations, l'analyse hydrologique implique de faire l'estimation des variables souhaitées sur la base d'autres variables et données. Les observations de diverses variables météorologiques sont par exemple souvent très utiles dans ce contexte. Les méthodes associées à ces approches alternatives sont celles de la régionalisation hydrologique et de la modélisation hydrologique. Elles sont évoquées aux points suivants.

1.2.2 Régionalisation hydrologique

La plupart du temps, l'hydrologue n'a pas à sa disposition toutes les données dont il a besoin sur le site qui l'intéresse pour l'analyse/et ou la modélisation hydrologique souhaitée. Dans ce cas, la prédétermination ou la prévision de la variable hydrologique

d'intérêt doit être effectuée sur la base d'autres données informatives disponibles dans la région ou dans le voisinage du site cible. Ces données comprennent souvent les données géographiques et géo-morphologiques permettant de caractériser le bassin versant à étudier. Elles peuvent aussi comprendre diverses variables hydro-météorologiques observées sur ou à proximité de celui-ci. Si l'objectif est d'estimer un débit caractéristique de crue, par exemple, une approche possible consiste à utiliser les débits caractéristiques de crue estimés par ailleurs pour les différents bassins jaugeés de la région où se situe le bassin cible.

Les méthodes d'estimation correspondant à ces approches sont les méthodes dites de régionalisation. Elles constituent une part importante des développements méthodologiques et opérationnels en hydrologie.

1.2.3 Modélisation hydrologique

De nombreuses méthodes ont été développées pour produire une information hydrologique non disponible sur la base de données hydro-météorologiques disponibles. La plupart d'entre elles se basent sur des modèles hydrologiques. La plupart de ces modèles ont été développés pour simuler les débits résultant de diverses sollicitations météorologiques, et en particulier des sollicitations pluviométriques. Certains d'entre eux permettent, par exemple, d'émettre une prévision de débits sur la base de prévisions météorologiques, d'autres de produire les scénarios hydrologiques correspondant à des scénarios météorologiques choisis ou développés par ailleurs (e.g. pour le contexte climatique actuel, pour un climat futur).

Les modèles hydrologiques sont divers et variés. Ils sont souvent classés suivant leurs concepts, les logiques et la nature des expressions mathématiques qui définissent les relations quantitatives entre l'information utilisée en entrée du modèle (e.g. précipitations) et l'information produite en sortie du modèle (e.g. débits). De ce point de vue, il est courant de distinguer trois approches de modélisation : l'une est dite physique, l'autre empirique et la dernière conceptuelle.

L'approche physique consiste à utiliser les lois fondamentales de la physique pour représenter et expliquer les processus hydrologiques régissant le comportement de l'hydrosystème étudié. Il s'agit des lois de conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement. Elles s'expriment sous la forme d'équations aux dérivées partielles par rapport au temps et à l'espace. Si les conditions initiales et les conditions aux limites du système d'équations correspondant étaient parfaitement connues, un modèle physique serait à même de reproduire l'évolution des variables d'état de l'hydrosystème en tout point de l'espace et à tout instant. Cette approche présente diverses limitations. Les caractéristiques physiques du milieu naturel sont très variables dans l'espace. Cette variabilité est très difficile, voire impossible, à décrire car et de surcroît très souvent inconnue. Par ailleurs les processus hydrologiques impliqués dans le comportement hydrologique d'un hydrosystème sont multiples et complexes ; ils ne peuvent donc simplement pas être tous décrits. Dans les modèles à bases physiques, la description des processus et du milieu est par suite nécessairement simplifiée.

L'approche opposée est de type empirique. Les modèles empiriques reposent sur les relations observées entre les entrées et des sorties de l'hydrosystème considéré. Ils représentent la relation entre variables d'entrée et de sortie du système (e.g. relation pluie-débit) à l'aide d'un ensemble d'équations développées et ajustées sur la base

des données obtenues sur le système. Dans ce type de modèle, l'hydrosystème est considéré comme une « boîte noire ». La représentation qui en résulte peut considérer diverses composantes du cycle hydrologique. Le fonctionnement que cette représentation propose est généralement très éloigné du fonctionnement réel de l'hydrosystème. Les approches empiriques sont habituellement développées pour être facilement applicables en mode opérationnel. Elles présentent cependant diverses limitations. Basées sur l'expérience de l'observateur, elles peuvent omettre un ou plusieurs facteurs importants dans le comportement hydrologique à représenter. Si elles permettent souvent de bien reproduire les observations, elles sont par ailleurs difficilement transposables pour des contextes hydro-météorologiques différents de celui pour lequel elles ont été développées.

Les approches de modélisation dites conceptuelles se placent entre les deux approches précédentes. Les modèles conceptuels imposent une représentation simplifiée de la description de l'hydrosystème, à savoir de sa géométrie, de ses caractéristiques physiques ainsi que des processus physiques qui en régissent le comportement. La représentation est conceptuelle dans le sens où elle se base sur la perception, a priori, que l'hydrologue a du comportement hydrologique du bassin. Les simplifications possibles sont multiples conduisant de ce fait à toute une série de modèles. Si les simplifications sont importantes, de tels modèles tendent vers les modèles empiriques. Dans le cas inverse, ils s'approchent des modèles à bases physiques. Les modèles conceptuels offrent souvent l'avantage d'être simples à développer et à mettre en œuvre. Ils doivent cependant être ajustés à un jeu de données observées pour l'hydrosystème considéré. Leur transposabilité spatiale et temporelle peut donc de nouveau être source de difficultés. Les modèles conceptuels décrivent souvent l'hydrosystème par une combinaison de réservoirs conceptuels supposés représenter ses différents compartiments hydrologiques (e.g. zone non saturée, zone saturée d'un bassin versant). Ces réservoirs sont reliés entre eux par de simples relations d'échanges. A chaque réservoir est par ailleurs associé une équation de continuité. Cette équation, appelée aussi équation de bilan hydrique en hydrologie, s'applique en fait à tout hydrosystème fermé (e.g. bassin versant, tronçon de rivière, parcelle de sol). Elle exprime le fait que la variation du volume d'eau stocké dans le système au cours d'un intervalle de temps donné est égale à la différence entre la somme des volumes entrants et la somme des volumes sortants sur cet intervalle de temps (fig. 1.2).

1.2.4 Production de scénarios hydro-météorologiques

La gestion optimale, à moyen ou à long terme, de la ressource en eau et des risques associés nécessite la connaissance ou la détermination de scénarios hydrologiques possibles ou probables pour le contexte hydro-climatique considéré. Dans l'idéal, il est même souvent nécessaire de pouvoir considérer toute une série de scénarios de façon à prendre au mieux en compte la variabilité hydrologique existante. Pour la grande majorité des applications hydrologiques et pour autant qu'un modèle hydrologique approprié soit disponible, l'approche courante consiste à simuler les scénarios hydrologiques souhaités sur la base de scénarios météorologiques identifiés ou générés par ailleurs pour le contexte climatique d'intérêt.

De plus, la gestion de la ressource et des risques associés nécessite aussi de pouvoir anticiper l'évolution temporelle probable des variables hydrologiques dans le

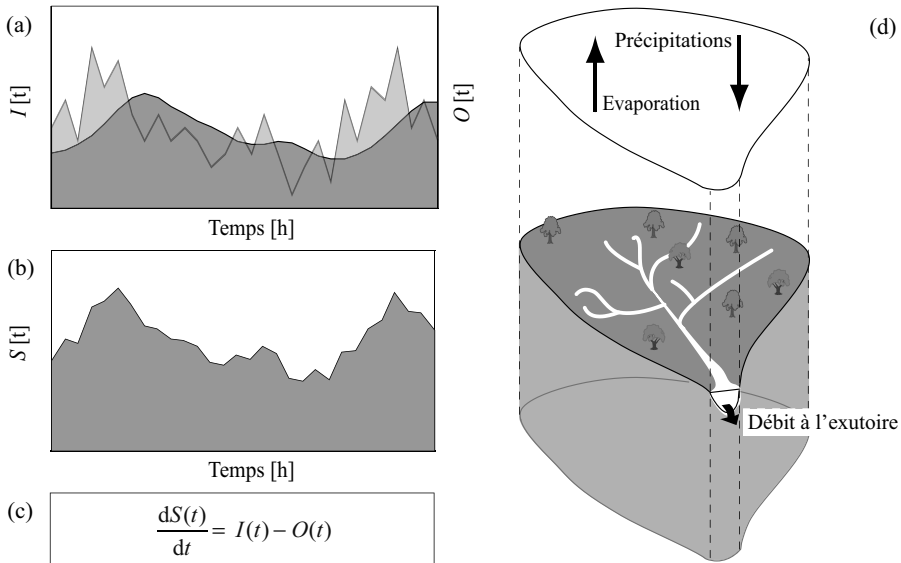


Fig. 1.2 Illustration du principe de conservation de la matière pour un hydrosystème donné. (a) variations temporelles des débits entrant ($I(t)$) et sortant ($O(t)$) du système; (b) variations correspondantes du stock au sein du système ($S(t)$); (c) équation de continuité pour le système; (d) limites spatiales du système hydrologique considéré (ici le bassin versant) et quelques-uns des flux d'entrée et de sortie impliqués dans son bilan.

futur proche. Dans la majorité des cas, les prévisions hydrologiques requises à cet effet sont obtenues par simulation hydrologique sur la base de prévisions météorologiques idoines.

La production de scénarios météorologiques, qu'ils s'inscrivent dans une problématique de prévision ou de prédétermination, constitue une des composantes clés des méthodes d'analyse que l'hydrologue a à disposition.

1.3 CONTENU DE L'OUVRAGE

1.3.1 Thématiques abordées

Cet ouvrage comporte 12 chapitres dont le présent chapitre d'introduction. Les données nécessaires et/ou généralement disponibles pour l'analyse et la modélisation hydrologiques sont présentées dans le chapitre 2. Il s'agit d'abord des séries temporelles qui permettent de suivre l'évolution des sollicitations météorologiques et des variables d'état du système étudié. Il s'agit ensuite des données géographiques (données spatiales) utiles pour la description de l'hydrosystème.

Les chapitres 3 à 7 traitent de la modélisation hydrologique.

Le chapitre 3 présente les principes généraux d'une démarche de modélisation hydrologique. Il aborde les diverses problématiques liées à la construction d'un modèle, à l'estimation de ses paramètres et à sa validation. Le chapitre 4 propose diverses modélisations possibles pour la représentation et la simulation de certains des

processus qui conditionnent la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère (i.e. interception par la végétation, stockage de surface, évaporation, évapotranspiration, infiltration). Le chapitre 5 aborde la façon dont les ruissellements de surface, résultant de cette répartition, produisent les écoulements à l'exutoire d'un bassin donné. Le chapitre 6 présente les aspects liés à la propagation des écoulements en rivière et au routage des débits dans les lacs et dans les retenues artificielles. Ces trois chapitres font respectivement référence à ce qu'il est commun d'appeler la fonction de production, la fonction de transfert et la fonction d'acheminement (fig. 1.3). Les problématiques liées à la modélisation hydrologique des bassins versants de montagne, impliquant la présence de glaciers ou d'un couvert neigeux saisonnier, sont abordées dans le chapitre 7.

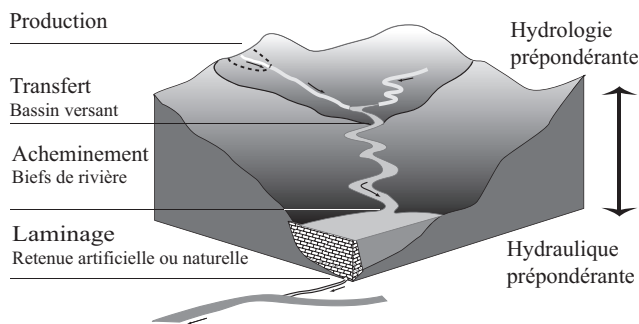


Fig. 1.3 Domaine de répartition des approches hydrologiques et hydrauliques pour la simulation des débits.

Les chapitres 8 à 10 apportent des réponses opérationnelles aux problématiques de la prédétermination et de la prévision hydrologique. Le chapitre 8 est dédié à l'estimation de débits d'étiages ainsi qu'à leur prévision. L'estimation des débits de crues ainsi que la détermination d'hydrogrammes de crue de projet est abordée dans le chapitre 9. Le chapitre 10 présente les différentes composantes nécessaires au développement d'un modèle opérationnel de prévision hydro-météorologique.

Les chapitres 11 à 12 abordent des problématiques hydrologiques transversales. Les méthodes possibles pour la régionalisation hydrologique font l'objet du chapitre 11. Le chapitre 12 présente certaines problématiques clés de l'hydro-météorologie : celle de la production de prévisions météorologiques, de la détermination de scénarios météorologiques pour un contexte climatique donné (actuel, futur), ces différents scénarios devant être adaptés aux exigences de l'analyse et/ou de la modélisation hydrologique.

D'autres thématiques hydrologiques importantes pour l'ingénieur auraient pu aussi être abordées dans cet ouvrage. Leur omission ne signifie pas qu'elles soient d'importance moindre que celles présentées ici. Divers ouvrages spécialisés y sont consacrés et le lecteur pourra s'y référer. Dans la littérature francophone, le lecteur pourra, par exemple, consulter les ouvrages de Musy et Higy (2004) pour l'analyse des processus hydrologiques, de Meylan *et al.* (2008) pour l'analyse fréquentielle des variables hydrologiques, de Chocat (1997) pour ce qui a trait à l'hydrologie en milieu urbain, de Soutter *et al.* (2007) pour les questions liées à la gestion des eaux et des sols, de Gilli *et al.* (2004) pour ce qui concerne l'hydrogéologie.

1.3.2 Contenu des chapitres

Chaque chapitre présente le contexte et les enjeux associés à la thématique visée puis certaines méthodes et/ou modèles possibles pour y répondre. Dans certains cas, quelques éléments de réflexion pour le choix de l'une ou l'autre d'entre elles sont aussi exposés. Le texte des chapitres est illustré à l'aide de figures et d'exemples commentés. Un complément d'information est souvent donné dans les encadrés présents au sein du texte principal ainsi que dans les annexes regroupées à la fin de chaque chapitre.

Les points clés de chaque thématique abordée sont résumés à la fin du chapitre à titre de guide pédagogique.

1.3.3 Contenu de la base de données d'exercices

L'ouvrage est finalement accompagné d'un CDROM de plus de 150 exercices, construits pour certains sur des études de cas pour l'ingénieur, avec données, feuilles de calcul, énoncés et pour la plupart corrigés détaillés.

Ces exercices ont été construits dans le cadre des enseignements d'hydrologie donnés à l'attention des étudiants de l'Ecole polytechnique fédérale et de l'Université de Lausanne. Ils couvrent la majeure partie des thématiques abordées dans le présent ouvrage ainsi que dans l'ouvrage *Hydrologie. Une science de la nature* de Musy et Higy (2004). Ce dernier reprend, en le complétant, le cours en ligne accessible sur le site : <http://hydram.epfl.ch/e-drologie/>. Certains exercices visent par ailleurs d'autres thématiques hydrologiques clés pouvant intéresser l'ingénieur : celles-ci sont liées par exemple à la « gestion des eaux », à l'« hydrologie urbaine » et à l'« analyse fréquentielle des variables hydrologiques ». De nombreux exercices portent en particulier sur le pré-dimensionnement ou le diagnostic d'ouvrages hydrauliques courants.

CHAPITRE 2

DONNÉES NÉCESSAIRES POUR L'ANALYSE ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

Pour comprendre, caractériser et/ou modéliser les différents phénomènes et processus associés aux systèmes hydrologiques, il est nécessaire de disposer et/ou d'acquérir un certain nombre de données. Celles-ci peuvent être classées en deux catégories :

- les séries temporelles et les données historiques qui permettent de suivre, de façon continue ou discontinue, l'évolution temporelle des sollicitations météorologiques (e.g. précipitations, températures, vents) et les variables d'état du système (e.g. débits, humidité des sols, hauteurs de nappe, extension, hauteur et équivalent en eau du manteau neigeux, niveau de remplissage des réservoirs naturels et artificiels) ;
- les données géographiques (c'est-à-dire données spatiales) qui permettent de décrire, à un moment donné, le système hydrologique étudié (e.g. caractéristiques physiographiques du bassin versant, caractéristiques du réseau hydrographique, des ouvrages hydrauliques).

Ces données ne sont pas toujours disponibles ou le sont parfois de façon lacunaire. Quand elles existent, elles peuvent aussi ne pas correspondre à la période d'intérêt ou n'en couvrir qu'une partie insuffisante. Leur existence, leur accessibilité ainsi que leur qualité influencent pourtant fortement le succès de l'analyse et de la modélisation hydrologiques.

Ce chapitre n'a pas pour but de faire une revue des différentes techniques de mesures classiques ou modernes d'acquisition des données – certaines d'entre elles sont présentées dans le chapitre 7 « La mesure hydrologique » de Musy et Higy, 2004 – mais tente de synthétiser les principales données dont dispose ou dont peut avoir besoin l'ingénieur hydrologue pour une analyse et/ou une modélisation hydrologique. Une attention particulière est apportée, dans un premier temps, aux données pluviométriques et débimétriques (sect. 2.1 et 2.2). D'autres types de données météorologiques ou hydrologiques sont abordés dans la section 2.3. Les informations utiles à la description du bassin versant sont traitées dans la section 2.4. Enfin, la section 2.5 aborde les données obtenues par télédétection.

Rappelons que l'objectif pour lequel l'étude hydrologique est menée (e.g. prévision des crues, études des étiages, mise au point de cartes de dangers liés aux crues) détermine

le type et la quantité de données requises. De même, la disponibilité et la qualité de ces données, facteurs la plupart du temps limitant en hydrologie, seront des éléments déterminants dans le choix des méthodes finalement utilisées pour répondre à l'objectif visé.

2.1 PRÉCIPITATIONS

Les données sur les précipitations constituent sans conteste une des entrées fondamentales pour de nombreux modèles hydrologiques. Deux principaux systèmes permettent à ce jour d'avoir une information pertinente sur les précipitations : les réseaux de pluviomètres et de pluviographes d'une part ; les radars météorologiques d'autre part. Les premiers offrent en chaque site instrumenté une mesure directe des précipitations au sol. Les mesures sont ponctuelles. Les seconds, basés sur une technique de détection à distance, proposent une estimation indirecte des précipitations et en particulier de leur structure spatiale.

Les principales problématiques que l'ingénieur peut rencontrer lors de l'utilisation de ces données sont précisées ci-dessous. Une réflexion sur le problème de l'estimation des lames précipitées à l'échelle d'un bassin versant, tâche hydrologique incontournable, est proposée. Il faut à ce titre rappeler que les précipitations sont fortement variables dans l'espace et dans le temps, cette variabilité dépendant essentiellement pour une région donnée de la situation météorologique observée pour la journée considérée. Sur un territoire donné, l'estimation des précipitations et de leur variabilité est d'autant plus fiable que les mesures sont fréquentes et denses.

Outre les données pluviométriques observées ou dérivées d'observations, d'autres types de données pluviométriques peuvent être également fournis aux modèles pluie-débit. Il s'agit notamment des prévisions pluviométriques, des scénarios pluviométriques obtenus à partir d'une étude fréquentielle des précipitations observées ou des scénarios obtenus par simulation, à l'aide d'un générateur stochastique approprié (chap. 12).

2.1.1 Pas de temps de la mesure et réactivité du bassin étudié

Le pas de temps pertinent ou nécessaire à la description des précipitations est, en premier lieu, souvent choisi en fonction de l'objectif visé et de la réactivité du système analysé : un pas de temps hebdomadaire, voire mensuel, peut être suffisant par exemple pour des problématiques liées à la gestion saisonnière de la ressource (e.g. gestion de retenues pour la production d'hydroélectricité) ou pour l'étude de vastes systèmes hydrologiques (e.g. bassins versants de plusieurs dizaines de milliers de km^2).

Des pas de temps plus fins sont cependant requis pour la majorité des applications hydrologiques. Les modèles de croissance végétale nécessitent par exemple l'évaluation des volumes de précipitations journalières. Le dimensionnement de la capacité d'évacuation d'un ouvrage de collecte des eaux de ruissellement nécessite souvent des données à un pas de temps horaire voire infra-horaire.

Dans le contexte de la transformation pluie-débit, le choix du pas de temps doit être, en première approximation, effectué sur la base : 1) de l'échelle de temps nécessaire à une bonne description des principaux processus de génération des crues – liés en particulier à la production des écoulements rapides, et 2) de la réactivité du bassin versant étudié, caractérisée par son temps de concentration. Ce dernier est lié à divers facteurs dont en particulier sa taille (Musy et Higy, 2004). Pour les petits et moyens

bassins versants (c'est-à-dire de taille inférieure à 10 000 km²), le pas de temps requis est généralement inférieur à 24 heures. Il est alors nécessaire d'obtenir des données pluviométriques à des résolutions horaires, voire plus fines – quelques minutes pour les petits bassins versants urbains, souvent très réactifs.

2.1.2 Réseaux de pluviomètres et de pluviographes

Les mesures ponctuelles sont souvent les seules à être disponibles pour les études hydrologiques. Les séries chronologiques de précipitation observées sur la base des réseaux de pluviomètres (pas de temps journalier) sont généralement bien plus longues que celles obtenues avec les réseaux de pluviographes (pas de temps horaire ou plus fin) dont la couverture s'est cependant nettement densifiée à partir des années 1970. Certaines séries journalières remontent à la fin du XIX^e siècle.

Les incertitudes sur la mesure et les problèmes liés à leur utilisation pour l'estimation de lames précipitées sur une surface donnée sont abordés ci dessous.

Incertitudes sur la mesure au sol

Une attention particulière doit être portée à la fiabilité des mesures des précipitations effectuées à l'aide des pluviomètres et pluviographes. Bien que simple du point de vue technique, la mesure est délicate (Musy et Higy, 2004). Les volumes captés par ces instruments dépendent du site de la station de mesure, de la proximité d'éventuels obstacles à la circulation de l'air au voisinage de l'appareil, de la forme et de l'exposition de l'appareillage, de la prévention des pertes par évaporation, de l'effet du vent ou encore de l'effet de rejaillissement sur le pouvoir de captage de l'appareil.

Il existe aussi des erreurs inhérentes au fonctionnement de l'appareil – la précision du pluviographe à augets basculeurs est par exemple très sensible aux très fortes intensités de pluie. Un rapport de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (WMO, 1994) traite de ces différentes facettes en relation avec les pratiques hydrologiques. Les services météorologiques nationaux, principaux fournisseurs de données, assurent généralement un service de validation des séries de précipitations – souvent par l'analyse conjointe des diagrammes produits par le pluviographe et des relevés pluviométriques journaliers effectués manuellement par un observateur.

Une dernière source d'incertitude est liée aux précipitations solides qui peuvent être relativement mal estimées même si l'appareil de mesure est équipé d'un système chauffant pour la fonte des volumes précipités sous forme de neige. En montagne, les précipitations mesurées sous-estiment souvent fortement les précipitations réellement tombées.

Les incertitudes sur les précipitations mesurées sont donc importantes. Celles relatives aux précipitations estimées pour les applications hydrologiques courantes le sont encore plus du fait de la méconnaissance de leur variabilité spatiale et des incertitudes supplémentaires induites par les techniques d'interpolation utilisées pour leur spatialisat-ion. La précision des estimations dépend ici fortement du réseau de pluviomètres et de pluviographes disponibles sur la région d'étude (cf. Lebel, 1997). Il est à ce titre important de noter qu'il n'existe pas de réseau optimal dans l'absolu. Le réseau optimal dépend en particulier des pas de temps et d'espace requis pour l'analyse hydrologique visée – il sera par exemple nécessairement très dense en milieu urbain.

Interpolation spatiale et lame précipitée sur une surface donnée

La majorité des données pluviométriques dont dispose l'hydrologue sont les données ponctuelles obtenues en un nombre limité de stations pluviométriques. Il est cependant souvent nécessaire d'estimer, pour un évènement pluviométrique ou une période donnée, la quantité des précipitations tombées en un site quelconque, sans mesure¹, ou celle tombée sur un domaine D de surface S donnée – par exemple sur tout ou partie d'un bassin versant. Le volume de pluie affectant un domaine D pendant une durée Δt est souvent représenté par la précipitation surfacique moyenne sur cette surface ou par la lame d'eau P_D (volume rapporté à la surface du domaine). L'estimation de ces variables fait appel aux techniques d'interpolation spatiale.

Il existe une grande variété de méthodes d'interpolation spatiale des données (Creutin et Obled, 1982). Pour les plus courantes d'entre elles, la précipitation locale $P_M(t)$ tombée au point $M(x_0, y_0)$ pendant l'intervalle de temps $[t, t + \Delta t]$, de même que la lame d'eau $P_D(t)$ affectant le domaine D pendant Δt , est estimée par une moyenne pondérée des précipitations ponctuelles $P_i(t)$ observées pendant Δt aux n stations pluviométriques situées sur ou à proximité du point ou du domaine considérés :

$$\text{Au point } M: \quad P_M^*(t) = \sum_{i=1}^n \lambda_{M,i} \times P_i(t) \quad (2.1)$$

$$\text{Sur le domaine } D: \quad P_D^*(t) = \sum_{i=1}^n \lambda_{D,i} \times P_i(t) \quad (2.2)$$

où le symbole * dénote le fait qu'il s'agit d'une estimation, où $P_i(t)$ est la précipitation enregistrée à la station i entre les instants t et $t + \Delta t$, et où $\lambda_{\bullet,i}$ est le facteur de pondération associé cette station.

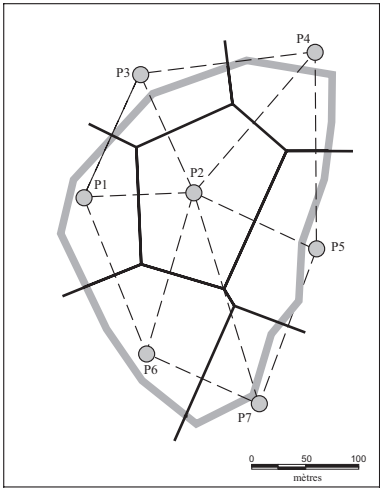
La méthode d'interpolation la plus simple est d'affecter le même poids λ_i à toutes les stations proches disposant de mesures sur l'intervalle Δt (moyenne arithmétique). Cette méthode, peu recommandée, peut éventuellement être utilisée si les précipitations et les postes de mesure sont répartis de façon relativement homogène sur la région d'étude.

La pondération λ_i est en fait souvent prise comme une fonction décroissante de la distance séparant la station i du point ou de la surface d'intérêt – pondération dite inverse distance. La pondération peut encore se baser sur la discrétisation du domaine obtenue avec les polygones de Thiessen. La pondération peut aussi se baser sur le tracé préalable des isohyètes (courbes d'égale hauteur précipitée). Ces méthodes sont décrites plus précisément dans l'annexe 2.7.1. Leur application est illustrée dans l'exemple 2.1.

Exemple 2.1

La pluviométrie annuelle a été mesurée sur 7 stations situées dans ou à proximité d'un bassin versant d'environ 57 500 m². La lame précipitée moyenne annuelle pour le bassin versant est estimée en utilisant successivement a) la méthode des polygones de Thiessen, b) la méthode de l'inverse de la distance et enfin c) celle des isohyètes.

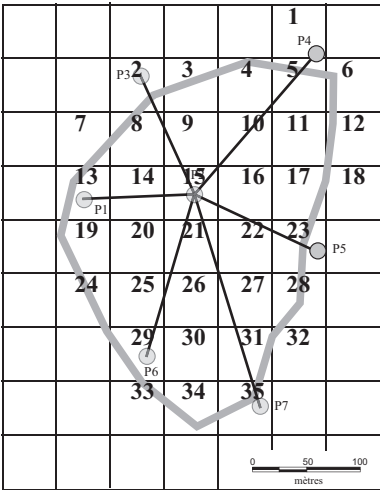
¹ Absence de mesure due au fait que le site est non instrumenté ou à une panne de l'appareillage en place sur le site pour la période considérée.



a) Méthode des polygones de Thiessen

Station	Pluie [mm]	Surface Polygone [m ²]	WSi [-]	Pi WSi [mm]
P1	550	7539	0,13	72
P2	500	6066	0,11	53
P3	625	4591	0,08	50
P4	610	16194	0,28	172
P5	490	3805	0,07	32
P6	425	8123	0,14	60
P7	375	11125	0,19	73

$P_{\text{moy}} = 512$



b) Méthode de l'inverse de la distance

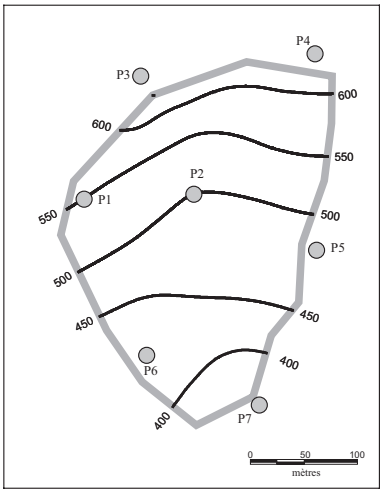
Station	Pluie [mm]	Méthode spatialisée		Méth. centroïde du bassin	
		WSi [-]	Pi WSi [mm]	WSi [-]	Pi WSi [mm]
P1	550	0,15	82	0,13	71
P2	500	0,17	84	0,18	90
P3	625	0,11	66	0,08	51
P4	610	0,07	45	0,07	41
P5	490	0,13	64	0,13	66
P6	425	0,19	81	0,26	112
P7	375	0,18	68	0,14	54

$P_{\text{moy}} = 491 \qquad P_{\text{moy}} = 485$

Dans cet exemple, la pluie sur la maille 15 de la grille est déterminée comme :

$$\sum_{i=1}^7 d_{i,M}^{-2} P_i / \sum_{i=1}^7 d_{i,M}^{-2}$$

où *M* est le centre de cette maille. La pluie moyenne sur le bassin en entier est ensuite obtenue comme la moyenne pondérée de toutes les valeurs des sous-surfaces



c) Méthode des isohyètes

Inter-isohyètes		Pluie moyenne entre deux isohyètes	Surface entre deux isohyètes	WSi	Pi WSi
Inf.	sup.	[mm]	[m ²]	[-]	[mm]
350	400	375	3425	0,060	22
400	450	425	10 146	0,177	75
450	500	475	16 087	0,280	133
500	550	525	13 974	0,243	128
550	600	575	10 161	0,177	102
600	625	613	3651	0,064	39

$P_{\text{moy}} = 499$

Les méthodes inverse distance ou basées sur les polygones de Thiessen sont très fréquemment utilisées en hydrologie opérationnelle. Elles sont en fait particulièrement attractives car les poids à affecter aux différentes stations sont invariants dans le temps – pour autant que le réseau de mesure n’évolue pas sur la période considérée. Par suite, l’estimation successive des précipitations moyennes tombées sur les différents pas de temps d’une période donnée est facilement réalisable. Ces méthodes ne permettent cependant pas une interpolation du champ de précipitation optimale au sens statistique.

A contrario, les méthodes géostatistiques, telles que la méthode du krigeage, très utilisée en géosciences, permettent cette interpolation optimale. Elles permettent aussi d’obtenir la variance de l’erreur d’estimation à attendre. L’incertitude sur les précipitations affectant le domaine considéré peut par suite être caractérisée, puis utilisée pour estimer l’incertitude hydrologique qui en résulte. Les principes et les ingrédients nécessaires à l’application des méthodes géostatistiques pour la spatialisaton des précipitations sont présentés dans l’annexe 2.7.2. Ces méthodes restent peu utilisées en mode opérationnel car elles sont moins aisées à appliquer que les méthodes plus simples évoquées ci-dessus. La méthode du krigeage nécessite par exemple l’ajustement d’un modèle – une fonction analytique, sur le variogramme empirique dérivé des observations pour le champ considéré (annexe 2.7.2). Cet ajustement est souvent effectué manuellement (automatisation difficile). Or, le variogramme empirique peut fortement varier dans le temps, d’un événement pluviométrique à un autre en particulier ; il peut aussi être anisotrope et dépendre de la direction considérée. Par suite, la méthode de krigeage est principalement utilisée pour l’interpolation des précipitations correspondant à une sélection réduite d’événements ou pour différentes précipitations interannuelles moyennes (annuelles, saisonnières). Différents raffinements permettent cependant d’en envisager une application plus large (annexe 2.7.2).

Les reliefs marqués influencent fortement la variabilité spatio-temporelle des précipitations. L’interpolation spatiale des précipitations dans ce contexte particulier est abordée dans le chapitre 7 de cet ouvrage et, pour le cas du krigeage en particulier, dans l’annexe 2.7.2.

Quelle que soit la méthode d'interpolation spatiale considérée, il n'est possible d'obtenir qu'une estimation approximative du volume de la pluie réellement tombée sur la surface considérée. L'incertitude sur la lame d'eau estimée est d'autant plus grande que le réseau est peu dense et que le pas de temps considéré est petit. De plus, la précision de l'estimation varie d'un événement pluviométrique à un autre : elle est en général d'autant plus faible que la variabilité spatiale des précipitations est forte (du fait de la nature de l'événement, des effets induits par la topographie) et que l'extension spatiale de l'événement est faible.

En raison de la nature très localisée de certains champs de précipitations, tels que ceux associés par exemple aux cellules orageuses observées sous nos latitudes (Europe, climat tempéré) en été, un réseau, même modérément dense, peut ne pas enregistrer un événement précipitant à l'origine d'une crue. L'analyse réalisée par Neppel *et al.* (2006) illustre très bien le problème. Les auteurs ont déterminé l'aptitude du réseau de pluviomètres de l'observatoire «OHMCV»² à observer différents épisodes pluvieux. Un grand nombre d'épisodes, de différentes surfaces, ont été générés, leur forme étant supposée circulaire et leur position étant choisie de façon aléatoire sur le domaine d'étude (distribution uniforme). La simulation montre que l'observatoire actuel, qui dispose depuis 1960 de 11 postes pour 1000 km² en moyenne, ne « voit » pas (un épisode est vu s'il touche au moins un des postes) un épisode de 80 km² de diamètre sur deux. Quant à l'ancien réseau nettement moins dense (deux postes en moyenne pour 1000 km²) et en place sur la même région de 1900 à 1940, il ne voit pas un épisode de 250 km² de diamètre sur deux. Ce réseau n'aurait par exemple pas pu observer la partie la plus intense de l'événement exceptionnel survenu sur l'Aude les 12 et 13 novembre 1999 (fig. 2.1).

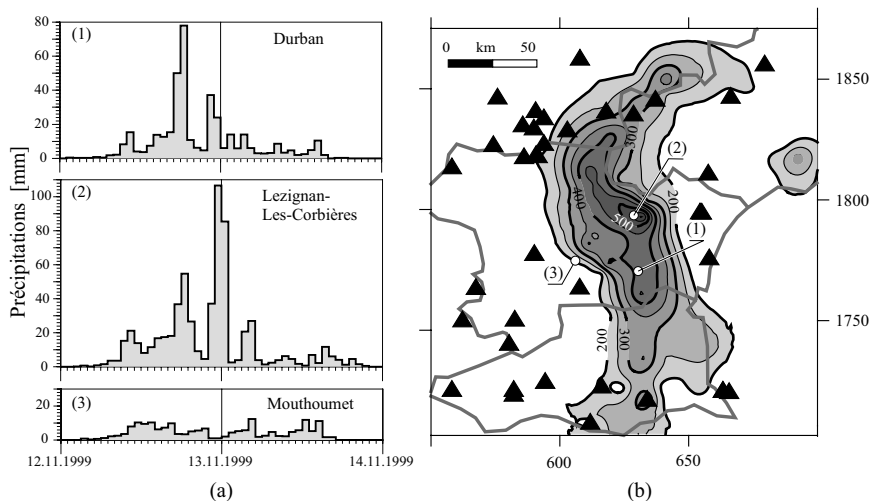


Fig. 2.1 Aptitude d'un réseau de pluviomètres à voir les événements précipitant. (a) Hyéto grammes observés pour les journées de 12 et 13 novembre 1999 en trois stations situées au sein de l'OHMCV. (b) Champ des précipitations estimé pour cet événement sur la région (cartographié à partir des postes en place en 1999) et réseau des pluviomètres de 1930 (seules les isohyètes supérieures à 200 mm ont été représentées) (d'après Neppel *et al.*, 2006 et modifiée).

² L'OHMCV est l'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais en France (Delrieu *et al.*, 2005).

Il ne faut pas perdre de vue que toutes les méthodes d'interpolation évoquées ci-dessus tendent à lisser les champs de précipitations réels. Comme les processus hydrologiques sont généralement fortement non-linéaires, ce lissage peut conduire à des erreurs significatives dans les analyses hydrologiques ultérieures (par exemple dans l'estimation des précipitations nettes et des crues résultantes, cf. Vischel, 2006).

Les recherches actuelles tendent à réduire ces incertitudes. Les techniques radars, malgré d'importantes limitations, permettent par exemple d'améliorer l'estimation de la variabilité spatiale des précipitations (§ 2.1.3). Les réanalyses météorologiques, qui informent sur la situation météorologique à large échelle du jour courant, sont aussi très informatives dans ce contexte (§ 2.3.1). Elles permettent de mieux comprendre l'origine et le contexte régional des précipitations et complètent l'information lacunaire dérivée des observations locales. L'utilisation de modèles stochastiques pour la génération conditionnée de champs aléatoires est finalement aussi une possibilité pour produire différents scénarios pluviométriques plausibles et ainsi décrire une partie de l'incertitude liée à l'estimation des précipitations et de leurs effets (annexe 2.7.2 et chap. 12).

2.1.3 Radars météorologiques

Principe

Le radar³ a été développé initialement dans les années 1930s pour la détection des avions. Un radar est composé d'un émetteur d'ondes, d'un récepteur et d'un système d'exploitation permettant de détecter une grande variété d'objets. Le radar émet des pulses d'énergie électromagnétique dans le spectre des fréquences micro-ondes et «écoute» le signal reçu en retour (longueur d'onde λ généralement entre 1 et 10 cm).

Un radar conventionnel mesure la puissance rétro-diffusée par la cible qui dépend de la taille et des propriétés diélectriques de celle-ci. Le décalage temporel entre le signal reçu et le signal émis permet d'estimer la distance radar-cible. Les radars Doppler, qui mesurent, en plus de la puissance rétro-diffusée, les phases des signaux émis et reçus en retour, permettent d'estimer la vitesse de déplacement de la cible dans l'axe de la visée (Tabary, 2002). La direction du déplacement peut être estimée à partir des données de deux ou plusieurs radars Doppler.

Les radars au sol sont devenus depuis quelques années des instruments à part entière de l'hydro-météorologie, notamment pour l'observation des épisodes convectifs (fig. 2.2). Les objets visés par le radar sont alors les hydrométéores (gouttes d'eau, flocons de neige, grêlons). La puissance rétro-diffusée mesurée par le radar est convertie en un facteur de réflectivité radar, souvent nommé réflectivité radar. Il caractérise les hydrométéores (encadré 2.1). Les radars à double polarisation permettent aussi d'accéder à la forme des hydrométéores détectés et ainsi d'identifier leur type (gouttes, flocons, grêlons) (Sauvageot, 2000). Le radar présente un intérêt certain par rapport à un réseau classique de pluviographes puisqu'il permet d'estimer, avec une haute résolution, la variabilité spatio-temporelle des précipitations dans un rayon de quelques dizaines à centaines de kilomètres. A chaque visée du radar, une mise à jour du champ de précipitation estimé est réalisée permettant ainsi un certain suivi du développement et de la trajectoire des événements précipitants.

³ Le radar est l'acronyme de l'expression anglaise *Radio Detection and Ranging*, c'est-à-dire «détection radio et mesure de la distance».

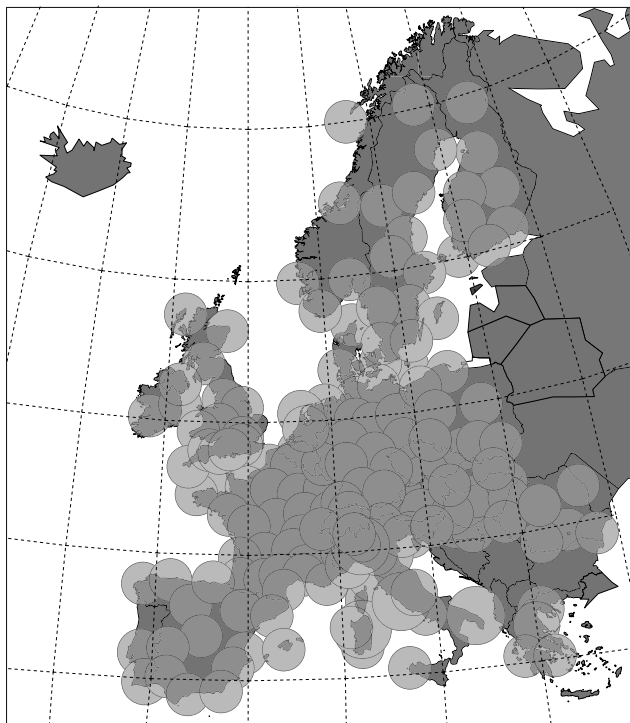


Fig. 2.2 Couverture spatiale de l'Europe par différents types de radars météorologiques. Le rayon des surfaces couvertes est compris entre 150 km et 500 km (état au 12/2002) (données extraites du site internet produit par le réseau des services météorologiques Européens (EUMETNET / projet OPERA)). La visibilité hydrologique du réseau est nettement moindre que la visibilité théorique présentée sur cette figure (environ 50% de la surface couverte par les disques, variable suivant les régions).

Encadré 2.1 Le radar météorologique

Le radar météorologique mesure la rétro-diffusion de l'onde (émise par le radar) par les hydrométéores contenus dans un volume donné. Lorsqu'elles sont soumises à un champ électromagnétique, les molécules d'eau constituent des dipôles oscillants qui captent puis ré-émettent de manière isotrope dans l'espace la fréquence du champ. Les facteurs les plus importants affectant la détection des précipitations sont 1) les caractéristiques du radar, 2) celles de la cible, 3) les conditions atmosphériques entre le radar et la cible, et 4) la distance radar-cible. Pour que les précipitations soient détectables, il est nécessaire que la longueur d'onde λ de la radiation utilisée soit d'un ordre de grandeur plus grand que la taille des hydrométéores (d'où λ compris entre 1 et 10 cm).

Les caractéristiques principales des radars qui influencent la résolution de la mesure et les erreurs de mesure sont : l'ouverture du faisceau, l'angle de site et la portée du signal. La longueur d'onde λ utilisée (bande X : $\lambda = 3$ cm ; C : $\lambda = 5$ cm ; S : $\lambda = 10$ cm) conditionne l'importance des erreurs dues à l'atténuation. Pour les radars émettant des petites longueurs d'onde, l'erreur d'atténuation est importante. Ces radars nécessitent cependant des dispositifs moins grands et moins coûteux que les radars à grandes longueurs d'onde.

Les radars peuvent explorer l'atmosphère en combinant des rotations de l'antenne à site constant et/ou des balayages verticaux à azimut constant. Les mesures sont donc effectuées en coordonnées polaires. Une exploration de l'atmosphère peut être réalisée sur la base de plusieurs tours d'antenne opérés pour des sites croissants (ou décroissants). Les restitutions sont souvent données à l'aide de post-processeurs informatiques pour différentes coupes verticales ou horizontales de l'atmosphère. Les mesures sont alors transformées en coordonnées cartésiennes sur des pixels souvent carrés dont la résolution horizontale est généralement comprise entre $0,5 \times 0,5$ km et 4×4 km avec une résolution temporelle de 5 à 10 min.

Données de pluie issue des radars : relations Z - R

Un des points sensibles de la mesure radar des précipitations en hydrologie est la nécessité de trouver une relation pour la transformation de la réflectivité des cibles obtenue par le radar⁴, nommée Z , en intensité des précipitations au niveau du sol appelée classiquement R . Il existe principalement deux méthodes de restitution du taux de précipitation à partir des réflectivités qui s'appuient ou non sur les réseaux pluviométriques au sol (cf. Vieux, 2001a ; Krajewski et Smith, 2002).

La première méthode compare directement les données de précipitations R_i mesurées par n pluviomètres aux n données de réflectivité radar Z_i obtenues, sur le même intervalle de temps, là où les pluviomètres sont localisés. Une relation empirique Z - R est déduite de ces observations. Cette relation est ensuite utilisée pour estimer l'intensité des précipitations en tous points du domaine pour lesquelles la réflectivité du champ est disponible. La relation Z - R établie par Marshall et Palmer (1948), dont l'expression est $Z = 200 R^{1,6}$, est une relation de ce type.

La seconde méthode est basée sur le fait que les deux grandeurs, Z et R , dépendent de la distribution dimensionnelle des gouttes de pluie, c'est-à-dire, du diamètre des gouttes et de leur nombre – distribution communément nommée «DSD» (de *Drop Size Distribution* en anglais). Sous certaines hypothèses, concernant la forme de la DSD en particulier, une relation théorique peut être obtenue entre Z et R (encadré 2.2). Dans la pratique, la DSD est souvent estimée pour différents événements de calage, à l'aide d'un disdromètre – instrument de mesure qui permet d'estimer, le nombre de gouttes de pluie qui arrivent au sol suivant leur taille, ce qui permet ensuite de calculer Z et R ⁵. Une relation de la forme $Z = a R^b$ est établie de façon empirique pour les différents types de pluies couramment observées par le radar (cf. pluies stratiformes, pluies convectives).

⁴ La carte des réflectivités constitue une première information purement qualitative sur les précipitations détectées. Il ne faut jamais oublier qu'elle correspond à des précipitations détectées à des altitudes croissantes avec la distance au radar, et intégrées en hauteur. Pour obtenir une estimation des intensités de pluie au sol plusieurs transformations sont nécessaires.

⁵ L'intensité des précipitations peut évidemment être obtenue directement par le biais de mesures conventionnelles.

Encadré 2.2 Distribution des tailles de gouttes de pluie / Réflectivité / Intensité des précipitations / Facteur de correction

Relation Z-DSD. La réflectivité Z mesurée par le radar est la somme des réflectivités individuelles de l'ensemble des gouttes d'eau contenues dans le volume cible. Par suite :

$$Z = \int_{D=0}^{D=\infty} N(D) \cdot \sigma_B(D) \cdot dD \quad (2.3)$$

où $N(D)$ est la fonction de distribution du diamètre D des gouttes d'eau (DSD) et où $\sigma_B(D)$ est la section efficace de rétrodiffusion d'une goutte d'eau, si elle est supposée sphérique et de diamètre D . Pour une longueur d'onde λ suffisamment grande, la section efficace de rétrodiffusion d'une goutte d'eau est approximativement proportionnelle à la puissance 6 de son diamètre (approximation de Rayleigh). La réflectivité mesurée par le radar a alors l'expression suivante, d'autres expressions étant possibles pour le cas général :

$$Z = C_Z \int_{D=0}^{D=\infty} N(D) \cdot D^6 \cdot dD \quad (2.4)$$

où C_Z est une constante dépendant des unités.

Relation R-DSD. L'intensité R des précipitations mesurées au sol [mm/h] résulte de la vitesse de chute des gouttes de pluie. Par suite :

$$R = C_R \int_{D=0}^{D=\infty} V_C(D) \cdot Vol(D) \cdot N(D) \cdot dD \quad (2.5)$$

où $V_C(D)$ et $Vol(D)$ sont la vitesse de chute et le volume de la goutte d'eau de diamètre D , où $N(D)$ est la DSD de l'événement et où C_R est une constante dépendant des unités.

Relation Z-R. Sous différentes hypothèses liées à la forme de la DSD et à la forme de la relation liant la vitesse de chute au diamètre des gouttes d'eau, il est possible de dériver une relation théorique entre les deux grandeurs Z et R .

Marshall et Palmer (1948) ont proposé, sur la base de différentes mesures, d'utiliser pour modéliser la DSD une distribution gamma à deux paramètres : $N(D) = N_0 \cdot e^{-\Lambda D}$ où N_0 est la valeur limite du nombre de gouttes d'eau lorsque leur diamètre tend vers 0 et où Λ est un paramètre lié à la taille médiane D_0 des gouttes et variable suivant l'intensité des précipitations.

Atlas et Ulbrich (1977) ont proposé une relation empirique liant la vitesse de chute V_C [m/s] d'une goutte d'eau à sa taille D [m] de la forme : $V_C(D) = k \cdot D^a$.

La pertinence, pour un événement donné, du modèle DSD et du modèle de vitesse de chute (proposé pour une situation sans courant atmosphérique descendant ou ascendant) conditionne fortement, pour cet événement, la fiabilité de la relation $Z-R$ obtenue.

Facteur de correction F_R . Deux méthodes sont couramment utilisées pour estimer le facteur de correction F_R : 1) F_R est la moyenne sur toutes les stations disponibles des rapports «Précipitation Station/Précipitation Radar» ; 2) F_R est le rapport entre la précipitation moyenne estimée sur la base de toutes les stations pluviométriques et la précipitation moyenne estimée sur la base de tous les pixels du radar correspondant à ces stations.

L'exemple 2.2 montre comment calculer l'erreur systématique E sur les estimations radar à partir du facteur de correction F_R estimé à l'aide de la méthode (1) ci-dessus.

Il existe une forte variabilité des relations Z - R , au travers des paramètres a et b , d'une région à l'autre, d'un événement précipitant à un autre en un lieu donné, au sein d'un même événement précipitant. Les formules obtenues par cette méthode, et les estimations des précipitations qui en découlent, sont donc très approximatives. Les réseaux de pluviographes sont de ce fait souvent utilisés, lorsqu'ils existent, pour corriger les champs de précipitations dérivés des champs de réflectivité radar. Pour ce faire, une erreur relative moyenne est calculée entre la précipitation mesurée au sol P_i et la précipitation estimée par le radar R_i sur la base de la réflectivité mesurée au site correspondant. Un facteur de correction moyen (correction multiplicative) en est déduit puis est utilisé pour corriger l'ensemble des précipitations estimées à l'aide des réflectivités radar (exemple 2.2).

Exemple 2.2

Les précipitations mesurées au sol P_i et estimées par le radar R_i en n sites de la zone d'étude sont indiquées dans le tableau ci-dessous.

P_i [mm]	R_i [mm]
2,0	4,4
0,5	1,2
6,2	6,7
...	...
$\sum P_i = 12,4$	$\sum R_i = 15,7$

Le facteur de correction F_R est estimé à l'aide de l'équation ci-dessous. La valeur moyenne des différences entre estimations radar corrigées et les mesures effectuées au sol donne ensuite une indication de l'erreur de l'estimation radar E .

$$F_R = \frac{\sum_i^n P_i}{\sum_i^n R_i} = \frac{12,4}{15,7} = 0,79$$
$$E = \frac{1}{n} \sum_i^n \left| \frac{F_R \cdot R_i - P_i}{P_i} \right| = 36\%$$

(2.6)

Dans le cas présent, le facteur de correction est de 0,79 et la différence moyenne en valeur absolue est de 36 % (+/- 18 %). Différents scénarios de précipitations, et par suite de débits, peuvent être produits sur la base de cette indication.

Perspectives et limites pour les applications hydrologiques

Contrairement à la majorité des appareils pluviométriques conventionnels, le radar météorologique permet une mesure en temps réel des précipitations sur l'ensemble d'un bassin versant. Il offre, par conséquent, de grandes potentialités opérationnelles pour la prévision immédiate des précipitations et donc des débits (chap. 12) et par suite pour l'optimisation de la gestion de certains ouvrages hydrauliques (cf. les réseaux d'assainissement). Le radar permet par ailleurs aussi une analyse détaillée (spatio-temporelle), a posteriori, des averses.

Comme pour tout instrument de mesure, les données de réflectivité récoltées par le radar sont cependant entachées de certaines erreurs de mesure ou d'interprétation.

A titre d'information, citons les principaux problèmes rencontrés pour les applications hydrologiques : les échos fixes et les zones masquées – du fait des obstacles tels que bâtiments et relief marqué (Pellarin *et al.*, 2002), les forts gradients de réflectivités avec l'altitude (Andrieu *et al.*, 1995)⁶, les phénomènes d'atténuation (Délrieu *et al.* 2000)⁷, les mouvements ascendants ou descendants de l'atmosphère. De ce fait, les données radar sont particulièrement difficiles à exploiter dans les régions montagneuses ou en ville (fig. 2.3). Dans certains contextes, un radar peut même ne pas détecter des précipitations existantes ou détecter des précipitations inexistantes. Un traitement approprié des mesures radar doit donc être réalisé avant toute comparaison avec des mesures de précipitation au sol.

Malgré ces limites, le radar météorologique est un outil d'avenir pour l'hydrologie opérationnelle. De nombreux modèles hydrologiques l'utilisent déjà aujourd'hui comme données d'entrée, en plus des données mesurées aux stations météorologiques. Pour plus de précisions sur les radars météorologiques, la façon d'interpréter, de gérer les données ainsi que sur leurs perspectives de développement, le lecteur pourra consulter Meischner (2003) et Brangi et Chandrasekar (2001). Les radars polarimétriques, qui permettent d'identifier et de corriger un grand nombre d'erreurs de mesure et d'interprétation, devraient rapidement devenir la nouvelle norme en la matière. Ils sont largement abordés par Brangi et Chandrasekar (2001).

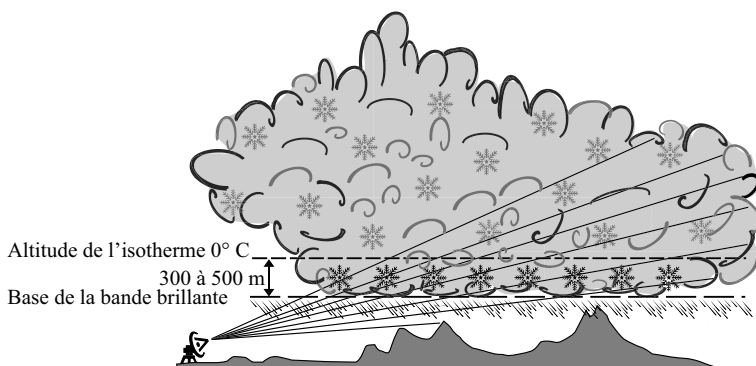


Fig. 2.3 Deux des principales sources d'erreurs pour les mesures des précipitations par radar. 1) Erreur due au relief : le relief produit des «échos fixes», et se traduit par une zone masquée en aval. 2) Erreur due au profil vertical de réflectivité : au-dessus de l'isotherme 0°C, la réflectivité est plus faible que celle des gouttes d'eau liquide ; en dessous, la zone de fonte des cristaux de neige se traduit par un important renforcement de la réflectivité radar ; c'est la bande brillante (la fonte des cristaux de neige se traduit par l'apparition d'une pellicule d'eau autour de chaque flocon qui donne l'illusion au radar de très grosses gouttes d'eau) (d'après Parent du Châtelet *et al.*, 2005 et modifiée).

⁶ La détermination d'une relation Z-R suppose un profil vertical de réflectivité radar constant (invariant suivant l'altitude) alors que la précipitation peut subir d'importantes modifications entre le moment de sa détection par le radar et son arrivée au sol.

⁷ Les gouttes d'eau et autres particules situées dans l'atmosphère entre la cible et le radar atténuent le signal par absorption et diffraction. L'eau peut coexister sous différents états dans l'atmosphère (eau liquide/neige/glace) et la proportion de gouttes d'eau entre ces différents états influence aussi l'atténuation du signal radar.

2.1.4 Combinaison des données pluviométriques

Les données journalières collectées par les réseaux de pluviomètres ont souvent une résolution temporelle insuffisante. Les réseaux de pluviographes, qui fournissent des précipitations à pas de temps horaire ou plus fin, sont alors indispensables. Ils ont cependant – pour des raisons de coût et d'entretien – une densité nettement plus faible que les premiers, et cette densité se révèle souvent insuffisante pour une estimation raisonnable de la variabilité spatiale des précipitations.

Combinaison de séries journalières et horaires des réseaux au sol

Il est évidemment intéressant, pour la grande majorité des applications hydrologiques, d'utiliser toute l'information pluviométrique disponible, à savoir : l'information obtenue à pas de temps fin aux stations pluviographiques pour appréhender la variabilité temporelle des précipitations et l'information journalière obtenue aux stations pluviographiques et pluviométriques pour estimer leur variabilité spatiale. Une méthode possible consiste à appliquer, à la pluie journalière mesurée en un poste pluviométrique donné, la structure temporelle observée au cours de la même journée en une seule station pluviographique voisine – par exemple la plus proche. La « désagrégation » au pas de temps horaire de la précipitation journalière $R_{S_m}(j)$ observée le jour j à la station S_m se réalise alors par l'équation suivante :

$$R_{S_m}(j, h) = \left(\frac{R_{S_m}(j)}{\sum_{h=1}^{24} R_{S_n}(j, h)} \right) \cdot R_{S_n}(j, h) \quad (2.7)$$

où $R_{S_n}(j, h)$ et $R_{S_m}(j, h)$ sont respectivement la précipitation observée à la station S_n et estimée à la station S_m pour l'heure h du jour j .

L'utilisation d'une structure moyenne, basée sur N stations pluviographiques voisines, n'est pas recommandée pour cette désagrégation. Elle conduit à un lissage quasi systématique des structures temporelles réelles, ce qui peut conduire, par suite, à une estimation peu appropriée des différents processus hydrologiques étudiés.

Combinaison de mesures au sol et de données radar

Quelle que soit leur densité, les réseaux de mesures au sol (cf. pluviographes et pluviomètres) ne fournissent qu'une vue partielle de la variabilité spatiale des précipitations. De plus, les données collectées avec ces réseaux sont difficiles à utiliser pour l'étude des structures et des déplacements des champs de précipitations. Quant aux données obtenues par l'imagerie radar, bien qu'elles soient très informatives à cet effet, elles restent toujours difficiles à exploiter pour une estimation fiable des volumes précipités. Les images radar sont par ailleurs obtenues à une certaine fréquence et les données radar ne peuvent donc donner qu'une vision discontinue dans le temps des précipitations.

D'où l'intérêt d'un couplage des deux types d'informations : 1) mesures conventionnelles au sol permettant le calage des images radar et le suivi en continu du processus et 2) mesures radar permettant l'estimation de la variabilité spatiale du processus. Ce couplage a déjà été évoqué précédemment.

2.1.5 Analyses pluviométriques

À l'évidence, la combinaison de différentes estimations des précipitations est intéressante. Signalons à ce titre que d'autres capteurs et méthodes ont été développés ces trente dernières années pour estimer la pluie. Les radiomètres imageurs transportés par les satellites géostationnaires sont par exemple parfois utilisés pour estimer l'activité pluviométrique à partir de la température mesurée au sommet des nuages⁸. Les résolutions spatiales et temporelles des estimations sont cependant grossières (sect. 2.5) et le pourcentage de variance de la pluie expliqué par la mesure satellite reste faible – de l'ordre de 50 à 75% même pour des intervalles de temps et surfaces importants. Leur intérêt pour une application hydrologique opérationnelle est donc très limité.

L'influence marquée des précipitations sur l'atténuation des signaux radio émis et reçus par les relais de téléphonie mobile permet aussi d'envisager l'utilisation de ces appareils comme instruments de mesure (Messer *et al.*, 2006). L'intérêt de ce type de mesures tient en particulier à la couverture très large des territoires offerte par les opérateurs de téléphonie mobile – y compris parfois en montagne – et à la densité élevée des stations relais, en particulier dans les agglomérations où les précipitations doivent être connues à des résolutions de temps et d'espace très fines. À la différence des estimations permises par les radars, cette technique ne permet pas d'accéder directement à la variabilité spatiale des précipitations, seule une estimation globale des précipitations entre deux relais pouvant être envisagée.

Pour autant qu'elles apportent des informations fiables et complémentaires, la combinaison des différentes estimations des précipitations peut être envisagée. Pour certaines régions bien instrumentées, cette combinaison a été réalisée de façon à produire une base de données spatialisées utilisant au mieux toutes les sources d'information disponibles. Les champs de précipitations contenus dans ces bases de données sont parfois tenus pour « observés ». Les données correspondantes, souvent dénommées analyses pluviométriques, constituent alors une référence pour la région concernée. Cette référence peut être utilisée pour étudier les propriétés structurales ainsi que la dynamique des précipitations. Elle peut aussi être utilisée pour les études hydrologiques (Delrieu *et al.*, 2005). Ces analyses pluviométriques sont encore relativement peu courantes. Le traitement et la fusion des diverses données sources étant souvent fastidieux, les analyses existantes ne couvrent par ailleurs souvent qu'un nombre limité d'événements pluviométriques.

2.2 DÉBITS

Lorsqu'elles existent, les données de débits, obtenues sur un cours d'eau donné, permettent l'analyse statistique de son régime hydrologique et la caractérisation de certains risques hydrologiques tels que ceux associés aux étiages ou aux crues (chap. 8 et

⁸ Le radiomètre-imageur mesure le rayonnement arrivant au satellite en provenance d'un élément de la surface terrestre ou de l'atmosphère. L'imageur possède plusieurs canaux qui correspondent à des bandes distinctes de longueurs d'ondes électromagnétiques. L'émission thermique de la cible peut être obtenue par le canal infrarouge. S'il y a des nuages, on mesure la température de leur sommet et on peut en déduire l'altitude qui est d'autant plus haute dans l'atmosphère que la température mesurée est froide.

9). Ces données sont par ailleurs aussi primordiales pour la prévision hydrologique en temps réel (chap. 10) ou pour le développement d'un modèle hydrologique, en particulier lors de la procédure de calibration de ses paramètres (chap. 3).

La qualité des données débitométriques influence évidemment la qualité des analyses effectuées et/ou la pertinence du modèle retenu pour reproduire les observations – sans bonnes mesures, pas de bonnes analyses ni de bons résultats des modèles, même s'ils sont performants ! Cette section a pour objectifs de sensibiliser le lecteur aux différentes incertitudes liées aux données de débits et d'aborder quelques analyses simples qui permettent d'estimer leur pertinence.

2.2.1 Chroniques de débits et incertitudes

Il existe de nombreuses manières d'obtenir des séries chronologiques de débits (WMO, 1994 ; Musy et Higy, 2004). En général, la mesure continue du débit des cours d'eau se fait de façon indirecte par l'enregistrement des variations de la hauteur d'eau en une section donnée (c'est-à-dire la station hydrométrique). Le passage de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps (limnigramme) à celle des débits (hydrogramme) se fait alors par l'utilisation d'une courbe de tarage.

En sus de ceux liés aux incertitudes de mesures – dépendantes en particulier du matériel utilisé et des conditions de la mesure – deux problèmes majeurs se posent vis-à-vis de la validité des courbes de tarage. Tout d'abord, les données de jaugeages pour les très faibles débits d'étiage ou pour les forts débits sont la plupart du temps inexistantes. D'après Lang *et al.* (2006), la hauteur maximale jaugée correspond le plus souvent à un débit de période de retour inférieure à 10 ans. L'extrapolation des courbes de tarages en dehors du domaine des débits jaugés peut conduire alors à des erreurs significatives sur l'estimation des débits peu fréquents (de l'ordre de $\pm 20\%$ pour le débit centennal⁹).

La relation hauteur-débit est également susceptible de varier dans le temps. La validité d'une courbe de tarage est en relation directe avec la stabilité de la section de contrôle des hauteurs d'eau et avec les conditions d'écoulements au point mesuré. Si cette mesure est effectuée au niveau d'ouvrages calibrés, stables et bien entretenus, la conversion des hauteurs en débits peut être précise à au moins 5% et cette précision variera peu avec le temps. Dans le cas où aucune structure n'existe, ou si celle-ci est déficiente – par exemple en cas de très fortes crues – la fiabilité de la courbe de tarage peut vite devenir insuffisante. Ceci est parfois attribué à des phénomènes d'érosion/alluvionnement importants au niveau de la station. La courbe de tarage devrait donc être dans l'idéal régulièrement contrôlée et le cas échéant mise à jour, la périodicité de ce contrôle devant être adaptée aux conditions de stabilité de la section de contrôle des débits.

Le régime hydrologique des cours d'eau jaugés est par ailleurs de plus en plus fréquemment perturbé par différents aménagements hydrauliques et/ou différents prélèvements/rejets à l'amont du site de mesure. La connaissance de ces perturbations est nécessaire pour connaître l'origine des débits observés. Les perturbations peuvent être directement intégrées dans la modélisation du système. Les débits observés peuvent aussi être corrigés pour reconstituer, par exemple, les débits qui auraient été observés

⁹ Dans le domaine des débits jaugés, l'erreur moyenne est, en France, de l'ordre de 1% sur les hauteurs et de 3 à 5 % sur la mesure des débits (Lang *et al.*, 2006).

en l'absence de ces perturbations. Cependant, les perturbations ne sont pas forcément répertoriées (cf. pompages « sauvages ») ou ne sont pas mesurées. Il est aussi possible que les données correspondantes soient confidentielles – c'est parfois le cas des perturbations liées aux centrales de production hydroélectrique. Par ailleurs, les perturbations peuvent évoluer dans le temps (cf. construction d'un ouvrage, modification de ses règles de gestion) rendant ainsi le comportement du système non stationnaire et les séries de débits observées non homogènes (fig. 2.4).

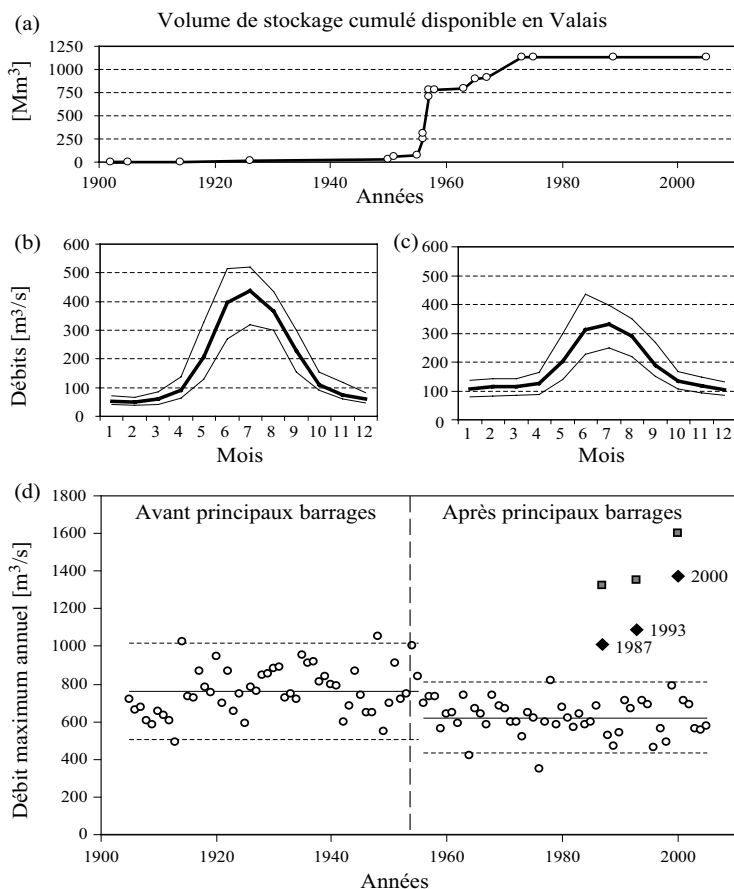


Fig. 2.4 Exemple d'une série de débits non homogène. (a) Evolution de la capacité de stockage totale des barrages de production hydroélectrique construits dans le canton du Valais en Suisse au cours du XX^e siècle (période 1905-2005). Deux tiers des 1200 mm^3 de stockage disponibles en 2005 en Valais correspondent à des barrages mis en service entre 1955 et 1957 (barrages de la Grande Dixence, Mauvoisin, Moiry, Tseuzier et du Vieux Emosson). (b) et (c) Débits mensuels moyens du Rhône à la porte du Scex (5220 km^2), avant et après la construction des principaux barrages (périodes 1905-1955 et 1955-2005) (les trois courbes sont constituées des quantiles 10, 50 et 90% des débits mensuels moyens). (d) Débits maximaux annuels du Rhône à Porte du Scex. Les crues 1987, 1993 et 2000 peuvent être considérées comme crues historiques : les losanges correspondent aux débits observés sous influence des barrages ; les carrés sont les estimations des débits qui auraient été observées en l'absence des barrages, elles ont été reconstituées par l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie sur la base des données fournies par les barragistes (OFEG, 2002).

2.2.2 Validation des chroniques de débits

Même en l'absence de perturbations à l'amont de la station considérée, il est illusoire de penser que les données disponibles donnent toujours une image fidèle de la réalité. Il est donc conseillé de procéder, dans une étude préalable, à une vérification de leur consistance (c'est-à-dire absence de contradictions). Outre l'analyse de certains indices « objectifs » et le témoignage des gestionnaires des stations hydrométriques, il est possible d'utiliser différentes méthodes simples de validation (annexe 2.7.3). Elles peuvent se baser sur des études de cohérence hydrologique ou sur des modèles hydrologiques.

2.2.3 Estimation des débits en l'absence de mesures

Les chroniques de débits sont généralement rares et restreintes à un faible nombre de stations hydrométriques situées sur quelques cours d'eau choisis d'une région donnée.

En l'absence de station de mesure ou en cas de défaillance de cette dernière, le seul moyen pour obtenir une information ponctuelle sur les débits après l'événement est alors de les estimer de manière indirecte (WMO, 1994). Les ouvrages hydrauliques peuvent par exemple fournir une estimation alternative des débits intéressante. La connaissance des débits constitutifs du bilan d'un aménagement hydraulique (cf. débits turbinés, dérivés, déversés, variations de stock) permet en effet d'accéder aux débits entrant et sortant de l'ouvrage. Les trois crues historiques de la figure 2.4 ont été reconstituées selon cette approche. L'incertitude sur l'estimation peut cependant être relativement importante. Pour les grands barrages, par exemple, elle provient en particulier de la précision à laquelle les variations de plan d'eau – et par suite de stock – sont mesurées. Il n'est ainsi pas rare que les débits entrants reconstitués prennent des valeurs négatives !

Si toutes les données météorologiques pertinentes sont disponibles sur le bassin étudié, une série de débits peut aussi être reconstituée par simulation à l'aide d'un modèle hydrologique de transformation pluie-débit. La qualité des reconstitutions sera évidemment liée à la qualité du modèle et des données d'entrée – et en particulier des précipitations. Les modélisations possibles et leurs composantes sont abordées dans les différents chapitres suivants de cet ouvrage. Elles nécessitent l'estimation d'un certain nombre de paramètres. Dans le cas où aucune mesure de débit n'est disponible sur le bassin considéré, l'estimation classique de ces paramètres par calage n'est pas possible (chap. 3). Il est alors nécessaire d'utiliser des méthodes d'estimation régionales faisant généralement intervenir différentes caractéristiques physiographiques et climatiques du bassin étudié. Cet aspect est largement abordé dans le chapitre 11.

Les études hydrologiques ne nécessitent pas forcément toujours des chroniques de débits. Une estimation du débit de pointe pour un événement de crue particulier peut être par exemple suffisante. Il existe pour cela des méthodes hydrauliques d'estimation, telle que la formule de Manning Strickler. Ces méthodes ne nécessitent pas forcément une station hydrométrique opérationnelle au moment de l'événement – lors de crues extrêmes, les appareillages de mesures des hauteurs d'eau sont en effet souvent balayés par les eaux. En revanche, elles nécessitent diverses données telles que le profil en travers de la section d'écoulement, son coefficient de rugosité, la pente du lit, l'observation de laisses ou des repères de crues. Les laisses de crue proprement dites,

sont les traces et les indices de passage de l'eau. Les repères de crue matérialisent les plus hautes eaux de l'inondation sur un support fixe tel qu'un mur ou un poteau.

Ces méthodes restent toutefois très approximatives puisqu'elles reposent sur un certain nombre d'hypothèses qui sont généralement mal respectées, en particulier en cas de très fortes crues. Malgré ces limitations, ces estimations ponctuelles sont souvent utilisées pour compléter, avec des événements historiques rares, les chroniques de débits disponibles ; ou encore pour vérifier la pertinence des données obtenues par ailleurs. L'intérêt des séries historiques reconstituées a par exemple été démontré par Payrastre (2005) pour l'étude statistique des crues éclair en région méditerranéenne (voir aussi chap. 10).

2.3 AUTRES DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES

Les précipitations et les débits sont les données les plus souvent disponibles et les plus utiles pour les analyses hydrologiques. Cependant, d'autres données sont souvent indispensables pour préciser l'état du système considéré, pour éclairer la compréhension des phénomènes qui s'y passent ou en améliorer la description. Diverses données météorologiques permettent, par exemple, de préciser les sollicitations auxquelles le système considéré est soumis. D'autres données permettent par ailleurs d'estimer la nature et la distribution spatiale des volumes d'eau stockés au sein du bassin versant.

2.3.1 Réanalyses météorologiques

De nombreuses mesures atmosphériques sont effectuées depuis des décennies sur l'ensemble du globe. Elles proviennent des réseaux de mesures au sol, des appareils de mesures embarqués à bords d'aéronefs ou de navires, des radiosondages et diverses mesures de télédétection. Les réanalyses météorologiques ont pour objectif de rassembler l'ensemble de ces données et de les analyser simultanément, avec un modèle météorologique unique, « gelé » dans une version récente, pour proposer une vision globale et cohérente de l'atmosphère et de son évolution sur la période considérée¹⁰.

Cette « assimilation de données » (annexe 2.7.4) permet donc d'« interpoler » les mesures sur l'ensemble du globe en respectant certaines contraintes liées aux lois physiques régissant le comportement de l'atmosphère. Elle n'est pas effectuée en temps réel mais de façon différée. Elle assure une certaine cohérence spatiale et temporelle des variables considérées et permet de reconstituer les données météorologiques correspondantes, même sur les régions pauvres en mesures.

La qualité des données réanalysées dépend évidemment de la qualité et de la densité des mesures disponibles ; elle est donc variable suivant les régions. A titre d'exemple, les données dans l'hémisphère sud étaient insuffisantes avant les années 1980 pour contraindre correctement les modèles. Par ailleurs, la qualité des données a tendance à s'améliorer avec le temps du fait de l'assimilation de données toujours plus nombreuses et variées. Par suite cependant, l'homogénéité des données réanalysées est loin d'être assurée sur la période couverte par les réanalyses. L'introduction

¹⁰ Le principe des modèles météorologiques est présenté dans le chapitre 12.

dans les années 1980 de données de télédétection a par exemple conduit à une rupture d'homogénéité reconnue. La vigilance à ce sujet est donc de mise et il est fortement recommandé de ne pas assimiler trop vite les changements constatés dans les produits de ces réanalyses à de réels changements des variables météorologiques correspondantes (Sturaro, 2003 ; Sterl, 2004).

Indépendamment des remarques ci-dessus, la qualité des données réanalysées dépend aussi des variables considérées (Bontron, 2004). Les variables qui se rapportent essentiellement à la partie dynamique des modèles météorologiques sont plutôt indépendantes du modèle et sont de ce fait essentiellement conditionnées par les mesures disponibles. C'est le cas par exemple des champs géopotentiels, des températures et du vent dans les hautes couches de l'atmosphère. Pour les aspects physiques telles que ceux liés à la génération des précipitations, les modèles utilisent sinon diverses paramétrisations. Ces dernières sont différentes d'un modèle à un autre et les données qui y sont liées sont donc moins fiables. C'est le cas de la nébulosité, des précipitations, des flux de chaleur latente et sensible et dans une moindre mesure de l'humidité ou de la température de surface. Les variables issues de ces réanalyses sont donc plus ou moins robustes suivant leur degré de dépendance aux mesures ou au modèle utilisé.

Diverses variables estimées au sol (cf. température, précipitations) et diverses variables estimées pour différents niveaux géopotentiels (cf. altitude du géopotentiel, température, humidité relative, eau précipitable, vitesse du vent zonal, méridien)¹¹ sont disponibles. Différentes archives de réanalyses étaient accessibles en 2014. Les premières couvrent les 30 à 50 dernières années. Parmi les plus utilisées en Europe, les archives NCEP/NCAR, produites conjointement par le National Center for Environmental Prediction (NCEP, US) et le National Center for Atmospheric Research (NCAR, US), sont disponibles de 1948 jusqu'au dernier mois complet de l'année courante (Kalnay *et al.*, 1996). Elles ont une résolution dite T62 ($\sim 1,875^\circ \times 1,875^\circ$) sur 28 niveaux verticaux. Les archives ERA-15, ERA-40 et ERA-Interim sont produites par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme, centre subventionné par la Communauté européenne et basé à Reading en Angleterre (Uppala *et al.*, 2005). Les réanalyses ERA-Interim sont des réanalyses de 3^e génération bénéficiant d'améliorations importantes du modèle atmosphérique et des schémas d'assimilation. Elles sont disponibles sur une résolution T255 et 60 niveaux verticaux pour la période 1979-année en cours (Dee *et al.*, 2011). La figure 2.5 illustre le type de données obtenues par réanalyses NCEP/NCAR. On notera pour finir l'existence des réanalyses 20CR et ERA20C récemment délivrées par ces mêmes institutions. Elles couvrent l'ensemble du XX^e siècle (les 20CR remontent jusqu'en 1880). Ces réanalyses doivent permettre de mieux documenter la variabilité multidécadale du climat. Pour assurer la meilleure homogénéité temporelle possible sur la période, les réanalyses ERA20C n'assimilent que les observations de pression de surface et les vents marins.

Les variables de surface issues de ces réanalyses ne sont généralement pas utilisables pour les études hydrologiques. Leur résolution spatiale est trop grossière et elles peuvent, par ailleurs, être fortement biaisées. Les réanalyses météorologiques ont cependant un intérêt de premier ordre puisqu'elles permettent d'avoir une vision

¹¹ Une surface géopotentielle est une surface à potentiel constant (pression constante). Les variables correspondant aux géopotentiels 200, 500, 850, 1000 hPa sont souvent utilisées dans les applications hydrologiques. Le géopotentiel disponible le plus élevé est de 3 hPa pour les réanalyses NCEP/NCAR et de 0,1 hPa pour les réanalyses ERA-40.

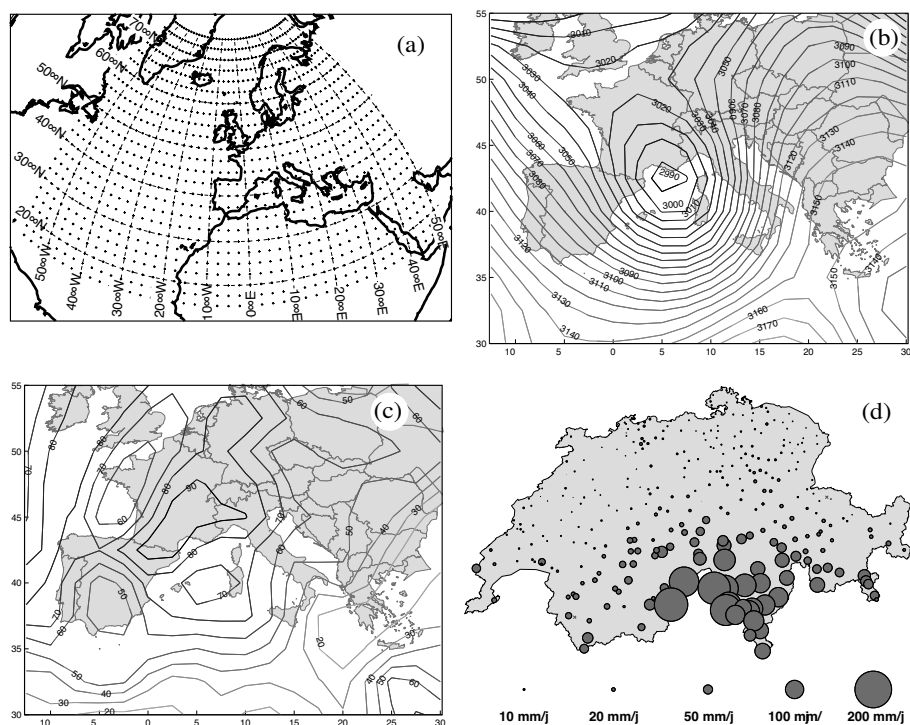


Fig. 2.5 Exemple de données issues des réanalyses NCEP/NCAR pour la journée du 24.09.1993. (a) grille de stockage de l'archive sur l'Europe. (b) altitude du champ géopotentiel 700hPa. (c) champs de humidité relative pour le géopotentiel 850 hPa. (d) distribution spatiale des précipitations journalières observées en Suisse (réseau MétéoSuisse).

régionale du contexte météorologique dans lequel s'est produit un événement hydrologique donné. Elles sont aussi souvent utilisées comme base d'analyse ou de simulation lorsqu'il s'agit de proposer des scénarios météorologiques locaux à partir de situations météorologiques synoptiques. Les méthodes correspondantes sont les méthodes dites de descente d'échelle ou d'adaptation. Elles permettent de produire des scénarios de prévisions météorologiques pour les n jours à venir (Obled *et al.*, 2002), mais aussi des scénarios probables liés au contexte climatique actuel (Buishand et Brandsma, 2001) ou à un contexte climatique futur possible (Wilby *et al.*, 1998). Ce sont les variables liées à la circulation atmosphérique – imposée par la forme des champs géopotentiels – qui sont alors principalement utilisées pour caractériser la situation synoptique du jour courant. Cet aspect est traité plus largement dans le chapitre de cet ouvrage consacré aux scénarios météorologiques (chap. 12).

2.3.2 Autres données météorologiques

Différentes autres données météorologiques s'avèrent souvent nécessaires pour les analyses et la modélisation hydrologiques. C'est en particulier le cas des données de températures. Les températures influençant, par exemple, la nature des précipitations (séparation pluie/neige) ou les volumes de fonte de neige, elles sont indispensables

pour la modélisation en milieu de montagne (chap. 7). Plus généralement, toutes les variables météorologiques de surface influençant d'une façon ou d'une autre les bilans énergétique et hydrique à l'interface sol-végétation-atmosphère peuvent s'avérer utiles. C'est en particulier le cas des variables nécessaires à l'estimation des flux évaporatoires, grandeurs indispensables pour estimer l'évolution de la saturation d'un bassin versant et en particulier son état initial au début d'un événement pluviométrique donné.

Données de températures

Les températures sont classiquement mesurées en continu ou relevées à intervalles réguliers par un opérateur. Les séries temporelles de températures donnent en général des valeurs instantanées, qui fournissent, si le pas de temps d'échantillonnage est suffisamment fin (horaire ou plus fin) une bonne estimation des variations temporelles. Dans les milieux ouverts et ventilés, les variations spatiales des températures sont généralement faibles. L'interpolation spatiale des mesures de températures est donc en principe plus facile que celle des précipitations. Elle est ainsi souvent opérée à l'aide des méthodes classiques d'interpolation telles que celles rappelées dans les annexes 2.7.1 et 2.7.2. Elle peut cependant s'avérer problématique en particulier dans les zones au relief accidenté du fait précisément de la topographie : les températures varient fortement avec l'altitude et des différences de températures très localisées peuvent par ailleurs être observées à même altitude, en situations de foehn par exemple. Cet aspect est abordé dans le chapitre 7.

Différentes données de température peuvent aussi être obtenues sur la base des données de télédétection. Cet aspect est abordé à la fin du présent chapitre.

Données pour l'estimation des flux évaporatoires

Les flux évaporatoires sont de diverses natures (Musy et Higy, 2004). Ils sont déterminés par les bilans énergétique et hydrique de surface. La nature des données nécessaires à l'estimation de ces flux dépend de la nature de la surface évaporante considérée (cf. sol, eau libre, couvert végétal) mais aussi des méthodes retenues pour les estimer (chap. 4).

Par exemple, l'estimation des flux liés à l'évapotranspiration (ET) implique généralement, en sus d'une estimation de la disponibilité en eau dans le sol, une estimation de la demande évaporative de l'atmosphère, soit pour le couvert végétal considéré (ETP), soit pour un couvert végétal de référence (ET_0). Cette demande évaporative constitue une donnée d'entrée nécessaire à la grande majorité des modèles hydrologiques. Variable dans le temps, elle est décrite sous la forme de séries temporelles (cf. séries de valeurs moyennes journalières, mensuelles). Son estimation est généralement réalisée directement à l'aide de mesures ou à l'aide de formules empiriques ou théoriques sur la base de diverses données météorologiques mesurées. Suivant les méthodes, ces données météorologiques sont par exemple des données de température, de vitesse du vent, d'humidité spécifique de l'air, de rayonnement (encadré 2.3). Ces données sont souvent obtenues à partir des réseaux de stations météorologiques ou climatologiques dont la plupart enregistrent de façon continue toute une gamme de variables météorologiques.

A l'échelle d'un bassin versant, la demande évaporative de l'atmosphère est fréquemment estimée pour les principaux types de couverts végétaux présents sur le bassin. Suivant la nature de l'analyse ou du modèle hydrologique utilisé ensuite, les séries correspondantes sont soit considérées séparément, soit combinées pour obtenir une série de valeurs moyennes pour le bassin. Cette estimation nécessite en principe une spa-

tialisation préalable des données climatiques requises. Cette spatialisation est souvent source de difficultés, d'autant que la densité des stations climatologiques est généralement faible. Lorsque plusieurs stations sont présentes sur ou à proximité du bassin considéré, des méthodes d'interpolation simples, telles que celles présentées au début de ce chapitre pour l'interpolation des précipitations, sont généralement utilisées (§ 2.3.3).

Diverses méthodes ont aussi été développées pour estimer et cartographier, de façon indirecte, l'évapotranspiration réelle à partir des données satellite (Bastiaanssen *et al.*, 2000 ; Courault *et al.*, 2005). Les données satellites permettent aussi d'estimer l'évaporation des lacs et autres réservoirs d'eau à surface libre. Les estimations obtenues restent relativement incertaines. Cet aspect est abordé à la fin de ce chapitre.

Encadré 2.3 Méthodes pour estimer la demande évaporative de l'atmosphère

La demande évaporative de l'atmosphère sur un intervalle de temps donné est généralement estimée par le biais de l'évapotranspiration dite maximale du couvert végétal considéré (*ETM*), c'est-à-dire l'évapotranspiration qui serait observée pour ce couvert végétal sous des conditions de disponibilité en eau et sous des conditions agronomiques optimales. L'*ETM*, plus souvent dénommée évapotranspiration potentielle par les hydrologues (*ETP*), dépend du stade de développement végétatif du couvert végétal. La demande évaporative est parfois aussi estimée pour une culture de référence (généralement un gazon) de nouveau sous des conditions de disponibilité en eau et agronomiques optimales ; elle est alors dénommée évapotranspiration de référence (ET_0).

L'évaluation de ces grandeurs peut être effectuée par diverses méthodes de mesure et diverses méthodes d'estimation (Musy et Higy, 2004). Les principales méthodes d'estimation sont rappelées ci-dessous.

Estimation de l'*ETP*

La définition de l'*ETP* est fortement dépendante de la méthode et des conditions utilisées pour la calculer. Les méthodes hydrologiques opérationnelles pour estimer l'*ETP* peuvent être classées suivant les données qu'elles utilisent. Ce sont :

- *Les méthodes empiriques basées sur la température* (cf. formulation de Thornwaite ou de Blaney & Criddle). Elles expriment l'*ETP* comme une fonction de la température, de l'humidité de l'air et parfois de la durée d'ensoleillement. Par leur nature empirique, leur utilisation dans un contexte différent (climat, pas de temps) de celui pour lequel elles ont été développées est délicate. Ainsi, ces méthodes ont été largement critiquées. Elles restent cependant très utilisées.
- *Les méthodes empiriques basées sur le rayonnement* (cf. méthode de Turc ou de Priestley et Taylor). Elles sont généralement issues du bilan d'énergie et utilisent, outre des données sur le rayonnement (net ou global), des données sur la température de l'air, l'humidité relative et la vitesse du vent. De part leur nature empirique, elles partagent les mêmes limitations que les méthodes précédentes.
- *Les méthodes combinées basées sur le bilan énergétique et le transfert de masse telles que la méthode de Penman-Monteith*. Bien qu'elle nécessite la connaissance de très nombreux paramètres – données météorologiques et caractéristiques de la végétation – la formulation de Penman-Monteith reste une référence pour la communauté scientifique. Elle est rappelée dans l'annexe 4.8.2. L'*ETP* peut être estimée directement à l'aide de cette formulation. Les caractéristiques spécifiques du couvert végétal sont alors utilisées pour estimer les paramètres du modèle (ASCE, 1996 ; FAO, 1998). L'*ETP* peut aussi être estimée indirectement sur la base de l' ET_0 estimée avec la formulation de Penman-Monteith suivant les recommandations de la FAO. La formule est la suivante :

$$ETP = k_c \cdot ET_0 \quad (2.8)$$

où k_c est un coefficient dit cultural : il varie selon le couvert végétal et, pour un même couvert végétal, selon son stade de développement végétatif (c'est-à-dire activité physiologique, taux de recouvrement du sol). Celui-ci est estimé de façon empirique à l'aide d'abaques. Son évolution type est donnée pour différents sortes de cultures par la FAO (1998) ou pour différents couverts végétaux naturels par l'ASCE (1996).

Estimation de l' ET_0

L'estimation de l' ET_0 peut être réalisée soit sur la base de mesures (mesures lysimétriques, bacs d'évaporation); soit à l'aide de formules d'estimation. La FAO (1998) recommande d'estimer l' ET_0 avec la méthode de Penman-Monteith en considérant un gazon ayant une hauteur de 0,12 m, une résistance de couvert de 70 s/m et un albedo de 0,23. La principale raison de cette recommandation est liée à la nécessité d'une méthode internationale standard, pour l'estimation du besoin en eau des cultures, qui permette de comparer la demande évaporative de l'atmosphère pour différentes régions et contextes météorologiques.

Données de rayonnement

Le rayonnement et, en particulier, le rayonnement net, est une variable clé dans les échanges d'énergie et par suite dans les processus de changements de phase de l'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère. Le rayonnement net influence par exemple les flux d'évaporation de l'eau superficielle, les flux d'évapotranspiration des végétaux ou encore les volumes de fonte d'un manteau neigeux donné (chap. 4 et 7). L'estimation du rayonnement net nécessite l'estimation du rayonnement solaire incident absorbé (fonction de l'albédo de la surface terrestre considérée), du rayonnement atmosphérique infrarouge descendant absorbé ainsi que du rayonnement émis par la surface. Le rayonnement solaire est parfois mesuré en continu par les stations climatologiques. Le rayonnement atmosphérique et le rayonnement terrestre ne sont en revanche généralement pas mesurés. Différentes méthodes ont été proposées pour estimer ces variables sur la base de données plus accessibles. Certaines de ces méthodes sont présentées dans l'annexe 2.7.5.

2.3.3 Analyses des variables météorologiques de surface

Les variables météorologiques de surface nécessaires aux analyses hydrologiques sont à estimer dans l'idéal en tout point du territoire considéré. Cette estimation peut se faire sur la base des mesures ponctuelles disponibles à l'aide de l'une ou l'autre des méthodes d'interpolation évoquées dans les paragraphes précédents (§ 2.1.2). Cette interpolation n'est généralement pas optimale car la variabilité spatiale des variables météorologiques induite, par exemple, par les caractéristiques locales de la surface terrestre ne peut pas être prise en compte.

Pour qu'elle soit plus pertinente, la spatialisation est parfois effectuée en combinant les observations ponctuelles à diverses autres données informant pour partie sur la variabilité spatiale des variables considérées. Cette approche a déjà été évoquée pour le cas particulier de la spatialisation des précipitations, la combinaison de données étant alors basée sur la fusion de différents types de capteurs : pluviomètres, pluviographes, radars, liens micro-ondes (§ 2.1.4).

Dans le cas général, elle consiste à fusionner différents types de données : observations de natures diverses, sorties de modèle. Recourant de nouveau aux techniques d'assimilation de données, l'approche est similaire dans son principe à l'approche utilisée pour produire les réanalyses des variables atmosphériques de grande échelle (§ 2.3.1). Dans le cas présent, la combinaison de données est parfois utilisée pour produire, sur une région donnée, une analyse météorologique de diverses variables de surface. Les analyses SAFRAN, proposées par MétéoFrance pour l'ensemble du territoire français, sont des données de ce type (Quintana-Seguí *et al.*, 2008). Ces analyses reposent sur l'hypothèse que les variables atmosphériques sont homogènes à l'intérieur de zones climatiques choisies (plus de 600 zones sur la France), où elles ne peuvent varier qu'en fonction de la topographie. Les analyses concernent huit variables météorologiques. Pour la température et l'humidité de l'air, la vitesse du vent et la nébulosité, l'interpolation spatiale utilise, en sus des observations, une première ébauche du champ extraite des sorties d'un modèle de prévision atmosphérique. Pour les précipitations, l'information additionnelle est dérivée d'une analyse climatologique des relations précipitations/altitude.

Les analyses météorologiques pour les variables de surface sont des données météorologiques auxiliaires de choix. Elles permettent en particulier d'avoir une archive en principe homogénéisée de données spatialisées (cf. 8×8 km pour SAFRAN) présentant la même profondeur temporelle. Il faut cependant garder à l'esprit que la qualité des données analysées peut fortement varier d'une variable à une autre, d'une région à une autre, d'une période à une autre. Elle dépend entre autres choses des données source utilisées, de la qualité et de la densité des mesures disponibles, de la complexité de la région considérée. La qualité des données analysées dépend aussi de la nature de la variable météorologique. Du fait de leur forte variabilité spatiale, la qualité des analyses de précipitations obtenues dans ce contexte est en particulier souvent limitée (§ 2.1.5).

2.3.4 Autres données hydrologiques

En plus des données débitométriques, diverses données hydrologiques peuvent s'avérer intéressantes, voire nécessaires, pour l'analyse ou la modélisation hydrologique. Il s'agit par exemple des données qui permettent d'estimer les volumes d'eau stockés en surface, dans les réservoirs naturels ou artificiels (c'est-à-dire lacs, barrages) ainsi que sous forme solide (c'est-à-dire manteau neigeux, glace). L'estimation des premiers se fait en principe aisément par le biais des mesures de niveau du plan d'eau transformées en volumes stockés à l'aide de la relation hauteur-volume du réservoir. L'estimation des volumes stockés sous forme solide est moins aisée du fait, en particulier, de l'hétérogénéité du manteau neigeux et de sa forte variabilité spatiale et temporelle. Différentes données ponctuelles peuvent être utilisées pour cette estimation (chap. 7).

Pour certains bassins versants, d'autres données sont parfois aussi disponibles. Il s'agit souvent, par exemple, de l'évolution temporelle de la profondeur de la nappe ou de l'humidité des sols à plusieurs profondeurs, de la composition physico-chimique des eaux de surface et de sub-surface (Jordan, 1992 ; Joerin, 2000). Ces données sont généralement utilisées pour une meilleure identification des mécanismes responsables de la génération des crues. Les données sur l'humidité du sol, par exemple, renseignent sur l'état initial du bassin versant et sur le partage de la pluie entre infiltration, ruissellement et stockage. Ces données auxiliaires correspondent généralement à

des mesures ponctuelles en un nombre limité de sites de mesure. Pour l'analyse et la modélisation hydrologique se posent alors deux problèmes majeurs : d'une part celui de la représentativité spatiale – à l'échelle du bassin versant par exemple, de ces mesures et, d'autre part, celui de la manière d'utiliser l'information correspondante – dans les modèles hydrologiques par exemple. Il faut noter aussi que les bassins pour lesquelles ces données sont disponibles, sont généralement de type expérimental, de faibles tailles (cf. la Haute-Mentue et l'Alptal en Suisse, l'Orgeval et le Real Collobrier en France, la Haute Vallée de l'Ouémé au Bénin). L'équipement généralement important de ces bassins est donc très peu représentatif de celui des bassins courants. Par ailleurs, il est souvent temporaire, implanté pour des campagnes de mesure intensives. Les données ne sont donc souvent disponibles que sur des périodes de courte durée.

Il faut mentionner enfin l'existence de diverses données de télédétection permettant d'estimer et de cartographier, de façon indirecte, certaines de ces variables. Les estimations obtenues restent relativement incertaines (sect. 2.5).

2.3.5 Analyses hydro-météorologiques et retours d'expérience

Les analyses hydrologiques ou hydro-météorologiques, lorsqu'elles existent, constituent aussi une source d'information précieuse. Suivant le principe des réanalyses météorologiques ou pluviométriques, ces analyses visent à documenter de façon détaillée certains événements pluie-débit. Les analyses peuvent concerner tout ou partie des mécanismes et processus qui ont conduit pour l'événement météorologique initiateur à la réponse hydrologique du bassin considéré. Il s'agit par exemple de l'évolution temporelle et spatiale des sollicitations météorologiques, des conditions initiales de saturation du milieu et de leur évolution temporelle, des mécanismes de production des débits.

Les analyses hydrologiques ou hydro-météorologiques sont effectuées a posteriori pour des événements choisis. Ces analyses se basent d'une part sur l'ensemble des mesures hydrologiques et météorologiques effectuées de façon continue sur le bassin d'intérêt. Elles se basent d'autre part sur toutes les autres informations hydrologiques obtenues après l'événement par enquête (cf. laisses de crue, témoignages). Elles s'appuient généralement aussi sur différents modèles permettant d'enrichir ou de valider par simulation les données disponibles (§ 2.2.3). Pour être pertinentes et utiles, les analyses hydro-météorologiques doivent cependant être réalisées avec soin et cohérence. Une méthodologie de réalisation a été récemment proposée à cet effet dans le cadre d'une vaste campagne de retour d'expérience menée conjointement par différentes institutions de recherche européennes (Gaume, 2007).

Ces analyses peuvent être réalisées à la demande d'administrations locales ou nationales suite à des crues majeures ayant produit – ou qui auraient pu produire, des dommages considérables sur un bassin donné. Elles visent alors principalement à tirer les enseignements pratiques pour les zones affectées par l'événement (cf. retour d'expérience de l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie sur la crue de 2000 en Valais ; OFEG, 2002). Elles peuvent être aussi effectuées sur l'initiative d'organismes de recherche ou de services techniques pour leur propre compte. Elles visent alors principalement la compréhension des facteurs explicatifs et des mécanismes prépondérants dans la génération des crues (Gaume *et al.*, 2003 ; Delrieu *et al.*, 2005).

2.4 DONNÉES GÉOGRAPHIQUES SUR LE BASSIN VERSANT

Les informations sur le bassin versant et sur son réseau hydrographique, qui présentent un intérêt majeur pour mener à bien toute étude hydrologique, sont variables suivant les objectifs de l'étude. Elles peuvent être classées parmi l'un ou l'autre des types de données de base suivantes :

- les données topographiques,
- les données thématiques décrivant par exemple l'occupation du sol, les sols et la géologie,
- les données sur les ouvrages et aménagements hydrauliques.

Ces données de base sont obtenues de diverses manières, des relevés de terrains aux techniques de télédétection. Elles alimentent en général des Systèmes d'Informations Géographiques (SIGs) utilisés pour en extraire les paramètres hydrologiques d'intérêt ou utilisés comme support aux outils de simulation. Ces données géoréférencées sont souvent de type spatial.

Elles sont utilisées en premier lieu pour caractériser le bassin versant et son réseau hydrographique. A cet effet, différents descripteurs synthétiques de la physiographie du bassin versant en sont généralement extraits (cf. pente moyenne, pourcentage de la surface du bassin couverte de forêts). Cette caractérisation est souvent nécessaire afin d'estimer les paramètres requis pour l'application d'une formule empirique donnée. Cette caractérisation est par ailleurs essentielle pour la mise en œuvre de tout travail de régionalisation lié à l'estimation d'une variable hydrologique caractéristique sur un bassin non jaugé (chap. 11).

Les données mentionnées précédemment sont aussi nécessaires à toute modélisation du comportement hydrologique d'un bassin. Elles permettent dans un premier temps la discrétisation du bassin versant en sous-bassins versants ou en unités au comportement hydrologiquement homogène (chap. 3 et 4). Elles permettent aussi de décrire la structure topologique et les diverses caractéristiques du réseau de drainage, qu'il soit complètement naturel, en partie modifié par diverses retenues ou collecteurs de dérivation des écoulements, ou complètement artificiel tel que les réseaux de drainage des eaux de pluie en milieu urbain (chap. 5 et 6). Elles permettent enfin, souvent de manière indirecte, d'estimer les valeurs de certains paramètres requis par la modélisation retenue.

Toutes les données nécessaires ne sont pas forcément toujours disponibles et lorsqu'elles le sont, leur qualité n'est pas nécessairement suffisante. Il est important à cet égard de mentionner que les données disponibles correspondent généralement à l'état du système à un instant donné. Elles peuvent par conséquent être caduques du fait de modifications souvent anthropiques, parfois naturelles, du milieu. La modélisation de telles modifications peut s'avérer indispensable si le comportement du système doit être simulé sur une longue période. Dans tous les cas, il est important de s'assurer de la pertinence des données géographiques utilisées vis-à-vis des objectifs et contraintes de l'étude.

2.4.1 Données pour la description du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique, défini par l'ensemble des cours d'eau naturels et artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement, est l'un des constituants

principaux du bassin versant. Les possibilités pour le décrire sont largement discutées dans Musy et Higy (2004). Il est important de noter que pour la majorité des études hydrologiques, il est nécessaire de décrire la structure du réseau hydrographique, c'est-à-dire les relations topologiques entre les différents éléments drainants qui le constituent ainsi que les caractéristiques de ces éléments (cf. géométrie, longueur, pente, rugosité hydraulique). En milieu naturel, la description des différentes parties du lit du cours d'eau est souvent aussi nécessaire (lit mineur, lit majeur). Ces différentes informations sont en partie accessibles par le biais des cartes topographiques. Elles sont fréquemment utilisées pour alimenter un SIG. Elles peuvent aussi être obtenues sur la base des Modèles Numériques d'Altitude (MNA¹²), tel que présenté dans le paragraphe suivant.

Différentes retenues ou plans d'eau naturels peuvent se trouver sur l'un ou l'autre des tronçons du réseau hydrographique considéré. Par ailleurs, comme cela a déjà été mentionné au début de ce chapitre, le comportement hydrologique des bassins versants est de plus en plus fréquemment modifié par divers aménagements. Les caractéristiques de ces retenues et aménagements sont bien entendu nécessaires pour mener à bien toute étude hydrologique. Elles sont relatives à l'implantation de l'ouvrage au sein du bassin, à sa géométrie et aux éventuelles caractéristiques hydrauliques de ces équipements. Pour une retenue d'eau par exemple, il faut spécifier les relations « hauteur-surface du plan d'eau » et « hauteur-volume stocké », toutes deux pouvant être estimées sur la base de la géométrie de l'ouvrage ou de la topographie du site (chap. 6). Il faut préciser en outre la géométrie et les coefficients de débits des différents organes de vidange (cf. vidange de fond, déversoirs, organes de sécurité), les capacités d'évacuation des pompes ou turbines. Lorsqu'un réseau de « drainage » artificiel existe, sa structure, les caractéristiques des collecteurs et dérivations qui le constituent (dimensions, pente, rugosité), ses connexions avec le réseau de drainage naturel, les ouvrages spéciaux qui lui sont associés (cf. déversoirs d'orage, bassins de rétention ou d'infiltration des eaux de pluie) doivent finalement aussi être décrits. En milieu urbain, ces caractéristiques sont souvent accessibles par le biais des SIGs mis en place par la commune pour gérer les ouvrages.

2.4.2 Données topographiques numériques

La topographie joue un rôle déterminant dans la répartition et la propagation des flux d'eau au sein des systèmes naturels et anthropisés. Le développement de l'informatique a permis l'apparition de la cartographie numérique. L'utilisation des MNAs est désormais courante pour analyser, représenter et modéliser le bassin versant. Elle permet en particulier grâce aux fonctions d'analyse spatiale des SIGs de caractériser la surface topographique par extraction automatique de diverses variables dérivées. La qualité des données dérivées est fortement dépendante du format et de la qualité du MNA utilisé, elle-même dépendant de la nature et de la qualité des données sources,

¹² Le terme MNA est le terme consacré en Suisse. D'autres termes sont aussi fréquemment utilisés : le MNE (Modèle Numérique d'Élévation) ou le MNT (Modèle Numérique de Terrain), terme utilisé préférentiellement en France.

des opérations de contrôle et de corrections qui leur sont appliquées et enfin de la méthode utilisée pour leur interpolation spatiale et leur formatage final.

Encadré 2.4 MNAs en accès libre

Différentes agences cartographiques mettent gratuitement à disposition du public des bases de données altimétriques importantes, accessibles sur le Web (annexe 2.7.6). Les bases de données en accès libre sont en fait très peu nombreuses, les agences cartographiques qui disposent de ces données vivant généralement de leur vente. La situation tend cependant à s'améliorer car les gouvernements prennent conscience de l'importance de ces données dans de nombreux domaines civils. Le gouvernement Américain a par exemple autorisé en septembre 2003 la distribution des fichiers SRTM (de l'anglais *Shuttle Radar Topography Mission*) ; les données SRTM30 couvrent la totalité du globe avec une résolution de 1 km (c'est la version mise à jour des données GTOPO30) et les données SRTM-3 offrent une résolution de 90 mètres pour environ 80% des terres émergées.

L'information géographique étant une donnée stratégique de premier ordre, certaines données sont cependant volontairement altérées avant d'être mises en libre accès. Par ailleurs, les données sont parfois livrées brutes ou n'ont pas subi toutes les opérations de correction nécessaires à la création d'un MNA fiable – c'était le cas en 2007 des données SRTM.

L'intérêt hydrologique d'une utilisation conjointe MNA / SIG est largement documenté dans la littérature – se reporter notamment aux ouvrages de Maidment, (1993a), Vieux (2001b) et Bedient et Huber (2002). La disponibilité sur le Web des MNAs et leur relativement faible coût font qu'ils sont largement utilisés dans les études hydrologiques (encadré 2.4). C'est notamment le cas pour les MNAs raster dont les résolutions spatiales varient de 50 à 1000 m.

Données sources et méthodes

Les MNAs peuvent être construits sur la base de trois types de données : les levés de terrain (coordonnées – x , y , z – des points du terrain, mesurées par triangulation), les données cartographiques (courbes de niveau d'une carte) et les données de télédétection (images aériennes ou satellitaires).

La plupart des MNAs sont en fait générés par digitalisation des courbes de niveaux des cartes topographiques puis par leur interpolation. Cette méthode de production conduit à des imprécisions importantes dans certaines zones du fait que les courbes de niveaux sont définies suivant une équidistance fixe (c'est-à-dire une même différence altimétrique entre deux courbes successives) et qu'elles sont par conséquent en faible nombre dans les zones les plus plates. C'est pourquoi le recours aux données de télédétection est souvent nécessaire.

La nature des données utilisées, de même que les méthodes de traitement, sont diverses (tab. 2.1). La qualité et la précision des MNAs résultants peuvent ainsi être très variables. A titre d'illustration, la figure 2.6 présente cinq MNAs étudiés sur une zone de la plaine inondable de la Petite-Glâne (Suisse). La qualité des MNAs est supposée aller en augmentant de la gauche vers la droite ; ce classement est basé sur l'aspect visuel des MNAs.



Fig. 2.6 MNAs obtenus sur la base de différentes données sources et méthodes d’interpolation. De gauche à droite : raster puis TIN (*Triangular Irregular Network*) produit par l’Office Fédéral de la Topographie, raster produit par l’TUGL (Institut de Géophysique de l’Université de Lausanne), raster issus de la photogrammétrie de photographies aériennes et de l’analyse de mesures Laser aéroportée (Metzger, 2002). Les discontinuités spatiales liées aux voies de circulation présentes sur la zone n’apparaissent (partiellement cependant) que sur le dernier MNA (d’après Metzger, 2002).

Tableau 2.1 Caractéristiques des MNAs suivant les données sources et les techniques utilisées (d’après Dupont *et al.*, 1998 et modifié).

	Précision planimétrique	Précision altimétrique
Cartes topographiques + digitalisation	10-100 m	5-50 m
Photographies aériennes + photogrammétrie	2-30 m	<4 m
Images SPOT + photogrammétrie	20-40 m	10-20 m
Images Radarsat + Radargrammétrie	30 m	15-25 m
Images radar ERS + interférométrie	30-40 m	5-20 m
LIDAR	0,2-1 m	10-20 cm

Encadré 2.5 Structures usuelles des Modèles Numériques d’Altitude

Les structures les plus courantes des MNAs (fig. 2.7) ont chacune leurs avantages et limitations. Elles sont évoquées ci-dessous.

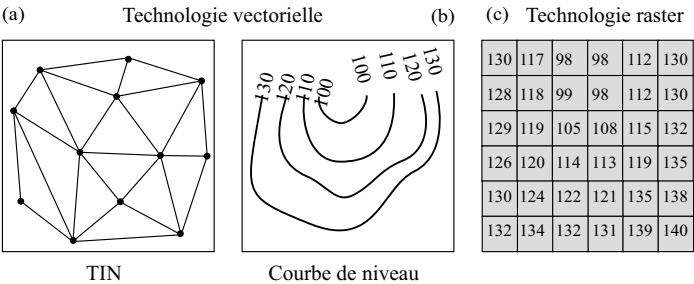


Fig. 2.7 Structures usuelles des Modèles Numériques d’Altitude.

MNAs «courbes de niveau» : Comme on l’a déjà évoqué, la représentation de la topographie à l’aide des courbes de niveaux est mal adaptée à la morphologie du terrain : la répartition des données est très irrégulière car les données sont importantes le long d’une même courbe et inexistantes entre deux courbes.

MNAs raster : Dans les MNAs basés sur le format dit raster ou maillé (c'est-à-dire grille carrée régulière), la valeur de l'altitude est soit donnée en chaque point d'intersection du maillage, soit attachée à chaque grille. Elle est alors supposée représenter l'ensemble de la grille. Ces deux visions dépendent du mode de construction du MNA. Les MNAs raster sont les plus utilisés dans les applications hydrologiques du fait que les croisements avec d'autres sources d'information sous formes numériques sont faciles et que les algorithmes basés sur ces maillages sont simples à implémenter (Maidment, 1993a). Cependant, le point faible de ce type de format est qu'il ne permet pas de représenter des changements brusques de relief ou au contraire qu'il produit une information redondante dans les zones de faibles pentes. La détermination des chemins d'écoulement est ainsi délicate. De très nombreuses études soulignent également l'influence de la taille de la grille sur les données qui peuvent être dérivés de ces MNAs (Charleux-Demargne, 2001).

MNAs TIN : Le format en réseau de triangles irréguliers (TIN) permet de représenter la surface topographique par une succession de facettes triangulaires adjacentes, de forme et de taille variables. Ce maillage irrégulier permet de réduire la redondance dans les zones planes. Le format TINs permet aussi l'intégration de l'information donnée par des points caractéristiques (cf. éléments de l'orographie tels que sommets, cuvettes, cols) ou des lignes caractéristiques (cf. lignes de crêtes, talwegs, lignes de rupture, contour de lac). C'est le mode de représentation de la morphologie du terrain la plus pertinente. Les MNAs TIN sont cependant nettement moins pratiques à utiliser que les MNAs raster.

Signalons qu'il est parfois nécessaire de passer d'un format à un autre pour les besoins des logiciels. Il faut alors s'assurer qu'aucune information importante (notamment sur les zones plates) n'a été perdue lors de la conversion.

L'imagerie aérienne permet de produire des MNAs de précision supérieure à l'imagerie spatiale mais sur des zones assez réduites. Les MNAs peuvent être obtenus par stéréoscopie à partir de couples d'images aériennes ou prises par satellite. L'imagerie radar est la méthode privilégiée pour les régions à forte couverture nuageuse ou à faible niveau d'ensoleillement. En hydrologie, l'altimétrie laser aéroportée, plus précisément dénommée LIDAR (de l'anglais *Light Detection And Ranging*), suscite un grand intérêt, car la densité des observations est considérable (précision horizontale de 0,2 à 1 m) et la précision altimétrique très bonne (de l'ordre de 10 cm en terrain plat et inférieure à 20 cm dans des terrains pentus).

Un MNA peut enfin être représenté sous différentes formes. Les représentations les plus courantes sont les courbes de niveaux, le format raster et le format TIN (de l'anglais *Triangular Irregular Network*) (encadré 2.5)

Données dérivées pour les applications hydrologiques

Les MNAs constituent une source précieuse d'information topographique en particulier pour l'identification et la caractérisation des bassins versants et des réseaux hydrographiques. Ils sont utilisés dans les modélisations hydrologiques pour extraire des paramètres d'entrée des modèles, ou comme support géométrique de la simulation hydrologique (chap. 3).

De nombreux paramètres géomorphologiques descripteurs des bassins versants et des réseaux hydrographiques peuvent être extraits des MNAs. Ces paramètres peuvent être locaux (cf. longueur et pente du cours d'eau et du versant, orientation, ordre d'une maille réseau suivant la classification de Strahler), ou globaux avec une définition qui est soit

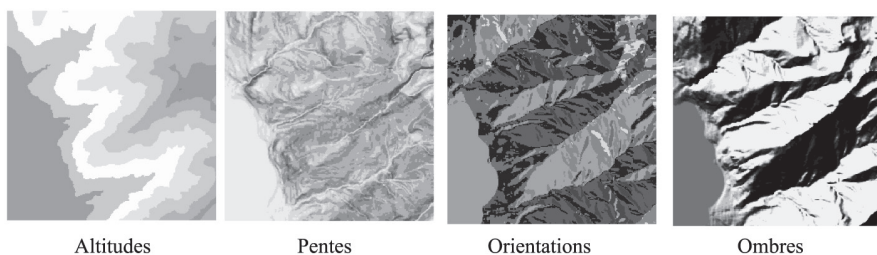


Fig. 2.8 MNA et produits dérivés. De gauche à droite: MNA, cartographie des pentes (par grille), des orientations et de la concavité / convexité de chaque grille.

intrinsèque (cf. surfaces amont drainées), soit relative à un exutoire choisi (cf. distances à l'exutoire, courbe hypsométrique du bassin) (fig. 2.8). Il est encore possible d'en extraire différents indices, tel l'indice topographique décrit par Beven (1977) utilisé pour l'identification des surfaces contributives à la production de ruissellements (chap. 4).

De nombreuses méthodes ont aussi été proposées pour extraire automatiquement le réseau hydrographique et les limites des bassins versants (bassins topographiques) sur la base de MNAs raster. Les étapes liées à cette procédure d'extraction sont présentées dans l'encadré 2.6. Cette extraction reste délicate. La pertinence des données extraites dépend du MNA utilisé (format, résolution) et de la méthode d'extraction. Pour améliorer la qualité des extractions automatiques, notamment au niveau des dépressions et des zones plates, il est généralement intéressant de contraindre les algorithmes à utiliser d'autres sources d'informations: par exemple les cartes topographiques permettent d'obtenir le réseau hydrographique sous forme vectorielle. Il faut par ailleurs éviter d'extraire un réseau hydrographique à partir d'un MNA dont la résolution est trop grossière pour le milieu considéré, par exemple de plus 100 m en milieu alpin.

La détermination du réseau hydrographique sur la base des MNAs TIN est aussi possible. L'identification du réseau de drainage est cependant source de difficultés. Elle consiste à identifier des lignes de courant avec la contrainte qu'elles doivent être en tout point perpendiculaires aux lignes de niveau. Différents logiciels permettent cette extraction (cf. THALES de Grayson *et al.*, 1995).

Signalons enfin qu'à l'heure actuelle, la plupart de ces techniques d'extraction reposent sur l'idée fondamentale que seule la topographie influence la direction des écoulements. Or, il est certain que la végétation, la géologie, la topographie de la

Encadré 2.6 Réseau hydrographique dérivé d'un MNA raster

1. Extraction du réseau de drainage

La première étape, pour dériver le réseau hydrographique sur la base d'un MNA raster, consiste à extraire le réseau de drainage de l'hydrosystème considéré. Il permet de connaître le chemin parcouru par une goutte d'eau tombant en n'importe quel endroit du système. Il décrit donc les directions d'écoulement en tout point. Pour les MNAs de type raster, chaque grille a huit voisines; n directions d'écoulement correspondant aux n grilles voisines plus basses que la grille considérée sont alors possibles (n est compris entre 1 et 8 suivant le contexte topographique local). Une difficulté est de déterminer comment l'écoulement doit être réparti entre ces n directions (fig. 2.9). Tarboton (1997) a comparé différentes méthodes. Celles basées sur l'utilisation de directions multiples (telles que la méthode proposée

par Quinn *et al.*, 1995) semblent plus intéressantes que la méthode la plus simple, basée sur la direction définie par la ligne de plus grande pente (méthode D8).

2. Estimation des superficies drainées amont et extraction du réseau hydrographique

Le réseau de drainage peut ensuite être utilisé pour estimer la superficie des surfaces drainées à l'amont de tout point du système. Il est possible alors d'en déduire le réseau hydrographique (sensé correspondre au réseau de drainage visible matérialisé par les talwegs et les cours d'eau). Une méthode possible consiste à identifier l'ensemble des mailles du système qui drainent une surface de superficie supérieure à un seuil fixé. Cette méthode permet de distinguer les mailles «réseau» des mailles «versant» (fig. 2.10). Le choix du seuil conditionne la complexité du réseau hydrographique obtenu (fig. 2.11).

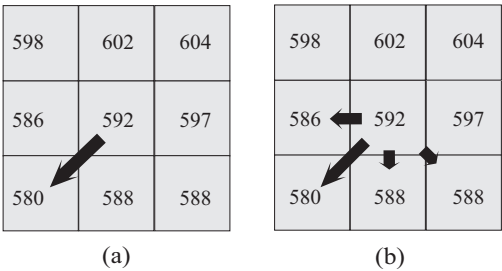


Fig. 2.9 Deux schémas possibles de répartition des écoulements sur la base des données topographiques d'un MNA raster. (a) : direction correspondant à la ligne de plus grande pente ; (b) : écoulement multidirectionnel.

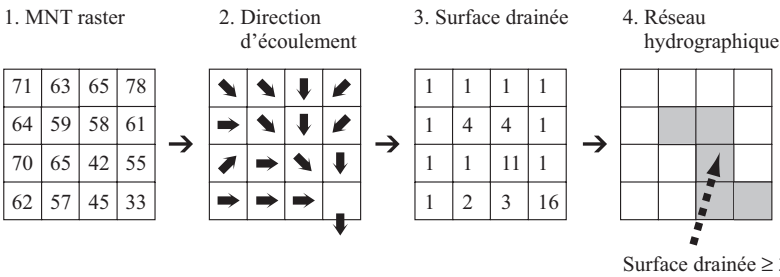


Fig. 2.10 MNA, réseau de drainage dérivé à l'aide de la méthode D8, superficie des surfaces drainées, réseau hydrographique dérivé (les mailles «réseau» sont ici définies comme étant les mailles qui drainent 3 mailles amont ou plus) (d'après Charleux-Demargne, 2001).

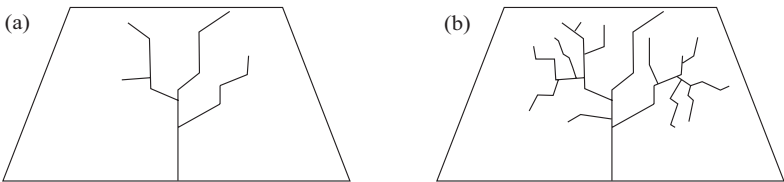


Fig. 2.11 Complexité du réseau hydrographique dérivé d'un MNA en fonction du seuil retenu pour l'identification des rivières. Le seuil A est plus élevé que le seuil B (d'après Payraudeau, 2002).

roche mère, jouent aussi un rôle prépondérant dans ces processus. Par ailleurs, le réseau de drainage naturel et, par suite, les limites des bassins versants naturels, sont souvent fortement modifiés par les différents aménagements du milieu, en particulier par les obstacles à l'écoulement (cf. bâtiments, remblais sous les voies de communications) et par les éléments drainant artificiels (cf. voies ou collecteurs). C'est en particulier le cas en milieu urbain : selon certains auteurs, la taille de mailles carrées ne devrait pas dépasser le mètre carré.

Dans ce type de situations, la détermination du réseau hydrographique et des bassins versants ne peut en général plus se baser sur les seules courbes de niveau ou données télédéteectées. L'apport des SIGs, qui contiennent souvent les informations nécessaires dans les couches de type réseau, ouvrage ou occupation du sol, devient déterminant et les représentations de type vectoriel prennent alors un sérieux avantage sur les représentations raster.

2.4.3 Données thématiques

L'information géomorphologique issue des MNAs peut être complétée par d'autres données spatiales, issues d'observations directes, de cartes traditionnelles, de données de télédétection, ou toute autre source d'information. Les données les plus importantes pour les études hydrologiques sont celles décrivant la surface (c'est-à-dire occupation des sols et caractéristiques du couvert végétal), les sols (type et caractéristiques associées) et le sous-sol (géologie).

Type de sol et caractéristiques associées

Les paramètres de l'infiltration pour les différents types de sol rencontrés sur le bassin versant sont nécessaires, dans les modèles hydrologiques, pour le calcul de l'écoulement direct ou de la recharge des nappes. Les cartes pédologiques et les données associées (c'est-à-dire principales propriétés physico-chimiques des sols) peuvent être utilisées pour les caractériser. Cependant, des ajustements sont inévitables car les données recueillies par les pédologues et les données nécessaires aux hydrologues ne sont pas les mêmes. En effet, à des fins de modélisation hydrologique, les sols sont généralement repartis en diverses classes considérées comme significativement différentes en ce qui a trait à leurs effets sur les processus hydrologiques. La re-classification des unités de sols des cartes pédologiques est ainsi nécessaire. Elle nécessite, en particulier, de rattacher à chaque type de sol, les valeurs des paramètres de l'infiltration requis par les modèles hydrologiques. Ces valeurs sont généralement issues de la littérature ou de mesures in situ.

Couverture du sol

Le type d'occupation des sols (cf. sol nu, affleurements rocheux, surface d'eau libre, glacier, couvert végétal, bâtiments ou enrobé imperméable) est une information capitale pour l'hydrologie. Il conditionne les bilans hydrique et énergétique de surface. L'occupation des sols influence en particulier la répartition des précipitations entre interception, évaporation, infiltration et ruissellements de surface. La présence ou non de végétation influence aussi les quantités d'eau qui seront restituées à l'atmosphère par évapotranspiration. Le type d'occupation des sols détermine par ailleurs la rugosité de la surface et donc la vitesse du ruissellement.

Les données sur la couverture végétale et l'occupation des sols sont parfois obtenues par des enquêtes sur le terrain, plus généralement par l'observation spatiale.

Elles peuvent être utilisées pour extraire, souvent de manière dérivée, différents paramètres hydrologiques. Là encore, il est souvent nécessaire de transformer les données thématiques dans une forme qui peut être utilisée par les modèles hydrologiques. Les classes d'occupation du sol et sa végétation sont par exemple regroupées en classes «de comportements hydrologiques supposés semblables». Chaque classe est alors caractérisée par différents attributs quantitatifs (cf. hauteur du couvert végétal, profondeur racinaire, indice foliaire, albédo). Ces classes hydrologiques sont souvent constituées de façon à se rattacher aux différentes classes mentionnées dans les tables et abaques existant pour l'estimation de l'un ou l'autre des paramètres du modèle retenu. Les tables du «SCS-CN» présentées au chapitre 4 permettent par exemple d'associer à chaque type d'état de surface un certain potentiel de ruissellement. La table des coefficients de rugosité de surface de Manning, rappelée au chapitre 5, est un autre exemple typique de tables de ce genre.

Géologie du substratum

Les données permettant de décrire la géologie du substratum sont aussi déterminantes pour la compréhension des processus hydrologiques observés et leur modélisation éventuelle. La géologie du substratum conditionne en premier lieu les écoulements de l'eau souterraine. Elle influence aussi les caractéristiques des sols et du couvert végétal et par suite le partage entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Les caractéristiques du réseau de drainage superficiel dépendent par ailleurs principalement de la nature du substrat. Sur des substrats très perméables, toute l'eau s'infiltre et par suite le réseau hydrographique superficiel est inexistant. C'est le cas des roches karstiques et des alluvions graveleuses. Sur des substrats très imperméables, la majeure partie de l'eau ruisselle et le réseau hydrographique est très marqué et très dense. C'est le cas par exemple des substrats argileux et des roches magmatiques non fissurées (Parriaux, 2006).

2.5 DONNÉES OBTENUES PAR TÉLÉDÉTECTION

2.5.1 Intérêt

Les observations au sol sont peu nombreuses et leur représentativité régionale n'est généralement pas assurée. Elles ont par ailleurs une couverture spatiale réduite, voire inexistante, dans certaines régions du monde. En comparaison, les données de télédétection, en particulier celles obtenues à partir des satellites, fournissent une information spatialisée pouvant couvrir de vastes étendues si ce n'est toute la surface du globe.

De nombreuses méthodes ont été développées pour exploiter certaines de ces observations télédétectées et estimer, de manière indirecte, diverses variables intéressantes pour l'analyse ou la modélisation hydrologique. Ces méthodes permettent d'améliorer la connaissance de différentes caractéristiques physiographiques du système hydrologique considéré tels que la topographie, la rugosité de surface, la couverture et l'occupation du sol (Huang *et al.*, 1995; Schumann *et al.*, 2007). Elles fournissent aussi diverses informations sur les variables d'état du système comme l'humidité des sols (Owe *et al.*, 2001); la couverture de la neige et l'équivalent en eau d'une surface de neige (Rango, 1996); le développement foliaire du couvert végétal (Guillevic *et al.*, 2002) ainsi que les surfaces inondées (Bates, 2004).

D'autres informations intéressantes issues de la télédétection peuvent encore porter sur les sollicitations météorologiques auxquels le système est soumis (précipitations avec les radars météorologiques), les taux d'évaporation des lacs et les taux d'évapotranspiration (Bastiaanssen *et al.*, 2000) et les températures de surface (Becker et Li, 1990), les profils de températures et d'humidité dans l'atmosphère (Renault, 2004).

Une revue des données de télédétection utilisables pour les applications hydrologiques est proposée par Schmugge *et al.* (2002). Les signaux utilisés, les résolutions spatiales et temporelles des variables extraites diffèrent suivant la variable d'intérêt, les caractéristiques des appareils de mesures et de leur hôte (tab. 2.2).

Tableau 2.2 Projection des observations hydrologiques disponibles d'ici 2010 (d'après Walker *et al.*, 2003). Les capteurs actifs émettent des ondes en direction de la cible et mesurent le signal renvoyé par la cible. Les capteurs passifs mesurent les seules ondes émises naturellement par la cible. N.B. : La résolution spatiale, temporelle ainsi que la précision des estimations possibles de la variable visée dépendent des avancées de chaque technologie.

Variable hydrologique	Technique de télédétection	Résolution temporelle	Résolution spatiale	Limitations
Précipitation	Infrarouge thermique	1 heure	4 km	Orages convectifs tropicaux uniquement
		1 jour	1 km	
		15 jours	60 m	
	Micro-ondes passives	3 heures	10 km	Problèmes de calibration
	Micro-ondes actives	30 jours	10 m	Problèmes de calibration
Humidité de surface des sols	Micro-ondes passives	1-3 jours	25-50 km	Limité aux végétations clairsemées, faible relief
	Micro-ondes actives	3 jours	3 km	Bruit induit par la végétation et la rugosité de surface
		30 jours	10 m	
Température de la surface du sol	Infrarouge thermique	1 heure	4 km	Moyenne sol / végétation, contamination couvert nuageux
		1 jour	1 km	
		15 jours	60 m	
Couvert neigeux	Visible /	1 heure	4 km	Contamination couvert nuageux, masque couvert végétal, sols brillants.
	Infrarouge	1 jour	500 m-1 km	
	Thermique	15 jours	30-60 m	
Equivalent en eau du couvert neigeux	Micro-ondes passives	1-3 jours	10 km	Profondeur de pénétration limitée
	Micro-ondes actives	30 jours	10 m	
Hauteurs d'eau, vitesses	Laser	10 jours		Problèmes de pénétration du couvert nuageux
	Radar	30 jours		
Evaporation	Infrarouge thermique	1 heure	4 km	Hypothèses fortes
		1 jour	1 km	
		15 jours	60 m	

2.5.2 Contraintes et incertitudes

L'utilisation des observations satellite ou radar pose différents défis aux hydrologues et aux spécialistes de la télédétection. Tout d'abord, ces données ne sont pas utilisables directement. Elles nécessitent un traitement adéquat pour leur interprétation et l'extraction de variables physiques compatibles avec les besoins des modèles hydrologiques – comme discuté précédemment à propos de l'exploitation de la réflectivité radar pour l'estimation des précipitations.

D'autre part, la télédétection fournit des données à des résolutions spatiales (la taille du pixel) et temporelles (dates et nombre des images) très variables ; parfois difficilement conciliables avec les résolutions utilisées pour modéliser la transformation pluie-débit. Comme le résume Puech (2000) : « les paramètres et schémas de fonctionnement hydrologiques ont été conçus et développés à une période où les techniques spatiales n'existaient pas. Les paramètres extraits des images et ceux requis par les modèles sont rarement en accord en thème, en précision et en échelle spatiale et temporelle ».

Enfin, les estimations des variables hydro-météorologiques effectuées à partir des données de télédétection sont entachées d'erreurs induites par les capteurs, les conditions atmosphériques, le couvert végétal et les paramétrisations utilisées pour l'interprétation des données. Pour certaines variables, seules les structures spatiales à large échelle et moyennées sur de longues périodes sont consistantes avec celles obtenues sur la base des mesures au sol. Dans certaines conditions, les données de télédétection peuvent même être non-informatives (cf. surfaces avec un couvert végétal très dense, observations par temps de pluie, occupation du sol hétérogène), et l'extraction de certaines variables s'avérer impossible (cf. humidité des sols non estimable en cas de surfaces très sèches ou de sols gelés).

Par ailleurs, la plupart des observations sont limitées aux parties du système terrestre qui peuvent être pénétrées par les ondes électromagnétiques émises dans les domaines des micro-ondes, de l'infrarouge et du visible – la profondeur de pénétration dans le sol correspondant à peu près à la longueur d'onde considérée. La température et l'humidité des sols ne sont par exemple pas observables par les capteurs satellite courants, en dessous des premiers centimètres du sol ou de la surface des océans. Enfin, les estimations sont perturbées par tous les objets géométriques dont la taille est supérieure à la longueur d'onde. Même si, pour se soustraire à cette limitation, l'estimation peut être réalisée de façon différentielle entre deux instants donnés – en supposant par exemple que seule l'humidité des sols varie entre ces instants, l'erreur résiduelle peut être importante.

2.5.3 Applications et perspectives

Malgré les incertitudes et les difficultés rencontrées, malgré le coût de leur acquisition et de leur traitement, l'utilisation des données de télédétection représente un enjeu considérable pour l'hydrologie moderne. Il existe déjà de nombreuses applications opérationnelles. Les estimations sur la base des données satellites de l'évaporation des lacs ou de l'évapotranspiration réelle (Bastiaanssen *et al.*, 2000) sont par exemple couramment utilisées pour le suivi de vastes régions agricoles irriguées – l'optimisation de l'irrigation nécessitant une bonne estimation de la consommation en eau des cultures.

Diverses données sont fréquemment utilisées pour initialiser les variables d'état des modèles de prévision hydrologiques, d'autres pour valider les sorties de certains modèles. Ottlé *et al.* (2003) utilisent par exemple la cartographie des zones inondées obtenue à partir d'images radar ou optiques pour valider les simulations d'un modèle en période de crues. De même, une cartographie de l'évapotranspiration, de la couverture neigeuse ou du contenu en eau des sols permet de valider certains processus modélisés.

Outre les applications au niveau de la gestion quantitative et qualitative des ressources en eau, les données issues de la télédétection sont amenées à prendre une place de plus en plus importante avec le développement de l'hydrologie à l'échelle globale et les besoins nouveaux pour la modélisation des impacts des changements climatiques sur les régimes hydrologiques. Les mesures satellitaires telles que celles qui devraient être fournies par la Mission Globale de Mesure des Précipitations en sont une illustration intéressante (Testud, 2002).

Les données disponibles, qu'elles soient ponctuelles ou issues de la télédétection, sont finalement de plus en plus nombreuses. Il est à cet effet important de se demander l'intérêt d'une recherche systématique de plus d'information. «Allons-nous réellement vers une amélioration de la représentation des processus et de leur modélisation ?» Selon Gendreau et Puech (2002), il est nécessaire d'engager une vraie réflexion sur la capacité des modèles hydrologiques actuels à assimiler les données distribuées, voire développer des modèles ad-hoc. De plus, devant la quantité de données issues de l'observation de la terre, il est indispensable d'afficher des priorités sur les variables à mesurer les plus pertinentes en hydrologie.

2.6 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- Les données potentiellement intéressantes pour l'analyse et la modélisation hydrologique sont multiples. Leur accessibilité n'est pas toujours garantie suivant les régions du monde.
- La grande majorité des données disponibles pour l'analyse et la modélisation hydrologiques sont des données ponctuelles et incertaines.
- La majorité des bassins versants ne disposent pas des données nécessaires aux études hydrologiques. C'est en particulier le cas des données débimétriques, qui, lorsqu'elles existent, sont souvent fortement perturbées par les activités humaines.
- La vérification de la qualité et de la consistance des données est une étape préliminaire indispensable à toute étude hydrologique.
- La variabilité spatiale et temporelle des variables hydro-météorologiques est généralement importante. Les observations ponctuelles sont souvent peu représentatives des valeurs régionales ou locales. Les méthodes d'interpolation spatiales lissent la variabilité spatiale réelle et introduisent des incertitudes supplémentaires sur l'estimation des variables nécessaires à l'échelle des bassins versants.
- Diverses données géographiques (altimétriques, géologiques, pédologiques, physiographiques, topologiques) sont nécessaires à la caractérisation des bassins versants ainsi qu'à la construction des modèles hydrologiques. Elles concernent les différents compartiments hydrologiques des bassins (sous-sol,

sols, surface, réseau hydrographique) ainsi que les aménagements hydrauliques (retenues, collecteurs).

- La télédétection (radars météorologiques, satellites) peut fournir, de manière indirecte, une information spatialisée sur différentes caractéristiques de la couverture du bassin et diverses variables hydrologiques. Les incertitudes associées sont potentiellement importantes.
- L'utilisation des Systèmes d'Information Géographiques est fréquente pour gérer les données (mise en forme, visualisation). Les SIGs sont souvent le support des modèles hydrologiques spatialisés.
- Les Modèles Numériques d'Altitude font partie des données hydrologiques de base. Ils sont utilisés pour dériver de nombreuses données physiographiques telles que les pentes du bassin, le réseau de drainage superficiel, les limites de bassins. Suivant les données de base et les méthodes de traitement utilisées, les résultats diffèrent.
- Aujourd'hui, de nombreuses et diverses données sont mises gratuitement à disposition sur Internet. Différents sites sont à ce titre indiqués dans l'annexe 2.7.6.

2.7 ANNEXES

2.7.1 Méthodes courantes d'interpolation des précipitations

Remarque: les méthodes ci-dessous ne permettent pas une interpolation des précipitations optimales au sens statistique (annexe 2.7.2).

Moyenne pondérée par la distance ou l'inverse de la distance

Pour estimer la précipitation en un point M donné, la pondération $\lambda_{M,i}$ à affecter à la station i est prise comme une fonction inverse de la distance séparant la station i du point M .

$$\lambda_{M,i} = \left(\frac{1}{d_{M,i}} \right)^x / \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_{M,i}} \right)^x \quad \text{où } x \text{ est un réel positif (souvent } x=1 \text{ ou } 2). \quad (2.9)$$

Si la précipitation à estimer est relative à la surface S , la pondération $\lambda_{S,i}$ est souvent simplement estimée comme la moyenne des pondérations $\lambda_{M,i}$ obtenues pour l'ensemble des points M de la surface considérée. Une autre pondération peut sinon être aussi obtenue sur la base de la distance entre le centre de gravité G de la surface et la station i .

Cette méthode présente diverses limitations. D'abord, l'estimation est fortement dépendante de la valeur affectée au coefficient de puissance x . Ensuite, on ne tient pas compte des éventuelles disparités dans la répartition spatiale du réseau de mesure (en direction par rapport au point d'intérêt, en densité). Une zone à forte densité de postes aura donc une influence plus forte sur la valeur interpolée qu'une zone équidistante mais à moins forte densité. Toutes les stations disponibles ont par ailleurs une pondération non nulle. Une station légèrement plus éloignée qu'une autre mais située dans la même direction par rapport à la station cible aura de plus une pondération similaire (alors que l'on est en droit de penser que la plus proche est plus informative pour la région considérée).

Moyenne pondérée par les polygones de Thiessen

La valeur affectée en un point M donné est la valeur mesurée à la station i la plus proche ($\lambda_{M,i}$ est égal à 1 pour cette station, est nul pour toutes les autres). Cette méthode d'interpolation

conduit à la définition de zones isohyètes (correspondant aux dits polygones de Thiessen), chacune étant associée à une station i . La variation spatiale des précipitations interpolées est de fait discontinue.

Pour estimer la précipitation affectant la surface S d'un domaine D , la pondération $\lambda_{D,i}$ affectée à la station i est le rapport A_i/A où A_i est la superficie de la surface S interceptée par le polygone correspondant à la station i et où A est la superficie totale de la surface S .

Moyenne estimée à l'aide des isohyètes

Les isohyètes doivent être préliminairement tracées sur la base des valeurs ponctuelles mesurées dans et à proximité de la région d'intérêt. Le tracé est souvent réalisé manuellement pour permettre la prise en compte des spécificités locales ou régionales (effets orographiques, orientation des versants par rapport aux flux d'air principaux).

Pour estimer la précipitation affectant la surface S d'un domaine D , la pondération $\lambda_{D,h}$ affectée à la valeur correspondant à la $h^{\text{ème}}$ zone isohyète (cette valeur est souvent la moyenne arithmétique simple des deux courbes isohyètes limitant cette zone) est le rapport A_h/A où A_h est la superficie de la surface S interceptée par la $h^{\text{ème}}$ zone isohyète et où A est la superficie totale de la surface S .

2.7.2 Géostatistique et régionalisation des précipitations

Cette annexe a été préparée par Charles Obled, professeur à l'Institut National Polytechnique de Grenoble.

On va tenter ici de suggérer les raisons pour lesquelles la géostatistique s'est révélée un outil utile et bien adapté à la régionalisation des précipitations. Comme prérequis, seule une bonne connaissance des techniques de régression simple et multiple est demandée, montrant que la géostatistique se rattache assez simplement à ces techniques classiques pour l'ingénieur.

Considérons un champ de précipitation, par exemple le cumul P sur $\Delta t = 24$ h sur une région. Ce champ est en général connu ponctuellement aux points $t^i = (x_i, y_i)$ où l'on dispose des pluviomètres d'un réseau plus ou moins dense comportant N stations ($i = 1, \dots, N$). Les deux objectifs les plus couramment rencontrés sont :

- tracer une carte du champ pluviométrique,
- estimer la valeur moyenne de la pluie au pas de temps Δt sur un sous-domaine D (en général un bassin versant ou un de ses sous-bassins).

Considérons d'abord le premier : pour tracer cette carte, il va nous falloir d'abord remplir une grille, la plus fine possible, pour laquelle en tout point t^0 non mesuré (le point t^0 balayera successivement tous les points de la grille), on va mettre une estimation de la précipitation $P^*(t^0)$. Ensuite, on utilisera cette grille pour tracer des lignes isovaleurs ou isohyètes. Pour réaliser l'estimation requise en tout point t^0 , on utilise l'information disponible, c'est à dire les valeurs de précipitation mesurées aux stations $P(t^i)$.

Si on choisit un modèle consistant à pondérer linéairement les valeurs aux stations par des poids λ_i^0 , on va avoir :

$$P^*(t^0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i^0 \cdot P(t^i) \quad (2.10)$$

où λ_i^0 est le poids donné à la valeur de la station i de coordonnées $t^i = (x_i, y_i)$ pour estimer la précipitation en $t^0 = (x^0, y^0)$.

Parmi les méthodes classiques, mais que l'on a parfois un peu de mal à justifier, on trouve celles qui prennent :

- $\lambda_i^0 = 1/N$: on obtient alors la simple moyenne arithmétique des valeurs observées. Mais celle-ci sera la même partout ...
- ou on se limite à un voisinage du point à estimer t^0 comportant $n < N$ stations d'où $\lambda_i^0 = 1/n$. Mais comment décider de ce voisinage ?
- ou on prend la valeur à la station j la plus proche de t^0 :
 $\lambda_i^0 = 0 \quad \forall i = 1, \dots, N, i \neq j$
 $\lambda_i^0 = 1$ pour $i = j$. Mais ceci provoque des sauts brutaux quand on passe du rattachement à une station vers une autre...
- ou encore on prendra une pondération en inverse, ou inverse carré de la distance d_{j0} entre le point à estimer et la station i . Mais pourquoi cette fonction plutôt qu'une autre ?

Rappels de statistique classique

On peut aussi se ramener à une méthodologie plus facile à argumenter, en se disant que l'on cherche à **expliquer** une variable Y , ou **prédicant**, à l'aide d'une ou plusieurs variables explicatives ou **prédicteurs** $X_1, X_2, \dots, X_N$, via un modèle linéaire de la forme :

$$Y = \alpha_1 \cdot X_1 + \alpha_2 \cdot X_2 + \dots + \alpha_N \cdot X_N + \alpha_0 + \varepsilon \quad (2.11)$$

Quand on travaille en valeurs centrées (moyennes des Y et X_i ramenées à 0), $\alpha_0 = 0$. Le terme ε vient rappeler que la relation ne sera pas parfaite, et qu'il y aura un résidu ε , une **erreur d'estimation** entre la vraie valeur de Y et celle que proposera cette relation. Si l'on prend pour critère de calage la minimisation de la variance de ε , (l'espérance de la somme des carrés des résidus), alors on sait que cela nécessite de connaître les **coefficients de corrélation** entre :

- la variable Y et chacune des variables $X_i, i = 1, \dots, N$, soit $\rho(Y, X_i)$
- ainsi que les corrélations de toutes les variables X_i, X_j entre elles soit $\rho(X_i, X_j)$

On dispose alors des résultats classiques donnant les valeurs des poids α_i , ou coefficients de régression, permettant de calculer une estimation Y^* à l'aide de la relation. On dispose en plus d'une caractéristique de l'erreur à attendre : sa variance σ_ε^2 , qui est donnée par :

$$\sigma_\varepsilon^2 = \sigma_Y \cdot (1 - R_{Y|X_1, X_2, \dots, X_N}^2) \quad (2.12)$$

où $R_{Y|X_1, X_2, \dots, X_N}^2$ est le coefficient de détermination, ou le carré du coefficient de corrélation multiple entre la variable à prévoir Y et les variables explicatives $X_1, \dots, X_N$.

En fait, cette méthodologie se transpose assez aisément à notre problème. Pour nous :

- la variable à prévoir Y est la valeur inconnue de précipitation $P(t^0)$ au point t^0 ,
- et les variables explicatives candidates sont les valeurs mesurées aux stations $P(t^i)$.

L'équation : $Y = \alpha_1 \cdot X_1 + \alpha_2 \cdot X_2 + \dots + \alpha_N \cdot X_N + \alpha_0 + \varepsilon$ devient alors :

$$P(t^0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i^0 \cdot P(t^i) + \varepsilon \quad (2.13)$$

et la valeur estimée

$$P^*(t^0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i^0 \cdot P(t^i)$$

aura une variance d'erreur $\sigma_{\varepsilon(t^0)}^2$ donnée par l'équation.

Si l'on récapitule, les ingrédients nécessaires sont donc de disposer :

- des moyennes des X et Y , donc ici de la moyenne de la pluie en tout point du champ,

- mais surtout des corrélations entre la précipitation au point i et celle au point j , pour tous les points mesurés,
- ainsi que de la corrélation entre le point t^0 non mesuré, et tous les points i mesurés.

Evolution vers la géostatistique

Dans la pratique courante de la régression, on estime en général ces ingrédients sur un échantillon, où l'on a eu l'occasion, sur plusieurs cas observés indépendamment $k = 1 \dots p$, de mesurer concurremment les valeurs de $y_p, x_{1p}, x_{2p}, \dots, x_{Np}$. Et quand p est grand, on obtient des estimations robustes des ingrédients nécessaires.

C'est ici que notre contexte va devenir spécifique et qu'il va falloir passer de la statistique classique à la géostatistique.

En effet, si notre réseau est ancien, nous disposons de multiples réalisations de champs de pluie, par exemple journalier. Toutefois, ceux-ci ne sont pas complètement comparables entre eux : certains ont une valeur moyenne sur la région de 5 ou 6 mm, d'autres de 70 ou 75 mm... avec évidemment des variabilités bien plus fortes pour les 2 derniers cas : dans le premier, on trouvera des 0 et des valeurs allant jusqu'à 20 ou 25 mm, tandis que dans le second, on trouvera peu de 0 mais des valeurs pouvant dépasser peut-être 200 mm...

Il faudra donc éventuellement les normer pour les rendre comparables, après quoi on pourra bénéficier d'un échantillon de taille substantielle. Ceci dit, cela nous permettra de calculer les corrélations entre les précipitations (éventuellement transformées) aux stations t^i du réseau, soit $\rho(t^i, t^j)$, mais pas encore entre un point quelconque t^0 et les points t^i , soit $\rho(t^0, t^j)$.

Pour cela, on va faire des hypothèses supplémentaires, et supposer que *la variable est « régionalisée », organisée dans l'espace*, et que la corrélation entre 2 points t et t' ne dépend que de la distance qui les sépare : $\rho(t, t') = \rho(d[t, t']) = \rho(d)$.

On pourra le vérifier grâce aux échantillons correspondant aux différents couples de stations : $\rho(t^i, t^j) = \rho(d[t^i, t^j]) = \rho(d_{ij})$ et décider si cela semble vrai dans tout le champ, dans tout le domaine. Si c'est le cas, on accepte le **modèle de corrélation** $\rho(d)$, c'est à dire la fonction analytique qui donne la corrélation entre 2 points en fonction de leur seule inter-distance, et on l'utilise pour tous les points t^0 de la grille en calculant $\rho(d_{t0})$, ce qui permet de remplir puis de résoudre le système linéaire donnant les poids λ_i^0 à affecter à chaque station pour estimer P^* en t^0 .

Quelques pas de plus vers la géostatistique

Il va s'agir d'adapter nos outils aux conditions le plus souvent rencontrées, tout en gardant à la base le même modèle d'estimation :

- une pondération linéaire des valeurs observées,
- dont les poids sont calculés de façon à minimiser l'espérance du carré de l'erreur que l'on va faire, encore appelé la variance d'estimation.

Toutes ces adaptations viseront à produire les ingrédients nécessaires à la résolution du problème d'estimation, et notamment les corrélations, ou les covariances entre deux points, généralement considérées comme fonction seulement de la distance.

Une première question apparaît si l'on ne dispose que d'un champ mesuré (une réalisation), ou si, bien que l'on en ait plusieurs réalisations, on considère qu'elles ne sont pas comparables même une fois normées, après transformation. Chacune des réalisations doit donc être traitée séparément, mais comment ?, pour proposer une fonction $\rho(d)$ qui lui soit spécifique. Dans ce cas, on va plutôt travailler sur la covariance $C(d) = \rho(d) \cdot \sigma_P^2$ où σ_P^2 est la variance de P dans le champ, et $C(d)$ la covariance entre 2 points distants de d , sachant que pour $d = 0$, $C(0) = \sigma_P^2$ et $\rho(0) = 1$.

En pratique dans ce cas, au lieu de travailler sur la fonction covariance $C(d)$, on préfère travailler sur le **variogramme** :

$$\gamma(d) = C(0) - C(d) \quad (2.14)$$

ou encore

$$\gamma(d) = C(0) - C(d) = \sigma_P^2 \cdot (1 - \rho(d)) \quad (2.15)$$

On peut voir que ce variogramme normé : $\gamma(d)/\sigma_P^2 = 1 - \rho(d)$ n'est que le complément à 1 du corrélogramme. Par contre, on montre aussi que le variogramme $\gamma(d)$ entre 2 points t et t' distant de d peut s'interpréter comme :

$$\gamma(d) = \gamma(t, t') = \frac{1}{2} \cdot E \left[\{P(t) - P(t')\}^2 \right] \quad (2.16)$$

c'est-à-dire l'espérance du carré de l'écart des valeurs entre 2 points distants de d . Et en pratique, on utilisera cette approche en faisant, dans le champ, la moyenne arithmétique sur un nombre de couples assez grands (> 50) distants approximativement de d , du carré de l'écart des valeurs mesurées aux 2 points du couple. Rappelons que si l'on a N stations, on a $N \cdot (N - 1)/2$ couples différents. On les répartira en paquets, en classes de distances à peu près comparables, pour estimer la valeur de $\gamma(d)$ correspondant à chacune de ces classes. Travailler sur le variogramme présente l'avantage pratique de ne pas avoir à calculer explicitement une moyenne et un écart-type empirique du champ (à partir des N valeurs du réseau, donc assez peu robustes parfois) en préalable au calcul des covariances.

On calculera donc un variogramme empirique sur le champ considéré, et on lui ajustera un modèle, une fonction analytique autorisée (car elle doit respecter certaines caractéristiques) pour représenter ce variogramme $\gamma(d)$. Celui-ci servira à remplir le système à résoudre, tout à fait analogue au système en corrélation, avec les $\gamma(d_{ij})$ et $\gamma(d_{i0})$ dont il a besoin. Et on en déduira les poids λ_i^0 de l'estimateur, ainsi que la variance d'estimation $\sigma_{\varepsilon(t)}^2$. Dans ce cas, bien que très proche de la régression, on appellera la technique d'estimation **krigeage ordinaire**.

On peut évidemment imaginer des raffinements supplémentaires, et regarder si la corrélation (ou l'évolution du variogramme) avec la distance, ne dépend pas de la direction ? On parle alors d'**anisotropie**. Par exemple, on peut imaginer que la corrélation s'étende plus loin dans une direction que dans une autre : si, au cours du pas de temps de cumul Δt par exemple, le système pluvieux a le temps de se déplacer significativement et systématiquement dans une direction dominante, alors les corrélations vont « diffuser » dans cette direction et avoir une plus longue **portée** (la distance au bout de laquelle la corrélation s'éteint). Dans ce cas la fonction deviendra $\gamma(d, \theta)$ où θ représente la direction.

On peut aussi revenir à un échantillon plus fourni que celui que l'on peut extraire d'un seul champ en considérant que plusieurs champs ont, à condition de les rendre comparables (même variance et même niveau moyen), les mêmes caractéristiques de liaison spatiale. Par exemple, on regroupera tous les champs d'une même saison, ou d'un même type de temps. Ceci permettra de calculer un variogramme **climatologique** normé mais moyenné sur un grand nombre de champs, et donc plus robuste, notamment si on travaille par direction. Il suffira, au niveau du traitement de chaque champ, de le « dénormer » en multipliant en général par la variance empirique du champ.

Une autre application concerne le calcul de valeurs moyennes sur un sous-domaine D du champ échantillonné par le réseau des N stations placées en t . La variable à prévoir ou à estimer est alors :

$$P_D = \frac{1}{D} \iint_D P(x, y) \cdot dx \cdot dy = \frac{1}{D} \cdot \int_D P(t) \cdot dt \quad (2.17)$$

et il faut l'expliquer, ou l'estimer à l'aide des seules valeurs connues $P(t^i)$. Numériquement, on conçoit déjà qu'il est possible d'estimer :

$$P^*(t^0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i^0 \cdot P(t^i) \quad (2.18)$$

sur tous les points t^0 d'une grille couvrant le domaine D , puis d'en faire la somme et de diviser par la surface de D .

Des développements théoriques qu'il n'est pas possible de faire ici montre que l'on peut de la même façon que précédemment estimer la variable P_D par une relation linéaire :

$$P_D^* = \sum_{i=1}^N \lambda_i^D \cdot P(t^i) \quad (2.19)$$

dont les poids sont solution d'un système linéaire où apparaissent comme précédemment les covariances ou corrélations $\rho(t^i, t^j) = \rho(d_{ij})$ entre valeurs mesurées aux stations, mais aussi les corrélations :

$$\rho(D, t^i) = \frac{1}{D} \int_D \rho(t^i, t) \cdot dt \quad (2.20)$$

corrélations entre la valeur $P(t^i)$ au point t^i et la valeur P_D moyenne sur le domaine D .

En pratique on l'écrit plutôt en utilisant le variogramme, donc les quantités :

$$\gamma(d_{ij}) \quad \text{et} \quad \gamma(D, t^i) = \frac{1}{D} \int_D \gamma(t^i, t) \cdot dt \quad (2.21)$$

De manière analogue le krigeage fournit la variance de l'erreur d'estimation $\sigma_{\varepsilon D}^2$, en fait la variance de l'écart entre la vraie valeur P_D et son estimation P_D^* , soit $\varepsilon_D = P_D - P_D^*$. Il s'agit d'une valeur théorique mais qui donne un bon ordre de grandeur de l'incertitude à attendre.

On montre d'ailleurs, et surtout on vérifie, que par rapport à d'autres formules de pondération, celle-ci est optimale. On pense en particulier aux pondérations comme la moyenne arithmétique, où $\lambda_i^D = 1/N \forall i$, ou à la formule de Thiessen qui utilise $\lambda_i^D = S_i^D / D$, où S_i^D représente la surface, à l'intérieur du sous-domaine D , dont tous les points sont les plus proches de la station i .

Il est donc possible, par exemple en entrée d'un modèle hydrologique semi-spatialisé, de fournir les lames d'eau estimées, sous-bassins par sous-bassins, ainsi que leurs incertitudes. Cette dernière dépend du réseau de stations disponibles, mais aussi de la position et de la forme du domaine D par rapport à ce réseau.

Vers la prise en compte d'informations complémentaires

On a pris comme exemple au début de cet encart un champ de pluies journalières instrumenté par un réseau de pluviomètres. Il peut s'agir aussi d'un réseau de pluviographes, qui permettra de cumuler la précipitation sur des pas de temps Δt plus fins, par exemple 12h, 6h, 1h voire moins...

Dans ce cas, on constate que, plus Δt diminue, plus il y a de 0, plus la zone où il ne pleut pas s'agrandit. Le champ est dit « *intermittent* » et quand elle devient conséquente, la zone de pluie nulle requiert un traitement spécifique. Mais aussi, quand Δt diminue, la corrélation tend à diminuer plus rapidement avec la distance, car le système dans ce cas n'a pas eu le temps de se déplacer beaucoup or c'est l'advection de bandes pluvieuses et des cellules qui sont en leur sein qui génère une part de cette corrélation dans l'espace : deux points ont des valeurs de pluie corrélées au pas Δt parce que la bande qui a touchée le point t a eu aussi le temps de se déplacer et de toucher t' .

On peut donc s'attendre à trouver une relation entre la portée d_0 (distance au bout de laquelle la corrélation devient nulle) et le pas de temps de cumul de la pluie. On trouvera différentes formules dans la littérature. La formule $d_0 = 25 \cdot \sqrt{\Delta t}$ avec d_0 en km et Δt en heure donne par exemple de bons ordres de grandeur pour des pluies intenses et assez fortement convectives.

De même on observera, selon les régions, un effet directionnel important, mais fonction du pas de temps. Peu sensible au pas de temps horaire (le déplacement du système reste du même ordre que la taille des bandes ou cellules), on constate qu'à partir de $\Delta t = 6$ h la portée peut être 2 fois plus grande parallèlement au sens du déplacement que perpendiculairement... Il est préférable alors de prendre un modèle de variogramme directionnel, ou anisotrope, $\gamma(d, \theta)$.

Une autre variable à prendre en compte est l'**orographie**. On sait que le relief influe fortement sur la carte du champ pluvieux, mais de façon différenciée selon les types de temps. Dans les Alpes françaises par exemple, une perturbation d'Est chargera les versants Est alors qu'une dépression atlantique chargera plutôt les versants Ouest. Dans ce cas, on pourrait penser ajouter des variables supplémentaires comme l'altitude, la distance à la mer, etc. en prédicteurs dans le modèle de régression multiple. En géostatistique, la technique correspondante s'appelle le **cokrigage**, mais même dans sa version colocalisée, que nous ne développerons pas ici, il est lourd à mettre en œuvre.

On lui préférera l'approche suivante :

- on utilise d'abord l'information externe connue sur le champ de pluie : par exemple, on sait qu'il y a une certaine relation linéaire avec l'altitude (au moins pour des pas de temps assez grands à la journée et au-delà),
- on fera d'abord la régression de la pluie avec cette variable Z , sur les N stations i disponibles, puis on considèrera seulement les résidus $\varepsilon_z(t^i) = P(t^i) - P_z^*(t^i)$, c'est à dire la fraction des précipitations $P(t^i)$ non expliquée par l'altitude,
- on cartographiera ensuite ces résidus par krigeage, d'où une estimation $\varepsilon_z(t^0)$ en tout point t^0 ,
- et enfin on les superposera en tout point t^0 à la première estimation déduite seulement de l'altitude $P_z^*(z^0)$, d'où l'estimation finale $P^*(t^0) = P_z^*(z^0) + \varepsilon_z(t^0)$.

Dans ce cas, on a d'abord utilisé de l'information secondaire indirecte, ou des données «proxi» pour faire une **première ébauche du champ** (en anglais on parlera de *guess field* ou de *footprint*) qui donne sa tendance en grand (régionale), et on affine avec les valeurs mesurées disponibles pour le champ considéré. On parle alors de **krigeage avec dérive externe ou KED** (*kriging with external drift*). Une autre approche consiste à dire que pour une pluie correspondant à un type de temps donné, on connaît en grand la forme du champ (en valeur relative, ou normée), grâce à la climatologie. Ou bien c'est une sortie de modèle météorologique, ou une image radar, qui nous fournit l'ébauche, mais que l'on affine en y injectant les données ponctuelles observées.

Toute ces techniques géostatistiques et leurs applications aux champs de précipitations ont fait l'objet de publications dès la fin des années 1970, mais qui se poursuivent aujourd'hui. Les derniers développements concernent surtout un nouvel aspect :

La simulation stochastique de différents scénarios

En effet, dans ce qui précède, on a cherché à proposer la meilleure estimation du champ échantillonné, connaissant les seules valeurs $P(t^i)$, en des points t^0 , soit $P^*(t^0)$ qui permettait ensuite de tracer un champ «espéré». Mais celui-ci est beaucoup plus lisse que la réalité, car en t^0 , la vraie valeur $P(t^0)$ est inconnue mais se situe autour de $P^*(t^0)$ avec un écart $\varepsilon(t^0)$ dont on connaît la moyenne, nulle, et surtout l'écart-type $\sigma_{\varepsilon(t^0)}$. Il est alors possible de générer des champs où l'on met, en tout point t^0 non mesuré :

- non pas la seule valeur estimée $P^*(t^0)$
- mais la valeur estimée $P^*(t^0)$ augmenté d'un écart aléatoire $\varepsilon(t^0)$ tiré au hasard dans une loi (en général gaussienne) de moyenne 0 et d'écart-type $\sigma_{\varepsilon(t^0)}$.

Cela permet de produire des champs beaucoup plus proches du champ réel, qui passent par les valeurs mesurées $P(t^0)$, et qui aux autres points t^0 oscillent autour de la valeur estimée $P^*(t^0)$, dans un intervalle d'écart-type $\sigma_{\varepsilon(t^0)}$, spécifique au point t^0 considéré. En reconstituant ainsi l'entière variabilité du champ, on a des champs plus réalistes, ce qui peut être important quand on les utilise en entrée de processus non linéaires comme un modèle pluie-débit.

De plus, on peut générer autant de scénarios que l'on veut, tous différents dans la limite de l'écart-type d'estimation, et passant tous par les points $P(t^i)$, donnant ainsi une idée de ce qui est dû à l'incertitude, au fait que l'on a seulement échantillonné le champ par un réseau limité. Utilisés en entrée d'un modèle, ces différents scénarios permettent d'estimer l'effet de variabilité que notre incertitude entraîne comme incertitude sur les sorties du modèle pluie-débit par exemple...

Un dernier défi consiste à générer des scénarios qui respectent, comme ci-dessus, la structure spatiale des champs observés, mais aussi qui respectent également, quand les champs arrivent en séquence et se succèdent, la structure temporelle, notamment les corrélations spatio-temporelles entre pas de temps successifs... C'est un domaine de recherche très actif à l'heure actuelle...

2.7.3 Validation des données hydrométriques

Certaines données erronées sont difficilement décelables mais des tests simples peuvent être opérés pour détecter les erreurs grossières (d'après Beven, 2000).

- Dans le cas où l'on peut négliger les variations de stockage au sein du bassin considéré, la mesure de la pluie et de l'écoulement permet d'estimer, par le biais du bilan hydrologique du bassin, les pertes par évapotranspiration. La vraisemblance des données peut alors être évaluée en comparant ces estimations à des mesures d'évapotranspiration ou aux valeurs courantes obtenues pour la région.
- Il est aussi possible d'évaluer la vraisemblance du coefficient de ruissellement (rapport de la lame ruisselée sur la lame précipitée) en regard des caractéristiques du bassin versant ou alors de vérifier qu'il ne présente pas de valeurs aberrantes (valeurs par exemple supérieures à l'unité liées à la fonte de neige ou à des apports extérieurs au bassin versant). Une incohérence peut provenir d'erreurs sur les données de pluie ou de débit, sur l'estimation des lames précipitées. L'incohérence peut encore provenir de la non concordance des bassins topographique et hydrogéologique.
- On peut aussi vérifier que le coefficient de ruissellement obtenu pour différentes périodes de l'année est consistant avec les changements attendus, pour la région considérée, entre les saisons. Dans l'hémisphère nord (bassins non alpins), les coefficients de ruissellement sont par exemple censés être plus grands en hiver qu'en été du fait en particulier de pertes par évapotranspiration moindres. On pourra choisir des périodes séparées par des débits d'étiages similaires et sur lesquelles les volumes écoulés ne sont pas grandement affectés par les débits de tarissement.
- Si l'on dispose de plusieurs stations hydrométriques sur un même réseau hydrographique, il est possible de tester la consistance des données en comparant les débits normalisés (normalisation par la surface des bassins) ou en utilisant la méthode du double cumul pour identifier une éventuelle rupture de pente dans la relation de proportionnalité entre les valeurs mesurées cumulées aux deux stations.
- Les estimations réalisées par reconstitution (§ 2.3.3) offrent une possibilité supplémentaire pour vérifier la cohérence des débits estimés.

Indices d'invalidation

Les indices d'une invalidation (totale ou partielle des données) d'une station peuvent être recherchés dans :

- des erreurs liées au matériel utilisé ou à son changement,

- des erreurs liées à la reconstitution de données (souvent effectuée manuellement par le gestionnaire de la station en cas de panne de cette dernière pour ne pas avoir de trous dans la série),
- les données de jaugeage (détarage éventuel de la station), y compris les courbes de tarage périmées conservées par le gestionnaire (même si cela ne paraît pas évident, il faut encourager le gestionnaire à conserver ces données qui brossent un historique local de la morphodynamique du cours d'eau),
- l'évolution du bassin versant et/ou du réseau hydrographique (urbanisation, bouleversements de l'occupation ou de l'usage des sols, aménagements hydrauliques...),
- l'instationnarité de la relation pluies-débit (induite par exemple par une instationnarité climatique),
- l'hétérogénéité de l'échantillon trahie par des tests simples ou de la «double cumul» qui permettent d'identifier d'éventuelles ruptures de comportement,
- une hétérogénéité hydrologique régionale.

2.7.4 L'assimilation de données en hydrologie

De nombreuses observations sont effectuées chaque jour sur l'ensemble du globe. Elles sont de natures diverses. Elles correspondent à des mesures directes par le biais des réseaux au sol ou des appareils embarqués (aéronefs, navires) ou à des mesures de télédétection réalisées à partir d'instruments au sol ou embarqués (aéronefs, navires, satellites). Toutes ces mesures/observations ne fournissent qu'une vision partielle et imprécise des variables physiques qu'elles concernent. Elles donnent cependant souvent des informations complémentaires.

Par ailleurs, différents modèles ont été développés au cours des décennies passées pour simuler tout ou partie des phénomènes naturels (cf. atmosphériques, hydrologiques). Ils se basent sur les principes de bases de la physique (conservation de la masse, de l'énergie et des moments par exemple) et sur différentes équations à valeur de lois pour certains processus. Ces modèles permettent donc, en principe, de simuler de façon physiquement plausible le comportement de tout ou partie du système terrestre et en particulier l'évolution spatiale et temporelle de certaines variables physiques. Ils peuvent donc être aussi utilisés pour produire, sur la base des sollicitations météorologiques observées, une autre estimation de la (des) variable(s) physique(s) d'intérêt (cf. débit à l'exutoire d'un cours d'eau, niveau de nappe).

La possibilité d'utiliser ces différentes estimations conjointement, pour exploiter au mieux l'ensemble de l'information disponible, est un enjeu primordial pour la description, la compréhension et la simulation de l'état du système à un instant donné, ainsi que de son évolution sur une période passée ou à venir. La combinaison de l'information contenue dans les modèles et celle contenue dans les observations fait appel aux méthodes d'assimilation de données qui offrent des perspectives de développement considérables pour de nombreuses applications hydrologiques (Bach et Mauser, 2003 ; Reichle *et al.*, 2005 ; Castaings *et al.*, 2006). L'application des méthodes d'assimilation est intéressante de différents points de vue :

- *Indépendance des estimations.* Les estimations de l'état du système physique réalisées sur la base des systèmes d'observations au sol, spatiaux ou aéroportés et sur la base des modèles de comportement sont généralement indépendantes, les données sources et les traitements qui leur sont appliqués étant différents.
- *Couverture spatiale et temporelle des observations.* Les observations in situ ont une représentativité régionale (voire locale) limitée et une couverture spatiale réduite. Elles ont souvent une disponibilité anecdotique. Les mesures de débits sont plus fréquemment disponibles. Elles intègrent la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques subies par le système ainsi que la variabilité spatiale des réponses correspondantes du système. Les données de télédétection fournissent une information spatialisée couvrant de vastes étendues y compris des zones sans observations au sol. Le pas de temps d'échantillonnage des données télédéteectées est souvent grossier (de 12h à plusieurs

jours pour certaines observations satellites) à contrario des observations au sol souvent obtenues en continu.

- *Résolution spatiale et applications.* Les observations spatiales sont souvent obtenues à une résolution non optimale pour les applications souhaitées. Les extractions d'humidité des sols du système AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System) ont une résolution de 50km, trop grossière pour les applications d'hydrologie opérationnelle. Les estimations MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) du manteau neigeux ont une résolution de 500m, trop fine pour une utilisation dans les modèles de prévision météorologique actuels.
- *Observabilité des variables considérées.* Les systèmes de télédétection actuels ne peuvent observer que les variables de surface. A contrario, les mesures in situ peuvent être généralement réalisées à différentes profondeurs du milieu considéré.
- *Volume de données et données redondantes.* La quantité de données acquises chaque jour est considérable et seul un faible nombre d'entre elles sont utilisées, du fait de la lourdeur de certaines procédures de prétraitement et du fait de la complexité des utilisations combinées. Certaines observations effectuées avec des appareils similaires sont régulièrement redondantes sans être toujours cohérentes entre elles du fait des erreurs de mesures et d'interprétation.

Les méthodes d'assimilation de données sont donc intéressantes et nécessaires pour interpoler et extrapoler les données disponibles, pour opérer les changements d'échelles nécessaires aux applications qui les utilisent, pour gérer les données redondantes et conflictuelles, et enfin pour combiner les différents types d'observations afin de fournir une seule estimation, la meilleure possible, des variables considérées en utilisant au mieux la connaissance des lois physiques gouvernant l'évolution spatiale et temporelle de ces variables.

La combinaison optimale des mesures et des estimations produites par le modèle physique retenu se base sur les incertitudes respectives liées à ces mesures et aux estimations des modèles. Par exemple, là où certaines données télédétections sont très sûres et précises, l'estimation issue de l'assimilation sera très proche de ces données. A l'inverse, lorsque aucune observation n'est disponible ou lorsque la qualité des observations est mauvaise, l'estimation issue de l'assimilation sera proche de ce que fournit le modèle.

De nombreuses méthodes d'assimilation, de degré de complexité variables, ont été développées. Les principales méthodes sont des méthodes fondées sur la théorie du contrôle optimal (méthodes variationnelles) et des méthodes basées sur la théorie de l'estimation optimale (méthodes stochastiques) (cf. Castaing *et al.*, 2006). Pour les méthodes stochastiques, l'évolution du modèle est considérée comme un processus aléatoire discret. Ses variables sont estimées en corrigeant de façon itérative l'état du système à chaque fois que de nouvelles observations sont disponibles. Le filtre de Kalman ou l'une ou l'autre de ses généralisations est une solution de ce problème.

2.7.5 Estimation du rayonnement net R_n (FAO, 1998 ; Singh et Singh, 2001)

Définitions (Musy et Higy, 2004, pour plus de détails à ce sujet)

Rayonnement net R_n . Le rayonnement net R_n est le rayonnement que reçoit ou émet la surface terrestre considérée suivant que le bilan ci-dessous respectivement positif ou négatif.

$$R_n = (1 - \alpha) R_S - R_b \quad (2.22)$$

où R_S est le rayonnement solaire incident d'ondes courtes, α est l'albédo de la surface considérée (sol, surface végétalisée, plan d'eau, neige, glace), et où R_b est le rayonnement net de grandes longueurs d'ondes émis par la surface. $(1 - \alpha) R_S$ est le rayonnement solaire net reçu par la surface déduction faite du rayonnement d'ondes courtes $\alpha \cdot R_S$ restitué par la surface à l'atmosphère. En toute rigueur, l'albédo dépend de la longueur d'onde du rayonnement.

Rayonnement solaire R_s . C'est le rayonnement d'ondes courtes ($< 4 \mu\text{m}$) en provenance du soleil qui atteint la surface considérée après absorption, réflexion et diffusion par l'atmosphère. Le rayonnement solaire est fonction du rayonnement extraterrestre R_A et du couvert nuageux. Par temps clair, le rayonnement solaire est en moyenne 75% du rayonnement extraterrestre. En présence d'un fort couvert nuageux, jusqu'à 25% du rayonnement extraterrestre peuvent encore atteindre la surface terrestre (rayonnement diffus). Le rayonnement solaire R_s , encore appelé rayonnement global, est la somme du rayonnement solaire direct et du rayonnement solaire diffus.

R_s est généralement mesuré en continu par les stations climatologiques [W/m^2]. Par défaut, R_s peut être estimé sur la base du rayonnement extraterrestre R_A et d'une estimation du couvert nuageux pour l'intervalle de temps considéré (cf. ci-dessous).

Rayonnement extraterrestre R_A . Le rayonnement extraterrestre R_A est le rayonnement solaire reçu par une surface horizontale au sommet de l'atmosphère.

Rayonnement net sortant de grandes longueurs d'onde R_b . C'est le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface du sol considérée (R_T) moins le rayonnement de grandes longueurs d'onde reçu par la surface en provenance de l'atmosphère (R_a).

$$R_b = R_T - R_a \quad (2.23)$$

Le rayonnement terrestre R_T est en général supérieur au rayonnement atmosphérique R_a ; R_b correspond donc souvent à une perte d'énergie de la surface considérée. En pratique, R_b est d'abord estimé pour des conditions de nébulosité parfaites puis adapté suivant les conditions de nébulosité (cf. ci-dessous).

Estimation du rayonnement solaire en l'absence de mesures

Estimation pour des conditions de nébulosité parfaites (R_{s0}). En l'absence de couvert nuageux, la valeur du rayonnement solaire maximum possible reçu par une surface horizontale peut être estimé en fonction du rayonnement extraterrestre R_A sur la base de la relation :

$$R_{s0} = (a_s + b_s) R_A \quad (2.24)$$

$a_s + b_s$ est la fraction du rayonnement extraterrestre atteignant la surface de la terre. Ces paramètres sont principalement liés à la transmissivité moyenne de l'atmosphère sur le parcours des rayons solaires. a_s et b_s sont en principe calibrés pour la station. La transmissivité journalière moyenne au niveau de la mer, égale à 0,75, est souvent utilisée par défaut pour $a_s + b_s$. Elle est plus élevée pour une station en altitude; $a_s + b_s$ peut être estimé à partir de l'équation empirique suivante : $a_s + b_s = 0,75 + 0,00002 z$ avec z l'altitude de la station considérée [m].

Estimation par temps nuageux. L'influence du couvert nuageux sur le rayonnement solaire dépend des propriétés (réflectivité, transmissivité) et de l'étendue du couvert nuageux. Si le taux de couverture nuageuse est mesuré en continu, le rayonnement solaire journalier moyen peut être estimé de façon très approximative sur la base du rayonnement extraterrestre R_A et de la durée d'ensoleillement réelle n [h] :

$$R_s = (a_s + b_s \cdot n/N) R_A \quad (2.25)$$

avec a_s et b_s constantes définies plus haut et avec N la durée d'ensoleillement maximum possible pour le jour considéré [h] (cf. rayonnement extraterrestre R_A pour son estimation). Ces constantes peuvent être obtenues par calibration si des données de rayonnement solaire et d'ensoleillement réel sont disponibles. Par défaut la FAO (1998) recommande : $a_s = 0,25$ et $b_s = 0,5$.

Si le taux de couverture nuageuse n'est pas mesuré en continu, le rayonnement solaire journalier moyen peut être estimé à partir des températures journalières minimum et maximum. La différence entre la température journalière maximum (T_{max}) et minimum (T_{min}) de

l'air est liée au degré de couverture nuageuse à la station considérée. Par temps couvert, une partie importante du rayonnement solaire n'atteint jamais la surface de la terre conduisant à une température maximum pendant la journée réduite et, à l'inverse, le rayonnement sortant net de grandes ondes est réduit pendant la nuit conduisant à une température minimum moins basse que par temps clair. En l'absence d'autres données, le rayonnement solaire peut être estimé sur la base de ces températures et du rayonnement extraterrestre R_A avec la formule empirique de Hargreaves :

$$R_S = k_{RS} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_A \tag{2.26}$$

où k_{RS} [$^{\circ}\text{C}^{-0,5}$] est un facteur d'ajustement allant de 0,16 pour un site à l'intérieur des terres à 0,19 pour un site en région côtière.

Rayonnement solaire relatif R_S/R_{S0} . Le rayonnement solaire relatif R_S/R_{S0} , où R_{S0} est la valeur du rayonnement solaire maximum possible en l'absence de couvert nuageux, donne une estimation du degré de nébulosité de l'atmosphère. Ce rapport varie en général de 0,33 (couvert nuageux dense) à 1 (conditions de nébulosité parfaites). Il peut être estimé en continu si le rayonnement solaire R_S est mesuré. Sa valeur journalière moyenne peut être estimée à partir du rayonnement extraterrestre journalier moyen si la durée d'ensoleillement réelle est connue.

Estimation du rayonnement terrestre et du rayonnement atmosphérique

Estimation pour des conditions de nébulosité parfaites. Par temps clair, le rayonnement atmosphérique R_a est en première approximation une fonction de l'émissivité ϵ_a et de la température de l'atmosphère T_a . De même, le rayonnement terrestre R_T est une fonction de l'émissivité ϵ_s et de la température T_s de la surface considérée. Le rayonnement net de grande longueur d'onde R_b obtenu par conditions de nébulosités parfaites est noté par la suite R_{b0} .

$$R_a = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad \text{et} \quad R_T = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \tag{2.27}$$

avec T_a et T_s en [K] et où σ ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^2\text{K}^{-4}$) est la constante de Stephan-Boltzmann. L'émissivité de l'atmosphère est fonction de la pression de vapeur e_a (en kPa) au-dessus de la surface du sol. Elle est de 0,757 pour la pression de vapeur à saturation. Elle est souvent estimée sur la base de l'équation suivante :

$$\epsilon_a = a_1 + b_1 \cdot e_a^{0,5} \tag{2.28}$$

avec a_1 et b_1 constantes fonction de la région considérée. $a_1 \in [0,55-0,65]$ et $b_1 \in [0,13-0,20]$ d'après ASCE (2005). La FAO (1998) suggère de prendre par défaut $a_1 = 0,66$ et $b_1 = 0,14$.

Tableau 2.3 Emissivités de diverses surfaces (Singh et Singh, 2001 ; Tardy, 1986)

Type de surface	Emissivité
Corps noir	1,00
Eau (selon épaisseur)	0,95-0,99
Sols cultivés	0,90-0,95
Roches	0,95-0,98
Feuilles de végétaux	0,94-0,98
Neige	0,97-1,00

Estimation par temps nuageux (R_b). Si le rayonnement solaire R_S est mesuré et si le rayonnement net de grandes longueurs d'ondes R_b ne l'est pas, R_b peut être estimé sur la base du

rayonnement net de grandes ondes par temps clair R_{b0} et du rayonnement solaire relatif R_S/R_{S0} avec l'équation suivante :

$$R_b = \left(a \frac{R_s}{R_{s0}} + b \right) R_{b0} \quad (2.29)$$

Les coefficients a et b peuvent être estimés de façon empirique ($a + b = 1$). Smith *et al.* (1991) recommandent par défaut les valeurs: $a = 1,35$ et $b = -0,35$.

Estimation du rayonnement extraterrestre R_A

Le rayonnement extraterrestre R_A est une fonction de l'« altitude solaire » définie par l'angle Φ entre les rayons du soleil et la tangente à la surface de la terre au point d'observation.

$$R_A = G_{sc} \cdot d_r \sin(\Phi) \quad (2.30)$$

avec R_A , le rayonnement extraterrestre [$W \cdot m^{-2}$]; G_{sc} , la constante solaire [$G_{sc} = 1367 W \cdot m^{-2}$ soit $0,082 \cdot 10^6$ Joules $\cdot m^{-2} \cdot min^{-1}$]; Φ , l'altitude solaire pour l'heure considérée [$^\circ$]; d_r , la distance relative inverse terre-soleil [-]. L'intensité du rayonnement est maximum pour $\Phi = 90^\circ$. Elle est d'autant plus faible que l'altitude solaire est faible car la surface interceptée par les rayons solaires est d'autant plus grande. Les facteurs importants qui affectent l'altitude solaire sont l'heure de la journée et la déclinaison du soleil, elle-même fonction du jour de l'année et de la latitude de la station considérée.

Le rayonnement extraterrestre R_A moyen [$W \cdot m^{-2}$] reçue par une surface horizontale, en journée et par temps clair, sur un intervalle de temps [t_1 ; t_2] de durée inférieure à 24h peut être estimé sur la base de l'expression suivante (FAO, 1998):

$$R_A = \frac{12}{\pi} G_{sc} \cdot d_r \left[(w_2 - w_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(w_2) - \sin(w_1)) \right] \quad (2.31)$$

avec φ , la latitude de la station [rad] (latitude < 0 pour hémisphère sud); δ , la déclinaison solaire [rad]; w_1 et w_2 , les angles horaires solaires au début et à la fin de l'intervalle de temps considéré [rad].

Les variables d_r et δ sont fonction du jour calendaire J (1^{er} janvier: $J = 1$)

$$\delta = 0,409 \sin \left(2\pi \frac{284 + J}{365} \right) \quad (2.32)$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} J \right) \quad (2.33)$$

Les angles horaires solaires w_1 et w_2 sont fonction de t_1 et t_2 :

$$w_1 = w(t_1) \text{ et } w_2 = w(t_2) \quad (2.34)$$

avec

$$w(t) = \frac{\pi}{12} \left[(t + 0,0667(L_z - L_m) + S_c) - 12 \right] \quad (2.35)$$

avec t , l'heure standard [h] ($t=14,75$ pour 14 h 45 mn); L_z , la longitude [$^\circ$] du centre du fuseau horaire locale ($L_z = 0^\circ$ pour le fuseau de Greenwich, $L_z = 15^\circ$ pour le Burkina Faso, $L_z = 345^\circ$

pour la France et la Suisse) et L_m la longitude du site [°] et avec S_c une correction saisonnière de l'heure solaire :

$$S_c = 0,1645 \sin(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025 \sin(b) \quad (2.36)$$

où

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364} \quad (2.37)$$

Si $w(t) < -w_s$ ou $w(t) > w_s$ où w_s est l'angle horaire du coucher du soleil, le soleil est en dessous de l'horizon et le rayonnement extraterrestre est nul par définition. w_s est donné par :

$$w_s = \arccos(-\tan(\delta)\tan(\varphi)) \quad (2.38)$$

La durée d'ensoleillement maximale possible N , pour un jour calendaire J donné, est donnée par :

$$N = \frac{24}{\pi} w_s \quad (2.39)$$

2.7.6 Répertoire non exhaustif de bases de données concernant l'hydrologie et en consultation gratuite sur le Web

Les sites Internet répertoriés ci-dessous sont des fournisseurs gratuits de données. Cependant, parfois seules les données graphiques sont disponibles, les données sources étant alors payantes. Signalons que ce domaine étant en évolution constante, les adresses peuvent parfois changer ou disparaître. Rappelons encore que bien que gratuites, les bases de données répertoriées sont protégées. La mise à jour date de juillet 2009.

Sites de diffusion de données climatiques

- Le ECMWF (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme) propose un accès aux prévisions climatologiques à moyen terme (3-6 jours) sur <http://www.ecmwf.int/> ou <http://apps.ecmwf.int/datasets/>
- Le NCDC (Centre National des Données Climatiques – Etats-Unis) permet de disposer d'une énorme quantité d'archives concernant des données sur le climat. <http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>
- Le CNRM (Météofrance) propose diverses données climatiques sous forme de cartes, de graphiques et de séries temporelles. http://www.meteofrance.com/FR/climat/clim_france.jsp
<http://www.climatheque.meteo.fr>
- Environnement Canada met à la disposition du public ses archives nationales d'information et de données climatologiques sous forme de statistiques. http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/Welcome_f.html
- MétéoSuisse (Office fédéral de météorologie et climatologie Suisse) offre la possibilité d'acquérir diverses données météorologiques et climatiques. <http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/meteo.html>
- NCAR (Centre National des Recherches sur l'Atmosphère – Etats-Unis) distribue entre autres données les réanalyses météorologiques NCEP/NCAR (1948-) : <http://rda.ucar.edu/>
- Le PSD (Physical Science Division) de la NOAA et le CIRES (Climate Diagnostic Center) de l'Université de Colorado distribue les réanalyses du XX^e siècle 20CR (1871-2011) : http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/

- Le ECMWF (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme) distribue entre autres données les réanalyses météorologiques ERA40 (1957-)/ERA-Interim (1989-) et les réanalyses du XX^e siècle ERA20C (1900-):
<http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/>
- L'agence Météorologique Japonaise (JMA) distribue les reanalyses météorologiques JRA-25 (1979-2004) et JRA-55 (1958–2012).
http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/index_en.html
- NCAR/UCAR distribue les observations satellites de rayonnement solaire sur l'ensemble du globe à résolution 0,03° (1983-2005):
<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/surface-solar-radiation-europe-africa-and-atlantic-based-mviri-visible-channels>

Données météorologiques extraites d'expériences climatiques (climats passé/futur)

- Le « Program For Climate Model Diagnosis and Intercomparison » distribue les sorties des expériences climatiques les plus récentes pour les siècles passés et futurs.
<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/availability.html>
- Météofrance propose pour la France diverses données régionales extraites de projections climatiques
<http://www.drias-climat.fr/>
- Ouranos, le Consortium canadien sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques fournit différentes projections climatiques pour l'Amérique du Nord en particulier:
<http://www.ouranos.ca/fr/programmation-scientifique/science-du-climat/scenario-climatiques/>

Sites de diffusion de données hydrologiques

- L'OMM avec le support de l'Allemagne fournit les données journalières ou mensuelles de plus de 7000 stations réparties sur l'ensemble du globe:
<http://grdc.bafg.de/>
- L'Office fédéral de l'environnement (OFEV) fournit des données hydrologiques sur 315 stations en Suisse
<http://www.hydrodaten.admin.ch/fr/index.html?lang=fr>
- La banque HYDRO en France fournit des données pour l'hydrométrie et l'hydrologie de très nombreux cours d'eau.
<http://www.hydro.eaufrance.fr/>
- Le Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable fournit une base de données historiques sur les inondations d'origine fluviale, marine, lacustre survenues sur le territoire français au cours des siècles passés.
<http://bdhi.liglab.fr>
- La banque ADES donne accès aux données des eaux souterraines en France.
<http://www.ades.eaufrance.fr/>
- Le système « Vigilance crues » permet d'accéder en temps réel à des cartes d'alerte et de vigilance d'inondation sur toute la France, ainsi qu'aux dernières hauteurs d'eau et aux derniers débits mesurés en de nombreuses stations.
<http://www.vigicrues.ecologie.gouv.fr/>
- Environnement Canada permet au public d'accéder à des données hydrométriques historiques et en temps réel (niveaux d'eau et débits) pour plus de 1200 sites au Canada.
http://www.eau.ec.gc.ca/index_f.html
- Wise-Hydro (Web Integrated Server for Enhanced HYdrological Data Release and Observation) est un serveur Web de diffusion de données hydrologiques. Il permet

de visualiser en temps réel la variation du débit des fleuves d'Afrique de l'Ouest et Centrale (AOC).

<http://aochycos.ird.ne>

Sites de diffusion de données spatiales

Caractéristiques de quelques formats de MNA disponibles gratuitement sur le Web :

Nom	Résolution	Couverture géographique	Editeur
DEM ASTER	30 m	La Terre entière (sur demande)	NASA
GTOPO30	30'' d'arc (~ 1 km)	La Terre entière	USGS/NASA
SRTM-3	90 m	80% terres émergées	NASA/NIMA
7.5-Minute DEMs	10 et 30 m	Etats-Unis	USGS
1-Degree DEMs	90 m	Etats-Unis	USGS
DEM CDED	23 m et 90 m	Canada	CCOG

Nom	Site
DEM ASTER	http://asterweb.jpl.nasa.gov/
GTOPO30	https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30
SRTM-3	http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/
7.5-Minute DEMs	http://eros.usgs.gov/
1-Degree DEMs	http://eros.usgs.gov/
DEM CDED	http://www.geobase.ca/

- HYDRO1k, développé par l'USGS (U.S. Geological Survey), est une base de données géographiques qui fournit des données – cours d'eau, limites des bassins versants, pente, etc. – de la terre entière dérivées du MNA GTOPO30.
<https://lta.cr.usgs.gov/HYDRO1K>
- Le Digital Chart of the World (DCW) est une base de données géographiques à l'échelle 1:1 000 000, développée initialement par l'U.S. Defense Mapping Agency.
<http://www.maproom.psu.edu/dcw/> et/ou <http://data.geocomm.com/>
- L'Agence de l'Environnement Européenne distribue Ecrins, une base de données sur les bassins versants et rivières européennes.
<http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/european-catchments-and-rivers-network>
- NASA World Wind est édité en Open Source par la NASA et permet d'explorer la terre depuis l'espace en utilisant leur base de données satellite.
<http://worldwind.arc.nasa.gov/>
- Le National Snow and Data Center distribue des données de télédétection couvrant l'ensemble du globe sur l'extension du manteau neigeux :
<http://nsidc.org/data/snowi/index.html>
- Le Pôle d'Observation des Surfaces continentales par TELédétection (POSTEL) fournit des cartes thématiques à 300m de résolution pour décrire le sol et la végétation :
<http://postel.mediasfrance.org/>
- L'Agence Européenne de l'Environnement distribue Corine Land Cover, des cartes au format vecteur décrivant l'occupation du sol des pays européens
<http://www.eea.europa.eu/publications/COR0-landcover>
- L'Agence Spatiale Européenne fournit GLOBCOVER, décrivant à 300 m de résolution la surface terrestre pour l'ensemble du globe d'après les données du satellite Envisat
<http://due.esrin.esa.int/globcover/>

- Le Centre de Recherche Joint (Joint Research Center) de l'Union Européenne fournit GLC2000, une cartographie globale de la végétation établie sur la base du satellite SPOT4.
<http://bioval.jrc.ec.europa.eu/products/glc2000/glc2000.php>
- L'atlas cartographique du site du Sandre (Service d'Administration Nationale des Données et Référentiels sur l'Eau) en France permet de consulter, rechercher et télécharger des données sur l'eau.
<http://sandre.eaufrance.fr/geoviewer/>

Autres sites de diffusion de données et connaissances hydrologiques

- Cours d'Hydrologie Générale du Laboratoire Hydrologie et Aménagement (actuellement laboratoire d'Ecohydrologie ECHO) de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne :
<http://echo2.epfl.ch/e-drologie>
- Diffusion de documents (cf. thèses), de logiciels libres et d'un Glossaire International d'Hydrologie en plus d'une dizaine de langues étrangères. Site hébergé par l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris :
<http://hydrologie.org> et <http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/aglu.htm>
- Le portail «EauFrance» diffuse diverses informations sur la ressource en eau et les risques hydrologiques en France :
<http://www.eaufrance.fr>
- Le LTHE héberge l'HYDROTHERQUE, une base de données de plus de 150 exercices et études de cas en hydrologie, avec données et corrections pour la majorité
<http://www.lthe.fr/PagePerso/hingray/PAGES/Accueil.htm>

CHAPITRE 3

PRINCIPES DE MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

La modélisation hydrologique constitue l'une des principales méthodes permettant de répondre aux enjeux liés à la prédétermination des variables hydrologiques ou à leur prévision. Elle vise alors essentiellement l'estimation des diverses variables hydrologiques requises pour l'étude ou l'application considérée. La modélisation est par ailleurs aussi beaucoup utilisée, en complément de l'observation, pour la reconstitution et/ou la vérification de données observées ou encore, en complément de l'expérimentation, comme support à la recherche scientifique en hydrologie.

La modélisation hydrologique consiste à développer une représentation mathématique d'un hydrosystème donné et des phénomènes hydrologiques qui s'y produisent de façon à pouvoir simuler tout ou partie de son comportement hydrologique. Elle est généralement effectuée à l'échelle du bassin versant, échelle plus particulièrement traitée dans ce chapitre. Dans ce cas, la modélisation a souvent pour objectif de simuler, à l'exutoire du bassin, les débits résultant de diverses sollicitations météorologiques (cf. précipitations, températures). Les précipitations constituant généralement la sollicitation principale, les modèles hydrologiques sont par suite souvent dénommés modèles pluie-débit.

Ce chapitre décrit dans un premier temps les principes et les principaux enjeux de la modélisation hydrologique, la structure et les variables des modèles ainsi que les principaux types de modèles hydrologiques (sect. 3.1). Les méthodes et les problématiques liées à la représentation de l'hydrosystème d'intérêt et des phénomènes hydrologiques qui s'y déroulent sont abordées dans la section 3.2. La section 3.3 présente les problématiques liées à l'estimation des paramètres de ces modèles. Les méthodes possibles pour valider un modèle et pour caractériser les incertitudes associées sont présentées dans la section 3.4. La section 3.5 propose quelques pistes de réflexion pour le choix d'une approche appropriée de modélisation.

Pour plus d'informations sur l'un ou l'autre des différents aspects de la modélisation hydrologique, le lecteur pourra se référer aux nombreuses publications qui y sont consacrées (ASCE, 1996 ; Ambroise, 1999 ; Beven, 2000 ; Singh et Woolhiser, 2002 ; Duan *et al.*, 2003).

3.1 INTRODUCTION

3.1.1 Principes et enjeux de la modélisation hydrologique

Définition et objectif

Un modèle est une représentation simplifiée d'un système physique donné et des différents processus explicatifs de son fonctionnement. Il est réalisé afin de pouvoir simuler tout ou partie du comportement du système. La représentation du système peut être physique et reposer sur un modèle réduit du système¹. Elle est plus souvent mathématique. Elle est alors formalisée par un ensemble d'équations exprimant les lois ou les concepts jugés utiles pour décrire de façon appropriée son comportement.

L'hydrosystème le plus souvent considéré par la modélisation en hydrologie est le bassin versant. La modélisation peut cependant aussi viser des unités hydrologiques plus petites (cf. un versant, une parcelle). Dans tous les cas, son objectif est de simuler tout ou partie du comportement hydrologique de l'hydrosystème considéré.

Le comportement hydrologique d'un hydrosystème donné est éminemment complexe (Musy et Higy, 2004). Cette complexité résulte d'abord de la complexité et de l'hétérogénéité du milieu proprement dit (cf. géomorphologie du bassin, occupation des sols, sols et géologie, réseau hydrographique). Elle résulte ensuite de la multitude des processus hydrologiques en jeu, qui opèrent de surcroît à des échelles de temps et d'espace différentes (fig. 3.1).

Tous les modèles hydrologiques sont de ce fait une représentation extrêmement simplifiée de l'hydrosystème et de son fonctionnement. Pour des raisons de commodité, ces modèles sont en particulier construits en se concentrant sur les processus ainsi que sur les échelles spatiales et temporelles déterminants pour les phénomènes hydrologiques visés. Par exemple, un modèle développé pour simuler la transformation pluie-débit en période de crue ignorera souvent des processus liés à l'évaporation ou à la recharge des nappes. Ces processus devront à l'inverse être pris en compte si le modèle vise à estimer la saisonnalité et la variabilité interannuelle de la ressource en eau. Dans ce second cas cependant, le modèle pourra généralement négliger les processus liés aux écoulements de surface. Un modèle est donc fortement conditionné par l'objectif visé in fine par la simulation. Quel que soit l'objectif, les façons de simplifier la représentation du milieu et des processus hydrologiques qui s'y produisent restent multiples. Il en découle de nombreuses modélisations possibles pour un même hydrosystème !

Mentionnons que par un abus de langage, le terme de modèle est souvent employé à la place de « système de modélisation ». Ce dernier correspond en fait au code de calcul associé aux logiciels informatiques, commerciaux ou non, pouvant être utilisés

¹ En hydrologie, les modèles physiques sont des maquettes à l'échelle d'ouvrages hydrauliques, de biefs de cours d'eau, de bassins versants. Ils permettent de quantifier l'influence d'ouvrages tels que des canaux de rejets, des évacuateurs ou des bassins de rétention de manière simple, là où la résolution d'équations mathématiques est trop complexe ou impossible. Les principales difficultés d'application et d'interprétation de ces modèles résident dans le problème d'échelle et dans la transposition des résultats sur le terrain. Il est en effet impossible d'éviter des distorsions dans les phénomènes, qui se traduisent souvent par des rapports d'échelle différents pour les différents paramètres d'écoulement. Il existe aussi des modèles physiques analogiques qui utilisent les similitudes existant entre le phénomène à étudier (cf. champ de charge hydraulique et mouvements de l'eau dans un sol) et un autre phénomène physique (cf. champ électrique et lignes de courant dans une solution aqueuse).

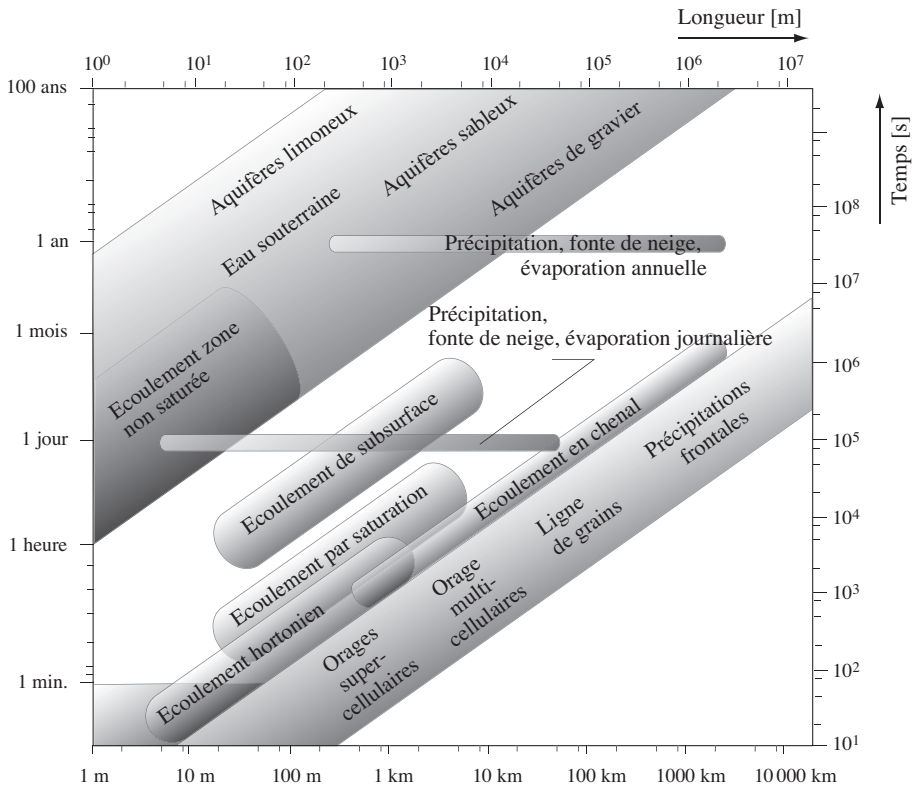


Fig. 3.1 Echelles de temps et d'espace de différents processus hydrologiques (d'après Bloesch et Sivapalan, 1995).

pour modéliser le comportement hydrologique d'un bassin versant. C'est l'application de ce code à un site particulier qui fournit le modèle de ce site.

Enjeux de la modélisation hydrologique

Les enjeux de la modélisation hydrologique sont multiples. Ils sont tout d'abord scientifiques. Il s'agit d'essayer d'améliorer les connaissances sur le comportement des systèmes hydrologiques par la modélisation dynamique des processus en jeu. Contrairement à l'observation ou l'expérimentation, la modélisation permet d'appréhender et de représenter dans leur complexité et leur variabilité tout ou partie des multiples processus gouvernant le comportement hydrologique d'un ou de la totalité des compartiments de l'hydrosystème considéré. Pour un hydrosystème donné et sous certaines conditions, ces études permettent 1) d'identifier les processus prépondérants et les éventuelles non-linéarités dans le comportement hydrologique de l'hydrosystème, 2) de tester différentes hypothèses et différentes conceptualisations et 3) d'identifier les carences dans les connaissances sur le comportement de certaines composantes. Par ailleurs, la modélisation permet aussi de simuler le comportement hydrologique de l'hydrosystème considéré dans un contexte modifié, en dehors de toute observation.

Les enjeux de la modélisation pluie-débit sont aussi opérationnels. Il s'agit alors de disposer d'outils qui permettent d'estimer, par simulation, la réponse hydrologique

d'un hydrosystème à une sollicitation donnée. La finalité de la simulation varie suivant le contexte de l'analyse.

La simulation peut viser la reconstitution d'événements hydrologiques historiques observés mais non mesurés (chap. 1). Elle peut aussi servir de support à la prévision hydrologique, l'objectif étant d'estimer l'évolution future possible de diverses variables hydrologiques (chap. 10). La simulation peut encore être utilisée pour générer les scénarios hydrologiques nécessaires à la gestion à moyen ou long terme de la ressource et des risques hydrologiques, de même qu'à la gestion et à l'aménagement du territoire. Dans ce contexte, il peut s'agir, par exemple, de fournir l'information hydrologique nécessaire au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques (cf. barrages, réseaux de drainage) et de protection contre les crues (cf. endiguement). Il peut s'agir aussi d'estimer les changements de réponse de l'hydrosystème considéré résultant de modifications des caractéristiques du bassin versant (cf. aménagements futurs, changements d'occupation du sol), de modifications des sollicitations météorologiques (cf. changements climatiques) ou d'autres conditions non-stationnaires.

La modélisation en hydrologie s'intéresse également à d'autres échelles que celle du bassin versant. Couplés à des modèles climatiques de circulation générale, les modèles hydrologiques permettent, par exemple, de calculer des flux d'eau à l'échelle continentale. Au niveau du versant, ils peuvent être utilisés pour simuler le ruissellement de surface et l'érosion hydrique. A l'échelle de la parcelle, ils sont utilisés pour estimer le bilan hydrique du système sol-végétation-atmosphère et les besoins en eau du couvert végétal.

3.1.2 Structure et variables d'un modèle hydrologique

La structure type et les variables d'un modèle hydrologique sont indiquées de façon synthétique sur la figure 3.2. Le modèle, que l'on notera G , peut être défini de façon formelle par l'expression suivante :

$$\mathbf{Z}_{obs}(t) = G[\mathbf{X}(t), \mathbf{Y}(t), \mathbf{CL}(t), \boldsymbol{\theta}] + \boldsymbol{\varepsilon}_Z(t, \boldsymbol{\theta})$$

(3.1)

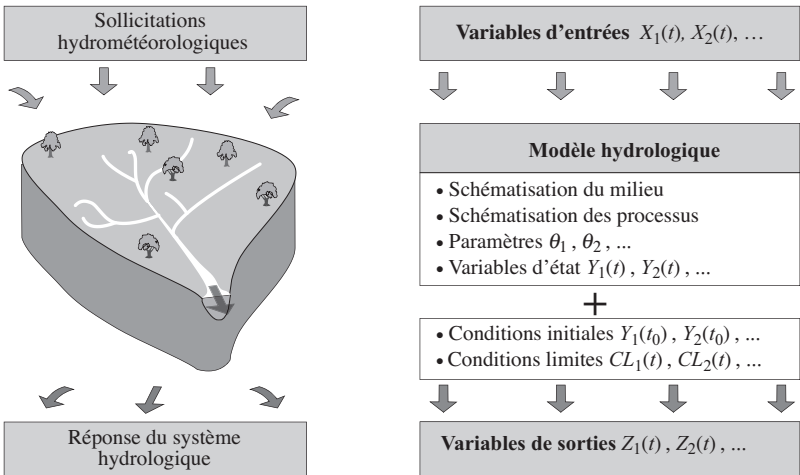


Fig. 3.2 Structure et variables type d'un modèle hydrologique.

avec $\mathbf{Z}_{obs}(t)$: la valeur observée à l'instant t de diverses variables hydrologiques obtenues en sortie du modèle; $\mathbf{X}(t)$, $\mathbf{Y}(t)$ et $\mathbf{CL}(t)$: la valeur à l'instant t des diverses variables d'entrée, variables d'état et conditions aux limites du modèle; $\boldsymbol{\theta}$: le vecteur des paramètres du modèle et $\boldsymbol{\varepsilon}_Z(t, \boldsymbol{\theta})$: le vecteur des erreurs de modélisation, fonction du temps et du jeu de paramètres $\boldsymbol{\theta}$. Ces diverses variables sont précisées ci-dessous.

Variables d'entrée, variables de sorties et erreurs d'un modèle

Les variables utilisées par un modèle pour décrire des sollicitations hydro-météorologiques définissent les entrées du modèle, $\mathbf{X}(t)$. Ce sont généralement des variables indépendantes se présentant sous forme de séries chronologiques. La nature des sollicitations utilisées peut varier suivant les modèles. Il s'agit essentiellement des variables météorologiques (cf. précipitations, évapotranspiration potentielle, températures). Ces données sont souvent ponctuelles, attachées aux différentes stations de mesures présentes sur le bassin (chap. 2). Elles sont parfois distribuées dans l'espace (cf. champ de précipitations dérivées de données radar). Il peut aussi s'agir de séries temporelles d'apports (cf. débits en provenance d'un bassin amont) ou de prélèvements (cf. pompages pour irrigation, captages pour dérivation vers un bassin voisin). Les variables utilisées en entrée des modèles hydrologiques sont parfois appelées variables de forçage (cf. de forçage météorologique).

Les sorties du modèle – dont la valeur à l'instant t est donnée par l'expression formelle suivante: $\mathbf{Z}_{sim}(t, \boldsymbol{\theta}) = G[\mathbf{X}(t), \mathbf{Y}(t), \mathbf{CL}(t), \boldsymbol{\theta}]$, sont les variables que le modèle peut produire par simulation. La variable de sortie, incontournable dans toute

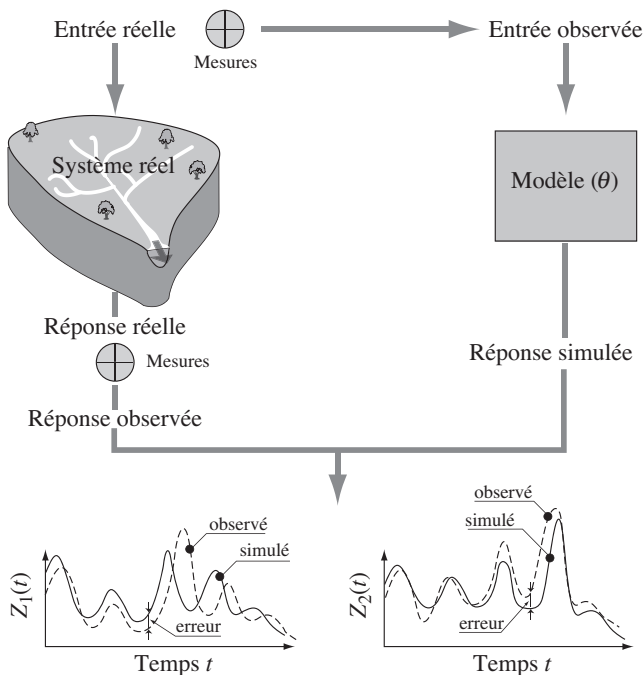


Fig. 3.3 Illustration des erreurs de simulation produites par un modèle pour deux variables de sortie $Z_1(t)$ et $Z_2(t)$.

modélisation hydrologique, est le débit, parfois la hauteur d'eau, en un ou plusieurs points du réseau hydrographique. D'autres variables du cycle hydrologique sont aussi parfois simulées (cf. taux d'évaporation réelle, hauteurs d'eau dans la nappe, extension et équivalent en eau du manteau neigeux).

Les sorties d'un modèle peuvent être comparées aux valeurs observées de la variable hydrologique correspondante, pour autant que ces observations existent. Les écarts entre les sorties simulées et les valeurs observées de la même variable hydrologique constituent les erreurs du modèle, encore dénommées résidus. Les erreurs varient dans le temps. Elles ont, pour la variable de sortie Z , l'expression suivante :

$$\varepsilon_Z(t, \theta) = Z_{obs}(t) - Z_{sim}(t, \theta) \quad (3.2)$$

avec $\varepsilon_Z(t, \theta)$: l'erreur à l'instant t pour la variable hydrologique Z ; $Z_{obs}(t)$: la valeur observée de cette variable et $Z_{sim}(t)$: la valeur simulée de cette variable par le modèle G à l'instant t . L'erreur est fonction du jeu de paramètres θ .

Structure d'un modèle

La représentation simplifiée de l'hydrosystème, qui permet de transformer les variables d'entrées du modèle en variables de sortie, définit la structure du modèle G . Elle concerne :

- La représentation du milieu physique définissant l'hydrosystème. C'est la schématisation du milieu.
- La représentation du comportement hydrologique de l'hydrosystème vis-à-vis des phénomènes hydrologiques visés. Elle implique la mise en équations de certains processus hydrologiques.

La schématisation du milieu concerne d'abord la description de sa géométrie. Il s'agit par exemple de décrire les contours du bassin, le relief, la structure du réseau hydrographique, la géométrie des réservoirs superficiels, l'organisation spatiale des terrains. Elle concerne aussi la description de ses propriétés physiques (cf. la géologie, les types de sol, l'occupation des terres). La représentation du milieu implique le choix d'une discrétisation spatiale de celui-ci, c'est-à-dire d'un découpage du milieu en compartiments hydrologiques distincts régis chacun par leurs propres lois de comportement. Ces compartiments correspondent ou non à des entités hydrologiques réelles du système. Différents types de discrétisations spatiales sont présentés dans le paragraphe 3.2.3.

La mise en équations des processus vise la représentation du phénomène hydrologique d'intérêt pour l'hydrosystème considéré. Elle implique le choix des principaux processus hydrologiques à représenter pour décrire le comportement de l'hydrosystème vis-à-vis du phénomène d'intérêt. Elle nécessite ensuite le choix d'expressions mathématiques permettant la représentation « raisonnable » de ces processus. Leur mise en équations suppose aussi de préciser la nature des interactions entre les différents éléments de la discrétisation spatiale retenue pour représenter le milieu. Les équations typiquement utilisées à cet effet sont des équations de conservation (c'est-à-dire bilan hydrique, énergétique, quantité de mouvement), des relations d'état (c'est-à-dire relations entre diverses variables d'état de l'unité spatiale considérée) et des relations de flux exprimant les flux en fonction d'une charge ou d'un gradient de charge. Différents

types de modélisations sont possibles suivant la nature des équations retenues pour représenter les processus. Elles sont décrites dans le paragraphe 3.2.2.

Variables d'état et paramètres et du modèle

Chacune des équations utilisées par un modèle exprime une relation entre différentes grandeurs. Certaines d'entre elles varient dans le temps. Elles définissent les variables d'état du modèle, notées précédemment $\mathbf{Y}(t)$ (cf. volume ou hauteur d'eau, surface mouillée de la section d'écoulement). Certaines de ces variables peuvent constituer des sorties du modèle (cf. hauteurs du toit de la nappe à surface libre en différents points du bassin versant).

Du fait des nombreuses simplifications dans la représentation du milieu et des phénomènes, les variables d'état utilisées pour la modélisation de l'hydrosystème sont rarement de même nature que les variables descriptives de l'état du vrai système physique. Par exemple, l'état d'humidité d'un sol, défini par son profil d'humidité, est souvent décrit de façon simplifiée par une variable unique décrivant le taux de saturation moyen du sol (chap. 4). De même, l'état d'un manteau neigeux, défini par diverses variables telles que sa hauteur, sa densité, son degré de maturité, est souvent décrit par son seul équivalent en eau (chap. 7).

Les autres grandeurs apparaissant dans les équations du modèle sont des constantes². Certaines peuvent être reliées à des caractéristiques physiques du milieu, mesurables (cf. conductivité hydraulique des sols). D'autres sont des grandeurs abstraites (cf. capacité de stockage d'un réservoir conceptuel). Ces diverses constantes définissent les paramètres des modèles, décrits précédemment par le vecteur $\boldsymbol{\theta}$.

Suivant la nature de la discrétisation utilisée pour représenter le milieu, les variables d'état d'un modèle de même que ses paramètres peuvent varier dans l'espace.

Conditions initiales et conditions aux limites du modèle

Pour une application donnée du modèle hydrologique, il est, dans tous les cas, nécessaire de spécifier les conditions initiales et les conditions aux limites de la simulation.

Les conditions initiales sont les valeurs initiales affectées aux variables d'état $\mathbf{Y}(t)$, c'est-à-dire, les valeurs $\mathbf{Y}(t_0)$ que ces variables prennent au premier pas de temps de la simulation (cf. valeurs des hauteurs d'écoulement en tout point du réseau hydrographique pour $t = t_0$). L'évolution temporelle des variables d'état dépend ensuite des entrées et des conditions aux limites spécifiées pour la simulation.

Les conditions aux limites $\mathbf{CL}(t)$ définissent les interactions entre les frontières de l'hydrosystème considéré et son voisinage. Elles permettent d'estimer, pour chaque pas de temps de la période couverte par la simulation, les valeurs des variables d'état du modèle aux frontières de l'hydrosystème (cf. latérales ou verticales). Les conditions aux limites peuvent spécifier la valeur de certaines variables extensives (cf. hauteurs de nappe) ou de variables intensives (cf. flux de matière et d'énergie échangées avec l'extérieur aux frontières de l'hydrosystème). Elles peuvent être définies sous la forme d'une condition de flux nul (cf. pas de débit d'échange entre le bassin versant

² Dans certains modèles hydrologiques, dits dynamiques, les constantes peuvent varier dans le temps. C'est le cas par exemple, des paramètres utilisés pour décrire le stade végétatif d'un couvert végétal donné ou le taux d'imperméabilisation d'un bassin versant en phase d'urbanisation. Les variations temporelles de ces constantes sont lentes contrairement à celles des variables d'état hydrologiques.

et les bassins voisins) ou d'une relation fonctionnelle (cf. relation d'équilibre entre le débit sortant et la hauteur d'écoulement au droit de la section d'écoulement correspondante).

3.1.3 Principaux types de modèles hydrologiques

Il existe de très nombreux modèles hydrologiques, qui varient en nature et en complexité. L'établissement d'une typologie est difficile et ambiguë du fait de la variété des critères de classification possibles. Diverses classifications ont été proposées dans la littérature (Singh, 1995 ; ASCE, 1996 ; Chocat, 1997 ; Refsgaard, 1997 ; Ambroise, 1999). Elles varient selon le point de vue adopté :

- suivant la nature des relations utilisées pour la représentation des processus, les modèles sont empiriques, conceptuels ou à bases physiques. Ces modèles sont présentés dans le paragraphe 3.2.3.
- suivant leur manière de représenter le milieu, et en particulier suivant la nature de l'unité spatiale à laquelle est attachée la résolution des équations utilisées pour décrire les processus, les modèles sont globaux, distribués, spatialisés ou semi-spatialisés. Ces modèles sont présentés dans le paragraphe 3.2.2.
- suivant leur manière de considérer les variables hydrologiques et les relations entre ces variables, les modèles sont déterministes ou stochastiques. Le principe de ces modèles est présenté dans l'encadré 3.1.
- selon la nature des périodes de temps considérées pour la simulation, les modèles sont dits « événementiels » ou « de simulation continue ». Le principe de ces modèles est présenté dans l'encadré 3.1.

Une autre distinction entre modèles peut être encore effectuée suivant le pas de temps retenu pour la simulation. Par exemple, pour les modèles de prévision des crues développés en hydrologie urbaine, le pas de temps peut être infra-horaire. Pour les modèles de gestion de la ressource à l'échelle de très grands bassins versants, il peut être hebdomadaire, mensuel, voire annuel.

Les principes de différents modèles hydrologiques couramment utilisés dans une ou l'autre région du monde (parmi beaucoup d'autres) sont présentés pour illustration dans les annexes 3.8.1 à 3.8.5.

Encadré 3.1 Modèles déterministes, stochastiques, événementiels ou de simulation continue

Modèles déterministes et modèles stochastiques

Les modèles déterministes stipulent que, pour des conditions initiales et des conditions aux limites données, la relation entre les entrées et les sorties du système considéré est univoque. En d'autres termes, pour une entrée donnée du modèle, il existe une et une seule sortie.

Les modèles stochastiques simulent des processus qui dépendent en partie ou totalement du hasard. Pour des conditions initiales et des conditions aux limites données, différentes applications d'un modèle stochastique donnent, pour une même entrée, des sorties différentes. L'hypothèse sous-jacente est que le phénomène considéré (cf. précipitations, crues, étiages) résulte d'une telle complexité de causes que la relation entre les entrées du modèle et les sorties du modèle n'est pas univoque. L'utilisation d'un modèle stochastique conduit donc à générer une réalisation possible de la variable de

sortie, conditionnellement aux valeurs des variables d'entrée du modèle. Cette réalisation résulte de l'évolution, généralement dans le temps, d'une ou plusieurs variables aléatoires appropriées au phénomène étudié.

Les modèles stochastiques sont rarement utilisés pour la modélisation hydrologique. Mis à part les modèles statistiques auto-régressifs avec variables exogènes (ARX) ou à moyenne mobile avec variables exogènes (ARMAX) (Box et Jenkins, 1970) dont il est possible de faire une utilisation stochastique, les modèles pluie-débit sont déterministes. En revanche, diverses approches stochastiques sont possibles pour estimer les paramètres d'un modèle ou pour estimer les incertitudes liées à un modèle donné (§ 3.4.2). De même, de nombreux modèles stochastiques ont été développés pour générer des scénarios météorologiques, ces scénarios étant ensuite utilisés en entrée de modèles hydrologiques déterministes (chap. 12).

Les modèles déterministes et stochastiques sont donc de plus en plus souvent utilisés conjointement. Un modèle déterministe permet de simuler les phénomènes physiques identifiables et un modèle stochastique prend en compte les phénomènes à caractère aléatoire prédominant (cf. précipitations) ainsi que les incertitudes inhérentes à l'estimation des paramètres.

Modèles événementiels et modèles de simulation continue

Les modèles événementiels visent la simulation d'événements hydrologiques choisis sans s'intéresser aux périodes inter-événements. Ils ont principalement été développés pour simuler la transformation des pluies en débits dans le cadre de la prédétermination ou de la prévision des débits de crue. L'application d'un modèle événementiel nécessite l'estimation des conditions initiales de la simulation pour chaque événement considéré. Ceci constitue une des principales difficultés des approches événementielles. Dans le cas de la simulation d'une crue de projet, des conditions initiales moyennes peuvent être utilisées (chap. 9).

Les modèles de simulation continue visent la simulation en continu du comportement hydrologique du bassin. La simulation peut être menée sur de longues périodes de temps, couvrant toute une variété de situations hydro-météorologiques, allant des crues aux étiages. Ces modèles doivent considérer tous les processus influençant de façon significative la réponse du bassin versant et pas les seuls processus impliqués dans un phénomène hydrologique particulier (cf. la génération des crues). Ils nécessitent aussi l'estimation de conditions initiales. Cependant, l'influence de ces conditions initiales sur les résultats attendus devient négligeable après un certain temps (§ 3.3.5).

3.1.4 Démarche pour le développement d'un modèle hydrologique

Dans toute démarche de modélisation, il est fondamental d'identifier, avant toute chose, l'objectif et le cadre de la modélisation, à savoir : l'hydrosystème et la nature des phénomènes hydrologiques à modéliser, les données disponibles pour décrire le milieu et les variables hydro-météorologiques d'intérêt. Ceci conditionne les principaux processus hydrologiques à considérer, les résolutions spatiales et temporelles possibles de même que les concepts réalistes et les simplifications raisonnables qu'il est possible d'envisager.

Lorsque le cadre de la modélisation est précisé, la démarche générale à suivre pour le développement du modèle peut se résumer en trois étapes. Ce sont :

- la construction du modèle,
- la calibration du modèle,
- l'évaluation du modèle qui implique en particulier sa validation.

Le principe de ces trois étapes est précisé plus bas. Elles sont décrites de façon plus détaillée dans les sections 3.2, 3.3 et 3.4.

La préparation des données est aussi une étape importante dans le développement d'un modèle. Elle est souvent effectuée en parallèle à la construction du modèle. Elle comprend des aspects de cartographie et le traitement primaire de données hydro-météorologiques. L'aspect cartographique concerne toutes les données nécessaires à la description du milieu (chap. 2). Ces données servent souvent de support à la discrétisation du bassin versant ou à l'estimation de certains paramètres du modèle (sect. 3.3). La préparation des données vise également l'obtention de séries temporelles hydro-météorologiques valides. Celles-ci seront utilisées soit en entrée du modèle soit pour les étapes de calibration et de validation.

Une fois que toutes ces étapes ont été réalisées et pour autant que les conditions initiales et aux limites aient été spécifiées, le modèle peut être exploité pour l'application hydrologique visée in fine (sect. 3.5).

Principe de la construction du modèle

La construction du modèle, c'est-à-dire de sa structure, consiste à effectuer la schématisation de l'hydrosystème et à formuler le problème mathématique et numérique lié à sa discrétisation spatiale et aux concepts retenus pour la représentation du milieu et des processus pris en compte. Cette construction s'accompagne nécessairement du développement d'un programme informatique, le code informatique, permettant de résoudre les problèmes mathématiques et numériques associés. La construction du modèle et le développement du code correspondant se basent souvent sur un système de modélisation existant. Dans ce cas, les concepts de la modélisation de même que les outils numériques nécessaires à la résolution du problème mathématique sont réutilisés. En revanche, la schématisation du milieu, sa discrétisation spatiale en particulier, doit en principe être adaptée à l'hydrosystème visé par l'étude.

Principe de la calibration du modèle

La calibration du modèle vise : 1) l'optimisation de la structure du modèle et surtout 2) l'estimation des paramètres apparaissant dans chacune des équations du modèle, en chacun des éléments de la discrétisation spatiale. Certains de ces paramètres sont parfois dérivables de données mesurées ou de cartes thématiques disponibles sur le bassin versant. La plupart des paramètres doivent cependant être ajustés par calage. Le calage est effectué en comparant, sur la base de critères choisis et pour diverses variables hydrologiques, les données observées et les données obtenues par simulation en sortie du modèle.

Principe de l'évaluation du modèle

L'évaluation concerne les différents critères de qualité que doit respecter le modèle. Un modèle doit être en premier lieu valide, parcimonieux, robuste et sensible :

- La validité signifie que la représentation du milieu et des processus qui s'y déroulent est plausible ou acceptable. La validation est généralement effectuée en comparant, sur la base de critères choisis et pour diverses variables hydrologiques, les données observées et les données obtenues par simulation en sortie du modèle. Cette validation est effectuée sur un jeu de données autre que celui utilisé pour la calibration du modèle. La validation vise la structure retenue pour décrire le milieu et les processus de même que les valeurs affectées aux différents paramètres du modèle.

- La parcimonie fait référence à la complexité du modèle. Un modèle est parcimonieux si ses paramètres sont peu nombreux et si le nombre des données d'entrée qu'il nécessite est réduit. La parcimonie est directement liée aux choix retenus pour la structure du modèle.
- La robustesse et la sensibilité impliquent que les résultats pouvant être obtenus par simulation avec le modèle : 1) ne divergent pas lorsque la valeur des variables d'entrée est légèrement modifiée – cf. du fait des erreurs et des incertitudes qui leur sont associées, mais 2) qu'ils soient sensibles aux variations des facteurs dont on cherche à estimer les effets.

La démarche de développement d'un modèle hydrologique est résumée sur la figure 3.4.

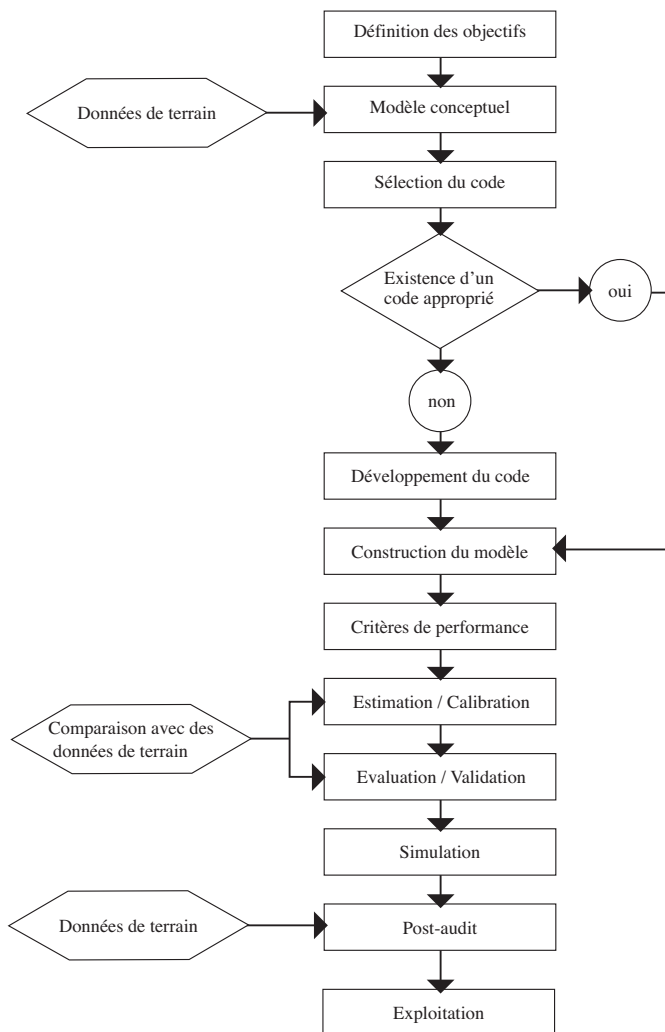


Fig. 3.4 Illustration de la démarche de développement d'un modèle hydrologique (d'après Refsgaard, 1997 et modifiée).

3.2 REPRÉSENTATION DU MILIEU ET DES PROCESSUS

Quel que soit l'objectif de modélisation retenu, la construction d'un modèle hydrologique repose toujours sur le choix ou la construction de sa structure, c'est-à-dire sur le choix ou la construction de la représentation des processus à modéliser et de la représentation spatiale du bassin versant.

3.2.1 Démarches pour la construction d'un modèle

Il existe deux principales démarches pour la construction d'un modèle hydrologique.

Dans une première démarche qualifiée de « descendante », les objectifs de la modélisation sont limités, souvent réduits à un objectif unique. Le modèle cherché est développé de façon à reproduire le plus simplement possible la réponse hydrologique mesurée du système étudié. La démarche est inductive et systémique ; seuls les processus prépondérants vis-à-vis de l'objectif visé sont considérés. La représentation des processus ou de la géométrie du bassin versant peut être progressivement affinée au fur et à mesure que de nouvelles observations sont acquises. Cette démarche est très souvent adoptée en hydrologie opérationnelle. Elle permet généralement de développer des modélisations relativement parcimonieuses et efficaces pour l'objectif visé.

Dans la deuxième démarche, dite « ascendante », les objectifs de la modélisation ne sont pas fixés a priori. Il est supposé que si les connaissances sur les processus gouvernant le comportement de l'hydrosystème sont suffisantes et que si la représentation de ces processus et de leur interdépendance est correcte, alors le comportement d'ensemble de l'hydrosystème peut être également simulé correctement. La démarche ascendante, de nature plutôt scientifique, est principalement déductive. Elle conduit à des modèles de structure complexe qui sont difficiles à évaluer car les données expérimentales nécessaires sont souvent inexistantes. Ces modèles ont par ailleurs du mal à sortir des laboratoires où ils sont développés. Pour pouvoir être utilisés en hydrologie opérationnelle, ils nécessitent souvent diverses simplifications. Ces simplifications peuvent facilement être envisagées a posteriori si un des processus initialement pris en compte s'avère ne pas avoir d'influence significative sur le comportement hydrologique visé.

Quelle que soit la démarche adoptée, la construction d'un modèle hydrologique repose, dans l'idéal, sur : 1) l'observation et l'expérimentation, pour l'hydrosystème considéré, du phénomène hydrologique visé et des processus hydrologiques associés ; 2) la formulation des hypothèses nécessaires au choix de la représentation du milieu et de ces processus et 3) le test de ces hypothèses, c'est-à-dire leur validation ou invalidation.

Ces trois étapes successives composent souvent un cycle itératif, a priori infini, qui vise à améliorer la connaissance et la description mathématique de tout ou partie des composantes du cycle hydrologique.

3.2.2 Approches pour la représentation des processus

Les différentes approches pour la représentation des processus conduisent aux modèles empiriques, conceptuels ou à bases physiques. Le principe de ces modèles est résumé dans les paragraphes suivants.

Quel que soit le type de représentation, les modèles sont généralement constitués de différents modules permettant chacun de décrire, de façon plus ou moins indépendante, les principaux processus explicatifs du comportement du bassin versant. Les modules types sont présentés page 80.

Modèles empiriques

Les modèles empiriques reposent sur les relations observées entre les entrées et des sorties de l'hydrosystème considéré. Ils expriment la relation entre variables d'entrée et de sortie du système (cf. relation pluie-débit) à l'aide d'un ensemble d'équations développées et ajustées sur la base des données obtenues sur le système. Un modèle empirique ne cherche pas à décrire les causes du phénomène hydrologique considéré ni à expliquer le fonctionnement de l'hydrosystème. L'hydrosystème est vu comme une « boîte noire ».

A titre d'exemple, il est possible de citer le modèle empirique du SCS-CN pour l'estimation de la pluie nette résultant d'une pluie brute donnée (chap. 4) et le modèle de l'hydrogramme unitaire pour l'estimation de l'hydrogramme de ruissellement qui résulte de cette pluie nette (chap. 5). Les modèles de type ARX peuvent être aussi classés dans cette catégorie (chap. 5 et 10).

Modèles à bases physiques

Les modèles à bases physiques représentent le fonctionnement hydrologique de l'hydrosystème par un couplage de sous-modèles, dédiés chacun à des processus hydrologiques distincts. Ils se basent en principe sur une discrétisation spatiale fine du milieu (§ 3.2.3). Quelles que soient la nature et la résolution spatiale de cette discrétisation, il est important de noter que la variabilité spatiale du milieu et des processus ne peut être décrite explicitement que pour les échelles d'espace plus grandes que celles de la discrétisation. Pour les échelles inférieures, elle devrait être décrite de façon conceptuelle – ce qui n'est pas fréquemment le cas (encadré 3.2).

Le développement des modèles à bases physiques à l'échelle du bassin versant date des années 1980. Le modèle à bases physiques le plus célèbre et le plus documenté à ce jour est le Système Hydrologique Européen connu sous l'acronyme SHE (Abbott *et al.*, 1986a,b). Les principes de ce modèle sont présentés en annexe 3.8.5. De nombreux modèles de ce type sont aussi développés par ailleurs (e.g. Noilhan and Planton, 1989; Habets *et al.*, 2008; Liang *et al.*, 1994; Wood *et al.*, 1992).

Encadré 3.2 Représentation de la variabilité interne aux éléments de discrétisation dans les modèles à bases physiques

Le choix de la résolution spatiale d'un modèle détermine quelle part de la variabilité spatiale peut être représentée de façon explicite et quelle part doit l'être de façon implicite. En pratique, il existe trois principales approches pour prendre en compte la variabilité interne aux éléments de discrétisation d'un modèle donné.

La première consiste à utiliser des paramètres dits effectifs dans les équations physiques décrivant les processus. Ces paramètres sont censés permettre de simuler le comportement global de l'élément de discrétisation considéré. Une conductivité « effective » est par exemple souvent utilisée pour décrire les écoulements saturés en milieu poreux hétérogène (fig. 3.5). La difficulté de cette approche consiste à estimer les valeurs de ces paramètres effectifs. Pour certains types d'hétérogénéité, il est possible de trouver une

relation explicite entre la valeur du paramètre effectif et la variabilité spatiale du paramètre au sein de l'élément de discrétisation. La méthode la plus courante pour estimer les paramètres effectifs est empirique, impliquant souvent une procédure de calibration. L'utilisation de paramètres effectifs est souvent peu satisfaisante, en particulier lorsque les processus sont non-linéaires et/ou qu'ils sont conditionnés à un ou plusieurs seuils de fonctionnement (cf. processus d'infiltration, chap. 4).

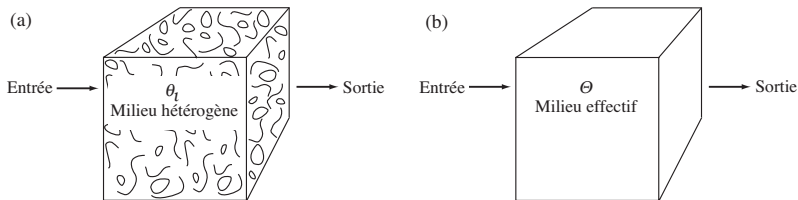


Fig. 3.5 Variabilité spatiale des propriétés physiques du milieu (cf. conductivité hydraulique) au sein d'un élément de discrétisation donné (cf. milieu poreux hétérogène) et paramètre effectif utilisé dans la représentation du modèle (cf. conductivité hydraulique équivalente).

La seconde approche consiste à utiliser une représentation statistique de la propriété physique considérée. La distribution statistique de la propriété est utilisée pour définir un nombre fixé de classes de comportement pour chacune desquelles le modèle est appliqué. C'est le même principe que celui des modèles distribués présentés page 85. Dans certains cas, le choix de la forme de la distribution permet d'obtenir une solution analytique du comportement visé, ce qui simplifie la mise en œuvre du modèle.

La dernière approche consiste à proposer pour le processus visé une paramétrisation, c'est-à-dire un modèle conceptuel permettant de représenter le comportement moyen à l'échelle de l'élément considéré. Cette paramétrisation peut être dérivée des lois fondamentales de la physique correspondantes. Pour les applications hydrologiques courantes, les écoulements à surface libre sont par exemple modélisés à l'aide du modèle de Barré de Saint-Venant (1871) (chap. 6). Ce modèle, dérivé des équations de Navier-Stokes, considère les écoulements à surface libre de façon intégrée sur une section d'écoulement (les équations de Navier-Stokes définissent les équations physiques de base de l'hydrodynamique).

Les équations qui définissent la paramétrisation n'ont pas forcément de lien avec les équations qui décrivent les processus à l'échelle de ces processus. Une paramétrisation classique est le modèle de Darcy (1856) utilisé pour décrire la vitesse moyenne d'un écoulement au sein d'un milieu poreux saturé. Le paramètre associé est la conductivité hydraulique de l'élément spatial considéré. Une difficulté de cette approche réside dans le fait que la paramétrisation adéquate dépend en principe des résolutions spatiales et temporelles retenues.

Modèles conceptuels

Les modèles hydrologiques dits conceptuels, visent à représenter les principaux processus hydrologiques de façon raisonnable sans recourir aux paramétrisations des lois physiques qui les gouvernent. La représentation est conceptuelle dans le sens où elle se base sur la perception que l'hydrologue a du comportement hydrologique du bassin. Cette perception dérive de son expertise hydrologique et de sa connaissance théorique, empirique et/ou intuitive du fonctionnement de l'hydrosystème étudié. Pour

les écoulements de surface par exemple, un concept de modélisation assimile le bassin versant à un plan rectangulaire incliné de pente constante, configuration pour laquelle il est possible de dériver simplement les équations d'écoulement (chap. 5).

La majorité des modèles conceptuels considèrent qu'un bassin versant peut être représenté par une combinaison de réservoirs conceptuels reliés entre eux par diverses lois d'échanges (encadré 3.3). C'est par exemple le cas du modèle SWMM à 8 réservoirs et 27 paramètres développé pour les bassins urbains par Stanford (Crawford et Linsley, 1966) et du modèle GR3J à 3 réservoirs et 3 paramètres développé en France pour les bassins ruraux par le Cemagref (Edijatno et Michel, 1989, cf. annexe 3.8.1). Ces réservoirs sont parfois censés représenter les principaux compartiments hydrologiques du bassin.

Encadré 3.3 Les modèles conceptuels dits à réservoirs

La variété des modèles à réservoirs, utilisés en modélisation hydrologique, est quasi-infinie (cf. inventaire proposé par Perrin, 2000). Les modèles à réservoir, dits encore modèles capacitifs, se différencient d'abord par la façon dont ils décrivent l'espace. Ils sont la plupart du temps globaux ; ils peuvent aussi être distribués ou semi-spatialisés. Les modèles à réservoirs se différencient ensuite par le degré de simplification retenu pour représenter les processus en jeu, ainsi que par le nombre, la nature des réservoirs et la façon dont les réservoirs sont organisés pour représenter ces processus.

Quelque soit le réservoir impliqué dans la structure d'un modèle à réservoirs, son comportement est régi par un système de trois équations :

- l'équation de continuité qui exprime la conservation de la masse d'eau pour le réservoir,
- une équation de stockage, reliant le volume stocké dans le réservoir à la hauteur du stock dans le réservoir,
- diverses équations de débit, exprimant les débits en provenance ou à destination d'autres compartiments du système modélisé en fonction de la hauteur du stock dans le réservoir.

Les variations du volume d'eau stocké dans un réservoir sont fonction des volumes d'apport et des volumes évacués par vidange. Les entrées d'un réservoir peuvent être multiples (cf. précipitations directes, ruissellement de surface) de même que les sorties (cf. débit de percolation, débit des pertes par évapotranspiration).

Un réservoir peut avoir un comportement linéaire ou non linéaire ; la non-linéarité résultant souvent d'une relation non-linéaire imposée dans l'une ou l'autre des équations de débit du réservoir, c'est-à-dire entre le débit de vidange et le stock dans le réservoir. Le débit de vidange est par exemple exprimé comme une fonction puissance du stock ou conditionné par le dépassement d'un certain seuil de remplissage.

Un réservoir peut aussi avoir un ou plusieurs « organes de vidange ». Si l'organe de vidange est de type « orifice » ou « vanne de fond », il peut assurer par exemple une vidange continue (mais avec un débit variable dans le temps) tant que le réservoir est non vide. Si l'organe de vidange est de type « déversoir », il permet de prendre en compte un éventuel effet de débordement lorsque le remplissage du réservoir a dépassé un certain seuil.

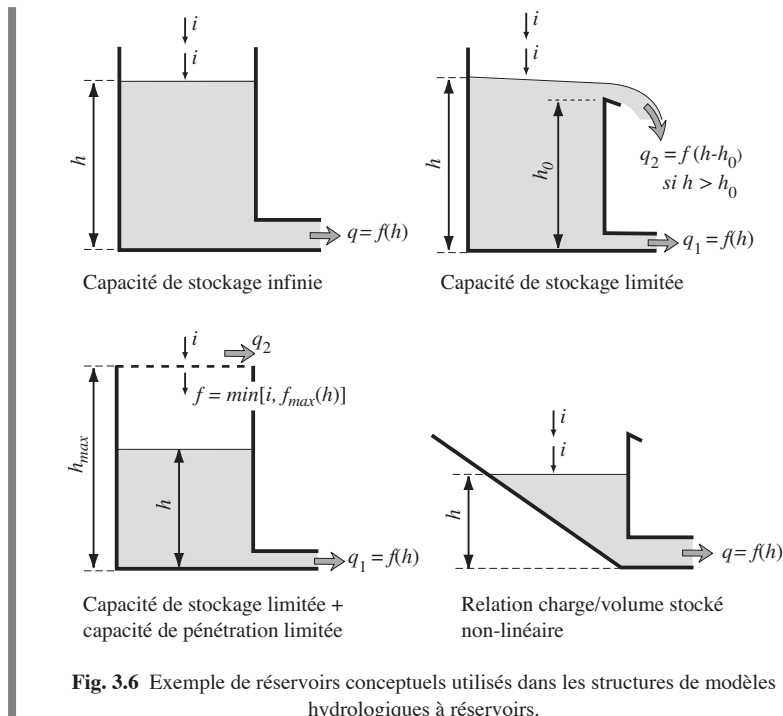


Fig. 3.6 Exemple de réservoirs conceptuels utilisés dans les structures de modèles hydrologiques à réservoirs.

Composantes type d'un modèle hydrologique

Lorsqu'ils visent à simuler le comportement hydrologique des hydrosystèmes, les modèles hydrologiques, qu'ils soient empiriques, conceptuels ou à bases physiques, résultent de l'association de différents modules – ou sous-modèles, qui s'attachent chacun à représenter une partie des processus hydrologiques jugés importants.

Ces modules sont parfois interdépendants. Ils sont le plus souvent indépendants, les sorties de l'un produisant les entrées d'un autre. Suivant les modèles hydrologiques, certains de ces sous-modèles ne sont pas considérés ou, le sont de façon extrêmement simplifiée. Les modules type d'un modèle hydrologique sont présentés sur la figure 3.7.

Le premier module permet en général de transformer les données météorologiques disponibles pour produire les données d'entrée aux résolutions spatiales et temporelles requises par le modèle de simulation. Ce module permet souvent d'estimer les sollicitations météorologiques pour chaque élément de la discrétisation spatiale retenue. Il fait alors appel à des techniques de spatialisation et de combinaison de données telles que celles présentées dans le chapitre 2.

Un second module traite généralement des processus qui conditionnent la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère. Il s'attache de façon plus ou moins détaillée à représenter les phénomènes d'interception par la végétation, de stockage dans les dépressions à la surface du bassin, les processus liés à l'évaporation de l'eau à surface libre, à l'évapotranspiration du couvert végétal, à l'infiltration. En modélisation hydrologique, ce module fait souvent référence à la «fonction de

production» (chap. 4). Une de ses sorties est généralement la pluie dite nette, c'est-à-dire la pluie qui participe aux ruissellements de surface.

Le module de «production» est souvent complété par un module «neige». Celui-ci permet de traiter les phénomènes liés à la présence de précipitations solides, d'un couvert neigeux ou de glace. Cet aspect particulier de la fonction de production est abordé dans le chapitre 7.

La façon dont les ruissellements de surface, résultant de la pluie nette produite par le module de production, génèrent les écoulements à l'exutoire d'un bassin donné est obtenue à l'aide d'un autre module. Il fait souvent référence à la «fonction de transfert» (chap. 5).

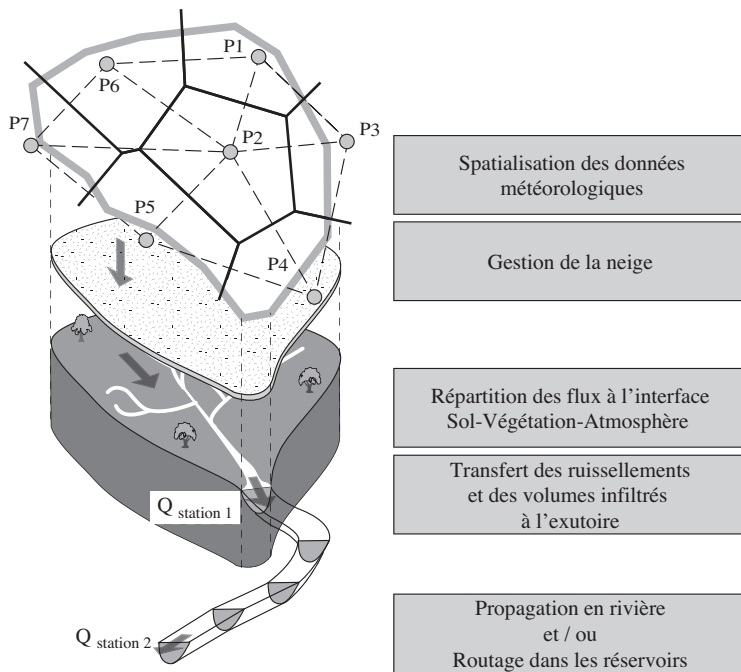


Fig. 3.7 Les modules type d'un modèle hydrologique.

Un module peut gérer ensuite aussi le devenir des précipitations infiltrées dans le sol. Ces écoulements sous la surface du sol percolent éventuellement en profondeur pour alimenter les nappes avant de retrouver le réseau hydrographique par le biais d'écoulements sub-superficiels ou souterrains. Différentes approches sont possibles pour les processus liés. Elles sont soit hydrologiques, similaires à celles utilisées pour la fonction de transfert (chap. 5), soit hydrogéologiques.

La propagation des écoulements en rivière et dans les ouvrages hydrauliques est traitée aussi dans un module complémentaire, qui fait souvent référence, chez les hydrologues, à la «fonction d'acheminement» (chap. 6). La fonction d'acheminement peut aussi couvrir les aspects liés au routage des débits dans les lacs et dans les retenues artificielles.

Signalons enfin que les modules liés à la production et à la neige visent des processus à extension plutôt verticale et que les modules liés au transfert et à l'acheminement des débits visent des processus à extension davantage latérale.

3.2.3 Représentation du milieu et discrétisation spatiale

Comme évoqué précédemment, les modèles globaux, distribués, spatialisés ou semi-spatialisés se distinguent par la manière de représenter le milieu et, en particulier, par la nature de l'unité spatiale à laquelle est attachée la résolution des équations utilisées pour décrire les processus.

Les modèles hydrologiques globaux décrivent le bassin versant comme une et une seule unité hydrologique. La variabilité spatiale des processus hydrologiques considérés pour décrire son comportement n'est donc pas prise en compte. Le modèle GR3J développé en France, comme de nombreux autres modèles, est un modèle de ce type (Edijatno et Michel, 1989) (annexe 3.8.1).

Le bassin versant peut aussi être représenté de façon discrétisée en divisant la surface en unités spatiales distinctes. Suivant la nature de la discrétisation spatiale et suivant la nature des relations entre les éléments de la discrétisation, les modèles sont dits spatialisés, semi-spatialisés ou distribués. Ces types de discrétisation sont décrits ci-dessous. Une présentation plus détaillée peut être trouvée dans les travaux de Grayson et Blöschl (2000) ou d'Indarto (2002).

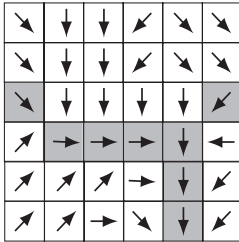
Modèles spatialisés

Les modèles spatialisés cherchent à représenter le milieu et en particulier la surface du bassin versant sur la base d'une discrétisation spatiale relativement fine qui respecte l'organisation spatiale des éléments de discrétisation. La plupart d'entre eux sont issus de travaux visant à expliquer la réponse hydrologique du bassin considéré sur la base de sa géomorphologie (Rodriguez-Iturbe et Valdes, 1979 ; Bérød *et al.*, 1995 ; Rodriguez *et al.*, 2003).

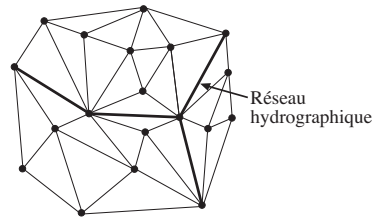
Les modèles spatialisés permettent de simuler l'évolution du système en tout point de cette discrétisation de même que les flux hydriques échangés entre éléments voisins de celle-ci. Chaque élément de la discrétisation est en principe caractérisé par ses propres paramètres. Du fait de l'influence déterminante de la topographie sur les mouvements de l'eau à la surface du bassin versant, la majeure partie des discrétisations est dictée par la manière de décrire la topographie.

Différents types de discrétisations sont possibles (fig. 3.8). Certaines se basent sur les courbes de niveau. Suivant que les limites des éléments de la discrétisation sont « parallèles » ou orthogonales à ces courbes de niveau, ces discrétisations conduisent à la délimitation de bandes d'égales altitudes (cf. modèle Topog, Vertessy *et al.*, 1993) ou de tubes de courant (cf. modèle Thales, Grayson *et al.*, 1995). D'autres décrivent le bassin versant comme une juxtaposition de plans inclinés et d'éléments drainants organisés de façon arborescente (cf. modèle Socont, Bérød *et al.*, 1995 ; modèle Kinos, Smith *et al.*, 1995). Les discrétisations les plus courantes se basent sur des données numériques d'altitude à référence spatiale (chap. 2). Le format « raster » étant le mode de représentation classique des Modèles Numériques d'Altitude (MNA), la discrétisation spatiale du milieu en mailles carrées régulières est la plus commune (cf. MODCOU, Ledoux *et al.*, 1989). Un des modèles les plus représentatifs de cette discrétisation est le modèle SHE (Abott *et al.*, 1986a,b) (annexe 3.8.5). Le découpage

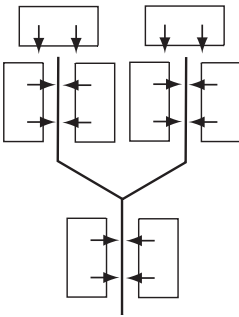
(a) Grille carrée régulière



(b) Réseau de triangles irréguliers (TIN)



(c) Plans inclinés et éléments drainants



(d) Bandes d'égales altitudes

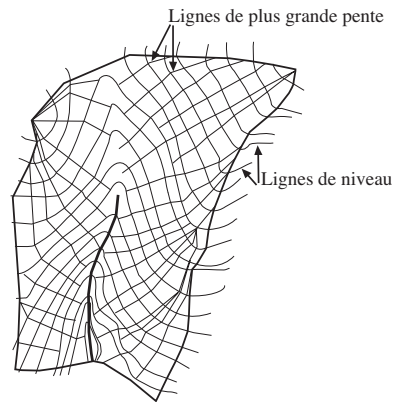


Fig. 3.8 Exemples de discrétisations possibles pour un modèle hydrologique spatialisé (d'après Grayson et Blochl, 2000 et modifiée).

de l'espace en mailles triangulaires irrégulières sur la base des modèles numériques d'altitude de type TIN est aussi possible mais moins courant (cf. modèle à bases physiques tRIBS, Ivanov *et al.*, 2004).

Ces différents types de discrétisation ont chacun leurs avantages et inconvénients. Par exemple, une discrétisation de type « raster » permet d'identifier simplement le réseau de drainage (chap. 2) et facilite l'élaboration des algorithmes de résolution des équations associées. Elle impose cependant une description sous-optimale des limites des bassins, du tracé du réseau hydrographique et de la variabilité spatiale des caractéristiques du milieu. A l'inverse, une discrétisation spatiale de type TIN peut se contenter d'une densité de point réduite pour une représentation généralement très satisfaisante de la topographie et de la variabilité spatiale des caractéristiques du milieu. Cependant, elle complique les algorithmes de résolution des équations associées.

Modèles semi-spatialisés

Pour un modèle semi-spatialisé, la discrétisation de l'espace consiste à délimiter des unités hydrologiques dont le comportement est supposé pouvoir être raisonnablement décrit par un modèle hydrologique propre, qu'il soit global ou distribué. Ces unités hydrologiques, généralement supposées fonctionner de façon indépendante, se vident

les unes dans les autres et/ou dans le réseau hydrographique principal qui les draine, d'amont en aval. Les méthodes et critères de discrétisation possible sont multiples.

Un type de discrétisation possible consiste à délimiter des Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRHs), c'est-à-dire des zones sur lesquelles les processus hydrologiques sont comparables dans leur nature et leur importance relative (Amerman, 1965). L'identification de ces unités hydrologiques se base généralement sur les caractéristiques physiographiques du bassin les plus pertinentes vis-à-vis des processus importants. Les caractéristiques souvent utilisées sont celles du réseau hydrographique, la topographie (altitude, orientation, influençant les conditions météorologiques, le réseau de drainage), le type d'occupation du sol (cf. caractéristiques du couvert végétal, type d'urbanisation), les caractéristiques pédologiques et géologiques des sols et sous-sols. Le modèle CEQUEAU (Girard *et al.*, 1972) est un modèle fonctionnant sur ce type de discrétisation (annexe 3.8.3). En général, la définition des UHRHs est aussi de plus réalisée de sorte que les sollicitations météorologiques ne soient pas trop hétérogènes au sein de chacune des UHRHs. En montagne, ceci conduit par exemple souvent à la définition d'UHRHs basées sur des bandes d'altitude (chap. 7).

Dans le cas des bassins versants de grande taille, les unités hydrologiques sont généralement des sous-bassins versants du bassin complet. La plupart des approches retenues pour la délimitation de ces sous-bassins sont empiriques, basées sur la topographie, la structure du réseau hydrographique et la localisation de points remarquables sur le réseau. Les sous-bassins peuvent être par exemple définis comme les plus petites unités spatiales où il est possible de caler un modèle hydrologique. Le découpage correspondant est alors étroitement lié à la répartition des stations de jaugeage sur le bassin versant. Les sous-bassins peuvent à l'inverse être définis sur la base des points du réseau hydrographique pour lesquels le modèle doit pouvoir simuler des données de débits. Le découpage peut par ailleurs aussi être conditionné par la localisation d'ouvrages hydrauliques qui modifient le comportement naturel du bassin. Ce dernier critère peut conduire à des discrétisations relativement fines comme c'est le cas en milieu urbain où l'on doit considérer de façon distincte les éléments drainants artificiels, les surfaces imperméables connectées au réseau de drainage et celles non connectées, les équipements spéciaux tels que les ouvrages d'infiltration/rétention des eaux de pluie.

Ces différents critères de découpage, basés pour les uns sur l'homogénéité des processus hydrologiques et des sollicitations météorologiques et pour les autres sur l'existence de points remarquables, peuvent être considérés de façon combinée. Le modèle GSM-SOCONT (Hingray *et al.*, 2006b ; cf annexe 7.6.4) a été utilisé sur ce principe pour modéliser le Rhône à l'amont du Léman (fig. 3.9).

Dans une modélisation semi-spatialisée, la structure du modèle hydrologique utilisé pour décrire le comportement de chacune des unités est souvent unique. En revanche, les paramètres du modèle varient généralement d'une unité à l'autre. Les réponses hydrologiques simulées pour chacune de ces unités sont sommées « hydrologiquement » pour produire la réponse hydrologique du bassin versant. L'organisation spatiale des unités réelles est souvent conservée dans la structure du modèle. Dans le cas de grands bassins versants, les contributions respectives des différentes unités sont généralement combinées aux points de confluence des sous-bassins et propagées vers l'aval du réseau hydrographique à l'aide d'un modèle de propagation approprié (chap. 6).

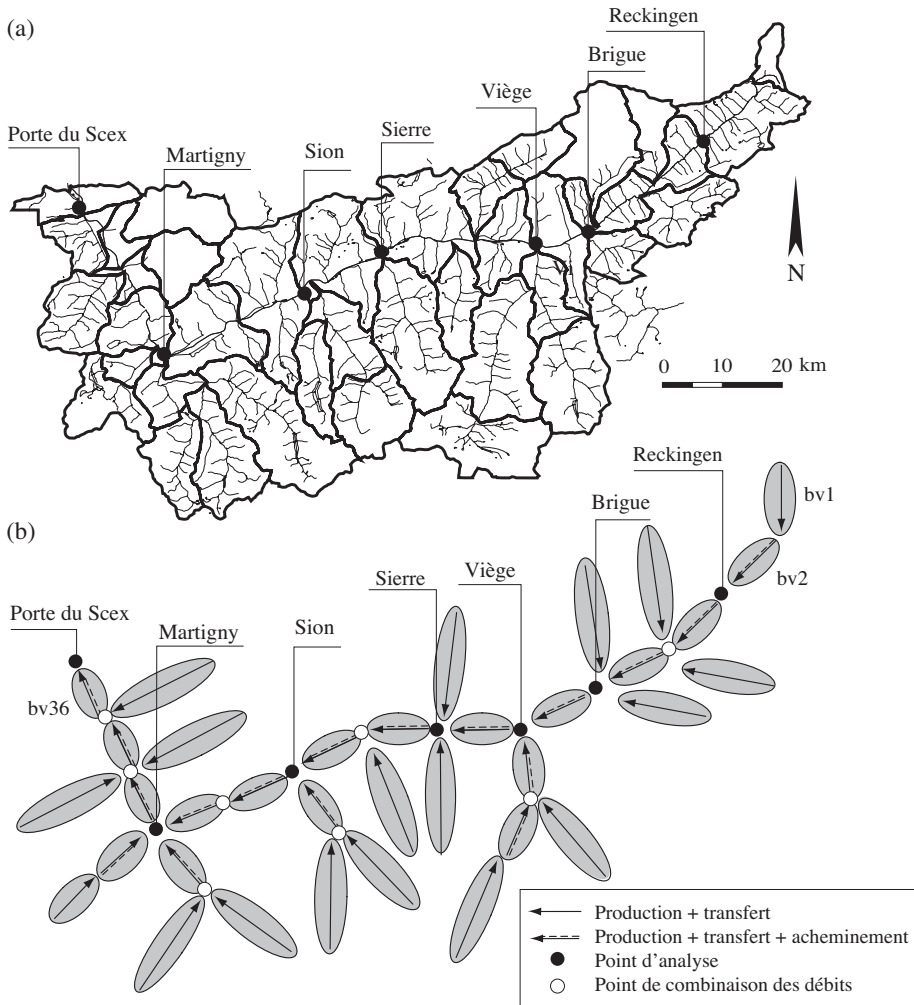


Fig. 3.9 Discretisation du bassin versant du Rhône à l'amont du Léman en sous-bassins versants (d'après Hingray *et al.*, 2006b). (a) le bassin du Rhône (surface : 5240 km² à Porte du Scex), le réseau hydrographique et les 35 sous-bassins retenus pour la discrétisation ; (b) structure du modèle hydrologique avec 1) les sous-bassins sièges de la production des écoulements et 2) les tronçons de cours d'eau utilisés pour la propagation des contributions des bassins. La discrétisation est effectuée sur la base 1) des limites topographiques naturelles des bassins, 2) des points du réseau où il est possible d'effectuer le calage du modèle et 3) des points du réseau où les simulations de débits sont requises.

Modèles distribués

Pour un modèle distribué, le comportement hydrologique du bassin versant est supposé pouvoir être expliqué par le biais du comportement d'un nombre limité d'unités hydrologiques distinctes. Ces unités sont choisies pour être représentatives des principaux types de comportements hydrologiques observés au sein du bassin. Elles sont généralement nommées Unités Hydrologiques Représentatives (UHRs) (cf. Gurtz *et al.*, 1999).

La réponse hydrologique du bassin versant à une sollicitation météorologique donnée est simplement obtenue par une somme pondérée des réponses hydrologiques simulées pour ces différentes UHRs. La pondération appliquée à la réponse d'une UHR est, en règle générale, proportionnelle à la superficie occupée par cette unité sur le bassin versant. Cette approche permet donc de réduire le nombre de calculs à effectuer pour simuler le comportement du bassin. Les modèles distribués ne décrivent pas les flux à dominance horizontale au sein du bassin versant ou le font de façon extrêmement simplifiée (cf. hypothèse d'équilibre permanent entre les niveaux de remplissage des réservoirs utilisés pour représenter le stockage d'eau souterraine sur chaque unité). Les unités sont souvent supposées indépendantes les unes des autres et leur organisation spatiale est fréquemment négligée.

Dans cette approche, il est nécessaire d'affecter chaque élément de surface du bassin à l'une ou l'autre des UHRs. Les caractéristiques physiques utilisées à cet effet sont principalement les mêmes que celles utilisées pour identifier les unités hydrologiques relativement homogènes (§ 3.2.3). Elles peuvent être utilisées de façon combinée (fig. 3.10).

Dans certains modèles, l'affectation d'un élément de surface à une UHR est effectuée sur la base d'une caractéristique unique. Par exemple, pour un bassin versant de montagne dont la réponse hydrologique est fortement conditionnée par les processus d'accumulation et de fonte de neige, la clé d'affectation est souvent la seule altitude (chap. 7). C'est par exemple le principe de découpage du modèle HBV (Bergström, 1976; annexe 3.8.2). Dans le cas du modèle Topmodel (Beven *et al.*, 1984), la clé d'affectation est un indice topographique calculé en tout point du bassin sur la base de la pente locale et de la surface amont drainée en ce point (annexe 3.8.4). Lorsque la discrétisation est effectuée sur la base d'une caractéristique unique, une fonction de distribution statistique est parfois utilisée pour décrire la distribution de cette caractéristique. C'est ce type de description qui donne son nom aux modèles dits distribués.

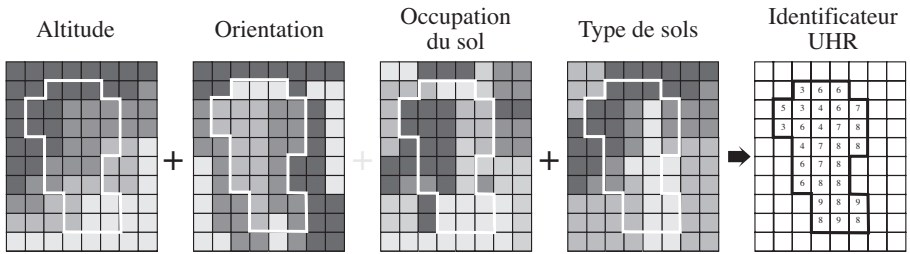


Fig. 3.10 Illustration des UHRs obtenus sur la base de différentes caractéristiques du milieu décrites en format raster (d'après Zappa (1999) et modifié).

3.2.4 Compatibilité entre représentations de l'espace et des processus

Une question essentielle dans le processus de construction d'un modèle hydrologique est de savoir quel est le niveau de complexité optimal à viser. Selon Grayson et Bloschl (2000), celui-ci dépend des objectifs de la modélisation, des connaissances sur le système ainsi que du niveau de validation souhaité.

Dans tous les cas, le niveau de complexité retenu pour les différentes composantes d'un modèle doit être équilibré ; les niveaux de pertinence et de précision qui peuvent être atteints par le modèle étant déterminés par la représentation la plus grossière. En d'autres termes, les niveaux de complexité retenus in fine pour la représentation des différents processus explicatifs du comportement de l'hydrosystème doivent être compatibles entre eux, de même qu'avec le niveau de complexité retenu pour la représentation du milieu. Ceux-ci doivent par ailleurs aussi être compatibles avec les données disponibles pour alimenter, calibrer et valider le modèle. La figure 3.11 illustre à ce titre différents degrés de simplifications possibles pour représenter la géométrie du bassin versant et la transformation des ruissellements de surface en débit à l'exutoire du bassin.

Le niveau de complexité à viser est en principe aussi fonction des résolutions temporelles et spatiales optimales pour le problème hydrologique à traiter. Pour un type de modèle donné, les résolutions optimales sont conditionnées par les données disponibles et la dynamique des processus hydrologiques considérés. Cette problématique a été relativement bien analysée pour ce qui concerne la propagation des

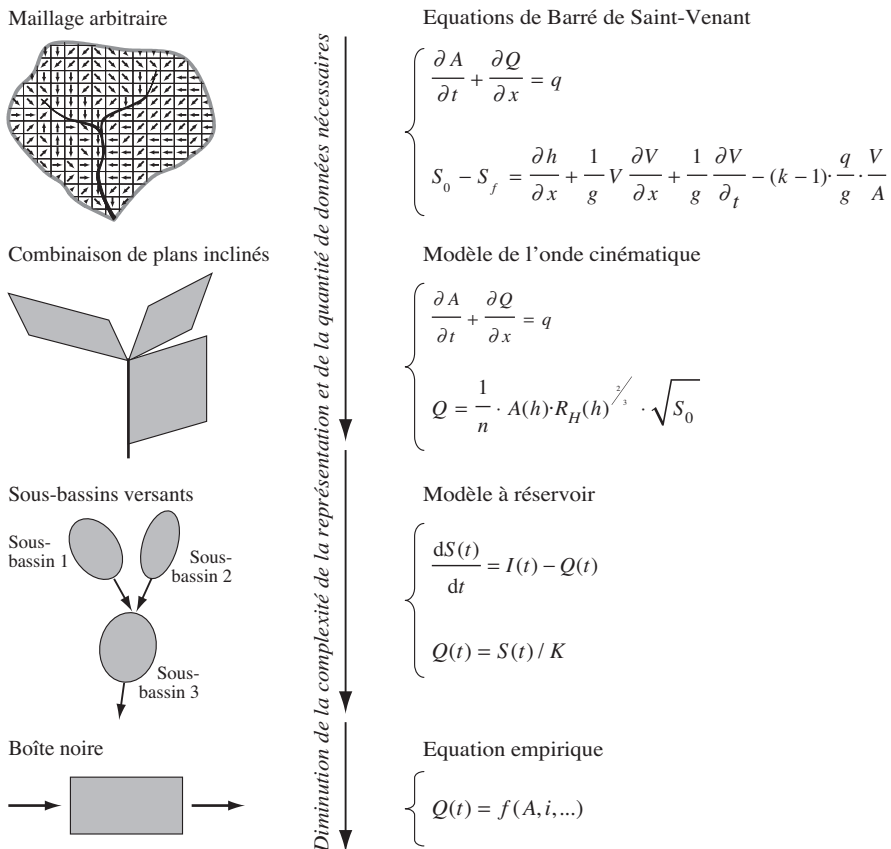


Fig. 3.11 Différents degrés de simplifications pour représenter la géométrie du bassin versant et les écoulements de surface qui s'y déroulent.

débits en rivière (chap. 6). Elle l'a peu été pour ce qui concerne la modélisation de la transformation pluie-débit. La démarche proposée par Obled *et al.* (2009), basée sur une analyse de la variabilité spatiale des précipitations, donne des pistes de réflexion intéressantes à ce sujet. Les grandes lignes de leur analyse sont reportées dans l'encadré 3.4.

Encadré 3.4 Choix des pas de temps et d'espace pour la modélisation de la transformation pluie-débit

L'objectif de l'analyse proposée par Obled *et al.* (2009) est de déterminer les pas de temps et d'espace optimaux pour la construction d'un modèle conceptuel parcimonieux visant la simulation de la transformation pluie-débit.

Les auteurs constatent d'abord que, pour un réseau de pluviographes donné, l'estimation de la lame précipitée sur une unité de surface est d'autant plus précise qu'elle est cumulée sur une durée longue. A contrario, la description de la dynamique hydrologique d'un bassin versant est d'autant plus précise que le pas de temps considéré est petit. La nécessité de limiter les incertitudes liées à l'estimation des précipitations conduit alors à rechercher le pas de temps maximum admissible pour représenter de façon raisonnable les processus hydrologiques déterminants.

Dans les modèles orientés processus, le pas de temps optimal est le plus petit pas de temps nécessaire à la représentation de tous les processus. Il peut être dans certains contextes de l'ordre de quelques secondes (cf. processus de production hortonien sur des versants pentus, processus d'érosion).

Dans les modèles hydrologiques conceptuels, le pas de temps requis est lié à la dynamique du signal de sortie – le débit. Il est plus grossier que pour les modèles orientés processus, le bassin versant filtrant les hautes fréquences du signal d'entrée – les précipitations, et les hautes fréquences des processus liés à la production du bassin. Pour représenter correctement la forme de la réponse en débit d'un bassin soumis à une précipitation donnée, Obled *et al.* (2009) suggèrent, dans ce cas, que le pas de temps maximum admissible Δt_o est de l'ordre du cinquième ou du tiers du pas de temps de montée t_m de l'hydrogramme unitaire instantané du bassin (cf. chap. 5) :

$$t_m/5 \leq \Delta t_o \leq t_m/3 \quad (3.3)$$

Δt_o définit le pas de temps du modèle et par suite le pas de temps pour la représentation du signal d'entrée.

Ce pas de temps permet ensuite d'évaluer la résolution spatiale maximum admissible pour représenter le bassin versant considéré au vu des caractéristiques géostatistiques des précipitations pour la région. En d'autres termes, il permet d'estimer si le bassin peut être représenté globalement et, s'il ne le peut pas, en combien de sous-bassins il doit être découpé.

L'analyse permettant de répondre à cette question se base sur l'analyse en corrélation spatiale des champs de précipitations jugés les plus critiques pour la génération des crues (annexe 2.7.2). Les analyses géostatistiques de ces champs ont montré que la distance de décorrélation entre hauteurs précipitées, c'est-à-dire la distance à partir de laquelle la corrélation entre les précipitations devient nulle, est une fonction du pas de temps Δt sur lequel la pluie est cumulée. En d'autres termes, la pluie est d'autant plus variable dans l'espace que le pas de temps considéré pour son cumul est petit. La relation identifiée pour différentes régions françaises est une relation du type :

$$a = b \cdot \Delta t^c \quad (3.4)$$

avec a la distance de décorrélation [km], Δt la durée de cumul [h], b et c des constantes (b compris entre 18 et 30, c compris entre 1/3 et 1/2).

En utilisant un modèle de décroissance classique de la corrélation avec la distance (cf. exponentiel ou sphérique), il est possible d'évaluer la taille maximum pour laquelle une valeur de précipitation ponctuelle représente raisonnablement la valeur moyenne des précipitations sur un domaine spatial centré sur la valeur ponctuelle. Dans le cas d'un modèle de décroissance sphérique, la valeur moyenne sur un carré de côté $a/2$ a 80 % de variance expliquée par la valeur au centre du carré. La variance expliquée est de 72 % (resp. 60 %) pour un carré de côté $2a/3$ (resp. a). Le pas d'espace maximum permettant de considérer que la pluie est raisonnablement uniforme sur le domaine de surface $S = (\Delta x)^2$ est donc grossièrement compris entre les deux valeurs suivantes :

$$a/2 \leq \Delta x \leq 2a/3 \quad (3.5)$$

Connaissant le pas de temps maximum admissible pour représenter la dynamique de crue du bassin considéré, Δt_o , les équations (3.4) et (3.5) permettent d'estimer le pas d'espace maximum possible Δx ou encore la taille maximum possible S du domaine sur lequel la pluie peut être supposée raisonnablement uniforme.

$$100 \Delta t_o \leq S \leq 400 \Delta t_o \quad (3.6)$$

avec S en $[\text{km}^2]$, Δt_o en $[\text{h}]$. Cette relation entre les résolutions spatiale et temporelle maximales possibles n'est valable que d'un point de vue statistique pour le contexte visé par l'analyse et n'est valable que sous les hypothèses de l'analyse. Une discussion des précautions à prendre dans cette démarche est proposée par Obled *et al.* (2009).

La relation (3.6) permet finalement de répondre à la question de la discrétisation optimale du bassin. Si la taille du domaine S est supérieure à la taille du bassin, le bassin peut être décrit par un modèle global. Dans le cas contraire, il est nécessaire de le découper en sous-bassins. La recherche du nombre de sous-bassins à considérer est itérative, le pas de temps maximum admissible se réduisant avec le nombre de sous-bassins, du fait que le temps de montée de l'hydrogramme unitaire instantané d'un bassin est une fonction croissante de sa taille.

3.3 ESTIMATION DES PARAMÈTRES

Dans la pratique, tous les modèles hydrologiques contiennent des paramètres à estimer. Suivant le degré de conceptualisation des modèles et la discrétisation de l'espace, leur nombre peut fortement varier. Généralement compris entre 4 et 10 pour les modèles conceptuels globaux, il peut rapidement être supérieur à plusieurs dizaines, voire plus, pour les modèles spatialisés.

L'estimation des paramètres d'un modèle, qui fait souvent référence à l'étape de calage ou de calibration du modèle, constitue l'une des étapes les plus délicates de son développement. Divers ouvrages sont consacrés à ce sujet (cf. Duan *et al.*, 2003 ; 2006).

Les méthodes d'estimation sont multiples. Ceci résulte du fait que la nature des paramètres est variée et qu'il n'y a aucune méthode d'estimation globalement satisfaisante. L'estimation implique de faire des choix pour établir une stratégie de calibration. Les stratégies sont bien entendu fonction de l'objectif visé par le modèle. Elles dépendent aussi et surtout de la sensibilité et des priorités du modélisateur. Elles influencent autant la façon dont le modèle de simulation hydrologique représente l'hydrosystème que sa pertinence et sa performance.

L'estimation des paramètres d'un modèle peut relever d'une approche déterministe ou d'une approche probabiliste. La première approche, la plus pratiquée, vise à

identifier le jeu de paramètres optimal pour le modèle et les données considérées. La seconde approche, plus récente, vise à identifier non seulement la valeur la plus adéquate des paramètres mais aussi leur distribution de probabilité. Elle se place dans un contexte plus statistique. Cette approche, qui est étroitement liée à la problématique des incertitudes de modélisation, est abordée dans la section 3.4.

La présente section a pour objectif de donner un aperçu 1) de certaines problématiques liées à l'estimation des paramètres dans le cadre d'une démarche déterministe et 2) de certaines méthodes couramment utilisées pour cette estimation. Cette présentation n'est pas exhaustive et le lecteur pourra se référer pour plus d'information aux nombreuses publications dédiées à cette problématique.

3.3.1 Nature des paramètres et méthodes d'estimation

En première approximation, l'estimation des paramètres dépend de leur nature, du type de modèle et des données disponibles. Deux approches sont possibles.

La première consiste à leur affecter une valeur sur la base de données décrivant le bassin versant, ces données pouvant être dérivées de mesures, d'observations de terrain ou de cartes thématiques. La spécification des paramètres selon cette approche concerne souvent des paramètres qui ont un sens physique ; elle peut être cependant appliquée pour l'estimation de tout type de paramètres dans le cas où il existe des modèles régionaux appropriés.

La seconde approche consiste à estimer les paramètres par une procédure de calage. Cette estimation est effectuée de façon indirecte à partir d'observations hydro-météorologiques.

Spécification des paramètres à sens physique

Suivant les modèles, certains paramètres peuvent avoir un sens physique et ainsi être directement liés à des caractéristiques physiques du milieu.

Certains d'entre eux peuvent être estimés sans trop de difficultés à partir de cartes thématiques, de MNA ou d'autres données obtenues par télé-détection. La nature de l'occupation des sols sur un élément donné de la discrétisation peut, par exemple, être estimée à partir de carte d'occupation de sols. Les pentes, les surfaces amont drainées en tout point du réseau de drainage peuvent être extraites des MNAs (chap. 2).

Certains d'entre eux peuvent aussi être, en théorie, estimés à partir de mesures sur le bassin versant étudié. C'est le cas par exemple de certaines propriétés du milieu telles que la conductivité hydraulique des sols. Cependant, une telle estimation est difficile à mettre en œuvre. Ceci pour les deux principales raisons suivantes :

- Tout d'abord, l'hétérogénéité du milieu au sein de chaque unité de discrétisation est généralement importante. Les mesures, en principe ponctuelles, ne peuvent donc pas être utilisées directement pour caractériser les propriétés de l'élément de discrétisation considéré. La possibilité d'utiliser ces mesures suppose en fait : 1) qu'il soit possible de trouver une méthode pour décrire la variabilité interne du paramètre et le comportement associé de l'élément de discrétisation et 2) qu'il soit possible relier de ces valeurs ponctuelles aux paramètres du modèle associé (encadré 3.2).
- Ensuite, même si le problème ci dessus pouvait être résolu, il serait, pour des raisons pratiques, impossible de mesurer en tout point les caractéristiques du milieu nécessaires à l'estimation. Par suite, les mesures ponctuelles devraient

être spatialisées à l'aide des méthodes classiques d'interpolation spatiale, déjà évoquées dans le chapitre 2. Cette spatialisation conduirait de fait à une vision très imparfaite de la variabilité réelle des caractéristiques d'intérêt, d'autant que la représentativité des mesures ponctuelles ne serait pas nécessairement garantie.

Ces problèmes d'échelle et de représentativité expliquent que le calage des paramètres qui ont un sens physique est in fine souvent nécessaire (c'est par exemple le cas pour le modèle à bases physiques SHE ; Abbott *et al.*, 1986a,b). Lorsqu'une procédure automatique de calibration est utilisée à cet effet, il est important de noter que le sens physique de certains paramètres peut changer singulièrement ou disparaître totalement.

Spécification des paramètres à l'aide de modèles régionaux

Qu'ils aient un sens physique ou qu'ils n'en aient pas, les paramètres peuvent aussi être estimés sur la base des caractéristiques du milieu lorsqu'il existe un modèle régional permettant leur prédétermination. Les variables explicatives de ces modèles sont généralement des caractéristiques du milieu facilement accessibles – par le biais de cartes thématiques par exemple.

Ces modèles de prédétermination doivent être construits par ailleurs en appliquant une procédure de régionalisation hydrologique (chap. 11). Ils sont souvent disponibles pour estimer les paramètres des modèles hydrologiques fréquemment utilisés sur un territoire donné. Ils sont de natures diverses. Par exemple, les fonctions de pédotransfert (Soutter *et al.*, 2007) sont des modèles de prédétermination reliant, par le biais de fonctions mathématiques appropriées, les paramètres décrivant les propriétés hydrodynamiques des sols à diverses caractéristiques pédologiques mesurables des sols (encadré 4.6).

Une approche similaire de prédétermination consiste à utiliser des tables ou des abaques proposant des valeurs standard ou des gammes de paramètres possibles pour différents types de milieux. Chaque unité de la discrétisation choisie pour représenter le bassin est reliée à l'une ou l'autre des classes figurant dans ces tables. La valeur conseillée pour la classe ainsi identifiée lui est ensuite affectée. La carte d'occupation des sols est par exemple souvent utilisée pour estimer les valeurs de certains paramètres tels que les coefficients de rugosité des versants vis-à-vis des ruissellements de surface. Différentes tables de ce type sont indiquées dans les chapitres 4, 5 et 6.

Signalons enfin que les estimations obtenues a priori par ces modèles de prédétermination peuvent donner de mauvais résultats de simulation. Il est par conséquent très fréquent d'ajuster ces estimations a priori par une procédure de calage/validation telle que discutée dans le paragraphe suivant.

Estimation des paramètres par calage

Qu'ils aient un sens physique ou non, de très nombreux paramètres de modèle sont déterminés, in fine, par une procédure de calage. Cette procédure vise, dans une approche déterministe, à ajuster les valeurs des paramètres de façon à obtenir le meilleur accord possible entre les résultats obtenus avec le modèle en simulation et les données observées. En d'autres termes la calibration d'un modèle vise à trouver les valeurs de ses paramètres qui minimisent, pour les différentes variables de sorties considérées, les erreurs de simulation $\varepsilon_Z(t, \theta)$ (fig. 3.12).

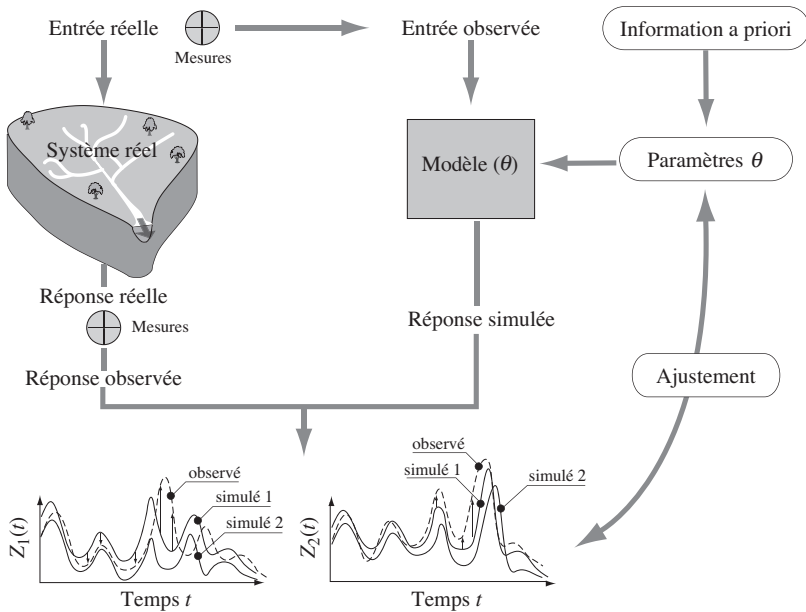


Fig. 3.12 Principe d'une procédure de calage des paramètres θ d'un modèle hydrologique. Le calage est effectué de façon à minimiser les erreurs entre les valeurs observées et simulées de diverses variables de sortie du modèle (cf. $Z_1(t)$ et $Z_2(t)$).

De manière générale la procédure de calibration des modèles hydrologiques consiste à choisir :

- le jeu des données à utiliser pour la calibration,
- un ou plusieurs critères d'évaluation de la performance du modèle hydrologique,
- une méthode pour identifier les valeurs optimales des paramètres vis-à-vis des critères de performance retenus.

La méthode de calibration est obligatoirement fonction des objectifs de modélisation, du type de modèle et des données disponibles. Dans tous les cas, l'estimation des paramètres obtenue dans cette étape de même que les incertitudes associées doivent être évaluées dans une étape ultérieure de validation (sect. 3.4).

3.3.2 Critères d'appréciation et équifinalité

Différents critères possibles pour l'appréciation de la performance d'un modèle de même que les principales difficultés liées à cette appréciation sont présentées dans les paragraphes suivants.

Critères d'appréciation de la performance d'un modèle

La calibration d'un modèle hydrologique nécessite de définir un ou plusieurs critères de performance. Les critères possibles sont multiples. Ils peuvent être aussi utilisés pour l'étape d'évaluation du modèle.

La performance d'un modèle peut d'abord être évaluée qualitativement en comparant visuellement, sur la base d'une même représentation graphique, les valeurs observées et les valeurs simulées d'une variable donnée. Plusieurs types de représentations graphiques peuvent être considérés. Il peut s'agir, par exemple, de :

- L'évolution temporelle, à différents pas de temps et sur une fenêtre temporelle donnée, de la variable d'intérêt,
- La structure spatiale, à un instant donné, de la variable d'intérêt si le modèle est spatialisé, semi-spatialisé et si les observations correspondantes sont disponibles,
- La distribution statistique de la variable d'intérêt (cf. distribution statistique des débits journaliers, des débits maximum de crue au pas de temps horaire).

La performance du modèle peut aussi être évaluée quantitativement à l'aide d'un critère de performance numérique donné. Le critère de performance est une fonction mathématique des erreurs obtenues. Elle se base généralement sur une métrique permettant d'estimer, pour l'une ou l'autre des variables hydrologiques d'intérêt, la norme du vecteur des erreurs $\boldsymbol{\varepsilon}_Z(\boldsymbol{\theta}) = \mathbf{Z}_{\text{obs}} - \mathbf{Z}_{\text{sim}}(\boldsymbol{\theta})$ (c'est-à-dire du vecteur $[\varepsilon_Z(t_1, \boldsymbol{\theta}), \varepsilon_Z(t_2, \boldsymbol{\theta}), \dots, \varepsilon_Z(t_n, \boldsymbol{\theta})]$) ou, en d'autres termes permettant de mesurer la distance entre les valeurs observées et les valeurs simulées de la variable considérée. Cette fonction est souvent dénommée fonction objectif, fonction critère, fonction d'erreurs ou fonction de vraisemblance. De façon formelle, cette fonction F s'écrit :

$$F(\mathbf{Z}_{\text{obs}}, \mathbf{Z}_{\text{sim}}(\boldsymbol{\theta})) = F(\mathbf{Z}_{\text{obs}}, G(\mathbf{X}, \boldsymbol{\theta})) \quad (3.7)$$

avec $\mathbf{Z}_{\text{obs}}$ et $\mathbf{Z}_{\text{sim}}(\boldsymbol{\theta})$: les vecteurs contenant respectivement les n valeurs observées et les n valeurs simulées de la variable $Z(t)$ pour la période de simulation considérée T ; $\boldsymbol{\theta}$: le vecteur des p paramètres du modèle G ; $\mathbf{X}$: le vecteur des m variables d'entrée du modèle comprenant n valeurs $\times m$ variables.

Quelques fonctions objectif, parmi les plus courantes, sont présentées dans l'encadré 3.5. D'autres fonctions objectif sont proposées dans la littérature (Singh, 1995). Elles répondent à divers objectifs d'optimisation, qui sont parfois antagonistes. Les objectifs les plus souvent recherchés visent une bonne adéquation : (1) des volumes d'écoulement mesurés et simulés sur la période de simulation ; (2) de l'évolution temporelle observée et simulée des débits – que ce soit sur toute la période de simulation ou pour certains événements choisis ; (3) des débits de crue (e.g. débits maximums, temps de montée, volumes de crues) et (4) des débits d'étiage (e.g. facteurs de décroissance, réserves disponibles).

Encadré 3.5 Quelques fonctions objectif couramment utilisées en hydrologie

Les principales fonctions objectif utilisées pour la calibration et l'évaluation des modèles hydrologiques sont décrites ci-dessous. Les expressions mathématiques associées sont données dans le tableau 3.1. La nomenclature est commune aux différentes expressions : $Q_o(i)$ et $Q_s(i)$ correspondent aux débits observé et simulé au pas de temps i ; n est le nombre d'observations ; $\bar{Q}_o$ et $\bar{Q}_s$ sont le débit moyen sur les n observations et sur les n valeurs simulées ; η est une fraction du débit moyen à définir (cf. $\eta = \bar{Q}_o/20$) permettant d'éviter les problèmes inhérents aux valeurs nulles ; $Q_{po}(k)$ et $Q_{ps}(k)$ sont les débits maximums de crue observé et simulé pour l'événement k . Ces formulations peuvent être bien entendu utilisées pour toute autre variable que le débit. Lorsqu'elles se présentent sous la forme d'une somme, cette somme est parfois pondérée (e.g. poids plus fort pour les jours sans pluie s'il s'agit d'estimer les paramètres influençant la reconstitution des étiages).

Tableau 3.1 Expressions mathématiques de quelques fonctions objectif avec comme variable d'intérêt le débit Q à l'exutoire du bassin considéré.

Critère	Expression
Biais	$F = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_o(i) - Q_s(i))$
Coefficient de détermination	$F = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - \bar{Q}_o)(Q_s(i) - \bar{Q}_s) \right]^2}{\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - \bar{Q}_o)^2 \cdot \sum_{i=1}^n (Q_s(i) - \bar{Q}_s)^2}$
Moindres carrés	$F = \sum_{i=1}^n (Q_o(i) - Q_s(i))^2$
Nash-Sutcliffe	$F = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - Q_s(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - \bar{Q}_o)^2}$
Nash-Sutcliffe sur les logarithmes	$F = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left(\ln(Q_o(i) + \eta) - \ln(Q_s(i) + \eta) \right)^2}{\sum_{i=1}^n \left(\ln(Q_o(i) + \eta) - \ln(\bar{Q}_o + \eta) \right)^2}$
Clabour-Moore	$F = \frac{\sum_{i=1}^n Q_o(i) - Q_s(i) }{\sum_{i=1}^n Q_o(i)}$
Débits maximums de crues	$F = Q_{po}(k) - Q_{ps}(k)$

Critère de biais B

Il permet de mesurer la tendance du modèle à sous-estimer ou surestimer les débits observés. Il doit être minimisé (l'optimum est la valeur nulle). Le critère de biais est souvent normalisé par le débit observé moyen. Il donne alors l'erreur relative sur les volumes d'écoulement simulé et observé à l'exutoire du bassin sur la période de simulation. Ce critère est généralement utilisé pour calibrer les paramètres du modèle qui conditionnent le bilan hydrologique simulé de sorte à ce que ce bilan soit proche du bilan estimé sur la base des observations.

Critère des moindres carrés

Ce critère, très utilisé dans le domaine des statistiques, assure une estimation non biaisée des paramètres pour autant que les erreurs soient non corrélées entre elles et identiquement distribuées selon une loi normale de variance constante et de moyenne nulle. Ces conditions ne sont généralement pas vérifiées en hydrologie. Pour s'en approcher, les données devraient dans l'idéal être préalablement transformées (cf. transformation logarithmique des débits, modélisation des résidus par un processus auto-régressif AR(1)).

Critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970)

Ce critère exprime la proportion de la variance des débits expliquée par le modèle hydrologique. En d'autres termes, ce critère exprime la différence relative entre l'erreur du

modèle hydrologique testé et l'erreur d'un modèle de référence, défini par la moyenne des débits.

Plus la valeur du critère est proche de 1, meilleur est l'accord entre la simulation et l'observation. Une valeur négative du critère signifie qu'il est préférable de prendre comme modèle la moyenne des débits observés plutôt que le modèle proposé avec ses paramètres ! Une valeur nulle signifie que le modèle de référence et le modèle proposé ont la même performance.

C'est un des critères les plus utilisés par les hydrologues. Il est strictement équivalent au critère des moindres carrés (il suppose donc les mêmes conditions sur la structure statistique des erreurs). Le critère de Nash Sutcliffe présente cependant l'énorme avantage d'être normalisé. Il peut donc être utilisé pour comparer la performance du modèle dans différents contextes de simulations et pour différents bassins versants.

Ce critère présente l'inconvénient de donner beaucoup de poids aux valeurs fortes. La même formulation est parfois utilisée sur le logarithme de la variable (tab. 3.1) ou sur la racine de la variable. Ceci permet d'augmenter le poids des valeurs faibles. Ces formulations sont préférées lorsque l'on s'intéresse surtout aux débits d'étiage.

Critère de Clabour et Moore (Clabour et Moore, 1970)

Ce critère donne le même poids à tous les résidus. Il est donc adapté lorsque l'on cherche à correctement simuler à la fois les valeurs fortes et les valeurs faibles du débit.

Différence sur les débits maximums de crue

La différence sur les débits maximums de crue peut être complétée en ajoutant une erreur sur les temps de montée des crues. Elle est généralement peu recommandée pour caler un modèle hydrologique (cf. chap. 5).

La surface des valeurs prises par la fonction objectif en tout point de l'espace des paramètres s'appelle la surface de réponse de cette fonction. Cette surface est tridimensionnelle dans le cas d'un modèle à deux paramètres. Elle a $N+1$ dimensions pour un modèle à N paramètres. Pour un modèle à deux paramètres, cette surface est souvent représentée graphiquement par des courbes isocritère, c'est-à-dire par des courbes en tout point desquelles la valeur du critère est la même (fig. 3.13). Cette représentation n'est pas possible dans le cas général, sauf dans le cas où les valeurs de $N-2$ des N paramètres sont fixées par ailleurs.

Difficultés liées à la calibration d'un modèle

La recherche du jeu de paramètres optimal pour le modèle considéré vis-à-vis d'un critère d'appréciation donné revient à trouver le jeu de paramètres qui donne la meilleure valeur de ce critère.

Si le critère est numérique, cela revient à trouver l'optimum global de la surface de réponse pour la fonction objectif correspondante. Dans le cas idéal, ce jeu de paramètres est au centre de courbes plus ou moins circulaires et concentriques (fig. 3.13a). L'identification du point correspondant est en principe relativement aisée. Dans la pratique, différents problèmes, illustrés par d'autres surfaces de réponses présentées sur la figure 3.13, peuvent compliquer son identification. Il s'agit notamment de :

- l'existence possible d'optimums locaux (fig. 3.13b, d). Ces derniers correspondent aux jeux de paramètres qui donnent une performance modèle meilleure que la performance de tous leurs proches voisins ; cette performance restant cependant moins bonne que celle de l'optimum global.
- l'interdépendance possible entre certains paramètres du modèle (fig. 3.13f). Ceci se traduit par le fait que la performance du modèle est inchangée si la

modification d'un paramètre peut être compensée par la modification d'autres paramètres.

- la faible sensibilité de la performance du modèle à la modification de certains paramètres (fig. 3.13e). Ceci se traduit par le fait que d'importantes modifications de la valeur d'un paramètre n'entraînent que de faibles modifications de la performance du modèle.

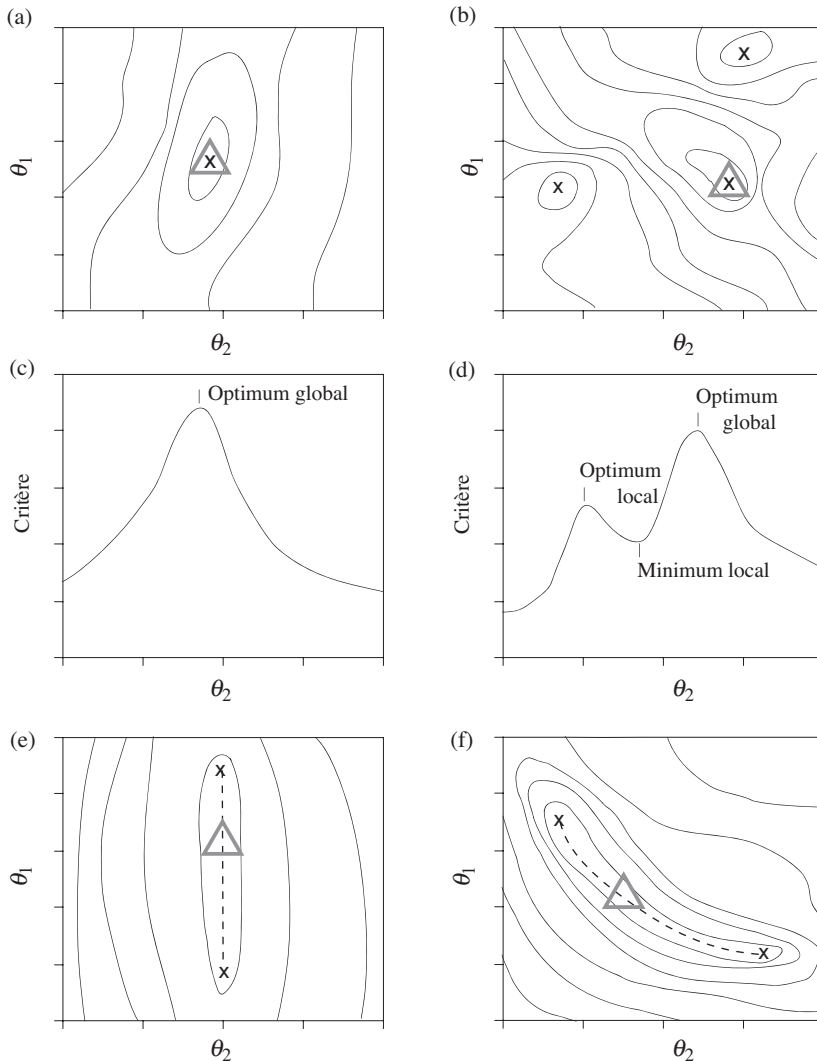


Fig. 3.13 Courbes isocritère typiquement obtenues pour deux paramètres θ_1 et θ_2 d'un modèle donné vis-à-vis d'un critère de performance donné. (a) dans le cas idéal où la surface de réponse est convexe; (b) dans le cas où il existe différents optimums locaux; (c) dans le cas où le critère de performance choisi n'est pas sensible à l'un des deux paramètres (ici aux paramètres θ_1) et (d) dans le cas où les paramètres sont interdépendants vis-à-vis du critère de performance. L'optimum global est, pour chaque configuration, indiqué par un triangle, les éventuels optimums locaux ou secondaires par une croix. Les graphiques (c) et (d) présentent une vue en coupe des deux surfaces de réponses présentées sur les graphiques (a) et (b).

Dans ce contexte, de multiples jeux de paramètres permettent généralement d'obtenir, pour un critère d'appréciation choisi, une performance équivalente du modèle. Ceci remet donc en cause le concept du jeu de paramètres optimal et définit ce qu'il est courant de nommer un problème d'« équi-finalité » (Beven et Binley, 1992, Beven, 1996). Le problème d'équi-finalité est d'autant plus important que le nombre de paramètres est important.

3.3.3 Calibrations manuelle ou automatique

La calibration d'un modèle peut être manuelle, automatique ou une combinaison des deux. La calibration manuelle consiste à ajuster à la main et de façon itérative les valeurs des paramètres. La performance du modèle est évaluée après chaque nouvel ajustement. L'opérateur stoppe la calibration dès qu'il juge avoir atteint une performance raisonnable. Il utilise généralement de façon combinée différents critères d'évaluation numériques et graphiques.

Les méthodes de calibration automatiques visent à identifier le jeu de paramètres qui donne la valeur optimale d'un critère numérique de performance choisi. L'optimisation est effectuée par un changement itératif et systématique des valeurs des paramètres de façon à minimiser les erreurs de simulation pour la fonction objectif correspondante. Une calibration automatique nécessite un algorithme d'optimisation mathématique et le code informatique correspondant. Les algorithmes d'optimisation relèvent principalement de deux approches, dites locales ou globales (encadré 3.6). Le lecteur souhaitant plus d'informations à ce sujet pourra consulter les différentes publications de l'ouvrage de Duan *et al.* (2003).

Encadré 3.6 Principes et limitations des algorithmes d'optimisation

Approches locales

Les approches locales ont été développées pour un cadre d'optimisation idéal, obtenu lorsque la surface de réponse est convexe. Ces approches explorent de façon progressive et évolutive l'espace des paramètres depuis un jeu de paramètres initial choisi a priori. L'exploration de l'espace se fait dans la direction où il est possible d'améliorer la valeur de la fonction critère. Elle est arrêtée lorsqu'il n'est plus possible de générer d'amélioration significative.

Les méthodes d'optimisation locales diffèrent notamment par la nature de l'information utilisée pour l'exploration de l'espace et par la stratégie adoptée pour cette exploration (choix de la direction et de la longueur de déplacement). Les méthodes directes telles que la méthode de Rosenbrock (1960), du « Pattern Search » (Hooke et Jeeves, 1961) ou du simplex (Nelder and Mead, 1965) sont parmi les plus utilisées en hydrologie. Les méthodes de descente de gradient (cf. méthode de Newton, méthode du gradient conjugué), qui consistent à partir d'un point quelconque à se déplacer dans la direction de la plus forte pente, offrent une convergence plus rapide que les méthodes directes. Elles nécessitent cependant que la fonction objectif soit dérivable et que cette dérivée soit continue sur le domaine. De façon générale, les méthodes locales sont souvent limitées pour différentes raisons dont les principales suivantes : 1) l'espace des paramètres contient généralement plusieurs zones d'attraction où un algorithme peut converger ; 2) pour chaque zone d'attraction il existe fréquemment plusieurs optimaux locaux ; 3) la fonction objectif et sa dérivée peuvent présenter de fortes discontinuités sur le domaine à explorer.

Approches globales

Les méthodes d'optimisation globales ont été développées pour remédier à ces limitations. Elles permettent d'explorer une partie beaucoup plus grande de l'espace des paramètres et donc d'identifier, en principe, le jeu de paramètres optimal en évitant le blocage sur un optimum local ou un autre.

Pour les méthodes globales déterministes, l'espace est exploré de façon systématique sur la base d'une discrétisation fine ; la valeur de la fonction objectif étant calculée pour chaque point de la discrétisation. Les méthodes globales stochastiques explorent l'espace de façon aléatoire ou pseudo-aléatoire. L'exploration peut aussi reposer sur un choix aléatoire d'un ou plusieurs points de départ de l'algorithme de recherche. Ces méthodes consistent pour certaines à faire évoluer une population de jeux de paramètres de façon à identifier le jeu optimum. Les algorithmes génétiques, qui utilisent la notion de sélection naturelle développée par Darwin pour adapter la population (cf. Holland, 1975) sont des méthodes de ce type (cf. Franchini *et al.* (1998) pour une application hydrologique). De nombreuses autres méthodes d'optimisation globale sont présentées dans l'ouvrage de Duan *et al.* (2003).

Approches combinées

Les méthodes d'optimisation peuvent aussi résulter de la combinaison de méthodes globales et locales à l'image de la méthode relativement complexe proposée par Duan *et al.* (1992). Cette méthode combine une méthode globale de type algorithme génétique pour la génération aléatoire de points de départ à une méthode locale de type simplex pour la recherche des optimums associés.

La principale limitation des méthodes globales ou des méthodes combinées est liée à leur complexité. Par ailleurs, elles comportent généralement elles-mêmes différents paramètres qui doivent être calibrés pour permettre que l'algorithme trouve l'optimum !

Qu'elles soient manuelles ou automatiques, locales ou globales, les méthodes d'optimisation partent du principe qu'il existe un optimum réel unique de la surface de réponse. Cependant, de multiples jeux de paramètres présentent des performances équivalentes. L'incertitude importante liée aux valeurs à affecter aux paramètres d'un modèle a conduit certains hydrologues à adapter leur façon de concevoir l'estimation des paramètres d'un modèle. Les méthodes proposées visent à caractériser cette incertitude et à caractériser ensuite l'incertitude qui en résulte sur les résultats de simulation. Ce point est abordé de façon plus détaillée par la suite (§ 3.4.2).

3.3.4 Calibrations multi-critères et multi-objectifs

Intérêt et principe

La calibration d'un modèle peut être effectuée pour un seul objectif et sur la base d'un unique critère ; ce choix conditionne alors la capacité du modèle à reproduire l'une et/ou l'autre des variables hydrologiques à simuler. Par exemple, un critère de Nash, calculé sur la base de toutes les valeurs de débits obtenues pour une période de temps donnée, conduit à privilégier la simulation des débits de hautes eaux au détriment des débits d'étiage. De même, le critère de Nash ne donne aucune information sur la capacité du modèle à reproduire le bilan hydrologique observé. A l'inverse, un critère de biais, qui permet précisément d'optimiser la reproduction du bilan, ne donne aucune information sur la capacité d'un modèle à reproduire l'évolution temporelle des débits observés.

L'utilisation d'un seul critère d'appréciation ne donne donc qu'une vision très partielle de la performance du modèle, même si le modèle est n'évalué que vis-à-vis d'un objectif de simulation unique (cf. bonne reproduction des récessions). En sous-exploitant l'information contenue dans les données, la calibration mono-critère et mono-objectif conduit donc nécessairement à un jeu de paramètres sous-optimal vis-à-vis de toutes les variables simulées par le modèle. Une procédure de calibration doit, de ce fait, être davantage multi-critères et multi-objectifs. Un critère ou plusieurs critères sont alors affectés à chacun des objectifs visés (cf. bonne reproduction des débits maximums de crue ET bonne reproduction des récessions).

Les objectifs et critères possibles sont multiples. Pour que la méthode soit performante, il est nécessaire qu'ils soient indépendants. Dans l'idéal, ils devraient concerner :

- différentes caractéristiques d'une même variable de sortie du modèle (cf. débits de crue et débits d'étiage),
- différentes variables de sortie (cf. débit, niveau de la nappe, importance et extension spatiale du manteau neigeux),
- différentes fenêtres temporelles et échelles de temps (cf. saisons ou événements spécifiques, pas de temps horaire, hebdomadaire, mensuel),
- différentes résolutions spatiales si la variabilité spatiale de la variable est simulée par le modèle (cf. lames écoulées pour le bassin complet et ses sous-bassins).

Les fenêtres temporelles à considérer peuvent par exemple concerner des périodes de l'année au cours desquelles les processus dominants sont bien identifiés. Pour certains bassins versants alpins, par exemple, les débits printaniers sont essentiellement liés à la fonte du manteau neigeux, les débits estivaux à la fonte des glaciers, les débits automnaux à la vidange des réserves souterraines et, pour diverses fenêtres temporelles spécifiques, les débits sont essentiellement liés aux sollicitations pluvio-métriques.

Les échelles de temps considérées peuvent correspondre aux échelles de temps de certains processus. Par exemple, l'évaluation effectuée sur la série des débits annuels moyens permet de tester la capacité du modèle à correctement décrire, en moyenne, les sollicitations météorologiques (cf. précipitations de bassin) ou à raisonnablement simuler les processus qui influencent les bilans hydrologiques annuels (cf. interception, évapotranspiration). Une évaluation effectuée sur la série des débits mensuels moyens viserait plutôt les processus très saisonniers (cf. fonte de neige, recharge ou vidange des réserves souterraines). Si elle est effectuée sur la série des débits horaires, elle viserait alors principalement les processus infra-journaliers (cf. fonte, évapotranspiration) ou ceux liés à la génération des débits de crue (cf. infiltration et redistribution spatiale de l'eau de subsurface).

L'utilisation d'objectifs multiples est intéressante dans la mesure où les paramètres d'un modèle influencent souvent fortement un nombre restreint des processus ou des phénomènes hydrologiques modélisés. Dans les modèles conceptuels, par exemple, les paramètres du module de production déterminent fortement le bilan hydrologique. C'est par exemple généralement le cas de la capacité de stockage des réservoirs utilisés pour suivre les réserves en eau de subsurface. Le bilan hydrologique n'est à l'inverse pas du tout influencé par les paramètres du module de transfert. Ces derniers conditionnent en revanche la forme des hydrogrammes de crue.

Stratégies et limites de mise en oeuvre

Si l'intérêt d'une calibration multi-critères ne fait aucun doute (Yapo *et al.*, 1998), sa mise en oeuvre induit un problème d'optimisation autrement plus complexe que celui associé à une calibration mono-critère. En premier lieu, les critères visent des objectifs qui n'ont pas forcément la même importance par rapport à l'objectif final visé par le modèle hydrologique. Ensuite, les critères ne conduisent généralement pas aux mêmes optimums ou aux mêmes régions satisfaisantes de l'espace des paramètres (fig. 3.14a). Enfin, les critères sont souvent antagonistes : l'amélioration d'un critère se fait presque toujours au détriment d'un autre (fig. 3.14b). Il n'y a donc pas un jeu de paramètres optimal unique mais différents jeux de paramètres optimums au sens de Pareto³. Cependant, l'identification de l'ensemble des optimums de Pareto est généralement impossible pour des raisons pratiques.

La principale difficulté des approches multi-critères est donc de trouver une méthode permettant de combiner les informations antagonistes produites par les différents critères et de tenir compte de l'importance relative des objectifs visés par chacun d'entre eux. Les stratégies possibles à cet effet sont de nouveau multiples (Fenicia *et al.*, 2007).

Une stratégie consiste à ramener le problème d'optimisation multi-critères à un problème d'optimisation mono-critère : le seul critère à optimiser est alors basé sur

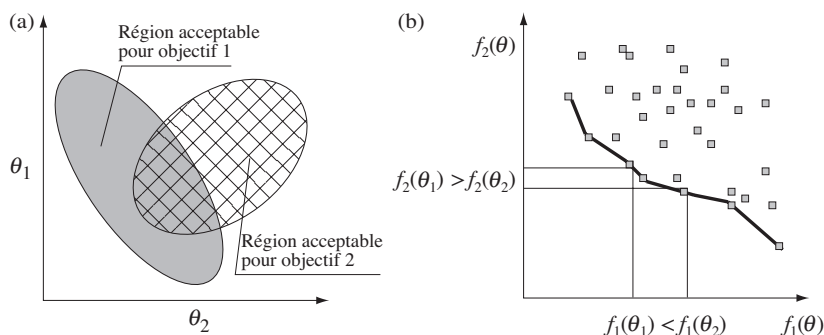


Fig. 3.14 Problème typique lié à une optimisation multi-critère. (a) dans un espace à deux paramètres θ_1 et θ_2 : domaines satisfaisant à un certain niveau de performance vis-à-vis de deux critères distincts ; (b) dans l'espace des critères f_1 et f_2 : ensemble des jeux de paramètres optimums au sens de Pareto (la ligne brisée).

³ Un optimum de Pareto est jeu de paramètres pour lequel on ne peut pas améliorer la performance du modèle vis-à-vis d'un critère donné sans la réduire vis-à-vis d'un autre critère. Suivant cette notion, l'espace des paramètres peut être divisé en deux sous-espaces. Le premier concerne les jeux de paramètres pour lesquels il est possible, en modifiant la valeur de l'un ou l'autre des paramètres, d'améliorer certains critères sans réduire la valeur des autres. Le second concerne les jeux de paramètres pour lesquels l'amélioration d'un ou plusieurs critères conduit à la détérioration d'au moins un autre critère. Ce sous-espace définit l'ensemble de Pareto du problème. Pour les problèmes concrets, il n'est possible d'obtenir qu'une approximation de l'ensemble de Pareto. La difficulté réside dans le fait qu'il est impossible de distinguer les « bons » couples et des « meilleurs » couples. L'une des méthodes proposées pour résoudre cette difficulté consiste à transformer le calage multi-objectif en une série de calages mono-objectifs en agrégeant les diverses fonctions objectif considérées (Yapo *et al.*, 1998 ; Madsen, 2000).

une combinaison des critères individuels. Les règles combinatoires possibles sont variées (cf. pondérations arithmétiques entre critères, règles floues). La recherche de l'optimum du critère global retenu peut être ensuite effectuée à l'aide des méthodes d'optimisation classiques. Cette approche est relativement pratique à mettre en œuvre. Son intérêt est cependant tout relatif car elle globalise l'optimisation et ne permet pas d'améliorer de façon différenciée les différentes composantes du modèle.

Une autre stratégie consiste à effectuer la calibration en plusieurs étapes. Un exemple est présenté de façon schématique dans la figure 3.15.

Chaque nouvelle étape s'attache alors à estimer les valeurs de différents paramètres supplémentaires de telle sorte que ces valeurs soient optimales vis-à-vis d'un ou plusieurs critères choisis. Les valeurs optimales des paramètres calibrés dans une étape antérieure sont éventuellement ajustées de façon à optimiser la performance du modèle pour les n premières étapes. Dans cette approche séquentielle, la calibration peut être manuelle, automatique ou semi-automatique suivant les étapes. Pour être optimale, la calibration doit être raisonnée (Turcotte *et al.*, 2003 ; Peugeot *et al.*, 2003 ; Hingray *et al.*, 2006b). Par exemple, il est souvent intéressant de débiter par la calibration des paramètres qui influencent les processus dont les échelles de temps sont les plus grossières (cf. les paramètres de production influençant le bilan hydrologique du bassin). Par ailleurs, pour l'estimation du ou des paramètres visés à une étape donnée du processus de calibration, il est préalablement nécessaire d'identifier quelles sont les grandeurs hydrologiques dont le contenu informatif est le plus grand.

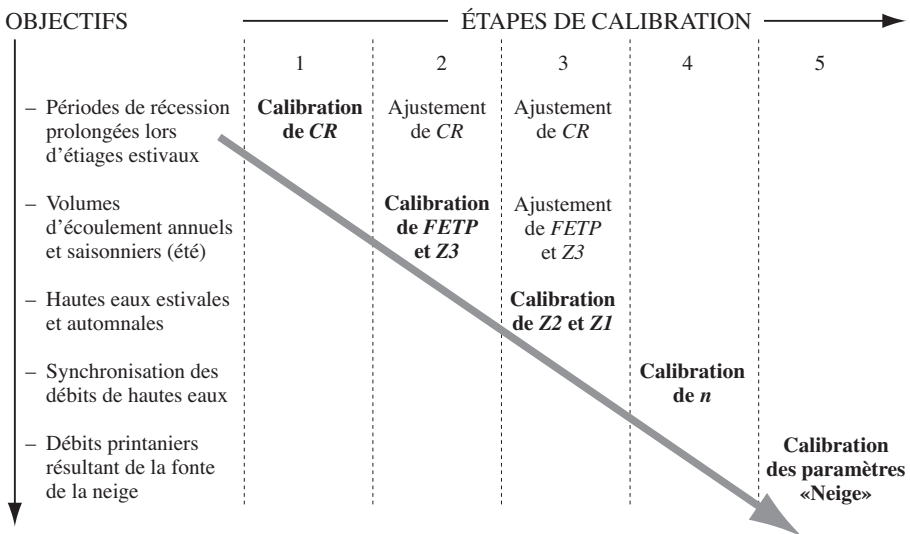


Fig. 3.15 Diagramme schématique d'une calibration raisonnée séquentielle et multi-objectifs (d'après Turcotte *et al.*, 2003). Texte en gras : itérations principales pour estimer les paramètres indiqués sur la base de critères spécifiques. Texte normal : itérations secondaires pour ajuster les paramètres indiqués et satisfaire les critères précédents. *CR* est un coefficient de récession ; *FETP*, un facteur pour ajuster l'*ETP* et *Z3*, la profondeur totale de la couche de sol, contrôlent les volumes écoulés ; *Z2* et *Z1*, la profondeur de la deuxième et de la première couche de sol, déterminent le partage des écoulements de surface ainsi que la redistribution de l'eau dans le sol ; *n*, le coefficient de Manning, règle la vitesse des écoulements de surface.

Cette approche nécessite donc une bonne maîtrise du concept de modélisation. Elle permet en général d'utiliser au mieux tout ou partie de l'information disponible dans les séries temporelles à disposition.

3.3.5 Choix d'une méthode de calibration et autres considérations

Influence des conditions initiales sur la calibration

Les conditions initiales peuvent influencer les sorties d'un modèle pendant une période de la simulation plus ou moins longue (fig. 3.16). Cette période est fonction des temps de réponse des processus associés. Par exemple, l'influence des conditions initiales liées à l'état de remplissage du réseau hydrographique est de quelques heures à quelques jours suivant les bassins. L'influence des conditions initiales relatives à l'humidité des sols, au manteau neigeux ou aux réserves en eau souterraine peut aller de plusieurs semaines à plusieurs mois.

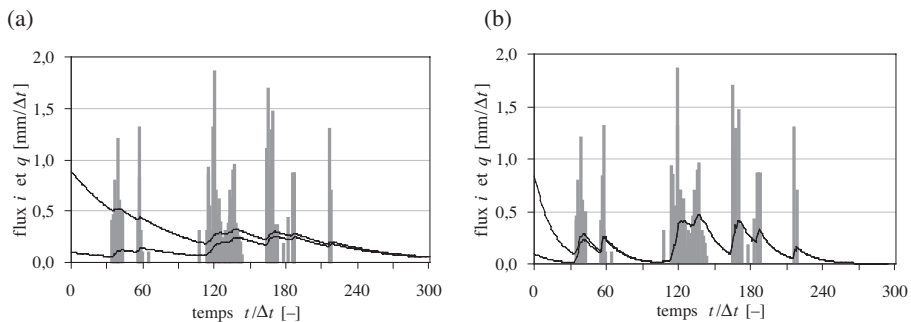


Fig. 3.16 Influence des conditions initiales sur les sorties d'un réservoir conceptuel linéaire (cf. chap. 5) pour différentes constantes de temps du réservoir K [h]: a) pour $K = 60.\Delta t$; b) pour $K = 15.\Delta t$ (donc système plus réactif dans le cas b que dans le cas a). Le débit d'entrée dans le réservoir, $i(t)$, est décrit par l'histogramme grisé (en $[\text{mm}/\Delta t]$). Le débit de sortie du réservoir, $q(t)$, par les courbes noires (en $[\text{mm}/\Delta t]$). Les conditions initiales sont définies par la valeur du débit de sortie $q(t)$ du réservoir au temps $t = t_0$. Pour chaque valeur de K , la réponse simulée du système est donnée pour deux conditions initiales: $q_0 = 0,1 \text{ mm}/\Delta t$ et $q_0 = 0,9 \text{ mm}/\Delta t$.

Pour la calibration des modèles événementiels, il est courant de considérer que les conditions initiales constituent des paramètres supplémentaires à calibrer. En revanche, pour les modèles de simulation continue et pour autant que la période considérée soit suffisamment longue, l'influence des conditions initiales sur les résultats de la simulation devient négligeable après un certain temps. Les résultats d'une simulation continue sont ainsi toujours évalués en excluant de l'évaluation les résultats obtenus sur les premiers pas de temps de la simulation. La période exclue, dont la durée peut varier de quelques jours à quelques mois suivant le contexte, est appelée la période d'initialisation ou « période de chauffe ».

Quel que soit le contexte de la simulation, il est toujours opportun d'estimer au mieux les conditions initiales du modèle. Des observations sur le terrain peuvent parfois être utilisées à cet effet. Si le comportement hydrologique du bassin versant est très saisonnier, une autre possibilité consiste à utiliser les valeurs moyennes des

variables d'état estimées par simulation sur plusieurs années (e.g. 10 ans) ou pour le mois où commence la simulation. L'initialisation du système peut enfin être facilitée si le début de la période de simulation est choisie au cours d'une période de l'année où les stocks dans les différents compartiments du bassin sont connus ou supposés l'être (e.g. le couvert neigeux est inexistant à la fin d'une période de fonte).

Prédétermination des paramètres de calage

La plupart des modèles conceptuels comportent de 5 à 15 paramètres. Les modèles à bases physiques en comportent souvent plusieurs dizaines. Une calibration manuelle ou automatique pertinente n'est donc généralement pas possible. Dans ces configurations, une pratique intéressante consiste d'abord à prédéterminer le plus de paramètres possibles sur la base d'observations, de mesures, de cartes thématiques, de l'expertise du modélisateur ou de modèles régionaux (chap. 11). Les paramètres restants sont ensuite obtenus par calibration (Fortin *et al.*, 1995 ; Szilagyi et Parlange, 1999). Les valeurs des paramètres prédéterminés peuvent éventuellement être ajustées dans cette phase de calibration.

Dans tous les cas de figure, il est intéressant de pouvoir démarrer la calibration sur la base d'une estimation a priori raisonnable des différents paramètres du modèle (Koren *et al.*, 2003). Ceci permet souvent aussi de tirer pleinement profit de l'expertise développée au cours des études hydrologiques antérieures et d'obtenir des jeux de paramètres finaux cohérents vis-à-vis des configurations optimales de paramètres retenues pour ces études. La recherche de cette cohérence est en particulier fondamentale pour les travaux de régionalisation des paramètres du modèle qui pourraient être envisagés dans une phase ultérieure (chap. 11).

Calibration d'un modèle spatialisé ou semi-spatialisé

La calibration d'un modèle hydrologique de bassin augmente en complexité avec le nombre d'éléments retenus pour la discrétisation du bassin. Même si la structure du modèle est la même pour tous les éléments de cette discrétisation, il est en principe nécessaire d'estimer les valeurs de chacun des paramètres de façon différenciée pour chacun de ces éléments.

Dans le cas où cette estimation doit être faite par calibration, elle devient vite fastidieuse. De façon à la simplifier, une méthode souvent utilisée par défaut consiste à affecter une valeur unique à l'un ou l'autre des paramètres pour tous les sous-bassins. Une stratégie plus intéressante consiste à utiliser une relation supposée entre le paramètre et diverses caractéristiques connues des sous-bassins. Par exemple, il est raisonnable de penser qu'un paramètre de transfert exprimant la réactivité du bassin par rapport aux écoulements de surface, est, en première approximation, une fonction décroissante de la taille du bassin et à l'inverse une fonction croissante de sa pente. Cette relation peut, par exemple, être formalisée par le biais d'un modèle régional de la forme :

$$\theta(X_1, X_2) = \theta_0 \cdot X_1^a \cdot X_2^b \quad (3.8)$$

où θ est le paramètre de transfert à estimer, X_1 et X_2 sont la taille et la pente moyenne du bassin. L'estimation du paramètre θ pour les différents sous-bassins du modèle consiste alors simplement à calibrer les paramètres du modèle régional, c'est-à-dire dans le cas présent, à calibrer le paramètre d'échelle θ_0 et les deux exposants a et b de la relation d'échelle.

Si le nombre de sous-bassins versants est important et si une relation pertinente de ce type existe a priori, cette approche est particulièrement intéressante : elle permet d'abord de réduire le nombre de paramètres à estimer (ici les 3 paramètres θ_0 , a et b au lieu des n paramètres θ_i correspondant aux n sous-bassins) ; elle permet ensuite d'assurer une cohérence régionale dans la variation spatiale du paramètre.

Appréciation numérique ou visuelle de la performance

Les fonctions objectif mesurent la performance de la modélisation de façon synthétique, objective et reproductible. Elles sont généralement appréciées pour ces raisons. Elles ont cependant diverses limitations. Par exemple, leur caractère synthétique implique qu'il est impossible d'identifier a priori la raison de la bonne ou mauvaise performance d'un modèle. Un modèle très bon pour simuler les crues mais très mauvais pour simuler les étiages peut donner le même critère de performance qu'un modèle dont la performance est moyenne pour les crues et les étiages ! Par ailleurs, les critères numériques sont souvent utilisés pour estimer la capacité d'un modèle à reproduire l'évolution temporelle des débits sur une longue période de temps (typiquement des débits journaliers observés sur une ou deux décennies). Cette pratique n'est de loin pas optimale. Elle permet juste l'évaluation de la capacité du modèle à reproduire le comportement moyen du bassin. Elle n'informe aucunement sur sa capacité à reproduire des événements peu courants. Or, ce sont souvent ces événements qui motivent le développement d'un modèle. De plus, ce sont souvent ces événements qui, parce qu'ils mettent en défaut le concept de modélisation, permettent de l'améliorer.

L'évaluation de la performance d'un modèle sur la base de fonctions objectif doit donc toujours être complétée par une évaluation graphique. L'évaluation de la capacité d'un modèle à reproduire l'évolution temporelle des variables considérées, en particulier lors d'événements choisis, est impérative. Elle permet en effet de détecter certaines anomalies mal, voire non décelables par les critères numériques. Elle peut cependant être fastidieuse si la durée de simulation est importante, raison pour laquelle elle se limite souvent à certains événements représentatifs ou spécifiques.

Calibration manuelle, automatique ou semi-automatique

Une calibration manuelle est intrinsèquement subjective. Le succès de ce type d'approche repose donc totalement sur l'expertise du modélisateur. Le résultat de la calibration peut ainsi fortement dépendre de la personne qui l'effectue. Une calibration manuelle nécessite que le modélisateur ait compris le comportement hydrologique du bassin à modéliser et le concept de modélisation retenu pour le modéliser. Cette approche permet aussi de valoriser les résultats de calibrations que le modélisateur aurait pu effectuer antérieurement, par exemple sur d'autres bassins que le bassin d'intérêt. Lorsque l'expertise du modélisateur est assurée, la calibration manuelle, méthode fondamentalement multi-critères, donne souvent de très bons résultats. Elle permet enfin d'améliorer le concept de modélisation en autorisant l'identification de certaines déficiences du modèle initial (Fenicia *et al.*, 2008). La calibration manuelle est, dans la pratique, l'approche la plus couramment utilisée par les hydrologues. Cette méthode peut cependant très vite devenir délicate, voire fastidieuse, si le modèle présente plus de trois à cinq paramètres.

Les capacités de calcul toujours plus importantes des ordinateurs récents ont permis un essor important des méthodes de calibration automatique. Ces méthodes assurent une certaine objectivité dans le jugement de l'ajustement. Elles peuvent facilement être développées sur la base de l'une ou l'autre des multiples méthodes d'optimisation existantes. En principe, elles permettent aussi une calibration rapide et la prise en compte des incertitudes sur la valeur des paramètres.

Le développement d'une méthode de calibration automatique multi-critère et multi-objectif est cependant difficile. Ces méthodes ne doivent finalement jamais s'affranchir de l'expertise, in fine, de l'hydrologue pour évaluer la pertinence de la calibration. Cette expertise est d'autant plus incontournable que le nombre de paramètres à spécifier est important. Dans ce cas en effet, la calibration automatique peut conduire à un jeu de paramètres qui donnent des résultats satisfaisants pour de mauvaises raisons (Klemes, 1986 ; Grayson *et al*, 1992).

Dans l'idéal, la calibration d'un modèle hydrologique devrait donc être du type semi-automatique, c'est à dire utiliser de façon combinée des méthodes d'optimisation automatiques et manuelles.

3.4 ÉVALUATION D'UN MODÈLE

L'évaluation d'un modèle vise à s'assurer qu'il répond bien aux objectifs sous-tendus pour son développement. Elle consiste d'abord à valider le modèle en testant la plausibilité de sa structure et des jeux de paramètres retenus lors de sa calibration. Elle consiste ensuite à analyser et, si possible, à caractériser, les incertitudes liées au modèle. Cette section a pour principal objectif de présenter ces différentes pistes d'analyse et de réflexion.

3.4.1 Validation d'un modèle hydrologique

Validation et vérification

La validation d'un modèle n'est pas équivalente à la vérification du modèle. La vérification vise à établir que le modèle est « juste », c'est-à-dire qu'il donne une représentation la plus exacte possible de la réalité. La validation consiste seulement à établir que le modèle donne une représentation raisonnable de cette réalité, adaptée à l'objectif visé.

En fait, quelle que soit la capacité d'un modèle à reproduire la réponse du bassin pour un jeu d'observations donné, il ne peut jamais être conclu que le modèle est juste. Il est par exemple tout à fait envisageable que des observations futures soient obtenues sur des événements hydrologiques majeurs et qu'elles mettent en évidence un comportement hydrologique non identifiable d'après les observations passées et de fait non pris en compte dans la modélisation.

Vérifier qu'un modèle est juste est donc impossible. Il est en revanche possible de conclure qu'un modèle n'est pas juste dès qu'une ou plusieurs observations ne peuvent pas être expliquées par le modèle. Par contre, il est en principe possible de valider un modèle, c'est-à-dire de s'assurer qu'il est raisonnable pour l'objectif visé. Il n'existe cependant pas de méthode universelle pour cette validation. Les méthodes de validation et les critères d'appréciation de la validité d'un modèle sont variés. Ils sont abordés ci-dessous.

Schémas de validation

Pour systématiser l'évaluation des modèles, les hydrologues ont proposé différents schémas de validation, plus ou moins contraignants. Ces schémas se basent principalement sur l'un ou l'autre des cinq tests présentés ci-dessous. La nature du ou des tests les plus adaptés est fonction du contexte de la modélisation. Elle dépend des données disponibles ainsi que de la stationnarité des processus sur la période couverte par ces données ; cette stationnarité étant en particulier conditionnée par la stationnarité des caractéristiques du bassin et du contexte hydro-météorologique. Ces cinq tests sont :

- le test de validation croisée,
- le test de validation en transposition spatiale,
- le test de validation différentielle,
- le test de validation différentielle en transposition spatiale,
- le test de validation à l'aveugle.

Le **test de validation croisée** (*Split sample test* en anglais, Klêmes 1986) consiste à tester le modèle sur une période de temps qui n'a pas été utilisée pour la calibration. En pratique, les données disponibles sont séparées en deux. Si le modèle est un modèle de simulation continue, les deux jeux de données correspondent à deux sous-séries de la série initiale. Si le modèle est événementiel, les deux jeux de données sont issus de catalogues d'événements observés distincts, construits par tirage aléatoire d'événements intéressants ou construits de façon à disposer d'une gamme complète d'événements plus ou moins importants dans chaque catalogue. Dans les deux cas, le premier jeu de données sert à la calibration du modèle, le second est utilisé pour la validation. Le choix inverse peut également être réalisé. Les résultats doivent être aussi bons sur les deux périodes. Les deux jeux de données peuvent être modifiés à l'envi. Le test de validation croisée peut être appliqué à un bassin versant pour lequel la durée des séries disponibles est suffisamment longue. Le contexte hydro-météorologique et les caractéristiques du bassin doivent être stationnaires sur la période considérée.

Le **test de validation en transposition spatiale** (*Proxy basin test* en anglais, Klêmes 1986) consiste à tester le modèle sur un bassin dont les données n'ont pas été utilisées pour la calibration. La calibration se fait sur le bassin de calibration. Les paramètres sont ensuite transférés pour validation sur le bassin de validation. Les deux bassins doivent avoir des comportements hydrologiques comparables et disposer de données suffisantes pour la mise en œuvre et l'évaluation du modèle. Ce test nécessite que le contexte hydro-météorologique soit stationnaire sur la période considérée. Il est souvent utilisé si les données sont insuffisantes pour valider le modèle sur le bassin de calibration. Ce test est toujours utilisé dans un travail de régionalisation hydrologique (chap. 11). Plusieurs bassins sont alors utilisés pour la calibration du modèle hydrologique à régionaliser et plusieurs autres pour la validation.

Le **test de validation différentielle** (*Differential split sample test* en anglais, Klêmes 1986) consiste à tester le modèle sur une période de temps dont le contexte hydro-météorologique est différent de celui correspondant à la période de calibration. Ce test est réalisé lorsque le modèle doit être utilisé pour simuler le comportement du bassin dans un contexte hydro-météorologique perturbé ou non-stationnaire (cf. changement climatique, changement d'occupation du sol). Par exemple, si l'objectif est d'estimer la modification du régime hydrologique résultant d'un contexte climatique plus humide que le contexte actuel, le test peut comprendre : 1) une recherche de périodes humides et sèches dans les données historiques, 2) la calibration du modèle sur la

période sèche et 3) sa validation sur la période humide. Le modèle doit démontrer qu'il est capable d'être performant quelles que soient les conditions prises en compte. Les caractéristiques du bassin doivent être stationnaires sur la période considérée.

Le **test de validation différentielle** en transposition spatiale (*Proxy basin differential split sample test* en anglais, Klêmes 1986) reprend la procédure du test précédent mais le bassin utilisé pour la validation est différent du bassin de calibration. Ce test peut être appliqué lorsque les données sont insuffisantes sur le bassin d'intérêt et que l'objectif de la simulation est de simuler le comportement du bassin dans des conditions non-stationnaires. Cette approche est par exemple appliquée au cas de l'étude de l'impact des changements climatiques sur le régime hydrologique de bassins versants non jaugés.

Le **test de validation à l'aveugle** (*blind validation* en anglais, Ewen and Parkin, 1996) consiste à faire évaluer par une tierce personne la performance d'un modèle dont les paramètres ont été estimés par ailleurs. Les données nécessaires à la description du bassin versant et à la préparation des données d'entrée du modèle sont transmises au responsable de la modélisation. Les données observées que le modèle est censé pouvoir simuler ne le sont pas. Une fois que l'estimation des paramètres du modèle est effectuée, le modèle est utilisé en simulation. Les résultats de simulation sont alors transmis à la personne tierce qui les compare aux données observées. Le contexte hydro-météorologique et les caractéristiques du bassin doivent être stationnaires sur la période considérée.

Validation interne et validation externe

Quels que soient les tests retenus, les hydrologues distinguent les validations internes et les validations externes.

La validation interne vise à tester la capacité du modèle à reproduire les variables sur la base desquelles il a été calibré. La validation peut se faire à l'aide des mêmes critères d'appréciation que ceux utilisés pour la calibration (§ 3.3.2 et § 3.3.4). La robustesse du modèle est généralement quantifiée par la différence des performances moyennes (généralement une diminution) obtenues dans les phases de calibration et de validation. La validation interne est l'approche la plus utilisée. Les données utilisées sont traditionnellement les mesures de débit à l'exutoire du bassin pour deux principales raisons : le débit est d'une part la variable hydrologique la plus fréquemment mesurée et d'autre part, il intègre l'ensemble des processus hydrologiques conditionnant le comportement du bassin versant.

La validation externe vise à tester l'aptitude du modèle à reproduire des variables ou des comportements hydrologiques qui n'ont pas été considérés dans la phase de calibration. Il peut s'agir, par exemple, de flux autres que les débits (cf. évapotranspiration, flux de matière), de variables d'état de certains compartiments du bassin versant (cf. hauteur d'eau dans la nappe, humidité du sol, hauteur de neige), de variables hydrologiques intégrées sur différents pas de temps (cf. débits journaliers, mensuels), de la variabilité spatiale de certaines variables hydrologiques (cf. débits, hauteurs de nappe).

Une validation externe basée sur l'organisation spatiale des variables hydrologiques est par exemple possible lorsqu'il existe des stations de mesure de la même variable en différents points du bassin versant (cf. débits sur des sous-bassins emboîtés). Les données spatialisées obtenues par les techniques de télédétection peuvent aussi être utilisées dans ce contexte. Elles sont cependant souvent limitées du fait

qu'elles ne donnent pas une mesure directe des variables hydrologiques et qu'elles sont souvent entachées d'incertitudes importantes (chap. 2). Le succès d'une validation externe permet d'augmenter la confiance dans le modèle.

3.4.2 Incertitudes

Les simulations effectuées avec un modèle hydrologique donné sont nécessairement imparfaites. Pour chacune des variables de sortie du modèle, qui peut être comparée à des observations, cette imperfection se traduit par une erreur variable dans le temps (§ 3.1.2). Ces erreurs sont souvent considérées comme les réalisations de variables aléatoires. Dans l'idéal, elles devraient être homoscédastiques, indépendantes, normalement distribuées et de moyenne nulle. Quelle que soit la nature des erreurs, elles impliquent que la valeur simulée d'une variable donnée est incertaine.

Quoique relativement peu pratiquée, la caractérisation des incertitudes associées aux sorties d'un modèle hydrologique est indispensable puisqu'elle permet, par exemple, d'attacher un intervalle de confiance à des valeurs simulées ou d'estimer la significativité de tests de performance (Pappenberger et Beven, 2006). Les sources d'incertitudes, les méthodes possibles pour en analyser l'importance, de même que celles permettant de caractériser l'incertitude sur les paramètres des modèles et sur les simulations associées sont abordées ci-dessous. Pour plus d'informations à ce sujet, le lecteur pourra consulter les travaux de Zin (2002).

Sources d'incertitude

Les sources d'erreur et d'incertitude sont multiples. Elles sont principalement liées : 1) au modèle proprement dit et 2) aux données utilisées pour son calage, sa validation et plus généralement pour son exploitation.

Les incertitudes liées au modèle hydrologique concernent sa structure et ses paramètres. Celles induites par la structure résultent des simplifications retenues dans le modèle pour la représentation du milieu et des processus. Quelle que soit l'approche utilisée, le modèle reste toujours une représentation grossière d'un système naturel qui est complexe. Les processus hydrologiques ne peuvent donc être simulés que de façon très imparfaite. Les incertitudes sur les paramètres résultent du fait que le jeu de paramètres optimal dépend du choix de la stratégie de calibration, des performances de l'algorithme de calage ou encore, de l'échantillon de données de calage. Elles sont en partie liées aux questions d'équifinalité évoquées dans le paragraphe 3.3.2. Pour mémoire, il est aussi intéressant de noter que la capacité du modèle (structure + paramètres) à représenter le comportement hydrologique du milieu et des processus varie dans le temps. Ceci résulte en particulier du fait que l'importance relative des processus hydrologiques opérant au sein de l'hydrosystème varie elle-même dans le temps. Or, le modèle a généralement été développé de façon à représenter les processus les plus intéressants pour l'objectif visé par l'étude hydrologique. Par suite, les propriétés statistiques des erreurs peuvent fortement varier dans le temps.

Les incertitudes liées aux données et aux variables d'entrée des modèles sont nombreuses et variées (chap. 2 et 7). Elles sont dues, entre autres choses :

- aux erreurs de mesures (cf. précipitations solides) et à la faible représentativité spatiale de certaines mesures ponctuelles (cf. caractéristiques physiographiques du milieu, précipitations),

- aux erreurs dans la collecte et le traitement des données (cf. estimation des débits sur la base de hauteurs d'eau),
- aux erreurs induites par la représentation agrégée de certaines variables aux échelles de temps et d'espace du modèle (cf. précipitations de bassin),
- à l'imperfection des modèles utilisés pour le calcul de données d'entrée non observables (cf. évapotranspiration potentielle ou de référence),
- à la méconnaissance de certaines perturbations anthropiques du comportement du système (cf. dérivations, prélèvements pour irrigation).

A ces différentes sources d'erreur s'ajoutent finalement celles liées à l'état initial de l'hydrosystème considéré et, par exemple, dans le cas d'un bassin versant, à l'état de saturation du bassin et des stocks d'eau en surface (cf. humidité des sols, extension des zones saturées, importance et maturité du couvert neigeux).

Dans le cas général, la majeure partie des incertitudes est souvent liée à l'estimation de ces variables d'état et à l'estimation des sollicitations météorologiques sur le bassin (cf. précipitations, températures).

Analyses des incertitudes

Pour un contexte de modélisation donné, il serait, dans l'idéal, nécessaire de pouvoir analyser l'effet de toutes les sources d'incertitude potentielles sur les simulations. Ensuite, de caractériser les principales d'entre elles et enfin de trouver une méthode permettant de les prendre en compte et de les combiner, en les propageant le cas échéant, pour fournir l'incertitude totale liée à chaque sortie du modèle.

Dans la pratique, il est souvent impossible de prendre en compte l'ensemble des sources d'incertitude et de les traiter simultanément : la plupart du temps, seule l'une ou l'autre des sources d'incertitudes identifiées est considérée. Par ailleurs, la caractérisation des incertitudes sources n'est pas forcément évidente, du fait souvent de la méconnaissance que l'on peut en avoir. Enfin, propager les incertitudes sources pour en déduire les incertitudes sur les variables de sortie nécessite la mise en place d'une stratégie d'échantillonnage et de simulation appropriée, parfois difficile d'accès. Par suite et même lorsqu'elles ne concernent qu'une source d'incertitude unique, les analyses d'incertitude se limitent à une analyse de sensibilité visant à estimer l'influence de l'incertitude source sur les sorties du modèle – ou éventuellement sur l'estimation de ses paramètres.

Les analyses d'incertitude liées aux données et aux variables d'entrée du modèle relèvent souvent d'une telle analyse de sensibilité. Pour les précipitations, il s'agit par exemple de tester l'influence de différents schémas de spatialisation des données ponctuelles, ou l'influence du nombre de stations utilisées comme base à cette spatialisation (Obled *et al.*, 1994 ; Arnaud *et al.*, 2002 ; Vischel et Lebel, 2007). Pour l'évapotranspiration, il peut s'agir de tester l'influence de la méthode utilisée pour produire la série temporelle d'évapotranspiration potentielle (Andréassian *et al.*, 2004). Lorsqu'elle est pratiquée, la caractérisation de l'incertitude sur les variables de sortie résultant de l'incertitude sur les variables d'entrée concerne surtout les précipitations. Elle nécessite alors un modèle d'erreur permettant de produire différents scénarios de précipitations qui seront chacun utilisés en entrée du modèle de simulation pour fournir différentes réalisations possibles de la variable hydrologique d'intérêt (Kelly et Krzysztofowicz, 2000 ; Zin, 2002). Un tel ensemble de réalisations, pouvant aussi résulter de la prise en compte d'autres sources d'incertitudes, constitue ce qu'il est

commun de nommer, suivant le contexte de la simulation, une prédiction ou une prévision d'ensemble.

Les analyses d'incertitude concernant la structure des modèles sont assez rares. Elles consistent en fait souvent : 1) à calibrer sur une période donnée différents types de modèles ou différentes versions d'un même modèle et 2) à comparer les résultats de leurs simulations dans un autre contexte (Butts *et al.*, 2004 ; Schaeffli, 2005). La prise en compte des incertitudes liées à la structure du modèle est souvent effectuée par le biais d'une approche multi-modèle : différents modèles sont appliqués au bassin d'intérêt et les résultats des simulations correspondantes sont combinés, de façon éventuellement pondérée, pour fournir différentes réalisations possibles de la variable d'intérêt (Georgakakos *et al.*, 2004 ; Carpenter et Georgakakos, 2006 ; Marshall *et al.*, 2006).

Les analyses d'incertitudes concernent en fait beaucoup plus souvent les incertitudes associées aux paramètres du modèle. Ces analyses peuvent viser à identifier quels sont les paramètres déterminants dans le modèle, c'est-à-dire ceux qui influencent le plus les résultats de simulation. Elles peuvent aussi viser l'identification des interdépendances entre ces paramètres. Elles reposent alors principalement sur une analyse de sensibilité de la performance du modèle aux variations des paramètres. La performance est évaluée par un critère d'appréciation numérique choisi. La surface de réponse associée à ce critère est décrite pour un domaine donné de l'espace des paramètres. Dans un espace à deux paramètres, ceci conduit à la production de graphiques tels que ceux présentés sur la figure 3.13. En chaque point du domaine considéré, les variations de la valeur de cette fonction par rapport aux variations relatives des valeurs d'un des paramètres donnent la sensibilité de la performance du modèle à ce paramètre. En d'autres termes, la sensibilité S_i au point M du critère de performance C par rapport au paramètre θ_i est définie par :

$$S_i = \frac{dC / d\theta_i}{\theta_i} \quad (3.9)$$

où les valeurs de tous les autres paramètres $\theta_{j, j \neq i}$ sont fixées. Pour plus d'information sur les méthodes associées à ce type d'analyses, le lecteur pourra se reporter à l'ouvrage de Singh (1995) ou à l'ouvrage plus général de Saltelli *et al.* (2000).

Les analyses d'incertitudes liées aux paramètres visent aussi et surtout à estimer l'incertitude de simulation qui en résulte. Ce point est développé ci-dessous.

Caractérisation des incertitudes de simulation liées aux paramètres

En pratique, pour caractériser les incertitudes de simulation induites par l'incertitude sur les paramètres, différents jeux de paramètres sont échantillonnés dans l'espace des paramètres suivant une méthode et sur la base de critères choisis. Pour chacun d'entre eux, le modèle hydrologique est ensuite appliqué de façon à obtenir, par simulation, une estimation de la ou des variable(s) hydrologique(s) cherchée(s) – et éventuellement de leurs évolutions temporelles. Les n estimations issues des n jeux de paramètres considérés sont enfin combinées pour estimer la distribution de probabilité de chacune de ces variables hydrologiques. Ces distributions permettent ainsi de caractériser les incertitudes associées.

Pour dériver la distribution de probabilité cherchée, toute la difficulté réside dans le choix des jeux de paramètres à considérer et/ou dans la pondération à affecter aux

résultats produits pour chacun d'eux. Tous les jeux de paramètres ne sont en effet a priori pas équiprobables, ceux donnant une bonne performance du modèle étant intuitivement plus vraisemblables que ceux donnant une mauvaise performance.

Deux types d'approches sont utilisés dans ce contexte. De façon très schématique, les premières consistent à échantillonner de façon uniforme « tout » l'espace possible des paramètres et à affecter à chacun des jeux de paramètres considérés un poids qui est fonction de sa vraisemblance. C'est le principe des méthodes proposées par Van Straten et Keesman (1991) et par Beven et Binley (1992) – la seconde est connue par les hydrologues sous l'acronyme GLUE (de *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* en anglais). Ces méthodes présentent cependant trois limitations importantes. La première est liée au fait que leur succès est fortement dépendant du choix retenu pour la fonction de vraisemblance utilisée dans la pondération des simulations (Gelman *et al.*, 1995). La seconde, au nombre rédhibitoire de jeux de paramètres à considérer pour pouvoir échantillonner suffisamment densément l'espace des paramètres. Cette limitation est d'autant plus pénalisante que les paramètres sont nombreux. La troisième est due à la nécessité de choisir un seuil pour retenir les jeux de paramètres qui conduisent à des simulations jugées satisfaisantes vis-à-vis des observations. Or, ce choix ne peut être que subjectif.

Les autres approches consistent à identifier par un processus d'inférence bayésienne la distribution de probabilité des jeux de paramètres. Dans ce type d'approche, les connaissances a priori sur le modèle et les valeurs probables des paramètres sont utilisées pour définir une distribution de probabilité dite a priori de ces paramètres. Cette distribution a priori peut par exemple être produite sur la base des valeurs obtenues pour ces paramètres sur des bassins versants autres que le bassin d'intérêt. La vraisemblance entre les observations et les sorties du modèle hydrologique est ensuite utilisée pour réviser cette distribution a priori et produire la distribution a posteriori des paramètres. La révision bayésienne a l'expression formelle suivante :

$$f(\boldsymbol{\theta}|\mathbf{Z}) = \frac{f(\mathbf{Z}|\boldsymbol{\theta}) \cdot f(\boldsymbol{\theta})}{\int f(\mathbf{Z}|\boldsymbol{\theta}) \cdot f(\boldsymbol{\theta}) \cdot d\boldsymbol{\theta}} \quad (3.10)$$

où $f(\boldsymbol{\theta}|\mathbf{Z})$ est la distribution a posteriori de $\boldsymbol{\theta}$ sachant les observations $\mathbf{Z}$ – c'est la distribution de probabilité cherchée sur les paramètres ; où $f(\mathbf{Z}|\boldsymbol{\theta})$ est la vraisemblance des observations $\mathbf{Z}$ sachant $\boldsymbol{\theta}$ – c'est l'information sur $\boldsymbol{\theta}$ qui vient des données ; où $f(\boldsymbol{\theta})$ est la distribution de probabilité a priori de $\boldsymbol{\theta}$ et où le dénominateur, représentant la vraisemblance de l'échantillon de données, est une constante. La vraisemblance $f(\mathbf{Z}|\boldsymbol{\theta})$ des observations $\mathbf{Z}$ sachant $\boldsymbol{\theta}$ est équivalente à la vraisemblance des erreurs du modèle $\varepsilon_{\mathbf{Z}}(\boldsymbol{\theta}) = \mathbf{Z} - \mathbf{G}(\mathbf{X}, \boldsymbol{\theta})$ sachant $\boldsymbol{\theta}$. Cette dernière peut être déterminée en considérant que les erreurs sont les réalisations d'une variable aléatoire nécessitant pour leur description le choix d'un modèle stochastique. D'après la structure de l'équation (3.10), il est facile d'imaginer que la révision de la distribution a priori a un effet plus ou moins important suivant l'intérêt de l'information disponible dans les observations. Si les observations sont peu nombreuses par exemple, la distribution a posteriori sera fortement influencée par la distribution a priori, peu par les données elles-mêmes, et inversement dans le cas contraire.

La distribution a posteriori de $\boldsymbol{\theta}$ sachant les observations $\mathbf{Z}$ n'a pas, dans le cas général, d'expression analytique. La valeur de $f(\boldsymbol{\theta}|\mathbf{Z})$ pour un jeu de paramètre $\boldsymbol{\theta}$ donné est fonction des valeurs des erreurs $\varepsilon_{\mathbf{Z}}(\boldsymbol{\theta})$ et du modèle stochastique retenu

pour les décrire. Différents algorithmes permettent cependant de reconstituer cette distribution $f(\boldsymbol{\theta} | \mathbf{Z})$. C'est le cas des algorithmes de type Metropolis (Metropolis *et al.*, 1953) et Metropolis-Hasting (Hasting, 1970). Ces algorithmes permettent d'échantillonner l'espace des paramètres de façon à ce que la densité d'échantillonnage finale corresponde en tout point de l'espace à la densité de probabilité a posteriori des paramètres (encadré 3.7). Ces méthodes d'inférence bayésienne sont de plus en plus pratiquées dans la communauté hydrologique (Overney, 1997; Kuczera et Parent, 1998; Talamba, 2004; Schaeffli *et al.*, 2007; pour diverses applications hydrologiques). Entre autres avantages, elles permettent de représenter correctement les distributions bimodales ou fortement conditionnées par l'interdépendance entre certains paramètres. Elles sont par ailleurs relativement faciles à mettre en œuvre. Leur utilisation ne dispense cependant pas l'hydrologue de raisonner la procédure d'estimation des paramètres. La recherche de distributions a priori informatives et pertinentes devient en particulier une étape cruciale de l'estimation.

Encadré 3.7 Principes des algorithmes de type Metropolis

Les algorithmes de type Metropolis associent simulations Monte-Carlo et chaîne de Markov pour échantillonner l'espace des paramètres suivant la distribution a posteriori de $\boldsymbol{\theta}$ sachant les observations $\mathbf{Z}$. Au $n^{\text{ème}}$ pas de la chaîne de Markov, on dispose de n jeux de paramètres $\boldsymbol{\theta}_0, \boldsymbol{\theta}_1, \boldsymbol{\theta}_2, \dots, \boldsymbol{\theta}_n$. Pour sélectionner le jeu de paramètre $\boldsymbol{\theta}_{n+1}$, l'algorithme effectue les étapes suivantes :

1. un jeu de paramètre candidat $\boldsymbol{\theta}^c$ est tiré aléatoirement suivant une fonction de distribution de probabilité $J(\boldsymbol{\theta}^c | \boldsymbol{\theta}_n)$, multivariée et symétrique, dépendant des valeurs des deux jeux de paramètres $\boldsymbol{\theta}_n$ et $\boldsymbol{\theta}^c$.
2. le jeu de paramètre candidat $\boldsymbol{\theta}^c$ est retenu comme jeu de paramètre pour le pas $n+1$ sur la base de sa probabilité d'acceptation définie par la probabilité de transition de $\boldsymbol{\theta}_n$ vers $\boldsymbol{\theta}^c$:

$$p(\boldsymbol{\theta}^c | \mathbf{Z}) = \min \left(\frac{f(\boldsymbol{\theta}^c | \mathbf{Z})}{f(\boldsymbol{\theta}_n | \mathbf{Z})}, 1 \right) \quad (3.11)$$

où $f(\boldsymbol{\theta}^c | \mathbf{Z})$ et $f(\boldsymbol{\theta}_n | \mathbf{Z})$ sont les distributions a posteriori de $\boldsymbol{\theta}^c$, respectivement $\boldsymbol{\theta}_n$, sachant les observations $\mathbf{Z}$.

3. pour déterminer si $\boldsymbol{\theta}^c$ est accepté ou refusé, un nombre aléatoire u est tiré dans une distribution uniforme sur $[0,1]$. Il est comparé à la probabilité de transition ci-dessus :

$$\text{si } p(\boldsymbol{\theta}^c | \mathbf{Z}) > u \text{ alors } \boldsymbol{\theta}_{n+1} = \boldsymbol{\theta}^c \quad (3.12)$$

$$\text{sinon, on reste à la position courante, } \boldsymbol{\theta}_{n+1} = \boldsymbol{\theta}_n \quad (3.13)$$

4. on incrémente n et l'on retourne à l'étape 1 tant que $n < N$.

Le résultat de l'algorithme est une suite de jeux de paramètres $\boldsymbol{\theta}_0, \boldsymbol{\theta}_1, \boldsymbol{\theta}_2, \dots, \boldsymbol{\theta}_N$ dont la distribution de probabilité correspond, si la chaîne est suffisamment longue, à la distribution a posteriori de $\boldsymbol{\theta}$ sachant les observations $\mathbf{Z}$. Le résultat étant assez sensible au jeu de paramètre $\boldsymbol{\theta}_0$ retenu pour initialiser la chaîne, il est généralement intéressant d'appliquer l'algorithme plusieurs fois, sur la base de jeux $\boldsymbol{\theta}_0$ différents. Par ailleurs, la première partie de la chaîne générée par l'algorithme de Metropolis ne doit pas être prise en compte pour l'inférence.

La distribution $J(\theta^c | \theta_n)$, nommée fonction de transition, est définie symétrique lorsque $J(\theta^c | \theta_n) = J(\theta_n | \theta^c)$. Une distribution normale multivariée $N(\theta_n, \Sigma)$ est généralement utilisée comme fonction de transition, avec Σ la matrice de covariance de θ , éventuellement mise à jour au cours du processus pour tenir compte des résultats intermédiaires de la chaîne (une distribution asymétrique est parfois utilisée pour la fonction de transition ; dans ce cas, le critère de Metropolis–Hasting doit être utilisé pour le calcul de la probabilité d’acceptation du nouveau jeu de paramètre – cf. Hasting, 1970).

La phase d’acceptation/refus est la phase clé de l’algorithme de Metropolis. L’algorithme ira toujours vers un jeu de paramètres plus performant que le jeu de paramètres θ_n . Mais il a aussi une probabilité non nulle (probabilité $p(\theta^c | \mathbf{Z})$) d’aller vers un jeu de paramètre moins performant. Ceci permet donc d’explorer de façon dense les régions de l’espace des paramètres à forte probabilité mais aussi les régions les moins probables. Cet algorithme permet par ailleurs aussi d’échapper aux pièges définis par les zones d’optima locaux.

Pour plus d’information sur cet algorithme ainsi que sur les précautions à prendre pour sa mise en oeuvre, le lecteur pourra, par exemple, consulter Kuczera et Parent (1998) ou Gaume (2007).

3.5 EXPLOITATION D’UN MODÈLE

Après son développement, sa calibration et sa validation, et pour peu que les résultats de l’étape de validation soient satisfaisants, le modèle hydrologique peut être exploité. La nature de l’exploitation dépend évidemment de l’objectif de l’étude pour laquelle le modèle a été développé (§ 3.1.1). Dans tous les cas, l’exploitation d’un modèle implique de prendre en considération diverses contraintes, précisées ci-dessous.

3.5.1 Conditions initiales et conditions aux limites

Il est tout d’abord nécessaire de préciser les conditions initiales et les conditions aux limites de la simulation.

La façon de spécifier les conditions initiales est différente suivant le type d’application. Par exemple, s’il s’agit d’utiliser le modèle pour simuler une crue de projet résultant d’un événement météorologique de projet donné, les conditions initiales sont généralement définies de sorte à ce qu’elles correspondent à l’état initial moyen du bassin versant au cours d’une année hydrologique type (chap. 9). S’il s’agit de prévoir les débits de crue pour les heures à venir, les conditions initiales sont estimées de sorte à ce qu’elles correspondent à l’état initial du bassin versant à l’heure de prévision (chap. 10). Si le modèle est utilisé pour la simulation de la réponse du système sur une longue période de temps, l’estimation des conditions initiales est en revanche moins déterminante ; celles-ci n’influençant que les premiers pas de temps de la simulation (§ 3.3.5). Pour les analyses effectuées ultérieurement sur les résultats de simulation, la période d’initialisation correspondante, d’une durée à définir, doit cependant être retranchée de la période totale de simulation. Quel que soit le cas de figure, le choix des conditions initiales doit être fait de façon raisonnée.

La façon de spécifier les conditions aux limites et les variables d’entrée diffère aussi suivant le contexte de la simulation. Par exemple, les sollicitations météorologiques à utiliser en entrée du modèle peuvent être des sollicitations observées ou divers scénarios construits par ailleurs (cf. pluies de projet, prévisions météorologiques ; chap. 12).

Dans tous les cas, il convient de s'assurer de la qualité des données d'entrée utilisées ; celle-ci déterminant la qualité des données qui seront obtenues en sortie.

3.5.2 Ne pas cacher les difficultés inhérentes à la modélisation

Notons d'abord que durant les dernières décennies, les apports de l'informatique et des modèles hydrologiques ont été bien supérieurs aux apports scientifiques (visant l'amélioration de la connaissance des processus). La technicité correspondante ne doit cependant pas occulter certaines faiblesses de la modélisation hydrologique. La décision technique finale relative à un projet donné ne peut pas reposer sur les seules sorties d'un modèle, aussi sophistiqué soit-il : les sorties modèle nécessitent toujours une expertise appropriée, celle de l'hydrologue ou de l'ingénieur.

Par ailleurs, il faut savoir reconnaître et ne pas cacher les difficultés inhérentes à la modélisation. Il est toujours surprenant de constater les performances exceptionnelles des modélisations présentées dans les rapports d'études ou les publications scientifiques. Ces performances ne sont malheureusement souvent présentées que pour les bassins versants et les événements « dociles », c'est-à-dire pour lesquels le modèle ne rencontre pas de problème particulier. La réalité est généralement toute autre. Les difficultés à simuler correctement les observations sont généralement assez fréquentes : l'hydrologue rencontre tôt au tard, soit un événement hydrologique que le modèle retenu est très loin de pouvoir reproduire, soit un bassin versant dont il est impossible de simuler le comportement. La pratique courante, qui consiste à cacher les échecs de modélisation, n'est évidemment pas souhaitable : elle conduit à exagérer le niveau de confiance que les utilisateurs sont en droit d'accorder aux résultats de simulation. Elle enlève de plus au modélisateur l'opportunité d'identifier les raisons de ces échecs et l'opportunité de les traiter ensuite – en modifiant par exemple le concept de modélisation, en affinant la stratégie d'observation des variables nécessaires à la description des forçages météorologiques ou de l'état du système.

Par ailleurs, il faut se garder d'extraire plus d'informations des simulations qu'elles n'en contiennent vraiment. En particulier, il faut toujours considérer avec précaution les sorties du modèle dont la simulation ne peut pas être validée faute d'observations appropriées. C'est par exemple le cas des séries de débits produites aux différentes stations intermédiaires non jaugées d'un modèle spatialisé ou semi-spatialisé.

Quels que soient le contexte et l'application visée in fine, il est recommandé d'informer l'utilisateur des imperfections de la modélisation. Il est aussi nécessaire de fournir, en plus des variables de sortie souhaitées pour le projet, les incertitudes associées à la modélisation. Si toutes les incertitudes ne peuvent pas être caractérisées, les plus importantes doivent l'être (§ 3.4.2). Les simulations d'ensemble sont relativement faciles à mettre en œuvre et devraient être plus largement utilisées pour effectuer une première estimation de ces incertitudes.

3.5.3 Extrapolation, transposition spatiale et temporelle

De façon générale, il faut se garder d'utiliser un modèle pour un contexte hydro-météorologique trop différent de celui pour lequel il a été développé. Cela concerne en particulier l'utilisation du modèle en extrapolation pour des événements hydro-météorologiques exceptionnels et non considérés dans les phases de calibration/validation. Cela concerne aussi son utilisation en transposition spatiale (cf. sur des

bassins non jaugés) et en transposition temporelle (cf. pour un contexte climatique différent de celui correspondant à la période de calibration). Si l'utilisation du modèle était néanmoins souhaitée dans l'un ou l'autre de ces contextes, il serait nécessaire d'effectuer différents tests permettant d'en assurer ou, à défaut, d'en estimer la pertinence (§ 3.4.1). Dans la pratique, de tels tests sont malheureusement peu réalisés !

Pour mémoire, il est intéressant de noter que toutes les études hydrologiques passées et actuelles (cf. analyses fréquentielles, modélisations) reposent sur l'hypothèse que le fonctionnement hydrologique des bassins versants est stationnaire (Milly *et al.*, 2008). Pourtant, cette hypothèse est loin d'être raisonnable pour nombre d'applications. C'est évidemment le cas pour les études visant à estimer l'impact hydrologique du changement climatique en cours (encadré 3.8). C'est aussi le cas pour la majeure partie des études concernant les quelques décennies passées. Le comportement des bassins a souvent été modifié de façon continue par différents aménagements du milieu (cf. urbanisation, ouvrages hydrauliques) ou par la gestion qui est faite des ressources naturelles et des territoires (cf. agriculture, gestion forestière). En l'absence d'influences humaines, le comportement des bassins peut aussi s'être modifié du fait de la modification des sollicitations météorologiques ou de l'évolution naturelle du milieu (cf. Renard, 2006). La modification du comportement du bassin peut en fait s'accompagner d'une modification des processus principaux impossible à représenter correctement avec le modèle hydrologique retenu. Il faut donc toujours garder à l'esprit cette source de difficultés supplémentaire d'autant que la modification du comportement d'un bassin n'est pas forcément visible aux yeux de l'hydrologue.

Encadré 3.8 Modélisation hydrologique et changement climatique

Une des problématiques hydrologiques clé à l'heure actuelle est l'estimation de l'impact hydrologique du changement climatique. L'approche courante pour cette estimation consiste à produire les scénarios hydrologiques requis par simulation, sur la base de scénarios météorologiques générés par ailleurs pour le scénario de changement climatique considéré (cf. chap. 12). La simulation est effectuée à l'aide d'un modèle hydrologique développé pour l'hydrosystème considéré à partir des observations et des informations disponibles pour le contexte climatique présent.

Cette approche suppose que le modèle hydrologique, validé pour le climat courant, reste raisonnablement valide pour un climat modifié, ce qui sous-tend l'hypothèse que le comportement hydrologique de l'hydrosystème est stationnaire. Cette hypothèse ne peut évidemment plus être considérée comme raisonnable si le climat change. Si les climats régionaux et par suite les sollicitations météorologiques locales se modifient, la surface des bassins versants se modifiera (cf. couvert végétal, réseau de drainage temporaire, permanent). Il en sera de même pour les stocks d'eau de surface et de subsurface (cf. couvert de neige et de glace, humidité des sols). Les processus hydrologiques qui sont prépondérants aujourd'hui et sur la base desquels la modélisation hydrologique a été développée peuvent alors ne plus être prépondérants demain. On peut par suite se poser la question de la pertinence de l'utilisation de la modélisation hydrologique actuelle pour l'état futur considéré.

Il n'y a en fait pas de méthodologie miracle permettant de s'assurer que la modélisation d'aujourd'hui sera raisonnable demain. Quelques analyses peuvent néanmoins être effectuées et se révéler informatives à ce sujet. Il est par exemple au minimum nécessaire de vérifier que le modèle peut reproduire le comportement du bassin pour différents contextes météorologiques observés dans le passé (cf. validation en transposition temporelle sur

des années respectivement humides ou sèches ; cf. § 3.4.1). De même, il est important de s'assurer que le modèle permet de reproduire les situations observées non usuelles pour le contexte présent mais qui auraient des chances de se reproduire plus fréquemment dans le futur (cf. situations correspondant à des configurations de saturation du bassin et à des types de temps plus probables dans le futur, ou encore à des événements extrêmes supposés devenir plus fréquents dans le futur).

Comme mentionné ci-dessus, il est probable que le concept de modélisation actuel devienne mal approprié pour le contexte climatique futur. Il peut donc être judicieux de chercher et d'appliquer pour le bassin cible un concept de modélisation différent, éprouvé par ailleurs sur des bassins dont le comportement actuel pourrait ressembler à son comportement futur. Cette démarche nécessite de définir des critères d'analogie pertinents pour identifier, parmi les bassins observés aujourd'hui, ceux qui auraient de bonnes raisons de ressembler demain au bassin cible. Une recherche de bassins analogues sur la base de critères de proximité géographiques ou physiographiques (cf. chap. 11) n'est évidemment plus suffisante ici.

Dans tous les cas de figure, produire des scénarios hydrologiques pour un bassin donné dans un contexte de climat futur nécessite de pouvoir décrire ce à quoi pourrait ressembler demain le bassin d'aujourd'hui. Certaines des modifications à attendre pour le système peuvent être estimées par simulation à l'aide d'un modèle externe (cf. modèle de retrait glaciaire – Gerbaux *et al.*, 2005 ; Schaeffli, 2005 ; modèle de modification du couvert végétal, D'Almeida *et al.*, 2006 ; Ishidaira *et al.*, 2008) ou être estimées sur la base de scénarios produits par un expert. Ces scénarios peuvent aussi concerner les aménagements du milieu (cf. urbanisation, implantation d'ouvrages de production d'hydroélectricité, extension de périmètres d'irrigation) ou les modes de gestion future de la ressource (cf. adaptés à une demande future modifiée). La production de ces scénarios constitue un des aspects les plus critiques et les plus incertains de ces analyses d'impact.

3.6 CHOIX D'UN MODÈLE HYDROLOGIQUE

La grande diversité des modèles hydrologiques existants rend le choix d'un modèle difficile. Comme évoqué tout au long de ce chapitre, ce choix doit s'effectuer, en premier lieu, en fonction de l'objectif de l'étude hydrologique. Il doit évidemment aussi se baser sur la capacité des modèles candidats à satisfaire les critères de robustesse, de parcimonie et de validité. A robustesse et validité équivalente, la préférence doit en principe être accordée au modèle le plus parcimonieux (celui-ci ne devant pas pour autant être simpliste).

D'autres critères peuvent bien entendu aussi être pris en considération. Un modèle peut devoir prendre en compte de façon explicite la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques ou de certains processus hydrologiques. Il peut aussi devoir être appliqué à un contexte météorologique différent de celui pour lequel il a été développé. Dans certains contextes, il doit pouvoir être facilement transposable dans l'espace, sur des bassins sans données par exemple.

Les données disponibles, le type de bassin versant analysé, l'adéquation du modèle aux principaux processus hydrologiques explicatifs de son comportement hydrologique, la nature et la qualité des résultats escomptés sont aussi à considérer.

D'autres critères moins scientifiques, tels que l'expérience du modélisateur et le fait que le modèle ait fait ses preuves par ailleurs, le temps à consacrer et le budget disponible, peuvent encore conditionner le choix du modèle. Le choix résulte souvent d'un compromis entre ces divers critères. Dans la pratique, la décision finale est par

ailleurs souvent dictée par une grande part de subjectivité, qui dépend entre autres choses, du courant de pensée dans le quel se situe l'utilisateur. Quels que soient les critères, le choix doit pouvoir être justifié pour chaque analyse effectuée. Cette section propose quelques éléments de réflexion à ce sujet.

3.6.1 Disponibilité des données, complexité et performance du modèle

Comme cela a déjà été évoqué dans le paragraphe 3.2.4, le choix (ou la construction) d'un modèle doit reposer sur l'équilibre entre le degré de complexité nécessaire dans la structure du modèle (dépendant des objectifs de l'étude) et le degré de complexité supporté par les données disponibles.

En d'autres termes, un modèle trop simple pour pouvoir exploiter toutes les informations dérivables des données disponibles est sous-optimal. A l'inverse, il est inutile de choisir un modèle dont la structure interne est trop complexe et non vérifiable à partir des données disponibles. Ce principe est illustré sur la figure 3.17.

Rappelons que la plupart du temps, les données nécessaires à la construction d'un modèle hydrologique sont inexistantes. Les modèles à privilégier dans ce contexte sont les modèles parcimonieux dont les paramètres peuvent être prédéterminés à l'aide de modèles régionaux (chap. 11).

3.6.2 Nature des sorties souhaitées

La nature des variables souhaitées en sortie du modèle peut aussi fortement conditionner le choix du type de modèle.

Une approche conceptuelle globale ou distribuée peut être suffisante si seuls les débits à l'exutoire d'un bassin donné doivent être estimés. Elle est inappropriée si les débits doivent être estimés en différentes stations du réseau hydrographique. Les modèles spatialisés ou semi-spatialisés sont dans ce cas incontournables.

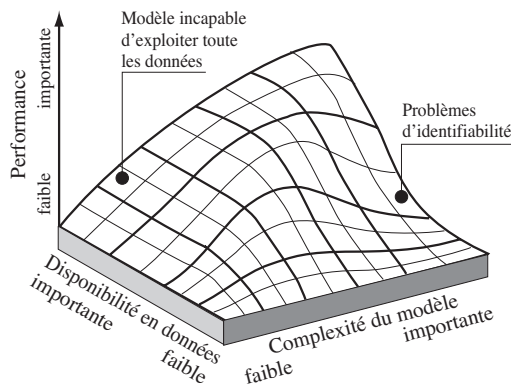


Fig. 3.17 Diagramme schématisant de relation entre la quantité de données disponibles, la complexité et la performance d'un modèle hydrologique (d'après Grayson et Bloschl, 2000). Pour une quantité fixée de données disponibles, la performance d'un modèle hydrologique est optimale pour un degré de complexité déterminé. L'augmentation de la quantité de données contribue, pour un modèle donné, à l'augmentation de sa performance jusqu'à un certain seuil au-delà duquel la performance ne peut plus être améliorée.

La quasi-totalité des modèles hydrologiques permettent de simuler des débits. En revanche, la simulation de différentes autres variables hydrologiques est impossible pour nombre d'entre eux. Les hauteurs d'eau en rivière, les vitesses des écoulements ou les hauteurs de nappe sont autant de variables « secondaires » qui sont parfois indispensables à certaines études hydrologiques. Les modélisations à bases physiques sont souvent les seules modélisations appropriées dans ces situations.

3.6.3 Choix d'un type de modèle

Les différents types possibles de modèles hydrologiques ont été présentés dans le paragraphe 3.1.3. Le choix d'un type de modélisation, puis le choix du modèle proprement dit, dépendent d'abord de l'objectif et des moyens disponibles (cf. données, moyens informatiques et financiers). Elles passent aussi par la comparaison de leurs domaines de validité et d'application.

Approches conceptuelles ou à bases physiques ?

La littérature est riche de discussions opposant les modélisations conceptuelles à celles à bases physiques (Beven, 1989, 1993 ; Grayson *et al.*, 1992).

Les modèles conceptuels, notamment les modèles dits à réservoirs, sont largement utilisés en hydrologie opérationnelle. Ils offrent de multiples avantages : ils sont généralement simples à développer et à mettre en œuvre ; ils nécessitent peu de données et comportent souvent peu de paramètres ; ils offrent la plupart du temps des résultats très satisfaisants pour les applications hydrologiques courantes et ceci pour un investissement en personnel et pour un coût généralement modérés.

Leur principale limitation est liée à leur représentation des processus qui peut être parfois assez éloignée des processus réels. Cette représentation ne se base souvent que sur la loi de conservation de la matière, négligeant les lois de conservation de la quantité de mouvement ou de l'énergie. Si ces modèles permettent de reproduire un comportement observé par le calage de leurs paramètres, rien ne garantit qu'ils puissent reproduire un comportement qui n'a pas encore été observé ; il est même en fait très probable qu'ils ne puissent pas le faire. Ces modèles ne sont donc a priori pas transposables à des contextes hydro-météorologiques différents (cf. application pour une configuration de bassin modifiée par des aménagements, extrapolation pour des événements non observés, application pour un autre bassin versant). Pour les mêmes raisons, ils ne peuvent a priori pas être utilisés dans des conditions non stationnaires, pour des études d'impact par exemple (cf. impact des changements d'occupation du sol ou des changements climatiques).

Les modèles à bases physiques n'ont en principe pas ces limitations. Pour autant qu'il soit possible de décrire fidèlement le milieu, ces modèles devraient pouvoir fonctionner en « aveugle » sans recours à la calibration de leurs paramètres. Ils sont censés ainsi permettre de simuler de façon réaliste le comportement de l'hydrosystème considéré pour un contexte hydro-climatique modifié. Cependant, comme cela l'a déjà été évoqué, la paramétrisation sous-maille des processus élémentaires est inévitable et ces modèles n'échappent généralement pas à la calibration de certains de leurs paramètres. Il serait à ce sujet illusoire de penser qu'il suffit d'augmenter la résolution spatiale de la discrétisation et qu'il suffit d'améliorer la description physique des processus pour arriver à une représentation fidèle du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Il est en effet impossible de décrire la structure fine du milieu

ainsi que la variabilité spatiale des caractéristiques physiques qui conditionnent son comportement hydrologique. Les difficultés à définir le réseau de drainage superficiel en sont un exemple patent. En plus des drains permanents, comment identifier et décrire les drains temporaires ou ceux qui sont uniquement sollicités, parfois à micro-échelle, en période de crue ? De même, il est impossible de décrire avec les équations de la physique tous les processus hydrologiques coexistant au sein d'un bassin. Par exemple, le modèle de Darcy, même généralisé, est incapable de représenter les écoulements préférentiels qui se produisent dans les divers réseaux de conduits pouvant exister en sous-sol. Les modèles à bases physiques ne sont donc que des modèles et sont par suite sujets aux mêmes limitations que celles évoquées plus haut pour les modèles conceptuels, même si c'est probablement dans une moindre mesure.

Dans la pratique, les modèles à bases physiques sont principalement utilisés pour l'étude et la compréhension des processus intervenant dans le cycle hydrologique (c'est-à-dire échelle fine inférieure au km^2). Utiles au développement de connaissances, ils sont assez largement utilisés dans le milieu académique et de la recherche scientifique (Higy, 2000). Leur complexité rend cependant leur développement et leur exploitation fastidieux. La quantité considérable de données nécessaires à la description du milieu et à l'estimation de leurs paramètres constitue le plus sévère des obstacles. Ils requièrent enfin des temps de calcul encore importants. Ceci interdit de fait toute démarche de calibration automatique de même que toute tentative visant à caractériser les incertitudes sur les paramètres et sur les simulations correspondantes⁴. Du fait de leur complexité et des difficultés inhérentes à leur calibration, ces modèles ne peuvent généralement être développés que par des spécialistes. Ils sont donc très peu utilisés en hydrologie opérationnelle, mis à part peut être dans le cas de certaines études visant à estimer l'impact de modifications du milieu sur le comportement des bassins.

Modélisation globale, spatialisée ou distribuée ?

Le choix d'une discrétisation spatiale est fortement conditionné par la façon de représenter les processus. Une discrétisation spatialisée est par exemple requise si le modèle hydrologique est orienté processus. Une modélisation globale, distribuée ou semi-spatialisée implique que le modèle soit conceptuel. Le choix d'une discrétisation spatiale est aussi intimement lié aux objectifs pour lequel le modèle a été développé.

Les modèles globaux sont très largement utilisés en hydrologie opérationnelle. Ils offrent de multiples avantages : ils sont généralement très simples à développer et à mettre en œuvre ; ils nécessitent très peu de données et comportent très peu de paramètres. Leur parcimonie et leur robustesse sont leurs principaux atouts. Ils offrent sous certaines conditions des résultats satisfaisants pour les applications hydrologiques courantes. Ils sont par exemple utilisés pour le contrôle des données ou la reconstitution de données manquantes, l'extension par simulation des séries historiques de débits (lorsqu'il existe des séries chronologiques des variables météorologiques plus longues), la génération de scénarios de crues pour les projets d'aménagement et de dimensionnement (cf. ouvrages hydrauliques, évacuation des eaux des routes), l'évaluation des ressources en eau par la simulation des bilans hydrologiques, la prévision

⁴ Avec les moyens informatiques de leur temps, Yang *et al.* (2000) indiquent par exemple que la simulation de deux ans de données au pas de temps horaire nécessite 72 heures de calcul pour le modèle à bases physiques MIKE SHE et seulement deux minutes sur la même machine pour le modèle conceptuel distribué TOPMODEL.

hydrologique en temps réel (cf. de la ressource en eau et des risques hydrologiques associés).

Les modèles globaux présentent diverses limitations dont celles propres aux modèles conceptuels. De plus, considérant le bassin versant comme une et une seule entité hydrologique, ils ne permettent pas de prendre en compte l'hétérogénéité du milieu, la variabilité spatiale des entrées et forçages atmosphériques, des processus hydrologiques. Ils ne peuvent pas non plus prendre en compte les phénomènes de redistribution spatiale de l'eau en surface et en subsurface, l'influence sur les débits d'ouvrages hydrauliques situés au sein du bassin. Ils ne sont donc pas appropriés pour les bassins versants de grande taille, où la variabilité spatiale des forçages météorologiques est importante. Ils ne sont pas non plus adaptés pour les bassins anthropisés ou présentant une hétérogénéité spatiale importante. A titre d'illustration, un modèle conceptuel global ne peut pas représenter le comportement d'un bassin versant composé d'une partie rurale et d'une partie urbanisée, les comportements hydrologiques y étant significativement différents.

Les modèles distribués partagent globalement les mêmes avantages et inconvénients que les modèles globaux. L'unique intérêt des modèles distribués est qu'ils permettent de prendre en compte divers types de comportements hydrologiques observables au sein du bassin versant (cf. TOPMODEL, chap. 3). Ils ne permettent cependant pas de prendre en compte la variabilité spatiale des forçages météorologiques.

Les modèles spatialisés n'ont pas les limitations des modèles globaux ou distribués. L'intérêt principal d'un modèle spatialisé est en fait précisément de pouvoir tenir compte de la variabilité spatiale des forçages météorologiques, des conditions initiales et des caractéristiques du milieu ayant une influence sur le comportement hydrologique. Les modèles spatialisés permettent aussi de simuler les variables hydrologiques d'intérêt en tout point de la discrétisation spatiale du système et en particulier en tout point du réseau hydrographique décrit par le modèle.

L'inconvénient immédiat des modèles spatialisés réside dans la quantité d'informations à recueillir pour décrire le bassin versant. La variabilité spatiale des caractéristiques du milieu est de ce fait souvent prise en compte de façon très simplifiée. Par ailleurs, il est nécessaire d'estimer en tout point de la discrétisation les variables de forçages météorologiques, ce qui implique de spatialiser par une méthode adéquate les variables locales observées. Les inévitables incertitudes liées à cette spatialisation peuvent fortement réduire l'intérêt de la description spatialisée du milieu. Une autre difficulté réside dans la discrétisation des bassins qui reste souvent délicate malgré l'emploi des MNAs et des SIGs. La mise en œuvre difficile des modèles spatialisés, surtout lorsqu'ils sont à bases physiques, rend donc leur utilisation opérationnelle limitée.

Les modèles semi-spatialisés constituent généralement un compromis intéressant entre les approches globales (ou distribuées) et les approches spatialisées, en particulier lorsqu'il s'agit de modéliser de grands bassins versants. Ils sont généralement simples à développer et à mettre en œuvre. Ils ne nécessitent pas une grande quantité de données mais permettent en partie de prendre en compte la variabilité spatiale des forçages météorologiques et des variables d'état du milieu. La prise en compte de la variabilité spatiale des comportements hydrologiques est souvent aussi possible. C'est par exemple le cas lorsque les paramètres du modèle peuvent être estimés, généralement à un facteur d'échelle près, sur la base de caractéristiques clés du milieu disponibles par ailleurs (cf. pente moyenne du bassin, pourcentage de surface imperméable).

Quelle que soit l'approche considérée, une discrétisation spatiale peut être plus ou moins fine suivant le niveau de détail souhaité. Dans tous les cas, le découpage est fréquemment effectué de façon à ce que la superficie des différentes unités spatiales soit du même ordre de grandeur. Ceci permet d'assurer une certaine cohérence dans les représentations au même titre qu'il est nécessaire d'assurer une certaine compatibilité entre les niveaux de complexité retenus pour la représentation du milieu et des processus. Le choix de la taille moyenne des unités doit dépendre de l'objectif de la modélisation et comme évoqué précédemment de l'information disponible pour caractériser la variabilité du milieu et des processus. Dans l'idéal, il devrait être réalisé de sorte que la variabilité spatiale des variables météorologiques clés, des caractéristiques du milieu, des processus dominants qui s'y produisent soit limitée au sein de chacune des unités. Cet aspect a été abordé dans le paragraphe 3.2.4.

Modèles événementiels ou modèles de simulation continue ?

Le choix d'un modèle de simulation continue ou d'un modèle événementiel est largement lié aux objectifs recherchés à travers la modélisation.

Un modèle événementiel est en principe suffisant s'il est question de simuler les débits résultant d'un événement météorologique donné. C'est par exemple le cas lorsque la crue de projet résultant d'une pluie de projet donnée est demandée (chap. 9). Dans ces situations, il est généralement possible de négliger divers processus hydrologiques connexes (cf. évapotranspiration).

Les modèles de simulation continue permettent de simuler l'évolution des variables d'état (cf. humidité du sol) et de sortie (cf. débit) sur plusieurs années hydrologiques. Il est donc possible de simuler les crues, les étiages, les régimes hydrologiques tout comme les fréquences de défaillance des systèmes à étudier ou leurs fréquences de fonctionnement. Ceci constitue leur principal intérêt. La principale différence avec les modèles événementiels est que certains processus, qui pouvaient être négligés au cours d'un événement, ne peuvent plus l'être car ils deviennent déterminants entre les événements. C'est le cas par exemple des flux évaporatoires, flux négligés dans les simulations d'événements pluie-débit donnés mais prépondérants au cours des périodes sèches séparant les événements pluvio-métriques. Par suite, les modèles de simulation continue nécessitent plus de données pour décrire les forçages climatiques déterminant la réponse du bassin (cf. températures, rayonnement, vitesse du vent en plus des précipitations). Offrant de nombreux avantages par rapport aux modèles événementiels, leur utilisation tend à se généraliser (Boughton et Droop, 2003).

3.6.4 Performances comparées des modèles hydrologiques

Le choix d'un modèle hydrologique est généralement guidé par sa performance pour un objectif fixé. De nombreuses évaluations ont été effectuées pour estimer la performance de modèles individuels. Il existe cependant relativement peu de travaux visant à comparer de façon objective les performances de différents types de modèles vis-à-vis d'une application donnée.

Les projets d'intercomparaison concernent la plupart du temps un nombre limité de modèles, appliqués sur un nombre réduit de bassins, pour un pas de temps choisi, dans un contexte climatique donné et pour un type d'application donné (simulation, prévision, transposition ; Refsgaard et Knudsen, 1996 ; Jiang *et al.*, 2007).

Des projets d'intercomparaison de plus grande envergure ont aussi vu le jour. Citons par exemple les projets d'intercomparaison initiés par L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) qui visent la capacité de différents modèles globaux à réservoirs à simuler les débits observés (OMM, 1986) ou à prévoir les débits en temps réel (OMM, 1992). Plus récemment, Perrin (2000, 2002) propose une comparaison de la performance en simulation d'un grand nombre de modèles globaux à réservoirs. Les modèles sont évalués sur plus d'un millier de bassins versants répartis en différentes régions du globe. Aux USA, le projet DMIP, *Distributed Model Intercomparison Project*, a en particulier pour objectif de comparer, dans le cadre de la prévision des débits en mode opérationnel, la performance de différentes modélisations spatialisées et d'évaluer l'intérêt d'une prévision d'ensemble obtenue par combinaison des prévisions individuelles associées (Smith *et al.*, 2004 ; Georgakakos *et al.*, 2004).

Le résultat de ces analyses démontre qu'il n'y a pas de structure de modèle universelle. Par ailleurs, les modèles, souvent bien adaptés pour les contextes hydro-météorologiques pour lesquels ils ont été conçus, ont généralement une performance significativement dégradée dès lors qu'ils sont appliqués dans d'autres contextes.

3.6.5 Autres considérations

Dans la pratique, un critère de choix important est le coût total du développement et de la mise en œuvre du modèle. Le coût et le temps pour l'acquisition et la mise en forme des données, le temps nécessaire à la construction, à la calibration et à la validation du modèle, le temps nécessaire à l'interprétation des résultats de simulation, augmentent très vite avec le degré de sophistication des modèles.

Le développement d'un modèle pour un bassin donné peut être fortement facilité s'il est possible d'utiliser un système de modélisation convivial existant. Le coût d'un tel système, le coût de sa licence d'utilisation ou celui inhérent à la formation de ses utilisateurs peuvent être cependant prohibitifs et imposer le développement de son propre modèle.

La convivialité de l'interface informatique liée au système de modélisation peut constituer aussi un critère de choix important. Le manuel d'utilisation de certains systèmes de modélisation n'est parfois pas suffisant pour permettre la compréhension et une mise en œuvre aisée du modèle associé. En particulier, la préparation des fichiers de données d'entrée de même que la lecture des fichiers de sortie peuvent rendre l'utilisation d'un système de modélisation extrêmement laborieuse.

L'existence d'une interface conviviale ne supprime pas les difficultés inhérentes à tout travail de modélisation hydrologique. Ces difficultés sont seulement camouflées sous la facilité d'usage. Il faut donc rester vigilant à ne jamais sacrifier la compréhension des phénomènes hydrologiques et la compréhension des représentations qui en sont proposées par le modèle retenu. En d'autres termes, il ne faut pas utiliser un modèle dont les modules ne peuvent pas être entièrement compris et maîtrisés.

3.7 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- Le développement d'un modèle nécessite : 1) la sélection ou le développement d'une structure (et du code informatique associé) pour représenter le milieu et

les processus qui s'y produisent, 2) l'estimation des paramètres du modèle, 3) sa validation et la caractérisation des incertitudes associées.

- Les différentes approches pour la représentation des processus conduisent, aux modèles empiriques, conceptuels ou à bases physiques.
- Les différentes approches pour la représentation du milieu conduisent aux modèles globaux, distribués, spatialisés ou semi-spatialisés. Elles se distinguent en particulier par la nature de l'unité spatiale à laquelle est attachée la résolution des équations utilisées pour décrire les processus.
- Un modèle hydrologique comporte différents modules, souvent indépendants. Les plus courants permettent de mettre au format requis les données d'entrée, d'estimer la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère, de générer les écoulements à l'exutoire d'un bassin, de propager les écoulements en rivière ou dans les retenues.
- Le niveau de complexité retenu pour les différentes représentations ou composantes d'un modèle doit être équilibré ; les représentations des processus doivent aussi être compatibles avec les résolutions spatiales et temporelles du modèle.
- Les paramètres peuvent être prédéterminés sur la base de mesures, d'observations de terrain ou de cartes thématiques, à l'aide de modèles régionaux par exemple. Ils sont pour la plupart estimés par calibration.
- La calibration d'un modèle est manuelle, automatique ou semi-automatique. Elle vise à trouver le jeu de paramètres qui minimise les erreurs entre les valeurs simulées et les observations. Elle doit être, dans tous les cas, raisonnée.
- Les critères de performance peuvent être qualitatifs ou quantitatifs et basés sur une fonction objectif.
- Dans l'idéal, la calibration est multi-critères et multi-objectifs. Pour pouvoir calibrer de façon différenciée et optimale les différentes composantes du modèle, elle devrait considérer différentes variables, différentes échelles de temps, différentes fenêtres temporelles, etc.
- De multiples jeux de paramètres permettent en général d'obtenir une performance équivalente du modèle, définissant un problème d'équifinalité.
- La validation d'un modèle vise seulement à établir qu'il donne une représentation de la réalité raisonnable et adaptée à l'objectif visé. Elle peut être interne et/ou externe.
- Les schémas de validation peuvent se baser sur un test de validation croisée, de validation en transposition spatiale, de validation différentielle avec ou sans transposition spatiale, de validation à l'aveugle.
- La validation d'un modèle ne permet pas de conclure que le modèle représente de façon pertinente l'hydrosystème. Ceci vaut en particulier pour son comportement dans des situations extrêmes qui n'ont pas encore été observées.
- Les principales sources d'incertitudes sur les variables simulées par un modèle sont liées à sa structure, à ses paramètres et aux données qu'il utilise.
- La caractérisation des incertitudes de simulation est souvent réalisée en combinant les résultats de simulation produits pour différents jeux de paramètres échantillonnés dans l'espace des paramètres. Une méthode d'échantillonnage intéressante est proposée par les algorithmes bayésiens tels que l'algorithme de Metropolis.

3.8 ANNEXES

3.8.1 Modèle conceptuel global : le modèle GR4J

Développé au Cemagref, le modèle GR4J (de Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est la dernière version du modèle GR3J proposée par Edijatno et Michel (1989) et successivement améliorée par Nascimento (1995), Edijatno *et al.* (1999) et Perrin *et al.* (2003).

Description du bassin versant

C'est un modèle global. Il peut être utilisé en mode semi-spatialisé (Baudez *et al.*, 1999).

Description des processus

Le modèle est composé d'une fonction de production, de transfert et de routage. 4 paramètres sont à estimer.

- Production : réservoir à capacité de stockage limitée, pluie infiltrée et évapotranspiration réelle fonction du stock courant et respectivement de la pluie brute et de l'évapotranspiration potentielle; 1 paramètre.
- Transfert : deux hydrogrammes unitaires en parallèle; 1 paramètre.
- Routage : réservoir non linéaire à capacité de stockage limitée; 2 paramètres.

Autres caractéristiques

- Pas de temps : journalier et aussi horaire, mensuel et annuel pour d'autres modèles de la famille GR.
- Données nécessaires : série de pluie, d'ETP et de débit.
- Estimation des paramètres : en principe par calage mais régionalisations existantes.
- Peu consommateur en temps, moyens informatiques et humains.
- Nombreuses applications sur différents bassins versants de part le monde.
- <http://www.cemagref.fr/webgr/> (dernière visite juin 2007).

Principales références

- EDIJATNO, NASCIMENTO, N.O., YANG, X., MAKHLOUF, Z. et MICHEL, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2), 263-278.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279, 275-289.

3.8.2 Modèle conceptuel distribué : le modèle HBV

Le modèle HBV (du suédois *Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*, c'est-à-dire Bureau Hydrologie Section Ressources en eau) a initialement été développé par Bergström (1973, 1976, 1992). C'est le modèle de prévision hydrologique standard dans les pays scandinaves.

Description du bassin versant

HBV est un modèle pluie-débit distribué où la discrétisation du bassin est basée sur l'altitude et les caractéristiques du couvert végétal. La version HBV-96 est une version semi-spatialisée permettant de plus le découpage en sous-bassins. La description de certains processus (cf. accumulation et fonte de neige, évapotranspiration) y a été modifiée.

Description du modèle de base (HBV)

C'est un modèle à 5 réservoirs et 7 à 9 paramètres à estimer. Ses composantes sont :

- Module neige : réservoir avec accumulation ; fonte de type degré jour ; 3 paramètres.
- Interception : réservoir de stockage sur les surfaces boisées, pas de paramètre.

- Production : trois réservoirs en série, 6 paramètres (réservoir sol, intermédiaire, souterrain ; réservoirs linéaire et non linéaire, avec ou sans capacité de stockage, avec ou sans seuil de débordement).
- Transfert : hydrogramme unitaire, 1 paramètre.

Autres caractéristiques

- Pas de temps : journalier, possibilité plus court.
- Estimation des paramètres : 9 paramètres à optimiser, régionalisations existantes.
- Besoin modéré en données : série de pluie, d'ETP (Penman, 1948), de débit et de température de l'air (pour le module neige). En mode prévision : prévisions de la température de l'air et des précipitations.
- Nombreuses applications sur différents bassins versants de part le monde.
- Adapté notamment aux bassins versants alpins et nordiques avec forte influence neigeuse.
- Peu consommateur en temps, moyens informatiques et humains.
- <http://www.smhi.se/sgn0106/if/hydrologi/hbv.htm> (dernière visite juin 2007).

Principales références

- BERGSTRÖM, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Ph.D. Thesis. SMHI Reports RHO, n° 7, Norrköping.
- BERGSTRÖM, S., 1992. The HBV model – its structure and applications. SMHI Reports RH, n° 4, Norrköping.
- LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M. et BERGSTRÖM, S. (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201, 272-288.

3.8.3 Modèle conceptuel spatialisé : le modèle CEQUEAU

Le modèle CEQUEAU a été développé initialement par Girard *et al.* (1972) ; il dispose d'une version logiciel disponible auprès de l'Institut National de la Recherche Scientifique INRS-Eau (Québec, Canada).

Description du bassin versant

Le bassin versant est découpé en surfaces élémentaires (« carreaux entiers »), eux-mêmes subdivisés en « carreaux partiels » (fonction des lignes de partage des eaux).

Description du modèle

Le modèle est conceptuel avec 28 paramètres distribués à caler. Les principales composantes du modèle sont :

- Production : calculée sur chaque carreau entier et à chaque pas de temps. Modèle conceptuel de bilan vertical comprenant 3 à 4 réservoirs. Inclut : accumulation et fonte de neige sur base fonction degré jour pour un couvert neigeux mature (suivi d'un stock de froid), évaporation et évapotranspiration, eau dans la zone non saturée, dans la zone saturée et dans les lacs ; 27 paramètres spatialisés à caler.
- Transfert : modèle conceptuel permettant le transfert de « carreau partiel » à « carreau partiel » jusqu'à l'exutoire, du volume d'eau produit sur chaque « carreau entier » ; 1 paramètre à caler.

Autres caractéristiques

- Pas de temps de 1, 2, 3, 4, 6, 8, 12 et 24 heures.
- Estimation des paramètres : 11 paramètres minimum (max. 28) à caler.
- Besoin important en données : séries de précipitations liquides ou solides, de température de l'air (maximum et minimum), et de débit, ETP journalière, données

physiographiques (MNA) et thématiques du bassin versant. En mode prévision : prévisions de la température de l'air et des précipitations.

- Interfaçage avec des SIG.
- Nombreuses applications sur différents bassins versants, notamment au Canada.
- Adapté à des bassins versants de tailles très diverses.
- Consommateur en temps, moyens informatiques et humains.
- <http://www.inrs-ete.quebec.ca/activites/modeles/cequeau/>.

Principales références

GIRARD, G., CHARBONNEAU, R. and MORIN, G., 1972. Modèle hydro-physiographique, Comptes rendus Symposium international sur les techniques de modèles mathématiques appliquées aux systèmes de ressources en eau. Environnement Canada, Ottawa, pp. 190-205.

3.8.4 Modèle physico-conceptuel distribué : TOPMODEL

TOPMODEL (de *TOPography based hydrological MODEL*) est un modèle développé par Beven *et al.* (1984). Il en existe de nombreuses variantes. Une présentation très pédagogique de la version de base est proposée en français par Obled et Zin (2004).

Description du bassin versant

Unités Hydrologiques Représentatives déterminées sur la base d'un indice de similitude topohydrologique calculé en tout point du bassin, sur la base de la pente locale β_i et de la surface amont drainée en ce point a_i . Les parties de surface du bassin qui ont les mêmes valeurs de cet indice ont, par hypothèse, un comportement hydrologique similaire.

Description des processus

TOPMODEL comporte 3 paramètres à caler pour les versions les plus simples. Les composantes du modèle sont :

- Production : basée sur le concept de « zones contributives variables », déterminées à chaque pas de temps sur la base de la valeur du déficit de saturation local, celui-ci dépendant du déficit de saturation moyen à l'échelle du bassin et de la valeur locale de l'indice topographique. Bilan vertical estimé pour chaque classe d'indice à partir de ce déficit local sur la base de réservoirs conceptuels en série.
- Transfert des ruissellements et des débits de percolation à l'exutoire : différentes méthodes conceptuelles ou empiriques suivant les versions (réservoirs linéaires, hydrogrammes unitaires).

Autres caractéristiques

- Pas de temps journalier ou plus court.
- Un paramètre déterminé par les mesures de terrain (cf. indice topographique et sa distribution) et les autres par calibration (cf. conductivité à saturation à la surface du sol, paramètre de décroissance de la conductivité à saturation, profondeur du réservoir racinaire, taux d'évaporation et d'interception, paramètre(s) de transfert).
- Besoin modéré en données : séries de précipitations et de débits, évaporation de Penman, distribution de l'indice topographique sur le bassin (dans la pratique courante réalisée à partir des MNA).
- Interfaçage avec des SIG.
- Nombreuses applications sur des bassins versants.
- Adapté, a priori, à des bassins versants aux sols très perméables.
- Consommateur en temps, moyens informatiques et humains.

Principales références

BEVEN, K., KIRBY, M., SCHOFIELD, N. and TAGG, A., 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *J. Hydrol.*, 69 : 119-143.

AMBROISE, B., BEVEN, K., FREER, J., 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Wat. Resour. Res.* 32 (7) : 2135-2145.

3.8.5 Modèle hydrologique à bases physiques spatialisé : le modèle SHE

Le Modèle SHE (Système Hydrologique Européen) a été développé dès la première moitié des années 80 (Abbott *et al.*, 1986a,b). Il en existe des versions commerciales, plus conviviales et modulables, proposées par le *Danish Hydraulic Institute* (DHI) comme par exemple le code MIKE-SHE.

Description du bassin versant

Le bassin versant est découpé en mailles carrées régulières. Le choix de la résolution spatiale est a priori fonction des particularités du bassin versant mais est, dans la pratique, limité par la résolution du MNA support ou par les moyens informatiques à disposition.

Processus modélisés

SHE résout le bilan hydrique sur le bassin versant en se basant entièrement sur des équations physiques et des paramètres spatialisés. Les équations utilisées ainsi que d'autres caractéristiques de SHE sont :

- Neige : accumulation + fonte par le bilan d'énergie ou la méthode du degré jour.
- Interception : modèle de Rutter.
- Evapotranspiration : modèle de Penman et Penman-Monteith.
- Infiltration et percolation : modèle unidimensionnel de Richards pour les flux verticaux dans les sols non saturés et modèle de Darcy bidimensionnel pour les écoulements de nappes.
- Ruissellement de surface : ruissellement hortonien + transfert par le modèle de Barré de Saint-Venant bidimensionnel.
- Routage des débits dans le réseau hydrographique : modèle de Barré de Saint-Venant unidimensionnel.

Autres caractéristiques

- Pas de temps flexible, de la minute à la journée.
- A priori aucun paramètre à caler mais calibration possible.
- Besoin très important en données : données météorologiques, série de débit (si calage), MNA et données thématiques du bassin versant, caractéristiques mesurables du sol, particularités du réseau hydrographique (ouvrages, lacs).
- Interfaçage avec des SIG.
- Applications nombreuses à des bassins versants et sous-bassins versants dans le monde (notamment avec les modèles dérivés).
- Efficacité à modéliser des bassins versant complexes.
- Fortement consommateur en temps, moyens informatiques et humains.
- Licences d'acquisition et de mise à jour nécessaires.

Principales références

- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., *et al.* (1986a). An introduction to the european hydrological system «Système Hydrologique Européen» : SHE1 – History and philosophy of a physically based distributed modeling system. *J. Hydrol.*, N° 87, pp. 45-59.
- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., *et al.* (1986b). An introduction to the european hydrological system «Système Hydrologique Européen» : SHE2 – Structure of physically based distributed modeling system. *J. Hydrol.*, N° 87, pp. 61-77.

CHAPITRE 4

PRODUCTION HYDROLOGIQUE ET PROCESSUS ASSOCIÉS

La compréhension et l'estimation des différents flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère constituent une première étape indispensable à la description de la réponse hydrologique d'un bassin versant aux sollicitations météorologiques auxquelles il est soumis.

Cette estimation a longtemps eu pour objectif l'estimation de la seule pluie nette, c'est-à-dire les précipitations participant aux écoulements directs, soustraction faite de ce qu'il est commun d'appeler dans ce contexte les « pertes aux ruissellement ». Les principaux phénomènes associés à ces pertes sont l'interception par la végétation, le stockage de surface et l'infiltration. L'estimation de la pluie nette, généralement réalisée pour l'estimation ultérieure d'une crue de projet, a fait souvent appel dans ce contexte à différentes méthodes simplifiées utilisant une fonction dite de production.

La nécessité de simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant en continu, pendant les périodes de hautes eaux en particulier mais aussi pendant les périodes d'étiage, a imposé d'adapter la notion de production. Il est en particulier devenu nécessaire de considérer et d'estimer toutes les composantes du bilan hydrique à l'interface sol-végétation-atmosphère, y compris pendant les périodes entre les averses. C'est le cas, par exemple, des flux liés à l'évapotranspiration du couvert végétal.

L'objectif du chapitre est de présenter les concepts et les modèles utilisés pour l'estimation des principaux flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère dans le but d'estimer ultérieurement les différentes composantes de l'écoulement (cf. rapide, retardé). La première section de ce chapitre revient sur les différentes composantes du bilan hydrique de surface et de subsurface à l'échelle de la parcelle et à l'échelle du bassin. Les diverses méthodes et démarches permettant d'estimer la fraction des précipitations interceptée par le couvert végétale et/ou stockée dans les dépressions superficielles sont présentées dans la section 4.2. Le principe des méthodes permettant d'estimer les pertes par évaporation ou évapotranspiration est abordé dans la section 4.3. Ces pertes, quoique souvent négligées pour la problématique des crues, ont une influence déterminante sur l'évolution de la saturation du bassin versant. Une attention particulière est enfin apportée à l'estimation de l'infiltration (sect. 4.4). En milieu tempéré, l'infiltration constitue souvent les pertes les plus importantes à l'échelle d'une crue et a aussi une influence prépondérante sur

l'évolution des conditions antécédentes d'humidité des sols. Les méthodes permettant d'estimer l'infiltration à l'échelle de la parcelle, mais aussi, et surtout les méthodes utilisées pour traiter la problématique difficile de leur variabilité spatiale au sein du bassin versant, seront abordées. La dernière section de ce chapitre donnera quelques éléments de réflexion pour orienter le choix d'une approche ou d'une autre (sect. 4.6).

4.1 INTRODUCTION

4.1.1 Bilan hydrique à l'échelle de la parcelle

A l'échelle de la parcelle, le bilan hydrique à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (c'est-à-dire interface SVA) peut être décomposé en un bilan de surface et un bilan de subsurface. La figure 4.1 illustre les différents stocks et flux d'eau impliqués dans ces bilans.

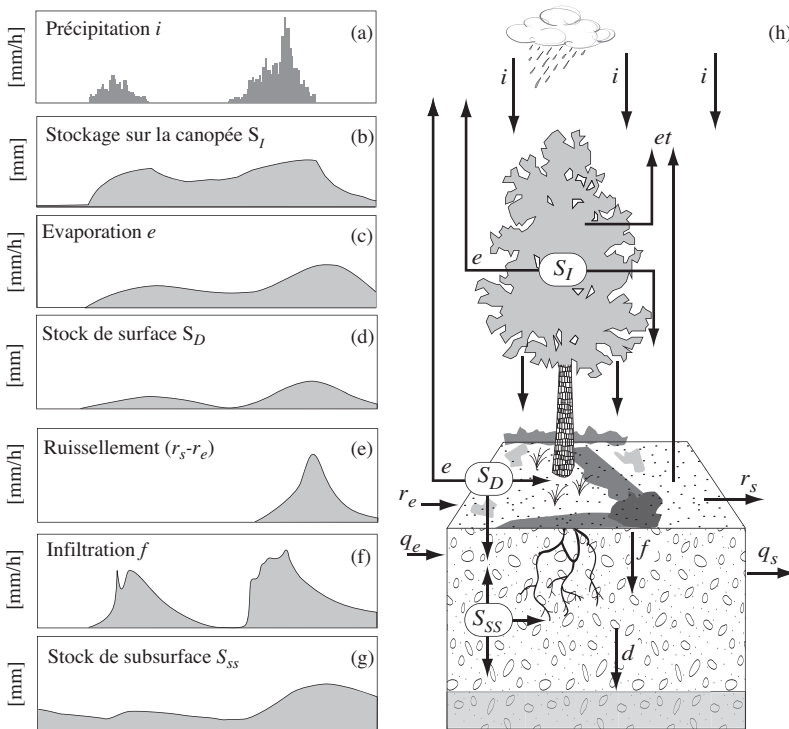


Fig. 4.1 Evolution temporelle possible de quelques termes du bilan hydrique à l'interface sol-végétation-atmosphère. (a) Pluie totale; (b) stockage par interception sur le couvert végétal; (c) pertes par évaporation du couvert végétal; (d) stockage de surface; (e) pluie nette produite par l'unité de surface considérée; (f) infiltration; (g) évolution du stockage moyen dans la zone non saturée et (h) schématisation des différentes composantes du bilan hydrique à l'échelle de la parcelle.

Bilan hydrique de surface et production

Le bilan hydrique de surface à l'interface sol-végétation-atmosphère peut s'exprimer, à l'échelle de la parcelle et par unité de surface, de la façon simplifiée suivante :

$$\frac{\partial S_s}{\partial t} = i - f - e + r_e - r_s \quad (4.1)$$

où $\partial S_s / \partial t$ est la variation du volume d'eau stocké entre la surface du sol et la voûte du couvert végétal sous forme liquide ou solide ; i est l'intensité des précipitations totales ; f et e sont l'intensité des pertes par infiltration et évaporation (de l'eau à surface libre) ; r_e et r_s sont respectivement les apports (en provenance de l'amont) et les pertes (vers l'aval) par ruissellement de surface (débits rapportés à l'unité de surface, en $[l/s/m^2]$ ou en $[mm/h]$).

Le volume stocké entre la surface du sol et la voûte du couvert végétal peut être exprimé sous la forme décomposée suivante :

$$S_s = S_I + S_D \quad (4.2)$$

où S_I représente le volume stocké sur le couvert végétal par interception et S_D le volume stocké sur le sol et dans les dépressions superficielles en particulier.

L'importance relative des différents termes du bilan hydrique de surface varie dans le temps. A titre d'illustration, la figure 4.1 présente de façon schématique une évolution temporelle possible de certains de ces termes. Il est intéressant de noter, qu'en général :

- Au début de l'épisode pluvieux, les principaux termes du bilan hydrique sont les volumes stockés sur le couvert végétal et dans les dépressions de surface. L'intensité de ces pertes par stockage – terme $\partial S_s / \partial t$ positif – diminue généralement au cours de l'averse, les volumes stockés ne pouvant excéder la capacité maximale de stockage du milieu. A la phase de stockage de début d'averse, suit une phase de déstockage – terme $\partial S_s / \partial t$ négatif – qui s'accompagne d'un recouvrement progressif de la capacité de stockage du milieu. Le déstockage peut être dû à différents processus qui deviennent dominants en fin d'averse (cf. évaporation, égouttage, fonte, infiltration ou ruissellement de surface).

- Le taux d'évaporation e dépend des flux énergétiques à l'interface SVA et du taux de renouvellement de l'air atmosphérique qui peuvent aussi fortement varier au cours de l'événement. Le bilan hydrique de surface est donc indissociable du bilan énergétique à l'interface SVA.

- L'intensité des pertes par infiltration f dépend de la capacité d'infiltration du sol. La capacité d'infiltration décroît généralement au cours d'un épisode pluvieux intense au fur et à mesure que le sol se sature. Elle peut se « reconstituer » entre deux averses en particulier lors du ressuyage du sol. Le terme f peut être négatif en cas d'exfiltration.

- La différence $(r_s - r_e)$ correspond au surplus de ruissellement de surface produit par l'unité de surface. En d'autres termes, elle définit l'intensité de la pluie nette i_n produite par l'unité de surface considérée. La productivité de la parcelle fait référence au rapport entre l'intensité de la pluie nette et l'intensité de la précipitation totale. Elle croît en principe au cours d'une averse donnée du fait de l'évolution temporelle des autres termes du bilan hydrique. La production du ruissellement de

surface est dite « hortonienne » lorsque l'intensité des apports (c'est-à-dire ruissellement amont, déstockage et pluie atteignant le sol) est supérieure à la capacité d'infiltration du sol. Elle est dite « cappusienne » ou « dunienne » lorsqu'elle résulte d'un excès de saturation, c'est-à-dire lorsque la saturation du sol est totale et qu'elle ne permet plus à l'eau de s'infiltrer¹.

Les phénomènes de stockage-déstockage de l'eau dans l'interface SVA de même que les ruissellements en provenance des parties amont du bassin font qu'il peut y avoir évaporation, infiltration ou production de pluie nette même en l'absence de précipitation totale.

Infiltration et bilan hydrique de subsurface

L'intensité du flux d'eau qui s'infiltré à la surface du sol et se propage ensuite dans le profil de sol sous-jacent dépend, entre autres, du taux de saturation du sol et plus précisément de son profil d'humidité. Le profil d'humidité, qui décrit l'évolution de la teneur en eau θ en fonction de la profondeur, varie dans le temps du fait de l'infiltration elle-même et des processus de redistribution spatiale de l'eau dans le sol (redistribution horizontale et verticale induite par les forces de gravité et de pression capillaire). L'évolution temporelle du profil d'humidité résulte finalement aussi de l'évaporation de l'eau de subsurface remontée en surface par diffusion de vapeur ou par succion capillaire et des prélèvements par les végétaux liés au processus d'évapotranspiration.

Le bilan hydrique de la zone non saturée sur les premiers horizons du sol peut s'exprimer, à l'échelle de la parcelle et par unité de surface, de la façon simplifiée suivante :

$$\frac{\partial S_{ss}}{\partial t} = f - et - d + q_e - q_s \quad (4.3)$$

où $\partial S_{ss}/\partial t$ est la variation du volume d'eau stocké dans la couche de sol considérée ; f est l'intensité de l'infiltration d'une partie des apports de surface ; et est l'intensité des pertes par évapotranspiration (c'est-à-dire évaporation de l'eau de subsurface et transpiration des végétaux) ; d , q_e et q_s sont respectivement le flux sortant à la base de la couche de sol considérée, les apports et les pertes latéraux liés aux écoulements de subsurface.

La variation de stock $\partial S_{ss}/\partial t$ s'exprime par une variation du profil d'humidité. Le flux sortant à la base de la couche de sol conduit, lorsqu'il est positif, à la recharge de la nappe sous-jacente (flux de percolation profonde d). Il peut être négatif du fait de la remontée capillaire de l'eau de nappe.

Au cours d'une averse, la variation de stock $\partial S_{ss}/\partial t$ est généralement positive en raison des apports par infiltration et des écoulements de subsurface en provenance des parties du bassin situées à l'amont. Aux périodes d'emménagement succèdent des périodes de déstockage résultant des processus de redistribution spatiale et d'évapotranspiration.

¹ Le terme anglais pour décrire le ruissellement de surface produit par un processus hortonien est « *Infiltration excess runoff* ». Pour le ruissellement produit par un processus dunien, le terme est « *Saturation excess runoff* ».

Facteurs influençant le bilan hydrique

A l'échelle de la parcelle, la répartition entre flux de surface et de subsurface dépend de différents facteurs d'ordre physiographique et agro-pédo-géologique. Ces différents facteurs sont largement discutés dans Musy et Higy (2004). Rappelons que la nature de la couverture des sols, la nature et la densité du couvert végétal, la pente et les caractéristiques hydrodynamiques des sols sont des facteurs clés.

La répartition des flux est aussi largement déterminée, comme mentionné précédemment, par les sollicitations météorologiques, les flux énergétiques à l'interface SVA et les profils d'humidité des sols. La nature des précipitations (liquide et/ou solide), la présence d'un manteau neigeux ou de sols gelés, peuvent modifier les différents processus impliqués dans la répartition de ces flux. Ce dernier point est abordé dans le cadre du chapitre 7.

La production du ruissellement à l'échelle de la parcelle résulte de ces différents facteurs. L'hétérogénéité dans l'espace des caractéristiques du milieu et du contexte hydrométéorologique influence ainsi l'importance relative des différents termes du bilan hydrique à une plus grande échelle.

4.1.2 Bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant

A l'échelle du bassin versant, la notion de bilan hydrologique est préférée à celle de bilan hydrique. Il est aussi possible de considérer le bilan hydrologique de surface et celui de subsurface. Les différents termes des bilans hydrologiques de surface et de subsurface sont relatifs à un intervalle de temps choisi. Ils correspondent à l'intégrale, sur cet intervalle de temps et sur la surface du bassin versant considéré, des flux instantanés observés en tout point du bassin. Les volumes correspondants sont exprimés en mètres cubes ou en lame d'eau (volumes rapportés à la superficie du bassin et exprimés en hauteur [mm]).

Bilan hydrologique de surface et production

A l'échelle du bassin versant et lorsqu'il n'y ni apports ni pertes en provenance ou vers les bassins voisins, le bilan hydrologique de surface peut s'exprimer de la façon simplifiée suivante :

$$\Delta S_S = \Delta S_D + \Delta S_I = P - F - E - V_R \quad (4.4)$$

où, pour l'intervalle de temps considéré, ΔS_S est le volume emmagasiné entre la surface du bassin et le toit de la canopée (comprenant l'interception ΔS_I et le stockage à la surface du sol ΔS_D); P est la précipitation totale tombant sur l'unité hydrologique considérée au-dessus de la couverture végétale; V_R est le volume d'écoulement direct (atteignant rapidement l'exutoire); et E et F sont respectivement les quantités d'eau perdue par évaporation (de l'eau à surface libre) et par infiltration. La pluie totale P diminuée de l'interception, c'est-à-dire, la pluie atteignant le sol, est souvent dénommée pluie brute (P_b).

A l'échelle d'un événement pluie-débit donné, ΔS_I et ΔS_D sont aussi considérées comme des pertes au ruissellement. Par définition, le volume d'écoulement direct (V_R) est égal à celui de la pluie nette (P_n). Pour un événement pluie-débit donné, le bilan hydrologique de surface détermine le coefficient de ruissellement du bassin, défini comme le quotient de la hauteur de pluie nette sur la hauteur précipitée totale.

Le coefficient de ruissellement, en principe inférieur à l'unité, définit la productivité du bassin vis-à-vis des écoulements de surface. Il est variable d'un événement à l'autre. La productivité moyenne d'un bassin est dépendante, pour un contexte climatique donné, de ses caractéristiques et en particulier de la topographie, de l'occupation des sols et de leur nature. Le coefficient de ruissellement moyen a été tabulé pour différents types de milieux (ASCE, 1996 ; Musy et Higy, 2004).

Infiltration et bilan hydrologique de subsurface

Le bilan hydrologique de subsurface peut s'exprimer, à l'échelle du bassin versant, de la façon suivante :

$$\Delta S_{ss} = F - ET - D \quad (4.5)$$

où ΔS_{ss} est la variation de stock de subsurface ; F est la quantité d'eau apportée par infiltration et où ET et D sont respectivement les pertes par évapotranspiration et par percolation profonde. La percolation profonde alimente la nappe sous-jacente dont la vidange différée conduira à la formation des écoulements retardés et du débit de base à l'exutoire du bassin versant.

Facteurs influençant la « production » à l'échelle du bassin

Les différents facteurs qui affectent la production du ruissellement à l'échelle du bassin versant sont autrement plus nombreux et complexes que ceux qui interviennent à l'échelle de la parcelle. Pour plus d'informations à ce sujet, le lecteur pourra se référer aux ouvrages de Cosandey et Robinson (2000) ou de Musy et Higy (2004).

La difficulté de représenter les processus de production à l'échelle du bassin est liée en premier lieu à la forte variabilité dans l'espace des caractéristiques physiques du milieu déjà évoquées auparavant. Ceci implique de très grandes disparités spatiales dans les processus d'interception, d'infiltration et d'évapotranspiration.

Elle est également due à l'importance des processus de redistribution spatiale, en particulier horizontale, de l'eau de surface et de subsurface. Ces processus sont fortement liés à l'organisation spatiale et à la succession d'amont en aval des différents terrains qui composent le bassin. La redistribution spatiale conduit souvent à la saturation de certaines parties du bassin versant. Les zones saturées qui en résultent sont des zones fortement actives en termes de ruissellement de surface. Celles-ci participent également aux processus d'exfiltration de l'eau du sol lorsque les conditions d'écoulement de subsurface le permettent. Les ruissellements de surface qu'elles produisent ne contribuent cependant pas forcément aux écoulements rapides observés dans le réseau hydrographique du fait de leur ré-infiltration éventuelle sur leur parcours aval (Corradini *et al.*, 1998). Il est ainsi parfois nécessaire de distinguer les zones saturées actives mais non contributives des zones saturées actives et contributives (Ambroise, 1999).

La ré-infiltration peut aussi affecter les ruissellements de surface produits par un processus hortonien sur d'autres parties du bassin versant. Une configuration typique de relais dans l'espace des processus de ruissellement est illustrée sur la figure 4.2.

L'importance relative des mécanismes de production du ruissellement sur les bassins versants présente aussi une variabilité dans le temps importante, qu'elle soit à l'échelle de l'événement pluvieux ou à l'échelle de l'année hydrologique. La figure 4.3 illustre par exemple l'extension des surfaces saturées au cours d'un événement pluvieux.

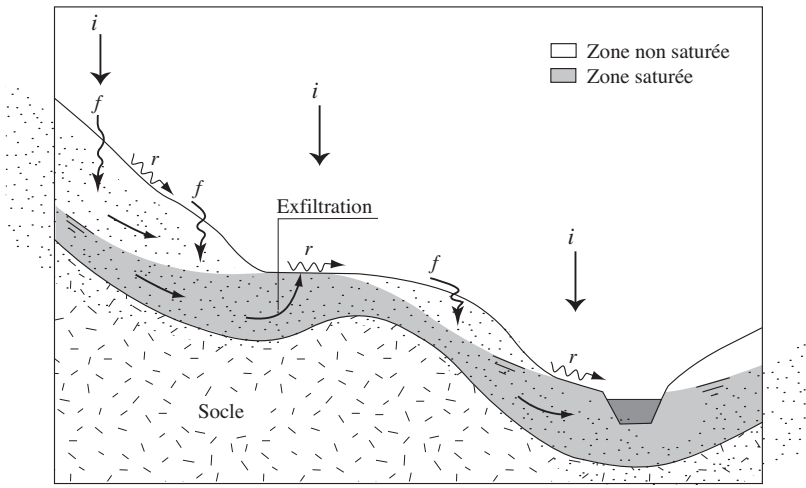


Fig. 4.2 Exemple d'une configuration de versant impliquant un relai dans l'espace de différents processus conduisant à la production de ruissellements de surface. En haut de versant : production de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration (processus hortonien) puis ré-infiltration ; en milieu de versant : production de ruissellement sur surfaces saturées et exfiltration de l'écoulement de subsurface puis ré-infiltration (surfaces saturées actives mais non contributives) ; en bas de versant : production de ruissellement sur surfaces saturées actives et contributives (processus dunien) et écoulement de subsurface actif (d'après Cosandey et Robinson, 2000, et modifiée).

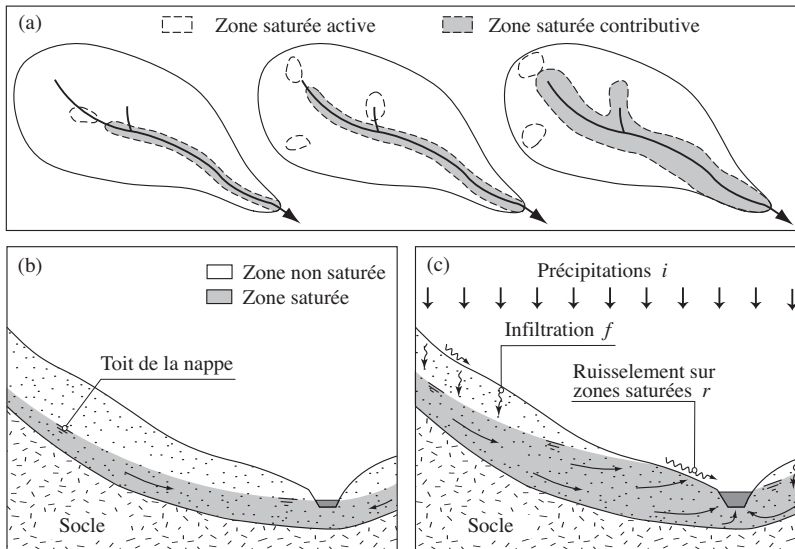


Fig. 4.3 Evolution typique de l'extension des zones saturées contributives au cours d'un épisode pluie-débit. (a) vue en plan du bassin, (b) vues en coupe.

A l'échelle annuelle, la variabilité des sources du ruissellement entre saisons est généralement encore plus marquée. Par exemple, sous les latitudes des milieux tempérés, les pluies abondantes d'hiver conduisent souvent à la saturation totale ou partielle des bassins ; les ruissellements de surface et les écoulements de crues résultent alors principalement des précipitations sur les surfaces saturées. Les caractéristiques physiques du milieu (couvert végétal, sols) ont dans ce contexte une influence négligeable sur la production (mais pas sur le transfert des ruissellements). A l'inverse, la saturation des bassins est faible en été ; les crues sont alors principalement générées par le ruissellement hortonien lors des précipitations intenses observées pendant les orages. La production du bassin est dans ce contexte très dépendante des caractéristiques physiques du milieu et du réseau hydrographique.

Dans la mesure où ces sources de ruissellement changent de taille dans l'espace et de façon saisonnière ou en fonction des séquences d'épisodes pluvieux, elles sont souvent qualifiées dans le cas où le ruissellement participe réellement au débit à l'exutoire du bassin versant « d'aires actives variables » ou « d'aires contributives variables ».

4.1.3 Approches pour la modélisation de la production

L'estimation de la répartition des flux hydriques à l'interface SVA peut être nécessaire dans divers contextes d'analyse et de modélisation. A l'échelle de la parcelle par exemple, l'étude du bilan hydrique permet d'estimer les besoins en eau des surfaces agricoles cultivées (Soutter *et al.*, 2007). A l'échelle d'un bassin versant, la connaissance des différents termes du bilan hydrologique permet d'estimer la recharge des réserves souterraines ou sa réponse hydrologique à diverses sollicitations météorologiques. Le bilan à l'interface SVA peut aussi être effectué à l'échelle d'un sous-continent ou pour la totalité des terres émergées du globe de façon à préciser les conditions aux limites des modèles météorologiques ou climatiques.

Les approches hydrologiques pour estimer les flux hydriques à l'interface SVA sont multiples. Elles dépendent de l'échelle à laquelle les bilans de surface et de subsurface doivent être effectués, du degré de simplification accepté, de l'objectif visé et des données à disposition sur le milieu et les variables de forçage météorologique.

Le présent chapitre n'a pas pour objectif de faire une revue exhaustive des méthodes existantes. Il se concentre sur les méthodes développées pour simuler, en continu en particulier, le comportement hydrologique d'un bassin versant dans un contexte hydrométéorologique donné (sect. 4.2, 4.3, 4.4). Quelques méthodes traditionnellement utilisées pour l'estimation de la pluie nette nécessaire à l'estimation ultérieure d'une crue de projet sont aussi présentées (sect. 4.5).

4.2 INTERCEPTION ET STOCKAGE DE SURFACE

Le principe des processus d'interception par le couvert végétal et de stockage dans les dépressions à la surface du bassin est, en première approximation, le même : il se résume en un stockage puis un déstockage d'une fraction des précipitations, les processus de déstockage étant variés.

Que ce soit pour l'interception ou le stockage de surface, les différents facteurs qui affectent d'une part la capacité de stockage du milieu et d'autre part les processus de déstockage sont plutôt bien connus. Leur quantification et leur description sont en

revanche plus difficiles. Les modélisations correspondantes sont par suite souvent rudimentaires et les paramétrisations associées très incertaines. Quelques méthodes de modélisation sont présentées ci-dessous.

4.2.1 Interception

Processus et définitions

L'interception correspond à la fraction des précipitations (liquides ou solides) capturée par le couvert végétal (ou par toute surface surélevée ; cf. toitures) avant d'atteindre le sol. La capacité de stockage du couvert végétal est généralement exprimée en millimètres d'eau par unité de surface de sol.

Une partie de la précipitation interceptée par la canopée est restituée au bassin versant par égouttage du feuillage ou par drainage le long de la ramure et du tronc des végétaux. La variabilité spatiale importante du processus implique que l'égouttage et le drainage peuvent commencer avant que la capacité maximale de stockage du couvert végétal ne soit atteinte. L'eau qui atteint le sol après égouttage ou drainage constitue une précipitation différée.

Une partie de la précipitation interceptée est reprise par l'atmosphère par le biais de l'évaporation ou de la sublimation. Cette partie correspond à une perte définitive pour le bassin et pour le ruissellement de surface en particulier.

Importance du processus

Pour des averses individuelles, les pertes par interception dues au stockage et à l'évaporation sont généralement très faibles (< 2 mm). En revanche, sur une base annuelle, ces pertes (dues dans ce cas à la seule évaporation) peuvent constituer une composante non négligeable du bilan hydrologique (Musy et Higy, 2004). Cosandey et Robinson (2000) soulignent la très grande variabilité des résultats obtenus par les nombreuses études visant à estimer le pourcentage de précipitations interceptées, que ce soit à l'échelle de l'événement, aux échelles saisonnière ou annuelle. Certains types de peuplements forestiers pourraient intercepter de 20 à 50 % des précipitations annuelles (cf. *Picea Abies*) ; les prairies naturelles à dominance de graminées n'en intercepteraient pas plus de 20 %. En milieu urbain, les pertes par interception, souvent dénommées pertes par mouillage, peuvent être importantes. Elles concernent les surfaces surélevées telles que les toitures, mais aussi les surfaces imperméables comme les routes et les parkings. Dans les milieux nordiques, l'interception de la neige par la végétation peut enfin fortement influencer la répartition des flux hydriques et le bilan associé.

Facteurs explicatifs

Les nombreux facteurs qui influencent le processus d'interception sont largement détaillés dans Cosandey et Robinson (2000) ou Musy et Higy (2004). En résumé, l'importance du processus d'interception dépend d'une part des caractéristiques des précipitations (c'est-à-dire nature, durée, intensité et hauteur totale, fréquence) et de divers autres variables météorologiques dont celles déterminant le pouvoir évaporant de l'air (vitesse du vent, rayonnement). A demande évaporative égale, le pourcentage des précipitations interceptées est d'autant plus faible que la hauteur des précipitations incidentes est importante. A hauteur de précipitation égale, les pertes par interception sont d'autant plus faibles que l'intensité des précipitations est forte.

L'importance du processus dépend d'autre part des caractéristiques du couvert végétal telles que son type (cf. conifères, feuillus, herbacées), sa structure (cf. degré de ramification, inclinaison, densité), sa densité de peuplement, son stade végétatif ainsi que son âge. Ces caractéristiques permettent en principe de déterminer différentes grandeurs nécessaires à l'estimation du processus d'interception, comme par exemple : 1) la proportion de surface couverte, c'est-à-dire la proportion en plan de la surface du sol cachée par la végétation ; 2) l'indice de surface foliaire, c'est-à-dire la surface de feuillage par unité de surface couverte par la végétation (souvent notée LAI de l'anglais *Leaf Area Index*) ; 3) la capacité de stockage et la facilité avec laquelle l'eau stockée est drainée vers le sol, et enfin 4) la résistance aérodynamique du couvert végétal au mouvement de l'air dans la couche limite de l'atmosphère.

La variabilité et la diversité des caractéristiques physiques qui affectent ces grandeurs rendent leur estimation difficile. Différentes valeurs ont été proposées dans la littérature pour apprécier la capacité de stockage, l'indice de surface foliaire ainsi que la résistance aérodynamique de divers types de couverts végétaux. Elles ont généralement été estimées par la mesure des flux sur certaines parcelles expérimentales (Dunkerley, 2000) ou par la calibration d'un modèle de simulation de façon à reproduire le bilan hydrique sur ces parcelles (Holwerda *et al.*, 2006). Leur transposition spatiale est toujours source d'incertitudes importantes. Selon Crockford et Richardson (2000), il est généralement difficile de déterminer des valeurs standard utilisables pour un couvert végétal et un climat particulier ; les estimations obtenues de façon expérimentale dépendant presque toujours du type de pluie et des autres conditions météorologiques durant la période d'étude.

Estimation des pertes par interception

A l'échelle de l'événement pluviométrique, différentes relations empiriques ont été proposées pour estimer les pertes par interception. Les plus simples expriment la hauteur interceptée comme une fonction linéaire croissante de la hauteur de pluie totale (Horton, 1940). Les relations les plus élaborées permettent en général de tenir compte à la fois du fait que la capacité de stockage de la végétation est limitée au cours d'une averse donnée et du fait que les pertes par interception sont d'autant plus importantes que l'averse est longue et que la demande évaporative est forte. Les pertes totales par interception I , à l'échelle du bassin versant et par unité de surface de sol, sont dans ce cas estimées comme la somme de la quantité emmagasinée sur le couvert végétal entre le début et la fin de l'événement et celle évaporée au cours de l'averse :

$$I = \Delta S_I + (1 - p) \cdot \bar{e} \cdot \Delta t \quad (4.6)$$

avec I en [mm] ; ΔS_I la quantité emmagasinée sur la surface du couvert végétal en [mm] (le volume emmagasiné sur le couvert végétal est rapporté à la surface du bassin) ; $\bar{e}$, le taux d'évaporation moyen à partir du couvert végétal pendant l'événement [mm/h] (§ 4.3.4), Δt , la durée de l'événement pluvieux [h] et avec p [-], la fraction de la pluie qui traverse le couvert végétal.

La fraction p est souvent supposée égale à $1 - c$, avec c la proportion de la surface du bassin couverte par la végétation. ΔS_I est généralement approché par l'équation de Merriam (1960) ou une de ses formes voisines. Celle-ci stipule que la capacité de stockage résiduelle du couvert végétal à la fin de l'averse, c'est-à-dire la différence entre la capacité maximale de stockage du couvert végétal S_{Imax} et le volume emma-

gasiné par stockage au cours de l'averse ΔS_I , est une fonction exponentiellement décroissante de la pluie totale cumulée P depuis le début de l'averse :

$$\Delta S_I = S_{I_{max}} \left(1 - \exp \left(- \frac{P}{S_{I_{max}}} \right) \right) \quad (4.7)$$

avec, P , ΔS_I et $S_{I_{max}}$ en [mm]. Cette approche événementielle a été souvent utilisée (Morgan *et al.*, 1998). La formulation de Merriam permet également d'estimer les pertes par interception pour chaque pas de temps de l'averse considérée comme le montre l'exemple 4.1.

Différentes lois empiriques ont été proposées pour exprimer $S_{I_{max}}$ à partir de caractéristiques mesurables du couvert végétal. Elles ont souvent une forme similaire à l'équation suivante :

$$S_{I_{max}} = c \cdot f \cdot \text{LAI} \quad (4.8)$$

avec LAI, l'indice de surface foliaire et f la capacité de stockage par unité de surface de feuillage (comprise entre 0,05 et 0,2). L'ordre de grandeur des paramètres c et $S_{I_{max}}/c$ (c'est-à-dire de la capacité de stockage par unité de surface couverte) sont indiquées pour différents couverts végétaux dans le tableau 4.1.

Les approches événementielles ci-dessus supposent souvent que la quantité d'eau stockée par la canopée au début de l'épisode pluvieux considéré est nulle. Ceci n'est pas toujours le cas. Afin de pouvoir estimer les pertes par interception pour tous types de situations, il est nécessaire d'utiliser un modèle permettant de simuler en continu l'évolution temporelle des volumes interceptés par le couvert végétal.

Tableau 4.1 Ordre de grandeurs de la proportion de couvert végétal et des capacités de stockage par unité de couvert végétal pour différents types de surface.

Type de couvert végétal	$S_{I_{max}}/c$ [mm]	c [-]	Référence
Forêt de pins dense	0,8-1,2	0,7-1,00	Gash <i>et al.</i> , 1980
Forêt de pins clairsemée	0,56-0,64	0,45-0,64	Gash <i>et al.</i> , 1995 ; Valente <i>et al.</i> , 1997
Forêt amazonienne humide	~ 0,8	~ 0,92	Lloyd <i>et al.</i> , 1988
Forêt d'Eucalyptus	~ 0,35	~ 0,60	Valente <i>et al.</i> , 1997
Prairie (de 0.1 à 0.5 m de hauteur)	~ 0,43-2,8		Merriam, 1961

Exemple 4.1

Estimer avec la formule de Merriam (1960), les pertes par interception susceptibles de s'être produites pour la configuration suivante. Fraction de la pluie qui traverse le couvert végétal : $p = 30\%$, capacité maximale de stockage du couvert végétal : $S_{I_{max}} = 1,0$ mm. Données météorologiques : hauteur précipitée : 0,5 mm sur [17 h, 19 h [1,3 mm sur [19 h, 21 h [0,7 mm sur [21 h, 23 h [taux d'évaporation moyen à partir du couvert végétal pendant l'événement : $\bar{e} = 0,2$ mm/h, durée de l'événement pluvieux : $\Delta t = 6$ h.

La hauteur précipitée totale pour cette averse est $P = 2,5$ mm. D'après les équations (4.6) et (4.7), on obtient :

Volume emmagasiné par stockage au cours de l'averse, $\Delta S_I = 0,92$ mm

Hauteur évaporée à partir du couvert végétal, $e = (1 - p) \cdot \bar{e} \cdot \Delta t = 0,8$ mm

Lame d'eau perdue, à l'échelle du bassin par interception, $I = 1,7$ mm

L'équation (4.7) permet aussi de discrétiser les pertes par interception : à 19 h 00, 21 h 00 et 23 h 00, les hauteurs précipitées totales depuis le début de l'averse sont respectivement de $P_1 = 0,5$ mm, $P_2 = 0,5 + 1,3 = 1,8$ mm et $P_3 = 2,5$ mm. Pour la fraction de la pluie qui tombe sur le couvert végétal, l'emmagasinement pour chacun de ces pas de temps est respectivement : $\Delta S_{I1} = 0,39$ mm, $\Delta S_{I2} = 0,83 - 0,39 = 0,44$ mm, $\Delta S_{I3} = 0,92 - 0,83 = 0,09$ mm.

Modélisation du processus d'interception

La modélisation du processus d'interception fait encore l'objet de nombreux débats et de recherches au sein de la communauté scientifique (Savenije, 2004; Keim et Skaugse, 2004). Diverses approches sont possibles.

La première consiste à simuler en continu l'évolution temporelle des volumes stockés sur le couvert végétal et l'interception qui en résulte. C'est le principe par exemple des adaptations proposées par Rosnoblet (2002) et Kozak *et al.* (2007) de l'approche événementielle de Merriam (1960) évoquée plus haut. C'est le principe aussi du modèle de Rutter (Rutter *et al.*, 1975) et de l'un de ses modèles dérivés, le modèle de Gash (Gash et Morton, 1978).

Les modèles correspondants sont principalement des modèles conceptuels comportant un ou plusieurs réservoirs. Dans l'approche la plus simple, un réservoir unique est utilisé. Son comportement est régi par la combinaison d'une équation de continuité permettant de suivre le volume stocké sur le couvert végétal et de différentes équations empiriques permettant d'estimer les pertes par évaporation et les pertes par drainage (par égouttage ou par ruissellement sur le tronc). L'équation de continuité a l'expression suivante :

$$\frac{\partial S_I}{\partial t} = (1 - p) \cdot i - e(S_I) - d(S_I) \quad (4.9)$$

où $\partial S_I / \partial t$ est la variation du volume d'eau stocké sur le couvert végétal [mm], où i est l'intensité des précipitations sur le bassin [mm/h] et où les pertes par évaporation e et par drainage d [mm/h] sont fonction du volume stocké S_I .

Les modèles à réservoirs distinguent parfois l'interception sur le feuillage, la ramure et le tronc. n réservoirs sont alors utilisés pour suivre le volume stocké sur ces supports. Ils ont chacun une capacité maximum de stockage à estimer ou calibrer. Dans ces approches, le taux d'évaporation réelle $E(t)$ est généralement estimé comme une fraction d'un potentiel évaporatoire déterminé pour le couvert végétal mouillé considéré (E_0). Cette fraction est une fonction croissante du stock d'eau $S_I(t)$ présent sur le support considéré au temps t (§ 4.3.4). Il en est souvent de même pour le débit de drainage. L'application pratique de ces modèles, qui comportent souvent un nombre important de paramètres, demeure difficile. Ces modèles sont souvent intégrés dans des modèles distribués à bases physiques (cf. modèle SHE, Abbott *et al.*, 1986a,b; modèle DHSVM, Wigmosta, 2002).

Le schéma du modèle de Rutter, qui fonctionne sur les principes évoqués ci-dessus, est présenté dans la figure 4.4. Il est décrit plus en détail dans l'annexe 4.8.1. La figure 4.5 illustre par ailleurs les différents termes du bilan hydrique obtenus par son application pour une séquence de pluie donnée.

Pour estimer les volumes interceptés en simulation continue, une autre approche, souvent utilisée, car beaucoup plus simple, consiste à comparer à chaque pas de temps

la pluie totale au potentiel évaporatoire E_0 , déterminé par ailleurs pour le couvert végétal considéré.

- Si la pluie totale P est supérieure à E_0 , il y a suffisamment d'eau disponible pour satisfaire le potentiel évaporatoire. Par suite, l'évaporation réelle est supposée égale à E_0 et la pluie brute P_b est égale à la pluie totale diminuée de E_0 .
- En revanche, si la pluie totale P est inférieure à E_0 , toute la pluie est supposée reprise par évaporation. La pluie brute est alors nulle. Dans ce cas, le potentiel évaporatoire n'a pas pu être totalement satisfait. Le potentiel évaporatoire résiduel E_b est alors supposé égal au potentiel évaporatoire initial E_0 réduit de la pluie totale. La valeur définitive de l'évaporation dépendra de la quantité d'eau fournie par le sol par le processus d'évapotranspiration. Le potentiel évaporatoire résiduel sera totalement ou partiellement satisfait suivant l'état de la réserve en eau du sol (§ 4.3.4).

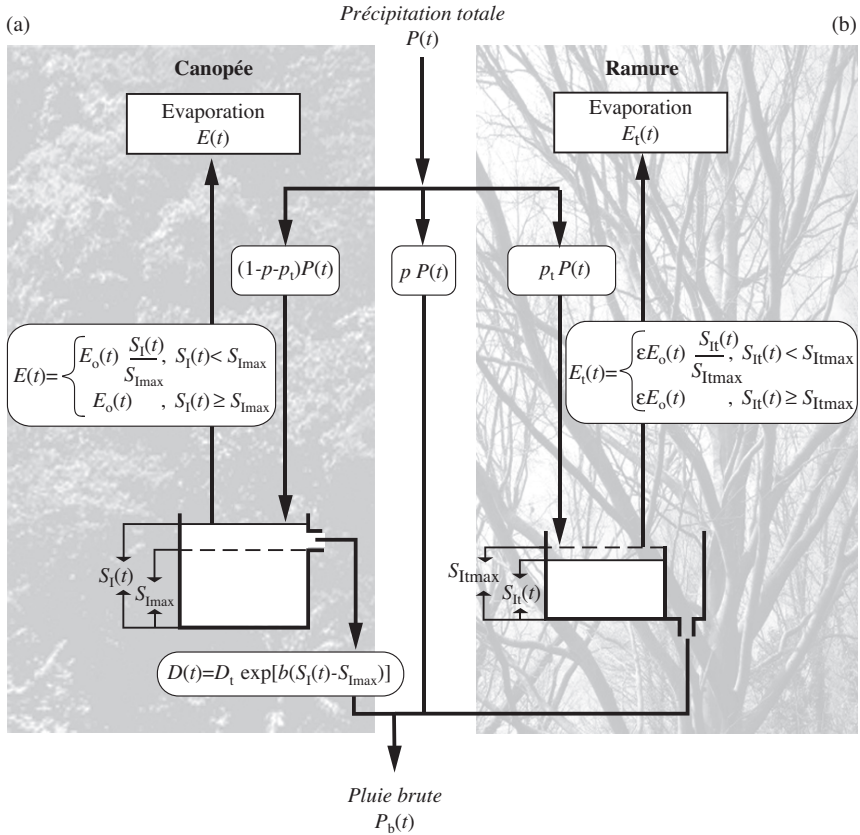


Fig. 4.4 Structure du modèle d'interception de Rutter (adapté de Gash et Morton, 1978). Le modèle est un modèle conceptuel à réservoirs. Il distingue les processus d'interception sur le feuillage, la ramure et le tronc. Le réservoir utilisé pour suivre le volume stocké sur chacun de ces supports a une capacité maximum de stockage. La quantité d'eau $S_{It}(t)$ stockée dans chaque réservoir peut s'évaporer au taux $E_{\bullet}(t)$ (taux inférieur ou égal au taux maximum potentiel $E_0(t)$ ou $\varepsilon \cdot E_0(t)$ suivant le support) ou être drainée vers le sol (au taux $D_{\bullet}(t)$ pour la canopée) (cf. annexe 4.8.1 pour une description détaillée des variables et paramètres impliqués).

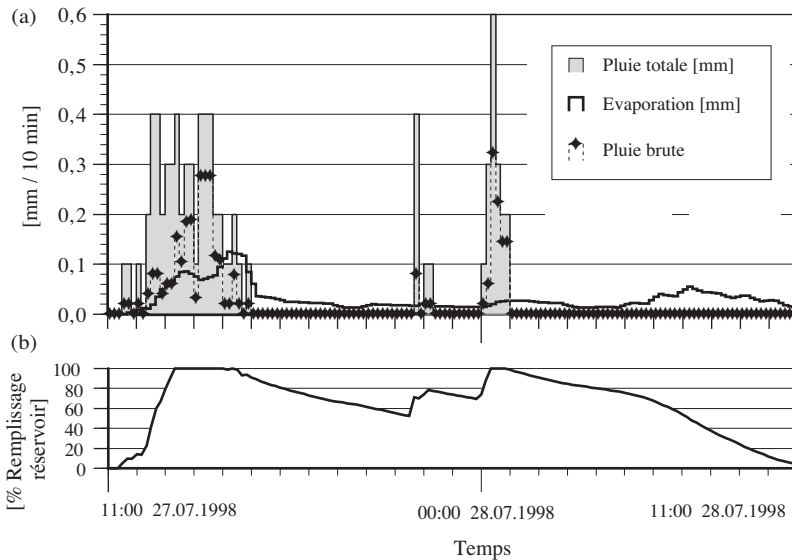


Fig. 4.5 Simulation du processus d'interception avec le modèle de Rutter pour un couvert végétal fictif avec pour paramètres : $p = p_t = 0,2$; $S_{lmax} = 1,2$ mm ; $S_{lmax} = 0,8$ mm (cf. annexe 4.8.1 pour signification des paramètres). (a) Pluie totale, pluie brute et quantité d'eau évaporée. (b) variations de stock sur le couvert végétal (en % de sa capacité maximum de stockage).

Les équations associées à cette approche sont les suivantes :

$$\bullet \quad \text{si } P \geq E_0 \quad \text{alors} \quad \begin{cases} P_b = P - E_0 & \text{et } E_b = 0 \\ E_1 = E_0 & \text{et } E_2 = f(E_b, S_{ss}) = 0 \end{cases} \quad (4.10)$$

$$\bullet \quad \text{si } P < E_0 \quad \text{alors} \quad \begin{cases} P_b = 0 & \text{et } E_b = E_0 - P \\ E_1 = P & \text{et } E_2 = f(E_b, S_{ss}) \geq 0 \end{cases} \quad (4.11)$$

avec, au temps t , E_0 le potentiel évaporatoire total, E_1 le flux évaporatoire résultant de l'évaporation de la pluie interceptée, E_b le potentiel évaporatoire résiduel, E_2 le flux évaporatoire résultant de l'évapotranspiration, P et P_b la pluie totale et la pluie brute, S_{ss} l'état de la réserve en eau dans le sol. Aucun stockage sur le couvert végétal n'est considéré dans cette approche. Cette approche a l'avantage majeur de ne pas comporter de paramètre à estimer.

4.2.2 Stockage dans les dépressions

Processus et définitions

Le stockage dans les dépressions superficielles correspond au remplissage du relief ou du microrelief de surface² par une fraction des précipitations et/ou des ruissellements en provenance des surfaces amont. Le stockage s'observe, pour les surfaces perméables, lorsque l'intensité des apports dépasse la capacité d'infiltration du sol de

² Le micro-relief est la rugosité à l'échelle du centimètre au décimètre.

ces dépressions. Le volume qui peut être stocké dépend de la capacité de stockage de chaque dépression.

Un surplus d'apport pour une dépression donnée conduit à son débordement. Il peut alimenter d'autres dépressions aval ou produire un ruissellement de surface. La variabilité spatiale importante de topographie ou de la micro-topographie du sol implique que la vidange de certaines dépressions puisse provoquer un écoulement en surface avant que toutes les dépressions ne soient pleines.

Une partie de l'eau stockée dans les dépressions est reprise dans l'atmosphère par le biais de l'évaporation ou de la sublimation ; ce qui correspond à une perte définitive pour le bassin et le ruissellement. Sur les sols perméables, une autre partie s'infiltre de façon différée.

Importance et facteurs explicatifs

À l'échelle annuelle ou interannuelle, l'influence du stockage dans les dépressions sur le bilan hydrologique est en fait très peu documentée. Les volumes stockés dans les dépressions et perdus par évaporation sont probablement limités devant les volumes interceptés par le couvert végétal, voire très limités devant ceux drainés par infiltration. Une des raisons principales qui peut être évoquée est que le stockage dans les dépressions est par nature concentré ; par suite la surface de contact avec l'atmosphère nécessaire aux échanges de vapeur d'eau est beaucoup plus faible. Sauf dans certains contextes particuliers (cf. zones humides de marais ou de lacs), il est donc raisonnable de penser que le stockage dans les dépressions modifie très peu les bilans hydrologiques sur des échelles de temps supérieures à celle de l'événement pluie-débit.

Au niveau d'un événement pluie-débit, en revanche, l'importance des pertes par stockage dans les dépressions a été soulignée et étudiée par différents auteurs, que ce soit en milieu urbanisé, en zones cultivées ou dans des régions de lacs (Linsley *et al.*, 1975 ; Viessman *et al.*, 1977 ; Kidd 1978 ; Mitchell et Jones, 1978 ; Onstad, 1984 ; Kamphorst *et al.*, 2000). L'ordre de grandeur de ces pertes pour une averse donnée, exprimée en terme de lame stockée sur l'ensemble du bassin, est de plusieurs millimètres (tab. 4.2).

Tableau 4.2 Ordre de grandeurs des capacités de stockage dans les dépressions pour différents types de surface. Valeurs exprimées en mm d'eau par unité de surface du sol et données pour des pentes modérées.

Type de surface	Stockage [mm]	Référence
Terrains sablonneux	2,5	Hicks (1944)
Terrains glaiseux	3,5	
Terrains argileux	5,0	
Surface Perméable	6,5	Tholin et Keifer (1960)
Surface Imperméable	1,5	
Bassins urbains	1,5 à 4,0	Viessman <i>et al.</i> , (1977)
Surfaces imperméables	0,5-2	Kidd (1978)
Toits plats	2,5-7,5	
Jardins	10	
Pâturage	5,0	ASCE (1992)
Litière de forêt	7,5	
Terrain perméable, pente <3 %	15	Chocat (1997)
pente >3 %	3	
Terrain Imperméable, pente <3 %	3	
pente >3 %	0,2	

Les principaux facteurs influençant les pertes dans les dépressions du sol sont la topographie, le type de surface (c'est-à-dire nature du sol, du couvert végétal, son utilisation), la pente, et l'état de saturation des dépressions au début de la pluie.

Estimation des pertes par stockage dans les dépressions

Les approches événementielles pour estimer les pertes par stockage dans les dépressions sont proches de celles utilisées pour estimer les pertes par interception. La capacité maximum de stockage du milieu, S_{Dmax} , est généralement le principal paramètre à estimer. Linsley *et al.* (1975) propose, par exemple, une expression similaire à celle de Merriam (1960) :

$$\Delta S_D = S_{Dmax} \left(1 - \exp \left(- \frac{P_b - F}{S_{Dmax}} \right) \right) \quad (4.12)$$

avec, ΔS_D , la quantité d'eau emmagasinée dans les dépressions depuis le début de l'événement, S_{Dmax} , la capacité maximum de stockage en surface du milieu considéré [mm], et $P_b - F$, la différence de hauteur entre la pluie brute P_b et la pluie infiltrée F , cumulées depuis le début de l'averse [mm].

La capacité maximum de stockage est difficile à évaluer car elle dépend directement de la topographie du milieu. De manière générale, elle est d'autant plus importante que la surface du sol est « rugueuse ». Elle est aussi d'autant plus grande que la pente du terrain est faible. Différents auteurs ont développé des relations empiriques exprimant la capacité maximale de stockage (encadré 4.1) en fonction de différents indices de rugosité et/ou de pente du milieu considéré. Ces derniers sont estimés à partir de mesures de terrain relativement simples. A titre d'exemple, Kidd (1978) propose l'équation suivante qui fait intervenir uniquement la pente :

$$S_{DMax} = k J_0^{-0,5} \quad (4.13)$$

où S_{DMax} est la capacité de stockage [mm] ; J_0 la pente moyenne du terrain comprise entre 0,005 et 0,04 [m/m], et k , un coefficient qui dépend du type de surface (0,07 pour une surface imperméable et 0,28 pour une surface perméable) [mm]. La relation empirique établie par Onstad (1984) fait intervenir en plus un indice de rugosité :

$$S_{DMax} = a RR + b RR^2 + c RR J_0 \quad (4.14)$$

où RR est la rugosité aléatoire de surface³ [-] et a , b , c des paramètres d'ajustement de la régression multiple ($c > 0$).

L'utilisation de ces expressions semi-empiriques est quasiment limitée aux modèles événementiels de drainage urbain ; elles sont principalement utilisées pour estimer les « pertes par mouillage » qui surviennent sur les surfaces imperméables (cf. modèle SWMM, Rossman, 2005). Les pertes sont dans ce cas souvent traitées comme un paramètre de calibration qui permet d'ajuster les volumes de ruissellement simulés par le modèle. Le stockage dans les dépressions est aussi traité dans les modèles d'érosion de sol (cf. modèle WEPP, Lane et Nearing, 1989 ; EUROSEM, Morgan *et al.*, 1998 ; LISEM, De Roo *et al.*, 1996). En revanche, dans les études hydrologiques

³ La rugosité aléatoire est due aux agrégats, distribués apparemment aléatoirement sur la surface. Il existe dans la littérature de nombreux indices pour la décrire (Kamphorst *et al.*, 2000).

courantes liées à l'estimation d'une crue de projet, le stockage dans les dépressions est le plus souvent considéré de façon globale avec les pertes par interception, définissant une perte initiale aux ruissellements (§ 4.5.1).

Encadré 4.1 Estimation de S_{Dmax} sur la base d'un MNA

La méthode de référence pour estimer la capacité maximum de stockage de surface S_{Dmax} se base sur les modèles numériques d'altitude (MNA). Un MNA, construit pour la surface considérée, est virtuellement rempli d'eau par un algorithme approprié (cf. Planchon et Darboux, 2002). La capacité de stockage des dépressions est obtenue en soustrayant le MNA « vide » au MNA « plein ». La qualité de cette estimation dépend très fortement de la résolution du MNA, qui peut offrir une représentation très pauvre de la réalité et de la micro-topographie en particulier.

Sur la base de cette méthode et en étudiant une large gamme de sols et de situations agricoles, de nombreux auteurs ont développé des relations empiriques pour estimer la capacité maximale de stockage dans les dépressions en fonction de différents index de rugosité et/ou de la pente du terrain étudié (cf. Onstad, 1984 ; Hansen, 2000 ; Kamphorst *et al.*, 2000).

Modélisation du stockage dans les dépressions

En milieu naturel, et dans les approches de simulation continue, le stockage dans les dépressions n'est généralement pas modélisé. Comme mentionné précédemment, le processus de stockage superficiel conduit principalement à retarder l'infiltration d'une partie de la pluie brute, voire le ruissellement. Or, les incertitudes associées à la modélisation de l'infiltration sont déjà très importantes à l'échelle du bassin (sect. 4.4). Par suite, la modélisation du stockage dans les dépressions est souvent supposée ne pas pouvoir apporter d'amélioration significative de la performance du modèle. Par ailleurs, une telle modélisation conduirait inévitablement à complexifier le modèle hydrologique, ce qui n'est jamais recommandé (chap. 3).

Cependant, dans des milieux particuliers tels que ceux où les zones de lacs et de marais couvrent une proportion importante du bassin versant, la simulation continue du processus de stockage de surface peut être nécessaire. Comme pour le processus d'interception, la modélisation correspondante consiste alors souvent à utiliser un réservoir à capacité limitée qui correspond à la capacité maximum de stockage des dépressions et à modéliser les flux associés aux pertes par infiltration et par évaporation (cf. modèle CEQUEAU, Morin *et al.*, 1995).

4.3 ÉVAPORATION, ÉVAPOTRANSPIRATION

À l'échelle d'un bassin versant, différents flux évaporatoires sont distingués. Ils correspondent à : 1) l'évaporation de l'eau stockée en surface sous forme liquide (lacs, cours d'eau, micro-dépressions) ou solide (neige, glace), 2) l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation, 3) l'évaporation de l'eau contenue dans le sol et 4) les pertes en eau liée à la transpiration des végétaux. Le terme d'évapotranspiration regroupe, pour les parties d'un bassin couvertes de végétation, les processus d'évaporation de l'eau contenue dans le sol et de transpiration des végétaux.

Les processus d'évaporation et d'évapotranspiration sont largement discutés dans les ouvrages de Musy et Higy (2004) et Soutter *et al.* (2007). Cette section en rappelle

les principes et présente les méthodes les plus courantes permettant de les estimer dans le contexte de la modélisation hydrologique.

4.3.1 Evaporation de l'eau à surface libre

Le changement de la phase liquide à la phase vapeur, induit par le processus d'évaporation, nécessite un apport d'énergie suffisant pour que certaines molécules d'eau puissent s'échapper de la masse liquide vers l'atmosphère (fig. 4.6). Il nécessite aussi un mécanisme (cf. les flux turbulents) permettant d'éloigner ces molécules du voisinage immédiat de la surface d'eau pour éviter leur retour par condensation dans la masse liquide.

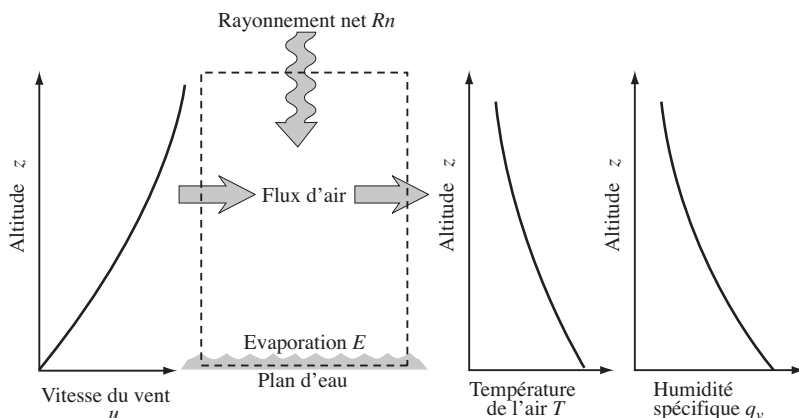


Fig. 4.6 Principaux mécanismes et variables explicatives déterminant les flux d'évaporation à l'interface SVA (d'après Chow *et al.*, 1988).

Ces deux conditions ont conduit à l'élaboration de deux types de méthodes permettant d'estimer le taux d'évaporation d'une surface d'eau libre :

- Les méthodes qui se basent sur le bilan énergétique à l'interface SVA expriment, aux variations près du stock d'énergie compris dans l'interface, l'équilibre entre le bilan des échanges radiatifs et le bilan des échanges de chaleur (encadré 4.2). L'évaporation résulte du flux de chaleur latente⁴.
- Les méthodes dites de transfert de masse qui se basent sur une description des mécanismes de transfert de vapeur dans la couche limite de l'atmosphère au-dessus du sol. Ces mécanismes résultent d'un gradient de pression partielle de vapeur d'eau entre la zone d'évaporation et l'atmosphère (fig. 4.6). Suivant les travaux de Dalton (1802), le taux d'évaporation E peut s'exprimer en fonction de ce gradient et du taux de renouvellement de la masse d'air au-dessus de la masse d'eau :

$$E = f(u) \cdot (e_s - e_a) \quad (4.15)$$

⁴ Le flux de chaleur latente est égal au produit du flux de masse de vapeur d'eau, résultant de l'évaporation, par la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($\lambda = 2,3 \cdot 10^6$ J/kg).

avec u la vitesse du vent, e_a la pression de vapeur d'eau effective ou actuelle et e_s la pression de vapeur d'eau saturante qui peut être exprimée comme une fonction de la température de l'air. Le terme $(e_s - e_a)$ fait référence au déficit de saturation de l'air au-dessus de la surface d'évaporation.

Les formulations utilisées par les hydrologues pour estimer l'intensité des flux d'évaporation sont multiples (Xu, 2003). Elles se basent pour la plupart sur l'une ou l'autre des deux approches ci-dessus. Elles tiennent compte de façon plus ou moins simplifiée de tout ou partie des nombreux facteurs météorologiques (cf. humidité relative de l'air, profil de vitesse du vent, flux radiatifs) et physiques (cf. salinité, profondeur et albédo de la masse d'eau) qui influencent le processus d'évaporation. Une formulation, assez largement utilisée et décrite en détail dans l'ouvrage publié par l'organisation mondiale de l'agriculture (FAO, 1998), est celle de Penman qui combine les approches de bilan d'énergie et de transfert de masse (Musy et Higy, 2004). Elle est rappelée pour mémoire dans l'annexe 4.8.2.

Les autres formulations sont empiriques ; elles se basent sur des variables météorologiques facilement mesurables telles que l'humidité relative et la température de l'air.

L'estimation des flux évaporatoires liés à l'évaporation de l'eau à surface libre se fait principalement lorsque le bassin versant considéré comprend des plans d'eau naturels et/ou artificiels dont la surface est suffisante pour que ces flux modifient le bilan hydrologique du bassin. Le comportement de ces retenues peut nécessiter une modélisation spécifique afin d'estimer, en particulier, l'évolution temporelle de la surface au miroir du plan d'eau. Les modélisations couramment utilisées à cet effet sont décrites dans le chapitre 6.

Encadré 4.2 Le bilan énergétique : apports, pertes et stockage

Le bilan énergétique repose, pour un système fermé donné, sur le principe de la conservation de l'énergie. Pour l'interface SVA, il exprime l'équilibre entre le bilan des échanges radiatifs et le bilan des échanges de chaleur, aux variations du stock d'énergie près. Il peut s'écrire pour nombre d'applications hydrologiques sous la forme :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = R_n + A_h - G - \lambda E - C - M \quad (4.16)$$

où $\partial W / \partial t$ est la variation d'énergie dans la couche considérée par unité de surface, R_n est le rayonnement net incident, A_h est le flux d'énergie apporté par advection (exprimé en flux spécifique), G est le flux de chaleur pénétrant dans le sol, λ est la chaleur latente de vaporisation, E est le flux de masse de vapeur d'eau (évaporation), C est le flux de chaleur sensible (convection) et M est la part de l'énergie radiative convertie en énergie chimique par le métabolisme des plantes (photosynthèse).

Pour les applications hydrologiques courantes, le bilan d'énergie est souvent appliqué à une couche fine de sol, d'eau ou de couvert végétal. La variation d'énergie $\partial W / \partial t$ est dans ce cas souvent négligée. Le terme A_h comprend les différents apports ou pertes éventuelles d'énergie liées aux apports ou pertes en eau pour le système. Il est souvent négligeable sauf éventuellement en cas de précipitations liquides sur un couvert neigeux ou de précipitations solides sur un plan d'eau. L'énergie radiative utilisée pour la photosynthèse n'excède pas quelques pourcentages du rayonnement net. Le terme

correspondant est souvent négligé. Pour une description plus détaillée de ces différents termes et des façons de les estimer, se référer par exemple à Brutsaert (2005).

Dans le cas d'une couche de neige ou de glace, le terme $\partial W / \partial t$ peut comprendre l'énergie consommée par fusion et la chaleur latente de vaporisation λ peut devoir être remplacée par la chaleur latente de sublimation. L'équation du bilan d'énergie est précisée dans ce cas dans le chapitre 7.

4.3.2 Évaporation d'un sol nu

L'évaporation à partir d'un sol nu est influencée d'une part par la demande évaporative de l'atmosphère (déterminée par les facteurs météorologiques) et, d'autre part, par la disponibilité en eau dans le sol et notamment par la capacité du sol à transmettre l'eau vers la surface (Soutter *et al.*, 2007). Le régime effectif d'évaporation est fixé par le plus petit de ces deux paramètres.

A l'échelle de la parcelle et lorsque les flux d'eau dans le sol peuvent être considérés comme essentiellement verticaux, le flux évaporatoire en surface peut être estimé par la résolution numérique des équations aux dérivées partielles de Richard (encadré 4.4). Dans la pratique hydrologique et à l'exception des espaces dépourvus de toute végétation tels que les espaces nordiques, l'évaporation à partir d'un sol est le plus souvent estimée conjointement avec la transpiration de la végétation (§ 4.3.3).

4.3.3 Evapotranspiration à partir d'un couvert végétal

L'évapotranspiration fait référence à la lame d'eau perdue par transpiration de la végétation et par évaporation de l'eau contenue dans le sol. Les facteurs qui gouvernent l'évapotranspiration sont ainsi : 1) la demande évaporative de l'atmosphère, 2) la disponibilité de l'eau dans le sol, et aussi, 3) le stade de développement végétatif du couvert végétal. Par rapport à un sol nu ou une surface d'eau libre, la demande évaporative de l'air en présence d'un couvert végétal est limitée par la résistance aérodynamique du couvert végétal au déplacement des masses d'air. Les flux liés à la transpiration des végétaux sont par ailleurs aussi limités par la résistance de la surface de la canopée au mouvement de l'eau à travers ses stomates.

L'estimation de l'évapotranspiration, dite « réelle », à partir des surfaces couvertes de végétation est difficile, en particulier lorsque la disponibilité en eau du sol est limitante. Cette estimation est un problème commun aux agronomes, hydrologues et météorologues. Il existe ainsi une large gamme de modèles d'estimation (Dingman, 2002 ; ASCE, 1996 ; FAO, 1998 ; Brutsaert, 2005 ; Soutter *et al.*, 2007) qui diffèrent selon l'objectif poursuivi et surtout selon leur adaptation aux échelles de temps et d'espace considérées.

L'approche la plus courante adoptée par les hydrologues pour estimer l'évapotranspiration « réelle » (*ET*) consiste à faire cette estimation sur la base : 1) du taux de saturation moyen de la zone racinaire et 2) d'un taux d'évapotranspiration potentiel (*ETP*) pour le couvert végétal considéré⁵. Cette approche, de même qu'une approche moins répandue basée sur un principe dit de complémentarité, est décrite ci-dessous.

⁵ Les méthodes d'estimation de l'*ETP* sont rappelées dans l'encadré 2.3. Ce taux d'évapotranspiration potentiel est souvent pris par défaut égal au taux d'évapotranspiration ET_0 estimé pour un couvert végétal de référence (cf. aussi l'encadré 2.3).

Estimation d' ET sur la base du contenu en eau de la zone racinaire

Dans cette approche, l' ET est exprimée comme une fraction de l' ETP :

$$ET(t) = f(S_r(t)) \cdot ETP(t) \quad (4.17)$$

où $S_r(t)$ est le contenu en eau moyen de la zone racinaire au temps t [mm], et où f est une fonction croissante de S_r dépendant en particulier du type de sol. Dans les applications hydrologiques courantes, la fonction f prend des formes plus ou moins complexes (Xu, 2003 ; Oudin, 2006a,b). Elle est souvent de la forme suivante :

$$f = \begin{cases} 0 & S_r(t) \leq S_1 \\ \left(\frac{S_r(t) - S_1}{S^* - S_1} \right)^b & S_1 < S_r(t) < S^* \\ 1 & S_r(t) > S^* \end{cases} \quad (4.18)$$

où S_1 est le contenu en eau moyen de la zone racinaire [mm] en dessous duquel l'évapotranspiration cesse ; S^* est le contenu en eau moyen de la zone racinaire [mm] à partir duquel l'évapotranspiration réelle $ET(t)$ est égale à la demande évaporative $ETP(t)$; et b est un paramètre de forme.

En d'autres termes, dans le cas idéal où la disponibilité en eau du sol est suffisante pour satisfaire la demande évaporative, ET est simplement égale au taux d'évapotranspiration potentielle ETP pour le couvert végétal donné ; dans le cas contraire, ET est inférieur à ETP et devient nul en dessous du seuil S_1 – à l'échelle de la parcelle, ce seuil est parfois considéré correspondre au point de flétrissement.

Les valeurs des paramètres b , S_1 et S^* sont souvent estimées par calibration. La valeur du paramètre b , qui dépend du type de sol, permet de régler la difficulté à satisfaire la demande évaporative pour des taux de saturation réduits. Elle est cependant souvent prise égale à l'unité. Différentes formulations similaires ont été proposées (Laio *et al.*, 2001 ; Guswa *et al.*, 2002).

Le contenu en eau de la zone racinaire $S_r(t)$ au temps t est souvent estimé à l'aide d'un réservoir conceptuel dont le comportement est régi par la combinaison d'une équation de continuité et de différentes équations empiriques permettant d'estimer les flux entrants et sortants du réservoir. Une configuration type de réservoir conceptuel utilisé à cet effet est illustrée dans figure 4.7.

Les flux entrants sont généralement limités à la recharge déduite du taux d'infiltration f ; les flux sortants comportent les pertes liées à l'évapotranspiration réelle et , la percolation dans la couche de sol sous-jacente d et éventuellement un terme de drainage latéral r . Lorsque ce dernier terme est négligé, l'équation de continuité a l'expression suivante :

$$\frac{\partial S_r}{\partial t} = f(S_r) - et(S_r) - d(S_r) \quad (4.19)$$

où $\partial S_r / \partial t$ est la variation du volume d'eau stocké dans la zone racinaire et où les flux sortants et entrants sont eux-mêmes fonction du contenu en eau moyen du réservoir racinaire. Diverses expressions de $f(S_r)$ sont données dans la section 4.4. Le débit de percolation (drainage par gravité) est souvent pris nul pour les valeurs de stock inférieures à une valeur seuil S_2 – à l'échelle de la parcelle, ce seuil est parfois

considéré correspondre à la capacité au champ du sol. Dans le cas contraire, d est souvent supposé être une valeur croissante du stock S_r de type puissance ($d(S_r) = a \cdot S_r^b$) ou de type exponentielle à l'image de la relation souvent proposée entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau du sol (Laio *et al.*, 2001).

Le réservoir racinaire est finalement aussi souvent supposé avoir une capacité maximale de stockage S_{max} (supérieure au seuil S_2).

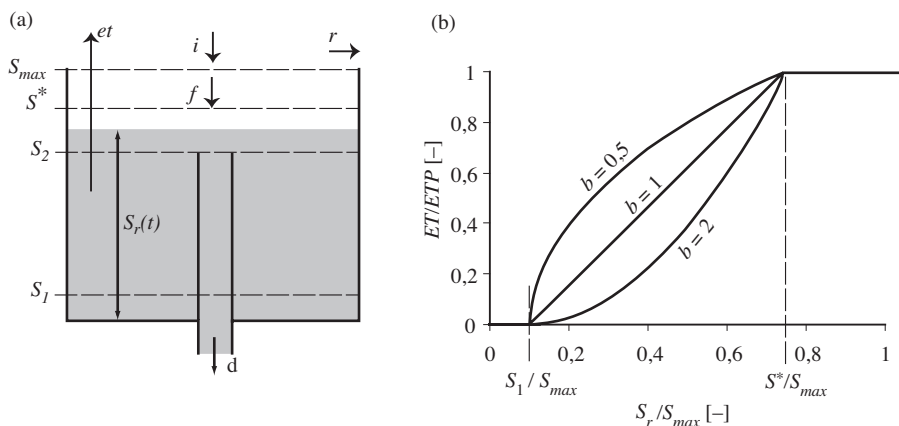


Fig. 4.7 Réservoir racinaire conceptuel type utilisé pour estimer le flux d'évapotranspiration réel lié à la présence d'un couvert végétal. (a): structure type du réservoir, flux entrant (infiltration, i) et flux sortants (évapotranspiration et , percolation d , écoulement de subsurface, q). (b): relation fonctionnelle type entre le taux de saturation du réservoir racinaire et le taux de satisfaction de la demande évaporative.

Estimation de l' ET sur la base du principe de complémentarité

Une autre approche a été développée par les hydrologues pour estimer l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant. A cette échelle, il existe en effet des phénomènes complexes d'interactions entre la disponibilité de l'eau sur le bassin et les variables climatiques. Ces phénomènes d'interaction ont été mis en évidence et mis en équations par Bouchet (1963), puis par Morton (1969), et ont conduit à des modèles d'estimation d'évapotranspiration connus sous le nom de modèles de complémentarité (encadré 4.3).

Les modèles basés sur cette approche diffèrent par les équations utilisées pour calculer ETP et $ETPH$ desquels est déduit ET (Brutsaert, 2005 ; Xu et Chen, 2005). Xu et Chen (2005) ont montré que la relation de complémentarité donnait des estimations de l'évapotranspiration réelle aussi bonnes que celles obtenues à partir de mesures lysimétriques. Les hypothèses de Bouchet représentent *a priori* des perspectives intéressantes pour la modélisation de l'évapotranspiration à l'échelle régionale (Brutsaert et Stricker, 1979 ; Hobbins *et al.*, 2001 ; Ramirez *et al.*, 2005 ; Xu et Singh, 2005). Boughton et Chiew (2007) utilisent, par exemple, l' ETP calculée par cette méthode pour estimer, avec succès, les débits journaliers de bassin non jaugeés en Australie.

Cependant, l'application courante de la relation de complémentarité dans un contexte de modélisation pluie-débit et à l'échelle du bassin versant a, pour l'heure, donné des résultats assez mitigés (Chiew et McMahon, 1991 ; Oudin *et al.*, 2005). L'inconvénient essentiel est la difficulté pour délimiter exactement la surface repré-

Encadré 4.3 Méthodes basées sur l'hypothèse de Bouchet

Bouchet (1963) a mis en évidence une rétroaction négative entre l' ET et l' ETP . Sous des conditions d'énergie constantes, lorsque la disponibilité en eau devient un facteur limitant, l' ET est inférieure à l' ETP . Bouchet a supposé qu'une certaine quantité d'énergie $\Delta H = ETPH - ET$, n'est pas, dans ces conditions, utilisée pour l'évaporation, où $ETPH$ est l'évapotranspiration potentielle qui serait observée en environnement humide. Cette énergie supposée disponible sous forme de chaleur sensible conduirait à une augmentation de la turbulence, de la température et du gradient de l'humidité de l'air au-dessus de la surface évaporante. A son tour, ceci aurait pour conséquence une augmentation de l' ETP , augmentation supposée proportionnelle à l'apport d'énergie : $ETP = ETPH + \Delta H$. Cette approche conduit à une relation symétrique entre l'évapotranspiration potentielle ETP (c'est-à-dire la demande évaporative au-dessus du sol) et l'évapotranspiration réelle ET . Cette relation, dite de complémentarité, est décrite par l'équation suivante :

$$ET(t) + ETP(t) = 2ETPH(t) \quad (4.20)$$

$ETPH$ définit une valeur d'équilibre, observée lorsque le sol est saturé en eau. Elle représente la valeur maximale possible de l' ET et la valeur minimale possible de l' ETP (avec alors $ET = ETP$).

L'avantage de cette méthode est qu'elle dépend uniquement des paramètres météorologiques retenus pour estimer ETP et $ETPH$ (c'est-à-dire elle ne nécessite aucune information sur l'humidité du sol ni sur la résistance de surface de la canopée). Pour une description et une discussion plus complète de cette approche, le lecteur peut se reporter à la littérature citée.

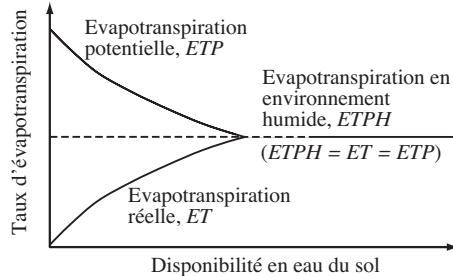


Fig. 4.8 Schématisation de la relation de complémentarité entre ETP et ET (d'après Bouchet, 1963).

sentative de l'estimation obtenue. Enfin, l'utilisation de l'hypothèse de Bouchet implique généralement une reformulation de la structure des modèles pluie-débit et des équations qu'ils utilisent (Oudin *et al.*, 2005).

4.3.4 Évaporation de l'eau interceptée par un couvert végétal

L'évaporation de l'eau stockée par interception sur un couvert végétal résulte des mêmes mécanismes que ceux conduisant à l'évaporation de l'eau à surface libre stockée en surface du bassin versant. La demande évaporative de l'air est cependant modifiée du fait de la résistance aérodynamique du couvert végétal. Le flux évaporatoire est de plus limité par la difficulté à mobiliser l'eau piégée dans la canopée.

L'estimation de l'évaporation (E) de l'eau interceptée par un couvert végétal donné est souvent réalisée sur la base d'un potentiel évaporatoire déterminé pour le couvert végétal mouillé considéré (E_0) et du rapport entre le stock d'eau intercepté (S_I) et la capacité maximale de stockage du couvert végétal ($S_{I\max}$):

$$E(t) = f(S_I(t)) \cdot E_0(t) \quad (4.21)$$

La fonction f est souvent définie de la façon suivante (Rutter *et al.*, 1975 ; fig. 4.4 ; annexe 4.8.1):

$$f = \begin{cases} \frac{S_I(t)}{S_{I\max}} & 0 < S_I(t) < S_{I\max} \\ 1 & S_{I\max} \leq S_I(t) \end{cases} \quad (4.22)$$

Le potentiel évaporatoire E_0 peut être estimé avec la formule de Penman-Monteith, dans laquelle la résistance de surface du couvert végétal r_c est prise nulle – ce qui exprime le fait que la surface est mouillée (annexe 4.8.2). Le potentiel évaporatoire pour un couvert végétal humide est en principe supérieur au potentiel évaporatoire pour un couvert végétal sec (exemple 4.2).

Nombres d'hydrologues considèrent que l'évaporation par interception est une alternative et non une addition à l'évapotranspiration. Le principal argument proposé pour justification est que l'énergie disponible à l'interface SVA ne peut pas être utilisée deux fois, une première pour évaporer l'eau interceptée par le couvert végétal, une seconde pour satisfaire les processus d'évapotranspiration (Penman, 1963). La validité de cette théorie ou de la théorie adverse selon laquelle l'évaporation par interception s'ajoute aux pertes par évapotranspiration reste incertaine (e.g Cosenday et Robinson, 2000).

Une approche empirique intermédiaire souvent adoptée pour estimer le flux évaporatoire consiste à considérer que la demande évaporative est globale et qu'elle tend à être totalement satisfaite d'abord par l'évaporation de l'eau interceptée puis si nécessaire par l'évapotranspiration. Dans ce schéma, la fraction du potentiel évaporatoire E_0 qui peut être satisfaite par l'évaporation d'une partie de l'eau stockée en surface est d'abord déterminée (cf. par le biais des équations 4.10 et 4.11). La fraction qui n'aurait pas été satisfaite définit une demande évaporative résiduelle E_b , déjà évoquée, qui peut être totalement ou partiellement satisfaite à son tour par le processus d'évapotranspiration.

Exemple 4.2

Dans des conditions de disponibilité en eau non limitantes, estimer avec la formule de Penman-Monteith le taux d'évaporation pour une surface enherbée lorsque l'herbe est mouillée et lorsque l'herbe est sèche. Les caractéristiques du couvert végétal sont : une hauteur h de 0,12 m, une résistance de surface r_c de 70 s/m et un albédo α de 0,23. Les données météorologiques sont : une vitesse du vent u de 1,5 m/s ; une température de l'air T de 11,1°C ; un rayonnement solaire R_S de 187,9 W/m² et une humidité relative de l'air R_H 65,0 %.

D'après les équations de l'annexe 4.8.2 on obtient :

Rayonnement net, R_n :	144,65 [W/m ²]
Pression de vapeur saturante, e_s :	1325,50 [Pa]
Pente de la courbe de la tension de vapeur, Δ :	88,00 [Pa/°C]

Pression de vapeur effective, e_a :	861,62 [Pa]
Déficit de vapeur, $\delta e = (e_s - e_a)$:	463,89 [Pa]
Résistance aérodynamique, r_a :	101,4 [s/m]

On en déduit ET d'après l'équation de Penman-Monteith. Si la végétation est sèche : $ET = 3,8 \cdot 10^{-5}$ mm/s (3,29 mm/jour). Si la végétation est mouillée, la résistance de surface r_c est nulle, et $ET = 4,93 \cdot 10^{-5}$ mm/s (4,26 mm/jour).

4.4 INFILTRATION

Le processus d'infiltration se produit lorsque les précipitations atteignent la surface du sol ou lorsque cette surface est exposée à une submersion. Une fois infiltrée, l'eau peut être reprise par le couvert végétal au travers du système racinaire, retourner dans l'atmosphère par évaporation, se déplacer latéralement et participer à un écoulement de subsurface ou encore percoler plus profondément et participer à la recharge de la nappe. Le processus d'infiltration affecte donc différents aspects de l'hydrologie, de l'agronomie ou de l'hydrogéologie. Il a de ce fait été l'objet de nombreuses études théoriques et expérimentales, in situ ou en laboratoire.

Cette section a pour objectif de présenter les différentes approches possibles pour modéliser le taux d'infiltration au cours du temps, à l'échelle de la parcelle et à l'échelle du bassin versant.

4.4.1 Processus, facteurs explicatifs

Infiltration à la parcelle

L'infiltration est le processus de passage de l'eau à travers les couches superficielles du sol. L'eau s'infiltré sous l'action de la gravité et des forces de pression. Lors d'une submersion ou d'une averse, deux cas de figures peuvent se présenter :

- Si le régime d'alimentation est suffisamment abondant, et si le sol est profond et bien drainé, le régime d'infiltration (c'est-à-dire l'intensité de l'infiltration) est limité par la capacité d'infiltration du sol, c'est-à-dire par le flux d'eau maximum que le sol est capable d'absorber à travers sa surface. Lorsque le sol est initialement non saturé, la capacité d'infiltration (ou infiltrabilité) se réduit au fur et à mesure que la zone mouillée se développe en profondeur (saturation par le haut). Elle tend, si le sol est bien drainé, vers une valeur limite souvent égale à la conductivité à saturation du sol (fig. 4.9a). La fraction de l'apport de surface qui ne peut s'infiltrer produit un ruissellement hortonien.
- Si le régime d'alimentation est inférieur à la capacité d'infiltration du sol, tout l'apport s'infiltré ; le régime d'infiltration est dans ce cas uniquement déterminé par le régime d'alimentation. Il n'y a pas production de ruissellement (fig. 4.9b).

Lorsque le régime d'alimentation s'achève, s'interrompt ou lorsque son intensité est inférieure à la capacité d'infiltration, cette dernière peut en partie se restaurer. Ce recouvrement de la capacité d'infiltration est dû aux processus de redistribution de l'eau dans le sol et aussi, éventuellement, aux prélèvements par évapotranspiration.

Dans le cas général, le régime d'alimentation peut être successivement supérieur ou inférieur à la capacité d'infiltration. Par suite, le régime d'infiltration peut varier fortement dans le temps (fig. 4.9b).

Si le sol n'est pas suffisamment transmetteur pour évacuer l'eau qui s'infiltré ou qu'il reçoit de l'amont – du fait d'un horizon inférieur imperméable par exemple, il peut se saturer par le bas. S'il est totalement saturé, il refuse toute infiltration et produit un ruissellement de type cappusien. Sur un bassin versant, la saturation par le bas de certains sols résulte souvent d'apports de subsurface en provenance des parties amont du bassin.

Le processus d'infiltration est conditionné par divers facteurs dont les plus significatifs relèvent du sol, par le biais de ses caractéristiques hydrodynamiques, de sa texture et de sa structure. Il est aussi fortement dépendant des conditions d'humidité initiales, du régime d'alimentation (cf. précipitations brutes, irrigation, ruissellements amont) et des processus de redistribution spatiale de l'eau dans les sols. Ces facteurs sont largement décrits dans Musy et Higy (2004) et Soutter *et al.* (2007). Le processus d'infiltration peut finalement aussi être fortement modifié dans le cas où le sol est complètement ou partiellement gelé. Cet aspect est abordé dans le chapitre 7.

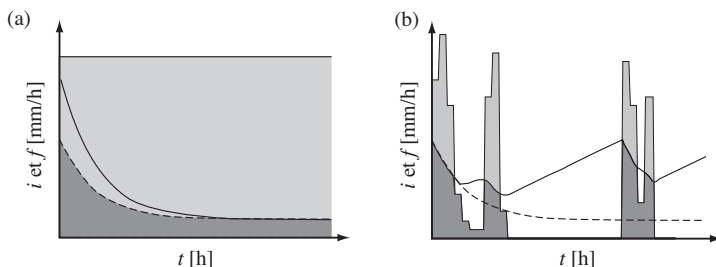


Fig. 4.9 Evolutions temporelles de l'intensité de pluie brute (i) et du régime d'infiltration dans un sol (f) pour différentes averses et conditions initiales de saturation des sols. (a) Dans le cas hypothétique où le régime d'alimentation est toujours supérieur à la capacité d'infiltration : évolutions pour un sol bien drainé initialement sec (trait continu) et initialement humide (traitillé). (b) Dans le cas où le régime d'alimentation est alternativement inférieur et supérieur à la capacité d'infiltration : évolution du régime d'infiltration (zone en gris foncé), évolution réelle (avec recouvrement) de la capacité d'infiltration (trait continu), évolution sous l'hypothèse que le régime d'alimentation est toujours supérieur à la capacité d'infiltration (traitillé).

Infiltration à l'échelle du bassin

L'estimation des flux d'infiltration à l'échelle du bassin versant est complexe. Cette complexité est d'abord induite par la forte variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques des sols (Avisar et Pielke, 1989; Merz et Plate, 1997; Liang et Xie, 2001).

La principale conséquence de cette variabilité est la non-linéarité de la réponse hydrologique du bassin versant à l'intensité des précipitations brutes ou aux hauteurs précipitées. Supposons que le processus de production est, en tout point du bassin, purement hortonien et que l'infiltration locale percole définitivement en profondeur. Localement, un ruissellement n'est produit que si l'intensité de la pluie brute dépasse la capacité locale d'infiltration. En cas de dépassement, le régime d'infiltration est

indépendant de l'intensité de la pluie brute. En revanche, à l'échelle du bassin versant, la capacité d'infiltration observée est variable ; elle est comprise entre une valeur minimale et une valeur maximale et peut être caractérisée par une fonction de distribution statistique telle que celle décrite dans la figure 4.10a. A l'échelle du bassin, un ruissellement est donc produit dès que l'intensité de la pluie brute est supérieure à la capacité d'infiltration minimale observée sur le bassin. Par ailleurs, le volume infiltré est une fonction croissante de l'intensité pour autant que cette dernière reste inférieure à la capacité d'infiltration maximale observée sur le bassin.

La figure 4.10 donne une illustration simple de la non-linéarité de la réponse hydrologique à l'échelle du bassin versant dans le cas fictif où : 1) la pluie brute est uniforme sur tout le bassin versant et 2) la pluie nette produite en un point donné quelconque du bassin ne se ré-infiltre pas sur son parcours vers l'exutoire. La non-linéarité présentée est due à la variabilité de la capacité d'infiltration à cette échelle. Les volumes infiltrés et ruisselés (correspondants à la surface des zones grisées) pour deux régimes d'alimentation, d'intensité i_1 et i_2 (avec $i_1 < i_2 < f_{\max}$ où $f_{\max}$ est la capacité d'infiltration maximale observée sur le bassin à l'instant considéré) sont indiqués dans la figure 4.10. Pour le régime d'alimentation d'intensité i_1 , la capacité d'infiltration des sols est dépassée pour une fraction $p_1 < 1$ de la surface du bassin. La fraction p_2 de la surface du bassin obtenue pour le régime d'intensité i_2 est supérieure à p_1 ; elle conduit à un volume ruisselé mais aussi à un volume infiltré plus important.

Une conséquence de la non-linéarité évoquée ci dessus est que le comportement hydrologique du bassin, ne peut pas, à l'échelle du bassin, être représenté par un processus hortonien moyen même si le processus de production est hortonien en tout point du bassin. A titre d'illustration, la figure 4.10c compare pour le bassin fictif décrit précédemment l'évolution du volume ruisselé qui serait produit par le bassin pour des intensités de pluie croissantes et celui qui serait simulé avec un schéma hortonien par dépassement de la capacité moyenne du bassin (moyenne des capacités d'infiltration telles que décrites par la distribution statistique de la figure 4.10a).

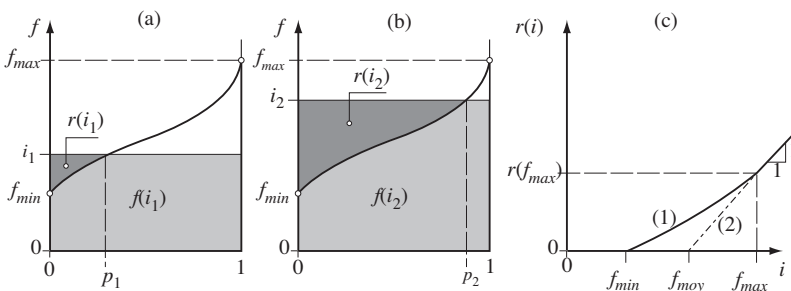


Fig. 4.10 Effet de la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration sur la production et les pertes par infiltration à l'échelle du bassin versant lorsque le processus de production est exclusivement hortonien. (a) et (b) : Ruissellement (zones en gris foncé) et infiltration globale (zones en gris clair) obtenus à un instant donné pour une pluie brute d'intensité i_1 et pour une pluie brute d'intensité $i_2 > i_1$. La courbe représente la fonction de distribution statistique pour le bassin de la capacité d'infiltration du sol à un instant donné (capacité d'infiltration f non dépassée pour une fraction c de la surface totale du bassin). Le taux d'infiltration maximum potentiel, pour l'instant considéré, correspond à l'intégrale sous la courbe. (c) Volumes ruisselés à l'échelle du bassin en fonction de l'intensité de la pluie brute en considérant (1) la variabilité des capacités d'infiltration locales et (2) la seule valeur moyenne de la distribution correspondante.

Le même genre de non-linéarité est évidemment observée si le processus est exclusivement cappusien. La non-linéarité est dans ce cas liée à la variabilité spatiale des capacités de stockage (ou des déficits de saturation) au sein du bassin.

Les effets de non-linéarité mentionnés ci-dessus sont d'autant plus accentués que la variabilité spatiale des précipitations – en intensité si les processus sont hortonien, en précipitation cumulée s'ils sont cappusiens – est importante (Obled *et al.*, 1994; Koren *et al.*, 1999; Arnaud *et al.*, 2002).

La complexité de la production à l'échelle du bassin n'est enfin pas seulement due aux raisons évoquées ci-dessus. Elle résulte aussi de l'organisation spatiale des différents terrains pouvant impliquer la ré-infiltration d'une partie des ruissellements produits par l'amont. Elle est aussi, et surtout, induite par les processus de redistribution de l'eau de subsurface qui conduisent à une variabilité spatiale importante des conditions de saturation sur le bassin et par suite des régimes d'infiltration (§ 4.1.2).

Différentes approches sont possibles pour estimer la production à l'échelle de la parcelle, d'un bassin ou de toute autre unité hydrologique. Elles sont de complexité variable suivant les simplifications retenues pour représenter les processus. Certaines d'entre elles sont présentées ci-dessous.

4.4.2 Modélisation à l'échelle de la parcelle

A l'échelle de la parcelle et lorsqu'il peut être considéré comme essentiellement vertical, le flux d'infiltration dans un sol non saturé peut être décrit et modélisé, sous diverses hypothèses simplificatrices, par l'équation unidimensionnelle aux dérivées partielles de Richard (encadré 4.4). Ce modèle est très peu utilisé pour les applications hydrologiques courantes.

Les hydrologues utilisent majoritairement des modèles d'infiltration simplifiés. Ce sont des modèles conceptuels à réservoir ou des modèles se basant sur des fonctions décroissantes de la capacité d'infiltration.

Encadré 4.4 Les équations de Richard

Hypothèses et équations

Les équations de Richard se basent sur les hypothèses principales suivantes :

- Les flux de vapeur d'eau dans le sol sont négligeables.
- Il est possible d'exprimer le lien entre la teneur en eau θ , la charge de pression capillaire h et la conductivité hydraulique du sol K par le biais de fonctions mathématiques univoques : $\theta(h)$ ou $\psi(\theta)$ et $K(h)$ ou $K(\theta)$. Parmi les fonctions proposées, celles proposées par van Genuchten (1980) sont le plus couramment utilisées.
- Pour le milieu saturé et le milieu non saturé, la vitesse de l'eau est supposée être une fonction linéaire du gradient de charge hydraulique suivant le modèle de Darcy suivant :

$$\mathbf{q} = -K(\theta) \cdot \text{grad}(H(\theta)) = -K(\theta) \cdot \text{grad}(h(\theta) - z) \quad (4.23)$$

où $\mathbf{q}$ est le vecteur du flux de l'eau dans le sol, θ est la teneur en eau du sol, $H(\theta)$ est la charge hydraulique résultant de la charge de gravité z et de la charge de pression capillaire $h(\theta)$. La charge de pression est négative ; c'est une fonction croissante de la teneur en eau du sol (elle augmente, diminue en valeur absolue, lorsque θ augmente – cf. fig. 4.9).

La conservation du liquide dans le milieu poreux s'exprime par ailleurs par l'équation de continuité suivante.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div}(\mathbf{q}) + r_w \quad (4.24)$$

où r_w représente les éventuels apports ou pertes (cf. prélèvements par les végétaux ou évaporation locale de l'eau liquide). Ce terme dépend en particulier de la teneur en eau et des caractéristiques locales du milieu. Il varie selon la profondeur.

L'équation aux dérivées partielles de Richard, résulte de la combinaison du modèle de Darcy et de l'équation de continuité. Elle régit, sous les hypothèses mentionnées plus haut, la dynamique de l'eau en milieu poreux. Elle a l'expression suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}[K(\theta) \cdot \text{grad}(h(\theta) - z)] + r_w \quad (4.25)$$

En milieu non saturé, les flux liés au mouvement de l'eau dans le sol sont essentiellement verticaux. Par suite, ils sont raisonnablement décrits par l'équation unidimensionnelle de Richard suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} + r_w = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} K(\theta) + r_w \quad (4.26)$$

Résolution et difficulté de mise en œuvre

Pour une colonne de sol donnée, la résolution de ces équations nécessite la discrétisation du sol en différentes couches horizontales et l'utilisation de schémas numériques appropriés (Soutter *et al.*, 2007). Hormis les difficultés inhérentes à la mise en œuvre de ces schémas et à l'estimation des paramètres du modèle, la nature parabolique des équations de Richard ainsi que la forte non-linéarité des relations entre les propriétés hydrodynamiques des sols et leur teneur en eau rendent leur résolution complexe.

Une autre difficulté majeure pour leur application est la spécification des conditions aux limites (van Dam et Feddes, 2000). En cas de précipitations modérées et lorsque le sol est modérément saturé par exemple, le flux évaporatoire à la limite supérieure est souvent supposé égal à la demande évaporative (condition de flux). En conditions sèches prolongées, le flux d'évaporation est gouverné par la charge hydraulique dans le sol, fonction principalement du potentiel de succion (condition de charge). En conditions très humides, c'est la charge hydraulique de l'eau accumulée en surface qui détermine le flux d'infiltration (condition de charge). A la limite inférieure de la colonne de sol considérée, la difficulté tient essentiellement à l'estimation de la profondeur de transition entre les zones saturées et non saturées et au suivi de son évolution spatiale et temporelle.

Fonctions décroissantes de la capacité d'infiltration

Lorsque le régime d'infiltration est limité par la capacité d'infiltration du sol, une approche classique est d'utiliser une fonction d'infiltration. Ces fonctions supposent que la capacité d'infiltration est une fonction décroissante du temps. Les fonctions de Philip ou de Horton⁶ sont deux fonctions typiquement utilisées (tab. 4.3). Il existe de

⁶ La formule de Philip exprime en fait la solution de l'équation de Richard sous différentes hypothèses simplificatrices (Soutter *et al.*, 2007). La formule de Horton résulte de l'hypothèse que le taux de variation de la capacité d'infiltration est proportionnel à l'écart entre la valeur actuelle de la capacité d'infiltration f et sa valeur limite lorsque le sol est saturé f_c . En d'autres termes elle exprime le fait que $df/dt = -c \cdot (f - f_c)$.

nombreuses fonctions similaires (Ravi et Williams, 1998 ; Musy et Higby, 2004). La fonction d'infiltration peut aussi être déduite de la simulation simplifiée de l'avance du front d'humectation dans le sol à l'aide de la méthode de Green et Ampt. Cette dernière méthode est décrite plus en détail dans Soutter *et al.* (2007).

Tableau 4.3 Expressions de l'évolution de la capacité d'infiltration du sol $f(t)$ pour trois fonctions d'infiltration courantes.

Fonction	Capacité d'infiltration	Paramètres
Horton	$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-ct}$	f_0 et f_c [mm/h] capacités d'infiltration initiale et limite ; c paramètre de décroissance [h ⁻¹]
Philip	$f(t) = \frac{1}{2} S \cdot t^{-0.5} + A$	S : sorptivité [cm · s ^{-1/2}], fonction de la teneur en eau initiale et à saturation ; A : composante gravitaire [cm · s ⁻¹], fonction des propriétés du sol et de la teneur en eau initiale et à saturation A s'approche de la conductivité hydraulique pour une durée d'infiltration très importante.
Green-Ampt	$f(t) = K_s \left(1 + \frac{h_0 - h_f}{z_f(t)} \right)$	h_0 et h_f charges de pression en surface et au front d'humectation ; $z_f(t)$ profondeur du front d'humectation atteinte au temps t .

Les deux principales limitations des fonctions d'infiltration sont qu'elles ne permettent pas de prendre en compte : 1) l'éventuelle saturation par le bas du sol et 2) la possibilité de recouvrement de la capacité d'infiltration du sol. Les fonctions d'infiltration sont ainsi le plus souvent utilisées en simulation événementielle.

Différentes adaptations ont cependant été proposées pour résoudre en partie ces limitations. La méthode de Horton modifiée, par exemple, permet de simuler en partie le recouvrement éventuel de la capacité d'infiltration, celle-ci étant estimée sur la base de la hauteur totale infiltrée depuis le début d'une averse (cf. ASCE, 1996 – chap. 9). Le principe de cette méthode est équivalent à celui du modèle à réservoir DCI lorsque $f_{max}(S) = f_0 - c \cdot S$. Ce modèle est décrit dans le paragraphe 4.4.2b. Le modèle de Green et Ampt a également été adapté pour tenir compte de la redistribution de l'humidité dans le sol (Ogden et Sahafian, 1997 ; Downer *et al.*, 2002).

Par ailleurs, l'application d'une fonction d'infiltration nécessite aussi d'estimer les paramètres associés à ces méthodes – cf. capacité d'infiltration initiale, état de saturation initial du sol, ce qui est loin d'être toujours évident. Les valeurs de ces paramètres peuvent provenir directement des mesures des propriétés hydrodynamiques des sols du site d'étude réalisées sur le terrain ou en laboratoire. Elles ont cependant souvent été tabulées pour différents types de sols initialement secs et supposés homogènes. Par ailleurs, ces paramètres ont en principe été estimés dans des conditions où le régime d'alimentation était supérieur ou égal à la capacité d'infiltration.

Il est possible de se reporter, pour le choix de valeurs typiques, à la riche littérature dans ce domaine (van Genuchten, 1980 ; Hillel, 1982 ; Rawls *et al.*, 1992 ; ASCE, 1996 ; Leij *et al.*, 1996 ; Ravi et Williams, 1998 ; Williams *et al.*, 1998). A titre d'exemple, les tableaux suivants donnent des valeurs indicatives des paramètres pour les modèles d'infiltration de Horton et Philip.

Tableau 4.4 Valeurs indicatives des paramètres de l'équation de Horton pour différents types de sol (d'après Horton, 1940 cité dans ASCE, 1996).

Type de sol	f_0 [mm/h]	f_c [mm/h]	c [min ⁻¹]
Standard nu	280	6-220	1,6
Agricole avec tourbe	900	20-290	0,8
Tourbe	325	2-20	1,8
Sable fin nu	210	2-25	2,0
Argile avec tourbe	670	10-30	1,4

Tableau 4.5 Valeurs indicatives des paramètres de l'équation de Philip pour différents types de classes texturales (d'après Hillel, 1982).

Classes texturales	Sorptivité S [cm · s ^{-1/2}]	A [cm · s ⁻¹]
Sable grossier	1,7 10 ⁻¹	1,3 10 ⁻³
Sable fin	7,3 10 ⁻²	3,5 10 ⁻⁴
Limon sableux	6,5 10 ⁻²	2,1 10 ⁻⁴
Silt sableux	4,9 10 ⁻²	6,2 10 ⁻⁵
Limon	4,0 10 ⁻²	4,6 10 ⁻⁵
Limon sablo-argileux	6,5 10 ⁻²	1,9 10 ⁻⁴
Limon silto-argileux	2,1 10 ⁻²	1,4 10 ⁻⁵
Limon argileux	1,6 10 ⁻²	8,8 10 ⁻⁶
Argile légère	3,6 10 ⁻²	3,4 10 ⁻⁵
Argile limoneuse	1,4 10 ⁻²	9,8 10 ⁻⁶
Argile lourde	6,5 10 ⁻³	1,7 10 ⁻⁶
Tourbe	2,5 10 ⁻²	2,2 10 ⁻⁶

Les modèles à réservoir

Le principe des modèles à réservoirs est d'estimer le régime d'infiltration sur la base du stock d'eau moyen contenu dans la couche subsuperficielle du sol. L'évolution temporelle de ce stock est simulée par le biais d'un modèle conceptuel global. Ce modèle combine l'équation de continuité et diverses équations de flux exprimant les différents flux de subsurface comme une fonction du volume stocké dans le réservoir :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = f(S, i) - et(S, etp) - q(S) \quad (4.27)$$

avec S , le stock d'eau dans le réservoir au temps t [mm], i et etp l'intensité des précipitations brutes et de l'évapotranspiration potentielle, $f(S, i)$, $et(S, etp)$ et $q(S)$ respectivement le flux d'infiltration, le flux d'évapotranspiration réel et le flux de percolation profonde [mm/h]. Des expressions typiquement utilisées pour les fonctions $et(S, etp)$ et $q(S)$ sont indiquées dans le paragraphe 4.3.2.

Le régime d'infiltration simulé dépend de la variation temporelle des sollicitations météorologiques (i , etp). L'existence des termes de vidange et et q autorise le

recouvrement de la capacité d'infiltration, notamment pendant les périodes sans précipitations.

Toute une variété de comportements peut être simulée suivant la nature des différentes fonctions f , et q retenues. Les deux modèles à réservoirs suivants permettent, par exemple, de simuler des comportements radicalement différents. Ils décrivent en fait les deux types de processus pouvant produire des ruissellements : le modèle DCI décrit une production due exclusivement au Dépassement de la Capacité d'Infiltration, le modèle DCS décrit une production due exclusivement au Dépassement de la Capacité de Stockage (fig. 4.11).

En négligeant les pertes par évaporation, ils se basent sur les équations suivantes :

$$\text{Modèle DCI: } f(S, i) = \text{Min}(f_{\max}(S), i) \text{ et } q(S) = f_c \quad (4.28)$$

$$\text{Modèle DCS: } f(S, i) = \begin{cases} i & \text{si } S < S_{\max} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \text{ et } q(S) = f_c \quad (4.29)$$

où f_c est le débit de vidange par percolation, supposé constant, des réservoirs ; $S_{\max}$ est, pour le modèle DCS, la capacité maximum de stockage du réservoir ; $f_{\max}(S)$ est, pour le modèle DCI, une fonction décroissante du stock dans le réservoir, définissant la capacité maximale d'infiltration du sol.

Pour le modèle DCS, toute la pluie peut s'infiltrer tant que le réservoir n'est pas plein. Dans le cas contraire, toute la pluie (soustraction faite des pertes par vidange du réservoir) produit un ruissellement de surface. L'infiltration ne dépend pas d'une capacité d'infiltration donnée mais uniquement du volume disponible pour l'infiltration. Ce volume est appelé « déficit de saturation » dans de nombreuses approches de ce type.

Le modèle DCI définit en chaque instant une intensité critique et la capacité d'infiltration du sol. Le dépassement de cette dernière produit un ruissellement de surface.

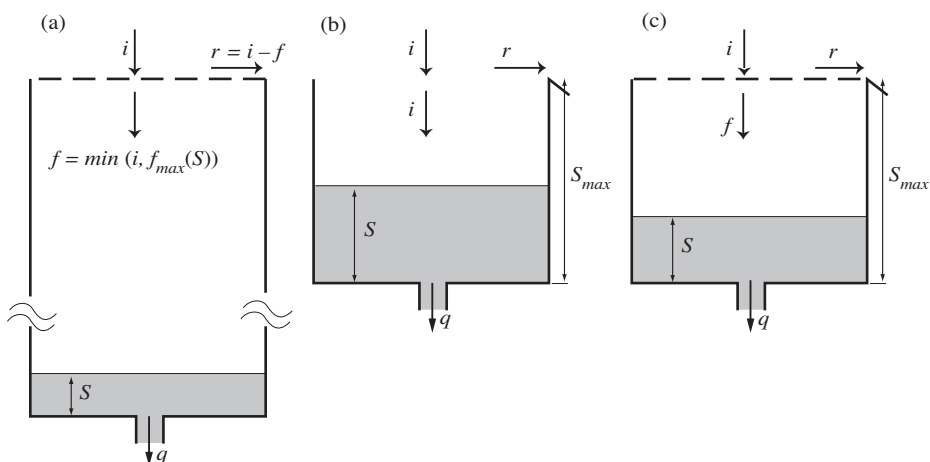


Fig. 4.11 Trois structures types de modèles à réservoir pour simuler l'infiltration à la parcelle. (a) Modèle DCI (Dépassement de la Capacité d'Infiltration); (b) modèle DCS (Dépassement de la Capacité de Stockage) et (c) modèle combiné (DCS+DCI).

La capacité d'infiltration se réduit au fur et à mesure que le réservoir se remplit. Ce remplissage s'effectue, sans limitation, tant que l'intensité de la pluie est supérieure au débit de vidange. Lorsque le régime d'alimentation est toujours supérieur à la capacité d'infiltration et lorsque le stock initial est nul ($S = 0$ à $t = 0$), il est intéressant de mentionner la solution analytique du modèle DCI obtenue pour deux expressions particulières de la fonction $f_{max}(S)$:

- Lorsque $f_{max}(S) = f_0 - c \cdot S$, le modèle conduit à l'équation d'infiltration de Horton (avec f_0 la capacité d'infiltration initiale, c , la constante de décroissance; tab. 4.3).
- Lorsque $f_{max}(S) = f_c + B/S$ avec B une constante, l'expression de la capacité d'infiltration est: $f = f(t) = f_c + (0,5 \cdot B/t)^{0,5}$. La relation avec l'équation de Philip donnée dans le tableau 4.3 est immédiate.

A l'inverse des équations de Horton et de Philip, ces deux modèles permettent de simuler le recouvrement de la capacité d'infiltration du sol lorsque le régime d'alimentation lui est inférieur. Ceci est illustré sur la figure 4.12 obtenue sur la base de l'exemple 4.3.

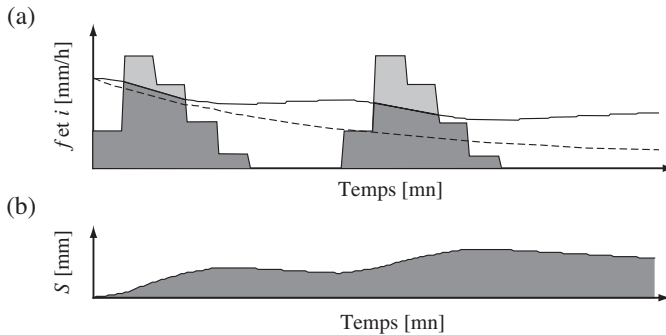


Fig. 4.12 Simulation de l'infiltration avec un modèle à réservoir de type DCI où $f_{max}(S) = f_0 - c \cdot S$. (a) hyétoqrammes de pluie brute et pluie infiltrée ; capacité d'infiltration potentielle simulée (courbe continue) avec le modèle DCI ; capacité d'infiltration selon le modèle de Horton $f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-ct}$ (traitillés) ; (b) évolution temporelle du stock S dans le réservoir sol.

Divers autres modèles sont possibles. Le modèle de Holtan (1961) combine par exemple le modèle DCS et le modèle DCI avec une capacité d'infiltration $f_{max} = f_c + B/S$ et une capacité de stockage S_{max} . Il permet, tout comme de nombreux modèles similaires, de produire, suivant le régime d'alimentation et le taux de saturation du réservoir, l'un ou l'autre des processus à l'origine du ruissellement: si le réservoir est initialement vide, une pluie d'intensité i constante conduira à la production de ruissellement par saturation si $f_c < i \leq f_c + B/S_{max}$ et par dépassement de la capacité d'infiltration si $i \geq f_c + B/S_{max}$.

Pour ces différents modèles, il est finalement intéressant de noter que le volume et la durée nécessaires à la production de ruissellement dépendent de l'intensité des précipitations et du stock initial dans le réservoir. Cette durée définit ce que l'on nomme le temps d'humectation.

Exemple 4.3

Estimation du taux infiltration pour deux modèles d'infiltration

On considère un sol initialement sec dont la capacité d'infiltration décroît, si le régime d'alimentation est suffisant, suivant le modèle de Horton. Les paramètres correspondants sont : $f_0 = 80 \text{ mm/h}$, $f_c = 10 \text{ mm/h}$ et $c = 0,8 \text{ h}^{-1}$. Le sol est soumis à une précipitation dont le hyétogramme, au pas de temps de 10 min, est donné dans le tableau 4.6. On désire comparer pour cet événement les hyétogrammes de pluie nette qui seraient obtenus 1) par l'application du modèle de Horton (avec les paramètres ci-dessus) et 2) par l'application du modèle DCI (avec f_{max} de la forme : $f_{max}(S) = f_0 - c \cdot S$). On suppose que l'eau qui ne peut pas s'infiltrer à un pas de temps donné est évacuée instantanément par ruissellement de surface (il n'y a pas de stockage superficiel). Les calculs sont réalisés au pas de temps 1 minute. L'application du modèle de Horton (fonction d'infiltration décroissante) est immédiate. La lame infiltrée totale est de 56 mm. Le hyétogramme de pluie nette est donné dans la figure 4.12.

Pour le modèle DCI, il s'agit de déterminer pour chaque pas temps, l'infiltration potentielle $f_{max}(S_i)$, le stock de subsurface S_i , puis d'en déduire l'infiltration effective $f(S_i, i_i)$. A $t_0 = 0$, on peut calculer la valeur de S_0 et la valeur de l'infiltration potentielle $f_{max}(S_0)$:

$$S_0 = S_{-1} + (f_{max}(S_{-1}) - f_c) \cdot \Delta t = S_{-1} + (f_0 - f_c) \cdot \Delta t = 0 + (80 - 10) \cdot (1/60) = 0,38 \text{ mm}$$

$$f_{max}(S_0) = f_0 - c \cdot S_{-1} = 80 - 0,8 \cdot 0 = 80 \text{ mm/h.}$$

On compare alors cette valeur à l'intensité des pluies sur le même pas de temps ($i_0 = 33 \text{ mm/h}$). L'infiltration effective $f(S_0, i_0)$ est égale à la plus petite de ces deux valeurs : $f(S_0, i_0) = 33 \text{ mm/h}$. On procède de la même façon pour les pas de temps suivants. Les résultats sont reportés le tableau 4.6 (les résultats ne sont indiqués que toutes les 10 minutes). Le hyétogramme de pluie nette correspondant est présenté dans la figure 4.12. La lame infiltrée totale est de 68,2 mm. L'application du modèle de Horton sous-estime l'infiltration totale de 18 %. La sous-estimation est plus importante pour la secondeaverse (−33 %) que pour la première (−5 %).

Tableau 4.6 Taux d'infiltration potentiel f_{max} et effectif f obtenus avec les modèles d'infiltration de Horton et Horton Modifié (modèle DCI)

Temps	Pluie i	$f_{max}(t)$ (Horton)	$f(t)$ (Horton)	$f_{max}(S_i)$ (DCI)	$f(S_i, i_i)$ (DCI)	$S_i(t)$ (DCI)
[min]	[mm/h]	[mm/h]	[mm/h]	[mm/h]	[mm/h]	[mm]
0	33	80,0	33,0	80,0	33,0	0,4
10	100	71,3	71,3	76,9	76,9	4,9
20	75	63,6	63,6	68,5	68,5	15,3
30	40	56,9	40,0	61,2	40,0	24,0
40	10	51,1	10,0	57,2	10,0	28,5
50	0	45,9	0,0	57,2	0,0	28,4
60	0	41,5	0,0	58,5	0,0	26,7
70	0	37,5	0,0	59,8	0,0	25,0
80	33	34,1	33,0	61,2	33,0	23,9
90	100	31,1	31,1	58,1	58,1	28,2
100	75	28,5	28,5	52,1	52,1	35,6
110	40	26,1	26,1	46,8	40,0	42,0
120	10	24,1	10,0	42,8	10,0	46,5
130	0	22,4	0,0	42,8	0,0	46,4
140	0	20,8	0,0	44,1	0,0	44,7

4.4.3 Modélisation de l'infiltration à l'échelle du bassin

Pour simuler le processus d'infiltration à l'échelle du bassin versant, la majorité des applications hydrologiques se basent sur des modèles simplifiés. Ces modèles sont principalement des modèles conceptuels à réservoirs, globaux ou distribués (chap. 3). Quelques modèles hydrologiques utilisent cependant une modélisation à bases physiques de l'infiltration (cf. le modèle SHE, Abbott *et al.*, 1986a,b).

Modélisation spatialisée à bases physiques de l'infiltration

Les modèles à bases physiques simulent le processus d'infiltration avec l'équation unidimensionnelle de Richard pour la zone non saturée et les équations tridimensionnelles de Richard pour la zone saturée. La résolution de ces équations permet en principe de simuler la redistribution latérale de l'eau dans le sol liée aux écoulements subsuperficiels et aux écoulements dans la zone saturée. Il est donc en principe possible de simuler les deux mécanismes de production des ruissellements, les mécanismes hortonien et ceux liés à la formation de zones saturées. Les ruissellements produits sont généralement supposés ne pas se ré-infiltrer.

Pour ce type de modélisation, la description du bassin versant est nécessairement spatialisée et multicouches (cf. modèle SHE). Les caractéristiques hydrodynamiques des sols, décrites par les relations $\theta(h)$ ou $\psi(\theta)$ et $K(h)$ ou $K(\theta)$, doivent être spécifiées pour chaque élément de la discrétisation. Elles sont généralement estimées sur la base de la nature des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert appropriées (encadré 4.5).

La pertinence des équations de Richard pour simuler l'infiltration à l'échelle de l'une ou l'autre maille de la discrétisation d'un bassin versant est en fait très discutée. Les équations de Richard sont valides en laboratoire sur des colonnes de sol homogènes. Or, les caractéristiques du milieu varient souvent fortement au sein de chacun des éléments de discrétisation d'un bassin. Au sein d'une parcelle de quelques centaines de mètres carrés par exemple, la conductivité hydraulique peut varier d'un à deux ordres de grandeur si les sols sont homogènes et de 4 à 5 ordres de grandeur dans le cas contraire. Or, le processus d'infiltration est très non-linéaire dès lors que les caractéristiques du milieu le conditionnant varient dans l'espace (§ 4.4.1). Dans le cas général, la modélisation de l'infiltration à l'aide des équations de Richard ne permet pas de rendre compte de cette non-linéarité – et l'utilisation d'une conductivité effective n'y change rien (Hansen *et al.*, 2007). Ces équations sont donc relativement peu appropriées pour les applications hydrologiques courantes. Par ailleurs et surtout, la production à l'échelle d'un bassin versant fait intervenir bien d'autres processus que ceux décrits par ces seules équations (cf. écoulements préférentiels par des macropores).

Encadré 4.5 Fonctions de pédotransfert

Les «fonctions de pédotransfert (FPT)» sont des modèles développés pour estimer les caractéristiques hydriques $\theta(h)$ ou $\psi(\theta)$ et $K(h)$ ou $K(\theta)$ du sol à partir de caractéristiques pédologiques beaucoup plus aisément mesurables (cf. texture, propriétés chimiques ou mécaniques du sol). De nombreuses FPT ont été développées (cf. van Genuchten, 1980 ; Schaap *et al.*, 2001 ; Wösten *et al.*, 2001). Il en existe deux principales sortes.

Les premières permettent par exemple d'exprimer la teneur en eau θ pour différentes valeurs de h . Elles prennent la forme de régressions multiples dont les variables

explicatives sont liées à des caractéristiques mesurées des sols. Une des fonctions analytiques proposées dans la littérature pour décrire $\theta(h)$ est ensuite ajustée aux couples (θ, h) obtenus sur la base de ces équations pour le milieu considéré.

Les secondes FPT permettent de prédire directement les valeurs des paramètres d'ajustement de fonctions analytiques décrivant par exemple les variations de θ en fonction de h . De nombreuses FPT ont été par exemple développées pour estimer les paramètres des fonctions proposées par van Genuchten (1980) – cf. Wösten *et al.*, 2001.

Modèles globaux à réservoirs

La production à l'échelle d'un bassin versant est le plus souvent estimée à l'aide de modèles à réservoirs globaux. Les modèles globaux à seuil, tels que les modèles DCS (seuil de saturation) et DSI (seuil d'infiltration) présentés au paragraphe 4.4.2, ne sont généralement pas appropriés car ils ne permettent pas de représenter les phénomènes importants de non-linéarité évoqués au paragraphe 4.4.1. Divers types de structures à réservoir(s), permettant de résoudre en partie cette limitation, ont été néanmoins proposés (Perrin, 2000).

Dans le cas où un seul réservoir est utilisé pour simuler la production à l'échelle du bassin, l'infiltration est généralement estimée comme une fonction du taux de remplissage du réservoir (fig. 4.13).

Cette fonction prend souvent la forme suivante :

$$f(S) = \left(1 - \left(\frac{S}{S_{\max}} \right)^a \right)^b \cdot i_b(t) \quad (4.30)$$

où S est le stock dans le réservoir et $S_{\max}$ sa capacité maximale de stockage, où i_b est l'intensité de la pluie brute et où a et b sont des paramètres déterminés empiriquement ou par calage (cf. $a = 2$, $b = 1$ dans le cas du modèle du Cemagref, GR4J; Edijatno *et al.*, 1999). L'infiltration est maximale lorsque le réservoir est vide – toute la pluie s'infiltre ; elle est nulle lorsque le réservoir est plein – toute la pluie produit un ruissellement. L'intérêt de cette formulation est que la pluie nette et l'infiltration sont toutes

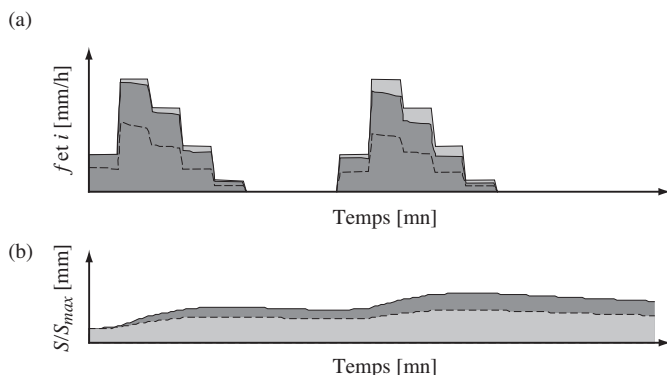


Fig. 4.13 Simulation de l'infiltration avec un modèle global à réservoir avec $f(S) = (1 - (S/S_{\max})^a) \cdot i_b(t)$ et $Q(S) = S/K \cdot (K = 5 \text{ h}; S(t_0) = 20 \text{ mm}; S_{\max} = 160 \text{ mm})$. (a) HyétoGRAMME de pluie brute et hyétoGRAMMES de pluie infiltrée obtenus pour $a = 0,5$ (trait grisé) et $a = 2$ (traitillés); (b) évolution temporelle du stock S dans le réservoir sol pour $a = 0,5$ (trait grisé) et $a = 2$ (traitillés).

deux une fonction croissante de la pluie brute. Il est intéressant aussi de noter que la pluie nette, i_n , peut, dans ce cas, être exprimée sous la forme suivante :

$$i_n = i_b - f = i_b \cdot A(S/S_{\max}) \quad (4.31)$$

où i_b est l'intensité de la pluie brute et où la fonction $A(S/S_{\max})$ s'obtient facilement à partir de l'équation (4.30). Certains auteurs suggèrent par la suite qu'un modèle de ce genre représente un fonctionnement principalement cappusien, où la fraction de la surface du bassin produisant les écoulements de surface $A(S/S_{\max})$ (surfaces saturées), est supposée être une fonction croissante du taux de remplissage moyen d'un réservoir sol global pour le bassin (Kavetski *et al.*, 2003).

Modèles distribués

La forte variabilité spatiale des caractéristiques physiques du milieu et des conditions de saturation des sols ainsi que la non-linéarité du processus d'infiltration en regard des précipitations ont conduit aussi au développement de différents types de modèles distribués (chap. 3).

La production du bassin est dans ce contexte souvent simulée sur la base d'une structure unique de modèle à réservoir(s) pour différentes unités hydrologiques généralement supposées indépendantes les unes des autres – l'organisation spatiale des unités est en particulier la plupart du temps négligée. Ces unités peuvent correspondre à chaque élément d'une discrétisation spatiale choisie du bassin versant. Les paramètres du modèle sont dans ce cas estimés pour chaque unité sur la base des caractéristiques hydrodynamiques locales des sols (CEQUEAU, Girard, 1975 ; Szilagyi et Parlange, 1999). Ces unités peuvent aussi être en nombre limité et être choisies pour être représentatives des principaux types de comportement hydrologiques observés au sein du bassin – principe des Unités Hydrologiques Représentatives décrit dans le chapitre 3 (Gurtz *et al.*, 1999). Cette approche permet de réduire le nombre de calculs à effectuer pour simuler le comportement du bassin.

Une autre approche consiste à décrire l'hétérogénéité spatiale dans la réponse hydrologique du bassin par le biais d'une fonction $f(c)$ permettant de représenter la distribution statistique d'une caractéristique clé du bassin vis-à-vis de la production. Cette caractéristique est souvent la capacité de stockage du sol (cf. modèle PDM, Moore et Clarke, 1981 ; VIC, Liang *et al.*, 1994 ; modèle Xinanjiang, Zhao, 1992 ; modèle ARNO, Todini, 1996). Dans ce cas, la pluie nette à un instant donné est obtenue par le dépassement du déficit de saturation d'une partie des éléments de stockage décrits par cette distribution. Ceci est illustré pour le modèle PDM dans la figure 4.14, où la pluie P affecte un bassin initialement sec. Le déficit de saturation local est mis à jour à chaque pas de temps sur la base du déficit de saturation moyen pour le bassin – ou de façon équivalente sur la base du stockage moyen de subsurface. Cette mise à jour nécessite différentes hypothèses liées notamment à la redistribution souterraine de l'eau infiltrée. L'évolution temporelle du déficit de saturation moyen (ou du stockage moyen de subsurface) est estimée à l'aide d'un bilan hydrologique effectué à l'échelle du bassin – équation de bilan identique à l'équation (4.27). En plus des apports liés à l'infiltration, elle fait généralement intervenir les pertes liées à la percolation profonde et à l'évapotranspiration.

La fonction de distribution $f(c)$ prend différentes formes suivant les modèles. Dans le cas du modèle TOPMODEL (Beven *et al.*, 1984), cette distribution est déterminée à partir d'un indice topographique. L'indice est préalablement calculé en tout point du

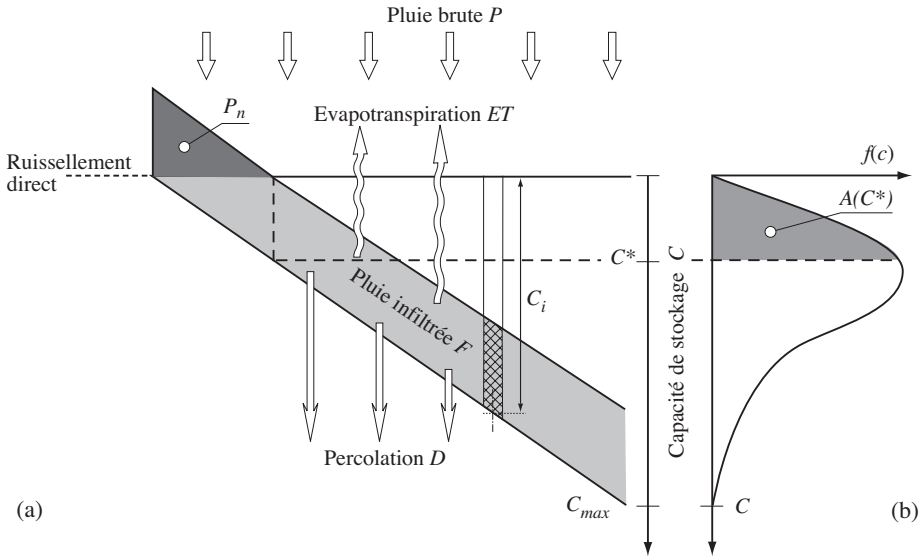


Fig. 4.14 Principe de l'estimation de l'infiltration pour le modèle distribué PDM «Probability Distributed Model» de Moore et Clarke, 1981. (a) Eléments de stockage disposant d'une capacité de stockage insuffisante pour absorber la pluie brute : ces éléments déterminent la pluie nette et la proportion de surfaces saturées. (b) fonction de distribution utilisée pour décrire la variabilité spatiale de la capacité de stockage sur le bassin.

bassin, sur la base de la pente locale β_i et de la surface amont drainée en ce point a_i . Pour une des versions du modèle, il est défini de la façon suivante (Ambroise *et al.*, 1996) :

$$\delta_i = a_i / \tan \beta_i \quad (4.32)$$

Les valeurs élevées de l'indice correspondent aux parties du bassin où la capacité de stockage est la plus faible. La capacité de stockage locale D_i , dénommée déficit de saturation local, peut s'exprimer avec les différentes hypothèses du modèle, sous la forme suivante :

$$D_i = \bar{D} + m[\gamma - \ln(\delta_i)] \quad (4.33)$$

où $\bar{D}$ est le déficit de saturation moyen sur le bassin versant, m un paramètre de décroissance, supposée exponentielle, du profil de la conductivité hydraulique à saturation avec la profondeur et où γ est la moyenne spatiale du logarithme de l'indice topographique. La simulation est effectuée pour un nombre discret d'incrément de cet indice (fig. 4.15). L'extension spatiale des parties saturées varie dans le temps en fonction de la dynamique de la zone saturée à l'échelle du bassin. Cette dynamique est supposée conduire rapidement à un équilibre où le stockage local dépend du stockage moyen à l'échelle du bassin et de cet indice.

La fonction de distribution $f(c)$ n'a pas forcément de justification hydrologique particulière si ce n'est de permettre la prise en compte de l'hétérogénéité du milieu. La forme de cette fonction est en fait souvent retenue pour permettre une résolution analytique du modèle.

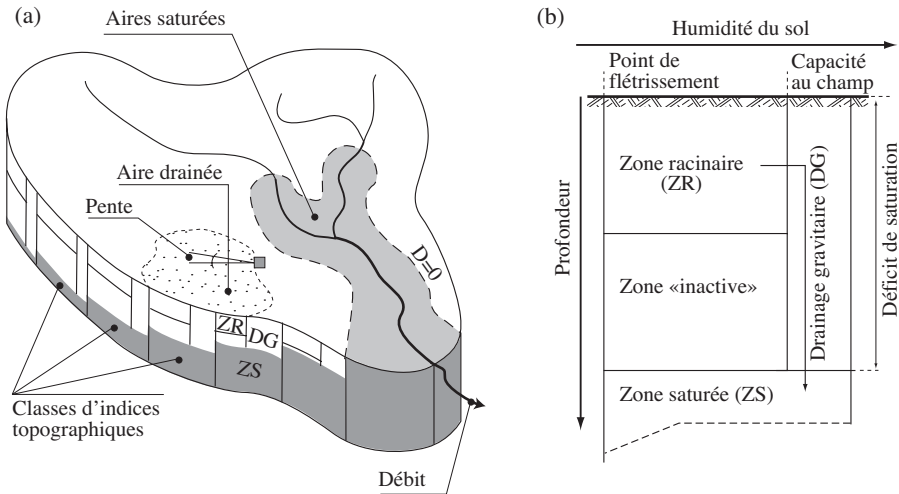


Fig. 4.15 Concept de production pour le modèle distribué «TOPMODEL» (Beven *et al.*, 1984). (a) Caractéristiques utilisées pour définir localement la valeur de l'indice topographique, classes d'indice topographique et zones saturées du bassin à un instant donné (zones définies par les parties du bassin où la valeur de l'indice implique au moment considéré un déficit de saturation nul). (b) Schématisation de la modélisation utilisée pour simuler le comportement de chaque classe d'indice topographique.

Dans le cas des modèles PDM, ARNO et VIC par exemple, la distribution est la distribution de Pareto s'exprimant sous forme cumulée de la façon suivante :

$$F(c) = 1 - \left(1 - \left(\frac{c}{c_{\max}} \right) \right)^a \quad (4.34)$$

où $F(c)$, la fonction de distribution cumulée de la fonction $f(c)$, représente la proportion de la surface du bassin où la capacité d'infiltration est inférieure à c , où $c_{\max}$ est la valeur maximale de la capacité de stockage sur le bassin et où a est un paramètre de forme. Cette distribution permet en fait d'établir une relation analytique, à l'échelle du bassin, entre le stockage de subsurface instantané moyen, la pluie nette instantanée moyenne et la pluie infiltrée instantanée moyenne. La simulation ne nécessite donc pas d'être effectuée pour différents incréments de la distribution $f(c)$. Les modèles de ce type sont en fait assimilables à des modèles globaux. Les paramètres $c_{\max}$ et a de la fonction $F(c)$ sont des paramètres à caler.

Une fonction de distribution statistique peut être utilisée aussi pour décrire la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration. La description distribuée de la capacité d'infiltration combinée à une description distribuée de la capacité de stockage a été proposée dans une extension du modèle VIC (Liang et Xie, 2001).

Le principal intérêt de ces modélisations distribuées est qu'elles sont parcimonieuses en calculs. Permettant de surcroît de considérer une partie de l'hétérogénéité de comportement au sein d'une unité hydrologique donnée, elles sont largement utilisées, pour les paramétrisations sous mailles, dans les schémas de surface des modèles atmosphériques ou climatiques.

4.5 ESTIMATION D'UNE PLUIE NETTE DE PROJET

Par définition, le volume de pluie qui s'écoule directement sur la surface du terrain lors d'une averse (V_R) est égal à celui de la pluie nette (P_n). L'estimation du hyéto-gramme de la pluie nette résultant d'une averse donnée a longtemps été et est toujours une préoccupation majeure des hydrologues. L'objectif est de déterminer, d'une part la fraction de la précipitation de projet qui produira un écoulement rapide et, d'autre part, sa structure temporelle, pour ensuite estimer la crue de projet qui en résulterait.

Cette estimation peut être effectuée à l'aide d'une combinaison de l'un ou l'autre des modèles de simulation présentés dans les sections précédentes. La difficulté est alors l'estimation des paramètres et des conditions initiales (i.e des stocks initiaux dans les différents réservoirs du modèle combiné).

Différentes approches simplifiées, développées pour les simulations événementielles et pour les besoins de l'ingénierie, sont plus fréquemment adoptées. L'estimation se base sur l'estimation des pertes aux ruissellements. Deux types de pertes sont considérés, les pertes initiales et les pertes continues. L'estimation des unes et des autres est effectuée globalement, de façon plus ou moins empirique, sur une unité de surface pouvant aller de la parcelle au bassin versant. Différents éléments permettant d'estimer l'opportunité de choisir l'une ou l'autre des approches proposées pour ces estimations sont indiqués dans l'annexe 4.8.4.

4.5.1 Pertes initiales

Pour l'estimation d'une pluie nette de projet, les pertes par interception sont souvent combinées aux pertes par stockage dans les dépressions pour constituer un terme unique de « pertes initiales ». Ce terme de pertes initiales I_a correspond en fait à la somme des pertes par stockage ΔS_I et ΔS_D intervenant dans l'équation du bilan hydrologique du bassin (§ 4.1.2). La connaissance de l'origine de ces pertes n'est en fait pas nécessaire dans ce contexte d'analyse. Les quantités correspondantes sont cependant généralement non négligeables, et doivent être considérées comme des pertes aux écoulements.

Dans la pratique, il est communément admis que les pertes initiales, généralement nommées I_a , affectent uniquement le début de l'averse. Elles doivent être satisfaites pour que le ruissellement puisse avoir lieu. En d'autres termes, tant que la pluie totale présente une hauteur cumulée depuis le début de l'averse inférieure à ces pertes, la pluie nette est supposée nulle. Les pertes initiales sont donc retranchées aux premiers incréments du hyéto-gramme de pluie totale.

L'estimation d'une valeur pour I_a est généralement fixée à l'aide de valeurs issues de la littérature. Elle est parfois obtenue de façon empirique par calage sur différents événements pluie-débit observés. Le choix de ces pertes doit toujours être fonction du contexte de l'étude, notamment des conditions antécédentes d'humidité prévalant sur le bassin étudié; si le sol est déjà saturé en eau par des pluies précédentes, les pertes initiales sont quasiment nulles. D'autres considérations sont à prendre en compte telles que la nature des sols et du couvert végétal (cf. bassin versant rural ou urbain), la pente du bassin, la saison considérée ou encore, la période de retour de la pluie de projet. Il n'y a pas de méthode éprouvée pour la détermination des pertes initiales, si ce n'est la méthode globale dite du SCS-CN présentée dans le paragraphe 4.5.2. A titre indicatif, les pertes initiales sont souvent prises égales à 10 ou 20% de la pluie totale pour une forêt, alors qu'en zone urbaine elles sont souvent comprises entre 2 et 5 mm de hauteur d'eau.

4.5.2 Pertes continues

Les pertes continues comprennent les pertes par évaporation et les pertes par infiltration. Lorsque l'objectif de l'étude est d'estimer une crue de projet, les flux évaporatoires par évaporation de l'eau à surface libre stockée dans l'interface SVA ou par évapotranspiration du couvert végétal sont généralement négligés. Seules les pertes par infiltration sont donc généralement estimées dans ce contexte.

Méthodes basées sur un processus hortonien

Ces méthodes, qui se basent sur une fonction décroissante de la capacité d'infiltration, ont déjà été présentées, dans le cadre de l'estimation du régime d'infiltration à la parcelle, dans le paragraphe 4.4.2. Elles sont encore souvent utilisées pour estimer la production à l'échelle d'un bassin. Elles sont basées sur l'hypothèse que le ruissellement de surface est produit par un processus exclusivement hortonien pouvant être modélisé par une fonction d'infiltration unique représentative de l'ensemble des parties du bassin. Cette hypothèse n'est généralement pas respectée (annexe 4.8.4).

Méthodes déduites du coefficient de ruissellement

Lorsque le coefficient de ruissellement du bassin versant peut être estimé par ailleurs, il est possible de baser l'estimation du hyétogramme de pluie nette sur la valeur de ce coefficient (fig. 4.16). Cela nécessite d'estimer la façon dont les pertes au ruissellement (c'est-à-dire pertes initiales I_a , pertes par infiltration F) se répartissent dans le temps. Ces pertes sont définies à l'aide du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant de la façon suivante :

$$F + I_a = P - P_n = P \cdot (1 - C_r) \quad (4.35)$$

où P et P_n sont la hauteur de pluie totale et la hauteur de pluie nette, C_r est le coefficient de ruissellement considéré, F est la hauteur de pluie infiltrée sur l'événement et où I_a sont les pertes initiales (§ 4.5.1).

Une première méthode couramment utilisée pour calculer F est la méthode dite « des pertes continues constantes » ou méthode de l'indice ϕ , dans laquelle la capacité d'infiltration est supposée constante dans le temps – l'indice ϕ lui est égal par définition. Dans une autre méthode, dite de l'indice W (introduite par l'*Institute of Hydrology*, Wallingford), la lame infiltrée et par suite la pluie nette, est supposée proportionnelle à la pluie totale pour chaque pas de temps. L'indice ϕ , comme l'indice W , est estimé de sorte que la hauteur de pluie nette obtenue corresponde au C_r choisi. Par exemple, la valeur de l'indice ϕ est déterminée par itérations successives en ajustant ϕ et le nombre M d'intervalles de temps Δt de façon à ce que la pluie nette soit égale à la lame ruisselée R . Ceci s'exprime de la manière suivante :

$$R = \sum_{k=1}^M (i_{n,k}) \cdot \Delta t \quad \text{avec} \quad \begin{cases} i_{n,k} = i_k - \phi & \text{si } i_k > \phi \\ i_{n,k} = 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (4.36)$$

avec $i_{n,k}$, et i_k : pluie nette et pluie brute en [mm] cumulées sur le $k^{\text{ème}}$ pas de temps Δt .

Pour l'application de ces deux méthodes, les pertes initiales sont souvent négligées devant les pertes par infiltration ; hypothèse raisonnable pour les pluies très importantes. Si ce n'est pas le cas, les pertes initiales sont soustraites de la pluie brute au début de l'événement ; l'indice ϕ ou l'indice W sont alors ajustés en conséquence.

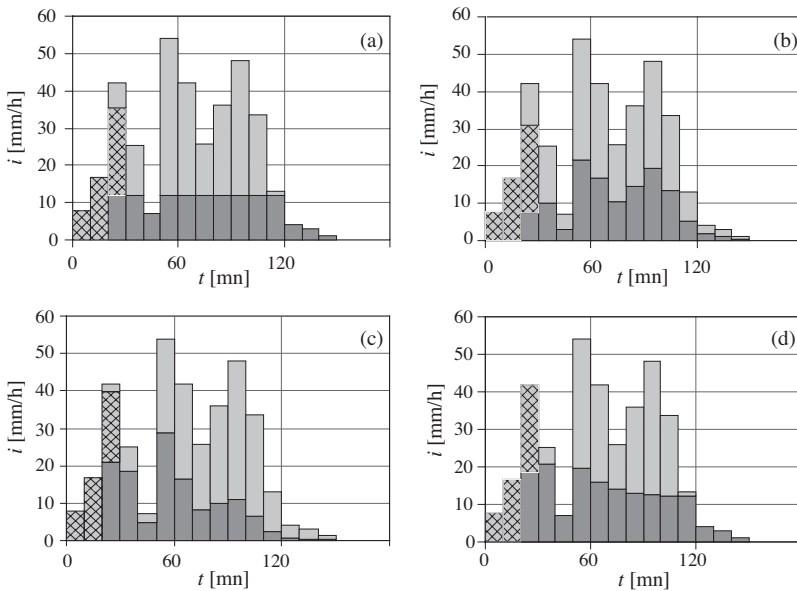


Fig. 4.16 Différents schémas possibles pour estimer la répartition temporelle des pertes initiales et des pertes continues par infiltration (zone hachurée: pertes initiales; gris clair: pluie nette; gris foncé: pluie infiltrée). Le coefficient de ruissellement du bassin de même que les pertes initiales sont les mêmes pour les 4 schémas. (a) méthode de l'indice ϕ avec pertes initiales; (b) méthode de l'indice W avec pertes initiales; (c) méthode du SCS-CN (annexe 4.8.3 et exemple 4.4); (d) méthode de Horton modifiée (cf. modèle DCI du paragraphe 4.4.2).

Méthode du SCS-CN

Apparue vers 1950, la méthode dite méthode du SCS-CN, du *Soil Conservation Service* des Etats-Unis d'Amérique (USDA-SCS, 1972), est le fruit de plus de vingt années d'analyses des relations pluies-débits sur des bassins versants ruraux de petite taille. L'hypothèse principale de la méthode est que, pour un événement pluie-débit donné, le rapport du ruissellement réel (V_R) sur les pertes par infiltration réelles (F) est égal au rapport du ruissellement maximum potentiel sur les pertes par infiltration maximales possibles (F_{max}) pour la configuration de saturation initiale du bassin considérée. Le ruissellement maximum potentiel pour l'événement considéré est par ailleurs supposé égal à la pluie brute P_b , c'est-à-dire la pluie totale P diminuée des pertes initiale I_a . Ceci s'exprime par le biais de l'équation suivante :

$$\frac{V_R}{F} = \frac{P_b}{F_{max}} = \frac{P - I_a}{F_{max}} \quad (4.37)$$

Les nombreuses observations effectuées par le SCS ont permis de relier les pertes initiales I_a au potentiel d'infiltration F_{max} et de relier ensuite ce potentiel d'infiltration aux conditions d'humidité qui prévalent sur le bassin au début de l'événement. Cette seconde relation fait intervenir un nombre adimensionnel compris entre 40 et 100, appelé « CN » de l'anglais *Curve Number*. Il a été tabulé pour différents types d'occupation du sol. Plus cet indice est élevé, plus le ruissellement de surface est important; un CN de 100 conduit à une précipitation nette égale à la pluie brute (fig. 4.17).

La méthode permet finalement d'exprimer la variation dans le temps du taux d'infiltration – c'est une fonction décroissante du temps – et par suite le hyétogramme de pluie nette. Cette méthode, dont une application est donnée dans l'exemple 4.4, est également détaillée dans l'annexe 4.8.3.

Exemple 4.4

Un bassin versant de 34,5 ha est composé de 25,5 ha de zone commerciale et de 10 ha d'espace ouvert (dont 60 % de surface enherbée, sol de type B). Pour une pluie, dont le hyétogramme est représenté dans le tableau 4.7, on propose d'utiliser la méthode du SCS-CN, pour des conditions antécédentes d'humidité normales, afin d'estimer le volume d'écoulement direct. Les pertes initiales sont supposées être égales à 20 % des pertes maximales potentielles par infiltration. La première étape consiste à déterminer un CN représentatif du bassin étudié. Une approche courante est de calculer un CN moyen pondéré par les surfaces. D'après le tableau 4.8 de l'annexe 4.8.3, on a : $CN(\text{espace ouvert}) = 69$ et $CN(\text{zone commerciale}) = 95$; soit $CN(\text{moyen}) = 87,5$. Pour des conditions antécédentes d'humidité normales, les pertes maximales potentielles par infiltration sont donc :

$$F_{\max} = 25400/CN - 254 = 25\,400/87,5 - 254 = 36,5 \text{ mm.}$$

Une fois $F_{\max}$ et I_a ($= 0,2 F_{\max} = 7,26 \text{ mm}$) fixées, il est possible de calculer pour chaque pas de temps l'infiltration cumulée F à partir de la pluie brute cumulée P : tant que la somme cumulée des pertes initiales n'est pas atteinte, il n'y pas d'infiltration, après cette valeur (atteinte au 3^e incrément de pluie), F est obtenu à l'aide de l'équation (4.51) de l'annexe 4.8.3. La lame nette cumulée s'obtient en soustrayant à la lame brute cumulée les pertes initiales cumulées et l'infiltration cumulée. On en déduit les incréments de pluie nette (en mm/h).

Le tableau 4.7 montre les résultats de ce calcul. L'évolution dans le temps des pertes initiales, des pertes continues et de la pluie nette est représentée dans la figure 4.16c.

Tableau 4.7 Pluie totale, pertes initiales, infiltration et pluie nette.

Temps [min]	Pluie totale [mm/h]	Pluie cumulée P [mm]	Perte Initiale cumulée [mm]	Infiltration cumulée [mm]	Pluie nette cumulée [mm]	Pluie nette [mm/h]
0-10	7,8	1,3	1,3	0,0	0,0	0
10-20	16,8	4,1	4,1	0,0	0,0	0
20-30	42	11,1	7,3	3,5	0,4	2,2
30-40	25,2	15,3	7,3	6,6	1,5	6,5
40-50	7,2	16,5	7,3	7,4	1,9	2,5
50-60	54	25,5	7,3	12,1	6,1	25,4
60-70	42	32,5	7,3	14,9	10,4	25,5
70-80	25,8	36,8	7,3	16,3	13,3	17,4
80-90	36	42,8	7,3	18,0	17,6	26,0
90-100	48	50,8	7,3	19,8	23,8	37,0
100-110	33,6	56,4	7,3	20,9	28,3	27,1
110-120	13,2	58,6	7,3	21,3	30,1	10,9
120-130	4,2	59,3	7,3	21,4	30,7	3,5
130-140	3	59,8	7,3	21,5	31,1	2,5
140-150	1,2	60	7,3	21,5	31,2	1,0
150-160	0	60	7,3	21,5	31,2	0,0

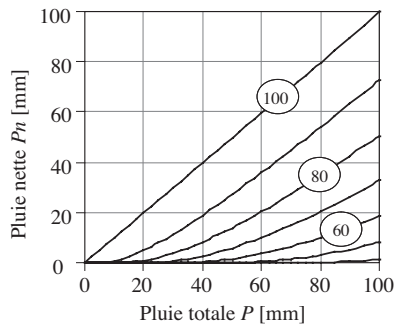


Fig. 4.17 Hauteur de pluie nette obtenue par la méthode du SCS-CN en fonction de la hauteur de pluie totale pour différentes valeurs du CN.

4.6 CHOIX D'UNE MÉTHODE D'ESTIMATION

De multiples modèles sont possibles pour simuler l'un ou l'autre des processus liés à la production à l'échelle d'un bassin. Le choix d'une méthode d'estimation dépend de trop nombreux critères pour qu'ils soient tous mentionnés ici. Il est néanmoins possible de donner quelques éléments de réflexion pour l'orienter.

4.6.1 La nécessité d'une modélisation couplée

Comme évoqué tout au long de ce chapitre, les processus impliqués dans le bilan hydrologique à l'interface SVA (c'est-à-dire interception, évapotranspiration, infiltration) sont fortement interdépendants. Par suite, la modélisation de la répartition des différents flux hydriques au niveau de cette interface considère généralement ces processus de manière combinée.

Une approche combinée type est celle des modèles dits TSVA pour Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (ou modèles SVAT en anglais). Ces modèles, encore appelés schémas de surface, modélisent de façon couplée tous les échanges énergétiques (encadré 4.2) et massiques à l'interface SVA (Oliosio *et al.*, 1999). Les premiers horizons du sol et la strate superficielle du sol – comprenant la végétation si existante – sont à cet effet découpés en différentes couches horizontales dont les apports et les pertes correspondent en général à des processus décrits par un modèle de comportement à bases physiques (fig. 4.18).

Les modèles TSVA nécessitent la caractérisation des conditions d'état du sol (cf. température et humidité), de la plante (cf. photosynthèse, taux de chlorophylle, température foliaire, surface foliaire, phénologie) et de l'atmosphère (cf. température de l'air, humidité relative de l'air, rayonnement net, vitesse du vent). Ces modèles connaissent un essor important depuis la fin du XX^e siècle⁷. Ils ont été initialement développés pour les problématiques liées à la production végétale (cf. modèle

⁷ La formule de Penman-Monteith (1965) qui fait intervenir explicitement des paramètres liés aux caractéristiques de végétation peut être considérée comme la première tentative de schématisation des transferts sol-végétation-atmosphère, et elle reste le modèle SVAT le plus simple à mettre en œuvre.

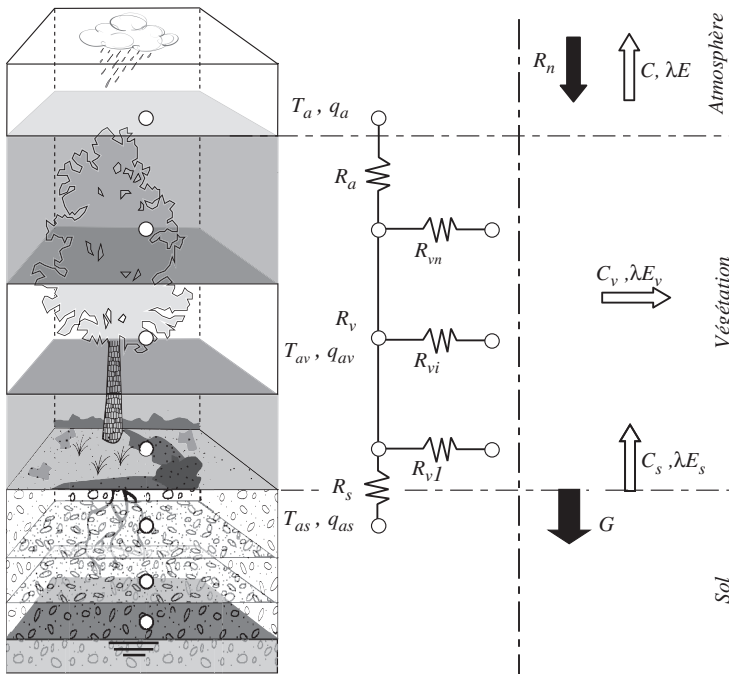


Fig. 4.18 Structure multicouches type d'un modèle TSVA/SVAT, paramètres et flux d'énergie associés. n compartiments sont utilisés pour décrire la couche atmosphérique limite et le couvert végétal en particulier, m compartiments pour décrire les sols et sous-sols. R_n : rayonnement net; G : flux de chaleur pénétrant dans le sol; C et λE : flux de chaleur sensible et latente; R_a, R_v, R_s : résistances liées à l'atmosphère, la végétation et le sol; T : température; q : humidité. Les indices s, v, a font respectivement référence au sol, à la végétation et à l'atmosphère (av pour atmosphère à l'intérieur de la végétation).

SiSPAT; Braud *et al.*, 1995) ou pour fournir les conditions aux limites des modèles atmosphériques et climatiques (cf. modèle CLASS, Verseghy, 1991, Verseghy *et al.*, 1993; modèle BATS, Gao *et al.*, 1996; modèle ISBA, Manzi et Planton, 1994; modèle SiB2, Sellers *et al.*, 1996).

La description effectuée par les schémas de surface est généralement unidimensionnelle. Elle néglige les advections latérales dans l'atmosphère et le sol. La façon dont ces schémas considèrent la production du ruissellement est souvent trop simpliste pour les applications hydrologiques courantes. De ce fait, ils sont rarement utilisés en hydrologie (pour un exemple d'application hydrologique, voir le modèle VIC; Lohman *et al.*, 1998).

Pour estimer, à l'échelle du bassin, la répartition des flux hydriques au niveau de l'interface SVA, la plupart des approches hydrologiques modélisent aussi les différents processus de façon couplée en combinant modèles d'interception, d'évapotranspiration et d'infiltration (+ éventuellement stockage de surface). Les sous-modèles utilisés sont cependant des modèles simplifiés tels que ceux présentés dans les sections précédentes. Le schéma de production type utilisé dans les modèles hydrologiques se présente sous la forme d'une combinaison de réservoirs (fig. 4.19): un réservoir de surface pour l'estimation de l'interception et un ou plusieurs réservoirs racinaires ou

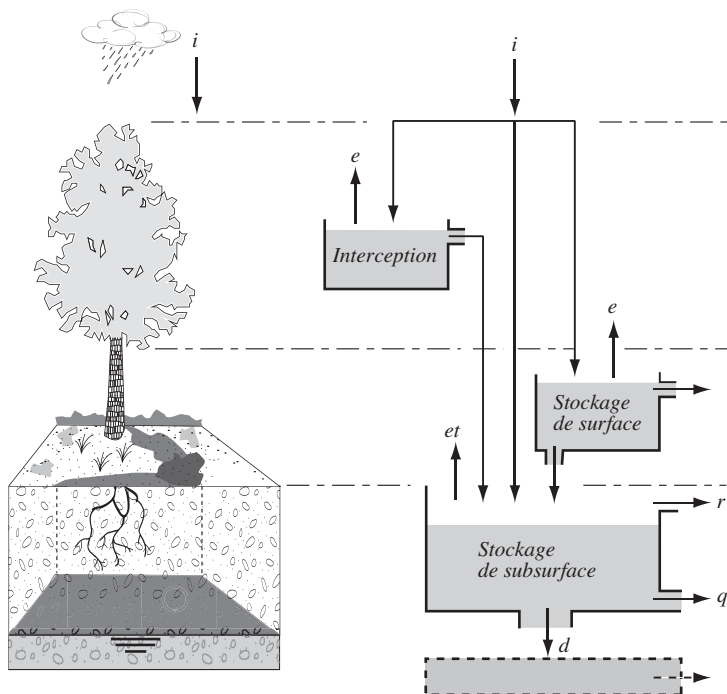


Fig. 4.19 Structure possible du module de production d'un modèle hydrologique de bassin.

de subsurface. Ces derniers permettent en particulier le suivi du taux de saturation du sol nécessaire à l'estimation de la pluie nette, de l'évapotranspiration et des flux de subsurface (flux latéraux, percolation).

4.6.2 L'intérêt des approches de simulation continue

La répartition des flux à l'interface SVA dépend de l'état de saturation du système. Cet état est déterminé en particulier par les volumes stockés dans les dépressions superficielles ou sur le couvert végétal, par l'extension des zones saturées et le profil d'humidité des sols non saturés.

Dans le cas de la détermination d'une pluie nette de projet, la répartition des flux est généralement estimée pour des conditions de saturation type. Dans la majorité des autres cas, cette démarche n'est pas appropriée. Dans le contexte de la prévision hydrologique ou de la simulation a posteriori d'événements passés, par exemple, les conditions de saturation doivent être estimées de façon à représenter au plus juste celles prévalant sur le bassin pour l'événement hydrologique considéré.

L'estimation des conditions initiales de saturation d'un bassin a souvent été effectuée de façon simplifiée à partir d'un indice des précipitations antérieures, calculé par ailleurs sur la base des précipitations passées. Diverses expressions ont été proposées pour rendre compte de l'historique des précipitations antérieures afin en particulier d'estimer les conditions courantes de saturation du milieu. Un indice souvent utilisé est défini de la façon récurrente suivante :

$$IPA_i = \alpha \cdot IPA_{i-1} + P_{i-1} \quad (4.38)$$

où IPA_i est l'indice au pas de temps i , IPA_{i-1} l'indice au pas de temps précédent, P_{i-1} , les précipitations totales au pas de temps précédent et où α est une constante fonction de la réactivité du bassin et du pas de temps considéré (Musy et Higy, 2004). Il est intéressant de noter que l'expression de l' IPA est très similaire à l'expression récurrente du modèle à réservoir linéaire souvent utilisé pour modéliser la vidange de l'eau stockée en subsurface (chap. 5). Par suite, il est naturel que le coefficient α soit similaire au paramètre de ce modèle ; à savoir : $\alpha = \exp(-\Delta t / K)$; où Δt est le pas de temps auquel sont disponibles les données de précipitation et où K est la constante de temps du réservoir souterrain. Pour des bassins dont la constante de temps est de comprise entre 100 et 600 heures, α varie de 0,75 à 0,95 pour un pas de temps journalier et de 0,99 à 0,998 pour un pas de temps horaire.

Il est souvent difficile de mettre en évidence une relation de dépendance claire et robuste entre un indice des précipitations antérieures tel que celui mentionné ci-dessus et les conditions de saturation réelles du système (Peugeot *et al.*, 2003). Ceci est en partie lié au fait que l'indice est calculé sur la base de la pluie totale et non de la pluie ayant réellement participé à la saturation du milieu (cf. pluie interceptée, pluie infiltrée). Cette approche n'est par suite plus utilisée que de façon marginale.

Pour obtenir les conditions de saturation cherchées, une approche plus intéressante et désormais largement répandue consiste à simuler en continu, à l'aide d'un modèle hydrologique choisi, l'évolution temporelle (et souvent spatiale) des stocks d'eau contenus sous forme liquide et solide dans les différents compartiments de l'interface SVA.

A cet égard, il est important de rappeler que si les flux évaporatoires sont négligeables à l'échelle d'un événement pluie-débit donné, ils représentent une part importante du bilan hydrologique inter-événementiel. La qualité de l'estimation de ces flux entre les averses conditionne donc fortement la qualité de l'estimation des réserves en eau du bassin et donc des débits à prévoir ou à simuler. Les approches de simulation continue sont bien entendu aussi utilisées pour simuler sur une longue période de temps les débits produits par le bassin – dans le but d'en caractériser le régime hydrologique par exemple. La qualité de l'estimation des flux évaporatoires entre les averses conditionne fortement la qualité de la simulation des débits aussi bien entre les averses que pendant les crues. En effet, si les flux évaporatoires sont sous-estimés entre deux averses, les compartiments du modèle qui sont utilisés pour simuler le degré de saturation du bassin – et de la zone racinaire en particulier – se videront trop lentement. Par suite, la production du bassin versant sera probablement surestimée pour la seconde averse et vice-versa.

4.6.3 L'adéquation entre modélisation et processus impliqués

L'adéquation de la modélisation avec les principaux processus impliqués dans la production du bassin est aussi un critère important à considérer dans le choix d'un modèle. Pour le processus d'infiltration par exemple, il est en particulier nécessaire d'identifier si les processus de génération sont essentiellement liés au dépassement de la capacité d'infiltration des sols et/ou à la présence de zones saturées.

Un des premiers éléments à considérer est la nature et la profondeur des sols et sous-sols. Les ruissellements hortonien se produisent typiquement sur des sols très

faiblement perméables. Mis à part le cas particulier des bassins urbains, très fortement imperméables, ces conditions se rencontrent par exemple pour des sols de type marneux ou argileux. Les ruissellements hortonien peuvent aussi se produire sur des sols encroûtés⁸ ou compactés du fait de certaines pratiques agricoles – passage fréquent d'engins agricoles, forte concentration de troupeaux. A l'inverse, lorsque la capacité d'infiltration des sols est importante (cf. substrat gréseux), la majeure partie des précipitations va s'infiltrer sur les versants et alimenter la nappe sous-jacente, susceptible de produire des zones saturées dans les zones d'affleurement ou en fond de thalweg. L'existence d'un horizon imperméable peu profond rendra la création de zones saturées encore plus propice.

Le taux de couverture végétale peut aussi conditionner le type de production. La présence d'un couvert végétal dense limite a priori les risques d'encroûtement de surface. Par ailleurs, il conduit aussi à ralentir les ruissellements vers l'exutoire. Par suite, même si les ruissellements sont initialement produits par un processus hortonien, leur séjour prolongé à la surface du bassin va favoriser leur ré-infiltration et le processus principal de production pourra être en définitive essentiellement lié à la saturation des versants.

Un autre élément essentiel à considérer est le régime des précipitations auxquelles le bassin est soumis. Un modèle simulant un processus cappusien est a priori inadapté aux contextes pour lesquels les pluies sont peu fréquentes mais très intenses (cf. Sahel). Dans ces situations, le ruissellement est probablement plus produit par le dépassement de la capacité d'infiltration des sols (même si celle-ci est non négligeable) que par la saturation du milieu. En revanche, un modèle de type cappusien devrait être plutôt bien adapté aux régions pour lesquelles les pluies sont fréquentes mais d'intensités faibles (cf. Grande-Bretagne). A l'inverse, un modèle simulant un processus de production hortonien devrait être a priori adapté pour les régions aux précipitations intenses mais peu fréquentes et inadapté pour les régions aux précipitations fréquentes mais peu intenses.

Il faut cependant noter que la plupart des bassins versants connaissent au cours d'une année différents contextes pluviométriques. En Europe, par exemple, les bassins ont un fonctionnement essentiellement hortonien en été et cappusien en hiver (§ 4.1.2). Par suite, il est souvent nécessaire d'utiliser un modèle permettant de reproduire de façon combinée ces deux types de processus.

4.6.4 La prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des processus

Dans l'idéal, le modèle de répartition des flux devrait pouvoir tenir compte de l'importante hétérogénéité spatiale des processus. Il est à ce titre important de rappeler qu'un modèle approprié pour représenter localement un processus donné ne l'est généralement plus dès lors qu'on considère ce processus à l'échelle d'un versant ou d'un bassin versant. Ceci a été illustré précédemment pour le processus d'infiltration, fortement non-linéaire à l'échelle d'un bassin du fait de l'hétérogénéité du milieu (§ 4.4.1). Tous les processus impliqués dans la répartition des flux à l'interface SVA

⁸ L'encroûtement résulte de la fermeture progressive des pores induite par la redistribution spatiale des particules de surface arrachées par l'énergie cinétique des gouttes de pluie. Il est souvent observé par exemple au Sahel, sur les sols latéritiques peu couverts de végétation et exposés à des précipitations très intenses.

présentent, dès lors qu'ils ne sont plus considérés localement, ce type de non-linéarité. C'est par exemple le cas des processus pour partie gouvernés par le dépassement d'un seuil (cf. dépassement de la capacité de stockage de la canopée pour le processus d'interception).

Pour le processus d'interception et les flux évaporatoires, l'hétérogénéité spatiale est conditionnée par le type de couvert végétal et la demande évaporative de l'atmosphère. Il est ainsi possible d'estimer un taux d'évapotranspiration potentielle pour les principaux types de végétation présents sur le bassin, le plus souvent, à partir d'une estimation d' ET_0 et d'un coefficient cultural approprié (§ 4.3.3). Suivant la nature de l'analyse ou du modèle hydrologique utilisé, deux approches peuvent être ensuite appliquées aux séries correspondantes : soit 1) elles sont combinées pour obtenir une série de valeurs d'évapotranspiration potentielle moyennes pour le bassin, soit 2) elles sont considérées séparément. L'approche combinée est la plus couramment retenue en particulier lorsque le bassin est modélisé globalement. Elle suppose cependant un comportement linéaire de la réponse du bassin vis-à-vis des processus d'infiltration et d'évaporation, ce qui n'est a priori pas le cas. La seconde est souvent adoptée lorsqu'une description spatialisée (cf. maillage régulier arbitraire) ou semi-spatialisée du bassin (cf. sous-bassins ou Unités Hydrologiques Relativement Homogènes) est retenue. Elle permet alors de considérer la variabilité spatiale des autres facteurs (cf. profondeur de la zone racinaire, disponibilité en eau) qui déterminent le taux d'évaporation réel. Dans la pratique, la prise en compte des non-linéarités, et donc de l'hétérogénéité, liées aux processus d'interception et d'évaporation est peu prise en considération, a fortiori dans les approches hydrologiques globales.

En revanche, l'hétérogénéité spatiale des processus liés à l'infiltration, principale source de non-linéarité dans la production du bassin, nécessite d'être considérée. Le modèle d'infiltration devrait pouvoir en particulier simuler la variabilité des modes d'infiltration. Celle-ci peut être importante du fait : 1) de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques des sols et 2) des processus de redistribution spatiale de l'eau en surface (ré-infiltration) et en subsurface (saturation, exfiltration). La redistribution de l'eau est difficile à simuler si ce n'est par le biais de modèles spatialisés à bases physiques. Cependant, ces modèles sont généralement trop lourds à mettre en œuvre pour une utilisation opérationnelle simple.

L'hétérogénéité spatiale du milieu peut être prise en compte à moindre frais par le biais des approches distribuées mais aussi, indirectement par le biais de certaines approches globales non-linéaires. La possibilité pour un modèle de tenir compte de la variabilité spatiale des précipitations peut finalement aussi être un critère de choix. Ceci est en particulier le cas lorsque les processus de production sont essentiellement hortonien car la réponse du bassin aux sollicitations pluvieuses est dans ce contexte très non-linéaire (Koren *et al.*, 1999 ; Viscel, 2006). A contrario des approches spatialisées ou semi-spatialisées, les approches globales et distribuées présentées dans ce chapitre ne permettent généralement pas de considérer l'effet de l'hétérogénéité spatiale des précipitations sur la production des bassins.

4.6.5 L'intérêt des approches simples

Les méthodes à bases physiques ont un domaine d'application en principe plus large que les modèles conceptuels ou empiriques. C'est ce qui explique par exemple, pour l'estimation des flux liés à l'évapotranspiration, le succès de la formulation de

Penman-Monteith, considérée comme la plus physiquement satisfaisante par nombre d'hydrologues. Cependant, les facteurs intervenant dans ces formulations sont fortement variables au sein d'un bassin versant et il est généralement impossible de rendre compte de cette variabilité dans les modèles. De façon plus générale, les processus liés à la production des bassins sont éminemment complexes et variables dans l'espace. Cette complexité est pour ainsi dire impossible à décrire ou ne peut l'être que de façon très partielle. Par suite, les modèles à bases physiques ne conduisent pas nécessairement, en terme de débits simulés, à des simulations meilleures que celles obtenues avec des approches empiriques ou conceptuelles simples⁹.

Dans le choix d'un modèle, la disponibilité des variables météorologiques nécessaires à sa mise en œuvre et la possibilité de les spatialiser sur tout le bassin, le nombre de paramètres et la possibilité de les estimer simplement par calage ou sur la base de modèles régionaux (cf. tables, fonctions de pédotransfert) sont évidemment des facteurs clés à considérer.

Pour les applications hydrologiques courantes, il faut préciser que l'objectif final de la modélisation est généralement de simuler les débits à l'exutoire d'un bassin versant. Or ces débits constituent souvent, lorsqu'ils ont été observés, les seules données permettant de caler les paramètres de la modélisation. En d'autres termes, il est quasiment impossible d'estimer de façon indépendante les paramètres des modèles d'interception, d'infiltration et d'évaporation, a fortiori lorsqu'ils doivent être estimés de façon différenciée pour différentes unités hydrologiques du bassin considéré. L'incertitude sur les paramètres est d'autant plus grande que le nombre de paramètres est important. Elle est de surcroît accentuée par les incertitudes sur les variables d'entrée, généralement importantes. Ceci conduit généralement les hydrologues à préférer les modèles les plus simples comportant peu de paramètres (chap. 3).

4.7 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- La répartition des flux à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA) détermine le bilan hydrique à l'échelle de la parcelle et le bilan hydrologique à l'échelle du bassin. Elle conditionne en particulier la recharge des nappes, les débits dans le réseau hydrographique en période de crue et en période d'étiage.
- A l'échelle du bassin versant, la répartition des flux est complexe du fait de la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques, de l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques du milieu et aussi des processus de redistribution spatiale de l'eau de surface et de subsurface.
- Une fraction des précipitations interceptées par le couvert végétal produit une précipitation différée, l'autre est reprise par l'atmosphère par évaporation. L'interception évaporée peut représenter une part importante du bilan hydrologique annuel.

⁹ Pour ce qui concerne l'estimation de l'évapotranspiration potentielle par exemple, l'étude de Oudin *et al.*, 2005, effectuée sur un échantillon de 308 bassins versants australiens, français et américains, suggère que les méthodes les plus simples, basées sur les seuls rayonnements extraterrestres et températures moyennes journalières de l'air donnent, vis-à-vis de la qualité des débits simulés, une performance équivalente à des formulations plus complexes telles que celle de Penman et ses dérivés.

- Une fraction de l'eau stockée dans les dépressions de surface s'infiltré de façon différée dans le sol. Le stockage de surface et l'interception par la végétation constituent des pertes initiales non négligeables aux écoulements rapides.
- Les flux évaporatoires (évaporation de l'eau à surface libre, évapotranspiration), généralement négligés à l'échelle d'un événement pluie-débit, ne peuvent pas l'être entre événements. Ils déterminent l'état des réserves en eau de subsurface et en particulier l'état initial de saturation du bassin lors des crues.
- Un ruissellement de surface peut être produit par le dépassement de la capacité d'infiltration d'un sol non saturé (processus hortonien) ou par le refus d'infiltration sur un sol saturé par le bas (processus cappusien).
- Le mode de production peut être essentiellement hortonien ou à l'inverse essentiellement cappusien pour certains contextes hydro-météorologiques spécifiques. Ils coexistent cependant le plus souvent au sein d'un même bassin.
- La forte variabilité spatiale et temporelle des processus rend le comportement hydrologique des bassins versants, vis-à-vis de la transformation pluie totale-pluie nette, fortement non-linéaire.
- La simulation de la répartition des flux à l'interface SVA est nécessairement une simulation couplée combinant des modèles de représentation des processus d'interception, de stockage superficiel, d'évapotranspiration et d'infiltration.
- Les modélisations opérationnelles des processus liés à la production sont des modélisations conceptuelles simples. La structure type associe un réservoir de surface pour l'estimation de l'interception et un ou plusieurs réservoirs racinaires ou de subsurface pour le suivi du taux de saturation du sol. Ce(s) dernier(s) est (sont) nécessaire(s) à l'estimation de la pluie nette, de l'évapotranspiration et des flux de subsurface.
- Dans les modèles distribués, la variabilité spatiale de la production est souvent prise en compte par : 1) la modélisation de différentes unités hydrologiques homogènes jugées représentatives pour le bassin ou 2) une fonction de distribution d'une caractéristique clé du bassin versant en regard de la production (cf. capacité de stockage locale).
- Les modélisations globales offrent souvent des performances similaires à des modélisations plus élaborées.
- La production d'un bassin est fortement conditionnée par son état de saturation initial. L'estimation de cet état se fait généralement par simulation continue.
- L'estimation des paramètres d'un modèle de répartition des flux est généralement effectuée en même temps que l'estimation des autres paramètres du modèle hydrologique complet afin de reconstituer au mieux les débits observés à l'exutoire du bassin.
- L'estimation d'une pluie nette de projet se base sur des approches très simplifiées permettant d'estimer pour des conditions types de saturation du bassin les pertes initiales et les pertes continues par infiltration.

4.8 ANNEXES

4.8.1 Le modèle de Rutter

Rutter *et al.* (1972, 1975, 1977) sont les premiers à s'éloigner de l'approche purement empirique pour modéliser l'interception. Ils ont développé un modèle conceptuel à réservoirs basé

sur le bilan des flux d'eau à la surface de la canopée (feuilles et branches) et des troncs des arbres (fig. 4.4). Ce modèle a servi de base à de nombreux autres modèles analytiques ou semi-analytiques (Gash, 1979 ; Liu, 1997 ; Gash *et al.* 1995). Une fraction p de la pluie P [mm/h] traverse la canopée et atteint le sol sans aucune interception ; la fraction restante $(1 - p)$ arrive sur la canopée et peut être temporairement stockée, évaporée vers l'atmosphère ou encore drainée vers la surface du sol de la forêt. Une partie de la précipitation interceptée est interceptée par le système des troncs et branchages (fraction p_t de la précipitation totale), l'autre est interceptée par le feuillage (fraction $1 - p_t - p$). La variation dans le temps de la hauteur d'eau stockée sur le feuillage $S_f(t)$ est estimée par le biais de l'équation de continuité suivante :

$$\frac{dS_f(t)}{dt} = (1 - p - p_t) \cdot P(t) - E(t) - D(t) \quad (4.39)$$

où $S_f(t)$ est la quantité d'eau stockée sur le feuillage [mm], $P(t)$ est l'intensité des précipitations au sommet de la végétation [mm/h], $E(t)$ est le flux d'eau interceptée qui retourne dans l'atmosphère par évaporation [mm/h], $D(t)$ est le flux d'eau interceptée drainée vers le sol [mm/h]. Toutes ces variables sont dans des unités rapportées à la surface totale du bassin considéré.

Lorsque le stockage sur le feuillage $S_f(t)$ est supérieur ou égal à sa capacité maximum de stockage, S_{fmax} , l'évaporation à partir du couvert végétal E se fait à un taux égal à l'évaporation potentielle $E_0(t)$. Dans le cas contraire, l'eau interceptée évaporée est réduite de façon proportionnelle :

$$E(t) = \frac{S_f(t)}{S_{fmax}} E_0(t) \quad (4.40)$$

L'équation de Penman (voir annexe 4.8.2) est ici bien adaptée pour estimer l'évaporation potentielle parce que l'évaporation se produit dans ce cas à partir des feuilles et que les stomates ne sont pas impliqués (ceci est équivalent à une résistance de la canopée nulle dans l'équation de Penman-Monteith).

Le drainage de la canopée D varie suivant la phase du processus d'interception. Il est supposé nul lorsque $S_f(t) < S_{fmax}$ (cette hypothèse est une source de critique fréquente pour le modèle). Dans le cas contraire, il est décrit par la relation empirique suivante :

$$D(t) = D_s \exp\left(b(S_f(t) - S_{fmax})\right) \quad (4.41)$$

où D_s et b sont des constantes empiriques dérivées des observations. D'autres fonctions de drainage ont été développées (MassMan, 1983).

Le système composé par les troncs et branchages peut être modélisé de la même manière (fig. 4.4), le réservoir « troncs » étant alors rempli par la fraction de pluie $p_t P(t)$. Quand le réservoir est plein (l'eau stockée $S_{tr}(t)$ est supérieur à la capacité maximum de stockage du système S_{trmax}), il se vide par évaporation à un taux potentiel $E_{0tr}(t)$. Dans le cas contraire, les pertes par évaporation sont de nouveau réduites proportionnellement :

$$E_t(t) = \frac{S_{tr}(t)}{S_{trmax}} E_{0tr}(t) \quad (4.42)$$

Le taux d'évaporation potentielle pour les troncs $E_{0tr}(t)$ est par ailleurs supposé être une fonction linéaire de celui pour la canopée $E_0(t)$. A l'inverse du drainage à partir de la canopée, l'eau en excès du réservoir troncs est considérée comme drainée de manière instantanée vers le sol. Pour simplifier le modèle de drainage de la canopée, Valente *et al.* (1997) considèrent aussi que l'eau en excès du réservoir canopée est drainée immédiatement. Cela implique que le drainage s'arrête dès que les précipitations s'arrêtent.

Les paramètres déterminants de ce modèle sont, a priori, la proportion de surface couverte par la végétation $(1-p)$ et la capacité de stockage maximum totale $(S_{fmax} + S_{trmax})$. Le premier

contrôle la proportion des précipitations qui arrivent directement au sol, le second contrôle en majeure partie la quantité évaporée, en particulier lorsque le système est très mouillé.

Au final, le modèle de Rutter nécessite la connaissance de 6 paramètres caractéristiques de la structure de la végétation (S_{Imax} , S_{Imax} , p , p_r , b , D_s) qui peuvent être obtenus indirectement lors d'études de terrain. La valeur de la capacité maximum de stockage de la canopée, S_{Imax} , est par exemple généralement obtenue par régression statistique entre l'interception mesurée I et la pluie brute P pour des pluies individuelles dont l'intensité excède la capacité de stockage (Gash et Morton, 1978, Klaassen, 1998). Une approche alternative consiste à décrire la structure de la canopée à l'aide des indices de densité de peuplements tel que l'indice de surface foliaire LAI. La capacité de stockage de la canopée peut alors être reliée linéairement à l'index LAI (van Dijk et Bruijnze, 2001).

Le modèle de Rutter et ses dérivés donnent de bons résultats pour différents types de couverts végétaux, et sont généralement utilisés dans l'écologie forestière ou l'agronomie. Ils restent difficilement applicables d'un point de vue strictement opérationnel du fait de leur complexité et de la grande quantité de données nécessaires pour estimer ou calibrer les différents paramètres. De plus, le choix d'une valeur pour un paramètre donné à partir des données de la littérature est difficile étant donné la diversité des résultats rencontrés pour une même type de couvert végétal (Deguchi *et al.* (2006) pour une revue des paramètres estimés dans de nombreuses études réparties sur tout le globe). Des modèles à réservoirs simplifiés basés sur les concepts développés précédemment sont en revanche souvent intégrés dans des modèles hydrologiques orientés processus de type Mike SHE (Refsgaard et Storm, 1995) ou dans les schémas de surface (modèles de type SVAT, § 4.6.1).

4.8.2 Les formules de Penman et de Penman-Monteith

Equation de Penman

L'équation de Penman (1948, 1963), utilisée pour estimer l'évaporation issue d'une masse d'eau libre, en [mm/s], a l'expression suivante :

$$E = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta(R_n - G) + \gamma \cdot (e_s - e_a) \cdot W}{[\Delta + \gamma]} \quad \text{avec : } W = 0,26 \cdot (1 + 0,54 \cdot u_2) \quad (4.43)$$

La façon d'estimer les différents termes de cette équation est précisée plus bas. Valiantzas (2006) a proposé une formulation simplifiée de cette équation qui n'utilise comme variables explicatives que la température de l'air, le rayonnement solaire et le rayonnement extraterrestre, ce qui permet d'estimer le flux évaporatoire même en l'absence de données de vent.

Equation de Penman-Monteith

L'équation de Penman-Monteith utilisée pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle ou potentielle (ETP) d'un couvert végétal quelconque et pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence ET_0 (pour le gazon) a l'expression suivante, exprimée en [mm/s] :

$$ET = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta(R_n - G) + \gamma \cdot (e_s - e_a) \cdot W}{[\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a)]} \quad \text{avec } W = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma \cdot r_a} \quad (4.44)$$

La formulation de Penman et celle de Penman-Monteith ont une forme similaire. La différence est liée : 1) à l'expression du terme W au numérateur qui fait intervenir la résistance aérodynamique r_a pour l'équation de Penman-Monteith et 2) à la présence du rapport entre la résistance de surface et la résistance aérodynamique r_c / r_a dans l'expression du dénominateur. L'équation Penman-Monteith peut être utilisée pour estimer l'évaporation de l'eau interceptée par le couvert végétal. Dans ce cas la résistance de surface du couvert végétal r_c est prise nulle.

Termes associés : définitions et estimation pour les conditions standard

Les différents termes apparaissant dans les deux expressions ci dessus sont définis pour de la façon suivante pour des conditions standard :

Δ la pente de la courbe de la tension de vapeur à la température de l'air [°C], donnée par

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s(T)}{(T + 237,3)^2} \quad [\text{kPa}/^\circ\text{C}]$$

T la température journalière moyenne de l'air [°C]

R_n le rayonnement net [J/s/m²]

La façon d'estimer les différents termes du rayonnement net est mentionnée dans l'annexe 2.7.5.

G flux de chaleur transmis dans le sol, [J/s/m²]

G est négligeable si l'évapotranspiration est évaluée sur un jour. Pour des pas de temps inférieurs à la journée, G peut être approximé sur la base du rayonnement net R_n :

Pendant la journée : $G = 0,1 R_n$

Pendant la nuit : $G = 0,5 R_n$

Des expressions plus affinées sont proposées par ASCE (1996).

ρ la masse volumique de l'air $\rho = 1,246$ [kg/m³]

c_p la capacité thermique de l'air $c_p = 1013$ [J/kg/°C]

e_s la pression de vapeur saturante à la température T [°C] de l'air, donnée par :

$$e_s(T) = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}\right) \quad [\text{kPa}]$$

e_a la pression de vapeur effective dans l'air, donnée par

$$e_a = e_s R_H / 100 \quad [\text{kPa}]$$

R_H l'humidité relative journalière moyenne de l'air [%]

r_a la résistance aérodynamique, donnée par :

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{0m}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{0h}}\right)}{\kappa^2 \cdot u(z)} \quad [\text{s/m}]$$

où $u(z)$ est la vitesse du vent en [m/s] mesurée à la hauteur $z_m = 2\text{ m}$, d [m] la translation du plan origine de la relation logarithmique entre la vitesse du vent et la hauteur (en général $d = 2/3 \cdot h$, h [m] étant la hauteur de la végétation), z_{0m} [m] la longueur de rugosité pour la quantité de mouvement, i.e. la hauteur au-dessus de d à laquelle la vitesse réelle est nulle ($z_{0m} = 0,13 \cdot h$), z_h [m] la hauteur à laquelle l'humidité de l'air est mesurée, z_{0h} [m] la longueur de rugosité contrôlant le transfert de chaleur et de vapeur ($= 0,1 \cdot z_{0m}$) et κ la constante de Karmann ($= 0,41$).

u_2 la vitesse du vent à 2 mètres de la surface du sol [m/s]

r_c la résistance de la canopée au transfert de vapeur, qu'il faut calibrer sur la base de valeurs de l'ET₀ mesurées sur gazon.

λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau : $\lambda = 2503$ [kJ/kg]

γ la constante psychrométrique : $\gamma = 0,0652$ [kPa/°C]

4.8.3 La méthode du SCS-CN

La méthode du *Soil Conservation Service* des USA, dite méthode du SCS-CN (USDA-SCS, 1972), suppose que la répartition de la pluie brute entre ruissellement (V_R) et infiltration (F)

doit respecter un équilibre conditionné par le rapport entre les volumes maximaux potentiels associés (respectivement, la pluie brute P_b et les pertes maximales possibles par infiltration F_{max}). En considérant que le ruissellement réel V_R est égal à la pluie nette P_n , et en exprimant les pertes réelles par infiltration (F) sur la base du bilan hydrologique pour l'événement considéré, cet équilibre, exprimé par l'équation (4.37) du texte principal, prend la forme suivante :

$$\frac{P_n}{P - I_a - P_n} = \frac{P - I_a}{F_{max}} \quad (4.45)$$

avec I_a les pertes initiales (interception et stockage dans les dépressions de surface) et avec P la pluie totale affectant le bassin (tous les termes de l'équation sont en [mm]). L'expression de la pluie nette P_n se déduit de l'expression précédente :

$$P_n = \frac{(P - I_a)^2}{P + F_{max} - I_a} \quad (4.46)$$

Suivant les travaux du SCS, les pertes initiales I_a peuvent être exprimées en fonction des pertes par infiltration maximales potentielles F_{max} par la relation empirique suivante : $I_a = 0,2 F_{max}$. L'expression de la pluie nette s'écrit alors :

$$P_n = \frac{(P - 0,2 \cdot F_{max})^2}{P + 0,8 \cdot F_{max}} \quad \text{si } P > 0,2 F_{max} \quad (4.47)$$

$$P_n = 0 \quad \text{sinon}$$

la relation empirique utilisée ensuite pour exprimer le potentiel des pertes par infiltration en fonction des conditions antécédentes d'humidité fait intervenir le paramètre sans dimension nommé « Curve Number ». Elle s'exprime sous la forme :

$$F_{max} = \frac{25\,400}{CN} - 254 \quad (4.48)$$

avec CN variant de 40 à 100 et avec F_{max} en [mm]. Le CN a été tabulé pour des Conditions Antécédentes d'Humidité (CAHs) dites « normales » en fonction du type et de l'utilisation des sols (tab. 4.8). Si un bassin versant est caractérisé par différents types de sol (associés à des superficies), on peut calculer une valeur de CN pondérée par les surfaces occupées par chaque type de sol. Le CN pour des CAHs sèches (CN_I) ou humides (CN_{III}) peuvent être estimé sur la base du CN pour les CAHs normales (CN_{II}) suivant les expressions suivantes (Chin, 2000).

$$CN_I = \frac{4,2 \cdot CN_{II}}{10 - 0,058 \cdot CN_{II}} \quad (4.49)$$

$$CN_{III} = \frac{23 \cdot CN_{II}}{10 + 0,13 \cdot CN_{II}} \quad (4.50)$$

On peut donc en déduire la valeur de F_{max} et par suite de P_n pour une CAH donnée. La détermination des CAHs peut être effectuée sur la base d'un indice des précipitations antérieures. Dans sa version initiale, cet indice est le cumul des précipitations sur les 5 jours précédents. Dans des développements plus récents, cet indice est l'IPA (§ 4.6.2).

Il est encore possible d'établir l'expression du taux d'infiltration. En remplaçant dans l'équation (4.45) le terme de pluie nette par son expression déduite du bilan hydrologique du bassin ($P_n = P - I_a - F$) on obtient après simplifications l'expression de la hauteur d'eau infiltrée

depuis le début de l'averse (F) en fonction de la hauteur précipitée totale (P) depuis le début de l'averse :

$$F = \frac{F_{\max} \cdot (P - I_a)}{P - I_a + F_{\max}} \quad (4.51)$$

Le taux d'infiltration $f(t)$ s'obtient en dérivant l'équation ci-dessus par rapport à la variable temporelle t :

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} = \frac{F_{\max}^2}{(P(t) - I_a + F_{\max})^2} \cdot \frac{dP(t)}{dt} \quad (4.52)$$

où la dérivée exacte $dP(t)/dt$ n'est rien d'autre que l'intensité $i(t)$ des précipitations totales au temps t .

4.8.4 Choix d'une méthode d'estimation d'une pluie nette de projet

Pour un bassin donné, le coefficient de ruissellement est en principe une fonction croissante 1) de la hauteur de pluie totale et 2) du taux de saturation initial du bassin. Par ailleurs, les pertes au ruissellement sont en principe d'autant plus grandes que la sollicitation pluviométrique est longue et intense. C'est le cas des pertes initiales (§ 4.2.1 et 4.2.2). C'est aussi le cas des pertes par infiltration (§ 4.4.3). Il est intéressant de considérer le comportement des trois types de méthodes globales permettant d'estimer une pluie nette de projet en fonction de ces deux points de vue.

Production versus Pluie totale

En ne considérant qu'un type de sol, les méthodes basées sur une production hortonienne conduisent à des pertes par infiltration indépendantes de l'intensité de la pluie. A contrario, la pluie nette estimée est une fonction linéaire de la hauteur de pluie totale. La non-linéarité de la production du bassin vis-à-vis de la pluie totale ne peut en fait pas être reproduite par l'utilisation d'une fonction d'infiltration unique de type Horton, Philip ou Green et Ampt. A moins que l'intensité des précipitations soit telle qu'elle dépasse la capacité d'infiltration en tout point du bassin, la seule issue est de considérer explicitement la variabilité spatiale du milieu, ce qui n'est jamais fait. La pertinence des résultats résultant de l'application de cette méthode est donc à prendre avec précaution.

Les méthodes basées sur le coefficient de ruissellement utilisent souvent un coefficient type estimé sur la base des caractéristiques du milieu. A de rares exceptions près (pour les bassins urbains majoritairement, cf. IEAust, 1987), le coefficient de ruissellement ne dépend pas de la hauteur de la pluie. Il ne tend en particulier pas vers 1 pour des pluies exceptionnelles. A contrario, les pertes par infiltration sont proportionnelles (ou presque si les pertes initiales sont considérées) à l'intensité et à la hauteur des précipitations totales. Elles ne sont pas limitées par la capacité de stockage maximale du milieu. La pertinence des résultats obtenus avec cette méthode est donc aussi toute relative.

Pour la méthode du SCS-CN, il est facile de montrer, d'après les équations de l'annexe 4.8.3, que les pertes par infiltration et le coefficient de ruissellement sont tous deux une fonction croissante de la hauteur de pluie totale. Les pertes par infiltration tendent vers les pertes maximales possibles par infiltration ($F_{\max}$) et le coefficient de ruissellement tend vers 1 pour des hauteurs de pluie totale exceptionnelles. Cette méthode est donc de ce point de vue plus satisfaisante que les deux précédentes.

Production versus Conditions antécédentes d'humidité

Pour les méthodes hortonniennes, les paramètres des modèles, et ceux conditionnant la capacité d'infiltration initiale en particulier, sont souvent ceux donnés par défaut dans les tables. Ils ont

Tableau 4.8 Valeurs du paramètre CN de la méthode dite du SCS-CN pour des conditions normales d'humidité du sol (condition II) et $I_a = 0,2 F_{max}$ (d'après ASCE, 1996 ; USDA-SCS, 1972).

Occupation du sol	classes de sols*			
Terres cultivées	A	B	C	D
Sols cultivés bien entretenus	72	81	88	91
Sols cultivés mal entretenus	62	71	78	81
Pâtures et prairies				
Pâturage dans de bonnes conditions	68	79	86	89
Pâturage dans de mauvaises conditions	39	61	74	80
Prés/terrains buissonneux	30	58	71	78
Couverts forestiers				
Forêts à faible taux de couverture	30	58	71	78
Forêts à taux de couverture élevé	25	55	70	77
Espaces ouverts, surfaces gazonnées, golfs, cimetières :				
– plus 75 % de la surface est enherbée	39	61	74	80
– 50-75 % de la surface est enherbée	49	69	79	84
Zones commerciales (85 % de surfaces imperméables)	89	92	94	95
Zones industrielles (72 % de surfaces imperméables)	81	88	91	92
Zones résidentielles :				
Lots de 500 m ² (imperméables en moyenne à 65 %)	77	85	90	91
Lots de 1000 m ² (imperméables en moyenne à 38 %)	61	75	83	87
Lots de 1500 m ² (imperméables en moyenne à 30 %)	57	72	81	86
Lots de 2000 m ² (imperméables en moyenne à 25 %)	54	70	80	85
Lots de 4000 m ² (imperméables en moyenne à 20 %)	51	68	79	84
Zones de stationnement, toits et surfaces pavées	98	98	98	98
Routes et chemins :				
Revêtement bitumineux, avec trottoirs et caniveaux	98	98	98	98
Revêtement de gravier	76	85	89	91
Revêtement en mauvais état, routes en terre	71	82	87	89

Les types de sol sont définis de la façon suivante :

- Groupe A : peu de potentiel de ruissellement. Infiltration forte même lorsque le sol est très humide. Sol excessivement bien drainé avec une conductivité hydraulique élevée.
- Groupe B : sol avec un taux d'infiltration modéré lorsqu'il est humide. Sol bien drainé de granulométrie fine à grossière avec une conductivité hydraulique modérée.
- Groupe C : sol avec un taux d'infiltration faible lorsqu'il est humide. Sol à granulométrie fine à très fine avec une conductivité hydraulique faible.
- Groupe D : grand potentiel de ruissellement. Infiltration très faible lorsque le sol est humide. Sol composé essentiellement d'argile avec une conductivité hydraulique très faible.

souvent été obtenus expérimentalement à l'échelle de la parcelle par simulation sur un sol initialement sec ; donc pour des conditions d'humidité a priori différentes de celles pour lesquelles l'estimation doit être effectuée.

De même, le coefficient de ruissellement est donné dans les tables pour des conditions antécédentes d'humidité moyennes. Les coefficients de ruissellement pour des conditions d'humidité différentes peuvent être estimés lorsqu'il est possible de disposer pour le bassin d'intérêt de données concomitantes de précipitations et de débits permettant une analyse statistique des Cr correspondants.

Le SCS-CN a tabulé les valeurs du CN pour différentes configurations de conditions antécédentes d'humidité dont les conditions dites types suivantes : sèches, normales ou humides (annexe 4.8.3).

Lorsque l'on s'intéresse à une configuration hydro-météorologique particulière, l'application des méthodes ci-dessus avec les paramètres types correspondant à des configurations de saturation initiale standard n'est plus possible. L'adaptation des conditions initiales et des paramètres correspondant est nécessaire. Elle est cependant difficile. Pour les méthodes Hortonien, la capacité d'infiltration initiale est parfois estimée sur la base d'une estimation du taux de saturation du bassin versant (Chahinian *et al.*, 2005). Le coefficient de ruissellement de même que le paramètre CN sont parfois estimés de façon empirique à partir d'un indice des précipitations antérieures, lié aux précipitations tombées au cours d'une certaine période précédant l'événement.

TRANSFERT HYDROLOGIQUE

La transformation des écoulements souterrains, subsuperficiels et de surface, produits par les différentes parties du bassin versant, en un hydrogramme à l'exutoire du bassin, fait appel à ce qui est couramment dénommé la fonction de transfert.

Cette fonction a pendant longtemps fait référence à la seule transformation de la pluie nette – obtenue en tout point du bassin versant par l'application d'une fonction de production appropriée – en un hydrogramme de ruissellement direct. Avec la nécessité de simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant en continu pendant les périodes de hautes eaux en particulier, mais aussi pendant les périodes d'étiage, la notion de fonction de transfert s'est étendue à l'ensemble des composantes du débit observé en une station donnée du réseau hydrographique.

Considérer la fonction de transfert pour ces différentes composantes nécessite de mettre en place des modèles appropriés pour chacune d'entre elles ou, en tous cas, pour les principales. Certains des modèles possibles à cet effet sont proches dans leurs concepts, d'autres peuvent différer de façon significative. Pour les écoulements souterrains par exemple, les modèles se basent souvent sur les équations de l'hydrodynamique pour les écoulements en milieu poreux. Relevant plus de l'hydrogéologie, ils ne seront pas décrits ici. Pour plus d'information à ce sujet, le lecteur intéressé pourra consulter des ouvrages spécialisés (Castany, 1998 ; Gilli *et al.*, 2004).

L'objectif du chapitre est de présenter les concepts et les modèles utilisés pour le transfert des ruissellements directs issus de la pluie nette. Certaines de ces approches sont parfois adoptées pour modéliser les autres composantes de l'écoulement. La première section de ce chapitre met en évidence que le transfert, déterminé par la géomorphologie du bassin versant considéré, est étroitement associé aux temps de parcours des écoulements et au stockage temporaire de l'eau au sein du bassin. L'expression de la fonction de transfert, telle qu'elle peut être identifiée dans le cadre d'un formalisme mathématique général, est aussi introduite. La théorie de l'hydrogramme unitaire, les hypothèses fondamentales qui la conditionnent ainsi que la façon de la mettre en œuvre, sont décrits dans la section 5.2. Différents autres modèles de transfert sont ensuite présentés. Ce sont en particulier les modèles dits de translation, relevant d'une approche géomorphologique du transfert (sect. 5.3) et les modèles dits à réservoirs (sect. 5.4), relevant d'une approche systémique. Le modèle du réservoir linéaire et les modèles dérivés, qui occupent une place privilégiée dans de nombreuses modélisations hydrologiques actuelles, sont décrits plus en détail. La section 5.5 donne quelques pistes pour le choix d'une approche ou d'une autre ainsi que pour l'estimation de leurs paramètres.

5.1 INTRODUCTION

5.1.1 Transfert et temps de parcours des ruissellements

L'hydrogramme observé pendant une période donnée à l'exutoire d'un bassin versant résulte de la combinaison des différentes composantes possibles de l'écoulement. En période de crue, s'ajoutent aux écoulements lents les écoulements rapides résultant des ruissellements de surface et des écoulements hypodermiques issus de la pluie nette. La composante de l'hydrogramme correspondant aux écoulements rapides est l'hydrogramme d'écoulement direct. La transformation de la pluie nette en hydrogramme d'écoulement direct à l'exutoire d'un bassin donné présente différents temps caractéristiques dont les principaux sont les suivants (fig. 5.1a) :

- Le temps de montée de la crue (t_p) : temps entre le début de l'écoulement direct et la pointe de l'hydrogramme d'écoulement direct.
- Le temps de décrue (t_d) : temps entre la pointe et la fin de l'hydrogramme d'écoulement direct.
- Le temps de concentration (t_c) : temps entre la fin de la pluie nette et la fin de l'hydrogramme d'écoulement direct.
- Le temps de réponse (t_l) : temps entre les centres de gravité de l'averse de pluie nette et de l'hydrogramme d'écoulement direct.
- Le temps de base (t_b) : durée totale de l'hydrogramme d'écoulement direct ($t_b = t_p + t_d = \theta + t_c$ où θ est la durée de la pluie nette).

La forme en cloche asymétrique de l'hydrogramme d'écoulement direct observé à l'exutoire provient de l'arrivée décalée dans le temps des écoulements rapides produits par les différentes parties du bassin. Le transfert de la pluie nette est donc associé à la distribution statistique des temps de parcours des écoulements rapides entre leurs lieux de production et l'exutoire considéré – distribution bornée par le temps de concentration du bassin. Pour un incrément de pluie nette instantané donné, cette distribution définit la fraction de la surface totale du bassin versant qui aura contribué à l'écoulement rapide à l'exutoire du bassin t heures après le début de cet incrément. La courbe décrivant l'augmentation de cette fraction en fonction du temps t est appelée la courbe « Aire-Temps de concentration »¹ (fig. 5.1d).

La distribution statistique des temps de parcours est aussi associée aux courbes isochrones du bassin (fig. 5.1c) pour l'incrément de pluie nette considéré. La distribution statistique des temps de parcours des écoulements rapides, la courbe Aire-Temps correspondante, de même que les courbes isochrones sont en principe variables au cours d'un événement pluie-débit.

5.1.2 Facteurs influençant le transfert de la pluie nette

La fonction de transfert d'un bassin versant correspond à la distribution statistique des temps de parcours des écoulements entre leurs lieux de production et l'exutoire du bassin. Le temps de parcours d'une goutte d'eau de pluie nette produite en un point

¹ La courbe « Aire-Temps de concentration » est parfois définie par la fonction de densité de la fraction de la surface du bassin versant contribuant aux écoulements directs à l'exutoire du bassin au temps t lorsque celui-ci a été soumis à une pluie nette instantanée.

quelconque du bassin est en fait complètement déterminé par : 1) le chemin parcouru par cette goutte d'eau pour rejoindre l'exutoire du bassin et 2) par sa vitesse d'écoulement en tout point de ce parcours.

La fonction de transfert est donc largement conditionnée par la géomorphologie du bassin versant, par les caractéristiques de ses versants et de son réseau hydrographique. Ces différents facteurs sont discutés dans Musy et Higy (2004). La forme du bassin est l'un d'entre eux : toutes choses égales par ailleurs, un bassin allongé aura une fonction de transfert plus étalée qu'un bassin compact. La pente des versants ainsi que la nature de la couverture des sols sont aussi des caractéristiques clés puisqu'elles influencent les vitesses de ruissellement et les temps de parcours sur les versants. La topologie et la densité du réseau de drainage, sa pente et sa rugosité sont d'autres caractéristiques prépondérantes car elles déterminent les vitesses et les temps de transit dans le réseau hydrographique.

La fonction de transfert de la pluie nette dépend aussi, en règle générale, des caractéristiques de la sollicitation météorologique à l'origine de la crue. Elle est de ce fait généralement non linéaire : par exemple, la réactivité d'un bassin donné est généralement d'autant plus forte que les précipitations sont intenses².

5.1.3 Transfert et stockage au sein du bassin

Pour un système hydrologique donné, la notion de transfert, associée aux temps de parcours des écoulements au sein du système, exprime aussi le fait que la sortie du système $q(t)$ est différente de l'entrée $i(t)$ du fait des variations du stock $S(t)$ au sein du système. Pour le cas du transfert des ruissellements, le stockage est lié à leur présence temporaire sur le bassin pendant une durée égale aux temps de parcours qu'il leur est nécessaire pour rejoindre l'exutoire à partir de leurs lieux de production. Ces variations de stock sont liées aux flux entrant et sortant du système par le biais de l'équation de continuité classique :

$$\frac{dS(t)}{dt} = i(t) - q(t) \quad (5.1)$$

Les variations de stock typiquement observées au cours d'un événement pluie-débit sont illustrées sur la figure 5.1b.

En général, le stock peut aussi être relié à l'entrée, à la sortie ainsi qu'à leurs dérivées par le biais d'une équation dite de stockage :

$$S(t) = f\left(i, \frac{di}{dt}, \frac{d^2i}{dt^2}, \dots, q, \frac{dq}{dt}, \frac{d^2q}{dt^2}, \dots\right) \quad (5.2)$$

² Il faut distinguer les notions de «réactivité du bassin» et de «réaction» aux sollicitations météorologiques. La réaction du bassin à une sollicitation pluviométrique donnée est bien entendu toujours une fonction croissante de la sollicitation (plus il pleut, plus le débit à l'exutoire est important). La réactivité fait référence à la vitesse de la réaction. Le fait que la réactivité du bassin soit d'autant plus forte que les sollicitations pluviométriques sont intenses s'exprime en particulier souvent par une relation décroissante entre le temps de montée de la crue et l'intensité des précipitations nettes (plus il pleut, plus le bassin réagit vite).

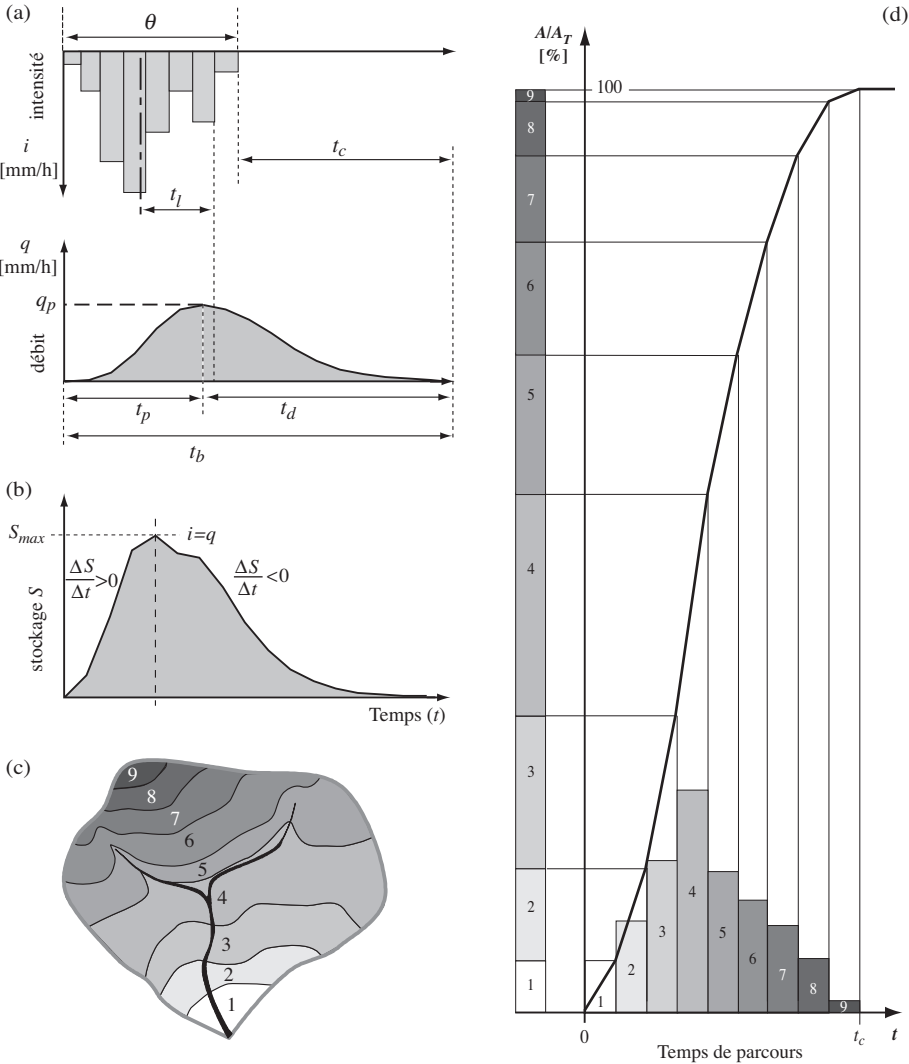


Fig. 5.1 Transformation d'un hyéto-gramme de pluie nette en hydrogramme d'écoulement direct. (a) hyéto-gramme de pluie nette et hydrogramme d'écoulement direct (cf. texte pour définition des temps caractéristiques); (b) stockage de surface opéré par le bassin versant pendant l'événement pluie nette-débit; (c) bassin versant et temps de parcours de la pluie nette jusqu'à l'exutoire (courbes isochrones); (d) fonction de densité (discretisée – incréments grisés) des temps de parcours pour une pluie nette instantanée et pourcentage de la surface du bassin versant contribuant à l'écoulement à l'exutoire au temps t pour cette pluie nette instantanée (courbe Aire-Temps de concentration – ligne brisée).

L'équation de continuité et l'équation de stockage déterminent la réponse du système aux sollicitations $i(t)$. La fonction f caractérise sa fonction de transfert; elle dépend du système considéré.

5.1.4 Approches pour la modélisation du transfert

Depuis les années 1980, de nombreuses études ont tenté de lier la fonction de transfert d'un bassin à sa géomorphologie donnant ainsi naissance à la théorie du transfert dit géomorphologique. Selon cette théorie, s'il était possible de décrire de façon suffisamment fine, à tout moment et pour chaque goutte d'eau de pluie nette produite en un lieu quelconque du bassin, 1) le chemin parcouru par cette goutte d'eau pour atteindre l'exutoire du bassin et 2) sa vitesse d'écoulement en tout point du parcours, alors il serait possible d'en déduire une bonne estimation de la fonction de transfert du bassin.

Cette approche est envisageable dans certaines configurations spécifiques – dans le cas par exemple des écoulements concentrés observés dans un réseau hydrographique permanent et bien marqué, ou encore dans le cas de ruissellements en nappe se formant sur un plan imperméable incliné sous une pluie donnée (fig. 5.2). Dans ces configurations, les équations qui régissent l'évolution temporelle et spatiale des écoulements/ruissellements sont les équations fondamentales de l'hydraulique à surface libre (c'est-à-dire équations de continuité et de conservation de l'énergie). La résolution numérique de ces équations permet d'estimer la vitesse moyenne et la hauteur des écoulements en tout point du réseau – respectivement du plan, et à son exutoire en particulier (chap. 6). Le transfert des écoulements concentrés et des ruissellements en nappe a fait l'objet de nombreuses recherches et développements en hydrologie urbaine. Les écoulements concentrés correspondent en effet typiquement aux écoulements des eaux de pluie observés dans les réseaux d'assainissement. Les ruissellements en nappe peuvent être observés sur diverses surfaces imperméabilisées du milieu urbain (cf. chaussées imperméables, zones de stationnement, pistes d'atterrissage des aéroports). Les recherches mentionnées ci-dessus ont conduit à différents modèles de transfert dont, par exemple, à l'adaptation pour les ruissellements en nappe du modèle de l'onde cinématique (annexe 5.7.1).

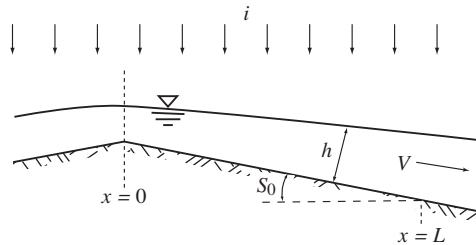


Fig. 5.2 Profil en long à un temps t donné de la ligne d'eau correspondant aux ruissellements en nappe sur un plan incliné imperméable soumis à une pluie d'intensité i (S_0 et L : pente et longueur du plan incliné; h et V : hauteur et vitesse de l'écoulement au point d'abscisse x).

En dehors de ces configurations très restrictives, la modélisation du transfert des écoulements rapides basée sur une approche physique n'est pas réalisable. Par exemple, les écoulements rapides ne résultent pas forcément des seuls écoulements superficiels. Ils peuvent aussi résulter d'écoulements transitant par les macropores ou produits par effet piston (Musy et Higy, 2004). Or, la modélisation de ce type d'écoulements est impossible à envisager. Par ailleurs, la complexité des chemins possibles

pour rejoindre l'exutoire rend impossible une description déterministe pertinente de la structure fine du réseau de drainage superficiel. D'autant que celle-ci se modifie au fil du temps – du fait de la disparition/apparition de drains, induites par les processus d'érosion/accumulation, du fait également de l'activation temporaire de certains drains, en périodes de crue par exemple.

Dans le cas général, la modélisation du transfert de la pluie nette est soit à bases physiques, soit conceptuelle. Différentes approches sont possibles. Elles se distinguent par le point de vue adopté.

Le transfert peut-être appréhendé comme le résultat des seuls trajets parcourus par les écoulements au sein du bassin. Les modèles de transfert effectuent et utilisent à cet effet une description simplifiée du réseau de drainage. Ils nécessitent une description spatialisée du bassin versant. Ces modèles, parfois dits de translation, relèvent d'une approche géomorphologique simplifiée. Ils sont décrits dans la section 5.3.

Le transfert peut être a contrario appréhendé comme le résultat du seul « stockage/déstockage » des eaux de surface ou sub-superficielles opéré par le bassin versant. Dans ce cas, les modèles de transfert sont des modèles dits capacitifs ; ils opèrent souvent une description globale du bassin versant. Ces modèles, qui relèvent d'une approche plus systémique, sont décrits dans la section 5.4.

La modélisation du transfert peut aussi résulter d'une approche empirique globale. Les hydrologues font par exemple souvent l'hypothèse explicite ou implicite que la transformation de la pluie nette en hydrogramme de ruissellement peut être modélisée par une fonction de transfert linéaire et invariante dans le temps. Dans ce cas, la fonction de transfert est entièrement caractérisable par une fonction appelée fonction de réponse du système. Les fonctions les plus couramment utilisées sont les fonctions de réponse unitaire, impulsionnelle et indicielle (encadré 5.1). Diverses approches ont été proposées pour modéliser le transfert sous ces hypothèses d'invariance et de linéarité, dont en particulier celle de l'hydrogramme unitaire. Les principes de la théorie correspondante sont détaillés dans la section 5.2.

La nécessité de considérer ou non la possible non-linéarité de la fonction de transfert de la pluie nette est abordée dans la section 5.5. Si la fonction de transfert des ruissellements directs peut, dans un grand nombre de cas, être raisonnablement modélisée par un opérateur linéaire, il faut cependant rappeler que la transformation pluie-débit est, dans son ensemble, largement non linéaire. La majeure partie de la non-linéarité provient de l'étape de production du ruissellement. Il convient donc d'insister sur le fait que l'étude ou la modélisation du transfert des ruissellements directs ne peut se faire qu'après avoir estimé la pluie nette (chap. 4) voire la précipitation liquide augmentée de l'eau de fonte de neige ou de glace dans le cas de bassins de montagne (chap. 7).

Encadré 5.1 Fonctions de réponse d'un système linéaire invariant

La modélisation du transfert est parfois effectuée en considérant que le comportement du système hydrologique est linéaire et invariant. Un système dont le comportement peut être décrit par les équations de continuité et de stockage est dit linéaire et invariant dans le temps si l'équation de stockage peut se mettre sous la forme :

$$S(t) = a_0 i + a_1 \frac{di}{dt} + a_2 \frac{d^2 i}{dt^2} + \dots + b_0 q + b_1 \frac{dq}{dt} + b_2 \frac{d^2 q}{dt^2} + \dots \quad (5.3)$$

où $a_0, a_1, \dots, a_n, b_0, b_1, \dots, b_n$ sont des paramètres constants. L'invariance temporelle signifie que la façon dont le système réagit aux sollicitations $i(t)$ ne change pas dans le temps. Les hypothèses de linéarité et d'invariance temporelle impliquent deux propriétés intéressantes ; à savoir :

- la proportionnalité ; si la réponse du système à une sollicitation i est q , la réponse du système à une sollicitation $k \cdot i$ est $k \cdot q$,
- la superposition ; si les réponses du système aux sollicitations i_1 et i_2 sont respectivement q_1 et q_2 , la réponse du système à la sollicitation $i_1 + i_2$ est $q_1 + q_2$.

Par ailleurs, un système linéaire et invariant dans le temps est entièrement caractérisé par une de ses fonctions de réponse. Les fonctions les plus couramment utilisées sont sa fonction de réponse unitaire, sa fonction de réponse impulsionnelle et sa fonction de réponse indicielle. Les propriétés de superposition et de proportionnalité permettent de passer simplement de l'une à l'autre. Elles permettent aussi de calculer la réponse du système à une sollicitation complexe $i(t)$. Ce calcul s'opère par le biais d'une convolution mathématique dont l'expression varie suivant que le système est décrit de façon continue ou discrète. Ces différentes notions sont présentées plus en détail ci-dessous.

Réponse impulsionnelle

C'est la réponse du système linéaire à une impulsion unitaire. L'impulsion unitaire est définie par une entrée de hauteur unitaire appliquée instantanément au système. Soit τ , l'instant auquel cette impulsion unitaire est appliquée. La réponse impulsionnelle du système à un temps $t > \tau$ est décrite par la fonction $u_0(t - \tau)$, où $t - \tau$ est le temps écoulé depuis l'impulsion.

Les principes de proportionnalité et de superposition permettent d'estimer la réponse du système à une suite discrète d'impulsions. Par exemple, comme illustré sur la figure 5.3, la réponse $q(t)$ du système à une impulsion de hauteur 3 appliquée au temps τ_1 et à une impulsion de hauteur 5 appliquée au temps τ_2 est :

$$q(t) = 3 \cdot u_0(t - \tau_1) + 5 \cdot u_0(t - \tau_2) \quad (5.4)$$

La réponse $q(t)$ du système à une entrée continue définie par la fonction $i(\tau)$, qui est alors égale à la somme d'une infinité d'impulsions infinitésimales, est obtenue par la convolution de l'entrée $i(\tau)$ et de la fonction de réponse impulsionnelle $u_0(t - \tau)$. L'expression de cette convolution est :

$$q(t) = \int_{\tau=0}^{\tau=t} i(\tau) \cdot u_0(t - \tau) \cdot d\tau \quad (5.5)$$

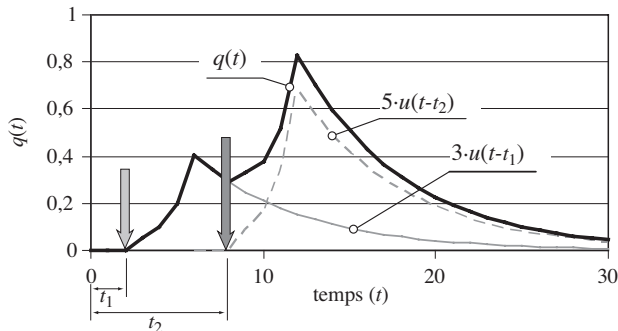


Fig. 5.3 Réponse $q(t)$ à deux impulsions de hauteurs respectives 3 et 5.

Le produit $(i(\tau) \cdot u_0(t - \tau) \cdot d\tau)$ correspond à la réponse du système linéaire générée par le volume $(i(\tau) \cdot d\tau)$ de l'entrée $i(\tau)$ entre les instants τ et $\tau + d\tau$ (cf. fig. 5.4). Par hypothèse $q(t=0)=0$. L'intégrale de convolution ci-dessus est aussi connue sous le nom d'intégrale de Duhamel.

La réponse impulsionnelle $u_0(t)$ du système peut être obtenue comme la limite de la réponse unitaire du système, $u_{\Delta t}(t)$, lorsque la durée unitaire du créneau, Δt , tend vers 0. Par ailleurs, $u_0(t)$ est aussi la dérivée première de la réponse indicielle $s(t)$ du système (cf. paragraphes suivants pour la définition de ces deux fonctions).

$$u_0(t) = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} (u_{\Delta t}(t)) = \frac{ds(t)}{dt} \quad (5.6)$$

Réponse indicielle

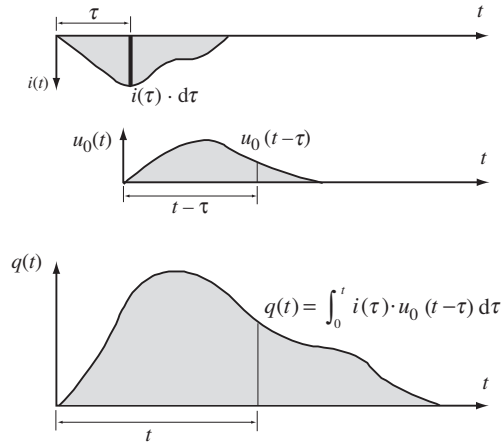


Fig. 5.4 Réponse $q(t)$ obtenue par convolution de l'entrée $i(\tau)$ avec la réponse impulsionnelle $u_0(t - \tau)$.

La réponse indicielle $s(t)$ est la réponse du système linéaire invariant pour un saut unité de l'entrée $i(t)$. Le saut unité (encore appelé fonction de Heaviside $H(t)$) est défini par :

- $i(t) = 0$ pour $t < 0$
- $i(t) = 1$ pour $t > 0$

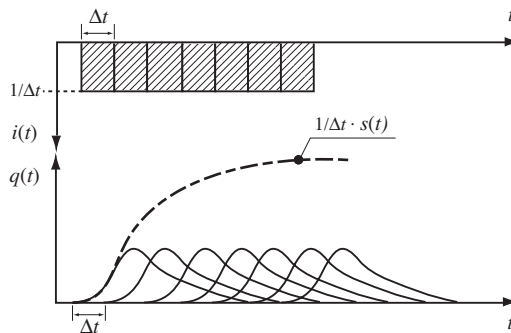


Fig. 5.5 Obtention de la réponse indicielle $s(t)$ par la superposition d'une infinité de réponses unitaires $u_{\Delta t}(t + k \cdot \Delta t)$, avec $k \geq 0$, décalées de Δt et multipliées chacune par Δt .

La réponse indicielle (fig. 5.5) peut être obtenue par convolution du saut unité $i(\tau)$ et de la réponse impulsionnelle $u_0(t - \tau)$, équation (5.5), ou par la superposition d'une infinité de réponses unitaires $u_{\Delta t}(t + k \cdot \Delta t)$, avec $k = 0, 1, \dots$, décalées de Δt et multipliée chacune par Δt .

Réponse unitaire

La réponse unitaire $u_{\Delta t}(t)$ est la réponse du système linéaire invariant pour un créneau unité de l'entrée $i(t)$ (durée Δt , volume 1). Le créneau unitaire est défini par :

- $i(t) = 0$ pour $t < 0$
- $i(t) = 1 / \Delta t$ pour $0 \leq t < \Delta t$
- $i(t) = 0$ pour $t > \Delta t$

La réponse unitaire (fig. 5.6) peut être obtenue par convolution du créneau unitaire $i(\tau)$ et de la réponse impulsionnelle $u_0(t - \tau)$ ou par la soustraction de deux réponses $s(t)$ indicielles décalées de Δt (fig. 5.6).

$$u_{\Delta t}(t) = \frac{s(t) - s(t - \Delta t)}{\Delta t} \quad (5.7)$$

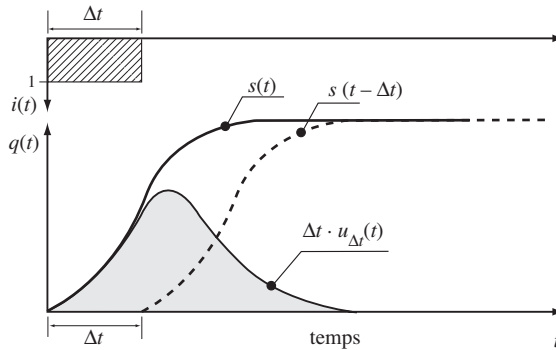


Fig. 5.6 Obtention de la réponse unitaire $u_{\Delta t}(t)$ par soustraction de deux réponses indicielles $s(t)$ et $s(t - \Delta t)$.

5.2 MODÈLE DE L'HYDROGRAMME UNITAIRE

Proposée par Sherman (1932), la théorie de l'Hydrogramme Unitaire permet d'estimer l'hydrogramme de ruissellement direct à partir de précipitations nettes. L'approche est une approche semi-empirique, c'est à dire qu'elle ne cherche pas à décrire les causes – en termes de translation ou de stockage au sein du bassin – de la transformation pluie nette en débit.

5.2.1 Hypothèses

La théorie de l'Hydrogramme Unitaire repose sur les hypothèses suivantes :

- La variabilité spatiale des précipitations est négligeable ; la description de la réponse du bassin versant aux pluies nettes peut être considérée de façon globale.

- La réponse du bassin versant aux pluies nettes est linéaire ; pour une pluie nette de durée τ donnée, les ordonnées de l'hydrogramme de ruissellement direct sont proportionnelles à la hauteur h de la pluie nette (fig. 5.7b).
- La réponse du bassin versant aux pluies nettes est invariante dans le temps ; la réponse du bassin versant à un incrément de pluie nette donné est la même quel que soit le moment où a lieu cette pluie nette (fig. 5.7c).

Ces trois hypothèses impliquent que le système bassin versant peut être considéré comme un opérateur linéaire invariant et par suite que les propriétés de proportionnalité et de superposition associées à ces systèmes sont vérifiées. Le système bassin versant, vis-à-vis de sa réponse à la pluie nette, peut donc être caractérisé par l'une ou l'autre des fonctions de réponse d'un système linéaire (encadré 5.1). Dans le jargon hydrologique, les trois fonctions de réponse évoquées dans l'introduction sont, pour cette approche, l'Hydrogramme Unitaire (réponse unitaire), l'Hydrogramme Unitaire Instantané (réponse impulsionnelle) et la courbe en S (réponse indiciele).

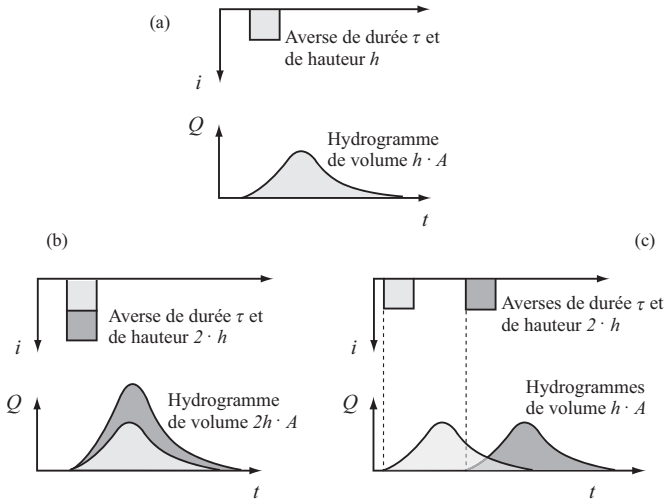


Fig. 5.7 Hypothèses de la théorie de l'Hydrogramme Unitaire. (a) pluie nette de référence et hydrogramme de ruissellement correspondant, (b) linéarité de la réponse : pour une même durée de l'averse, si la hauteur de pluie nette passe de 1 à 2, alors l'hydrogramme de ruissellement voit ses ordonnées simplement multipliées par 2 ; (c) invariance de la réponse : la réponse du bassin à deux sollicitations identiques aux temps t et $t+\Delta t$ est la même, décalée de Δt (avec i exprimé en [mm/h], Q en [m^3/s] et A la surface bassin en [km^2]).

5.2.2 L'Hydrogramme Unitaire

L'Hydrogramme Unitaire d'un bassin versant pour une durée de référence τ est la réponse unitaire $u_\tau(t)$ du bassin pour cette durée vis-à-vis de la transformation pluie nette – débits (encadré 5.1). En d'autres termes, l'Hydrogramme Unitaire (HU) d'un bassin versant est l'hydrogramme de ruissellement direct résultant d'une pluie nette de hauteur h , de durée τ , uniformément répartie dans l'espace et d'intensité constante sur la durée τ .

Les caractéristiques principales d'un Hydrogramme Unitaire pour une durée de référence τ sont le temps de montée (t_p), le temps de décrue (t_d), le temps de concentration (t_c), le temps de réponse (t_l) et le temps de base de l'hydrogramme ($t_b = t_p + t_d$ = $\tau + t_c$) (fig. 5.8). Pour une durée de référence τ et une hauteur unitaire h fixées, les caractéristiques de l'HU correspondant sont invariantes dans le temps.

Le terme unitaire désigne ici la durée de référence τ de l'averse (cf. 30 min, 1 h, 6 h, etc.). Des variations de durée de référence τ ou de hauteur h conduisent à un HU différent. En particulier, le volume de ruissellement direct dépend de ces variables.

Les propriétés de proportionnalité et de superposition de l'HU permettent de calculer aisément l'hydrogramme de ruissellement direct résultant d'une averse longue et complexe discrétisée avec un pas de temps égal à la durée de référence τ de l'averse unitaire. Cette opération est réalisée par la convolution discrète de l'HU $u_\tau(t)$ et de la pluie nette correspondant à cette averse $i(t)$. Le principe de la convolution discrète est détaillé dans l'encadré 5.2.

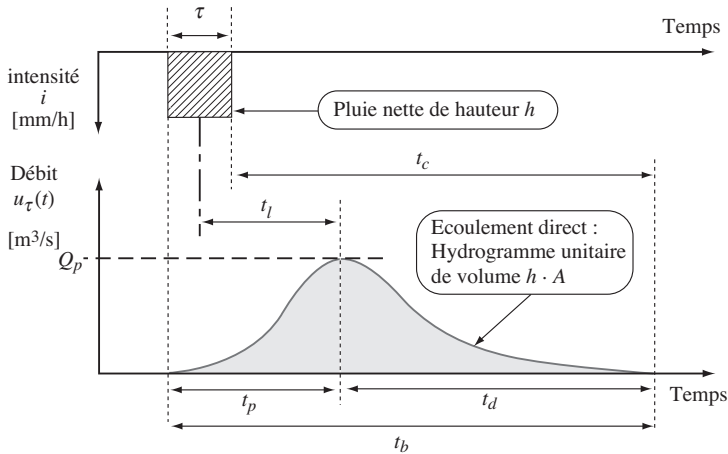


Fig. 5.8 Définitions des caractéristiques de l'Hydrogramme Unitaire. Les temps caractéristiques sont définis de la même façon que les temps caractéristiques définis dans le paragraphe 5.1.1.

Encadré 5.2 Convolution discrète de la pluie nette avec l'HU

Dans ce qui suit, l'Hydrogramme Unitaire pour une pluie nette unitaire de durée de référence τ et de hauteur de 1 mm est supposé connu.

Considérons tout d'abord une averse complexe dont le hyétogramme peut être décomposé en une succession d'averses simples de durée τ . Ce hyétogramme est défini par un ensemble de M valeurs ($i_1, i_2, \dots, i_M$) correspondant respectivement à l'intensité moyenne de la pluie nette sur les pas de temps $[0, \tau], [\tau, 2\tau], \dots, [(M-1)\tau, M\tau]$. Pour chacune de ces M averses, il est possible de déterminer l'hydrogramme de ruissellement qui en résulte en appliquant le principe de linéarité. Chacun de ces hydrogrammes apparaît par ailleurs avec un décalage temporel d'une durée τ par rapport à l'hydrogramme résultant de l'averse simple observée au pas de temps précédent (les hydrogrammes de ruissellement correspondant aux averses i_2 et i_3 sont décalés d'une durée 1τ , respectivement 2τ , par rapport à l'hydrogramme résultant de l'averse

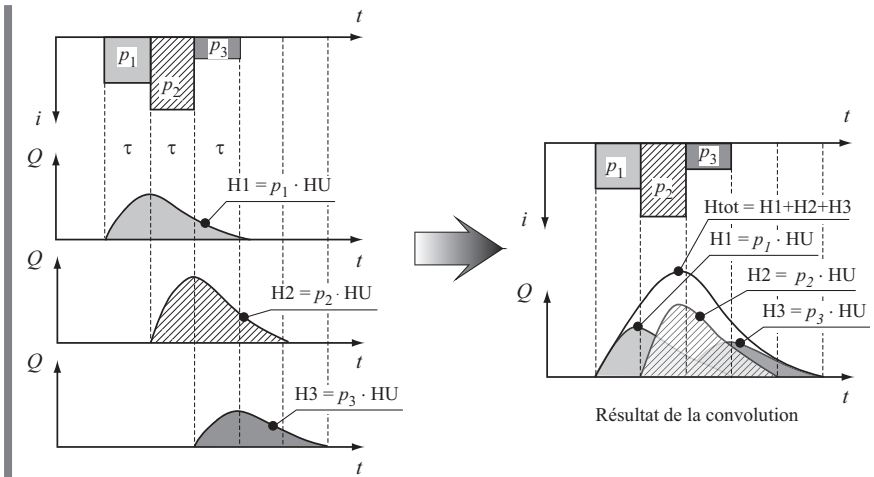


Fig. 5.9 Convolution discrète d’une pluie nette (i_1, i_2, i_3) avec l’HU (u_1, u_2, u_3, u_4) pour produire l’hydrogramme total de ruissellement direct ($q_1, q_2, \dots, q_7$). L’HU correspond à une pluie nette de hauteur 1 mm et de durée de référence τ .

i_1). L’hydrogramme résultant de l’averse complexe s’obtient en effectuant la somme des hydrogrammes obtenus pour chacune des averses individuelles. La figure 5.9 résume les différentes étapes de la convolution.

Pour simplifier les notations, notons $u_1, u_2, \dots, u_k$ les ordonnées de l’hydrogramme unitaire de durée de référence τ correspondant respectivement aux instants $\tau, 2\tau, 3\tau, \dots, k\tau$. Le débit obtenu en convoluant la pluie nette et l’hydrogramme unitaire aura, pour le temps $t = n\tau$, l’expression suivante :

- si l’instant t considéré est supérieur à la durée de la pluie ($n\tau > M\tau$)
$$q_n = i_1 u_n + i_2 u_{n-1} + \dots + i_m u_{n-m+1} + \dots + i_M u_{n-M+1} \tag{5.8}$$

soit de façon synthétique :

$$q_n = \sum_{m=1}^M i_m u_{n-m+1}$$

- si l’instant t considéré est inférieur à la durée de la pluie ($n\tau < M\tau$)
$$q_n = \sum_{m=1}^{n\leq M} i_m u_{n-m+1} \tag{5.9}$$

Le tableau 5.1 illustre les différents termes pris en considération pour chaque pas de temps dans le cas d’une pluie nette définie par les intensités (i_1, i_2, i_3) et d’un hydrogramme unitaire dont le temps de base a une durée égale à 4τ et qui est par suite défini par les valeurs (u_1, u_2, u_3, u_4).

Tableau 5.1 Convolution discrète de la pluie nette avec l’HU.

Temps	τ	2τ	3τ	4τ	5τ	6τ
$i_1 \cdot \text{HU}$	$i_1 \cdot u_1$	$i_1 \cdot u_2$	$i_1 \cdot u_3$	$i_1 \cdot u_4$		
$i_2 \cdot \text{HU}$		$i_2 \cdot u_1$	$i_2 \cdot u_2$	$i_2 \cdot u_3$	$i_2 \cdot u_4$	
$i_3 \cdot \text{HU}$			$i_3 \cdot u_1$	$i_3 \cdot u_2$	$i_3 \cdot u_3$	$i_3 \cdot u_4$
Hydrogramme	$\Sigma = q_1$	$\Sigma = q_2$	$\Sigma = q_3$	$\Sigma = q_4$	$\Sigma = q_5$	$\Sigma = q_6$

5.2.3 La courbe en S

La courbe en S d'un bassin versant est la réponse indicielle $s(t)$ du bassin vis-à-vis de la transformation pluie nette-débits (encadré 5.1).

En d'autres termes, la courbe en S , encore dénommée hydrogramme en S , est l'hydrogramme de ruissellement d'une pluie uniforme et continue, d'intensité constante ($i = 0$ pour $t < t_0$; $i = i_0$ pour $t \geq t_0$) et d'une durée supérieure au temps de concentration du bassin versant. Au-delà de t_c , le débit de ruissellement est constant et maximum puisque toute la surface du bassin versant contribue. Cette courbe s'obtient, par exemple, en convoluant n pluies unitaires de durée τ avec l'HU correspondant à cette durée (fig. 5.10).

Il est intéressant de noter que la courbe en S est, à un facteur de normalisation près (la surface du bassin versant), la courbe «Aire-Temps de concentration» du bassin versant (fig. 5.1d).

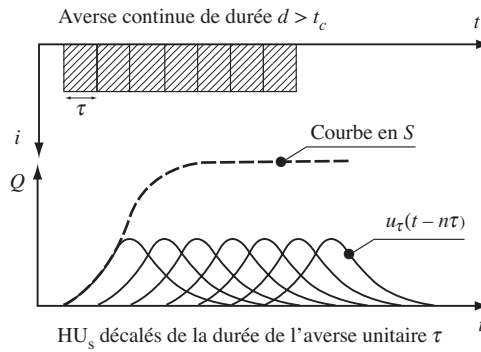


Fig. 5.10 Construction de la courbe en S .

La soustraction de deux courbes en S décalées de l'intervalle de temps T permet d'obtenir les ordonnées de l'HU correspondant à une averse de hauteur $h \cdot T/\tau$ de durée T (encadré 5.1).

5.2.4 L'Hydrogramme Unitaire Instantané

L'Hydrogramme Unitaire Instantané (HUI) est la réponse impulsionnelle $u_0(t)$ du bassin versant vis-à-vis de la transformation pluie nette-débits (encadré 5.1).

En d'autres termes, l'HUI du bassin versant est l'HU pour une pluie unitaire de durée infinitésimale. L'HUI $u_0(t)$ est la limite de l'HU $u_\tau(t)$ lorsque la durée de l'averse unitaire τ tend vers 0 (encadré 5.1). L'HUI est aussi la dérivée première de la courbe en S :

$$u_0(t) = \lim_{\tau \rightarrow 0} u_\tau(t) = \frac{ds(t)}{dt} \quad (5.10)$$

L'HUI permet de s'affranchir de la dépendance de la forme de l'HU avec la durée de référence de l'averse qui le définit. L'HUI est parfois normé de sorte que son volume ruisselé soit égal à l'unité. La normalisation permet de s'affranchir de la dépendance

du volume de l'HUI à la hauteur de la pluie unitaire. La normalisation permet aussi de comparer les HUIs obtenus pour des bassins versants de différentes tailles.

La convolution de l'HUI $u_0(t)$ et de la pluie nette $i(t)$ exprimée sous forme continue donne l'hydrogramme de ruissellement direct. Le principe de cette convolution est indiqué dans l'encadré 5.1.

5.2.5 Identification de l'HU d'un bassin versant

Méthodes d'identification

L'identification de l'HU d'un bassin donné consiste à estimer les p valeurs ($u_1, u_2, \dots, u_p$) qui le définissent pour la durée de référence D choisie.

L'HU peut être identifié par le biais d'une approche géomorphologique du transfert. L'identification nécessite alors le développement d'un modèle de translation tel que ceux présentés dans la section 5.3. Cette approche permet en théorie d'obtenir l'HU même s'il n'existe pas de données concomitantes de précipitations et de débits (Moussa, 1997; Shamseldin et Nash, 1998). Elle nécessite en revanche de disposer des informations adéquates quant à la géomorphologie du bassin et son réseau de drainage (sect. 5.3).

L'HU est plus couramment identifié à partir d'un événement pluie-débit observé pour lequel il existe des données concomitantes de précipitation et de débits au même pas de temps D . Il est tout d'abord nécessaire de pouvoir estimer l'hydrogramme de ruissellement direct ainsi que la pluie nette qui a produit l'hydrogramme. Pour estimer l'hydrogramme de ruissellement direct, il faut généralement recourir à une technique de séparation d'hydrogramme (chap. 8) et, pour estimer la pluie nette, à une fonction de production jugée appropriée pour l'événement considéré (chap. 4). Dans tous les cas, l'averse doit avoir provoqué une crue marquée sur le bassin versant et avoir une répartition spatiale homogène.

Différentes méthodes sont possibles pour l'identification de l'hydrogramme unitaire. Elles font appel à la technique de déconvolution³. Si la pluie nette et l'hydrogramme de ruissellement sont décrits respectivement par M intensités moyennes i_m et N valeurs de débits Q_n , N équations peuvent être alors formulées pour Q_n , $n = 1, \dots, N$. Elles font apparaître les $N - M + 1$ inconnues u_k qui définissent l'HU. La méthode d'identification à utiliser est en fait différente suivant que la pluie nette se concentre sur un pas de temps particulier ou qu'elle s'étale sur différents pas de temps, mais aussi suivant que le pas de temps utilisé pour la discrétisation du hyétoqramme est égal à la durée de référence cherchée ou non. Les méthodes possibles pour ces différentes situations sont présentées de façon succincte dans l'annexe 5.7.2.

Malgré les hypothèses de linéarité et d'invariance sous-tendues par la théorie de l'HU, l'HU d'un bassin peut varier d'un événement pluie-débit à un autre. Pour un bassin donné, la procédure d'identification peut être répétée pour un certain nombre d'événements de façon à dégager des familles d'HUs correspondant, par exemple, à différents contextes hydro-météorologiques. Pour une famille donnée, un HU moyen peut alors être envisagé si la non-linéarité entre événements n'est pas trop importante. L'HU retenu est généralement la moyenne des HUs obtenus pour les différents événe-

³ La déconvolution est l'opération inverse de l'opération de convolution présentée précédemment pour le calcul de l'hydrogramme de ruissellement à partir de la pluie nette et de l'HU et décrite dans l'encadré 5.1 et l'encadré 5.2.

ments. Il est évidemment nécessaire de ramener au préalable tous les HUs événementiels à une même durée de référence τ et à une même hauteur de pluie nette h .

Limites liées à l'estimation de l'HU

Les méthodes courantes pour l'identification de l'HU correspondant à un événement pluie-débit donné nécessitent l'estimation de l'hydrogramme de ruissellement direct ainsi que l'estimation de la pluie nette (volume, structure temporelle). Différentes méthodes sont possibles pour ces estimations. Le lecteur peut se référer aux chapitres 4 et 8 pour plus d'information à ce sujet. Il n'y a cependant pas de critère général permettant de privilégier une méthode ou une technique d'estimation par rapport à une autre. En conséquence, l'HU qui sera identifié pour un événement pluie-débit donné sera très dépendant des méthodes et des hypothèses choisies pour le prétraitement des données. Ceci est par exemple illustré dans l'exemple de l'annexe 5.7.2.

La méthode de la Différentielle Première de la Fonction de Transfert (méthode DPFT) introduite par Duband *et al.* (1993), permet en partie de résoudre ces limitations. Le processus classique pour estimer l'HU consiste d'abord à estimer la pluie nette sur la base de la pluie brute pour ensuite identifier, sur la base de l'hydrogramme de ruissellement direct, la réponse impulsionnelle. L'HU est donc dépendant du résultat obtenu dans la première étape. Dans la méthode de la DPFT, la fonction de transfert pluie nette-débit ainsi que la pluie nette sont d'abord identifiées. C'est dans une seconde étape indépendante de la première, que la fonction de production, qui permet de passer de la pluie brute à la pluie nette, est déterminée.

La détermination de l'HU consiste finalement à estimer ses $N - M + 1$ ordonnées. Ces ordonnées sont en principe fortement corrélées, principalement dans la partie de la courbe correspondant à la récession. Les méthodes d'identification ne permettent généralement pas d'en tenir compte et conduisent parfois à l'identification d'HUs présentant de fortes oscillations. Pour éviter ce problème, il est possible de poser différentes contraintes sur la forme de l'HU (Natale et Todini, 1977) ou de moyenner les formes obtenues pour différents événements pluie-débit.

5.3 MODÈLES DE TRANSLATION

5.3.1 Principe

Les modèles de transfert dits de translation appréhendent le transfert comme le résultat des seuls trajets parcourus par les écoulements rapides à la surface au sein du bassin versant (fig. 5.11). Ils relèvent de l'approche géomorphologique évoquée dans le paragraphe 5.1.2.

Différentes approches ont été proposées pour tenter d'expliquer la fonction de transfert sur la base de la géomorphologie du bassin considéré. Les premières ont abordé cette question d'un point de vue probabiliste, en supposant que la structure du réseau de drainage et par suite que la distribution statistique des temps de parcours des particules d'eau à la surface du bassin pouvaient être décrites par des distributions de probabilité appropriées. Les approches plus récentes adoptent généralement un point de vue déterministe : elles dérivent la fonction de transfert sur la base d'une description explicite du réseau de drainage superficiel du bassin ainsi que des ruissellements qui s'y propagent. Les modèles correspondants, à bases physiques ou conceptuels,

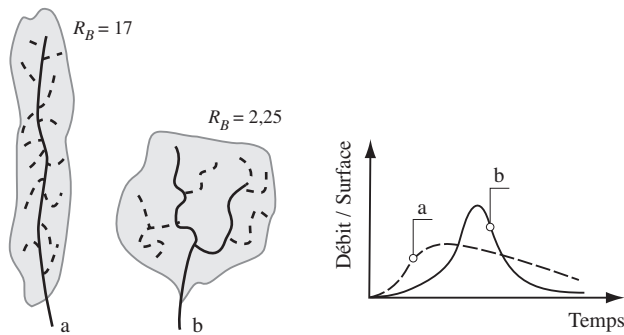


Fig. 5.11 Influence de la géomorphologie du bassin et de la topologie du réseau de drainage sur l'hydrogramme unitaire. Bassins versants hypothétiques de différents rapports de confluence R_B et hydrogrammes unitaires correspondants (d'après Chow *et al*, 1988).

utilisent à cet effet une discrétisation spatiale géoréférencée du bassin versant. Ces différentes approches sont décrites ci-dessous.

Dans tous les cas, l'hydrogramme de ruissellement direct obtenu pour une pluie instantanée avec l'un ou l'autre de ces modèles est, à un facteur de normalisation près – la surface du bassin considéré, la densité statistique du temps de séjour d'une particule d'eau de pluie sur le bassin versant. Aussi, ces modèles de translation permettent d'accéder simplement aux courbes isochrones du bassin versant de même qu'à sa courbe « Aire-Temps de concentration ».

5.3.2 Modèles statistiques : l'Hydrogramme Unitaire Géomorphologique

Dans cette approche, le modèle de translation se base sur une description statistique et synthétique de la topologie du réseau de drainage et des temps de transit associés. Rodriguez-Iturbe et Valdés (1979) adoptent à cet effet une vision markovienne du processus de cheminement de l'eau dont les principes sont résumés dans l'annexe 5.7.3. L'approche proposée permet, en introduisant les paramètres géomorphologiques de Horton-Strahler, d'obtenir un Hydrogramme Unitaire dit Géomorphologique du bassin (HUG).

L'expression de l'HUG est dans le cas général complexe et se modifie avec l'ordre du bassin versant. L'approche est donc peu pratique à mettre en œuvre. L'HUG est de ce fait souvent approximé par un modèle plus simple (cf. HU triangulaire, modèle capacitif de Nash), les paramètres de ce modèle étant estimés sur la base des paramètres géomorphologiques du bassin (annexe 5.7.3).

Il est intéressant de noter que le temps de montée et le débit de pointe de l'HUG sont fonction de la vitesse moyenne dans le cours d'eau. Le modèle de transfert n'est donc pas linéaire. L'appellation Hydrogramme Unitaire Géomorphologique est par suite abusive, la notion d'HU impliquant les propriétés de linéarité et d'invariance telles que décrites précédemment. Elle est cependant raisonnable si la vitesse moyenne dans le cours d'eau peut être considérée constante au cours d'un événement pluie-débit donné.

5.3.3 Modèles déterministes à bases physiques

Les modèles de translation à bases physiques reposent souvent sur une description explicite des principaux tronçons du réseau hydrographique ainsi que sur une

description explicite de leur organisation topologique : le réseau hydrographique est représenté par une structure arborescente dont le pied correspond à l'exutoire du bassin et dont chacun des éléments correspond à un tronçon du réseau. La description du réseau de drainage est plus ou moins fine suivant l'importance des éléments drainants retenus pour constituer les extrémités de l'arbre. Le bassin versant est par ailleurs découpé en unités spatiales indépendantes, de tailles et de formes variables et connectées chacune à l'une ou l'autre des branches de l'arbre. Le réseau de drainage interne à ces unités, considéré de moindre importance, est négligé.

Avec ce type de représentation, le transfert des écoulements rapides est souvent calculé à l'aide des équations de Barré de Saint-Venant, les équations de l'hydraulique à surface libre pour les écoulements unidimensionnels graduellement variés (chap. 6). Chacune des unités spatiales alimentant le réseau est généralement assimilée à un plan incliné, les ruissellements s'y produisant étant estimés avec l'approximation de l'onde diffusante ou de l'onde cinématique des équations de Barré de Saint-Venant pour les écoulements en nappe⁴. A leur entrée dans le réseau hydrographique, les ruissellements sont combinés avec ceux provenant de l'amont du réseau et sont ensuite propagés dans le réseau vers l'aval. L'approximation de l'onde diffusante ou de l'onde cinématique pour les écoulements concentrés est souvent utilisée à cet effet (cf. modèle SOCONT, Bérond *et al.*, 1995 ; modèle URBS-UH, Rodriguez *et al.*, 2003).

La modélisation à bases physiques du transfert ne repose pas nécessairement sur le type de représentation décrit ci-dessus. Le bassin peut aussi être discrétisé en mailles carrées régulières, chacune d'entre elles étant assimilée à un plan avec des pentes données dans les directions x et y . Les ruissellements sur ces mailles, parfois nommées mailles versant, sont transférés des mailles amont aux mailles aval jusqu'à atteindre un point d'entrée dans le réseau hydrographique principal. L'approximation de l'onde diffusante ou de l'onde cinématique pour les écoulements en nappe est généralement utilisée à cet effet. La description du réseau et la modélisation des écoulements qui s'y propagent est effectuée ensuite de la même façon que dans la représentation précédente (cf. modèle IHDM, Calver, 1988 ; modèle SHE, Abbott *et al.*, 1986ab).

Même si elles sont à bases physiques, ces différentes approches nécessitent souvent le calage de divers paramètres tels que la rugosité des différentes mailles de la discrétisation.

Le modèle de l'onde cinématique est présenté dans l'annexe 5.7.1 pour le cas simplifié d'un écoulement en nappe sur un plan rectangulaire incliné. A l'instar des autres modélisations à bases physiques, la modélisation du transfert obtenue avec cette approche est non linéaire. En particulier, le temps de concentration t_c d'un plan incliné uniforme, obtenu avec le modèle de l'onde cinématique, est une fonction décroissante de l'intensité i_e de la pluie nette :

$$t_c = \frac{6,9}{i_e^{0,4}} \left[\frac{n \cdot L}{\sqrt{S_0}} \right]^{0,6} \quad (5.11)$$

avec t_c en [min], i_e en [mm/h], avec n , L et S_0 la rugosité du plan, sa longueur [m] et sa pente [-].

⁴ Si la description du réseau hydrographique principal est suffisamment fine, une simplification fréquente consiste à considérer que les ruissellements en sortie de ces unités spatiales sont simplement la pluie nette, retardée d'un temps d'introduction dans le réseau à définir.

5.3.4 Modèles déterministes conceptuels

Les modèles de translation déterministes conceptuels se basent généralement sur un modèle de drainage et un modèle de vitesse appliqués tous deux à une discrétisation spatialisée du bassin versant (fig. 5.12).

Le modèle de drainage permet d'estimer la direction des ruissellements en tout point de la discrétisation du bassin. Il peut être simplement dérivé d'un Modèle Numérique d'Altitude (MNA) (chap. 2). Dans le cas d'un MNA produit pour un maillage carré régulier, la direction de drainage retenue en chaque maille est par exemple fréquemment choisie parmi les 8 directions élémentaires possibles et correspond classiquement à celle donnant la plus grande pente. Le réseau de drainage correspondant au modèle de drainage permet de connaître le chemin parcouru par n'importe quelle particule d'eau de pluie tombant sur le bassin (fig. 5.12b).

Le modèle de vitesse est utilisé pour estimer le temps nécessaire à une particule d'eau de pluie, tombée en un endroit quelconque du bassin, pour traverser chaque maille trouvée sur son parcours jusqu'à l'exutoire. Chaque particule est généralement supposée se déplacer de son lieu de production à l'exutoire du bassin versant indépendamment des autres particules. Les modèles de vitesses distinguent souvent les mailles « versant » des mailles « réseau » au sein desquelles la vitesse est plus grande (Zech *et al.*, 1993). La vitesse de ruissellement peut aussi dépendre du débit transité (Lhomme *et al.*, 2004).

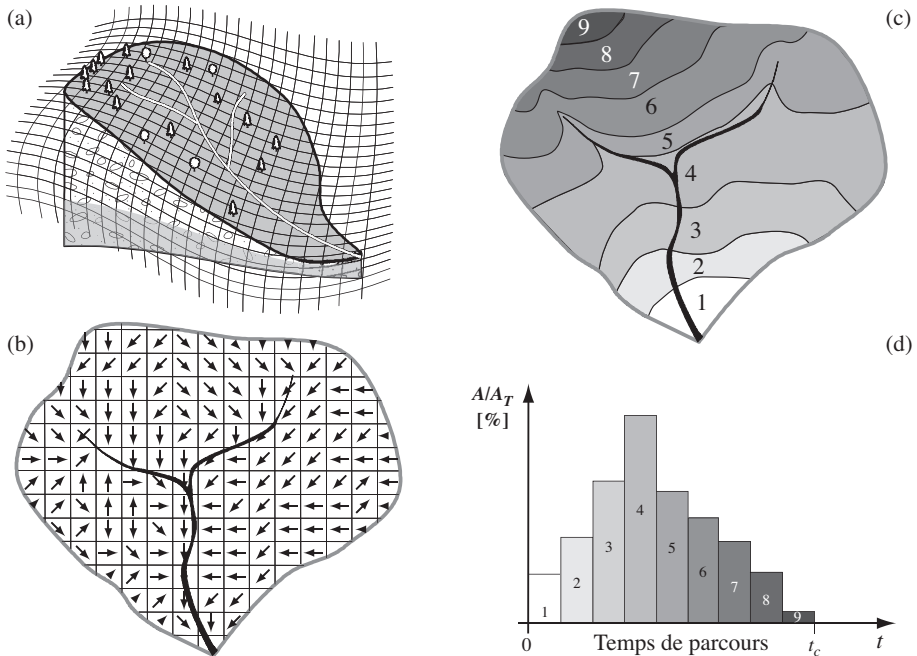


Fig. 5.12 Principe d'un modèle de translation conceptuel basé sur un modèle de drainage et un modèle de vitesse pour l'estimation de la fonction de transfert : (a) bassin versant et modèle numérique d'altitude ; (b) réseau de drainage dérivé du modèle de drainage ; (c) temps de parcours jusqu'à l'exutoire dérivés des modèles de drainage et de vitesses (courbes isochrones) ; (d) fonction de densité (discrétisée) des temps de parcours pour une pluie nette instantanée.

Le temps de parcours T_m de la particule d'eau de pluie tombée en un point m donné du bassin pour rejoindre l'exutoire (fig. 5.12c), est finalement obtenu comme la somme des temps nécessaires à la traversée des différentes mailles rencontrées sur son parcours :

$$T_m = \sum_{k=1}^p \frac{l_k}{v_k} \quad (5.12)$$

avec l_k la distance à parcourir sur la $k^{\text{ème}}$ maille du parcours et avec v_k la vitesse de transfert sur cette maille. Cette approche nécessite aussi le calage de différents paramètres dont ceux impliqués dans le modèle de vitesse.

5.3.5 Modèles de translation linéaires et Hydrogramme Unitaire

Un modèle de translation peut être une fonction de transfert linéaire aux deux conditions suivantes : 1) les particules d'eau de pluie transitent au sein du réseau de drainage indépendamment des autres particules et 2) les vitesses de transit au sein des différentes mailles ne dépendent que de la position de la maille au sein du bassin – et non pas de l'intensité des précipitations ou des flux en transit sur la maille. Cette seconde condition est par exemple vérifiée si le modèle de vitesse exprime la vitesse de transfert comme une fonction des seuls paramètres de pente et de rugosité de la maille traversée.

Si le modèle de translation est linéaire, il peut fournir simplement les fonctions de réponse liées à la théorie de l'HU :

- La densité statistique du temps de séjour d'une particule d'eau de pluie sur le bassin versant est, à un facteur de normalisation près – la surface du bassin considéré, un HUI du bassin (fig. 5.12d).
- La courbe «Aire-Temps de concentration» du bassin est, à un facteur de normalisation près – la surface du bassin considéré, la courbe en S du bassin (fig. 5.1d).

Dans le cas d'un modèle linéaire, les surfaces des secteurs compris entre les courbes isochrones du bassin versant séparées d'une même durée Δt peuvent être déduites de la courbe Aire-Temps. La convolution de l'histogramme de ces surfaces et de la pluie nette permet d'obtenir l'hydrogramme d'écoulement direct correspondant. Cette méthode est connue sous le terme de méthode des isochrones. Elle est décrite plus en détail par Musy et Higby, 2004.

Si le modèle de translation n'est pas linéaire, la densité statistique du temps de séjour et la courbe Aire-Temps varient a priori au cours du temps et ne peuvent pas être reliées aux fonctions de réponses introduites dans la théorie de l'HU. Dans ce cas, la méthode des isochrones n'est pas applicable.

5.4 MODÈLES À RÉSERVOIRS

5.4.1 Principe

Contrairement aux modèles de translation, pour un modèle à réservoir(s), le bassin versant n'est pas forcément discrétisé ; il peut être considéré globalement. Dans ce

cas, la simulation du transfert est obtenue par le seul stockage temporaire, au sein d'un ou plusieurs réservoirs conceptuels, de la pluie nette tombée sur les pas de temps précédents. Les modèles à réservoir(s) ne cherchent pas à représenter les chemins parcourus par les écoulements au sein du bassin versant. Ils ne relèvent donc pas de l'approche géomorphologique. En revanche, leurs paramètres peuvent parfois être dérivés de certaines caractéristiques géomorphologiques du milieu.

La variété des modèles à réservoirs, encore appelés modèles capacitifs, est quasi infinie comme l'illustre l'inventaire de Perrin (2000). Ils ont des degrés de complexité variés, fonction du nombre de réservoirs utilisés, de leurs types respectifs ainsi que de leur organisation. Le principe général de ces modèles est décrit dans le paragraphe 3.2.2 du chapitre 3.

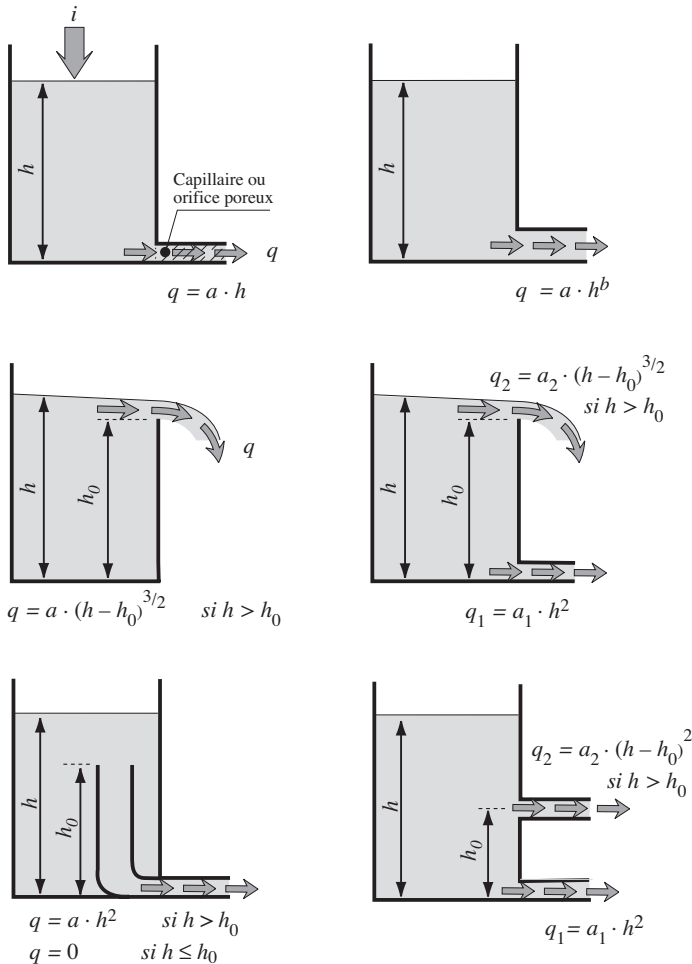


Fig. 5.13 Réservoirs types utilisés pour modéliser tout ou partie de la fonction de transfert (d'après Ministère de l'environnement, France, 1985).

Différents types de réservoirs fréquemment utilisés, parfois de façon combinée, pour modéliser la fonction de transfert, sont présentés dans la figure 5.13. Certaines des combinaisons utilisées sont illustrées dans la figure 5.14.

La simulation du transfert avec un modèle à réservoirs est dans un cas général assez aisée. Elle nécessite le développement d'un schéma numérique approprié (cf. différences finies) qui permet d'estimer l'évolution temporelle des volumes stockés dans chacun des réservoirs et l'évolution temporelle des différents flux associés.

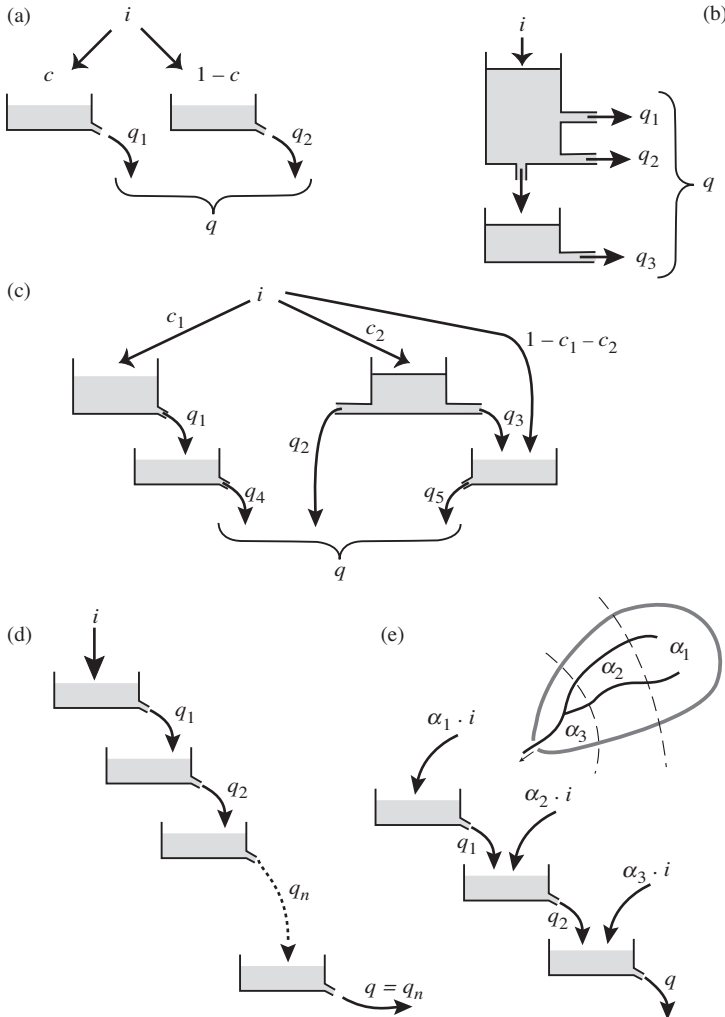


Fig. 5.14 Configurations typiques de modèles de transfert à réservoirs. (a) réservoirs linéaires en parallèle (cf. modèle IHACRES, Jakeman *et al.*, 1990 ; SOCONT ; Schaeffli *et al.*, 2005) ; (b) réservoirs divers en série (cf. modèle HBV ; Bergstrom, et Forsman, 1973) ; (c) configuration hybride (cf. modèle MODGLO ; Servat et Dezetter, 1991) ; (d) réservoirs linéaires en cascade ; modèle de Nash (Nash, 1957) ; (e) configuration permettant de prendre en compte une partie de la variabilité spatiale des apports sur le bassin (cf. Sugawara et Maruyama, 1956).

Dans cette section, seuls certains modèles à réservoirs sont détaillés : il s'agit en particulier du modèle à réservoir linéaire et du modèle de Nash. Leur comportement permet d'illustrer de façon intéressante le potentiel associé à ce genre de représentation. Ces modèles sont par ailleurs faciles à utiliser de par leur propriété de linéarité.

5.4.2 Le modèle à réservoir linéaire

Le modèle à réservoir linéaire est de loin le plus utilisé pour modéliser la fonction de transfert. Le comportement du réservoir est régi par seulement deux équations : l'équation de continuité et l'équation de vidange. La linéarité réside dans l'équation de vidange, le débit sortant étant supposé une fonction linéaire de la hauteur d'eau (ou du volume d'eau) stocké dans le réservoir :

$$\text{Equation de continuité : } \frac{dS(t)}{dt} = i(t) - q(t) \quad (5.13)$$

$$\text{Equation de vidange : } q(t) = S(t) / K \quad (5.14)$$

où $S(t)$ est le volume stocké au temps t dans le réservoir, où $i(t)$ et $q(t)$ sont respectivement le flux entrant et le flux sortant du réservoir, exprimés dans la même unité. K est la constante de temps du modèle, le seul paramètre du modèle à estimer. Si le stock représente la hauteur d'eau stockée sur le bassin (c'est-à-dire la lame d'eau), les unités de ces différentes variables sont souvent en [mm] pour S , en [mm/h] pour les flux i et q et en [h] pour K . Les flux ont alors la dimension d'une vitesse – ce sont par exemple l'intensité des précipitations pour i , le débit spécifique pour q . Si le stock représente le volume d'eau stocké au sein du bassin, les unités sont souvent en [m³] pour S , en [m³/s] pour les flux i et q et en [s] pour K .

En combinant les équations de continuité et de vidange du réservoir, une équation différentielle linéaire du premier ordre est obtenue. Elle constitue l'équation d'un réservoir linéaire :

$$K \cdot \frac{dq}{dt} + q = i \quad (5.15)$$

Cette équation a une solution explicite qui s'obtient par séparation des variables. L'expression du flux sortant $q(t)$ (cf. le débit spécifique à l'exutoire) résultant du flux entrant $i(t)$ (cf. la pluie nette) est :

$$q(t) = q(t_0) \cdot e^{-\frac{t-t_0}{K}} + \int_{t_0}^t \frac{i(\tau)}{K} e^{-\frac{t-\tau}{K}} d\tau \quad (5.16)$$

avec $q(t_0) = q(t = t_0)$. C'est une expression particulière de l'expression générale obtenue pour un système linéaire invariant (encadré 5.1). L'hydrogramme unitaire instantané du modèle se déduit directement de cette expression. C'est l'exponentielle décroissante suivante :

$$u_0(t) = \frac{1}{K} e^{-\frac{t}{K}} \quad (5.17)$$

Il est facile d'en déduire l'expression de l'hydrogramme unitaire correspondant à une pluie nette de durée de référence τ . Il est défini par les équations suivantes :

$$\text{Pour } 0 < t < \tau: u_{\tau}(t) = \frac{1}{\tau} \left(1 - \exp\left(-\frac{t}{K}\right) \right) \quad (5.18)$$

$$\text{Pour } \tau < t: u_{\tau}(t) = \frac{1}{\tau} \exp\left(-\frac{t}{K}\right) \left(\exp\left(\frac{\tau}{K}\right) - 1 \right) \quad (5.19)$$

Selon ce modèle, le temps de concentration du bassin versant est infini. La constante de temps K estimée pour un bassin donné informe cependant sur la réactivité du bassin : 67 % d'un volume injecté instantanément dans le réservoir au temps $t = 0$ est écoulé au bout du temps $t = K$. La constante K est parfois assimilée au temps de concentration du bassin.

Hormis le fait qu'il ne nécessite l'estimation que d'un unique paramètre, l'intérêt principal du modèle à réservoir linéaire réside dans la possibilité d'obtenir une expression discrète explicite et exacte de la fonction de transfert (annexe 5.7.4). Les flux sortants moyens q_n , $n = 1..N$ sur les intervalles de temps $[n \cdot \Delta t, (n+1) \cdot \Delta t]$ peuvent être obtenus sur la base de la condition initiale et de la relation de récurrence suivantes :

$$\begin{cases} q_n = q_0 & \text{pour } n = 0 \\ q_n = \alpha \cdot q_{n-1} + (1 - \alpha) \cdot \left(\frac{i_n + i_{n-1}}{2} \right) & \text{pour } n > 0 \end{cases} \quad (5.20)$$

avec

$$\alpha = \exp(-\Delta t / K) \quad (5.21)$$

avec q_0 la valeur moyenne initiale du flux sortant et i_n la valeur du flux entrant moyen sur l'intervalle de temps $[n \cdot \Delta t, (n+1) \cdot \Delta t]$. Les flux moyens q_n et i_n sont exprimés dans la même unité (cf. [mm/h]), ainsi que les constantes K et Δt (cf. [h]). Trivial à mettre en œuvre, ce modèle est par suite largement utilisé (exemple 5.1).

5.4.3 Combinaisons de réservoirs linéaires

Le modèle de Nash

La fonction de transfert est parfois supposée pouvoir être approchée par le comportement d'une succession de n réservoirs linéaires montés en série et ayant le même coefficient de stockage K (fig. 5.14c). Cette cascade de réservoirs linéaires est connue sous le nom du modèle de Nash (Nash, 1957).

La résolution successive de l'équation du réservoir linéaire pour chacun des réservoirs permet d'obtenir l'expression de l'hydrogramme unitaire instantané du modèle de Nash (annexe 5.7.5). La résolution de l'équation $dq/dt = 0$ permet d'obtenir ensuite les expressions du temps de montée t_p et du débit de pointe q_p :

$$t_p = K(n-1) \quad (5.22)$$

$$q_p = \frac{1}{K \cdot \Gamma(n)} (n-1)^{(n-1)} \cdot e^{1-n} \quad (5.23)$$

Le modèle de Nash n'a que deux paramètres, n et K , mais il peut accommoder une grande variété de formes d'hydrogrammes. Les figures 5.15 et 5.16 illustrent la sensibilité du modèle à ces deux paramètres : n a essentiellement une influence sur la forme de l'HUI alors que K agit sur la position de la pointe de l'HUI.

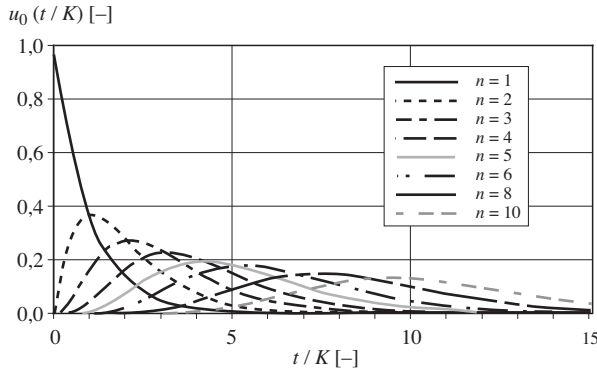


Fig. 5.15 Fonction de réponse unitaire $u(t/K)$ d'une cascade de réservoirs linéaires pour différentes valeurs du paramètre n .

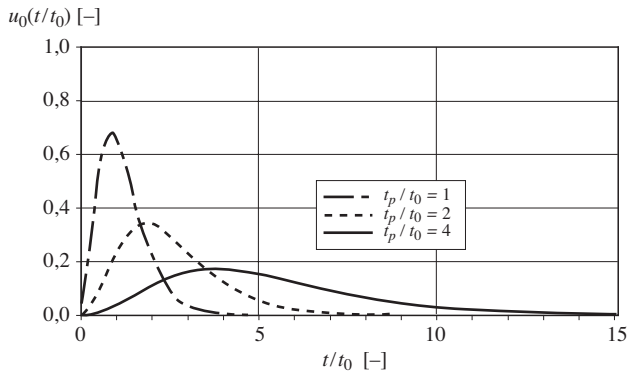


Fig. 5.16 Fonction de réponse unitaire $u(t/t_0)$ d'une cascade de réservoirs linéaires ($n = 4$) pour différentes valeurs du rapport t_p/t_0 (et donc pour différentes valeurs de $K = t_p/(n - 1)$).

Par ailleurs, le produit $n \cdot K$ est égal au décalage temporel entre le centre d'inertie de l'entrée et le centre d'inertie du signal obtenu en sortie du $n^{\text{ème}}$ réservoir. A décalage temporel fixé (cf. $n \cdot K = 1$), le débit de pointe augmente et l'HUI s'affine si le nombre de réservoirs augmente (fig. 5.17).

Une cascade d'un nombre fini de réservoirs linéaires est en fait un cas intermédiaire entre deux modèles extrêmes, un modèle de stockage pur ($n = 1$) et un modèle de translation pure ($n \rightarrow \infty$) (Brutsaert, 2005). Autrement dit, une cascade d'un nombre fini de réservoirs peut accommoder à la fois des effets de stockage et de translation sur les versants et dans le réseau. Ce modèle permet en pratique de régler la réactivité simulée du bassin versant en termes de temps de montée de la crue unitaire et en

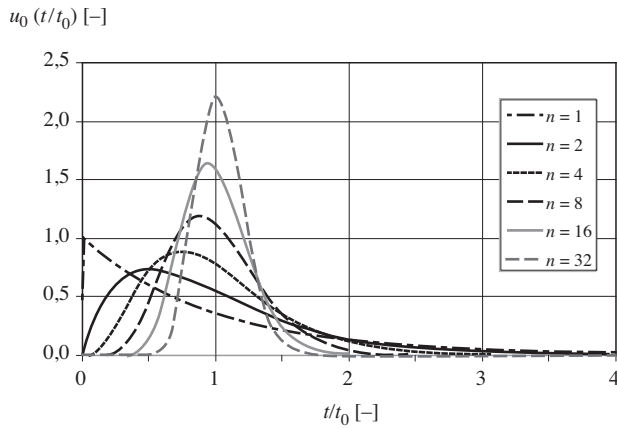


Fig. 5.17 Hydrogramme Unitaire Instantané d'une cascade de réservoirs linéaires pour différentes valeurs du paramètre n lorsque le produit $K \cdot n$ est constant et égal à 1.

termes de décalage temporel entre les centres d'inertie de la précipitation nette et de l'hydrogramme de ruissellement direct résultant.

Exemple 5.1

On désire simuler, à l'aide du modèle de Nash composé de deux réservoirs linéaires, l'hydrogramme de ruissellement direct résultant de la pluie nette décrite dans le tableau 5.2 pour un bassin versant de 100 km². La constante de temps de chaque réservoir est estimée à 1 h 30 min.

Tableau 5.2 Hyétoگرامme de pluie nette et hydrogrammes sortant des deux réservoirs en série r_1 et r_2 .

t [h]	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
i_n [mm/h]	0	2	4	6	1	0	2	5					
$q_{r1,n}$ [mm/h]	0	0,5	1,7	3,3	3,4	2,0	1,5	2,5	2,5	1,3	0,7	0,3	0,2
$q_{r2,n}$ [mm/h]	0	0,1	0,6	1,5	2,4	2,6	2,2	2,1	2,3	2,1	1,5	1,0	0,7

L'hydrogramme sortant du premier réservoir est obtenu en appliquant de façon itérative l'équation suivante avec $\alpha = 0,513$ avec $q_{r1,0} = 0$.

$$q_{r1,n} = \alpha \cdot q_{r1,n-1} + (1 - \alpha) \cdot \left(\frac{i_n + i_{n-1}}{2} \right) \quad (5.24)$$

L'hydrogramme sortant du second réservoir est obtenu en appliquant de façon itérative l'équation suivante avec $\alpha = 0,513$ avec $q_{r2,0} = 0$.

$$q_{r2,n} = \alpha \cdot q_{r2,n-1} + (1 - \alpha) \cdot \left(\frac{q_{r1,n} + q_{r1,n-1}}{2} \right) \quad (5.25)$$

L'hydrogramme résultant a deux pointes de crue (fig. 5.18) : il a pour temps de montée 5 h et pour débit moyen horaire maximum 2,6 mm/h soit 35,5 m³/s.

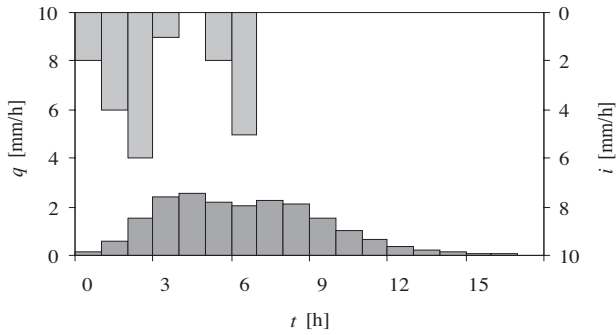


Fig. 5.18 Hyétogramme de pluie nette et hydrogramme de ruissellement direct obtenu par simulation avec une cascade de deux réservoirs linéaires.

Réservoirs en série avec différentes constantes K

Il est aussi possible de combiner en série des réservoirs ayant chacun des constantes de temps différentes. Dans le cas de 2 réservoirs, de constantes de temps respectives K_1 et K_2 , l'HUI correspondant est déterminé par le produit de convolution suivant :

$$u_2(t) = \int_0^t \frac{1}{K_1 \cdot K_2} \exp[-\tau / K_1] \cdot \exp[-(t - \tau) / K_2] \cdot d\tau \quad (5.26)$$

d'où

$$u_2(t) = \frac{\exp[-t / K_1] - \exp[-t / K_2]}{K_1 - K_2} \quad (5.27)$$

Il est par ailleurs possible de montrer, sur la base de l'équation (5.20) que le débit moyen sur l'intervalle de temps $[n \cdot \Delta t, (n + 1) \cdot \Delta t]$ produit par deux réservoirs en série de constantes de temps respectives K_1 et K_2 peut être estimé sur la base de l'équation de récurrence suivante :

$$q_n = (\alpha_1 + \alpha_2) \cdot q_{n-1} - \alpha_1 \alpha_2 \cdot q_{n-2} + (1 - \alpha_1)(1 - \alpha_2) \cdot (i_n + 2i_{n-1} + i_{n-2})/4 \quad (5.28)$$

avec

$$\alpha_1 = \exp(-\Delta t / K_1) \text{ et } \alpha_2 = \exp(-\Delta t / K_2) \quad (5.29)$$

Pour un nombre de réservoirs donné, l'HUI correspondant est en fait principalement dépendant de la somme des constantes de temps $K_1 + K_2 + \dots K_n$ qui détermine le décalage temporel total entre les centres d'inertie de l'entrée et de la sortie. A somme $K_1 + K_2 + \dots K_n$ fixée, la forme de l'HUI dépend peu des valeurs prises respectivement par chacune des constantes de temps. Comparé à la cascade de Nash, ce type de modèle n'a donc pas d'intérêt marqué, d'autant qu'il nécessite la détermination des différentes constantes $K_1, K_2, \dots K_n$ au lieu du paramètre unique K pour le modèle de Nash.

Réservoirs en parallèle

Les combinaisons de réservoirs linéaires montés en parallèle sont d'autres structures à réservoirs fréquemment utilisées pour la modélisation du transfert (fig. 5.14a). Les différents réservoirs sont décrits par des constantes de temps différentes ce qui permet de représenter des processus de génération des débits de rapidités différentes. La plupart des représentations se limitent à deux réservoirs censés représenter respectivement les écoulements lents et les écoulements rapides. Cette représentation donne, dans beaucoup de cas, une performance déjà raisonnable.

Ces représentations nécessitent la définition d'une fonction de répartition qui permet de distribuer la pluie nette entre les différents réservoirs. Dans le modèle ABCD (Thomas, 1981) ou le modèle IHACRES (Jakeman *et al.*, 1990) par exemple, la répartition entre le réservoir « lent » et le réservoir « rapide » est effectuée sur la base d'un coefficient constant à caler. La répartition peut aussi être variable dans le temps. Elle dépend alors souvent du taux de remplissage de l'un des réservoirs comme dans le modèle TOPMODEL (Beven et Kirby, 1979) et le modèle SOCONT (Schaeffli *et al.*, 2005).

Il est important de noter que, plus la structure du modèle à réservoir est complexe, plus le nombre de paramètres à estimer est important. Une fonction de répartition des flux entre réservoirs introduit par exemple toujours un paramètre supplémentaire à caler.

5.4.4 Modèles à réservoir non linéaire

Les modèles à réservoir non linéaire sont également fréquemment utilisés pour modéliser le transfert, en particulier en milieu urbain, car ils permettent en principe de reproduire la réactivité plus importante des bassins versants lorsque la sollicitation pluviométrique augmente. La non-linéarité réside la majeure partie du temps dans l'équation de vidange. Elle est souvent du type :

$$q(t) = a \cdot h(t)^b \quad (5.30)$$

avec a et b deux constantes à estimer. Le paramètre b détermine le degré de non-linéarité, a la réactivité du bassin (a n'est plus dans le cas général l'inverse d'un temps). La valeur de $5/3$ est fréquemment retenue pour le paramètre b , en particulier dans le cas des bassins urbains⁵. L'équation de comportement du réservoir est alors :

$$\frac{dh(t)}{dt} + a \cdot h(t)^b = i(t) \quad (5.31)$$

Contrairement à l'équation du réservoir linéaire, cette équation n'a pas de solution explicite et sa résolution nécessite l'utilisation de techniques numériques telles que les différences finies. En l'absence d'apports récents ($i(t) = 0$ pour $t > t_0$), il est possible de

⁵ Lorsque $b = 5/3$, le modèle du réservoir non linéaire est souvent assimilé à une formulation approchée du modèle de l'onde cinématique où le modèle de frottement serait celui de Manning. Il est par suite fréquent d'exprimer le paramètre a du réservoir non linéaire sous la forme : $a = W \cdot S^{0.5} / (n \cdot A)$ où n , S , W et A sont respectivement la rugosité de surface, la pente, la largeur équivalente et la superficie du bassin. La réactivité de différents bassins peut être comparée par le biais de ce paramètre a .

déterminer l'expression analytique de la courbe de récession produite par ce réservoir. Son expression varie suivant la valeur de b (chap. 8, § 8.3.1).

5.5 CHOIX D'UN MODÈLE ET ESTIMATION DES PARAMÈTRES

De multiples modèles sont possibles pour simuler le transfert des ruissellements à l'exutoire d'un bassin. Le choix d'une méthode d'estimation dépend de trop nombreux critères pour qu'ils soient tous mentionnés ici. Il est néanmoins possible de donner quelques éléments de réflexion pour l'orienter.

5.5.1 Choix d'un type de modélisation

Approche HU, modèles de translation ou de stockage

La théorie de l'hydrogramme unitaire a été beaucoup utilisée par le passé pour modéliser le transfert. Elle l'est beaucoup moins aujourd'hui. Les limitations liées à sa mise en œuvre sont nombreuses (cf. celles liées à l'identification de l'HU) et l'approche est peu appropriée aux contraintes dictées par les applications récentes de la modélisation hydrologique (cf. la simulation continue).

A l'heure actuelle, la modélisation du transfert repose majoritairement sur une représentation physique ou conceptuelle du fonctionnement du bassin versant. Les modèles à réservoirs sont sans conteste les modèles de transfert les plus utilisés ; ils présentent l'avantage d'une grande simplicité, offrent généralement une performance tout à fait honorable et ils sont surtout parcimonieux (c'est-à-dire ils ne nécessitent que très peu de paramètres). Leurs paramètres doivent cependant être obtenus par calage (§ 5.5.2). Par suite, ils ne permettent pas d'estimer l'influence d'une modification du réseau de drainage sur la fonction de transfert (cf. du fait de l'urbanisation du milieu). Par ailleurs, ils présentent aussi l'inconvénient de considérer le bassin versant dans sa globalité. Ils sont de fait peu appropriés pour prendre en compte la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques et/ou des caractéristiques physiographiques du bassin. Cette approche implique soit l'application du modèle pour les seuls petits bassins versants, soit le découpage du bassin en sous-bassins puis l'application du modèle séparément pour chacun d'entre eux. Ces remarques valent également pour la modélisation du transfert avec la méthode de l'Hydrogramme Unitaire.

L'apparition des Systèmes d'Information Géographique et des Modèles Numériques de Terrain a rendu possible l'extraction du réseau de drainage et de certaines de ses caractéristiques. Ces outils permettent aussi de tenir compte plus facilement de la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques et des caractéristiques physiographiques du bassin. De ce fait, les modèles spatialisés ont connu un essor important depuis la fin du XX^e siècle. Les modèles de translation, à bases physiques ou conceptuels, ont ainsi gagné en popularité et ceci, malgré le côté souvent fastidieux de leur développement et de leur mise en œuvre. Un intérêt majeur de ces modèles réside dans le fait que la fonction de transfert peut en principe être dérivée des seules caractéristiques géomorphologiques du milieu. Si c'est effectivement le cas, la fonction de transfert peut donc être mise à jour facilement au fur et à mesure des changements supportés par le réseau de drainage. En pratique souvent, certains paramètres de ces modèles doivent être estimés par calage (§ 5.5.2).

Il est intéressant de noter que ces deux approches, stockage et translation, ne sont pas incompatibles et que certains modèles de transfert sont en fait des modèles hybrides. Un modèle de translation peut par exemple être utilisé pour combiner les débits produits sur les différentes parties du bassin par autant de modèles à réservoirs (Bérod *et al.*, 1995).

Il faut finalement mentionner qu'une autre approche est parfois utilisée pour modéliser le transfert. Elle est issue des méthodes d'identification et de contrôle optimal utilisées en traitement du signal (Longchamp, 2006). En hydrologie, cette méthode de type empirique est presque exclusivement utilisée dans le cadre très ciblé de la prévision des débits (chap. 10). Cette approche est présentée pour mémoire à l'annexe 5.7.6.

Modélisation linéaire/non linéaire/pseudo-linéaire

La réactivité d'un bassin devrait avoir tendance à augmenter avec l'intensité de la pluie nette. Pour la fonction de transfert, diverses études ont été menées pour tenter de mettre en évidence cette non-linéarité. Mises à part celles qui se sont focalisées en zone urbaine, où la non-linéarité semble aujourd'hui faire l'unanimité, ces études n'ont jamais été concluantes et ont souvent abouti à des conclusions contradictoires.

Minshall (1960) propose l'une des rares études où il a été possible de montrer, pour un bassin versant rural, que les caractéristiques de l'hydrogramme unitaire varient progressivement avec l'intensité moyenne de la pluie nette : quand cette dernière croît, le débit de pointe de l'hydrogramme unitaire augmente et le temps de montée diminue (fig. 5.19).

La nécessité de prendre en compte la non-linéarité éventuelle de la fonction de transfert n'est donc, pour les bassins ruraux, pas évidente. Diverses études ont par ailleurs montré que l'utilisation d'une approche non linéaire n'améliore pas de façon significative la qualité des résultats. Il n'y a dans ce cas aucun avantage à utiliser une

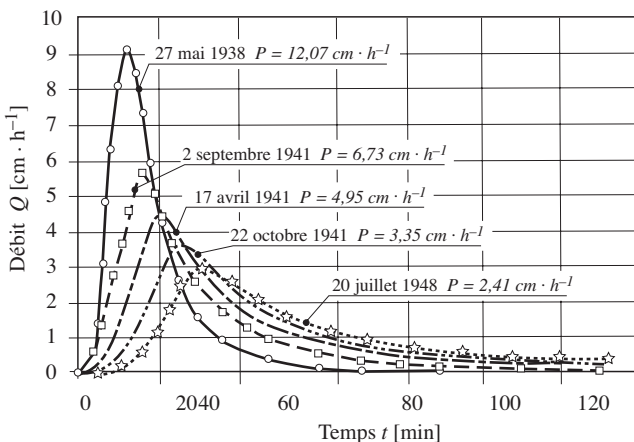


Fig. 5.19 Illustration de la non-linéarité possible de la réponse unitaire à la pluie nette. Résultats obtenus pour un petit bassin rural de 11 ha aux Etats-Unis. La durée de référence de la pluie nette est approximativement la même pour les différents événements (d'environ 15 min) (selon Minshall, 1960).

fonction de transfert non linéaire dont la mise en œuvre est inévitablement plus compliquée que la mise en œuvre d'une fonction de transfert linéaire.

Pour finir, il est intéressant de mentionner l'existence de modèles intermédiaires entre les modèles linéaires et les modèles non linéaires, à savoir les modèles pseudo-linéaires. Pour ces modèles, la réponse du bassin versant aux pluies nettes est supposée vérifier les conditions d'invariance et de linéarité au cours d'un événement pluie-débit donné mais pas forcément entre événements. Le modèle peut alors bénéficier des techniques de résolution simples disponibles pour les modèles linéaires et prendre en compte une partie de la non-linéarité supposée entre événements.

Par exemple, différents auteurs suggèrent de prendre pour la constante de temps du réservoir linéaire la valeur obtenue sur la base de l'expression ci-dessous, qui est en fait l'expression du temps de concentration obtenu pour un plan incliné de longueur L , de rugosité n et de pente S_0 , sous les différentes hypothèses de l'onde cinématique. Cette formulation est par exemple utilisée dans les logiciels d'écoulement en réseau OTTHYMO (Wisner et P'ng, 1983) et MOUSE (développé par le Danish Hydraulic Institute).

$$K = \frac{6,9}{i_e^{0,4}} \left[\frac{n \cdot L}{\sqrt{S_0}} \right]^{0,6} \quad (5.32)$$

où i_e est l'intensité moyenne maximale la pluie nette considérée (annexe 5.7.1). Des expressions similaires, faisant dépendre ce paramètre des caractéristiques de la précipitation, ont été proposées. Elles se basent généralement sur une régionalisation des paramètres obtenus par calage sur différents bassins versants urbains et pour différents événements pluvieux (cf. Kidd, 1978 pour les USA ; Desbordes, 1984 pour la France). Les modèles pseudo-linéaires sont en fait mal appropriés aux exigences actuelles de simulation continue et ont tendance à céder la place aux autres approches.

5.5.2 Estimation des paramètres

Les techniques d'estimation des paramètres sont différentes suivant le type de modèle retenu pour la simulation du transfert et suivant la disponibilité des données.

Estimation des paramètres pour les bassins jaugés

Les méthodes d'identification de l'Hydrogramme Unitaire et les difficultés associées ont déjà été évoquées dans le paragraphe 5.2.5. Elles ne seront plus évoquées ici.

Les paramètres des approches géomorphologiques, basées sur un modèle de translation, peuvent en principe être extraits de l'information géographique disponible sur le bassin. Les systèmes d'information géographiques (SIGs) constituent à cet effet une source d'information intéressante. La nature de la couverture des sols ainsi que la topographie sont souvent les informations principales utilisées à cet effet (tab. 5.3, cf. aussi Bérod *et al.*, 1995). De façon générale, l'extraction automatique du réseau de drainage et de ses caractéristiques est cependant souvent difficile (chap. 2). En milieu urbain cependant, les diverses données nécessaires à la description du réseau artificiel de drainage des eaux de pluie – constitué de la voirie pour sa partie superficielle et du réseau d'assainissement pour sa partie sub-superficielle, sont souvent accessibles par le biais des SIGs mis en place par la commune pour gérer le milieu et ces ouvrages spécifiques (Rodriguez *et al.*, 2003).

Tableau 5.3 Valeurs du coefficient de rugosité n en fonction du type de surface proposées par The Institution of Engineers (IEAust, 1987) pour l'application de l'onde cinématique en milieu urbain.

Type de surface	n_{min}	n_{max}
Béton ou asphalte	0,010	0,013
Sable dénudé	0,010	0,016
Surface graveleuse	0,012	0,030
Argile dénudé – sol limoneux	0,012	0,033
Végétation clairsemée	0,053	0,130
Prairie herbacée	0,100	0,200
Pelouse	0,170	0,480

Quel que soit le modèle de transfert développé, modèle de translation ou modèle à réservoir, il est le plus souvent nécessaire d'estimer ou d'adapter certains paramètres par calage. Lorsque des données concomitantes de précipitations et de débits sont disponibles, l'estimation des paramètres des modèles de transfert conceptuels est classiquement réalisée par la minimisation des erreurs obtenues entre les hydrogrammes simulés et les hydrogrammes observés. Le lecteur pourra se reporter au chapitre 3 pour plus d'information sur les différents aspects de la procédure standard d'estimation. Rappelons cependant que l'hydrologue est a priori toujours confronté aux problèmes inhérents à la séparation d'hydrogramme et à l'estimation de la pluie nette, étapes nécessaires à l'estimation préalable du hyétogramme de pluie nette et de l'hydrogramme de ruissellement direct qui est supposé en résulter.

Pour cette raison, il est peu recommandé de caler les paramètres du modèle de façon à ce qu'il reproduise en priorité la montée de l'hydrogramme et son débit maximum. Ces caractéristiques sont en effet largement déterminées par la forme et par les intensités maximales du hyétogramme de pluie nette. De ce fait, un calage effectué dans le but de reproduire ces caractéristiques conduit généralement à compenser par le biais du modèle de transfert les imperfections liées à l'estimation de la pluie de bassin (hauteur, variabilité spatiale) et des pertes aux ruissellements – ces dernières font appel à des modèles nécessairement simplifiés et imparfaits, cf. chapitres 2 et 4. L'estimation des paramètres de transfert qui en résulte risque d'être peu pertinente. A contrario, un calage effectué de sorte que le modèle reproduise correctement la forme de la récession conduit en principe à une estimation plus raisonnable et plus robuste des paramètres de transfert car moins sensible aux erreurs d'estimation sur la pluie nette.

Du fait de ces difficultés, la pratique qui se généralise pour l'estimation des paramètres de transfert consiste à ne plus traiter séparément la production du transfert. Un modèle hydrologique qui représente l'ensemble des principaux processus à l'origine du débit total observé à l'exutoire du bassin est alors construit. Les différents paramètres de la fonction de production et de la fonction de transfert sont estimés au cours d'une unique procédure de calibration – éventuellement hiérarchique ou multisignal. Cette approche peut être utilisée tant pour les modélisations événementielles que pour les modélisations continues (chap. 3).

Estimation des paramètres pour les bassins non-jaugés

L'estimation des paramètres pour les bassins versants non-jaugés fait appel aux techniques de régionalisation décrites dans le chapitre 11. Le principe est d'utiliser l'information disponible sur les bassins jaugés de la région pour le bassin non jaugé

considéré. Il est nécessaire pour cela que les bassins versants appartiennent à une région hydro-climatique homogène.

De nombreuses études de régionalisation ont été réalisées pour régionaliser les paramètres de transfert d'un modèle donné. Les variables explicatives fréquemment retenues pour expliquer la variabilité des paramètres de transfert d'un bassin à un autre sont en premier lieu sa surface ou tout autre paramètre lié (cf. périmètre du bassin, longueur du réseau hydrographique) ainsi que sa pente (Perrin, 2000). Par exemple, les expressions régionales pour prédéterminer la constante de temps K d'un réservoir linéaire sont souvent similaires à celles proposées pour le temps de concentration des bassins. Une expression courante en zone de relief marqué a la forme suivante :

$$K = K_0 \left(\frac{n}{n_0} \right)^a \left(\frac{A}{A_0} \right)^b \left(\frac{S}{S_0} \right)^{-c} \tag{5.33}$$

avec A , S et n la surface, la pente et la rugosité de surface moyenne du bassin non-jaugé considéré, avec A_0 , S_0 et n_0 la surface, la pente et la rugosité de surface d'un bassin de référence pour lequel la constante de temps est K_0 et avec a , b et c trois constantes à estimer (b et c sont souvent proches de 0,5).

D'autres paramètres liés à la nature de la couverture des sols apparaissent aussi parfois dans ces expressions régionales ; ils influencent la réactivité des bassins versants par le biais de la rugosité des versants. Le pouvoir explicatif de ces variables pour les paramètres de transfert est généralement fort et des coefficients de détermination entre paramètres optimaux – obtenus par calage, et paramètres régionaux – estimés avec le modèle régional, supérieurs à 0,7 sont souvent obtenus.

Quel que soit le modèle régional retenu, il est important, pour utiliser ces formules de façon pertinente, de considérer la configuration du bassin versant avec soin. Une utilisation erronée de ces expressions régionales est souvent commise lorsque les bassins versants sont constitués de sous-bassins similaires alimentant en parallèle la station hydrographique considérée (exemple 5.2).

Exemple 5.2

On désire simuler, à l'aide du modèle du réservoir linéaire, l'hydrogramme de ruissellement direct résultant de la pluie nette pour un bassin versant constitué de deux sous-bassins identiques situés en parallèle (tab. 5.4 et fig. 5.20). Le bassin complet, de surface $2A = 1000 \text{ km}^2$, est non-jaugé. La formule régionale suivante est disponible pour l'estimation de la constante de temps K du modèle. Cette formule a été obtenue sur la base des constantes de temps déterminées par calage pour différents bassins jaugés simples (bassins sans sous-bassins doubles) présents sur la région.

$$K(A) = K_0 \left(\frac{A}{A_0} \right)^{2/3} \tag{5.34}$$

où A est la surface du bassin considéré et où $K_0 = 8 \text{ h}$ est la constante de temps correspondant à un bassin de surface de référence $A_0 = 1000 \text{ km}^2$. L'utilisation de cette formule pour l'estimation de la constante de temps nécessaire à la simulation souhaitée est détaillée ci-dessous.

Tableau 5.4 Hyétogramme de pluie nette

$t \text{ [h]}$	0	1	2	3	4
$i \text{ [mm/h]}$	5	8	15	7	2

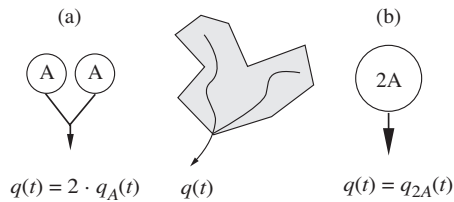


Fig. 5.20 Configuration du bassin (au milieu) et schématisations étudiées. (a) schématisation distribuée ; (b) schématisation globale.

Deux schématisations différentes sont considérées : a) les deux parties du bassin sont modélisées séparément et le débit du bassin complet est la somme des contributions respectives (fig. 5.20a) ; b) le bassin est considéré de façon globale (fig. 5.20b).

La valeur du paramètre K est évidemment différente selon la schématisation du bassin retenue (fig. 5.21a). Pour notre bassin de 1000 km^2 , on a $K(A = 1000 \text{ km}^2) = 8 \text{ h}$, et $K(A = 500 \text{ km}^2) = 5 \text{ h}$.

La schématisation distribuée, conduit à un hydrogramme présentant un temps de montée plus court et un débit de pointe plus important que la schématisation globale (fig. 5.21b). Elle est évidemment plus pertinente.

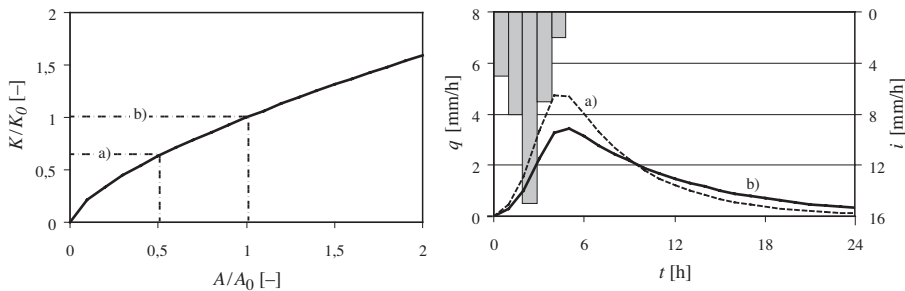


Fig. 5.21 A gauche : Modèle régional $K/K_0 = f(A/A_0)$. A droite : Hydrogrammes de ruissellement direct obtenus par simulation pour les configurations (a) et (b) de la figure 5.20.

Hydrogramme Unitaire Synthétique ou Régional

Il est aussi souvent possible de déterminer un HU Régional pour une région homogène donnée. Cela nécessite une synthèse des HUs moyens identifiés sur les différents bassins versants jaugés de la région. Un HU régional, parfois appelé HU Synthétique est alors obtenu. Une normalisation est réalisée à cet effet. Elle consiste à décrire les HUs moyens des différents bassins versants jaugés dans un diagramme adimensionnel avec, en abscisse, la variable t/t_p où t_p est, pour chaque bassin, le temps de montée de l'HU moyen correspondant et avec, en ordonnée, la variable $u(t)/u_p$ où u_p est l'ordonnée de l'HU moyen de ce bassin pour le temps de montée t_p . Les HUs moyens adimensionnels des différents bassins considérés doivent correspondre à une même durée de référence normalisée D_0/t_p (la durée de référence utilisée pour déterminer les HUs moyens des différents bassins versants doit donc être adaptée en conséquence pour chaque bassin). La figure 5.22 illustre ce principe.

L'intérêt de tels HUs synthétiques est que leurs paramètres principaux peuvent, en principe, être expliqués en fonction de diverses caractéristiques mesurables des

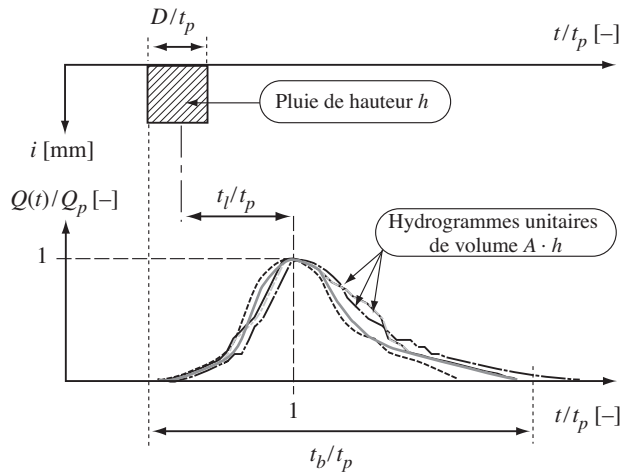


Fig. 5.22 Principe de l'Hydrogramme Unitaire Synthétique ou HU Régional. La normalisation des HUs obtenus pour les différents bassins versants de la région est effectuée sur la base de leur temps de montée et débit de pointe.

bassins versants. Ceci fait de nouveau appel aux techniques de régionalisation détaillées dans le chapitre 11. Par suite, il est possible d'estimer l'HU d'un bassin non-jaugé quelconque appartenant à la région d'étude pour peu que les caractéristiques nécessaires à la détermination des paramètres de l'HU puissent être identifiées. Cette démarche a par exemple été suivie par le Soil Conservation Service pour produire l'un des HUs synthétiques les plus connus (annexe 5.7.7).

5.6 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- Le transfert concerne de façon générale les différentes composantes de l'écoulement observé en un point donné du réseau hydrographique. Il est lié aux phénomènes de stockage et de routage des écoulements au sein du bassin versant.
- Le transfert des écoulements rapides est principalement déterminé par la géomorphologie du bassin, par les caractéristiques de ses versants et de son réseau hydrographique.
- Un système linéaire invariant possède les propriétés de superposition et de proportionnalité. Sa fonction de transfert peut être indifféremment décrite par l'une des trois fonctions de réponse suivantes : la réponse unitaire, la réponse impulsionnelle et la réponse indicielle.
- Le comportement hydrologique des bassins versants, vis-à-vis de la transformation pluie nette en débits, est a priori non linéaire et non stationnaire. Il est cependant souvent supposé linéaire et invariant.
- Les fonctions de réponses d'un bassin linéaire et invariant sont respectivement : son hydrogramme unitaire, son hydrogramme unitaire instantané et sa courbe en S .
- Le transfert de la pluie nette en hydrogramme de ruissellement direct est lié à la distribution statistique des temps de parcours des écoulements ou des ruissellements entre leurs lieux de production et l'exutoire considéré.

- Les modèles de translation relèvent d'une approche géomorphologique du transfert. Ils appréhendent le transfert comme le seul résultat des trajets parcourus par les écoulements au sein du bassin. Ils sont basés sur une représentation spatialisée du bassin versant. Ils sont fréquemment non linéaires.
- Les modèles de translation peuvent fournir les courbes isochrones et la courbe Aire-Temps du bassin. Lorsque le modèle de translation est linéaire, la courbe Aire-Temps est directement liée à la courbe en S du bassin.
- Les modèles à réservoirs relèvent d'une approche systémique du transfert. Ils modélisent le transfert par le biais du seul « stockage/déstockage » des eaux de surface ou subsuperficielles opéré par le bassin versant. Ils considèrent généralement le bassin dans sa globalité.
- La constante de temps du modèle à réservoir linéaire est égale au décalage temporel entre les centres d'inertie de la pluie nette et de l'hydrogramme de ruissellement direct correspondant.
- Une cascade de réservoirs linéaires permet de régler à la fois le temps de montée du débit de pointe de l'HUI et le décalage temporel entre les centres d'inertie de la pluie nette et de l'hydrogramme de ruissellement direct correspondant.
- La performance des modèles de transfert non linéaires n'est pas forcément meilleure que celle des modèles linéaires.
- L'estimation des paramètres d'un modèle de transfert se base parfois sur l'estimation préliminaire du hyétogramme de pluie nette (par l'application d'un modèle de production approprié) et sur l'estimation de l'hydrogramme de ruissellement direct (par une séparation d'hydrogramme appropriée). Cette approche est généralement source d'incertitudes importantes.
- L'estimation des paramètres d'un modèle de transfert, effectuée en même temps que l'estimation des autres paramètres du modèle hydrologique complet (et du module de production en particulier) est plus robuste.
- L'estimation la plus pertinente des paramètres de transfert n'est pas forcément celle qui conduit à la meilleure reconstitution de la montée et du pic de crue.
- Les modèles de transfert basés sur la théorie de l'hydrogramme unitaire sont aujourd'hui rarement utilisés. Les modèles de translations ou les modèles à réservoirs, voire les modèles mixtes, leur sont généralement préférés.

5.7 ANNEXES

5.7.1 Modèle de l'onde cinématique pour un plan rectangulaire incliné

Formulation générale du ruissellement sur un plan

Les équations unidirectionnelles de Barré de Saint-Venant (conservation de la masse et de la quantité de mouvement) peuvent être utilisées pour simuler le transfert des ruissellements de surface produits par une sollicitation d'intensité $i(t)$ sur un plan rectangulaire incliné, de pente S_0 , de longueur L et de largeur W .

$$\text{Continuité: } \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(V \cdot h) = i_e \quad (5.35)$$

$$\text{Quantité de mouvement: } \frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f - S_0 \right) = - \frac{i_e \cdot V}{h} \quad (5.36)$$

avec V et h la vitesse moyenne et la hauteur de l'écoulement, g la constante de gravité, S_f la pente de frottement. Dans le cas général, la sollicitation est $i_e(t) = i(t) - f(t)$ avec $i(t)$ l'intensité des précipitations, $f(t)$ l'intensité des pertes par infiltrations. Le problème est complètement défini si les conditions initiales et aux limites sont précisées. Elles sont si le plan est supposé initialement sec :

$$\text{Pour } 0 \leq x \leq L \text{ et } t = 0 : V = 0 \text{ et } h = 0 \quad (5.37)$$

$$\text{Pour } x = 0 \text{ et } t > 0 : V = 0 \text{ et } h = 0 \quad (5.38)$$

Modèle de l'onde cinématique

Lorsque l'on suppose que les termes des forces de gravité équilibrent les forces de frottement à la surface du plan et que les autres termes de l'équation sont nuls, on obtient le modèle simplifié dit de l'onde cinématique (cf. aussi chap. 6). L'équation de conservation de la quantité de mouvement se résume à :

$$S_0 = S_f \quad (5.39)$$

Un modèle de frottement (Manning, Chézy) permet alors de relier de façon univoque le débit par unité de largeur du plan à la hauteur de l'écoulement :

$$q = \alpha \cdot h^m \quad (5.40)$$

La combinaison de l'équation de continuité (où $V \cdot h = q$) et de cette équation de débit donne l'équation de l'onde cinématique :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha \cdot m \cdot h^{m-1} \frac{\partial h}{\partial x} = i_e \quad (5.41)$$

Dans le cas général, le problème n'a pas de solution explicite. Sa résolution est nécessairement numérique. Dans le cas où l'on suppose que la sollicitation $i(t)$ est uniforme et constante, le problème se simplifie. Il est tout d'abord intéressant de noter que l'expression de l'équation (5.41) peut s'écrire sous la forme de la différentielle totale suivante :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{dh}{dt} \quad \text{avec} \quad \frac{dx}{dt} = \alpha \cdot m \cdot h^{m-1} \quad \text{et} \quad \frac{dh}{dt} = i_e \quad (5.42)$$

Par suite, pour un observateur se déplaçant à la vitesse :

$$c = \frac{dx}{dt} = \alpha \cdot m \cdot h^{m-1} \quad (5.43)$$

La relation entre la hauteur d'eau et la sollicitation i_e est :

$$\frac{dh}{dt} = i_e \quad (5.44)$$

Les deux équations précédentes sont des équations différentielles ordinaires qui peuvent être résolues par la méthode des caractéristiques (Eagleson, 1970). Les solutions ne sont valables que sur les courbes caractéristiques définies par l'équation (5.43). Pour une surface initialement sèche, l'intégration de l'équation (5.44) et par suite de l'équation (5.43) donne :

$$h = h_0 + i_e \cdot t = i_e \cdot t \quad (5.45)$$

$$x = x_0 + \alpha \cdot i_e^{m-1} \cdot t^m \quad (5.46)$$

où x_0 est l'abscisse du point d'où démarre la caractéristique (à $t = 0$). Finalement l'équation de débit (éq. 5.40) donne le débit en tout point de la caractéristique :

$$q = \alpha \cdot (i_e \cdot t)^m \quad (5.47)$$

Les 3 dernières équations permettent d'estimer le temps de concentration, le profil de la ligne d'eau à l'équilibre et l'évolution du débit à l'exutoire du plan (c'est-à-dire pour $x = L$).

Temps de concentration

En supposant que $t = t_c$ pour $x - x_0 = L$, l'équation (5.46) donne l'expression du temps de concentration :

$$t_c = (L / \alpha i_e^{m-1})^{1/m} \quad (5.48)$$

Ce temps est le temps mis par l'onde pour parcourir la longueur du plan incliné L . Ce n'est pas le temps de parcours d'une particule d'eau provenant de la limite supérieure du plan incliné. Si le modèle de frottement retenu est celui de Manning, l'expression du temps de concentration est la suivante :

$$t_c = \frac{6,9}{i_e^{0,4}} \left[\frac{n \cdot L}{\sqrt{S_0}} \right]^{0,6} \quad (5.49)$$

avec t_c en [min], i_e en [mm/h], L en [m], S_0 en [-].

Ligne d'eau en régime permanent

Le régime permanent est atteint lorsque $\partial h / \partial t = 0$. L'expression de la ligne d'eau est obtenue par résolution de l'équation (5.41) :

$$h(x) = (i_e \cdot x / \alpha)^{1/m} \quad (5.50)$$

où $h(x)$ est la hauteur d'eau obtenue à l'abscisse x en régime permanent où l'axe des abscisses est parallèle à la pente et orienté de haut en bas.

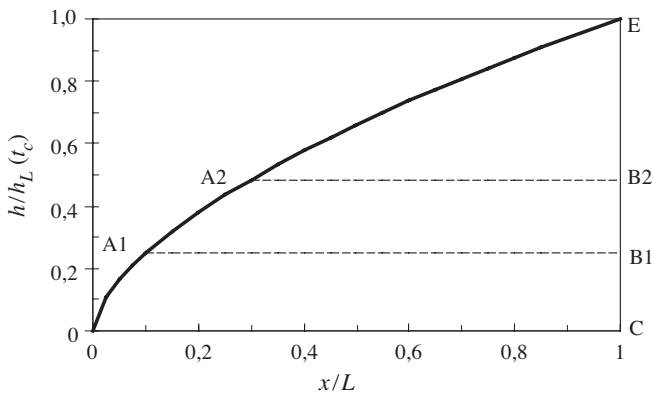


Fig. 5.23 Profil adimensionnel de la ligne d'eau. Profil obtenu en régime permanent (OA_3C) et pour deux instants précédant le régime permanent (OA_1B_1C et OA_2B_2C) par le modèle de l'onde cinématique où $h_L(t_c)$ est la hauteur de la ligne d'eau au temps $t = t_c$ à l'exutoire du plan incliné en $x = L$.

L'équation de débit (5.40) pour l'abscisse $x = L$ permet d'estimer le débit sortant, par unité de largeur, du plan incliné :

$$\text{en } x = L : q = \alpha \cdot h(L)^m = i_e \cdot L \quad (5.51)$$

On notera que le débit total sortant du plan incliné est :

$$Q = W \cdot q = W \cdot i_e \cdot L = A \cdot i_e \quad (5.52)$$

avec A , la surface du plan incliné et i_e l'intensité des précipitations nettes.

5.7.2 Méthodes d'identification de l'Hydrogramme Unitaire

Cas général : inversion matricielle

Différentes méthodes sont possibles pour l'identification de l'hydrogramme unitaire. Elles font appel à la technique de déconvolution. Si la pluie nette et l'hydrogramme de ruissellement sont décrits respectivement par M intensités moyennes i_m et N valeurs de débits Q_n , N équations peuvent être alors formulées pour Q_n , $n = 1, \dots, N$. Elles font apparaître les $N - M + 1$ inconnues u_k qui définissent l'HU (noter que comme $Q_{N+1} = 0$ alors les termes $u_{N-M+2} = u_{N-M+3} = u_{N-M+4} = u_N = u_{N+1}$ sont nuls). Ce système d'équations peut s'écrire sous forme matricielle de la façon suivante :

$$\begin{bmatrix} i_1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ i_2 & i_1 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ i_3 & i_2 & i_1 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ i_M & i_{M-1} & i_{M-2} & \dots & i_1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & i_M & i_{M-1} & \dots & i_2 & i_1 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & i_M & i_{M-1} \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 & \dots & 0 & i_M \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \\ \vdots \\ u_{N-M+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \\ \vdots \\ Q_M \\ Q_{M+1} \\ \vdots \\ \vdots \\ Q_{N-1} \\ Q_N \end{bmatrix} \quad (5.53)$$

ou encore sous forme synthétique :

$$[i] \cdot [u] = [Q] \quad (5.54)$$

avec $[u] = [u_1, u_2, \dots, u_{N-M+1}]^T$ le vecteur des $N - M + 1$ valeurs définissant l'hydrogramme unitaire cherché.

En général, le système d'équations est surdéterminé car le nombre d'équations (N) est plus grand que le nombre d'inconnues ($N - M + 1$).

Soit $[\hat{u}]$ une estimation de l'HU donnant l'estimation $[\hat{Q}]$ de l'hydrogramme observé $[Q]$ par convolution avec la pluie nette $[i] = [i_1, i_2, \dots, i_M]$. L'identification de l'HU consiste alors à trouver l'estimation $[\hat{u}]$ qui minimise l'erreur ε entre l'hydrogramme simulé $[\hat{Q}]$ et l'hydrogramme observé $[Q]$. Le système étant généralement surdéterminé, il est pour cela possible d'utiliser les méthodes classiques d'optimisation numérique. Ces méthodes n'assurent cependant pas que toutes les ordonnées de l'HU cherché soient positives (Chow *et al.*, 1988).

Cas particulier où la pluie nette est une pluie bloc

L'identification de l'hydrogramme unitaire d'un bassin donné est simplifiée dans le cas où il est possible de sélectionner un événement pluie-débit pour lequel la pluie nette présente un corps central bien marqué qui permette de considérer que le hyétogramme de pluie est : 1) concentré sur une durée courte τ et 2) présente pendant cette durée une intensité constante. Les différentes étapes de la procédure d'identification sont synthétisées ci dessous et illustrées dans l'exemple 5.3 présenté à la fin de cette annexe.

Pour chaque pas de temps, l'ordonnée de l'hydrogramme de ruissellement direct, obtenue par une méthode de séparation d'hydrogramme donnée, est normée par la lame ruisselée ($L_R = V_R/A$ où V_R est le volume ruisselé et A la surface du bassin). L'hydrogramme obtenu est l'hydrogramme unitaire induit par une averse unitaire de hauteur $h = 1$ et dont la durée de référence correspondant à la durée τ de l'incrément de pluie nette observé.

Identification pour une durée de référence quelconque

La durée de référence de l'HU identifié par l'une ou l'autre des méthodes précédentes est déterminée par les données disponibles (elle est égale en principe au pas de temps des données). Si cette durée de référence (cf. τ) ne correspond pas à la durée de référence souhaitée (cf. T), l'HU désiré peut être calculé par le biais de la courbe en S .

La courbe en S est d'abord produite à partir de l'HU correspondant à une pluie de hauteur h et de durée de référence τ . La soustraction de deux courbes en S décalées de l'intervalle de temps T permet ensuite d'obtenir les ordonnées de l'HU correspondant à une averse de hauteur $h \cdot T/\tau$ de durée T (fig. 5.5). Pour obtenir les ordonnées de l'HU correspondant à une averse de hauteur h et de durée T , les ordonnées de l'HU précédent doivent enfin être divisées par le rapport T/τ^6 . Cette procédure est illustrée dans l'exemple 5.3.

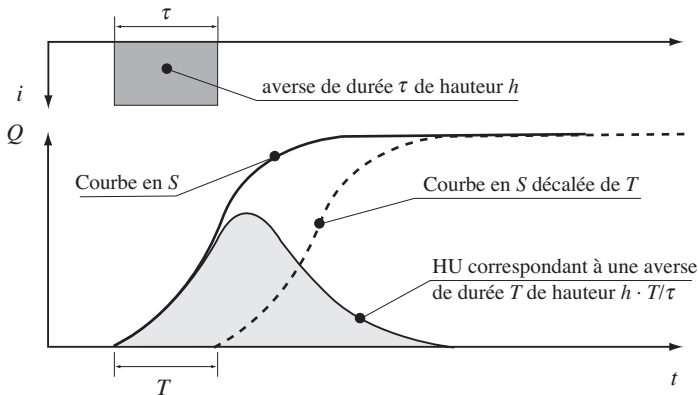


Fig. 5.24 Décalage de la courbe en S pour le calcul d'un HU d'une durée de référence quelconque T .

Exemple 5.3

Identification de l'hydrogramme unitaire pour la crue observée le 31.8.75 sur le Parimbót (bassin versant de 380 ha, CH). Cet exemple est donné à titre illustratif uniquement, les conditions nécessaires à l'application de la méthode d'identification utilisée étant rarement vérifiées dans la pratique.

⁶ L'obtention de l'HU correspondant à une durée de référence $T = n \cdot \tau$ avec n entier, est plus simple en appliquant le principe de convolution.

La crue du 31.8.75 dont le graphique est représenté ci dessous est supposée satisfaire les conditions mentionnées ci-dessus, c'est à dire que l'on considère qu'elle résulte d'une pluie nette concentrée sur une durée réduite, ici 30 min.

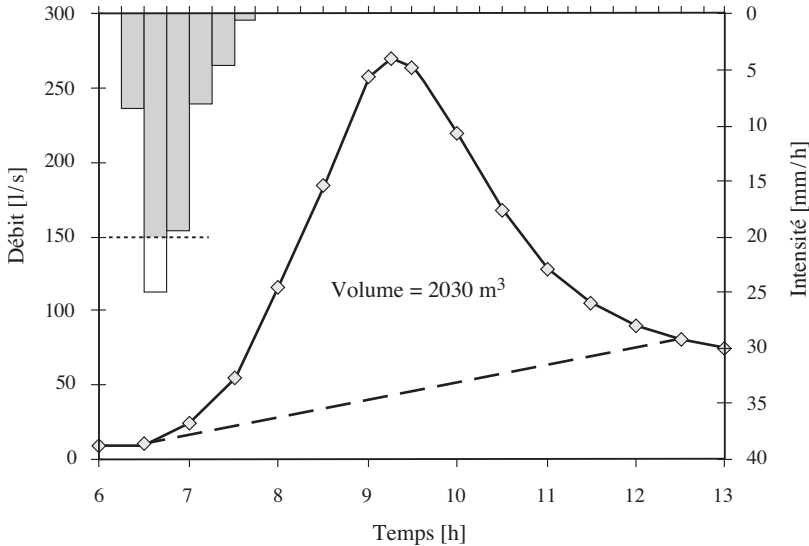


Fig. 5.25 Crue observée le 31.8.75 sur le Parimbot.

La séparation du ruissellement direct de l'écoulement de base permet d'extraire les ordonnées de l'hydrogramme de ruissellement direct ($Q(t)$ dans le tableau ci-dessous), d'estimer le volume de ruissellement direct ($V_R = 2030 \text{ m}^3$) et par suite la lame ruisselée ($L_R = V_R/A = 0,53 \text{ mm}$) (la méthode de séparation utilisée ici est basée sur l'identification du point d'inflexion dans le diagramme des logarithmes des débits, cf. chap. 8). Pour chaque pas de temps, les ordonnées de l'HU pour une pluie nette de 1 mm, sont estimées en le multipliant par $1/L_R$.

La durée de l'averse de référence correspond à la durée du hyétogramme de pluie nette observée. Vu la faible hauteur de la lame ruisselée (0,53 mm), la pluie nette est concentrée dans la partie centrale du hyétogramme de pluie brute. Si l'on admet une capacité d'absorption constante (méthode du Phi Constant, cf. chap. 4), seul le pic du hyétogramme compris entre 6 h 30 min et 6 h 45 min génère du ruissellement. Ce qui donne une durée de référence de 15 minutes. Une capacité d'absorption décroissante dans le temps est cependant plus probable ; c'est pourquoi il est préférable de considérer que l'ensemble de la pointe de l'averse est à l'origine du ruissellement entre 06h30 et 07h00. Une durée de 30 minutes est alors adoptée pour l'averse unitaire. L'HU correspondant est nommé ($u_{30,1}(t)$) dans le tableau 5.5.

L'hydrogramme en S du bassin versant pour une pluie nette de 2 mm/h est obtenu en additionnant n HUs $u_{30,1}(t)$ décalés de 30 minutes chacun. L'hydrogramme en S atteint une valeur constante au-delà de 5 heures.

L'HU pour une pluie nette de hauteur 2 mm et de durée de référence 1 heure ($u_{60,2}(t)$) est calculé par soustraction de deux courbes en S , décalées de $T = 1$ heure. Pour chaque pas de temps, le résultat de la soustraction est multiplié par τ/T , avec $\tau = 30 \text{ min}$ et $T = 60 \text{ min}$. On obtient l'HU pour une pluie nette normée de hauteur 1 mm et de durée de référence 1 heure ($u_{60,1}(t)$).

Tableau 5.5 Estimation de l'hydrogramme unitaire pour la crue observée le 31.8.75 sur le Parimbot.

t [h]	$Q(t)$ [l/s]	t [h]	$u_{30,1}(t)$ [l/s]	$s(t)$ [l/s]	$s(t - T)$ [l/s]	$u_{60,2}(t)$ [l/s]	$u_{60,1}(t)$ [l/s]
06h30	0	0	0	0		0	0
07h00	10	0.5	19	19		19	9,5
07h30	34	1	64	83	0	83	41,5
08h00	88	1,5	166	249	19	230	115
08h30	160	2	302	551	83	468	234
09h00	216	2,5	408	959	249	710	355
09h30	218	3	411	1370	551	819	410
10h00	168	3,5	317	1687	959	728	364
10h30	110	4	208	1895	1370	525	263
11h00	62	4,5	117	2012	1687	325	163
11h30	33	5	62	2074	1895	179	90
12h00	12	5,5	23	2097	2012	85	43
12h30	0	6	0	2097	2074	23	12

5.7.3 L'Hydrogramme Unitaire Géomorphologique

Principe et hypothèses

Suivons le cheminement d'une goutte de pluie dans le schéma de la figure 5.26, où un cercle représente l'ensemble des cours d'eau de l'ordre i (ou un état i du système) selon la classification de Horton-Strahler (cf. définition plus loin ou Musy et Higy, 2004).

Le point de départ de la goutte de pluie peut être dans notre exemple un cours d'eau d'ordre 1, 2 ou 3. En admettant que ce point de départ est aléatoire, on a les probabilités p_{01} , p_{02} et p_{03} que la goutte d'eau commence son cheminement en 1, 2 ou 3. Ces probabilités p_{0i} correspondent à l'état initial du système.

Suivons maintenant l'écoulement de la goutte d'eau dans le réseau hydrographique ; par exemple p_{12} est la probabilité qu'une goutte s'écoule d'un cours d'eau d'ordre 1 à un cours d'eau d'ordre 2. On définit p_{ij} comme étant la probabilité de transition de l'état i à l'état j , avec $p_{ij} = 0$ lorsque $j < i$ puisque l'eau ne remonte pas dans le réseau ($j = i$ correspond au maintien de la goutte d'eau dans un cours d'eau du même ordre). Pour simplifier le fonctionnement du système, on fait les hypothèses suivantes :

- La pluie nette précipite uniquement sur les surfaces et non dans les cours d'eau du bassin versant,

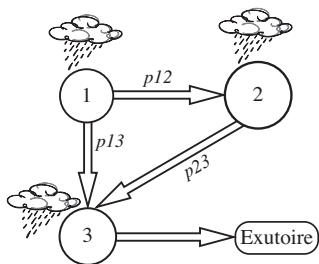


Fig. 5.26 Schématisation d'un bassin versant du 3^e ordre et probabilités de transition d'un cours d'eau d'ordre i à un cours d'eau d'ordre $j > i$ (d'après Rodriguez-Iturbe et Valdés, 1979).

- La pluie nette qui tombe sur une surface d'ordre u est drainée de manière exclusive par un cours d'eau d'ordre $u + 1$. Ceci a pour corollaire que l'eau ne se déplace que de l'amont vers l'aval,
- Lors d'une transition d'un état à un autre, celle-ci peut se faire que si l'ordre du nouvel état est supérieur à l'ordre de l'état antécédent,
- Toutes les gouttes de pluie transitent par l'exutoire. Ceci empêche ainsi tout phénomène d'endoréisme (l'endoréisme est lié à une forme particulière du bassin versant dans lequel le réseau hydrographique n'est relié à aucun autre réseau),
- Le passage d'un état à un autre (d'un cours d'eau à un autre) dépend uniquement de l'endroit où se trouve la goutte d'eau à ce moment, autrement dit la goutte d'eau n'a pas la mémoire de son cheminement jusqu'à son cours d'eau actuel.

Approximations

L'expression de l'HUG est dans le cas général complexe et se modifie avec l'ordre du bassin versant. L'HUG est de ce fait souvent approximé par un modèle plus simple, les paramètres de ce modèle étant estimés sur la base des paramètres géomorphologiques du bassin. Si le modèle d'approximation est l'HU triangulaire, ses paramètres, le temps de montée t_p et le débit de pointe Q_p sont donnés par les équations suivantes :

$$Q_p = \frac{1,31}{L} \cdot R_l^{0,45} \cdot v \quad (5.55)$$

$$t_p = \frac{0,44 \cdot L}{v} \cdot R_b^{0,55} \cdot R_a^{-0,55} \cdot R_l^{-0,38} \quad (5.56)$$

où Q_p et t_p sont le débit de pointe [h^{-1}] et le temps de montée [h] de l'HU, v est la vitesse moyenne dans le cours d'eau principal [m/s], L la longueur du cours d'eau principal [km] et R_a , R_b , R_l les rapports de Horton-Strahler (cf. § ci dessous).

Si le modèle d'approximation est le modèle capacitif de Nash, ses paramètres, le nombre de réservoirs n et le temps de montée t_p , peuvent être estimés à l'aide des formules suivantes (pour obtenir les équations des deux paramètres n et de t_p , il faut évaluer le produit ($q_p \cdot t_p$) de l'hydrogramme de Nash avec celui de l'HUG) :

$$n = 3,29 \left(\frac{R_b}{R_a} \right)^{0,78} \cdot R_l^{0,07} \quad (5.57)$$

$$t_p = (n-1) \left[0,7 \cdot \left(\frac{R_a}{R_a \cdot R_l} \right)^{0,48} \cdot v^{-1} \cdot L \right] \quad (5.58)$$

Les paramètres t_p et q_p sont fonction de la vitesse moyenne dans le cours d'eau.

Rapports de Horton-Strahler R_b , R_l et R_a

R_b est le coefficient de proportionnalité du nombre d'affluents d'ordre u au nombre d'affluents d'ordre $u + 1$:

$$R_b = \frac{N_u}{N_{u+1}} \quad (\text{Loi des nombres}) \quad (5.59)$$

où N_u est le nombre d'affluents d'ordre u et N_{u+1} le nombre d'affluents d'ordre $u + 1$. R_l est le coefficient de proportionnalité de la longueur des affluents d'ordre u à la longueur des affluents d'ordre $u + 1$:

$$R_l = \frac{L_{u+1}}{L_u} \quad (\text{Loi des longueurs}) \quad (5.60)$$

L_u est la longueur des affluents d'ordre u et L_{u+1} la longueur des affluents d'ordre $u+1$. R_a est le coefficient de proportionnalité de la surface des affluents d'ordre u à la surface des affluents d'ordre $u+1$:

$$R_a = \frac{A_{u+1}}{A_u} \quad (\text{Loi des aires}) \quad (5.61)$$

A_u est la surface des affluents d'ordre u et A_{u+1} la surface des affluents d'ordre $u+1$.

Ces différentes grandeurs sont parfois dérivées des propriétés fractales du réseau de drainage (Rodriguez-Iturbe et Rinaldo, 1997).

5.7.4 Solution discrète du modèle du réservoir linéaire

Avec le modèle du réservoir linéaire, l'expression du flux sortant $q(t)$ (cf. le débit spécifique à l'exutoire) résultant du flux entrant $i(t)$ (cf. la pluie nette) est donnée par la convolution suivante :

$$q(t) = q(t_0) \cdot e^{-\frac{t-t_0}{K}} + \int_{t_0}^t \frac{i(\tau)}{K} e^{-\frac{t-\tau}{K}} d\tau \quad (5.62)$$

Relation de récurrence sur le flux sortant instantané $q(t)$

Si l'entrée $i(t)$ est constante sur l'intervalle de temps $[t - \Delta t, t]$, il est possible d'obtenir, à partir de l'expression ci-dessus et en calculant l'intégrale associée au terme suivant : $A(t) = q(t) - \exp(-\Delta t / K) \cdot q(t - \Delta t)$, l'expression du flux $q(t)$ sortant au temps t en fonction du flux $q(t - \Delta t)$ sortant au temps $t - \Delta t$ et du flux entrant moyen sur l'intervalle $[t - \Delta t, t]$:

$$q(t) = \alpha \cdot q(t - \Delta t) + (1 - \alpha) \cdot \overline{i_{t-\Delta t, t}} \quad (5.63)$$

avec

$$\alpha = \exp(-\Delta t / K) \quad (5.64)$$

avec $\overline{i_{t-\Delta t, t}}$ la moyenne du signal d'entrée $i(t)$ sur l'intervalle de temps $[t, t + \Delta t]$. Les variables $q(t)$ et $\overline{i_{t-\Delta t, t}}$ sont exprimés dans la même unité (cf. en [mm/h]) de même que le paramètre K et le pas de temps Δt (cf. en [h]).

Relation de récurrence sur le flux sortant moyen sur $[n \cdot \Delta t, (n+1) \cdot \Delta t]$

Il est aussi possible d'obtenir par intégration une expression explicite et exacte de la fonction de transfert pour des variables d'entrée et de sorties décrites au pas de temps Δt par leurs valeurs moyennes sur chaque intervalle de temps. Cette équation s'obtient à partir de l'expression exacte du débit instantané, équation (5.63), en calculant et en considérant que les deux intégrales suivantes sont égales :

$$\begin{aligned} \int_{\tau=0}^{\tau=\Delta t} (q(t+\tau) - \exp(-\Delta t / K) \cdot q(t - \Delta t + \tau)) \cdot d\tau \\ = \int_{\tau=0}^{\tau=\Delta t} ((1 - \exp(-\Delta t / K)) \cdot \overline{i_{t-\Delta t+\tau, t+\tau}}) \cdot d\tau \end{aligned} \quad (5.65)$$

où l'expression du flux entrant moyen sur l'intervalle $[t - \Delta t + \tau, t + \tau]$ est la suivante :

$$\overline{i_{t-\Delta t+\tau, t+\tau}} = (\Delta t - \tau) / \Delta t \cdot \overline{i_{t-\Delta t, t}} + \tau / \Delta t \cdot \overline{i_{t, t+\Delta t}} \quad (5.66)$$

Pour pouvoir calculer la seconde intégrale de l'égalité (5.65), il faut supposer que le flux entrant est constant sur tout intervalle de temps $[n \cdot \Delta t, (n+1) \cdot \Delta t]$.

L'intégration des deux membres de l'équation (5.65) donne l'expression du flux sortant moyen q_n sur l'intervalle de temps $[n \cdot \Delta t, (n+1) \cdot \Delta t]$. Ce dernier est une moyenne pondérée du flux sortant moyen q_{n-1} sur l'intervalle de temps précédent ainsi que des flux entrants moyens i_n et i_{n-1} sur les intervalles de temps courant et précédent. La détermination avec un pas de temps Δt du signal de sortie $q(t)$ (c'est-à-dire de ses valeurs moyennes sur Δt $q_1, q_2, \dots, q_m$) résultant du signal d'entrée $i(t)$ (décrit par ses valeurs moyennes sur Δt $i_1, i_2, \dots, i_n$) se fait sur la base de la condition initiale et de la relation de récurrence suivantes :

$$\begin{cases} q_n = q_0 & \text{pour } n = 0 \\ q_n = \alpha \cdot q_{n-1} + (1 - \alpha) \cdot \left(\frac{i_n + i_{n-1}}{2} \right) & \text{pour } n > 0 \end{cases} \quad (5.67)$$

avec q_0 la valeur moyenne initiale du flux sortant, q_n et i_n exprimés dans la même unité (cf. [mm/h]), avec K et Δt exprimés dans la même unité (cf. [h]) et avec α défini par l'équation (5.64). Il est intéressant de noter que cette expression est une expression particulière de l'expression générale d'une fonction de transfert linéaire (annexe 5.7.6).

Relation de récurrence pour la relation pluie nette-débites

La relation de récurrence pour estimer au pas de temps Δt l'hydrogramme $Q_1, Q_2, \dots, Q_m$ résultant d'une pluie nette $I_1, I_2, \dots, I_n$ a l'expression suivante :

$$\begin{cases} Q_n = Q_0 & \text{pour } n = 0 \\ Q_n = \alpha \cdot Q_{n-1} + (1 - \alpha) \cdot A \cdot u \cdot \left(\frac{I_n + I_{n-1}}{2} \right) & \text{pour } n > 0 \end{cases} \quad (5.68)$$

avec Q_n le débit moyen et I_n l'intensité moyenne de la pluie nette sur l'intervalle $[n \cdot \Delta t, (n+1) \cdot \Delta t]$, avec A la surface du bassin et u une constante de changement d'unité ($u = 0,00278$ si A est exprimé en [ha], Q en [m³/s] et P en [mm/h]).

5.7.5 Cascade de réservoirs linéaires ou modèle de Nash

La résolution successive de l'équation du réservoir linéaire pour chacun des réservoirs de la cascade de Nash permet d'obtenir l'expression de l'hydrogramme unitaire instantané du modèle de Nash. Soit K le coefficient de stockage des réservoirs [h] et n le nombre de réservoirs [—]. La sortie du premier réservoir pour une sollicitation unitaire instantanée est l'HUI du réservoir linéaire donné par l'équation (5.17) :

$$u_1(\tau) = \frac{1}{K} \cdot e^{\left(\frac{-\tau}{K} \right)} \quad (5.69)$$

Lorsque cette fonction est utilisée comme entrée du second réservoir, le débit sortant du second réservoir, obtenu par convolution de cette entrée et de l'HUI du second réservoir (égal aussi à $u_1(t)$), a pour expression :

$$u_2(t) = \int_0^t i(\tau) \cdot u(t - \tau) \cdot d\tau = \int_0^t u_1(\tau) \cdot \frac{1}{K} \cdot e^{\left(\frac{-1}{K}(t - \tau) \right)} \cdot d\tau \quad (5.70)$$

$$u_2(t) = \frac{t}{K^2} \cdot e^{\left(\frac{-t}{K} \right)} \quad (5.71)$$

En réitérant le procédé de calcul pour chacun des n réservoirs, on obtient immédiatement l'expression du débit sortant du $n^{\text{ème}}$ réservoir, c'est-à-dire, l'HUI du modèle de Nash :

$$u_n(t) = \frac{1}{K \cdot \Gamma(n)} \cdot \left(\frac{t}{K} \right)^{(n-1)} \cdot e^{\left(\frac{-t}{K} \right)} \quad (5.72)$$

où $\Gamma(n)$ est la fonction gamma définie par :

$$\Gamma(n) = \begin{cases} (n-1)! & \forall n \in \mathbb{N} \\ \int_0^\infty u^{n-1} \cdot e^{-u} \cdot du & \forall n \in \mathbb{R} \end{cases} \quad (5.73)$$

5.7.6 Expression générale d'une fonction de transfert linéaire

Si l'on note $u(t)$, $t = 1, 2, \dots, N$ le signal d'entrée du modèle au temps t , $y(t)$ le signal de sortie et si l'on suppose que les signaux entrée et sortie sont reliés par un système linéaire, la relation entre l'entrée et la sortie peut s'écrire sous la forme (Ljung, 1999) :

$$y(t) = G(q) \cdot u(t) + H(q) \cdot e(t) \quad (5.74)$$

où $e(t)$ est un bruit blanc au temps t , q est l'opérateur de retard, et $G(q)u(t)$ et $H(q)e(t)$ sont les expressions condensées de :

$$G(q)u(t) = \sum_{k=1}^{\infty} g(k)u(t-k) \quad \text{et} \quad H(q)e(t) = \sum_{k=1}^{\infty} h(k)e(t-k) \quad (5.75)$$

avec

$$G(q) = \sum_{k=1}^{\infty} g(k)q^{-k}, \quad H(q) = \sum_{k=1}^{\infty} h(k)q^{-k} \quad \text{et} \quad q^{-k}u(t) = u(t-k) \quad (5.76)$$

Les nombres $\{g(k)\}$ sont nommés la réponse impulsionnelle du système. En d'autres termes, $g(k)$ est la sortie du système au temps k si l'entrée est une impulsion unique au temps $t = 0$.

En supposant que les fonctions $G(q)$ et $H(q)$ peuvent s'exprimer sous la forme $G(q) = B(q)A^{-1}(q)F^{-1}(q)$ et $H(q) = C(q)A^{-1}(q)D^{-1}(q)$, on obtient l'expression générale d'un système linéaire, couramment dénommée la fonction de transfert du système.

$$A(q)y(t) = \frac{B(q)}{F(q)}u(t - n_k) + \frac{C(q)}{D(q)}e(t) \quad (5.77)$$

où n_k représente le décalage temporel entre l'entrée $u(t)$ et la sortie $y(t)$. Les polynômes $A(q)$, $B(q)$, $C(q)$, $D(q)$ et $F(q)$ comportent un nombre fini de termes (resp. n_a , n_b , n_c , n_d et n_f) et sont définis de la façon suivante :

$$A(q) = 1 + a_1q^{-1} + \dots + a_{n_a}q^{-n_a} \quad (5.78)$$

$$B(q) = b_1 + b_2q^{-1} + \dots + b_{n_b}q^{-n_b+1} \quad (5.79)$$

$$C(q) = 1 + c_1q^{-1} + \dots + c_{n_c}q^{-n_c} \quad (5.80)$$

$$D(q) = 1 + d_1q^{-1} + \dots + d_{n_d}q^{-n_d} \quad (5.81)$$

$$F(q) = 1 + f_1 q^{-1} + \dots + f_{n_f} q^{-n_f} \quad (5.82)$$

Dans le cas d'un modèle comportant plusieurs entrées (nu), l'équation (5.77) peut aussi s'écrire sous la forme :

$$A(q)y(t) = \frac{B_1(q)}{F_1(q)} u_1(t - n_{k_1}) + \dots + \frac{B_{nu}(q)}{F_{nu}(q)} u_{nu}(t - n_{k_{nu}}) + \frac{C(q)}{D(q)} e(t) \quad (5.83)$$

où les polynômes $B_k(q)$ et $F_k(q)$ sont définis par :

$$B_k(q) = b_1^k + b_2^k q^{-1} + \dots + b_{n_{b_k}}^k q^{-n_{b_k} + 1} \quad (k = 1 \dots nu) \quad (5.84)$$

$$F_k(q) = 1 + f_1^k q^{-1} + \dots + f_{n_{f_k}}^k q^{-n_{f_k}} \quad (k = 1 \dots nu) \quad (5.85)$$

Selon Ribeiro *et al.* (1998), la structure générale de l'équation (5.77) comprend l'expression de 32 types de structures différents de modèles linéaires. Parmi ces modèles, ceux qui sont le plus couramment utilisés en hydrologie sont ceux pour lesquels $n_d = n_f = 0$. L'intérêt de cette simplification est lié à la simplification obtenue pour l'estimation des paramètres. Les modèles correspondants sont les modèles dits auto-régressifs (Box et Jenkins, 1970) succinctement présentés dans l'annexe 10.7.1.

5.7.7 L'Hydrogramme Unitaire Synthétique Régional du SCS

Le Soil Conservation Service américain (SCS) a effectué la synthèse d'un grand nombre d'HUs moyens identifiés sur des bassins versants de différentes régions des Etats-Unis (USDA-SCS,

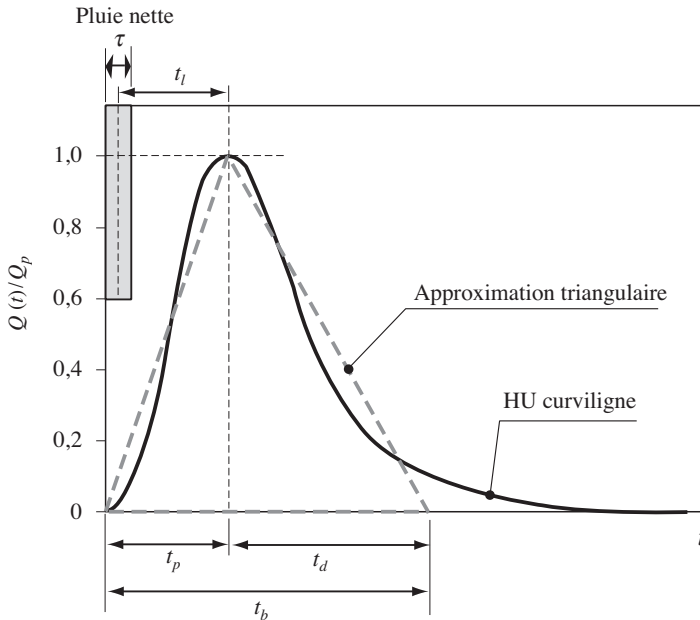


Fig. 5.27 Hydrogramme unitaire synthétique sans dimension proposé par le SCS, et son approximation triangulaire (d'après, USDA-SCS, 1972).

1972). Les HUs ont été décrits à cet effet dans un système de coordonnées adimensionnelles où les abscisses sont exprimées par le rapport t/t_p et les ordonnées par $q(t)/q_p$ (avec t_p le temps de montée et q_p le débit de pointe de l'HU). L'HU synthétique régional résultant de l'analyse et la courbe en S correspondante sont donnés à la figure 5.27.

Pour simplifier l'utilisation de l'HUS, le SCS en a proposé une approximation triangulaire qui dépend de 2 seuls paramètres : q_p et t_p . Le SCS propose pour un bassin donné de les estimer par les équations régionales suivantes :

$$t_p = \frac{D}{2} + 0,6 \cdot t_c \quad (5.86)$$

$$q_p = \frac{1,5 V_R}{(D + 1,2 t_c)} \quad (5.87)$$

avec D la durée de référence de la pluie unitaire à l'origine de l'hydrogramme, V_R le volume ruisselé et t_c le temps de concentration du bassin (défini ici comme le temps s'écoulant entre la fin de l'averse et le point d'inflexion de la courbe de décrue).

Ces deux équations proviennent de la combinaison entre différentes équations issues de l'expérience et diverses relations qui relient les variables décrivant l'HUS triangulaire :

$$\text{Expression du volume de la crue : } V_R = \frac{q_p}{2} (t_p + t_r) \quad (5.88)$$

$$\text{Expression du temps de montée : } t_p = \frac{D}{2} + t_l \quad (5.89)$$

avec t_r durée de la décrue et t_l temps entre le milieu de l'averse et la pointe de l'hydrogramme. Le SCS estime qu'aux Etats-Unis t_l vaut approximativement $0,6 \cdot t_c$ et que 37,5 % de la crue se situe avant la pointe de l'hydrogramme (par suite $t_p/t_b = 0,375$ et $t_b = 2,67 t_p$ où t_b est le temps de base de l'hydrogramme).

CHAPITRE 6

PROPAGATION DES ÉCOULEMENTS

Les chapitres précédents ont présenté diverses méthodes permettant d'estimer la façon dont les précipitations se répartissent entre les différents compartiments du bassin versant et la façon dont les différents écoulements superficiels, sub-superficiels ou souterrains peuvent être transformés en hydrogramme à l'exutoire d'un bassin versant donné. L'objectif de ce chapitre est de présenter les méthodes permettant d'estimer la façon dont les écoulements se propagent au sein du réseau hydrographique ou au sein d'un réservoir et en particulier la façon dont l'hydrogramme se déforme d'amont en aval. Ces méthodes font appel à des modèles de propagation parfois dénommés modèles de routage.

La propagation des écoulements relève évidemment plus de l'hydraulique que de l'hydrologie. Ce chapitre n'a pas la prétention de couvrir l'ensemble des aspects liés à cette discipline scientifique. Le lecteur pourra consulter l'un des nombreux manuels d'hydraulique à surface libre disponibles pour plus d'information à ce sujet (cf. Lencastre, 1999 ; Graf et Altinakar, 2000). L'objectif de ce chapitre est de rappeler les principaux éléments nécessaires à la compréhension et à l'estimation de la propagation des écoulements et des débits en particulier pouvant être produits par un bassin versant donné.

Après avoir identifié les principaux effets de la propagation sur les débits (sect. 6.1), plusieurs approches permettant d'estimer le routage des débits au sein de réservoirs, qu'ils soient naturels ou artificiels, sont présentées (sect. 6.2). Différents modèles de routage en rivière sont ensuite décrits. Ce sont des modèles de routage hydraulique pour les uns (sect. 6.3), de routage hydrologique pour les autres (sect. 6.4). Les premiers sont dérivés des équations fondamentales de l'hydraulique à surface libre gouvernant l'évolution spatiale et temporelle des débits dans le cas d'écoulements unidimensionnels et graduellement variés, tandis que les seconds sont dérivés d'une approche conceptuelle. Les modélisations possibles pour les écoulements bidimensionnels (c'est-à-dire observés dans certains contextes, comme par exemple en cas de débordement de cours d'eau) sont ensuite abordées (sect. 6.5). Différents critères permettant d'identifier les méthodes appropriées au contexte étudié sont finalement proposés (sect. 6.6).

6.1 INTRODUCTION

6.1.1 Propagation des écoulements et routage des débits

Les écoulements de surface résultant des ruissellements de surface et des écoulements sub-superficiels ou souterrains sont régis par la topographie et les caractéristiques

physiques du milieu. Ils sont tridimensionnels. Ils sont caractérisés par différentes variables dont en particulier leurs vitesses dans les directions x , y et z (V_x , V_y , V_z) et les hauteurs d'eau en tout point du domaine concerné. Ces grandeurs sont évidemment variables dans l'espace et dans le temps. Leur description et leur modélisation en particulier sont, dans le cas général, complexes. Cette dernière fait appel aux équations de l'hydrodynamique.

La description des écoulements nécessaire pour les applications hydrologiques courantes peut être cependant simplifiée. Dans le cas des écoulements en rivière par exemple, les écoulements sont souvent considérés comme unidimensionnels et décrits, en tout point du cours d'eau d'abscisse curviligne x , par la hauteur d'eau, la vitesse moyenne et le débit observés au temps t en ce point. Par ailleurs, il n'est généralement pas nécessaire de disposer d'une description très détaillée des écoulements, une description plus globale de l'effet du système hydraulique sur les débits étant souvent suffisante.

La propagation des écoulements n'est donc généralement pas modélisée en temps que telle. Elle considère souvent le seul routage des débits qui se manifeste par une déformation amont-aval de l'hydrogramme. Pour les écoulements unidimensionnels en rivière par exemple, la modélisation du routage a pour objectif d'estimer l'évolution temporelle du débit – éventuellement aussi celles de la vitesse et de la hauteur d'eau – en certaines sections d'écoulement choisies du cours d'eau. Pour les réservoirs, la modélisation du routage a généralement pour simple objectif d'estimer l'évolution du volume stocké dans l'ouvrage et des débits sortants résultant d'apports et d'opérations de gestion de l'ouvrage connus.

6.1.2 Routage au sein d'un réservoir

Le routage au sein d'un réservoir est indissociable des effets de stockage/déstockage opérés par le réservoir. Les variations du volume stocké $S(t)$ sont liées aux débits entrants $I(t)$ et sortants $Q(t)$ par l'équation de continuité suivante :

$$\frac{dS(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (6.1)$$

Lorsque le débit entrant est plus important que le débit sortant, le réservoir se remplit. Il se vide dans le cas contraire. Du fait de ce stockage/déstockage, l'hydrogramme des débits sortants n'a pas la même forme que l'hydrogramme des débits entrants. Il est en particulier atténué et déphasé : le débit maximum est plus petit que celui de l'hydrogramme entrant et arrive plus tard.

Dans le cas d'un réservoir non régulé, et lorsque le plan d'eau peut en tout temps être considéré horizontal, le débit sortant est une fonction univoque du volume stocké dans le réservoir. Par suite, le débit sortant est maximum lorsque le volume stocké est maximum ; le débit maximum observé au temps t_p est par ailleurs égal au débit entrant à cet instant (fig. 6.1). Les variations temporelles des débits entrants et sortants ainsi que du volume stocké par le réservoir sont typiquement telles qu'illustrées dans la figure 6.1.

Dans le cas d'un réservoir régulé, le débit sortant n'est pas seulement fonction du volume stocké dans le réservoir. Il résulte aussi et surtout : 1) des objectifs de gestion imposés par les différents utilisateurs de l'eau stockée dans le réservoir et 2) de la stratégie de gestion retenue par le gestionnaire du réservoir pour atteindre ces objectifs.

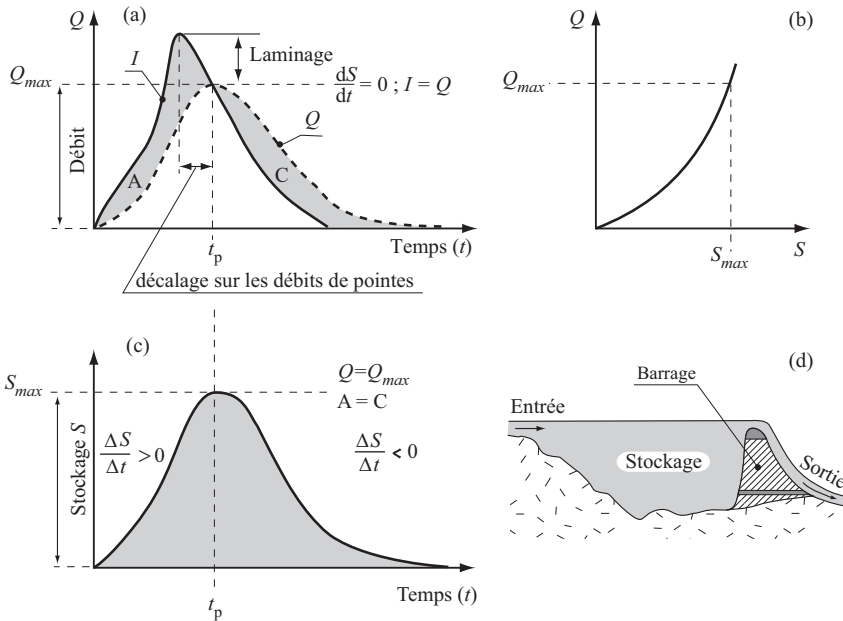


Fig. 6.1 Routage d'un hydrogramme de crue par un réservoir dans le cas où le réservoir est non régulé. (a) débits entrants et sortants; (b) relation volume stocké-débit sortant; (c) variation du volume stocké; (d) vue en coupe longitudinale de la retenue (d'après Bedient et Huber, 2002; complétée et modifiée).

L'effet d'un réservoir régulé sur les débits d'entrée est donc très variable suivant les cas et ne se présente en général pas sous la forme illustrée dans la figure 6.1. Sauf circonstances particulières, un réservoir régulé conduit cependant toujours à une atténuation voire à un laminage complet des crues entrant dans le réservoir.

6.1.3 Routage en rivière

Le routage en rivière est aussi influencé par les effets de stockage/déstockage au sein du tronçon de rivière considéré. Il dépend cependant aussi des effets d'inertie et des pertes d'énergie par frottement le long du tronçon. La relation entre le débit sortant et le volume stocké n'est de fait pas univoque. La relation dépend en particulier du débit entrant. Elle présente par suite généralement une hystérésis positive (c'est-à-dire sens des aiguilles d'une montre) telle que celle présentée sur la figure 6.2 où se distinguent en particulier la phase de montée de crue et la phase de décrue. Le laminage d'une crue peut être accentué si la crue est débordante, c'est-à-dire si la hauteur d'eau est suffisante pour induire un épanchement d'une partie des volumes écoulés dans le lit majeur du cours d'eau.

Les méthodes de routage des débits en rivière, lorsque les écoulements sont unidimensionnels, sont soit de type hydrologique, soit de type hydraulique.

- Le routage hydrologique appréhende la propagation de façon globale et permet généralement d'estimer le seul débit moyen transitant par les différentes sections considérées. Il conduit à des modèles relativement simples et faciles à mettre en œuvre.

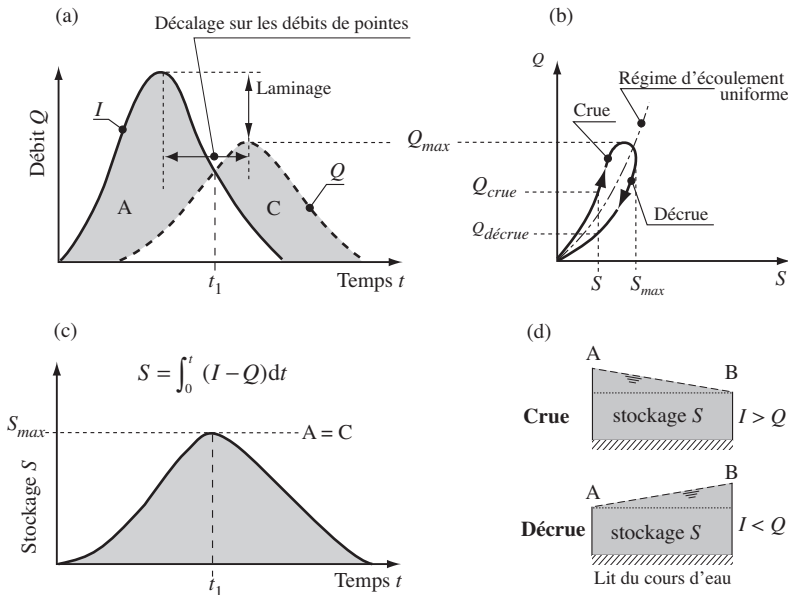


Fig. 6.2 Routage d'un hydrogramme de crue en rivière. (a) débits entrants et sortants; (b) hystérésis indirecte entre les débits sortants et le stockage dans le tronçon de cours d'eau; (c) variation du volume stocké; (d) ligne d'eau au sein du tronçon de cours d'eau considéré lorsqu'il est en crue et décrue (d'après Bedient et Huber, 2002; complétée et modifiée).

- Le routage hydraulique se base sur les équations fondamentales de l'hydraulique à surface libre. Il permet d'estimer les débits mais aussi différentes autres variables de l'écoulement telles que les vitesses et les hauteurs d'eau. Dans le cas des écoulements graduellement variés, le modèle correspondant est connu sous le nom de modèle de Barré de Saint-Venant. Le système d'équations associé n'a pas dans le cas général de solution analytique et nécessite une résolution numérique.

6.1.4 Intérêt

L'intérêt de l'estimation du routage des débits est évident lorsqu'il s'agit d'estimer la manière dont les crues se propagent d'amont en aval sur le réseau hydrographique et dans les réservoirs. L'estimation de cette propagation permet de caractériser l'hydrogramme de crue aval (cf. en terme de temps de montée ou de débit maximum) et de caractériser, en cas de défaillance du réseau hydrographique, les conséquences de l'épanchement des crues dans le lit majeur des cours d'eau (cf. en terme de surfaces inondées, de hauteurs et de durée de submersion). Cette estimation est nécessaire que ce soit dans le cadre de la prédétermination des crues et des inondations ou dans le cadre de leur prévision. Dans le premier cas, il en va du dimensionnement d'ouvrages de régulation ou de protection, de la caractérisation/cartographie des risques et aussi de l'établissement de règlements d'aménagement du territoire (cf. Chastan *et al.*, 1994; Metzger, 2002). Dans le second cas, il s'agit d'anticiper les débits de crue à venir sur la base des hydrogrammes observés ou estimés en différents points du

réseau hydrographique amont. Cette anticipation a pour objectif associé de mettre en place les actions préventives nécessaires à la réduction des dommages potentiels liés à cette crue. Citons pour exemple la vidange préventive de réservoirs amont permettant d'augmenter leur potentiel de laminage pour la crue attendue (chap. 10).

Le routage des débits n'est pas seulement intéressant pour les problématiques liées aux débits de crue. Le routage des débits peut être nécessaire pour l'optimisation de la gestion, parfois en temps réel, de systèmes hydrauliques plus ou moins complexes liés à l'exploitation ou à la protection de la ressource (cf. hydroélectricité). Il peut en particulier être effectué aussi pour les débits d'étiage que ce soit de nouveau dans une problématique de prédétermination ou de prévision (chap. 8).

Le routage peut aussi enfin être utilisé en simulation pour propager et combiner l'ensemble des débits produits par les différentes parties d'un bassin hydrologique donné sur une longue période de temps. Cette approche est par exemple nécessaire pour reconstituer par simulation les régimes hydrologiques d'un grand bassin versant ou pour simuler les effets de différents scénarios d'aménagement du milieu et/ou de changements climatiques.

Le présent chapitre se concentre sur les méthodes permettant de simuler le routage des débits au sein d'une retenue ou en rivière. Il n'aborde pas diverses problématiques connexes évoquées pour certaines ci-dessous. Le lecteur intéressé par l'une ou l'autre d'entre elles pourra consulter l'un ou l'autre des nombreux ouvrages publiés dans la littérature spécialisée correspondante.

En milieu urbain, les débits résultant du ruissellement pluvial se propagent principalement au sein d'un réseau de drainage artificiel. Il s'agit du réseau d'assainissement dit unitaire lorsque les eaux de pluie sont mélangées aux effluents de temps sec, du réseau d'assainissement des eaux de pluie dans le cas contraire. A quelques raffinements près, concernant par exemple la modélisation des écoulements lorsque les ouvrages se mettent en charge ou la modélisation du devenir des débordements en cas de saturation ou de défaillance des ouvrages, les modèles de routage utilisés dans ce contexte sont principalement les mêmes que ceux utilisés pour le routage des débits en rivière. Pour plus d'informations à ce sujet, le lecteur intéressé peut consulter par exemple l'Encyclopédie de l'Hydrologie Urbaine proposée par Chocat (1997).

Le présent chapitre n'aborde pas non plus la problématique de la gestion en temps réel des retenues ou des divers ouvrages hydrauliques implantés sur le réseau hydrographique. Dans le cas des retenues, cette gestion résulte généralement de divers enjeux et contraintes impliquant souvent de nombreux acteurs aux besoins fréquemment antagonistes. La gestion des retenues, et plus généralement la gestion de tout réseau de drainage régulé, fait souvent appel à des techniques de régulation ou à des méthodes d'optimisation relevant de la théorie du contrôle optimal (cf. programmation linéaire ou dynamique). Pour plus d'informations à ce sujet, le lecteur intéressé peut consulter Becker et Yeh, 1974 ; Wurbs, 1993 ; Litrico, 1999 ; Labadie, 2004.

6.2 ROUTAGE DANS UNE RETENUE

Les retenues artificielles ou naturelles conduisent à modifier l'évolution temporelle des débits. Les débits entrants sont retenus dans l'ouvrage pendant un laps de temps plus ou moins long. Ce dernier varie de quelques heures pour les bassins dont la

fonction principale est la maîtrise des crues (cf. bassins de rétention des eaux de pluie en milieu urbain) à quelques mois pour les ouvrages dont la fonction principale est liée à la gestion saisonnière ou annuelle des ressources en eau (cf. barrages alpins dont la fonction principale est la production hydroélectrique, retenues pour l'approvisionnement en eau potable ou pour l'irrigation).

La simulation du routage dans une retenue est relativement aisée du fait que le débit sortant est soit régulé, soit fonction de la seule hauteur d'eau dans la retenue. La simulation nécessite principalement l'utilisation de trois types d'équations, à savoir : l'équation de continuité, une équation de stockage et une ou plusieurs équations de débit.

6.2.1 Equations du modèle

Equation de continuité

L'équation de continuité, qui exprime la conservation de la masse d'eau pour le système considéré, relie les variations du volume d'eau stocké dans le réservoir $S(t)$ (en $[m^3]$) au temps t , aux différents apports $I(t)$ et aux différents sorties ou prélèvements $Q(t)$ (en $[m^3/s]$).

$$\frac{dS(t)}{dt} = \sum I(t) - \sum Q(t) \quad (6.2)$$

Les apports sont les débits d'écoulement provenant du ou des cours d'eau alimentant la retenue, les débits de ruissellement provenant des versants directement connectés sur la retenue, les précipitations directes ainsi que les éventuels débits en provenance de bassins ou cours d'eau voisins acheminés par des collecteurs appropriés. Les sorties sont les débits sortant par l'exutoire naturel de la retenue ou par les ouvrages de vidange de cette dernière (cf. pertuis de fond, vannes de surface, orifices, déversoirs), les éventuels prélèvements (cf. pompage pour l'irrigation ou l'alimentation en eau potable, turbinages pour la production d'hydroélectricité) et les pertes par infiltration ou évaporation (fig. 6.3).

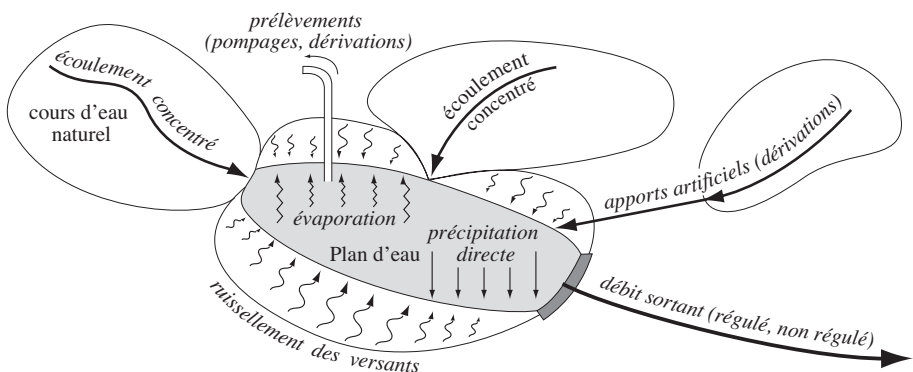


Fig. 6.3 Illustration des différents termes d'apports et de prélèvements sur une retenue artificielle ou naturelle.

Suivant le contexte, certains de ces termes sont inexistantes et certains sont négligeables. Les précipitations directes ainsi que les pertes par évaporation sont par exemple souvent négligées lorsque l'étude concerne exclusivement les débits de crue. Elles ne peuvent généralement pas l'être lorsque l'étude vise à simuler le comportement du système pour de longues périodes de temps et/ou lorsque la surface de la retenue est importante au regard de la surface des bassins versants (cf. Picouet, 1999).

Equation de stockage

L'équation de stockage relie le volume d'eau stocké S [m³] à la hauteur d'eau dans le réservoir h [m]. Elle est en principe invariante.

$$S = S(h) \quad (6.3)$$

Cette relation, encore dénommée *courbe d'emmagasinement*, est déterminée par la topographie du site utilisé pour l'implantation de l'ouvrage ou par la géométrie de l'ouvrage si les parois de l'ouvrage sont artificielles. Elle est liée à l'évolution de la surface du plan d'eau $A_r(h)$ avec la cote du plan d'eau par le biais de l'une ou l'autre des équations suivantes :

$$A_r(h) = \frac{dS(h)}{dh} \quad \text{ou} \quad S(h) = \int A_r(h) \cdot dh \quad (6.4)$$

La surface du plan d'eau est par exemple nécessaire à l'estimation des pertes par évaporation. La figure 6.4 illustre ces différentes relations pour une retenue artificielle de géométrie simple.

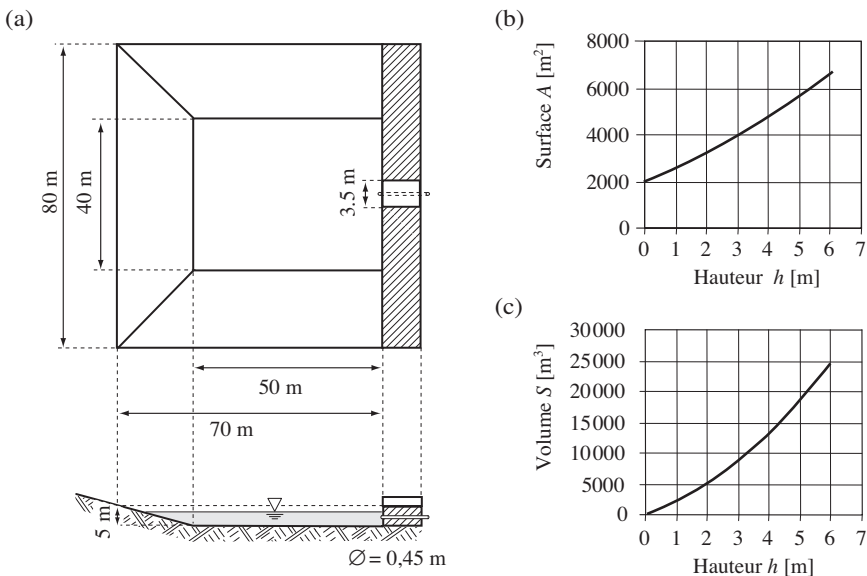


Fig. 6.4 Illustration d'une équation de stockage pour une retenue artificielle. (a) géométrie de la retenue, (b) relation hauteur d'eau-surface du plan d'eau et (c) relation hauteur d'eau-volume stocké.

Equations de débit

Il y a autant d'équations de débit nécessaires que de possibilités pour vidanger la retenue. Les « débits » correspondant aux pertes par évaporation peuvent être estimés sur la base de modèles à bases physiques ou de modèles empiriques (cf. Musy et Higy, 2004).

Dans le cas de retenues régulées, le débit de vidange est contrôlé par le biais d'un ou plusieurs ouvrages réglables (cf. vannes, pompe, seuil mobile, etc.). La régulation s'appuie en général sur des règles établies pour optimiser le fonctionnement de l'ouvrage par rapport aux différents objectifs qui lui ont été assignés. Le débit de vidange peut alors dépendre de différentes variables (cf. hauteur d'eau dans le réservoir), de contraintes aval (cf. soutien d'étiage imposant d'évacuer un débit minimum, protection des zones aval contre les crues imposant un débit maximum admissible) et de contraintes liées à la demande ou aux marchés financiers (cf. besoins en eau potable, prix du kilowatt-heure). Pour ce type d'ouvrage, le débit de vidange peut varier au cours du temps de façon cyclique ou non ; les cycles de variation pouvant être journaliers, hebdomadaires, annuels (fig. 6.5).

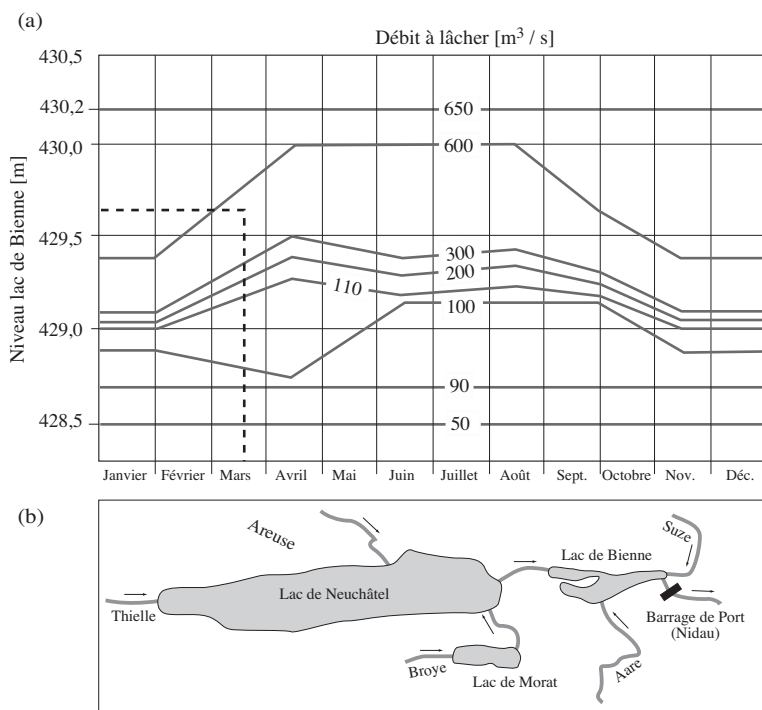


Fig. 6.5 Diagramme utilisé pour la régulation du niveau d'eau dans le système de 3 lacs jurassiens en Suisse occidentale (Bienne, Neuchâtel, Morat). Les principaux apports sont les débits provenant de l'Aare, de la Broye, de l'Areuse de l'Orbe et les précipitations directes. La régulation est effectuée par un seuil réglable au barrage de Port Nidau. Le débit sortant est défini suivant une réglementation spéciale édictée par le gouvernement fédéral suisse (VAW, 1996). Il est fonction du niveau d'eau observé dans le lac de Bienne et du jour de l'année. La régulation a été optimisée sous différentes contraintes liées à l'agriculture, la gestion du risque d'inondation, à la production d'hydroélectricité, aux écosystèmes et aux usages récréatifs associés à la présence de ces plans d'eau.

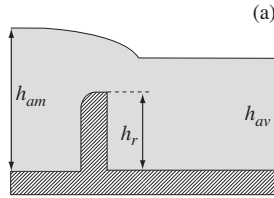
Dans le cas de retenues passives (c'est-à-dire non régulées), l'équation de débit prend généralement la forme d'une relation entre le débit sortant et la hauteur d'eau stockée dans le réservoir. Cette relation, généralement empirique, est en principe invariante. Elle a une expression du type :

$$Q = Q(h) \quad (6.5)$$

Cette relation est fonction du régime d'écoulement et de la géométrie de la section de contrôle des écoulements en sortie de la retenue. Dans le cas d'une retenue artificielle, elle est différente suivant la nature de l'organe de vidange (fig. 6.6). Suivant le régime d'écoulement, la relation peut faire intervenir la hauteur d'eau à l'aval de l'organe de vidange (cf. Carlier, 1972 ; Sinniger et Hager, 1989). Différents organes de vidange peuvent éventuellement fonctionner en même temps (cf. écoulement par l'organe de vidange pour les conditions de fonctionnement normales de la retenue et par l'organe de sécurité pour les conditions de fonctionnement exceptionnelles).

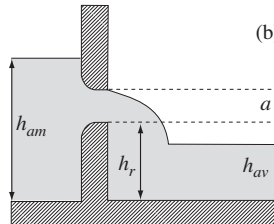
Écoulement sur seuil

$$Q(h) = \frac{2}{3\sqrt{3}} \cdot m \cdot L \cdot \sqrt{2g} \cdot (h - h_r)^{3/2}$$



Écoulement sous pertuis

$$Q(h) = m \cdot A_o \cdot \sqrt{2g} \cdot \sqrt{(h - h_r)}$$



Écoulement sous pontceau¹

$$Q(h) = m \cdot A_o \cdot \sqrt{2g/D} \cdot (h - h_r)$$

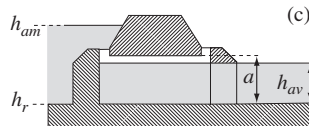


Fig. 6.6 Exemple d'équations de débit pour différents ouvrages. (a) seuil à large crête de longueur L_s [m] et de hauteur h_r [m]; (b) orifice ou pertuis de section d'écoulement A_o [m²] et de hauteur h_r [m] (A_o est fonction de l'ouverture a); (c) pontceau (admission régularisée) de section d'écoulement A_o [m²] et de hauteur h_r [m]. Notations : Q : débit transitant sur l'ouvrage [m³/s]; $h = h_{am}$: hauteur d'eau à l'amont de l'ouvrage [m]; m : coefficient de débit [-]; g : constante de gravité [m · s⁻²]. Ces équations sont valables si l'écoulement est en régime dénoyé et si la vitesse d'amenée des écoulements est négligeable. Le seuil est par exemple dénoyé si $(h_{am} - h_r) > 3/2 (h_{av} - h_s)$. Il est noyé dans le cas contraire. Les équations pour le régime noyé sont fonction de la hauteur d'eau h_{av} à l'aval de l'ouvrage (cf. Carlier, 1972 ; Sinniger et Hager, 1989). Si la vitesse d'amenée des écoulements est non négligeable, la charge hydraulique doit être considérée au lieu de la hauteur d'eau. Dans ces cas de figure, la relation $Q - h$ n'est plus univoque.

¹ Pour le pontceau, l'équation de débit est une expression approchée estimée par ajustement linéaire sur la courbe de régularisation d'admission pour pontceau (cf. Anctil *et al.*, 2005).

6.2.2 Résolution des équations

Dans le cas général, la simulation du comportement d'une retenue se base sur la résolution numérique du système d'équations composé de l'équation de continuité, de l'équation de stockage et des équations de débit. Cette résolution s'effectue nécessairement de façon discrète pour estimer les variables d'état du système (hauteur h , débits sortants Q) à l'instant $t = i \cdot \Delta t$ en fonction des variables estimées au temps précédent $t = (i - 1) \cdot \Delta t$.

Dans certains cas (cf. lorsque le débit sortant est régulé), cette résolution du système est triviale et elle permet d'exprimer de façon explicite les variables à estimer en fonction des variables estimées au pas de temps précédent.

Dans le cas général, il n'est pas possible d'obtenir cette expression explicite, les deux variables à estimer étant dépendantes. En effet, en supposant que le débit sortant est une fonction univoque du débit de vidange et en considérant que l'équation de stockage peut aussi s'écrire sous la forme suivante :

$$dS = A_r(h) \cdot dh \quad (6.6)$$

avec dS la variation de volume stocké pour une variation de hauteur d'eau dh et avec $A_r(h)$ la surface au miroir du plan d'eau pour la hauteur h , l'équation de continuité peut s'exprimer sous une forme où apparaît l'expression de la dérivée première de la hauteur par rapport au temps, à savoir :

$$\frac{dh}{dt} = \frac{I(t) - Q(h)}{A_r(h)} \quad \text{ou encore} \quad \frac{dh}{dt} = f(h_n, t_n) \quad (6.7)$$

où la seule variable à estimer au temps t_n est la hauteur d'eau dans le réservoir h_n .

Cette équation différentielle étant non-linéaire, sa résolution nécessite l'utilisation d'un schéma numérique ou d'une méthode appropriés. La méthode de Puls est couramment utilisée à cet effet. Elle est décrite ci-dessous. Le schéma numérique de Runge-Kutta, un schéma de résolution appliqué pour la résolution d'un grand nombre d'équations différentielles, est aussi fréquemment utilisé dans ce contexte. Le schéma de Runge-Kutta, lorsqu'il est appliqué à un ordre suffisant (cf. à l'ordre 4) donne des résultats similaires à la méthode de Puls. Il lui est souvent préféré car, contrairement à la méthode de Puls, il fournit un schéma numérique explicite pour la simulation. Cependant, il n'est pas inconditionnellement stable et peut nécessiter l'utilisation de pas de temps à résolution variable. Le principe du schéma de Runge-Kutta est rappelé dans l'annexe 6.8.1.

6.2.3 Résolution par la méthode de Puls

Dans la méthode de Puls, l'équation de continuité est discrétisée pour exprimer de façon approchée la relation entre les débits entrants, les débits sortants et les volumes stockés au pas de temps j et $j + 1$ (fig. 6.7). L'expression approchée de la variation de stock entre ces deux pas de temps est :

$$S_{j+1} - S_j = \frac{I_j + I_{j+1}}{2} \Delta t - \frac{Q_j + Q_{j+1}}{2} \Delta t \quad (6.8)$$

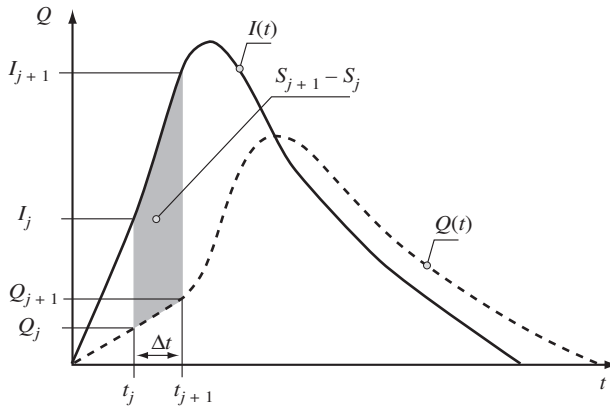


Fig. 6.7 Estimation de la variation de stockage d'eau dans le réservoir sur l'intervalle de temps $[j \cdot \Delta t, (j + 1) \cdot \Delta t]$ induite par la variation de débit entrant et de débit sortant.

L'équation 6.8 comporte deux inconnues S_{j+1} et Q_{j+1} . Ces inconnues peuvent être mises dans le même membre pour donner l'expression suivante, où Y_{j+1} est une nouvelle variable dont la valeur au pas de temps $(j + 1) \cdot \Delta t$ est connue puisque tous les termes du membre de droite sont connus :

$$Y_{j+1} = \left(\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1} \right) = (I_j + I_{j+1}) + \left(\frac{2S_j}{\Delta t} - Q_j \right) \quad (6.9)$$

Par ailleurs, la combinaison des équations de stockage et de vidange du réservoir permet de construire une relation f , univoque, exprimant le débit sortant Q en fonction de la variable $Y = 2S/\Delta t + Q$. Cette relation permet, connaissant la valeur de Y_{j+1} obtenue au pas de temps $j+1$ sur la base de l'équation 6.9, d'estimer la valeur du débit Q_{j+1} cherchée :

$$Q_{j+1} = f(Y_{j+1}) \quad (6.10)$$

Pour l'estimation du débit au pas de temps $j + 2$, il est nécessaire de connaître la variable $2S/\Delta t - Q$ au pas de temps $j + 1$ (afin d'appliquer ensuite l'équation 6.9 pour estimer Y_{j+2}). Il est possible de déterminer simplement la valeur de cette variable sur la base de l'équation suivante :

$$2S_{j+1}/\Delta t - Q_{j+1} = (2S_j/\Delta t + Q_j) - 2Q_j \quad (6.11)$$

La valeur du stock S_{j+1} peut aussi se déduire de l'équation suivante :

$$S_{j+1} = \frac{\Delta t}{2} \left(\frac{2S_j}{\Delta t} + Q_j \right) - \frac{\Delta t}{2} Q_{j+1} = \frac{\Delta t}{2} (Y_{j+1} - Q_{j+1}) \quad (6.12)$$

Le tableau 6.1 récapitule les pas du calcul nécessaires à l'estimation du routage d'un hydrogramme par cette méthode.

Tableau 6.1 Récapitulation des calculs à effectuer pour le routage d'un hydrogramme dans un réservoir par la méthode de Puls (Q_0 et S_0 sont connus).

j	I_j	$I_j + I_{j+1}$	$2 S_j / \Delta t - Q_j$	Y_{j+1}	Q_{j+1}	S_{j+1}
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
					Q_0	S_0
0	I_0	$I_0 + I_1$	$2 S_0 / \Delta t - Q_0$	Y_1	Q_1	S_1
1	I_1	$I_1 + I_2$	$2 S_1 / \Delta t - Q_1$	Y_2	Q_2	S_2
2	I_2	$I_2 + I_3$	$2 S_2 / \Delta t - Q_2$	Y_3	Q_3	S_3
3	I_3	$I_3 + I_4$	$2 S_3 / \Delta t - Q_3$	Y_4	Q_4	S_4
4	I_4	$I_4 + I_5$	$2 S_4 / \Delta t - Q_4$	Y_5	Q_5	S_5

La courbe correspondant à la fonction f , avec Y en abscisse et Q en ordonnée, est appelée courbe de laminage. Le terme anglais de *Storage Indication Curve* (SIC) est souvent utilisé pour dénommer la méthode et la courbe de laminage elle-même. Son obtention est illustrée de façon graphique sur la figure 6.8. Pour une retenue naturelle, la courbe hauteur-volume ne peut généralement pas être décrite de façon analytique. Par suite, la courbe de laminage doit être décrite de façon discrète par un nombre fini de couples (Y_k, Q_k) et la détermination du débit Q_{j+1} correspondant à la valeur de Y_{j+1} nécessite une recherche itérative.

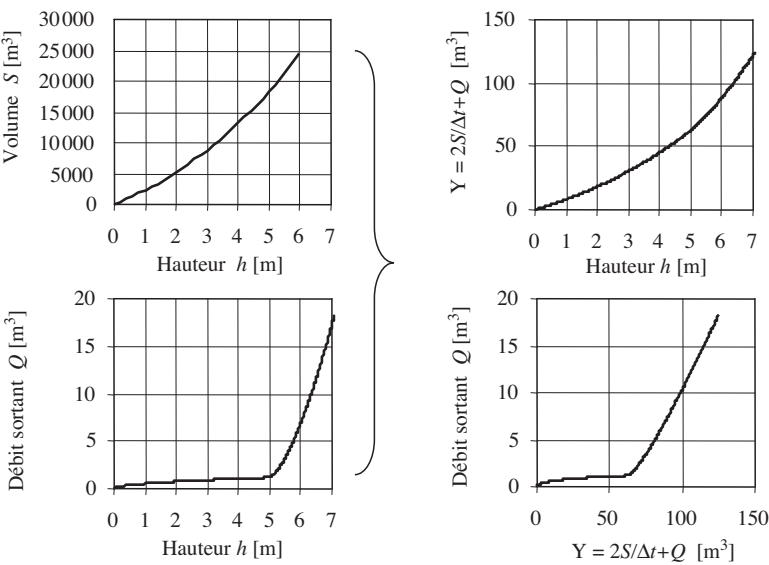


Fig. 6.8 Méthode de construction de la courbe de laminage avec $Y = 2 S / \Delta t + Q$.

Exemple 6.1

Laminage d'une crue dans un réservoir par la méthode de Puls

Une retenue a été construite sur une zone commerciale dans le but de laminiser les crues. Ses caractéristiques géométriques sont décrites sur la figure 6.4. L'ouvrage de vidange est un orifice

(coefficient de débit $m = 0,75$; section $A_0 = 0,45 \text{ m}^2$) placé au niveau du fond de la retenue ($h_0 = 0$). L'évacuateur de crue en cas de débordement est un seuil dont la crête est 5 m plus haut ($h_s = 5 \text{ m}$; coefficient de débit $m = 1,6$; longueur $L_{\text{seuil}} = 3,5 \text{ m}$).

On souhaite déterminer l'hydrogramme de crue résultant du laminage par cette retenue de l'hydrogramme décrit en colonne 2 du tableau 6.3. La retenue est supposée initialement vide. Le débit de vidange n'est pas influencé par l'aval (régime dénoyé). Le laminage de la crue est effectué par la méthode de Puls. La résolution obtenue par l'application de la méthode de Runge-Kutta au quatrième ordre est décrite pour le même cas dans l'annexe 6.8.1.

Selon la méthode de Puls, il est d'abord nécessaire de développer, pour le pas de temps choisi ($\Delta t = 10 \text{ min}$), la courbe de laminage de la retenue (fig. 6.8). La géométrie simple de la retenue (fig. 6.4) permet d'obtenir les expressions analytiques suivantes des relations hauteur-surface et hauteur-volume :

$$A(h) = (L + m \cdot h)(l + 2m \cdot h) \quad (6.13)$$

$$S(h) = L \cdot l \cdot h + \frac{1}{2} \cdot m \cdot (l + 2L) \cdot h^2 + \frac{2}{3} \cdot m^2 \cdot h^3 \quad (6.14)$$

Les expressions des lois de vidange sont données pour différents ouvrages hydrauliques dans la figure 6.6. Elles sont utilisées pour estimer le débit de vidange sortant par l'orifice si $h < 5 \text{ m}$ ou par le seuil si $h > 5 \text{ m}$ – les débits sortant de l'orifice sont supposés obéir à l'équation donnée, même pour les faibles charges hydrauliques (l'analyse hauteur-débit de la retenue pourrait être affinée dans le cas où cette hypothèse ne serait pas retenue). La courbe de laminage est tabulée pour différentes valeurs de la hauteur h (tab. 6.2).

Tableau 6.2 Construction de la courbe de laminage pour $\Delta t = 10 \text{ min}$

Hauteur h [m]	Volume S [m ³]	Débit orifice $Q_0(h)$ [m ³ /s]	Débit seuil $Q_s(h)$ [m ³ /s]	Débit sortant $O(h)$ [m ³ /s]	Cbe laminage $Y(h)$ [m ³ /s]
0,0	0	0,00	–	0,00	0
0,2	411	0,24	–	0,24	1,61
0,4	845	0,33	–	0,33	3,15
0,6	1303	0,41	–	0,41	4,75
0,8	1784	0,47	–	0,47	6,42
...	...	...	...	...	...
4,8	17230	1,16	–	1,16	58,59
5,0	18333	1,18	–	1,18	62,29
5,2	19471	1,20	0,50	1,71	66,61
5,4	20644	1,23	1,42	2,64	71,46

Pour le calcul du routage de la crue à travers le réservoir, on utilise la courbe de laminage identifiée précédemment et l'équation de continuité exprimant le stock en fonction du débit sortant et de la variable Y (équation 6.12).

A $t_0 = 0$, on a $I_0 = 0$, $S_0 = 0$, $Q_0 = 0$ (conditions initiales de l'énoncé). Par suite : $I_0 + I_1 = 6 \text{ m}^3/\text{s}$ et $2 \cdot S_0/\Delta t - O_0 = 0 \text{ m}^3/\text{s}$. Pour $t = t_1 = 10 \text{ min}$, on peut alors calculer la valeur de $Y_1 = 2 \cdot S_1/\Delta t + O_1 = (I_0 + I_1) + (2 \cdot S_0/\Delta t - O_0) = 6 + 0 = 6 \text{ m}^3/\text{s}$ et la valeur du débit sortant O_1 grâce à la courbe de laminage tabulée : $O_1 = 0,46 \text{ m}^3/\text{s}$ (on interpole la courbe, si nécessaire, entre les deux valeurs les plus proches). La valeur du terme $2 \cdot S_1/\Delta t - O_1$, nécessaire à l'estimation

des variables au pas de temps suivant ($t_2 = 20\text{ min}$), est obtenue d'après la relation suivante : $2 \cdot S_1 / \Delta t - O_1 = Y_1 - 2 \cdot O_1 = 6 - 2 \cdot 0,46 = 5,1\text{ m}^3/\text{s}$. Le calcul est répété sur l'ensemble de la période de temps $[0,120\text{ min}]$. Les calculs pour la procédure complète sont présentés dans le tableau suivant.

Tableau 6.3 Hydrogramme entrant et calcul de l'hydrogramme sortant par la méthode de Puls.

j	I_j [m ³ /s]	$I_j + I_{j+1}$ [m ³ /s]	$2 S_j / \Delta t - Q_j$ [m ³ /s]	Y_{j+1} [m ³ /s]	Q_{j+1} [m ³ /s]
0	0,0	6,0	0,0	6,0	0,5
1	6,0	24,8	5,1	29,9	0,9
2	18,8	45,7	28,1	73,8	3,1
3	26,9	46,7	67,6	114,3	14,8
4	19,8	36,0	84,7	120,7	16,8
5	16,2	28,6	87,2	115,8	15,2
6	12,4	22,8	85,3	108,1	12,8
7	10,4	19,0	82,5	101,5	10,7
8	8,6	14,8	80,1	94,9	8,8
9	6,2	9,8	77,3	87,1	6,6
10	3,6	6,2	74,0	80,2	4,7
11	2,6	4,8	70,8	75,6	3,6
12	2,2	4,4	68,4	72,8	2,9

La figure 6.9 montre les hydrogrammes de débits sortants obtenus selon les deux méthodes traitées dans l'exemple 6.1. Les méthodes donnent des résultats similaires.

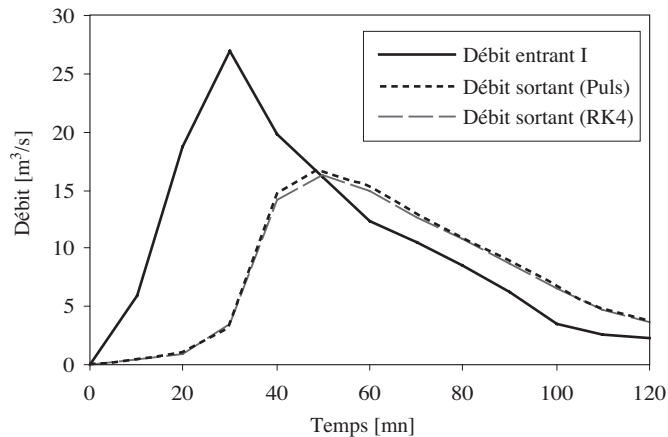


Fig. 6.9 Hydrogramme entrant et hydrogrammes sortants obtenus par routage hydrologique avec la méthode de Puls et avec la méthode de Runge-Kutta de quatrième ordre (RK4) (cf. annexe 6.8.1 pour la mise en œuvre de cette méthode).

6.3 ROUTAGE HYDRAULIQUE EN RIVIÈRE

6.3.1 Définition du problème

Variables à estimer et équations

En régime transitoire, et lorsqu'ils sont graduellement variés, la description hydraulique des écoulements unidirectionnels dans un cours d'eau se base, sous certaines hypothèses simplificatrices, sur un système de cinq équations impliquant cinq variables d'état.

Les variables d'état sont – sauf simplification du modèle : la hauteur d'eau, h ; la vitesse moyenne de l'eau, V ; le périmètre mouillé, P ; la surface mouillée, A ; ainsi que la perte de charge par frottement, h_f . Elles sont à estimer en chacune des sections retenues pour la description des écoulements.

Les cinq équations comprennent deux relations d'état – l'une entre la hauteur d'eau et le périmètre mouillé et l'autre, entre la hauteur d'eau et la section d'écoulement ; deux équations de bilan, exprimant la conservation de la quantité de matière et de l'énergie ; et enfin une relation de dynamique de processus exprimant la relation entre la vitesse de l'écoulement et la pente de frottement. Cette dernière équation est connue sous le terme d'équation de frottement. Les deux équations de bilan sont connues sous le terme d'équations de Barré de Saint-Venant (1871).

Par définition enfin, le débit transitant par une section donnée est le produit de la section mouillée par la vitesse moyenne de l'écoulement ($Q = A \cdot V$). La pente de frottement, S_f , est le gradient longitudinal de la perte de charge par frottement : $S_f = -\partial h_f / \partial x$ où x est l'abscisse curviligne le long du cours d'eau.

Problème à résoudre

Quel que soit le modèle retenu, les critères de stabilité et de convergence numérique imposent en général que le tronçon de rivière entre la station amont, où l'hydrogramme entrant est connu, et la station aval, où l'hydrogramme sortant doit être estimé, soit discrétisé en différents éléments de longueur finie – longueur éventuellement variable Δx . Leur nombre doit être d'autant plus grand que la distance entre les stations est grande et que les variations des caractéristiques physiques du tronçon ainsi que les variations hydrauliques des écoulements entre les deux stations sont importantes. La simulation du routage des débits entre la station amont et la station aval d'un bief consiste, pour chaque pas de temps, à estimer les variables retenues pour décrire l'écoulement en chacune des sections du cours d'eau délimitant ces éléments. Lorsque toutes ces variables sont estimées pour un temps t_0 donné, l'estimation est renouvelée pour le temps $t_0 + \Delta t$ où Δt est le pas de temps, éventuellement variable, séparant les estimations successives.

La résolution du système d'équations nécessite la définition, pour le tronçon de rivière considéré, des conditions initiales (c'est-à-dire valeurs des variables en chacune des sections pour $t = t_0$), des conditions aux limites (c'est-à-dire débits entrants à la station amont en $x = 0$, une condition de hauteur ou de régime hydraulique à la limite aval en $x = L$) et des conditions latérales (i.e apports ou prélèvements latéraux $q(x, t)$). Le problème à résoudre ainsi que la discrétisation spatiale et temporelle typiquement retenue à cet effet sont illustrés dans la figure 6.10.

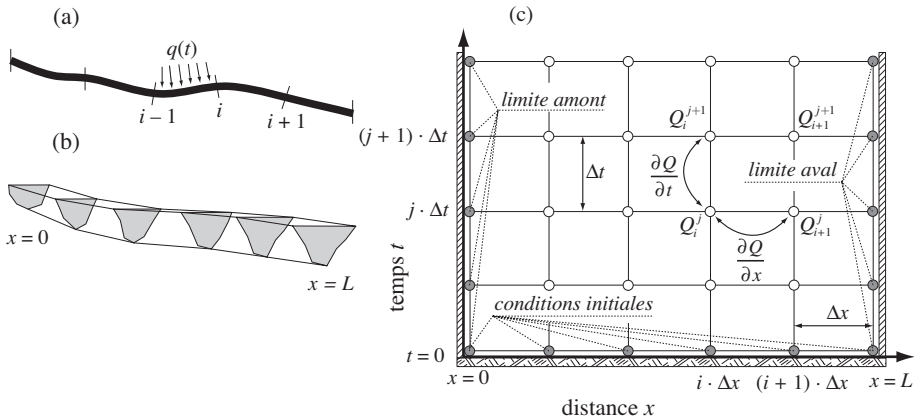


Fig. 6.10 Nature du problème à résoudre pour l'estimation du routage des débits entre la station amont en $x = 0$ et la station aval en $x = L$. (a) Découpage du tronçon de rivière en différents éléments; (b) sections d'écoulement pour l'estimation des variables décrivant l'écoulement; (c) schéma typique de discrétisation spatiale et temporelle, variables à estimer en chacun des points de la grille, conditions initiales et conditions aux limites.

6.3.2 Le système d'équations du modèle de Barré de Saint-Venant

Relations d'état

Différentes variables sont nécessaires à la description de la section d'écoulement. Elles sont liées à sa géométrie (tab. 6.4 et encadré 6.1). Les relations d'état expriment en tout point M d'abscisse curviligne x les relations entre ces différentes variables (cf. relation qui existe entre la section mouillée et la hauteur de l'écoulement h).

Elles peuvent être obtenues dans le cas général sur la base des relevés en travers de sections d'écoulement choisies. Une expression analytique de ces relations d'état est possible dans le cas de tronçons à géométrie simple (tab. 6.4).

Encadré 6.1 Variables décrivant une section d'écoulement

Les variables qui permettent de décrire une section d'écoulement sont:

- La profondeur de l'écoulement h : hauteur d'eau maximale sur la section d'écoulement.
- La section mouillée $S(h)$: c'est la surface de la section en travers du cours d'eau occupée par l'eau.

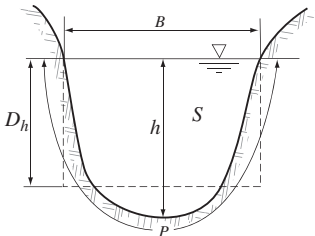
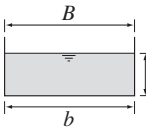
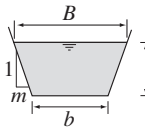
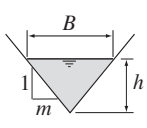
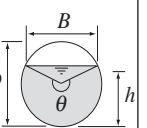
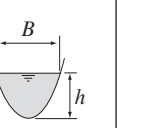


Fig. 6.11 Caractéristiques géométriques d'une section d'écoulement.

- Le périmètre mouillé $P(h)$: c'est la longueur de la ligne de contact entre le lit du cours d'eau et l'eau. Il ne comprend pas la surface libre.
- La largeur au miroir $B(h)$: c'est la largeur du tronçon au niveau de la surface libre.
- Le rayon hydraulique $R_H(h)$: c'est le quotient de la section mouillée sur le périmètre mouillé.
- La profondeur hydraulique $D(h)$: c'est le quotient de la section mouillée par la largeur au miroir.

Tableau 6.4 Relations d'état pour sections en travers à géométrie simple
(d'après Graf et Altinakar, 2000).

	Rectangle	Trapeze	Triangle	Cercle	Parabole
					
$S(h)$	$b \cdot h$	$(b + mh)h$	$m \cdot h^2$	$\frac{1}{8}(\theta - \sin \theta)D^2$	$\frac{2}{3}(Bh)$
$P(h)$	$b + 2h$	$b + 2h\sqrt{1 + m^2}$	$2h\sqrt{1 + m^2}$	$\frac{1}{2}(\theta \cdot D)$	$B + \frac{8}{3} \cdot \frac{h^2}{B} *$
$Rh(h)$	$\frac{b \cdot h}{b + 2h}$	$\frac{(b + mh)h}{b + 2h\sqrt{1 + m^2}}$	$\frac{mh}{2\sqrt{1 + m^2}}$	$\frac{1}{4} \left[1 - \frac{\sin \theta}{\theta} \right] D$	$\frac{2(B^2 h)}{3B^2 + 8h^2} *$
$B(h)$	b	$b + 2mh$	$2mh$	$\frac{(\sin \theta / 2)D}{2\sqrt{h(D - h)}}$ ou $\frac{(\sin \theta / 2)D}{2\sqrt{h(D - h)}}$	$\frac{3}{2} \cdot \frac{S}{h}$
$Dh(h)$	h	$\frac{(b + mh)h}{b + 2mh}$	$\frac{1}{2} h$	$\left[\frac{\theta - \sin \theta}{\sin \theta / 2} \right] \cdot \frac{D}{8}$	$\frac{2}{3} h$

* Valable pour $0 < \xi \leq 1$, avec $\xi = 4h/B$. Si $\xi > 1$: $P = \left(\frac{B}{2} \right) \left[\sqrt{1 + \xi^2} + \frac{1}{\xi} \ln \left(\xi + \sqrt{1 + \xi^2} \right) \right]$

Equations de Barré de Saint-Venant

Les équations formulées sur la base des hypothèses de Barré de Saint-Venant (1871) expriment les lois de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie dans un volume de contrôle fini dont les limites sont deux sections en travers du cours d'eau séparées d'une distance finie, la surface libre et le fond de la rivière (encadré 6.2). Lorsque les variables de l'écoulement et les caractéristiques géométriques du lit sont continues et dérivables, les équations de conservation de la quantité de mouvement et de l'énergie sont équivalentes (Cunge, 1995). Les équations unidimensionnelles dites de « Barré de Saint-Venant » couramment utilisées sont les suivantes :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (6.15)$$

$$S_0 - S_f = \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{g} V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} - (k - 1) \cdot \frac{q}{g} \cdot \frac{V}{A} \tag{6.16}$$

où A est la section mouillée de l'écoulement [m^2]; Q et V sont respectivement le débit et la vitesse moyenne dans cette section [m^3/s] et [m/s]; q est l'éventuel débit latéral d'apport par unité de longueur [$\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$]; h est la hauteur d'eau [m]; S_0 et S_f sont respectivement la pente du tronçon [m/m] et la pente de la ligne d'énergie (pertes de charge linéaires) [m/m]; et k est un coefficient dépendant du sens du débit latéral d'apport ($k = 0$ si le débit latéral est entrant et, $k = 1$ s'il est sortant).

Les différents termes de l'équation de conservation de la quantité de mouvement ont des ordres de grandeurs différents suivant les caractéristiques du signal d'entrée – en particulier sa rapidité – et suivant les caractéristiques du bief (§ 6.6.2). Certains de ces termes peuvent être de ce fait négligés. Les modèles généralement utilisés en hydrologie sont les modèles dits à frottements prépondérants : le modèle de l'onde diffusante néglige les termes d'inertie ; le modèle de l'onde cinématique néglige en plus le terme de pression (tab. 6.5 et encadré 6.2). La simplification de l'onde cinématique, et *a fortiori* celle de l'onde diffusante, constitue, dans la majorité des cas de figure rencontrés en hydrologie, une simplification raisonnable.

Tableau 6.5 Simplifications possibles des équations de Barré de Saint-Venant (sans le terme lié aux éventuels apports latéraux).

Equation	Modèle
$S_0 - S_f = \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{g} V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t}$	Onde dynamique
$0 = \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{g} V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t}$	Onde de gravité
$S_0 - S_f = \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{g} V \frac{\partial V}{\partial x}$	Onde dynamique quasi permanente
$S_0 - S_f = \frac{\partial h}{\partial x}$	Onde diffusante
$S_0 - S_f = 0$	Onde cinématique

Equation de frottement

La relation entre la vitesse de l'écoulement V et la pente de frottement S_f dépend en particulier du nombre adimensionnel de Reynolds (Re) exprimant le rapport entre les forces de frottement et d'inertie. Il est défini par :

$$Re = \frac{\rho \cdot V \cdot h}{\mu} \tag{6.17}$$

avec ρ la densité du fluide [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$], μ la viscosité du fluide [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$] et V et h la vitesse et la hauteur de l'écoulement en [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] et [m].

Lorsque $Re > 2000$, ce qui est généralement le cas pour les applications hydrologiques courantes, l'écoulement est turbulent. L'équation de frottement peut s'exprimer sous la forme :

$$V = K \cdot \sqrt{S_f} \quad (6.18)$$

où la conductivité K est principalement fonction des dimensions de la section en travers, de sa rugosité ainsi que des irrégularités du lit du cours d'eau². Les deux équations employées sont les équations empiriques de Manning-Strickler et de Chézy :

$$\text{Chézy: } V(h) = C \cdot R_H(h)^{1/2} \cdot \sqrt{S_f} \quad (6.19)$$

$$\text{Manning: } V(h) = \frac{1}{n} \cdot R_H(h)^{2/3} \cdot \sqrt{S_f} \quad (6.20)$$

Avec $V(h)$ la vitesse moyenne de l'écoulement [m/s], $R_H(h)$ le rayon hydraulique [m], S_f la pente des pertes de charge [–], C et n respectivement les coefficients de Chézy [m^{1/2}/s] et de Manning [m^{-1/3} · s]. n est connu sous le terme de coefficient de rugosité hydraulique de la section d'écoulement. L'équation de Manning-Strickler est considérée comme constituer pour les écoulements rugueux une bonne approximation de la réalité. Elle est majoritairement utilisée en hydrologie.

Encadré 6.2 Hypothèses et dérivation des équations de Barré de Saint-Venant

Hypothèses

Les hypothèses de Barré de Saint-Venant sont les suivantes :

1. La densité de l'eau est constante,
2. La répartition de la pression est hydrostatique (c'est-à-dire la hauteur piézométrique définie par $p/\gamma + z_p$ avec z_p , la cote de la particule d'eau considérée et p , la pression à laquelle est soumise cette particule, est constante sur une verticale), en d'autres termes, l'accélération verticale est négligeable,
3. L'écoulement est essentiellement horizontal (c'est-à-dire la pente longitudinale est faible),
4. Au sein d'une section transversale, chaque élément de fluide se déplace à la vitesse moyenne V et la surface libre est horizontale,
5. Les pertes de charges peuvent être exprimées à l'aide des formules empiriques pour les écoulements permanents,
6. Tous les changements de géométrie du lit sont graduels et les limites du tronçon de rivière sont fixes (c'est-à-dire les phénomènes d'érosion ou de dépôt sont négligés).

Equation de continuité

L'équation de continuité exprime le fait que les variations de stock (en volume d'eau) au sein d'un élément de cours d'eau de longueur dx sont égales à la somme des volumes entrants V_e moins la somme des volumes sortants V_s . Pour l'élément de cours d'eau décrit dans la figure 6.11, on a :

² Lorsque $Re < 500$, l'écoulement est laminaire, et l'équation de dynamique de l'écoulement peut s'exprimer en fonction de la conductivité K du tronçon et de la pente de frottement sous la forme : $V = K \cdot \text{grad}(H)$ avec H la charge hydraulique et avec K la conductivité fonction des propriétés de l'eau (densité, viscosité) et des dimensions de la section en travers. Différentes expressions sont possibles pour les nombres de Reynolds intermédiaires (cf. Graf et Altinakar, 2000).

$$\text{Volume entrant: } V_e = Q \cdot dt + q \cdot dx \cdot dt \quad (6.21)$$

$$\text{Volume sortant: } V_s = \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial x} \cdot dx \right) \cdot dt \quad (6.22)$$

$$\text{Variation de volume: } \Delta V = \frac{\partial A}{\partial t} \cdot dx \cdot dt \quad (6.23)$$

Avec A la section mouillée de l'écoulement et q le débit latéral par unité de longueur (avec $q < 0$ si le débit latéral sort de la section du canal et $q > 0$ si le débit latéral y entre). L'équation de continuité s'obtient en considérant que $\Delta V = V_e - V_s$ et en simplifiant l'égalité résultante. On obtient :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (6.24)$$

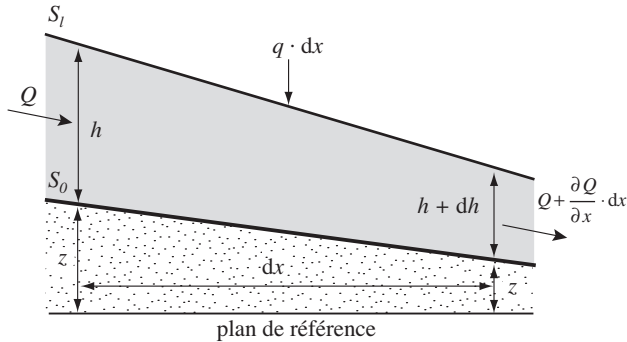


Fig. 6.12 Les différents termes de l'équation de continuité.

Equation de la conservation de l'énergie

L'équation de l'énergie exprime la conservation de l'énergie dans la direction de l'écoulement. L'énergie totale au sein d'une section d'écoulement, H en [m], couramment appelée la charge hydraulique, a l'expression suivante :

$$H = V^2/2g + h + z \quad (6.25)$$

où $V^2/2g$ est l'énergie cinétique due à la vitesse [m], h l'énergie de pression (égale à la hauteur d'eau) [m] et z l'énergie potentielle définie par une cote à un plan de référence arbitraire [m].

Selon le premier principe de la thermodynamique, l'énergie totale H doit décroître d'amont en aval du fait de la dissipation d'énergie par frottement. En régime permanent, cette perte d'énergie par unité de longueur est la somme de la perte d'énergie des trois composantes énergétiques mentionnées ci-dessus.

$$\frac{dh_f}{dx} = \frac{dH}{dx} = \frac{d}{dx} \left[\frac{V^2}{2 \cdot g} + h + z \right] = \frac{V}{g} \cdot \frac{dV}{dx} + \frac{dh}{dx} + \frac{dz}{dx} \quad (6.26)$$

En régime transitoire, la perte d'énergie par frottement est en plus influencée par les variations de vitesse le long du cours d'eau. Ces dernières induisent une autre perte d'énergie d'expression $1/g \cdot \partial V/\partial t$ (fig. 6.13). Par ailleurs, les apports énergétiques induits

par les éventuels apports latéraux conduisent à l'expression suivante de l'équation de l'énergie :

$$\frac{\partial h_f}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} - (k-1) \cdot \frac{q}{g} \cdot \frac{V}{A} \quad (6.27)$$

Les définitions de la pente de frottement et de la pente du fond du lit, conduisent à l'expression finale suivante :

$$S_0 - S_f = \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{g} V \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} - (k-1) \cdot \frac{q}{g} \cdot \frac{V}{A} \quad (6.28)$$

(a) (b) (c) (d) (e) (f)

Les différents termes de l'équation sont : les termes liés (a) aux forces de gravité, (b) aux forces de frottement, (c) aux forces de pression, (d) le terme d'accélération locale, (e) le terme d'accélération convective, et (f) le terme lié aux apports latéraux.

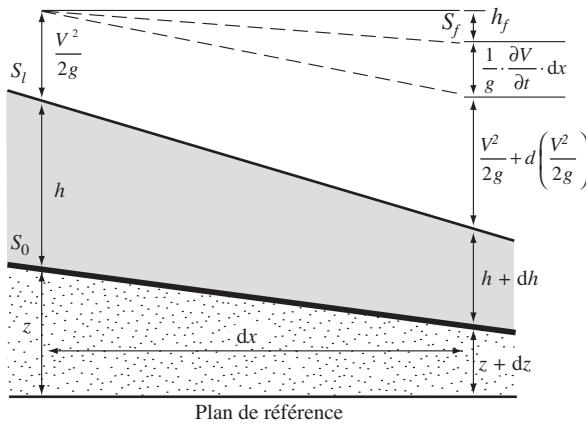


Fig. 6.13 Les différents termes de l'équation de la conservation de l'énergie.

6.3.3 Résolution des équations

Le système d'équations gouvernant les écoulements à surface libre unidirectionnels et graduellement variés n'a pas, pour les systèmes physiques réels, de solution exacte. Les méthodes de résolution sont essentiellement des méthodes numériques permettant de linéariser le système d'équations non-linéaires de départ. Pour les écoulements unidimensionnels, les méthodes numériques de résolution usuelles utilisent des schémas implicites ou explicites aux différences finies (encadré 6.3), plus rarement aux éléments finis. Ces méthodes sont basées sur la discrétisation du tronçon de rivière considéré en tronçons de longueur finie et sur la discrétisation des opérateurs de dérivations trouvés dans les équations aux dérivées partielles. Elles ont été largement étudiées et décrites dans la littérature (cf. Preissmann, 1965 ; Cunge *et al.*, 1980, Hervouet, 2003). Les schémas fréquemment utilisés sont par exemple le schéma de Laxe pour les schémas explicites, les schémas de Preissmann (Preissman, 1961 ; Preissmann et Cunge, 1961) et de Abbott et Ionescu (1967) pour les schémas implicites.

Encadré 6.3 Schémas implicites ou explicites aux différences finies pour la résolution des équations d'écoulement en rivière

Schémas explicites

Ces méthodes permettent de calculer, en chaque point de calcul, les variables de l'écoulement au temps $t + \Delta t$ en fonction des valeurs connues de ces variables au temps t pour les points de calcul voisins du point considéré. Les résultats obtenus avec les méthodes explicites sont aberrants si les pas de temps de calcul sont trop grands. Des résultats corrects sont obtenus si les pas de temps et d'espace respectent la condition de Courant-Friedrichs-Lewy, c'est-à-dire si le nombre de courant Cr est inférieur à 1 avec $Cr = (c + |u|) \cdot \Delta t / \Delta x$ où $c = (g \cdot A / B)^{1/2}$ est la célérité des petites ondes.

Bien que les schémas explicites induisent des calculs immédiats, ils ne sont généralement pas appropriés pour le calcul de la propagation des ondes de crues en rivière naturelle, les pas de temps exigés pour le calcul étant beaucoup trop petits (Cunge, 1995).

Schémas implicites

Les méthodes implicites consistent à considérer que la valeur des variables au temps i est la moyenne pondérée entre la valeur qu'elles prennent au temps t (et qui est connue) et la valeur qu'elles prennent au temps $t + \Delta t$ (qui est inconnue et qui est précisément à estimer). Cette méthode permet de se libérer de la condition de Courant-Friedrichs-Lewy et d'accepter des nombres de courant très grands (souvent supérieurs à 10). Une trop grande valeur du nombre de courant fait cependant souvent apparaître une erreur de calcul dite de diffusion numérique (comportement similaire à une viscosité artificielle).

Les schémas implicites peuvent être rendus inconditionnellement stables mais ils présentent l'inconvénient de produire à chaque pas de temps un système linéaire à résoudre de taille importante.

6.3.4 Modèle de l'onde cinématique

Lorsque les termes de pression et d'inertie sont négligeables devant les forces de gravité et les forces de frottement, ces deux dernières s'équilibrent. Le modèle obtenu est dit modèle de l'onde cinématique (tab. 6.5). L'égalité entre la pente de frottement S_f et la pente du fond S_0 implique que l'équation de la quantité de mouvement peut être approximée par l'hypothèse d'un régime permanent tel que décrit par les équations de frottement empiriques de Manning ou de Chézy. Le système d'équations se résume à l'équation de continuité et à l'équation de frottement suivantes :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (6.29)$$

$$Q = Q(h) = \frac{1}{n} \cdot A(h) \cdot R_H(h)^{2/3} \cdot \sqrt{S_0} \quad (6.30)$$

La seconde équation établit une relation univoque entre le débit Q et la surface mouillée A ainsi qu'entre le débit et la hauteur de l'écoulement h . Ces deux équations peuvent être combinées pour donner une équation fonction d'une seule variable (cf. h ou Q ou A), appelée équation de l'onde cinématique. Cette équation, non-linéaire, n'a pas de solution analytique. Sa résolution, à l'aide d'un schéma numérique approprié, peut néanmoins être relativement simple sous certaines hypothèses simplificatrices concernant notamment la géométrie de la section d'écoulement (annexe 6.8.2).

Du fait de l'univocité entre le débit et la surface mouillée, le débit et la profondeur de l'écoulement propagés avec ce modèle apparaissent constants à un observateur qui se déplace le long du cours d'eau à la vitesse c_k définie par l'équation suivante :

$$c_k = \frac{dQ}{dA} \quad (6.31)$$

La vitesse c_k , encore dénommée *célérité de l'onde cinématique* exprime qu'une variation locale de débit dans le temps se propage vers l'aval avec une célérité proportionnelle au taux de variation du débit avec la section d'écoulement (encadré 6.4). La célérité de l'onde est toujours supérieure à la vitesse moyenne de l'écoulement V (égale à Q/A). Par ailleurs pour un observateur fixe, l'onde cinématique apparaît comme un écoulement uniforme, non-permanent avec la surface libre de l'écoulement parallèle au lit de la rivière et à la ligne d'énergie (fig. 6.14).

Le modèle de l'onde cinématique conduit à une propagation de crue sans atténuation de son débit de pointe ! Par ailleurs, la célérité de l'onde de crue étant une fonction croissante du débit considéré, l'hydrogramme de crue a tendance à se raidir lorsqu'il se propage vers l'aval : le temps de montée de l'hydrogramme se réduit au fur et à mesure que la crue se propage vers l'aval (fig. 6.15).

L'onde cinématique peut être utilisée aussi bien pour le routage des débits en rivière que pour le transfert des ruissellements en nappe (chap. 5).

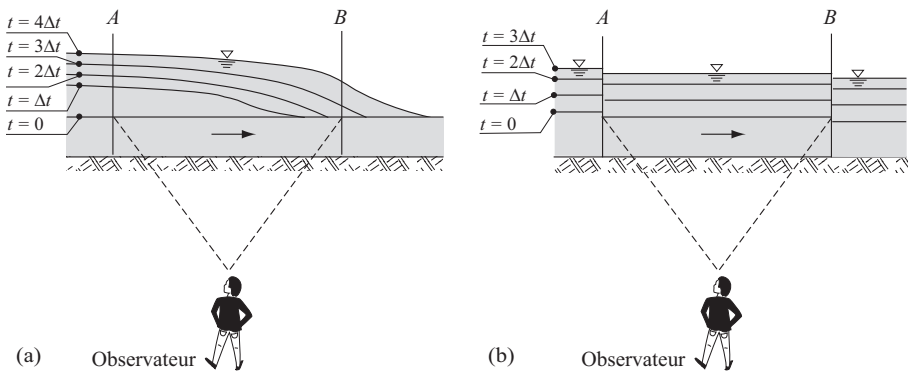


Fig. 6.14 Visualisation de l'onde dynamique et de l'onde cinématique par un observateur stationné sur la berge (d'après Bedient et Huber, 2002).

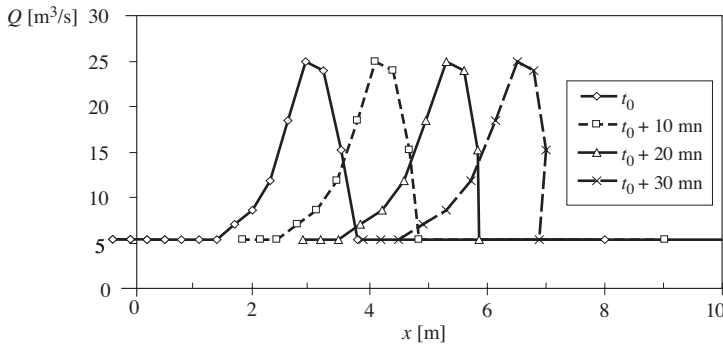


Fig. 6.15 Variations longitudinales du débit de crue au sein d'un canal (pente 0,1 %, rugosité $n = 0,02$, largeur $B = 3$ m) obtenues par le modèle de l'onde cinématique pour différents instants t ($t = t_0$, $t = t_0 + 10$ min, $t = t_0 + 20$ min, $t = t_0 + 30$ min).

Encadré 6.4 Expression de la célérité de l'onde cinématique pour un écoulement de surface unidimensionnel

Pour un écoulement à surface libre unidirectionnel et régi par le modèle de l'onde cinématique, la relation univoque entre le débit et la hauteur d'eau permet d'écrire la différentielle du débit sous la forme suivante :

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial t} dt + \frac{\partial Q}{\partial x} dx \quad (6.32)$$

Par suite, si l'on considère un filet de courant dans lequel le débit reste constant ($dQ = 0$), la vitesse de propagation de ce débit est :

$$\left(\frac{dx}{dt} \right)_{Q=\text{cste}} = - \frac{\partial Q / \partial t}{\partial Q / \partial x}$$

Pour un observateur qui se déplace le long du cours d'eau à la vitesse $c_k = -(\partial Q / \partial t) / (\partial Q / \partial x)$, les variations du débit et par suite de la section mouillée et de la hauteur d'écoulement sont donc nulles.

Or, en l'absence d'apports latéraux, l'équation de continuité peut aussi s'écrire, en une section quelconque d'abscisse $x = x_0$, sous la forme suivante :

$$\frac{dA}{dQ} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (6.33)$$

Par suite, la vitesse c_k peut aussi s'exprimer :

$$c_k = - \frac{\partial Q / \partial t}{\partial Q / \partial x} = \frac{dQ}{dA} \quad (6.34)$$

Dans le cas d'un canal rectangulaire de largeur de fond B , où le modèle de frottement retenu est celui de Manning-Strickler, la célérité d'une onde de crue pour un débit correspondant à une hauteur d'écoulement h est donc la suivante :

$$c_k = \frac{S_0^{1/2} \cdot B^{2/3}}{n} \cdot \left[\frac{h^{2/3} \cdot (5 \cdot B + 6 \cdot h)}{3 \cdot (B + 2 \cdot h)^{5/3}} \right] \quad (6.35)$$

La célérité de l'onde est à distinguer de la vitesse moyenne de l'écoulement. Pour simplifier, supposons que le profil de l'onde de crue est celui illustré sur la figure 6.16 et qu'il reste constant lorsqu'il se propage vers l'aval.

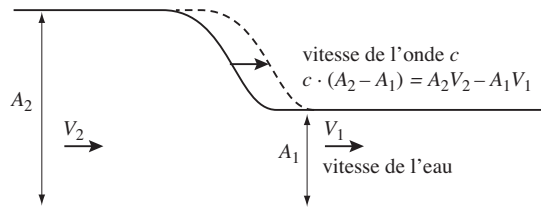


Fig. 6.16 Célérité d'une onde de crue et vitesses de l'écoulement (d'après Bedient et Huber, 2002).

L'onde de crue se déplace à la vitesse c . Si les modifications de la forme de l'onde sont négligées, l'application de l'équation de continuité entre les sections amont et aval du tronçon considéré conduit à la relation suivante :

$$c \cdot (A_2 - A_1) = A_2 \cdot v_2 - A_1 \cdot v_1 \quad (6.36)$$

où c et v sont la vitesse de l'onde et de l'eau et où A est la section mouillée. Par suite,

$$c = \frac{A_2 \cdot v_2 - A_1 \cdot v_1}{A_2 - A_1} = v_2 + \frac{A_1 \cdot (v_2 - v_1)}{A_2 - A_1} = v_1 + \frac{A_2 \cdot (v_2 - v_1)}{A_2 - A_1} \quad (6.37)$$

Comme la vitesse de l'écoulement est une fonction croissante de la section, le terme $(v_2 - v_1)/(A_2 - A_1)$ est positif : la célérité est donc supérieure à la vitesse de l'eau à l'amont et à l'aval du front de propagation de l'onde. Le rapport c/V peut être déterminé analytiquement pour différentes formes de sections d'écoulement (tab. 6.6). Pour les rivières naturelles, un rapport moyen c/V de 1,5 est généralement retenu.

Tableau 6.6 Rapport c/V pour différentes formes de sections d'écoulement

Forme de la section	c/V
Rectangle large	1,67
Parabole large	1,44
Triangulaire	1,33

6.3.5 Modèle de l'onde diffusante

Lorsque les apports latéraux sont nuls et que les termes d'inertie sont négligeables devant les termes de pression, de gravité et de frottement, l'équation de la conservation de la quantité de mouvement a l'expression suivante :

$$S_0 - S_f = \frac{\partial h}{\partial x} \quad (6.38)$$

La relation entre le débit et la hauteur d'écoulement n'est donc plus univoque. La combinaison de cette équation avec l'équation de continuité donne l'équation de l'onde diffusante³ :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} - \mu \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = c \cdot q - \mu \cdot \frac{\partial q}{\partial x} \quad (6.39)$$

où c représente la célérité de l'onde diffusante et μ le coefficient de diffusion. Ces coefficients ont l'expression approchée suivante (Roche, 1985) :

$$c = -\frac{dQ}{dA} \quad \text{et} \quad \mu = \frac{Q}{2 \cdot B \cdot S_0} \quad (6.40)$$

où B est la largeur au miroir de la section d'écoulement. Le coefficient de diffusion est responsable de l'atténuation de l'hydrogramme. Les coefficients c et μ sont fonction du débit. Le modèle est donc non-linéaire.

³ Cette équation de diffusion (d'où le nom de l'onde diffusante) est en quelque sorte une équation standard régnant aussi le transfert de chaleur par conduction thermique (loi de Fourier), la conduction de courant électrique (loi d'Ohm), la diffusion d'un gaz (loi de Fick) et la loi régnant l'écoulement de l'eau dans un sol saturé (loi de Darcy).

La modélisation de la propagation d'une crue à l'aide de l'onde diffusante permet de simuler une atténuation du débit de pointe (fig. 6.17). Elle permet aussi de spécifier les conditions aux limites aval et par suite de prendre en compte les effets d'éventuelles influences aval. Sauf conditions particulières, la résolution de cette équation requiert de nouveau l'usage des méthodes numériques évoquées précédemment (cf. aussi Cappeleare, 1997).

Si les variations du débit amont sont limitées, il est possible de prendre des valeurs constantes moyennes pour la célérité de l'onde et le coefficient de diffusion. Le modèle devient linéaire. L'équation de l'onde diffusante a alors une solution analytique et le débit sortant s'exprime sous la forme d'un produit de convolution. Le modèle correspondant est connu sous le nom de modèle d'Hayami (1951). L'hydrogramme aval est directement obtenu à partir de l'hydrogramme amont. Le modèle ne permet plus de prendre en compte les influences aval.

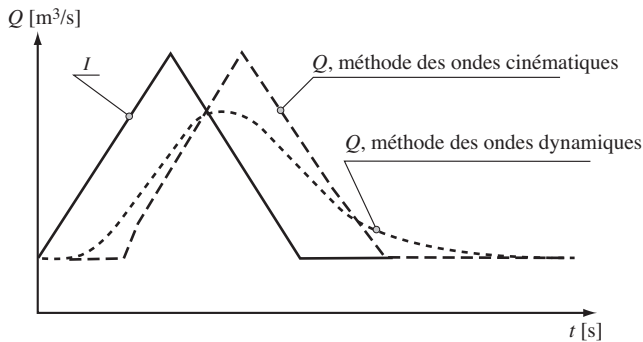


Fig. 6.17 Illustration de l'influence du modèle choisi sur la propagation d'un hydrogramme triangulaire simple entre deux stations S1 et S2.

6.3.6 Singularités hydrauliques

Les équations de Barré de Saint-Venant ne sont pas adaptées lorsque les différentes variables qui caractérisent l'écoulement changent brusquement ou lorsqu'elles sont discontinues. De telles situations sont généralement observées au voisinage d'une singularité telle que celles associées à un déversoir, une confluence ou une défluence, un rétrécissement ou un élargissement, un ressaut hydraulique, une chute ou un changement brutal de direction (fig. 6.18).

Dans ce cas, l'écoulement est dit rapidement varié et les équations appropriées à ces singularités, permettant généralement de prendre en compte des pertes de charges singulières, sont nécessaires pour estimer les variables de l'écoulement. Chaque singularité est représentée par un modèle indépendant qui est soit issu d'un modèle empirique calé sur des séries d'observations du comportement de la singularité, soit issu d'hypothèses destinées à simplifier la représentation du système. Une hypothèse d'égalité des cotes entre l'amont et l'aval d'un nœud est souvent effectuée par exemple à chaque confluence ou défluence du réseau. Pour des singularités telles que les déversoirs, les orifices et vannes, etc., différents modèles de débits permettent de relier les charges hydrauliques amont et aval au débit transité par la singularité. En pratique, ce sont fréquemment les cotes de la surface libre qui sont utilisées (§ 6.2.1).

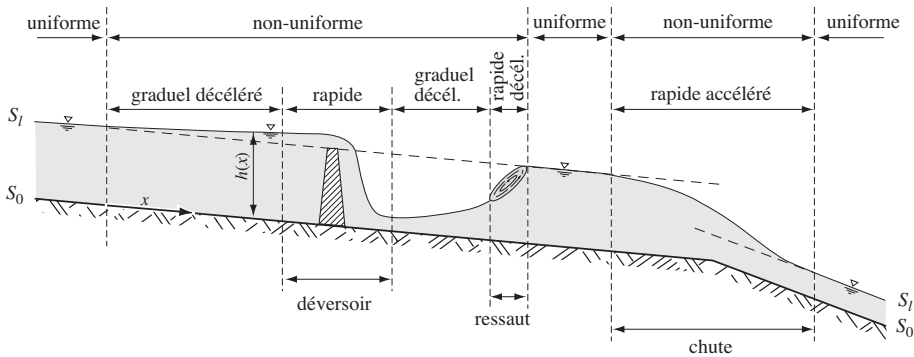


Fig. 6.18 Différents types d'écoulement. Ecoulements graduellement variés ou rapidement variés. Ecoulements uniformes, non-uniformes (d'après Graf et Altinakar, 2000).

Les équations associées aux singularités sont ajoutées au système d'équations utilisées pour décrire les écoulements sur l'ensemble du tronçon de rivière considéré. Le lecteur pourra se référer aux ouvrages de Carlier (1972), Lencastre (1999), Sinniger et Hager (1989), Copeland *et al.*, (2001), Chaudhry (1993) ou Henderson (1966) en anglais, pour plus d'informations à ce sujet.

6.3.7 Données requises

Quel que soit le modèle hydraulique retenu, les données requises sont plus ou moins les mêmes. Il s'agit : 1) des sections en travers, des pentes et des longueurs des tronçons considérés, 2) des coefficients de rugosité de ces tronçons et enfin 3) des conditions initiales et aux limites.

Les sections en travers sont nécessaires pour la détermination des relations d'état hauteur-périmètre mouillé, hauteur-surface mouillée. Elles sont typiquement obtenues sur la base de relevés topographiques orthogonaux au lit du cours d'eau. Les questions principales concernent la précision des relevés à effectuer, la densité des sections à relever et la façon d'estimer ces sections pour tous les points de calcul pris en compte dans le modèle hydraulique. Une interpolation spatiale est souvent nécessaire entre deux sections relevées pour obtenir des données intermédiaires (cf. Beck, 2006).

Les coefficients de rugosité sont à estimer soit par calage, soit à partir des caractéristiques du milieu, à l'aide d'abaques obtenus de manière empirique. Un modèle hydraulique unidirectionnel ne voit pas les méandres et ne peut pas prendre explicitement les pertes de charges associées. Les coefficients de rugosité dépendent donc en particulier de la sinuosité du cours d'eau. Différents abaques (tab. 6.7) sont proposés par Chow (1959) pour l'estimation de ces caractéristiques. Diverses recommandations sont également données par USACE (1986) ou par Vidal (2005).

Les conditions initiales sont décrites par les débits en tout point du cours d'eau pour le début de la simulation. Les hauteurs et les vitesses correspondantes peuvent être estimées sur la base des équations pour un régime permanent (e.g hauteur normale estimée avec l'équation de Manning). Les conditions aux limites amont et latérales sont respectivement l'hydrogramme des débits entrants et l'hydrogramme des apports ou prélèvements latéraux. La condition à la limite aval est une relation connue

ou supposée entre les débits et hauteurs d'écoulement (cf. hauteur normale, relation pour l'écoulement critique).

Tableau 6.7 Coefficients de rugosité n en fonction des caractéristiques du milieu (d'après Bedient et Huber, 2002).

Nature du réseau hydrographique	n [$\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s}$]
Conduites fermées	
Béton lisse	0,010-0,015
Maçonnerie grossière	0,018-0,030
Collecteurs à ciel ouvert	
Canal en maçonnerie	0,015-0,035
Canal en terre rectiligne, non enherbé	0,022-0,033
Canal en terre, sinueux, fortement enherbé	0,030-0,040
Rivières	
Rivière de plaine, rectiligne, sans végétation arbustive	0,025-0,033
Rivière de plaine, sinueuse, végétation peu dense	0,033-0,045
Rivière de montagne, pentue, galets	0,030-0,050
Rivière de montagne, pentue, galets et blocs de rochers	0,040-0,070
Lit majeur	
Lit majeur en prairie	0,030-0,050
Lit majeur en vigne, taillis ou végétation arbustive éparpillé	0,035-0,070
Lit majeur avec végétation arbustive dense	0,070-0,160
Lit majeur en forêt	0,080-0,120

6.4 ROUTAGE HYDROLOGIQUE EN RIVIÈRE

Différentes méthodes de routage dites hydrologiques permettent de propager les débits au sein d'un tronçon de rivière de longueur finie. Elles reposent sur une représentation conceptuelle et globale du phénomène. La méthode de Puls modifiée⁴ utilise, pour cette représentation, une cascade de réservoirs linéaires du type de celles décrites au chapitre 5. La méthode dite «*Lag and route*» effectue la propagation par la combinaison de deux opérations : un décalage temporel de l'hydrogramme entrant et une atténuation par un réservoir conceptuel. Pour plus d'informations sur ces méthodes, le lecteur pourra consulter USACE (1994).

La méthode de Muskingum, du nom de la rivière où McCarthy l'a appliquée pour la première fois en 1934, est sans doute l'approche conceptuelle la plus populaire. Elle se base sur l'équation de continuité pour le tronçon de rivière considéré et sur une équation de stockage pour ce tronçon. La méthode est largement utilisée dans les applications hydrologiques courantes car le système d'équations a une solution exacte facile à mettre en œuvre et dont l'expression discrétisée est, sous certaines conditions, une approximation de l'onde diffusante. Le modèle de Muskingum, ses hypothèses et la façon de le mettre en œuvre sont décrits dans cette section.

⁴ Les réservoirs à utiliser dans la méthode de Puls modifiée ne sont pas linéaires. La difficulté de la méthode consiste en fait à déterminer la relation débit de vidange-volume stocké des réservoirs. Cette détermination se base sur la géométrie du bief et sur différentes hypothèses concernant le régime hydraulique au sein du bief.

6.4.1 Equations du modèle de Muskingum

L'équation de stockage du modèle de Muskingum exprime le volume stocké dans le tronçon de cours d'eau considéré en fonction des débits entrants et sortants. Cette équation se base sur les hypothèses simplificatrices suivantes : 1) le profil en travers du bief a une géométrie constante sur tout le bief et 2) le débit Q est une fonction univoque de la section mouillée A de la forme $Q = \alpha \cdot A^\beta$.

En régime permanent, le volume stocké S dans un bief de longueur Δx peut donc être exprimé en fonction du débit transitant dans le bief :

$$S(t) = A(t) \cdot \Delta x = (Q(t) / \alpha)^{1/\beta} \cdot \Delta x \quad (6.41)$$

En régime transitoire, le volume stocké est supposé être une moyenne pondérée du volume stocké S_I dû au débit entrant $I(t)$ et du volume stocké S_Q dû au débit sortant $Q(t)$ (fig. 6.19).

$$S(t) = \left[X (I(t) / \alpha)^{1/\beta} + (1 - X) (Q(t) / \alpha)^{1/\beta} \right] \cdot \Delta x \quad (6.42)$$

où X est le facteur de pondération. Lorsque l'exposant n est pris égal à l'unité, le stockage devient une fonction linéaire des débits entrants et sortants. Le modèle de Muskingum est constitué de l'équation de stockage résultante ainsi que de l'équation de continuité pour le tronçon étudié :

$$S(t) = K [X \cdot I(t) + (1 - X) \cdot Q(t)] \quad (6.43)$$

$$\frac{dS(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (6.44)$$

où K est la constante de proportionnalité de l'équation de stockage. K et X sont les deux paramètres du modèle, à estimer ou à caler.

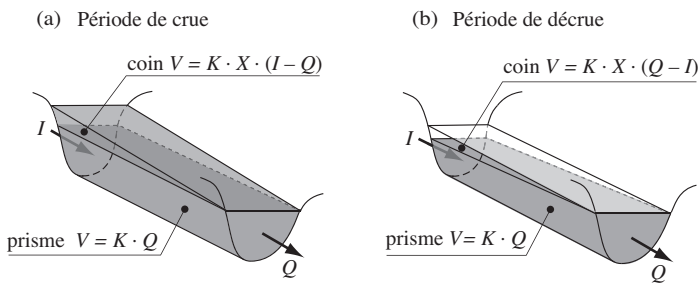


Fig. 6.19 Principe du modèle de Muskingum. Volume stocké au sein d'un bief de longueur finie en fonction du débit entrant et du débit sortant.

6.4.2 Expression discrète du modèle de Muskingum

Il est possible d'obtenir par intégration l'expression exacte du débit sortant à l'instant t_0 en fonction du débit entrant pour $t < t_0$ (cf. Brustaert, 2005). Cette expression, qui a la forme d'un produit de convolution, est cependant difficile à utiliser de façon opérationnelle. Le modèle de Muskingum est en fait couramment utilisé sous sa forme

discrétisée au pas de temps Δt . Cette forme s'obtient en exprimant la variation de stock au sein du bief considéré sur l'intervalle de temps $[j \cdot \Delta t, (j + 1) \cdot \Delta t]$ à partir de l'équation de stockage d'une part et à partir de l'équation de continuité d'autre part (encadré 6.5).

Le débit sortant au pas de temps $(j + 1) \cdot \Delta t$ s'exprime alors en fonction du débit sortant au pas de temps précédent $j \cdot \Delta t$ et des débits entrant dans le bief sur ces deux pas de temps, selon l'équation :

$$Q_{j+1} = C_1 \cdot I_{j+1} + C_2 \cdot I_j + C_3 \cdot Q_j \quad (6.51)$$

Les coefficients C_1 , C_2 , et C_3 sont fonction du pas de temps choisi Δt , de la longueur du bief Δx et des paramètres K et X (encadré 6.5). La somme $C_1 + C_2 + C_3$ est égale à 1. Si les paramètres K et X et si le débit initial Q_0 sont connus, ces équations permettent le routage de l'hydrogramme entrant défini de façon discrète par les valeurs I_j , $j \geq 0$. Les valeurs I_j , $j \geq 0$ peuvent comprendre d'éventuels apports ou prélèvements latéraux : dans ce cas, $I_j = Q_{e,j} + Q_{L,j}$, $j \geq 0$, avec $Q_{e,i}$ le débit entrant amont et $Q_{L,j} = q_j \cdot \Delta x$ le débit des apports/prélèvements latéraux.

Encadré 6.5 Dérivation de l'équation discrétisée de Muskingum

D'après l'équation de stockage du modèle, les volumes S_j et S_{j+1} stockés aux instants $t = j \cdot \Delta t$ et $t = (j + 1) \cdot \Delta t$ ont respectivement les expressions suivantes :

$$S_j = K \cdot [X \cdot I_j + (1 - X) \cdot Q_j] \quad (6.45)$$

$$S_{j+1} = K \cdot [X \cdot I_{j+1} + (1 - X) \cdot Q_{j+1}] \quad (6.46)$$

La variation de stock sur l'intervalle de temps $[j \cdot \Delta t, (j + 1) \cdot \Delta t]$, estimée sur la base de l'équation de stockage est donc :

$$\Delta S_{j,j+1} = K \cdot \left\{ [X \cdot I_{j+1} + (1 - X) \cdot Q_{j+1}] - [X \cdot I_j + (1 - X) \cdot Q_j] \right\} \quad (6.47)$$

D'après l'équation de continuité, la variation de stock sur cet intervalle, estimée par différences finies, a par ailleurs l'expression (fig. 6.7) :

$$\Delta S_{j,j+1} = \frac{I_j + I_{j+1}}{2} \Delta t - \frac{Q_j + Q_{j+1}}{2} \Delta t \quad (6.48)$$

La combinaison des deux équations 6.47 et 6.48 donne la relation de récurrence exprimant le débit sortant au pas de temps $(j + 1) \cdot \Delta t$ en fonction du débit sortant au pas de temps précédent $j \cdot \Delta t$ et des débits entrants sur ces deux pas de temps :

$$Q_{j+1} = C_1 \cdot I_{j+1} + C_2 \cdot I_j + C_3 \cdot Q_j \quad (6.49)$$

avec

$$C_1 = \frac{\Delta t / K - 2X}{2(1 - X) + \Delta t / K}, \quad C_2 = \frac{\Delta t / K + 2X}{2(1 - X) + \Delta t / K}, \quad \text{et} \quad C_3 = \frac{2(1 - X) - \Delta t / K}{2(1 - X) + \Delta t / K} \quad (6.50)$$

6.4.3 Influence des paramètres sur la propagation d'une crue

Les deux paramètres K et X du modèle de Muskingum déterminent le déphasage et l'atténuation de la crue propagée avec le modèle.

Le paramètre K a la dimension d'un temps. La valeur de K est égale au décalage temporel entre le centroïde de l'hydrogramme entrant et celui de l'hydrogramme sortant. En d'autres termes, c'est le temps de résidence moyen des débits au sein du bief étudié. Par suite, la célérité de l'onde de crue obtenue avec le modèle de Muskingum est :

$$c_m = \Delta x / K \quad (6.52)$$

où Δx est la longueur du tronçon de rivière considéré. Lorsque K augmente, le décalage temporel entre les pointes de crue augmente aussi.

Le paramètre X est adimensionnel. Il permet de régler l'influence des sections amont et aval sur le stockage et ainsi la déformation de l'hydrogramme opérée par le bief. Un calcul intégral simple permet de montrer que la différence entre les moments d'ordre 2 des hydrogrammes sortant et entrant, qui renseigne sur les changements de forme de l'hydrogramme, est égal au produit $K^2 \cdot (1 - 2X)$ (Brutsaert, 2005). La quantité $(1 - 2X)$ définit en fait le taux d'atténuation de l'hydrogramme entre l'entrée et la sortie. Par suite :

- les valeurs de $X > 0,5$ sont physiquement impossibles, puisqu'elles conduiraient à un débit maximal sortant plus grand que le débit maximum entrant,
- lorsque $X = 0,5$, la crue ne subit aucune déformation lors de son passage dans le bief (simple translation),
- lorsque $X \leq 0,5$, l'hydrogramme entrant est atténué par son passage dans le bief, et ceci d'autant plus que X est proche de 0,
- lorsque $X = 0$, l'atténuation est maximale ; le stockage est alors indépendant du débit entrant ; ce comportement est assimilable à celui du réservoir linéaire contrôlé uniquement par l'aval indépendamment de l'entrée (chap. 5).

La figure 6.20 montre l'influence des paramètres K et X sur la déformation de l'hydrogramme entrant.

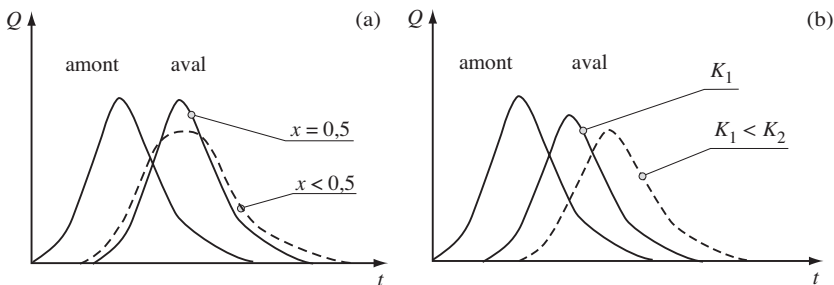


Fig. 6.20 Influence schématique des paramètres X (figure a) et K (figure b) du modèle de Muskingum sur la déformation de l'hydrogramme entrant.

6.4.4 Le modèle de Muskingum-Cunge

Lorsque les paramètres K et X sont des constantes, Cunge (1969) a montré que l'équation récurrente de Muskingum est une approximation de l'onde cinématique (§ 6.3.4).

Lorsque les paramètres K et X sont estimés à chaque pas de temps suivant les deux équations ci-dessous, Cunge démontre également que l'équation de Muskingum est une approximation de l'équation d'une onde diffusante (§ 6.3.5).

$$K = \Delta x / c \quad (6.53)$$

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{B \cdot c \cdot S_0 \cdot \Delta x} \right) \quad (6.54)$$

avec Δx la longueur du bief, Q le débit dans le bief, B la largeur au miroir du bief, S_0 la pente du bief et c la célérité de l'onde de crue correspondant à Q et B estimée sur la base de l'équation suivante :

$$c = \frac{1}{B} \cdot \frac{dQ}{dh} \quad (6.55)$$

Le modèle correspondant, dit de Muskingum-Cunge, est non-linéaire puisque les variables Q , B et c et par suite les coefficients K , X , C_1 , C_2 et C_3 doivent être évalués pour chaque tronçon à chaque pas de temps.

6.4.5 Estimation des paramètres du modèle de Muskingum

Pour simuler le routage sur un tronçon de rivière entre deux stations distantes de la longueur L , il est généralement nécessaire de découper le tronçon étudié en sous-tronçons. USACE (1994) suggère par exemple d'effectuer ce découpage de sorte que le temps de parcours au sein de chacun d'entre eux soit approximativement égal au pas de temps Δt . Le nombre N de tronçon à prendre en compte est alors :

$$N = \frac{L}{\Delta x} \geq \frac{T_t}{\Delta t} \quad \text{avec} \quad T_t = \frac{L}{c} \quad (6.56)$$

où c est la célérité de l'onde de crue et T_t est le temps de transfert de cette onde de crue au sein du tronçon de longueur L . La célérité de l'onde c peut être estimée à l'aide de l'équation 6.55 pour un débit représentatif de l'hydrogramme. Il est alors nécessaire de connaître les relations $B(h)$ et $Q(h)$ pour le tronçon. La relation $Q(h)$ donnée par le modèle de frottement de Manning peut être utilisée à cet effet (eq. 6.20). Le rapport c/V pouvant être déterminé analytiquement pour différentes formes de sections d'écoulement (tab. 6.6), la célérité de l'onde peut aussi être estimée à partir de la vitesse moyenne V de l'écoulement. La vitesse V peut dans ce cas être obtenue par exemple avec l'équation de frottement de Manning à partir d'une section mouillée et d'un débit représentatifs de l'écoulement.

Pour estimer ensuite les paramètres X et K du modèle, plusieurs approches sont possibles. Elles diffèrent suivant la nature des données disponibles. Ces approches sont décrites dans l'encadré 6.6. L'utilisation de la méthode graphique pour l'estimation des paramètres du modèle de Muskingum est illustrée dans l'exemple 6.2. Dans tous les cas de figure, les paramètres du modèle de Muskingum doivent, pour conduire à une propagation satisfaisante des débits, respecter diverses contraintes. Ces contraintes sont aussi décrites dans l'encadré 6.6.

Il faut rappeler que le paramètre K correspond au temps de parcours moyen de l'onde de crue dans le bief. X peut varier de 0, conduisant à une atténuation maxi-

mum de l'hydrogramme entrant, à 0,5 conduisant à une translation pure de l'hydrogramme. L'expérience montre que X est généralement proche de 0 dans le cas de lits peu pentus ou de crues débordantes. Pour des cours d'eau plus pentus, bien délimités, X est proche de 0,5. La valeur de X est sinon généralement comprise entre 0,2 et 0,3 (USACE, 1994).

6.4.6 Données requises

L'intérêt d'un modèle de routage hydrologique est que sa mise en œuvre nécessite en général moins de données que pour un modèle de routage hydraulique. Pour le modèle de Muskingum-Cunge, il est cependant nécessaire de connaître une section représentative du cours d'eau, sa longueur, sa pente moyenne ainsi que son coefficient de rugosité. Pour le modèle de Muskingum, ces informations peuvent aussi s'avérer indispensables si les deux paramètres X et K du modèle ne peuvent pas être estimés sur la base d'hydrogrammes observés.

Encadré 6.6 Estimation, contraintes sur les paramètres K et X de Muskingum

Estimation par la méthode de Muskingum-Cunge

Si les relations $B(h)$ et $Q(h)$ sont accessibles, les formules de Muskingum-Cunge (équations 6.53 et 6.54) peuvent être appliquées pour l'estimation des paramètres X et K . Si l'hydrologue dispose par ailleurs d'hydrogrammes observés de façon concomitante en entrée et en sortie du tronçon considéré, la rugosité hydraulique des tronçons peut être ajustée de façon à optimiser un critère de performance choisi entre hydrogrammes aval simulé et observé.

Estimation par calibration

Si l'hydrologue a uniquement à disposition des hydrogrammes observés de façon concomitante en entrée et en sortie du tronçon considéré, l'estimation des paramètres (X , K) peut se faire par une méthode de calage classique. L'estimation nécessite d'explorer l'ensemble des combinaisons possibles de X et K ; le jeu (X , K) retenu est celui qui maximise un critère de performance choisi.

Estimation par la méthode graphique

Dans le cas où l'hydrologue dispose d'un hydrogramme observé à l'amont du tronçon considéré et de l'hydrogramme correspondant à l'aval et dans le cas où il n'est pas nécessaire de subdiviser le tronçon de cours d'eau en sous-tronçons, la détermination de K et X peut être effectuée en considérant la relation $K = K(X)$ suivante, extraite des équations de stockage et de continuité du modèle.

$$\frac{1}{K} = \frac{X \cdot (I_{j+1} - I_j) + (1 - X) \cdot (Q_{j+1} - Q_j)}{0,5 \cdot \Delta t \cdot [(I_j + I_{j+1}) - (Q_j + Q_{j+1})]} = \frac{D_{j,j+1}(X)}{\Delta S_{j,j+1}} \quad (6.57)$$

Le dénominateur de cette équation est la variation du stockage sur l'intervalle de temps $[j \cdot \Delta t, (j + 1) \cdot \Delta t]$. Il est indépendant de X . Le numérateur, appelé vidange pondérée, est fonction de X . Si le routage des débits au sein du tronçon considéré peut être modélisé de façon parfaite par le modèle de Muskingum, le rapport entre la variation de stock $\Delta S_{j,j+1}$ et le terme de vidange pondérée $D_{j,j+1}(X)$ est constant et égal à l'inverse de la constante de temps du modèle K . En d'autres termes, la relation entre ces deux variables est linéaire pour la valeur de X optimale pour le tronçon de cours d'eau considéré; la

pente de la droite vaut $1/K$. En pratique, les courbes de la vidange pondérée $D_{j,j+1}(X)$ en fonction de la variation du stockage $\Delta S_{j,j+1}$ sont déterminées pour différentes valeurs de X . La courbe s'approchant le plus d'une droite correspond à la valeur de X recherchée (fig. 6.21).

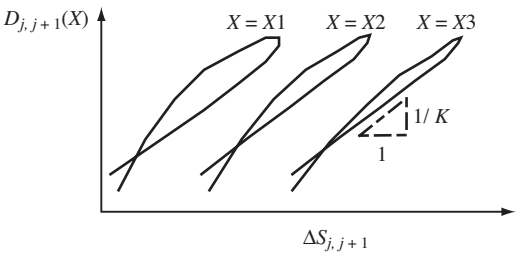


Fig. 6.21 Estimation des paramètres X et K du modèle de Muskingum par la méthode graphique (diagramme de la vidange pondérée).

Contraintes sur les paramètres de Muskingum

Les différentes contraintes que les paramètres du modèle de Muskingum doivent respecter pour conduire à une propagation satisfaisante des débits sont les suivantes :

- 1) Pour que la crue soit atténuée lors de son passage dans le bief, il faut que $X \leq 0,5$.
- 2) Les coefficients C_1 , C_2 , C_3 doivent être plus grands que zéro sinon le débit sortant peut prendre des valeurs négatives. Ceci impose les deux conditions supplémentaires suivantes :

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \leq \frac{c}{2X} \quad \text{et} \quad \frac{\Delta x}{\Delta t} \geq \frac{c}{2(1-X)} \tag{6.58}$$

où c est la célérité de l'onde de crue à estimer sur la base d'un débit caractéristique de la crue considérée. Le domaine de validité des paramètres de Muskingum est résumé sur la figure 6.22.

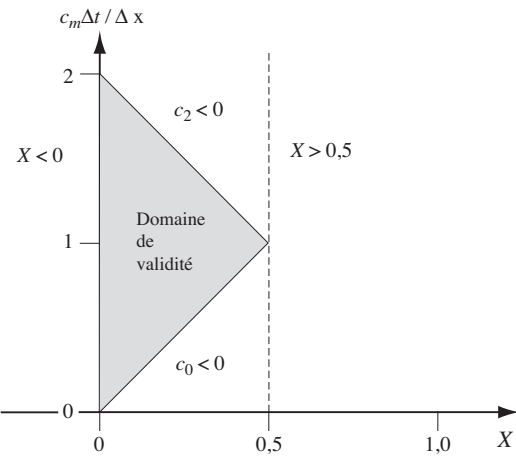


Fig. 6.22 Domaine de validité des paramètres de Muskingum.

3) Le pas de temps Δt doit être suffisamment petit pour permettre une description raisonnable de la montée de crue de l'hydrogramme entrant. La règle empirique suivante est suggérée par l'USACE (1994) où t_p est le temps de montée de la crue :

$$\Delta t < t_p / 5 \quad (6.59)$$

4) Mentionnons finalement que, pour simuler le routage sur un tronçon de rivière entre deux stations distantes de la longueur L , le modèle de Muskingum a été souvent appliqué de façon globale en considérant un élément de stockage unique. Il est en fait généralement nécessaire de découper le tronçon étudié en sous-tronçons de sorte par exemple que le temps de parcours au sein de chacun d'entre eux soit approximativement égal au pas de temps Δt (USACE, 1994). Le nombre N de tronçon suggéré est :

$$N = \frac{L}{\Delta x} \geq \frac{T_t}{\Delta t} \quad \text{avec} \quad T_t = \frac{L}{c} \quad (6.60)$$

où c est la célérité de l'onde de crue et T_t est le temps de transfert de cette onde de crue au sein du tronçon de longueur L considéré.

Contraintes sur les paramètres de Muskingum-Cunge

Pour assurer la pertinence de la méthode de Muskingum-Cunge, le pas de temps doit être la plus petite valeur entre le temps de montée de l'hydrogramme divisé par 20 et le temps de transfert de l'onde de crue dans le bief (USACE, 1994). Le pas d'espace estimé par $\Delta x = c \cdot \Delta t$ doit par ailleurs vérifier la condition suivante (Ponce, 1983) :

$$\Delta x < \frac{1}{2} \left(c - \frac{Q}{B \cdot S_0 \cdot \Delta x} \right) \quad (6.61)$$

Exemple 6.2

Estimation des paramètres de Muskingum

Les débits entrant et sortant d'un tronçon de rivière naturelle ont été mesurés lors d'une crue. Ils sont donnés en colonnes 3 et 4 du tableau 6.8 au pas de temps $\Delta t = 10$ min. On souhaite déterminer les paramètres K et X de la méthode de Muskingum pour ce bief à partir de ces deux hydrogrammes. La rivière de longueur $L = 4$ km est une rivière de plaine naturelle, peu sinueuse et sans végétation arbustive. Sa pente sur le tronçon étudié est d'environ 0,005 m/m et sa section en travers est approximativement trapézoïdale ($B = 15$ m, $m = 2$ m/m).

On vérifie d'abord que le pas de temps auquel sont fournies les données est suffisamment petit pour représenter correctement la montée de crue : on a bien $\Delta t = 600$ s < $t_p/5 = 70/5$ min = 840 s. On vérifie ensuite que le tronçon de rivière n'a pas besoin d'être sub-divisé en sous-tronçons. On doit donc estimer le temps de transfert moyen de l'onde de crue au sein du tronçon. La description qui est donnée du cours d'eau permet d'estimer la vitesse correspondant au débit entrant maximum (estimation par recherche itérative). Le modèle de frottement de Manning-Strickler est utilisé à cet effet avec un coefficient de rugosité de Manning de $n = 0,03$ USI (tab. 6.7). La vitesse cherchée, correspondant à une hauteur d'écoulement de $\pm 4,2$ m, est $V = 4,7$ m/s. La célérité et le temps de transfert de l'onde de crue sont alors respectivement de $c = 7,1$ m/s (sur la base d'un rapport $c/V = 1,5$) et $T_t = 560$. Il est voisin du pas de temps Δt ; le tronçon de rivière n'a donc pas besoin d'être subdivisé en sous-tronçons (encadré 6.6).

Si le routage peut être modélisé par le modèle de Muskingum, la relation entre la variation de stock $\Delta S_{j,j+1}$ et le terme de vidange pondérée $D_{j,j+1}(X)$ doit être linéaire pour une valeur de X à déterminer (équ. 6.57). La procédure d'estimation des paramètres K et X est itérative,

c'est-à-dire que l'on fait varier X jusqu'à ce que les $N - 1$ couples $(\Delta S_{j \cdot j + 1}, D_{j \cdot j + 1}(X))$ obtenus d'après les données s'alignent au mieux selon une droite. La pente de la droite vaut alors $1/K$. On choisit de tester différentes valeurs de X entre 0,1 et 0,5. Pour chaque valeur de X considérée, on calcule, pour chaque intervalle de temps, les termes de vidange pondérée $D_{j \cdot j + 1}(X)$ et la variation du stock dans le bief $\Delta S_{j \cdot j + 1}$ à partir des valeurs instantanées des débits entrants et sortants au pas de temps j et $j + 1$. On obtient $N - 1$ couples $(\Delta S_{j \cdot j + 1}, D_{j \cdot j + 1}(X))$ à positionner sur un graphique (fig. 6.23).

Les résultats pour le premier intervalle de temps sont donnés ci-dessous pour une valeur de $X = 0,3$. Au pas de temps $j = 0$, on a :

$$\begin{aligned} Q_{e,0} &= 30 \text{ m}^3/\text{s}, Q_{e,1} = 45 \text{ m}^3/\text{s}, \\ Q_{s,0} &= 30 \text{ m}^3/\text{s}, Q_{s,1} = 39 \text{ m}^3/\text{s} \\ D_{0,1}(X = 0,3) &= 0,3 \cdot (Q_{e,1} - Q_{e,0}) + (1 - 0,3) \cdot (Q_{s,1} - Q_{s,0}) \\ &= 0,3 \cdot (45 - 30) + (1 - 0,3) \cdot (39 - 45) = 11 \text{ m}^3/\text{s} \\ \Delta S_{0,1} &= (Q_{e,0} + Q_{e,1})/2 \cdot \Delta t - (Q_{s,0} + Q_{s,1})/2 \cdot \Delta t \\ &= (30 + 45)/2 \cdot 600 - (30 + 39)/2 \cdot 600 = 1771 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

Les résultats pour tous les pas de temps sont présentés dans le tableau 6.8.

Tableau 6.8 Hydrogrammes entrant et sortant et termes $\Delta S_{j \cdot j + 1}$ et $D_{j \cdot j + 1}(X = 0,3)$

j	t_j [min]	$Q_{e,j}$ [m ³ /s]	$Q_{s,j}$ [m ³ /s]	$\Delta S_{j \cdot j + 1}$ [m ³]	$D_{j \cdot j + 1}(X)$ [m ³ /s]
0	0	30	30	1771	11
1	10	45	39	6649	13
2	20	65	49	12 891	17
3	30	89	62	22 465	35
4	40	139	91	29 292	47
5	50	187	138	34 284	56
6	60	254	189	34 766	49
7	70	293	242	9955	19
8	80	264	282	-20 780	-29
9	90	212	263	-35 523	-39
10	100	162	229	-36 420	-50
11	110	121	175	-30 157	-32
12	120	95	141	-22 774	-24
13	130	82	112	-18 144	-17
14	140	64	95	-14 250	-19
15	150	55	72	-12 398	-8
16	160	42	67	-13 170	-11
17	170	35	54	-10 499	-12
18	180	26	42		

La représentation graphique des couples $(\Delta S_{j \cdot j + 1}, D_{j \cdot j + 1}(X))$ (fig. 6.23) permet d'estimer la qualité de l'ajustement et par suite la pertinence du modèle et de la paramétrisation. Outre le

critère visuel, le plus simple est de calculer le coefficient de corrélation R^2 entre les couples $(\Delta S_{j \cdot j+1}, D_{j \cdot j+1}(X))$ et la droite de régression associée. La procédure (avec une nouvelle valeur de X) est répétée jusqu'à l'obtention du meilleur ajustement possible. Il est obtenu ici pour $X = 0,29$.

On calcule alors le paramètre K , qui n'est autre que l'inverse de la pente de la droite de régression linéaire ajustée sur les points $(\Delta S_{j \cdot j+1}, D_{j \cdot j+1}(X))$. Pour $X = 0,29$, on obtient $K = 737$ s. On vérifie finalement que les paramètres X et K obtenus permettent de respecter les dernières contraintes de stabilité numérique (encadré 6.6). On a bien $X < 0,5$ et $C_1 = 0,105 > 0$; $C_2 = 0,624 > 0$ et $C_3 = 0,271 > 0$. L'hydrogramme routé avec le modèle de Muskingum de paramètres $X = 0,29$ et $K = 737$ s est finalement donné dans la figure 6.23.

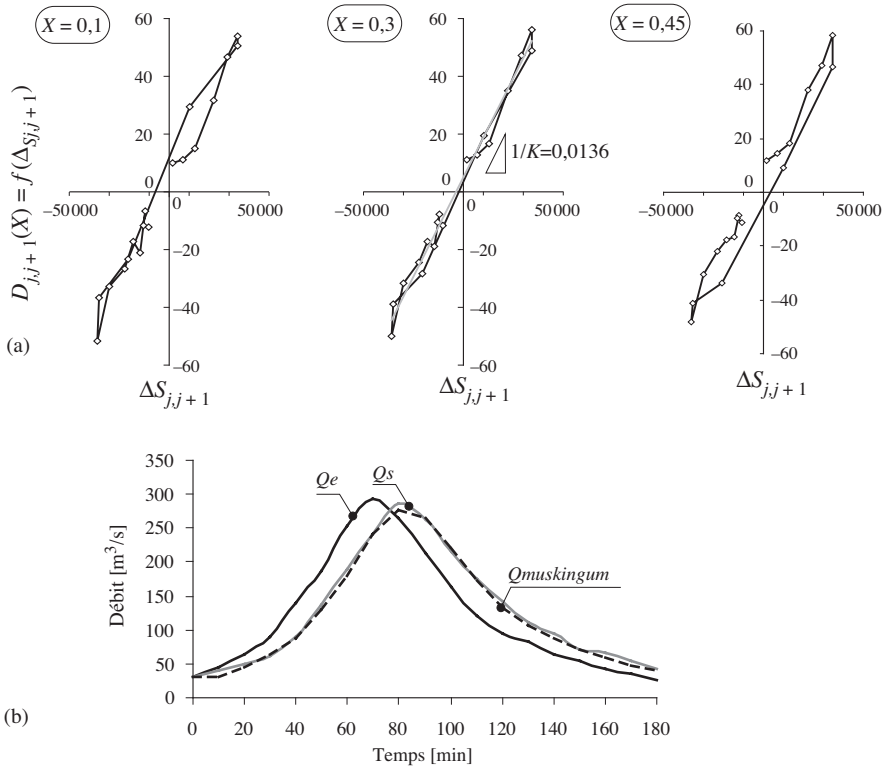


Fig. 6.23 Routage hydrologique en rivière par la méthode de Muskingum. (a) Courbes de vidange pondérée $D_{j \cdot j+1}(X)$ en fonction de la variation de stock $\Delta S_{j \cdot j+1}$ pour différentes valeurs du paramètre X . (b) Hydrogramme entrant et hydrogramme sortant obtenus par routage hydrologique ($X = 0,29$, $K = 737$ s).

6.5 MODÈLES D'ÉCOULEMENTS BIDIMENSIONNELS

Lorsque les écoulements ont un caractère bidimensionnel marqué, les modèles de routage hydraulique ou hydrologique, présentés dans les sections précédentes, ne sont pas adaptés. C'est souvent le cas, par exemple, en situation d'inondation lorsque les

débordements du cours d'eau s'épanchent dans un lit majeur très large. Dans ce type de situation, les modèles nécessaires à une description raisonnable de la propagation des écoulements sont des modèles d'écoulements dits bidimensionnels. Les deux types d'approches les plus courantes sont présentés ci-dessous.

6.5.1 Equations de comportement des écoulements bidimensionnels

Les différents modèles existants sont en général basés sur l'utilisation des équations de Barré de Saint-Venant exprimées dans l'espace plan à deux dimensions x, y . Ces équations ont sous forme vectorielle, au point M de coordonnées (x, y) , l'expression suivante (cf. Pochat, 1994 ; Lane, 1998) :

$$\text{Continuité : } \frac{\partial h}{\partial t} + \text{div}(h \cdot \mathbf{V}) = q \quad (6.62)$$

$$\text{Dynamique : } \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\nabla \mathbf{V}) \cdot \mathbf{V} = -g \cdot (\mathbf{grad}(Z) + \mathbf{J}) \quad (6.63)$$

où h est la hauteur d'eau [m], Z la cote de la surface libre de l'écoulement [m], q les éventuels apports ou pertes par mètre carré de surface en $[\text{m}^3/\text{s}/\text{m}^2]$ ou $[\text{m}/\text{s}]$, g la pesanteur $[\text{m}/\text{s}^2]$, $\mathbf{V}$ le vecteur vitesse de composantes V_x et V_y $[\text{m}/\text{s}]$, et où $\mathbf{J}$ est le gradient de charge hydraulique de composantes J_x et J_y $[\text{m}/\text{m}]$. Le vecteur vitesse est supposé ne pas avoir de composante verticale. Ses composantes horizontales V_x et V_y correspondent par ailleurs à la vitesse moyenne sur la verticale de l'écoulement dans les directions x et y .

Les schémas de résolution du système d'équations sont des schémas numériques qui nécessitent une représentation discrétisée dans l'espace, et ceci avec un certain pas de temps, de chacune des variables décrivant l'écoulement. Une des difficultés de la modélisation bidimensionnelle est la description de la topographie. Les méthodes de résolution aux différences finies sont par suite peu appropriées et les méthodes aux éléments finis telles que la méthode de Galerkin sont préférées (Hervouet, 2003). Leur programmation plus délicate en limite cependant l'usage.

Indépendamment du type de résolution numérique du système d'équations obtenu, il existe deux types de modèles d'écoulements bidimensionnels se distinguant par leur façon de discrétiser le milieu, par les hypothèses simplificatrices utilisées pour la description du champ vectoriel des vitesses et par les simplifications qui en découlent : ce sont les modèles réellement bidimensionnels (modèles 2D) et les modèles quasi-bidimensionnels (modèles quasi-2D).

6.5.2 Les modèles d'écoulement 2D

Les modèles réellement bidimensionnels ne font aucune hypothèse importante sur le champ des vitesses ce qui permet un maillage arbitraire de la zone à décrire. Les composantes V_x et V_y du vecteur vitesse sont déterminées en tout point du maillage par l'une des méthodes de résolution précédentes, les plus fréquemment utilisées étant les méthodes aux éléments finis.

Ces modèles sont souvent équipés d'un pré-processeur permettant d'optimiser le maillage du milieu en déterminant une densité de maillage différente suivant le degré de variabilité du milieu (topographie, rugosité, ouvrages) (fig. 6.24).

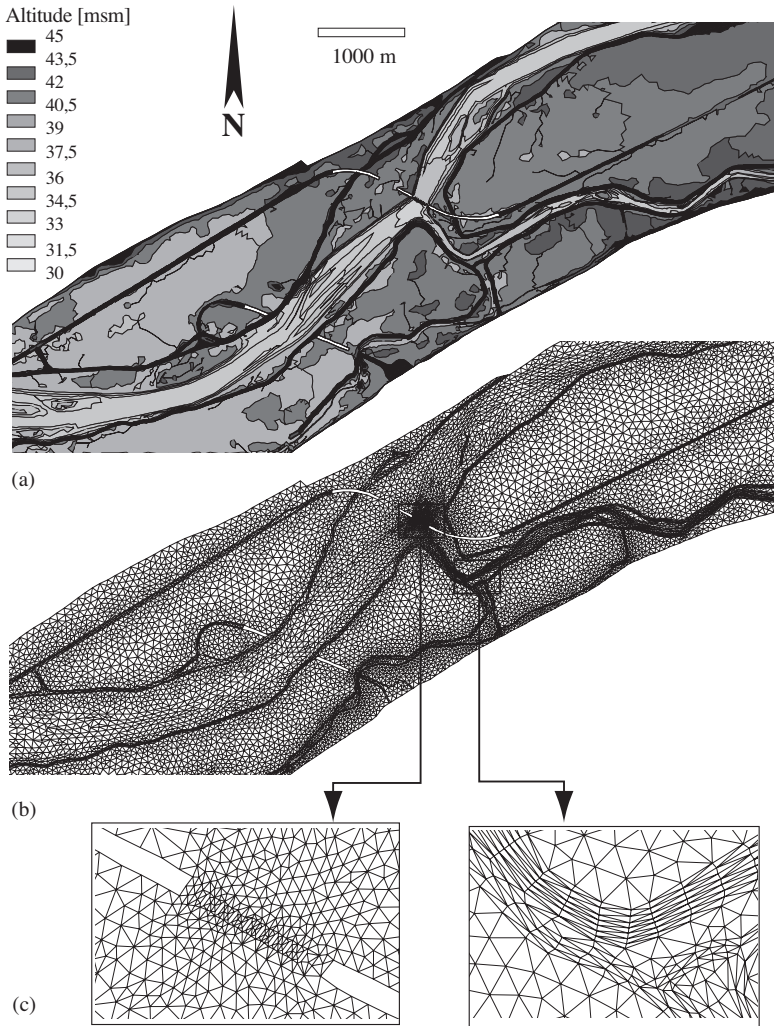


Fig. 6.24 Modélisation bidimensionnelle du lit mineur et du lit majeur d'un tronçon de la Loire à l'aval de Tours. (a) Carte des altitudes de la rivière et des berges ; (b) Discrétisation du milieu conditionnée par ses caractéristiques et par différents ouvrages (digues, voies de circulation automobile, voie ferrée, piles de pont des ouvrages de franchissement, confluence avec le Cher, défluences et seuils) ; (c) Détails de la discrétisation pour le pont de la voie ferrée à l'amont du Bec de Cher et pour le dernier coude du Cher avant sa confluence avec la Loire (Sogreah, communication personnelle).

Outre les problèmes classiques liés à la stabilité et à la convergence des schémas numériques de résolutions d'un système d'équations non-linéaires, la méthode aux éléments finis de Galerkin généralement utilisée pour résoudre ces systèmes nécessite une reformulation préalable des différentes équations régissant les écoulements (c'est-à-dire intégration des équations sur les différentes mailles du domaine discrétisé). Ceci peut s'avérer très lourd, voire ingérable, lorsque le système à modéliser comporte de nombreuses singularités hydrauliques – telles que des déversoirs, des

orifices, des ouvrages spéciaux – qui nécessitent chacune une modélisation propre, pouvant de surcroît varier en fonction du régime hydraulique. D'autre part, le comportement des différentes singularités présentes dans le milieu n'est pas forcément modélisable, notamment quand l'orientation des filets liquides au-dessus de la singularité est quelconque et a fortiori lorsqu'elle est variable dans le temps. Enfin, le traitement des zones découvrantes ou sèches observées lors de crues ou des inondations, est souvent source d'instabilité des schémas de résolution numérique (Hervouet, 2003).

De ce fait, l'utilisation des modèles « vrais » 2D est essentiellement limitée à la courantologie (cf. estuaires, plans d'eau), aux simulations de rupture de digue ou de barrage ou encore, aux études des écoulements en rivière qui ne nécessitent pas la modélisation de singularités particulières.

6.5.3 Les modèles d'écoulement quasi 2D

Les modèles quasi bidimensionnels effectuent une discrétisation du système adaptée au milieu permettant de limiter les points de calcul et le nombre de variables à calculer. Le découpage est déterminé en ajustant la taille et la forme des mailles aux ordres de grandeur relatifs des gradients hydrauliques (cotes et vitesses) et aux orientations principales des écoulements. La prise en compte des axes et obstacles principaux structurant les flux (cf. digues, ouvrages de franchissement, déversoirs, chenaux) est indispensable.

L'intérêt d'un tel découpage est qu'il permet d'intégrer sur chacune des interfaces entre mailles contiguës la formulation bidimensionnelle de l'équation dynamique. Ceci, à la condition que le découpage ait été réalisé de telle sorte que la variation de la charge hydraulique et de l'angle d'écoulement reste faible le long de l'interface (Cappelaere, 1985). L'écoulement à travers cette interface est alors considéré homogène. Ces mailles correspondant à une réalité physique du milieu sont fréquemment dénommées casiers et les modèles correspondant « modèles à casier » (fig. 6.25b).

Le système d'équations de la formulation bidimensionnelle des équations de Barré de Saint-Venant faisant initialement apparaître trois équations – continuité et dynamique projetée sur x et sur y – peut alors être simplifié au niveau de chaque interface :

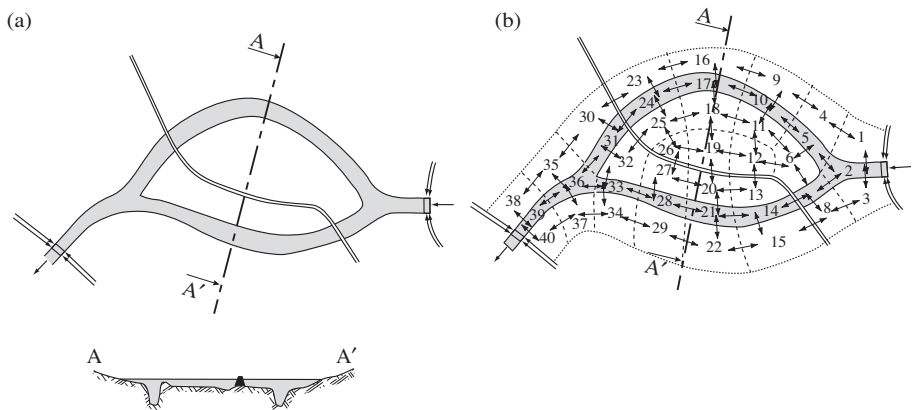


Fig. 6.25 Discretisation de l'espace dans le cas d'un modèle pseudo-bidimensionnel. Les différents casiers sont numérotés (d'après Cappelaere, 1985).

l'équation de la dynamique est projetée sur la normale à l'interface. Par ailleurs, à l'exclusion du lit mineur de la rivière, les forces d'inertie sont le plus souvent négligeables dans l'écoulement par rapport aux forces de frottement. Ceci conduit souvent à négliger les termes d'inertie de l'équation dynamique (Bocquillon, 1978). L'écoulement dans le lit majeur est en fait majoritairement influencé par la pente et la géométrie du terrain, la résistance du fond et les obstacles (Cunge, 1995).

La formulation du système d'équations est alors simple et permet de n'avoir comme inconnues que les seules hauteurs d'eau au centre des différents casiers. Le système se résume à l'écriture des N équations de continuité (eq. 6.62), correspondant aux N casiers (Cunge, 1980), et complétées par les conditions initiales du système et les conditions aux limites appropriées (fig. 6.26) :

$$A_{s_i} \cdot \frac{dz_i}{dt} = q_i(t) + \sum_k Q_{i,k}^j(z_i, z_k) \quad (6.64)$$

où h_i est la cote de l'eau au centre du casier, A_{s_i} la surface au miroir de la nappe d'eau dans le casier, $q_i(t)$ les apports par mètre carré au sein du casier – positif quand l'eau rentre (cf. précipitation), négatif quand l'eau sort (cf. infiltration) – et où le débit $Q_{i,k}$ entre le casier i et le casier k est relié à chaque pas de temps $j \cdot \Delta t$ aux cotes de l'eau dans les casiers h_i et h_k ou aux charges hydrauliques $h_i + \alpha_i \cdot V_i^2/2g$ et $h_k + \alpha_k \cdot V_k^2/2g$ ⁵.

Les équations généralement utilisées pour décrire les flux $Q_{i,k}$ entre deux casiers voisins varient suivant le type de liens entre les casiers (encadré 6.7).

Encadré 6.7 Différents types de liens définis dans un modèle à casiers

Les principaux liens utilisés dans les modèles dits à casiers sont les suivants (Cunge, 1980 ; Riccardi, 1997).

Lien de type rivière : c'est le cas lorsque deux casiers voisins font partie du lit mineur ou du lit majeur et qu'ils ne sont pas séparés par une discontinuité topographique ou hydraulique particulière. Cette situation induit une perte de charge linéaire entre les centres des casiers. L'expression de $Q_{i,k}$ est déduite de la discrétisation de l'équation de la dynamique en négligeant les termes d'inertie et en utilisant un modèle de perte de charge de type Manning :

$$Q_{i,k} = \text{sign}(z_k - z_i) D \sqrt{\frac{|z_k - z_i|}{\Delta x}} \quad (6.65)$$

où z_i et z_k sont les cotes du niveau de l'eau dans les casiers i et k , où D est la débitance de l'interface entre casiers définie par $D = 1/n \cdot S \cdot R_H^{2/3}$ avec n le coefficient de rugosité, S la section mouillée, R_H le rayon hydraulique de l'interface et Δx la distance entre les centres des casiers.

Lien de type seuil hydraulique : c'est le cas des casiers séparés par un ouvrage hydraulique de type déversoir, par une voie en remblais, une digue, etc. Un modèle souvent utilisé

⁵ Dans le cas où l'on doit retenir tous les termes d'inertie de l'équation de la dynamique, le débit en un point donné dépend alors de la charge hydraulique et du débit lui-même. Le débit ne peut donc pas être éliminé des équations et l'on a un double jeu de variables (h et V ou h et Q). Le système à résoudre est alors beaucoup plus complexe.

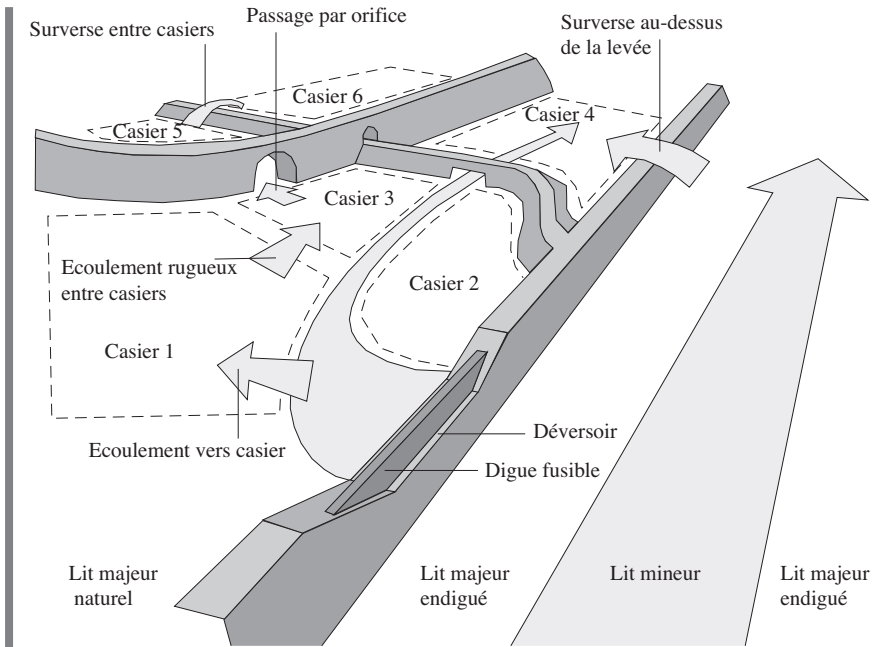


Fig. 6.26 Différents types de liens définis dans un modèle à casiers (d'après Marti, 1997).

est celui déterminé pour les seuils à large crête. Il distingue les régimes de fonctionnement noyé et dénoyé de l'ouvrage.

$$\text{Seuil noyé : } Q_{i,k} = m \cdot L \cdot (h_{av} - h_s) \cdot \sqrt{2g \cdot (h_{am} - h_{av})} \quad (6.66)$$

$$\text{Seuil dénoyé : } Q_{i,k} = \frac{2}{3\sqrt{3}} \cdot m \cdot L \cdot \sqrt{2g} \cdot [h_{am} - h_s]^{3/2} \quad (6.67)$$

où m est un coefficient de débit, L la longueur de l'ouvrage, h_s la hauteur du seuil, et h_{am} et h_{av} sont respectivement les hauteurs z_i et z_k si $z_i > z_k$ ou z_k et z_i dans le cas contraire.

Lien de type perte d'énergie locale : c'est le cas lorsque les casiers sont séparés par des singularités induisant des changements rapides de section en travers. Le débit est alors déterminé en considérant que la proportion d'énergie cinétique perdue dans la contraction de l'écoulement est k_i . Le débit peut être ensuite relié à z_i et z_k de la façon suivante (Riccardi, 1997) :

$$Q_{i,k} = \sqrt{2g} \sqrt{\frac{z_k - z_i}{\left(\frac{1 + k_i}{A_i^2} - \frac{1}{A_k^2} \right)}} \quad (6.68)$$

Lien de type cinématique : ce type de lien est utilisé exclusivement lorsque l'information hydrodynamique se propage vers l'aval. Ce type de relation peut être déterminé pour les cellules amont du modèle et permettre de représenter les apports hydrologiques des bassins amont. Le débit est alors seulement fonction de la cote d'eau dans la cellule amont (Riccardi, 1997) :

$$Q_{i,k} = f(z_k) \quad (6.69)$$

Liens entre un casier i et un casier fictif aval (Cunge, 1980) : ils permettent de déterminer les conditions aux limites aval du système en définissant un modèle de débit qui peut être par exemple du type :

$$Q_{i,k} = a_0 + a_1 z_i + a_2 z_i^2 + \dots \quad (6.70)$$

Un autre modèle fréquemment utilisé est celui obtenu en considérant que la hauteur d'eau correspondant au débit sortant du système est la hauteur d'eau normale de l'écoulement. Différents autres types de liens peuvent être définis comme par exemple des liens correspondant à des écoulements à travers un orifice ou en conduite, des liens prenant en compte en partie les termes d'inertie de l'équation de la dynamique (Riccardi, 1997). Les modèles d'échange utilisés peuvent donc être choisis de façons très diverses et rien n'empêche l'utilisateur du logiciel de définir d'autres modèles d'échanges correspondant à des phénomènes ou des mécanismes particuliers. Cette grande souplesse d'utilisation constitue un des intérêts principaux de ce type de modèle.

6.5.4 Données requises

Les informations nécessaires pour ces modèles concernent la topographie et les paramètres hydrauliques des zones d'écoulement (rugosité) et des ouvrages spéciaux ou singularités hydrauliques.

Les données topographiques nécessaires aux modèles quasi 2D sont d'une part les sections en travers pour chaque interface et d'autre part, la topographie interne à chaque casier pour la détermination de la loi hauteur-volume. Pour les « vrais » modèles 2D, la topographie de toute la zone modélisée doit être décrite. Les mesures par télédétection et en particulier celle basée sur la technique LIDAR sont particulièrement intéressantes à ce sujet (chap. 2 ou Metzger, 2002).

Les valeurs des rugosités hydrauliques sont souvent cartographiées par un expert en fonction des caractéristiques du milieu. Lorsque des observations de hauteur sont disponibles pour un ou plusieurs événements de crue, ces valeurs sont ensuite fréquemment affinées par calage.

6.6 CHOIX D'UNE MÉTHODE

Pour simuler le routage des débits dans une retenue, deux méthodes ont été abordées au début de ce chapitre. Elles sont sensiblement équivalentes. La méthode numérique de Runge-Kutta présente l'avantage d'être explicite ; sa stabilité dépend cependant du pas de temps choisi pour la résolution.

Pour simuler la propagation des débits dans les rivières et les canaux, plusieurs méthodes sont possibles. La façon de sélectionner l'une ou l'autre d'entre elles n'est pas forcément évidente : plusieurs méthodes sont souvent pertinentes pour une situation donnée. Les principaux éléments à considérer pour ce choix sont présentés ci-dessous. Il s'agit d'abord de l'information disponible sur le cours d'eau et des données requises pour la mise en œuvre des modèles. Ce choix est aussi fortement lié au contexte de la modélisation et de son adéquation avec le domaine d'applicabilité des modèles.

6.6.1 Informations disponibles et données requises

Les paragraphes 6.3.7, 6.4.6 et 6.5.4 donnent un aperçu des données requises pour la mise en œuvre des divers modèles de routage ou de propagation des écoulements qu'ils soient unidimensionnels ou bidimensionnels.

Contrairement aux modèles de routage hydrologique – exception faite du modèle de Muskingum-Cunge, les modèles de routage hydraulique sont en principe applicables même s'il n'existe pas d'hydrogrammes observés en entrée et en sortie du système. Comme ils sont à bases physiques, ils n'ont pas de paramètres à calibrer mis à part la rugosité des tronçons dont une estimation peut être faite sur la base des caractéristiques du milieu à l'aide de tableaux appropriés (§ 6.3.7). En pratique, il est cependant toujours souhaitable de pouvoir disposer d'observations (cf. débits, hauteurs d'eau, extension des zones inondées si débordement) pour ajuster les rugosités des différents tronçons et/ou sections d'écoulement du milieu étudié.

En contrepartie, les modèles de routage hydraulique – ainsi que celui de Muskingum-Cunge – nécessitent une information détaillée sur la géométrie du milieu et sur les sections en travers. La précision des données disponibles peut fortement hypothéquer la précision des simulations. Différents auteurs considèrent que la disponibilité et la précision de ces informations (cf. topographie, rugosité) influencent plus la qualité des simulations que le type de modèle utilisé (cf. Beven et Wood, 1993).

La pratique courante en hydrologie consiste à simuler la propagation des écoulements de façon déterministe: la propagation d'une crue est effectuée pour un fond topographique et des paramètres hydrauliques donnés. Du fait des incertitudes liées à l'estimation des paramètres de rugosité et à la description de la topographie du milieu⁶, une approche probabiliste est cependant préférable: la propagation est effectuée pour différents jeux de paramètres de rugosité et différents fonds topographiques. Les résultats obtenus pour ces différentes configurations sont alors combinés de façon à produire, par exemple, une cartographie probabiliste des zones inondables – extension, hauteurs de submersion (cf. Aronica *et al.*, 1998; Metzger, 2002).

6.6.2 Contexte de modélisation des écoulements

Les principaux éléments à prendre en compte sont l'existence d'influences aval, l'existence de débordements et le type d'écoulements associés, la pente de la rivière et l'intensité et la rapidité des variations de débits entrants. Le tableau 6.9 donne en résumé les méthodes qui sont à recommander et à proscrire dans les principales situations développées ci-dessous.

Influences aval

Les influences aval sur la propagation des débits peuvent être le résultat des marées, d'une contribution importante d'un affluent aval, de retenues ou de singularités hydrauliques telles que celles liées à la présence d'un seuil ou d'un rétrécissement de section. Elles conduisent à une atténuation et un déphasage plus important des débits amont.

⁶ L'estimation des paramètres de rugosité du milieu est souvent source de difficultés, plusieurs jeux de paramètres pouvant généralement produire les mêmes résultats de simulation. La précision des données topographiques sources peut fortement influencer la qualité des résultats de simulation, en particulier dans le cas de milieu cloisonnés (cf. Metzger, 2002).

Tableau 6.9 Méthodes de routage appropriées (●) et non-appropriées (□) dans certains contextes de modélisation des écoulements (d'après USACE, 1994 et modifié).

Critère considéré	Pente forte	Pente moyenne	Pente faible	Débord ^t existant	Débord ^t existant	Influence aval
Nature des écoulements	Peu variés ⁽¹⁾	Graduell ^t variés ⁽¹⁾	Rapid ^t variés ⁽¹⁾	1D	2D	Influencés
Barré de Saint-Venant 1D complet	●	●	●	●	□	●
Onde diffusante	●	●	□	●	□	●
Onde cinématique	●	□	□	●	□	□
Muskingum Cunge	●	●	□	●	□	□
Muskingum	●	●/□ ⁽¹⁾	□	□	□	□

⁽¹⁾ cf. pages suivantes pour des critères plus précis à ce sujet.

Les modèles de routage hydrologique ne permettent pas de tenir compte des influences aval sur la propagation (mis à part le modèle de Puls modifié non décrit dans ce chapitre, cf. USACE, 1994). A contrario, les modèles de routage hydraulique, à l'exception du modèle de l'onde cinématique, permettent de les prendre en compte.

Débordements et écoulements associées

En cas de dépassement de la capacité d'évacuation de la rivière, une partie des écoulements se propagent dans le lit majeur avant leur retour éventuel et différé dans le lit mineur de la rivière. Les débordements peuvent fortement influencer la forme de l'hydrogramme de crue entre l'amont et l'aval de la zone d'épanchement. Les principaux facteurs qui détermineront cette influence sont la capacité de stockage de la plaine – déterminée par sa topographie, et en particulier par sa largeur et ses pentes transversales – ainsi que sa résistance aux écoulements induite par la végétation ou les bâtiments qui l'occupent.

Le modèle de routage doit être adapté à ces conditions particulières. Si les écoulements ont un caractère bidimensionnel marqué, si la plaine est cloisonnée par différents obstacles topographiques tels que digues ou voies de communications, un modèle bi- ou quasi-bidimensionnel est nécessaire.

En cas de débordement du cours d'eau, les écoulements peuvent cependant rester majoritairement unidimensionnels. Cela peut être le cas lorsque le cours d'eau est encaissé et que le lit majeur du cours d'eau est par suite peu large. Dans ce type de situation, les modèles de Barré de Saint-Venant unidimensionnel et de routage hydrologique peuvent être utilisés moyennant généralement l'adaptation de l'une ou l'autre de leurs équations.

La section d'écoulement peut par exemple être considérée comme une section composite pour prendre en compte les rugosités éventuellement différentes des sous-sections (fig. 6.27). L'équation de frottement est dans ce cas souvent formulée de la façon suivante :

$$Q(h) = \sum_{i=1}^N D_i(h) \cdot \sqrt{S_f} \quad (6.71)$$

$$D_i(h) = \frac{1}{n_i} \cdot A_i(h) \cdot R_{H,i}(h_i)^{2/3} \quad (6.72)$$

où N est le nombre de sous-sections considérées, et où $D_i(h)$, définissant la débitance de chacune des sous-sections, est fonction de la rugosité, de la surface mouillée et du rayon hydraulique de chacune d'entre elles.

Cette formulation peut être utilisée de façon plus générale dès lors que la vitesse de l'écoulement ne peut pas être considérée comme uniforme au sein de la section d'écoulement, en particulier lorsque les propriétés hydrauliques et la rugosité hydraulique varient fortement au sein de la section. C'est souvent le cas lorsque les écoulements empiètent sur des berges fortement végétalisées.

Dans le cas où certaines parties du lit majeur participent au stockage mais pas à l'écoulement, la débitance des sections correspondantes est prise nulle.

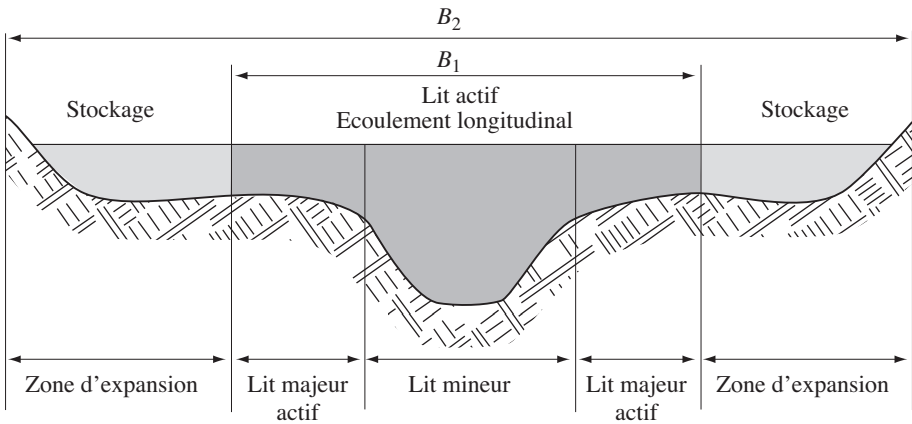


Fig. 6.27 Section d'écoulement composite utilisée dans le cas d'un écoulement principalement unidimensionnel et distinguant le lit mineur, la partie active du lit majeur et la partie inactive du lit majeur (stockage pur).

Pour le modèle 1D de Barré de Saint-Venant, les adaptations correspondantes de l'équation de continuité et de l'équation de la conservation de quantité de mouvement sont décrites par exemple dans l'ouvrage de Cunge *et al.* (1980).

Lorsque les plaines latérales participent au stockage mais pas à l'écoulement (du fait d'un encombrement important de ces dernières rendant leur rugosité importante), la section mouillée à considérer dans l'équation de continuité est par exemple toute la section mouillée alors que celle à considérer dans l'équation de la conservation de la quantité de mouvement est seulement celle qui participe à l'écoulement. Les adaptations de l'équation de la quantité de mouvement consistent principalement dans l'introduction d'un facteur de correction appliqué au terme d'accélération convective (permettant de prendre en compte la non-uniformité marquée du champ de vitesse).

Pente de la rivière et variations des débits entrants

La modélisation des écoulements en rivière est d'autant moins facile que la pente de la rivière est faible et que les variations de débits entrants sont rapides. De tous

les modèles de routage présentés dans ce chapitre, le seul qui peut représenter de façon correcte, pour les écoulements unidimensionnels, l'ensemble des situations est le modèle complet de Barré de Saint-Venant.

La possibilité d'utiliser l'une ou l'autre des simplifications du modèle complet dépend de l'importance relative des termes d'inertie, de pression et de frottement dans l'équation de la conservation de la quantité de mouvement. Moussa et Bocquillon (1996, 2000) ont montré que l'importance relative de ces termes est fonction de trois grandeurs adimensionnelles : le nombre de Froude F_0 déterminé pour des conditions représentatives de l'écoulement considéré, la période adimensionnelle T_+ de la perturbation amont et le rapport η entre la largeur B_2 du lit majeur, supposé participer au stockage mais non aux débits, et la largeur B_1 du lit mineur, supposé pleinement actif (fig. 6.27)⁷. Ces grandeurs ont l'expression suivante :

$$F_0^2 = \frac{V_0^2}{g \cdot h_0} \quad (6.73)$$

$$T_+ = \frac{T \cdot V_0 \cdot S_0}{h_0} \quad (6.74)$$

$$\eta = \frac{B_2}{B_1} \quad (6.75)$$

avec V_0 et h_0 la vitesse et la hauteur représentatives de l'écoulement respectivement en [m/s] et [m], S_0 la pente de frottement ou la pente du fond du canal [m/m], g l'accélération terrestre [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$], avec B_1 et B_2 largeur des lits mineur et majeur en [m], et avec T la période de la perturbation amont [s]. En considérant que la perturbation correspond à l'hydrogramme entrant, sa période correspond approximativement à sa durée.

Chacun des termes apparaissant dans les équations adimensionnelles de Barré de Saint-Venant est une fonction des trois grandeurs adimensionnelles ci-dessus. Les conditions d'applicabilité des différentes simplifications du modèle complet peuvent alors être déterminées. Elles sont indiquées dans le tableau 6.10 et dans la figure 6.28.

En l'absence de stockage dans le lit majeur, l'onde diffusante constitue une bonne approximation de l'onde dynamique pour la majeure partie des situations hydrologiques courantes, même pour des rivières à très faible pente et à condition que les débits soient peu variés. Pour les débits rapidement variés, USACE (1994) recommande de n'utiliser l'onde diffusante que pour des rivières dont la pente est $S_0 > 2 \cdot 10^{-4}$ m/m. Les conditions d'utilisation de l'onde cinématique sont plus restrictives. D'après USACE (1994), son utilisation devrait être limitée aux rivières relativement pentues ($S_0 > 2 \cdot 10^{-3}$ m/m). Le domaine de validité de ces deux modèles se réduit lorsque la largeur du lit majeur inactif augmente.

⁷ Pour établir ces résultats, les auteurs déterminent, sur la base des équations de Barré de Saint-Venant, les équations différentielles adimensionnelles régissant les écoulements induits par la perturbation (supposée périodique) d'un régime permanent initial (vitesse V_0 et hauteur h_0). La hauteur de l'écoulement est par ailleurs supposée faible devant la largeur du lit mineur et le modèle de frottement est supposé être celui de Manning.

Comme le modèle de Muskingum-Cunge permet une approximation de l'onde diffusante, il est applicable à des rivières couvrant une gamme de pente similaire. Le modèle simple de Muskingum ne devrait en revanche pas être appliqué pour des rivières dont la pente est inférieure à $4 \cdot 10^{-4}$ m/m.

Tableau 6.10 Domaine de validité des différentes approximations du modèle de Barré de Saint-Venant pour divers rapports η entre les largeurs des lits majeur inactif et mineur actif ; un terme de l'équation de la dynamique est supposé négligeable si son importance relative dans l'équation est inférieure à 10 % (d'après Moussa et Bocquillon, 2000).

	Onde de gravité	Onde dynamique	Onde diffusante	Onde cinématique
$\eta = 1$	$\frac{F_0^2}{T_+} \geq 12,4$	<i>Pas de limitation</i>	$0,0432 \geq \frac{F_0^2}{T_+}$	$0,0432 \geq \frac{F_0^2}{T_+}$ et $T_+ \geq 39$
$\eta = 8$	$\frac{F_0^2}{T_+} \geq 2,85$	<i>Pas de limitation</i>	$0,0101 \geq \frac{F_0^2}{T_+}$	$0,0101 \geq \frac{F_0^2}{T_+}$ et $T_+ \geq 154$
$\eta = 20$	$\frac{F_0^2}{T_+} \geq 2,5$	<i>Pas de limitation</i>	$0,0037 \geq \frac{F_0^2}{T_+}$	$0,0037 \geq \frac{F_0^2}{T_+}$ et $T_+ \geq 383$

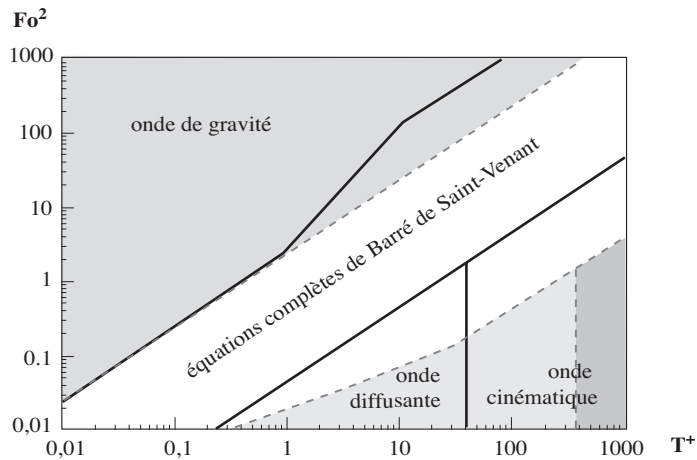


Fig. 6.28 Domaine de validité des différentes approximations du modèle de Barré de Saint-Venant pour divers rapports η entre les largeurs des lits majeur inactif et mineur actif (d'après Moussa et Bocquillon, 2000 et modifiée) ($\eta = 1$: plages délimitées par des traits pleins, $\eta = 20$: plages blanche et grisées délimitées par des traitillés).

Autres éléments à considérer

Différents autres critères pourraient être considérés pour le choix d'un modèle de routage, comme la nature et le degré de précision des données à produire par simulation, la possibilité de gérer les transitions dans les régimes hydrauliques des écoulements (cf. écoulement fluvial/torrentiel/critique, laminaire/turbulent), la possibilité de reproduire le caractère éventuellement maillé du réseau (défluences et confluences).

Ce dernier point est crucial en particulier en cas de débordement du réseau hydrographique dans un milieu fortement urbanisé, les débordements se propageant alors dans un réseau complexe de collecteurs constitués en particulier par les diverses voies de circulation qui le structurent (Hingray, 1999 ; Mignot, 2005 ; Lhomme, 2006).

6.6.3 Routage hydrologique ou hydraulique ?

Les modèles de routage hydrologique sont typiquement utilisés en modélisation pluie-débit pour calculer une série temporelle de débits en différentes stations d'un bassin versant donné. La représentation de chaque tronçon du cours d'eau est généralement indépendante ; le routage est séquentiel d'amont en aval. Les modèles de routage hydrologique présentent l'avantage de la simplicité et d'une résolution numérique aisée et rapide. Leur précision est, pour la majorité des applications hydrologiques, raisonnable, à conditions toutefois qu'il n'y ait pas d'influence aval importante sur les écoulements. Ils ne permettent d'avoir accès qu'aux seuls débits. Le routage hydrologique est très largement effectué pour les applications hydrologiques courantes.

Le modèle complet de Barré de Saint-Venant permet de représenter un grand nombre de situations hydrauliques pour une grande variété de cours d'eau. Le système d'équations associé au modèle complet ou simplifié n'a pas de solution analytique et nécessite une résolution basée sur des schémas numériques souvent sophistiqués. De nombreux logiciels, comprenant en particulier un moteur de résolution numérique adapté aux équations du modèle, ont cependant été développés pour rendre la mise en œuvre du modèle Barré de Saint-Venant plus aisée⁸. L'utilisation du modèle de Barré de Saint-Venant est donc malgré tout assez répandue ; elle concerne cependant préférentiellement les études de type hydraulique nécessitant, en plus des débits, l'estimation d'autres caractéristiques de l'écoulement telles que les hauteurs et les vitesses. Les modèles hydrauliques peuvent enfin, si nécessaire, être couplés à un modèle d'advection-diffusion de substances chimiques et organiques (cf. polluants).

6.7 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- Les écoulements à surface libre sont caractérisés, en tout point M de coordonnées x , y , par leur hauteur d'eau et par les composantes dans les directions x , y et z de leurs vitesses.
- Pour les applications hydrologiques courantes, la modélisation de la propagation des écoulements est simplifiée. Elle considère souvent le seul routage des débits qui se manifeste par une déformation amont-aval de l'hydrogramme (c'est-à-dire déphasage, atténuation).
- Le routage au sein d'un réservoir permet d'estimer l'évolution temporelle du volume stocké dans l'ouvrage et des débits sortants résultant d'apports et d'opérations de gestion de l'ouvrage connus.

⁸ Les principaux instituts industriels européens développant des logiciels pour la simulation des écoulements à surface libre sont entre autres le Danish Hydraulic Institute, Delft Hydraulics, Hydraulic Research Ltd., Wallingford Software, SOGREAH, le Laboratoire Hydraulique de France et le Laboratoire National d'Hydraulique, EDF.

- La simulation du routage dans une retenue est relativement aisée du fait que le débit sortant est soit régulé, soit fonction de la seule hauteur d'eau dans la retenue. Elle nécessite la combinaison d'une équation de stockage, d'une ou plusieurs équations de vidange et de l'équation de continuité. La résolution du système d'équations se fait fréquemment à l'aide de la méthode de Puls ou du schéma numérique de Runge-Kutta.
- Les méthodes de routage des débits en rivière sont soit de type hydrologique, soit de type hydraulique. Elles ont pour objectif d'estimer l'évolution temporelle des débits (éventuellement des vitesses, hauteurs d'eau) en différentes sections choisies du cours d'eau. Les écoulements sont supposés unidimensionnels.
- Le routage hydraulique se base sur le modèle de Barré de Saint-Venant dont différentes simplifications sont possibles. Le système d'équations associé comprend en particulier une équation de continuité et une équation de conservation de la quantité de mouvement. Sa résolution est nécessairement numérique. Il permet d'estimer les différentes variables de l'écoulement.
- Les simplifications du modèle Barré de Saint-Venant généralement utilisées en hydrologie donnent les modèles dits à frottements prépondérants.
- Le modèle de l'onde diffusante néglige les termes d'inertie dans l'équation de la quantité de mouvement du modèle de Barré de Saint-Venant ; il constitue, dans la majorité des cas de figure rencontrés en hydrologie, une simplification raisonnable.
- Le modèle de l'onde cinématique néglige en plus le terme de pression. L'équation de la dynamique se résume alors à l'équation de frottement (cf. Manning). Le modèle conduit à une propagation de crue sans atténuation de son débit de pointe. Il peut être approprié pour les rivières à forte pente.
- Le modèle de Barré de Saint-Venant n'est pas adapté aux écoulements rapidement variés induits, par exemple, par les singularités hydrauliques. Des modèles spécifiques complémentaires sont nécessaires.
- Les modèles de routage hydraulique n'ont qu'un paramètre à estimer : la rugosité hydraulique des différentes sections d'écoulement. Ils nécessitent en revanche une description fine de la topographie du cours d'eau et éventuellement de son lit majeur en cas de débordement.
- Le routage hydrologique se base sur une représentation conceptuelle et globale des tronçons du cours d'eau considéré.
- Le modèle de routage hydrologique de Muskingum est basé sur une équation de continuité et une équation liant le volume stocké dans le bief aux débits entrants et sortants. Il fournit une relation de récurrence explicite du débit sortant cherché. Il comporte deux paramètres pouvant être estimés sur la base d'hydrogrammes observés.
- Le modèle de Muskingum-Cunge, modèle de Muskingum dont les deux paramètres sont ajustés en fonction des conditions d'écoulement en chaque section du cours d'eau et à chaque pas de temps, est une approximation de l'onde diffusante.
- Seuls les modèles de l'onde diffusante et de l'onde dynamique permettent de prendre en compte d'éventuelles influences aval.
- Lorsque les écoulements ont un caractère bidimensionnel marqué, la propagation des écoulements doit être modélisée à l'aide de modèles hydrauliques bidimensionnels ou quasi-bidimensionnels dits à casiers.

6.8 ANNEXES

6.8.1 Résolution numérique du routage dans une retenue par le schéma de Runge-Kutta**Expression du problème**

En supposant que le débit sortant de la retenue est une fonction univoque du débit de vidange et en considérant que l'équation de stockage peut aussi s'écrire sous la forme suivante :

$$dS = A_r(h) \cdot dh \quad (6.76)$$

l'équation de continuité peut alors s'exprimer sous une forme où apparaît l'expression de la dérivée première de la hauteur par rapport au temps, à savoir :

$$\frac{dh}{dt} = \frac{I(t) - Q(h)}{A_r(h)} \text{ ou encore } \frac{dh}{dt} = f(h_n, t_n) \quad (6.77)$$

où la seule variable à estimer est la hauteur d'eau dans le réservoir h . Cette équation différentielle étant non-linéaire, sa résolution nécessite l'utilisation d'un schéma numérique approprié.

Une estimation approchée de la hauteur dans la retenue à l'instant $t = (n + 1) \cdot \Delta t$ peut être obtenue sur la base du schéma numérique d'Euler :

$$h_{n+1} = h_n + \Delta h \quad \text{avec} \quad \Delta h = f(h_n, t_n) \cdot \Delta t \quad (6.78)$$

où Δh est la variation de la variable h sur l'intervalle de temps $[n \cdot \Delta t, (n + 1) \cdot \Delta t]$. Cependant la valeur de la dérivée f change continûment sur l'intervalle de temps $[n \cdot \Delta t, (n + 1) \cdot \Delta t]$ puisque la variable h change sur cet intervalle. L'estimation obtenue sur la base du schéma d'Euler est donc généralement peu précise à moins que le pas de temps considéré soit très petit.

Les schémas numériques de Runge-Kutta sont préférables à la méthode d'Euler car il estime la fonction et sa dérivée en plusieurs points de l'intervalle $[n \cdot \Delta t, (n + 1) \cdot \Delta t]$. L'estimation de h_{n+1} peut par exemple être améliorée en estimant la valeur de l'incrément Δh au début de l'intervalle de temps (estimation Δh_1) et à la fin de cet intervalle de temps (estimation Δh_2) (l'estimation de la hauteur h_{n+1} fournie par l'équation (6.78) est utilisée à cet effet). L'estimation a l'expression suivante :

$$h_{n+1} = h_n + \Delta h \quad \text{avec} \quad \Delta h = \frac{\Delta h_1 + \Delta h_2}{2} \quad (6.79)$$

où

$$\Delta h_1 = f(h_n, t_n) \cdot \Delta t \quad \text{et} \quad \Delta h_2 = f(h_n + \Delta h_1, t_n + \Delta t) \cdot \Delta t \quad (6.80)$$

Ce schéma numérique est connu sous le nom de schéma de Runge-Kutta d'ordre 2. Les schémas d'ordre supérieurs sont déterminés à partir du développement en série de Taylor qui s'exprime par exemple au jusqu'au 4^e ordre sous la forme suivante :

$$\begin{aligned} h_{n+1} = h_n &+ f(h_n, t_n) \cdot \frac{\Delta t}{1!} + f'(h_n, t_n) \cdot \frac{\Delta t^2}{2!} + f''(h_n, t_n) \cdot \frac{\Delta t^3}{3!} \\ &+ f'''(h_n, t_n) \cdot \frac{\Delta t^4}{4!} + \varepsilon(\Delta t^5) \end{aligned}$$

Les schémas numériques Runge-Kutta (RK) permettent une estimation d'autant meilleure que l'ordre est grand. Les schémas d'ordre 4 sont les schémas les plus utilisés. L'un d'entre eux a l'expression synthétique suivante :

$$h_{n+1} = h_n + \Delta h \quad (6.81)$$

avec

$$\Delta h = \frac{1}{6}(k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4) \cdot \Delta t \quad (6.82)$$

$$k_1 = f(h_n, t_n) \quad (6.83)$$

$$k_2 = f(h_n + k_1 \cdot \Delta t / 2, t_n + \Delta t / 2) \quad (6.84)$$

$$k_3 = f(h_n + k_2 \cdot \Delta t / 2, t_n + \Delta t / 2) \quad (6.85)$$

$$k_4 = f(h_n + k_3 \cdot \Delta t, t_n + \Delta t) \quad (6.86)$$

La signification de ces différents termes est illustrée dans la figure 6.29.

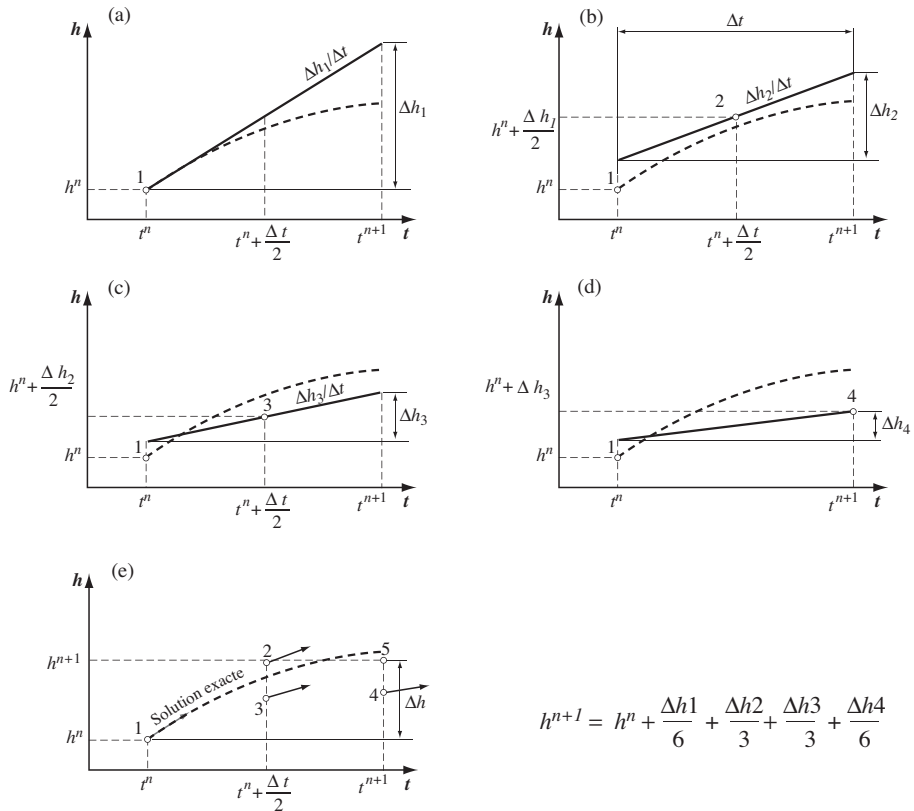


Fig. 6.29 Illustration des estimations Δh_1 , Δh_2 , Δh_3 et Δh_4 effectuées avec un schéma de Runge-Kutta d'ordre 4 (RK4).

Exemple

Le laminage de la crue donnée en colonne 2 du tableau 6.3 par la retenue décrite sur la figure 6.4 (exemple 6.1) est traité ci dessous avec la méthode RK4. Les différentes étapes du calcul sont détaillées pour l'intervalle de temps $[t_0, t_0 + \Delta t]$. Les résultats pour l'ensemble des intervalles de temps sont synthétisés dans le tableau 6.11. La crue sortant du réservoir obtenue par le schéma RK4 est donnée dans la figure 6.9.

A $t_0 = 0$, $I_0 = 0$, $h_0 = 0$, $A_0 = 2000 \text{ m}^2$, $Q_0 = 0$ (conditions initiales de l'énoncé).

$$k_1 = f(h_0, t_0) = \frac{I(t=0) - Q(h=0)}{A_r(h=0)} = \frac{0-0}{2000} = 0 \text{ [m/s]}$$

1^{re} estimation de la hauteur au temps $t_0 + \Delta t / 2$: $h_{est1} = h_0 + k_1 \cdot \Delta t / 2 = 0 \text{ [m]}$

$$k_2 = f(h_0 + k_1 \cdot \Delta t / 2, t_0 + \Delta t / 2) = \frac{I(t=5) - Q(h=0)}{A_r(h=0)} = \frac{2,98-0}{2000} = 0,0015 \text{ [m/s]}$$

2^e estimation de la hauteur au temps $t_0 + \Delta t / 2$: $h_{est2} = h_0 + k_2 \cdot \Delta t / 2 = 0,45 \text{ [m]}$

$$k_3 = f(h_0 + k_2 \cdot \Delta t / 2, t_0 + \Delta t / 2) = \frac{I(5) - Q(0,45)}{A_r(0,45)} = \frac{2,98-0,35}{2256} = 0,0012 \text{ [m/s]}$$

3^e estimation de la hauteur au temps $t_0 + \Delta t$: $h_{est3} = h_0 + k_3 \cdot \Delta t = 0,7 \text{ [m]}$

$$k_4 = f(h_0 + k_3 \cdot \Delta t, t_0 + \Delta t) = \frac{I(10) - Q(0,70)}{A_r(0,70)} = \frac{6-0,44}{2406} = 0,0023 \text{ [m/s]}$$

Estimation finale h_1 de la hauteur de la retenue au temps $t_0 + \Delta t$:

$$h_1 = h_0 + \Delta h = h_0 + \frac{1}{6}(k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4) \cdot \Delta t = 0 + 0,76 = 0,76 \text{ [m]}$$

D'où, l'estimation du débit de vidange Q_1 correspond à la hauteur h_1 au temps $t_0 + \Delta t$:

$$Q_1 = Q(h_1) = 0,46 \text{ [m}^3/\text{s]}$$

Le calcul est ensuite répété sur l'ensemble de la période de temps $[0, 120\text{min}]$.

Tableau 6.11 Hydrogrammes entrant et sortant du réservoir.

Pas n	Temps [min]	I_n [m ³ /s]	h_n [m]	$A(h_n)$ [m ²]	Δh [m]	Q_n [m ³ /s]
0	0	0,00	0,00	2000	0,76	0,00
1	10	6,00	0,76	2443	2,22	0,46
2	20	18,80	2,99	3952	2,56	0,91
3	30	26,90	5,55	6089	1,19	3,53
4	40	19,80	6,74	7222	0,18	14,19
5	50	16,20	6,92	7405	-0,12	16,29
6	60	12,40	6,80	7283	-0,20	14,88
7	70	10,40	6,60	7091	-0,19	12,70
8	80	8,60	6,41	6907	-0,21	10,73
9	90	6,20	6,20	6706	-0,25	8,72
10	100	3,60	5,96	6468	-0,23	6,52
11	110	2,60	5,72	6253	-0,17	4,72
12	120	2,20	5,56	6104	-0,10	3,59

6.8.2 Résolution numérique de l'onde cinématique

Pour les écoulements en rivière, il est souvent possible de représenter la géométrie du canal de façon simplifiée. Dans ce cas, le débit peut s'exprimer en fonction de la surface mouillée:

$$Q = \alpha \cdot A^\beta \quad (6.87)$$

avec α et β deux constantes fonction de la géométrie du canal retenue (tab. 6.12).

En combinant l'équation ci-dessus et l'équation de continuité, on obtient l'équation de l'onde cinématique pour les écoulements concentrés suivante :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \alpha \cdot \beta \cdot A^{\beta-1} \cdot \frac{\partial A}{\partial x} = q \tag{6.88}$$

Cette équation, similaire à l'équation de l'onde cinématique obtenue pour un écoulement en nappe, n'a pas de solution analytique. Une résolution approchée peut être obtenue sur la base d'un schéma numérique explicite aux différences finies si la condition de courant suivante est respectée :

$$c_k \cdot \Delta t / \Delta x \leq 1 \tag{6.89}$$

avec Δt et Δx les pas de temps et d'espace utilisés pour la discrétisation et où c_k est la célérité de l'onde définie précédemment. Dans ce cas, la discrétisation de l'équation (6.88) permet d'estimer la surface mouillée de l'écoulement en un point (x, t) du domaine de discrétisation en fonction des valeurs connues de la surface mouillée aux points précédents en x et en t .

$$\frac{A_{i,j} - A_{i,j-1}}{\Delta t} + \alpha \cdot \beta \cdot \left[\frac{A_{i,j-1} + A_{i-1,j-1}}{2} \right]^{\beta-1} \frac{A_{i,j-1} - A_{i-1,j-1}}{\Delta x} = \frac{q_{i,j-1} + q_{i,j}}{2} \tag{6.90}$$

et

$$Q_{i,j} = \alpha \cdot A_{i,j}^{\beta} \tag{6.91}$$

Tableau 6.12 Coefficients α et β de l'expression $Q = \alpha \cdot A^{\beta}$ dans le cas de différents canaux à géométrie simple.

Géométrie	α	β
Canal rectangulaire de largeur $B \gg h$	$\frac{1}{n} \cdot \frac{\sqrt{S_0}}{B^{2/3}}$	5/3
Canal triangulaire de fruit m	$\frac{\sqrt{S_0}}{n} \cdot \left(\frac{m}{4(1+m^2)} \right)^{1/3}$	4/3

CHAPITRE 7

PROCESSUS ET MODÉLISATION HYDROLOGIQUE EN MILIEU ALPIN¹

Les montagnes doivent leur nom de « châteaux d'eau du monde » au fait qu'elles sont un élément clé du régime hydrologique de toutes les grandes rivières du globe dont elles sont la source. Abritant de grandes réserves d'eau contenues dans les neiges et les glaciers, leur importance est double. D'une part, de nombreux écosystèmes de plaine ou de montagne dépendent des processus hydrologiques qui s'y déroulent. D'autre part, de nombreuses populations dépendent directement de ces ressources en eau que ce soit pour leur vie quotidienne, l'agriculture ou encore leurs activités industrielles. Dans certaines régions – notamment dans les Alpes – certaines activités touristiques y sont de plus fortement liées.

Au cours des prochaines années, du fait de l'accroissement de la population dans ces régions et des changements climatiques en cours, deux défis se posent à la communauté internationale vis-à-vis de la gestion des eaux en montagne. Il s'agit d'abord de garantir un accès équitable à tous les utilisateurs de cette ressource. Il s'agit ensuite de protéger au mieux les populations contre les risques hydrologiques. Ceux-ci peuvent y être très importants du fait des forts événements de fonte de neige et de précipitations qui peuvent y survenir et du fait des terrains très accidentés favorisant des mouvements d'eau, de neige, de glace et de sol parfois très violents.

Pour une large gamme d'applications hydrologiques (cf. la protection contre les crues, la production hydroélectrique ou l'étude d'un potentiel effet de changement climatique), la connaissance des processus hydrologiques dominants et leur modélisation sont donc primordiales.

Les différentes régions montagneuses du globe ont des comportements hydrologiques différents, fonction de la géologie et du climat locaux. Le présent chapitre se concentre sur les Alpes. Il rappelle d'abord les caractéristiques principales qui différencient, du point de vue hydrologique, les bassins de montagne des bassins de plaine (sect. 7.1). Il présente ensuite différentes méthodes et modèles permettant de représenter, en milieu alpin, les processus dominants de l'hydrologie nivale (sect. 7.2) et glaciaire (sect. 7.3). Enfin, divers facteurs nécessaires au succès d'une modélisation hydrologique en milieu alpin sont abordés (sect. 7.4).

¹ Ce chapitre a été rédigé avec la collaboration de Bettina Schaeffli.

Pour plus d'informations sur l'un ou l'autre des aspects traités dans ce chapitre, le lecteur pourra se reporter par exemple aux ouvrages de Singh et Singh (2001), Willis (2005), Jong *et al.* (2005) et Anderson et McDonnell (2005).

7.1 INTRODUCTION

7.1.1 Particularités hydrologiques des bassins de montagne

Les bassins versants de montagne montrent un débit annuel plus élevé que les bassins situés dans une même région climatique à plus basse altitude. A titre d'exemple, le débit moyen annuel du Rhône à son entrée dans le Léman est approximativement deux fois plus petit que celui de la Seine à son entrée dans Paris alors que les surfaces des bassins correspondants sont dans un rapport de un à huit. Ceci s'explique principalement par le fait que les précipitations en zone de relief sont renforcées par les effets orographiques. De plus, les taux d'évapotranspiration y sont plus faibles, puisque les températures sont relativement plus basses aux altitudes élevées et que, dans les Alpes, la couverture végétale y est réduite.

Les régimes hydrologiques alpins ont un cycle annuel prononcé avec des débits d'été très faibles en hiver et des débits très élevés au printemps et en été (jusqu'à 100 fois plus grands). Ce cycle résulte du stockage temporaire de l'eau précipitée à la surface des bassins : lorsque des précipitations surviennent pendant des périodes de basses températures, l'eau s'accumule sous forme de neige ou de glace ce qui conduit à un décalage souvent important entre le moment où l'eau tombe sur le bassin et le moment où elle est mobilisée à travers des processus de fonte (fig. 7.1). Ce stockage

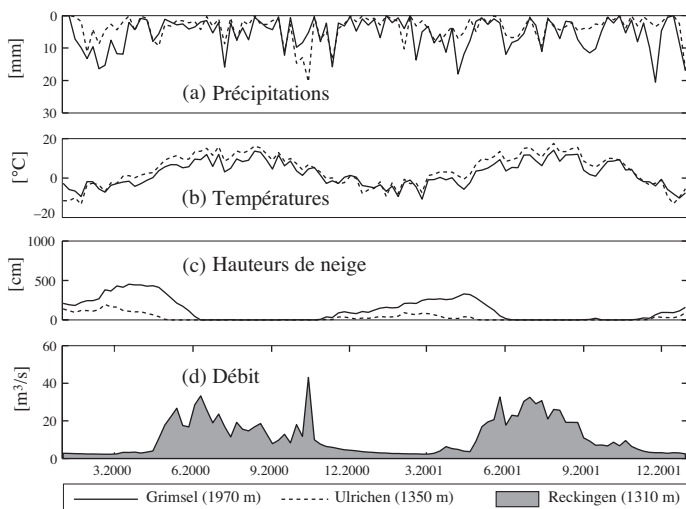


Fig. 7.1 Evolution temporelle (pas de temps hebdomadaire) des variables hydro-météorologiques sur le bassin du Rhône à Reckingen, Suisse (années 2000-2001 ; surface du bassin : 233 km², altitude moyenne : 2310 m, pourcentage de la surface couverte par du glacier : 19,6 %). (a) précipitations [mm/jour] aux stations Grimsel (1970 m) et Ulrichen (1350 m) ; (b) températures [°C] et (c) couvert neigeux [°C] aux mêmes stations ; (d) débits du Rhône à Reckingen [mm/jour].

pendant la saison dite « d'accumulation » peut, selon l'altitude, durer quelques jours, plusieurs mois pour les couverts neigeux saisonniers, plusieurs années pour la neige éternelle, voire des décennies pour les glaciers.

Un bassin versant à couvert neigeux saisonnier présente pendant la période de fonte un cycle journalier des débits de plus ou moins grande amplitude (fig. 7.2). Il résulte, entre autres, du cycle diurne de la température et du rayonnement. Ce cycle prend fin dès que le couvert neigeux a fondu. Si le couvert neigeux se maintient tout au long de l'année, le cycle journalier peut être observé tout au long du printemps et de l'été.

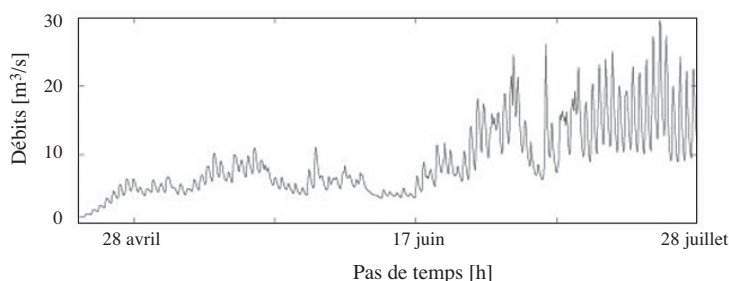


Fig. 7.2 Cycle journalier des débits observés au cours du printemps 1990 sur le bassin de la Lonza à Blatten (surface 78 km², altitude moyenne 2630 m).

Si le couvert neigeux est permanent, il donne par ailleurs naissance à de la neige éternelle formant des « névés ». La transformation éventuelle de cette neige en glace conduit à la formation des glaciers. Suivant la proportion de couverture glaciaire, l'effet des glaciers sur les débits est important, que ce soit en termes de volume ou de saisonnalité. Les glaciers stockent de façon temporaire, mais à l'échelle de plusieurs années, l'eau d'une partie des précipitations affectant le bassin. Selon les conditions météorologiques de l'année considérée, le bilan de masse du glacier peut conduire à un volume annuel écoulé à l'exutoire du bassin significativement plus faible (accumulation sur le glacier) ou inversement plus important (déstockage), que le volume total des précipitations annuelles. En été, les débits des bassins alpins présentant une forte proportion de couverture glaciaire proviennent en grande partie de processus de fonte et d'écoulement dans les zones glaciaires. Ces débits, fortement déterminés par les apports énergétiques, sont généralement importants, même en cas d'absence prolongée de précipitations.

En montagne, l'intensité des crues peut être liée à la température et aux processus d'accumulation et de fonte qui en dépendent. Lors d'un événement précipitant, l'altitude de la limite des chutes de neige peut fortement augmenter ou diminuer la part des précipitations qui tombent sous forme liquide. Par exemple, un événement précipitant extrême peut conduire à des crues modestes si une part importante des précipitations a été stockée sur les versants du bassin sous forme de neige. A l'inverse, la quantité totale d'eau qui arrive à l'exutoire peut être plus importante que la hauteur précipitée si la pluie tombe sur un manteau neigeux déjà proche de l'état de saturation – l'eau de fonte déjà accumulée à l'intérieur du manteau neigeux est alors rapidement mobilisée, ou si les conditions météorologiques conduisent à des débits de fonte importants.

7.1.2 Composantes du débit et régimes hydrologiques

Les débits observés à l'exutoire d'un bassin versant en milieu de montagne proviennent donc de l'eau de pluie et de l'eau de fonte (de la glace, du névé et de la neige). Cette eau peut avoir transité à travers des névés, le manteau neigeux, un couvert glacier et/ou le sol. Chaque contribution a ses spécificités notamment en termes de composition chimique et physique, de temps de séjour dans les différents compartiments et de températures. La séparation des diverses composantes du débit total est cependant difficile à estimer. Des études de traçage environnemental montrent par exemple que l'eau du sol «préexistante» joue souvent un rôle dominant lors d'un événement de crue de fonte, même pendant la crue de fonte printanière (cf. Rodhe, 1998). Dès lors, le volume d'une crue ne peut pas être attribué directement au volume de fonte de neige. Il dépend de bien d'autres facteurs dont l'humidité initiale des sols. Le traçage isotopique est parfois utilisé pour séparer la composante rapide de la composante lente d'un hydrogramme de fonte (Rodhe, 1998). Le traçage isotopique semble permettre aussi l'investigation de la provenance des débits glaciaires (cf. Sharp *et al.*, 1998).

Les régimes hydrologiques de montagne sont généralement classés en fonction de l'importance de la composante nivale et de la composante glaciaire. En Suisse, les régimes alpins sont par exemple déterminés sur la base des coefficients adimensionnels de Pardé (1933) obtenus à partir des débits mensuels interannuels moyens normalisés par le débit annuel (cf. Weingartner, 1986).

Les deux principaux régimes, le régime glaciaire et le régime nival de montagne, ont les caractéristiques suivantes :

- Le *régime glaciaire* (fig. 7.3b) est observé si au moins 15 à 20 % du bassin est couvert par des glaciers. Le débit mensuel maximum a lieu en été (juillet, août) dû à la fonte de neige et de glace, les débits sont très faibles de la fin d'automne au début du printemps. Le rapport du débit mensuel maximum au débit mensuel minimum est très élevé. Le débit a un cycle journalier prononcé pendant la saison de fonte. La variation du régime d'une année à l'autre est relativement faible. Elle est essentiellement liée à la variation interannuelle des termes du bilan énergétique. Les débits annuels ont tendance à être corrélés positivement avec les températures et négativement avec les précipitations (§ 7.3.2).

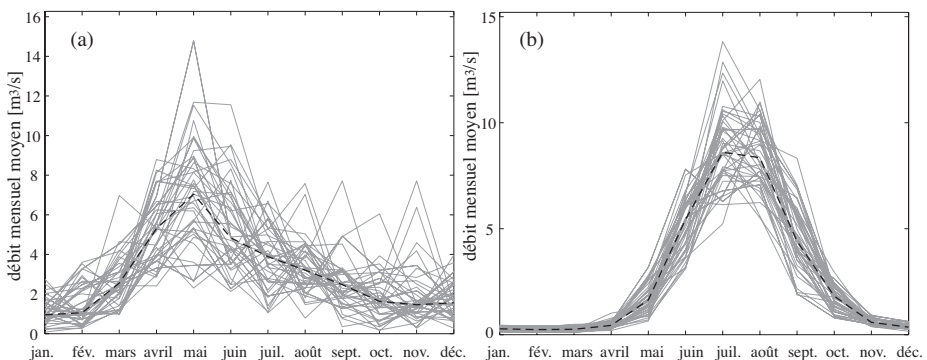


Fig. 7.3 Différents types de régimes hydrologiques (régime moyen et fluctuations interannuelles). (a) bassin non glaciaire (Minster à Euthal, Rütli, altitude médiane: 1351 m, surface: 59,2 km², période 1961-2000); (b) bassin glaciaire (Rhône à Gletsch, altitude médiane: 2719 m, surface: 38,9 km², surface glaciaire: 52,2 %, période 1956-2000).

- Le *régime nival* de montagne (fig. 7.3a) se présente comme une forme atténuée du régime glaciaire. Le débit mensuel maximum a lieu plus tôt (juin), la montée de la crue de fonte observée au printemps est très rapide (mai-juin). Les débits annuels ont tendance à être corrélés positivement avec les précipitations. L'étiage est moins fort que pour un régime glaciaire et le régime montre une variabilité interannuelle plus importante, principalement conditionnée par celle des précipitations.

7.1.3 Enjeux de la modélisation hydrologique en montagne

La modélisation et la prédiction des processus hydrologiques en montagne doivent permettre une gestion efficace des ressources en eau, non seulement dans les zones de montagne mais également dans les zones de plaine. Pour ces dernières, les eaux de fonte provenant des bassins versants à couverture glaciaire constituent parfois la seule source d'eau en période de sécheresse. La saisonnalité des apports et en particulier les débits en période d'étiages prolongés, observés par exemple en hiver, conditionnent souvent fortement l'approvisionnement en eau potable et/ou le potentiel hydroélectrique des bassins considérés. Dans ce contexte, la prévision saisonnière des débits de fonte (cf. effectuée à la fin de l'hiver pour l'été) revêt une grande importance, tout comme la prévision des débits en temps réel.

L'enjeu de la modélisation est aussi lié aux crues et aux risques hydrologiques. L'estimation des crues peu fréquentes, voire extrêmes, est ainsi indispensable pour la gestion des ouvrages hydrauliques (cf. retenues, aménagements de production hydroélectriques, captages d'eau potable) ou pour la protection des biens et des personnes contre les risques naturels (cf. crues, laves torrentielles).

Les bassins versants de montagne peuvent aussi être des zones de fort développement, notamment touristique. Il peut alors aussi être nécessaire d'estimer quantitativement les impacts qui en résultent sur les ressources en eau, les risques naturels associés ou encore l'équilibre des écosystèmes.

A ces problématiques s'ajoute l'évaluation des impacts possibles d'un potentiel changement climatique. Les glaciers alpins sont de manière générale dans une phase de décrue (cf. Maisch, 2000 ; Vincent, 2002). Ils sont fortement menacés d'un retrait significatif, voire de disparition pour certains, si les projections de réchauffement régional pour les prochaines décennies (cf. IPCC, 2001, 2007) s'avéraient exactes (cf. Gerbaux, 2005 ; Horton *et al.*, 2006). De telles modifications auraient évidemment un impact direct sur le régime hydrologique des cours d'eau alpins – en termes de volume et de saisonnalité des apports par exemple, et des conséquences sur les activités humaines, les risques naturels et les écosystèmes qui en dépendent (annexe 7.6.1).

Dans ce contexte, la connaissance et la prédiction des processus hydrologiques liés aux bassins de montagne s'avèrent d'une grande nécessité, que ce soit pour le contexte hydro-climatique actuel ou pour un contexte modifié.

Les sections suivantes ont pour objectif de présenter les méthodes et modèles permettant : 1) d'estimer les débits de fonte et 2) de simuler le comportement hydrologique des bassins de montagne, qu'ils soient ou non englacés. Les approches qui concernent le couvert neigeux saisonnier sont présentées dans la section 7.2, celles qui concernent les glaciers dans la section 7.3. Certaines de ces approches sont utilisées pour constituer le module « neige » des modèles hydrologiques (chap. 3). Divers facteurs, pouvant conditionner le succès d'une modélisation hydrologique de ce type en milieu alpin, sont finalement présentés dans la section 7.4.

7.2 HYDROLOGIE NIVALE

L'objectif de cette section est de présenter les principaux facteurs qui gouvernent l'évolution temporelle et spatiale du manteau neigeux ainsi que les principales méthodes et modèles permettant d'estimer les débits résultant de sa fonte. Pour les applications hydrologiques courantes, la modélisation fine de la structure du manteau neigeux et de son évolution spatiale et temporelle n'est généralement pas nécessaire. Elle peut l'être en revanche pour d'autres applications. C'est le cas par exemple lorsqu'il s'agit d'estimer la stabilité du manteau neigeux et les risques d'avalanche qui en résultent. Des modèles détaillés ont été développés à cet effet. Ils permettent de suivre l'évolution des différentes couches du manteau neigeux, voire la transformation des différents types de cristaux qui les composent. Le lecteur souhaitant plus d'informations sur ces approches pourra consulter par exemple la revue proposée par Lehning (2005) ainsi que les publications décrivant le modèle CROCUS développé par le Centre d'Etudes de la Neige de MétéoFrance (Brun *et al.*, 1989, 1992) ou décrivant le modèle SNOWPACK développé en Suisse par l'Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches (Lehning *et al.*, 1999).

7.2.1 Propriétés et dynamique du manteau neigeux

Un manteau neigeux peut être caractérisé par diverses propriétés (Anderson, 1976). Il s'agit par exemple de son albédo, de sa structure, de sa densité, de sa porosité, de son équivalent en eau, de sa conductivité thermique ou de son énergie interne. Les principales d'entre elles sont décrites dans l'encadré 7.1. Quelques techniques de mesures utilisées pour estimer l'une ou l'autre sont présentées dans l'annexe 7.6.2.

Encadré 7.1 Principales propriétés d'un manteau neigeux

Structure. Un couvert neigeux présente des caractéristiques similaires à celles d'un sol. Localement, il contient des couches d'âges différents dont la structure varie en fonction des conditions météorologiques pendant et entre les chutes de neige. Une couche de neige est un milieu poreux constitué d'une matrice de glace dont les interstices sont occupés par de l'air et éventuellement de l'eau. La teneur en eau ne peut pas dépasser la capacité de rétention maximale de la couche de neige qui dépend de sa structure. Une teneur en eau de 3 à 10 % est souvent considérée dans les applications hydrologiques. Entre les couches de neige peuvent se trouver des couches de glace formées lors de périodes de fonte et de regel ou suite à un épisode de pluie sur un manteau neigeux froid.

Densité. La densité de la neige fraîche varie en fonction des conditions météorologiques lors de la chute de neige (c'est-à-dire température de l'air, saturation du nuage précipitant, vitesse du vent). Les valeurs minimales peuvent atteindre 0,05, les valeurs maximales plus de 0,30; la gamme habituelle se situant entre 0,07 et 0,15. La densité de la neige est plus basse pour des chutes de neige dans des conditions froides et à faible vitesse de vent. Une valeur moyenne de 0,10 est souvent utilisée pour la modélisation. La neige au sol se densifie sous l'effet de son propre poids (effet mécanique) et sous l'effet de la métamorphose des cristaux de neige (réarrangement des grains et modification de leur forme). Certains facteurs externes tels que le vent favorisent la densification. La densité du couvert neigeux est en général variable suivant les couches du manteau neigeux. La densité moyenne se situe entre 0,07 et 0,35 pour un manteau neigeux

saisonnier. Dans des dépôts d'avalanche, la densité peut atteindre des valeurs de 0,70. Elle varie entre 0,40 et 0,85 pour les névés et entre 0,84 et 0,92 pour la glace.

Equivalent en eau. L'équivalent en eau d'une couche de neige, exprimé en [mm éq. eau], correspond à la hauteur d'eau qui serait obtenue en faisant fondre toute la colonne de neige considérée. L'équivalent en eau peut être calculé à partir de l'épaisseur de la couche de neige et de sa densité moyenne.

Albédo. L'albédo de surface du couvert neigeux définit la part du rayonnement solaire qui est réfléchi. Il détermine donc fortement le bilan énergétique du couvert neigeux. L'albédo dépend de la longueur d'onde du rayonnement. Il est compris entre 0,7 et 0,95 pour les domaines de l'ultraviolet et du visible, entre 0,3 et 0,5 pour le proche infrarouge. Il est nul dans l'infrarouge. Le réchauffement du couvert neigeux est donc en premier lieu dû au rayonnement infrarouge (Sergent *et al.*, 1993). Le rayonnement reçu par la surface terrestre est par ailleurs fonction de l'altitude: l'épaisseur de l'atmosphère diminuant avec l'altitude, le rayonnement infrarouge diminue avec l'altitude. A l'inverse, le rayonnement dans le visible augmente avec l'altitude. Cette dépendance à l'altitude différente résulte du fait que la source du rayonnement est différente suivant la longueur d'onde considérée (cf. le rayonnement dans le visible provient du rayonnement solaire direct et du rayonnement rétrodiffusé par l'atmosphère, le rayonnement infrarouge provient du rayonnement dans le visible absorbé et réémis par l'atmosphère et par la vapeur d'eau en particulier; chap. 2).

L'albédo dans le visible est très variable suivant l'âge, la teneur en eau et l'épaisseur du manteau neigeux (tab. 7.1). L'albédo peut baisser de 20 à 30 % au cours du vieillissement de la neige. Une baisse équivalente peut aussi provenir de la pollution atmosphérique et des dépôts sur la neige qui en résultent.

Tableau 7.1 Valeurs d'albédo caractéristiques dans le visible (d'après Maidment, 1993b).

Type de neige	Albédo [–]
Neige fraîche	0,80-0,90
Neige ancienne	0,60-0,80
Neige fondante	0,40-0,60
Névé	0,43-0,69
Glacier propre	0,30-0,55
Glacier sale	0,15-0,25
Glacier couvert de débris	0,10-0,15

Energie interne et stock de froid d'un manteau neigeux. L'énergie interne du manteau neigeux est dépendante de sa température et de la proportion d'eau sous forme vapeur/liquide/solide. L'énergie interne E_n [J/m²] peut être exprimée par :

$$E_n = \int_{h=0}^{h_n} (c_l \gamma_l(h) T(h) + c_s \gamma_s(h) T(h)) dh \tag{7.1}$$

avec $\gamma_l(h)$ et $\gamma_s(h)$ [kg/m³] les masses spécifiques des phases liquides et solides à une hauteur h au sein du manteau neigeux, c_l et c_s leur capacités calorifiques respectives [J/(kg.°C)], et $T(h)$ [°C] la température locale à la hauteur h [m].
L'énergie interne du manteau neigeux nécessaire pour élever la température du stock de neige à 0°C est parfois appelée « le stock de froid » du manteau neigeux.

Conductivité thermique. La neige est un isolant thermique puissant (tab. 7.2). La conductivité thermique de la neige peut augmenter d'un facteur 10 lors du métamorphisme.

Tableau 7.2 Valeurs indicatives de conductivités thermiques à 0°C (d'après Hock, 2005).

Type de neige	Conductivité thermique [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]
Neige fraîche	0,08
Neige ancienne	0,42
Eau	0,55
Glace	2,1

Les propriétés d'un manteau neigeux varient dans le temps sous l'action conjointe de différents processus directement liés aux sollicitations météorologiques locales (cf. précipitations, température, rayonnement, vent, humidité de l'air). Ces sollicitations varient fortement dans le temps ; elles sont aussi très dépendantes de l'altitude, de l'exposition, de la pente et de la couverture du sol, notamment de la végétation. Par conséquent, les propriétés du manteau neigeux varient aussi fortement dans l'espace.

Evolution temporelle du manteau neigeux

L'évolution temporelle des différentes propriétés du couvert neigeux est conditionnée par divers processus : des processus d'accumulation (liés aux précipitations solides), de redistribution spatiale (cf. vent, avalanches), de transformation (c'est-à-dire métamorphose) et d'ablation (c'est-à-dire fonte, évaporation et sublimation).

L'accumulation correspond au stockage progressif des précipitations solides à la surface du bassin. Dans les Alpes suisses à la fin du XX^e siècle, la proportion des précipitations tombant sous forme solide s'élève à environ 50 % à 2000 m d'altitude et à environ 90 % à 3000 m. L'état d'agrégation ou la nature des précipitations arrivant au sol dépend essentiellement de l'altitude de l'isotherme du zéro degré Celsius : il pleut si l'altitude de l'isotherme est suffisamment haute au-dessus du sol pour permettre une fonte complète des cristaux formés dans l'atmosphère. La majorité de la pluie tombant en dehors des tropiques résulte de cristaux de neige ou de glace formés dans l'atmosphère (cf. Dingman, 2002).

Si les cristaux de neige qui se forment dans l'atmosphère tombent, ils traversent des couches d'air de plus en plus chaudes et commencent à se sublimer (avant de fondre). Ce processus consomme de l'énergie et diminue la température à la surface des cristaux ce qui retarde la fonte. Par conséquent, les cristaux de neige continuent à exister à des températures supérieures à 0°C. Plus l'humidité de l'air est faible, plus les cristaux peuvent tomber bas en dessous de l'altitude de l'isotherme 0°C.

L'altitude de la limite pluie/neige est l'altitude – ou l'intervalle d'altitudes – à laquelle la neige se transforme en pluie. Elle est liée à l'altitude de l'isotherme 0°C et dans une moindre mesure à la température de la masse d'air au-dessus de cette isotherme. Elle se situe en moyenne à environ 300 m plus bas que la limite du zéro degré. Pour des événements particuliers et pour des durées courtes, elle peut cependant se situer jusqu'à 600 m plus bas.

Dès que la neige se dépose sur une surface, commencent des processus de métamorphose sous l'action de la gravité – consolidation sous l'effet du poids – et des échanges énergétiques. Ceux-ci résultent pour partie du mouvement de l'eau de fonte et de l'air à l'intérieur du couvert neigeux suite aux différences locales de pression de vapeur et aux phénomènes de vaporisation et sublimation et de condensation solide ou liquide. La structure des cristaux se modifie alors et ces cristaux se redistribuent. Il en résulte une modification de la densité du couvert neigeux. Selon les conditions météorologiques, par exemple lors d'une première humidification ou pour de la neige fraîche, ces effets peuvent être très rapides. Une couche de neige peut par exemple se densifier fortement au cours d'une seule journée.

L'existence des processus de fonte et de sublimation de la neige dépend de l'état énergétique de la couche de surface du manteau neigeux, état conditionné par les échanges énergétiques entre le manteau neigeux et son milieu environnant. Ces échanges énergétiques ont lieu principalement à l'interface sol-manteau neigeux et à l'interface atmosphère-manteau neigeux ; la fonte a essentiellement lieu en surface (§ 7.2.3).

Les cristaux de neige en surface ou au pied du manteau neigeux commencent à fondre si la température atteint localement 0°C et si le bilan énergétique est localement positif. L'ablation du couvert neigeux par des processus de fusion est généralement beaucoup plus importante que l'ablation par sublimation. La sublimation de la neige nécessite en effet entre 2826-2847 kJ/kg alors que la fusion nécessite seulement 335 kJ/kg. La sublimation de neige en suspension dans l'air, notamment en présence de vents chauds tel que le foehn peut cependant conduire à des pertes par sublimation importantes (Lehning, 2005).

L'interception de la neige, par la végétation arbustive et/ou arborée, à la différence de l'interception de la pluie, représente souvent moins une perte qu'un décalage temporel dans l'arrivée des précipitations à la surface du sol. Son estimation est plus difficile que pour la pluie (cf. Hedstrom et Pomeroy, 1998). Le pourcentage de la neige interceptée perdue par sublimation est souvent considéré comme faible car la plus grande partie retourne au sol, soit sous forme solide du fait de la gravité, soit sous forme liquide (c'est-à-dire lessivée par la pluie ou suite à la fonte). Dans des forêts d'épineux, la sublimation de la neige interceptée peut cependant représenter une perte importante. Pour des forêts canadiennes de pins et d'épicéas, Pomeroy *et al.* (1998a) ont observé des pertes allant jusqu'à 30 % des chutes de neige.

Variabilité spatiale du manteau neigeux

La forte variabilité spatiale du couvert neigeux est le résultat de nombreux facteurs affectant l'accumulation, la redistribution par le vent et l'ablation. La variabilité spatiale de l'accumulation est particulièrement importante en montagne où les hauteurs précipitées et la nature des précipitations sont fortement dépendantes par exemple de l'altitude.

La cause principale de la redistribution spatiale de la neige est le vent, pendant ou après des événements de chute de neige (cf. Castelle, 1994). Cette redistribution se manifeste notamment dans des zones de montagne très exposées ou dans des zones boisées où la végétation perturbe les champs de vent. Les quantités de neige déplacées par le vent peuvent être considérables. En milieu de haute montagne, le manteau neigeux des versants exposés au vent peut être très faible tout au long de l'hiver. A l'inverse, les grands dépôts de neige sur les versants opposés peuvent persister longtemps pendant la saison de fonte.

La redistribution par avalanches peut aussi influencer localement la variabilité spatiale du couvert neigeux. Dans les Alpes, elle n'implique cependant que peu de redistribution entre les versants.

La variabilité spatiale du couvert neigeux induite par les processus d'ablation peut aussi être importante. Elle est liée à la variabilité spatiale du couvert végétal et à la forte variabilité spatiale des apports énergétiques liée, par exemple, à l'orientation des versants et à l'altitude. A un instant donné, il est possible de déterminer sur un bassin la limite de fonte, c'est-à-dire, la limite géographique séparant les parties du bassin où il y peut y avoir fonte des parties du bassin où il ne peut pas y avoir fonte. Cette limite est souvent assimilée par défaut à l'altitude de l'isotherme 0°C. Pendant la période de fonte, l'ablation du couvert neigeux est donc plus ou moins rapide suivant les parties du bassin considérées, les unes devenant rapidement découvertes, les autres restant couvertes jusque parfois tard dans la saison de fonte. Le couvert neigeux présente alors souvent une distribution spatiale caractéristique pour le bassin, appelée *snow pattern* en anglais (cf. Davison et Pietroniro, 2005).

Si les évolutions temporelles de l'extension spatiale et de l'équivalent en eau du couvert neigeux ont été observées sur une période commune, il est possible d'établir des courbes dites d'épuisement du stock neigeux (appelées en anglais *snow depletion curves*): elles relient l'extension du couvert neigeux (en % de la superficie de l'unité hydrologique considérée) à son équivalent en eau moyen (en % de l'équivalent en eau maximum atteint pendant l'accumulation). Si l'étendue du couvert neigeux peut être obtenue pour une date donnée – sur la base d'images de télédétection par exemple, de telles courbes peuvent servir à estimer le volume d'eau disponible sur le bassin versant et/ou à calibrer (valider) un modèle d'accumulation et de fonte (cf. Andreadis et Lettenmaier, 2006).

Equations de bilan

Les volumes d'eau stockés sous forme solide et/ou liquides au sein du manteau neigeux sont les principales variables considérées par les hydrologues pour caractériser le manteau. L'évolution temporelle de l'eau stockée par le manteau neigeux en un point donné du bassin versant est régie par l'équation de bilan de masse :

$$\frac{dS(t)}{dt} = I(t) - O(t) \quad (7.2)$$

où dS/dt représente les variations instantanées du stock $S(t)$; où $I(t)$ et $O(t)$ sont respectivement les entrées et les sorties. Dans la pratique, ces différents termes sont exprimés en millimètres d'équivalent en eau [mm éq. eau]. Ces termes, qui font référence à tout ou partie des processus évoqués ci-dessus, diffèrent suivant la nature de la variable $S(t)$ considérée. Par exemple, $S(t)$ peut faire référence à l'eau présente sous forme solide et liquide, sous forme de neige uniquement ou encore sous forme liquide uniquement. Dans le premier cas, l'équation de bilan (7.2) a l'expression suivante :

$$\frac{dW_s(t)}{dt} = P(t) - I(t) - E(t) - U(t) + \Omega(t) \quad (7.3)$$

où $dW_s(t)/dt$ est le taux de variation par rapport au temps de l'eau stockée sous forme liquide et solide au sein du manteau neigeux; $P(t)$ est la précipitation totale (solide + liquide) au temps t , $I(t)$ est l'interception par la végétation d'une partie des précipitations totales; $E(t)$ sont les pertes ou gains par évaporation et/ou sublimation;

$U(t)$ est l'intensité des pertes en eau de fonte à la base du manteau neigeux (infiltration et/ou ruissellement, § 7.2.2) et le terme $\Omega(t)$ représente les autres apports ou pertes éventuels (cf. vent, avalanche).

Si seule l'eau présente sous forme de neige au sein du manteau neigeux est considérée, l'équation de bilan de masse (7.2) prend la forme suivante :

$$\frac{dH_n(t)}{dt} = N(t) - I_n(t) - M(t) - E_n(t) - \Gamma_n(t) + \Omega(t) \quad (7.4)$$

où $dH_n(t)/dt$ est le taux de variation par rapport au temps du stock de neige au sein du manteau neigeux ; $N(t)$ est la chute de neige au temps t , $I_n(t)$ est l'interception d'une partie des précipitations tombant sous forme de neige ; $E_n(t)$ est la sublimation d'une partie de la neige au sol ; $M(t)$ est le flux de neige fondue dont une partie reste piégée dans le manteau neigeux sous forme liquide ; le terme $\Gamma_n(t)$ représente tous les processus de transformation de la neige en névé et en glace et le terme $\Omega(t)$ représente les autres apports ou pertes éventuels (cf. vent, avalanche).

Dans ces équations, les termes correspondant aux changements de phase de l'eau stockée sous forme liquide ou solide au sein du manteau neigeux sont déterminés par le bilan énergétique du manteau. L'équation de bilan correspondante, précisée dans le paragraphe 7.2.3, fait intervenir d'autres variables d'état du manteau neigeux (cf. énergie interne).

7.2.2 Débits de fonte de neige : processus et facteurs explicatifs

Fonte, percolation, infiltration

L'eau de fonte produite en surface du manteau neigeux percole. Elle progresse dans le manteau au fur et à mesure que la capacité de rétention est localement atteinte. C'est la phase de mûrissement du manteau neigeux.

En hiver et au début du printemps, la majeure partie de la neige fondue en surface est stockée par le manteau neigeux. Lorsque le manteau neigeux est saturé, le surplus d'eau de fonte produit un écoulement. La saturation de la couverture de neige peut être augmentée, en période de fonte, par la percolation de précipitations liquides (c'est-à-dire s'il pleut sur la neige). Si la température s'abaisse localement en dessous de 0°C, l'eau qui est piégée dans le manteau neigeux par rétention capillaire regèle.

Une partie de l'eau de fonte qui s'écoule dans le manteau neigeux et/ou à la surface du sol sous l'action de la gravité peut s'infiltrer dans le sol sous-jacent sous certaines conditions. Si le sol n'est pas gelé, la fraction qui s'infiltré est conditionnée par les mêmes facteurs que s'il s'agissait d'une pluie tombant sur un sol (chap. 4). Si le sol est gelé, différentes situations peuvent se présenter :

- Si le sol gelé n'est pas saturé, l'eau s'infiltré en apportant de l'énergie. En fonction du bilan énergétique local, soit le sol dégèle – la capacité d'infiltration augmente alors progressivement, soit l'eau qui s'infiltré gèle – la température du sol augmente alors mais le sol se « ferme » par regel réduisant ainsi sa capacité d'infiltration.
- Si le sol gelé est saturé – ou si une couche de glace imperméable est présente à la surface du sol, un écoulement de surface à l'interface sol-neige se crée. Il n'y a alors pas d'écoulement dans le sol. De même que précédemment, le bilan énergétique local peut conduire au dégel d'une partie de la glace contenue dans le sol ou en surface.

La neige est un isolant thermique puissant. Par suite, la température à l'interface neige-sol reste relativement constante pendant la saison d'accumulation dès la formation d'un couvert neigeux fermé et suffisamment épais. Ceci implique notamment que si les premières chutes de neige surviennent lorsque le sol sous-jacent n'est pas encore gelé, la température à l'interface sol-neige reste proche de 0°C (très légèrement positive). Si au contraire, la surface du sol est gelée avant les premières chutes de neige, elle le restera jusqu'à des apports d'énergie importants.

Transfert et débits de fonte à l'exutoire du bassin.

A l'exutoire d'un bassin versant, les débits résultent du transfert des débits de fusion du manteau neigeux. Ils peuvent présenter une forte saisonnalité. C'est le cas de la grande majorité des bassins de montagne. Dans l'hémisphère nord, le moment et la vitesse de la montée de la crue de fonte printanière, ainsi que son amplitude, dépendent de l'importance et de la répartition spatiale du couvert neigeux, ainsi que de l'évolution temporelle des apports énergétiques sur le bassin.

Dans le cas où les stocks de neige disponibles pour la fonte ne sont pas limitants, les débits de fonte sont d'autant plus élevés que les apports énergétiques sont importants. Une augmentation de ces apports conduit localement à une augmentation des volumes de fonte et suivant la saturation du manteau neigeux à une augmentation des écoulements de fonte. Par ailleurs, elle se traduit généralement aussi par élévation de la limite de fonte conduisant à son tour à une augmentation de la surface potentiellement contributive pour la fonte.

A températures et apports énergétiques égaux, les débits de fonte diminuent au fur et à mesure que les stocks de neige disponibles pour la fonte s'épuisent, c'est-à-dire au fur et à mesure que la surface réellement contributive se réduit. L'épuisement total des stocks se produit à une date variable suivant les parties du bassin ; il est en particulier d'autant plus tardif que l'altitude est élevée (fig. 7.4).

La forme et l'intensité de la crue de fonte sont donc largement conditionnées par l'hypsométrie du bassin versant. Pour un bassin versant couvrant une large gamme

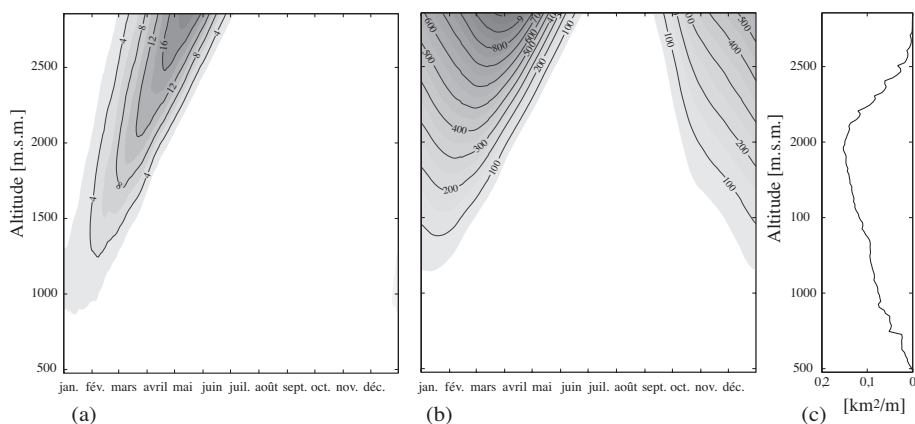


Fig. 7.4 Répartition suivant l'altitude et la saison (a) des débits de fonte interannuels moyens [mm/jour] et (b) du stock de neige interannuel moyen [mm éq. eau] ; (c) Répartition altimétrique des surfaces du bassin. Bassin de Minster à Euthal, Rüti (les répartitions (a) et (b) ont été simulées avec le modèle hydrologique GSM-SOCONT pour la période 1981-2005, Schaeffli *et al.*, 2005).

d'altitudes, les débits de fonte sont observés pendant une longue période. Les débits maximaux sont plus ou moins obtenus lorsque la surface contributive est maximale. Pour des bassins couvrant une très faible plage d'altitudes, la fonte couvre un intervalle de temps limité.

Aux écoulements issus de la fonte de neige peuvent bien entendu s'ajouter les composantes glaciaire et pluviale. Au cours de la saison de fonte, la capacité de stockage du bassin versant diminue progressivement puisque la capacité de rétention du manteau neigeux diminue et que le sol se sature. D'éventuelles pluies peuvent alors donner lieu à d'importantes pointes de débit.

7.2.3 Estimation et modélisation des débits de fonte de neige

Principe

L'estimation des débits de fonte de neige nécessite d'abord d'estimer en tout point du bassin le stock de neige disponible pour la fonte et son niveau de maturation. Cette estimation peut être réalisée par le biais de diverses mesures (annexe 7.6.2). Ces mesures sont cependant rarement disponibles ou sont difficiles à mettre en forme (pour des problèmes de spatialisation essentiellement). L'estimation peut être aussi réalisée par simulation, à l'aide d'un modèle hydrologique approprié. Le principe de ce type de simulation est abordé dans le paragraphe 7.4.3.

L'estimation des débits de fonte de neige implique ensuite deux étapes, à savoir : 1) l'estimation de la fonte de neige en tout point du bassin et 2) la simulation du transfert des débits de fonte à l'exutoire du bassin.

L'estimation de la fonte peut être effectuée selon deux approches distinctes : soit en quantifiant les différents échanges énergétiques qui ont lieu aux interfaces sol-neige et neige-atmosphère, soit en identifiant des relations empiriques entre la fonte et certaines grandeurs ou index météorologiques. La première approche conduit à des modélisations à bases physiques, la seconde à des modélisations essentiellement empiriques. Ces deux approches sont présentées ci-dessous. Les expressions proposées supposent que le stock de neige est non-limitant. Elles peuvent être facilement modifiées le cas contraire, pourvu qu'une estimation du stock de neige à disposition soit disponible.

Les volumes de fonte estimés à l'aide de l'une ou l'autre de ces approches ne sont pas forcément disponibles pour la production de débits de fonte. Le manteau neigeux doit pour cela être mûr (§ 7.2.2). Dans divers modèles hydrologiques, l'eau de fonte est en fait retenue dans le manteau neigeux tant que la teneur en eau liquide ne dépasse pas la capacité de rétention supposée du manteau neigeux (§ 7.4.3). En cas de dépassement, le surplus d'eau liquide produit les volumes disponibles pour la production des débits de fonte. Les approches utilisées pour simuler le transfert des volumes correspondants sont abordées dans la deuxième partie de cette section.

Estimation de la fonte de neige à l'aide du bilan énergétique

Les échanges énergétiques ont lieu principalement à l'interface entre l'atmosphère et le manteau neigeux. Des échanges énergétiques moins importants ont également lieu à l'interface entre le sol et le manteau neigeux ; ils s'effectuent par conduction et sont donc fonction du gradient de température à cette interface. Le principe de ces échanges et les méthodes pour les estimer sont décrits de façon plus détaillée dans de nombreuses publications spécialisées (cf. Obled et Rossé, 1977 ; Boone et Etchevers, 2001).

A l'interface neige-atmosphère, les échanges énergétiques ont lieu dans une couche de surface d'une très faible épaisseur qui n'a que très peu de masse et donc d'inertie thermique (Obled et Rossé, 1977). Le rayonnement solaire peut pénétrer dans le manteau neigeux mais il s'atténue exponentiellement sur une profondeur de quelques centimètres, d'autant plus vite que la neige est vieille et sale. Le bilan énergétique de cette couche de surface, en joules par unité de surface et par unité de temps, s'écrit alors :

$$R_n(T_s) + H_{cs}(T_s) + H_{cp}(T_s) + H_p = \begin{cases} H_{cond}(T_s) & \text{si } T_s < 0^\circ\text{C} \\ H_f & \text{si } T_s = 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (7.5)$$

où T_s est la température superficielle du manteau neigeux ; R_n [J/m^2] est le rayonnement net (ondes longues et courtes) ; H_{cs} [J/m^2] est le transfert de chaleur sensible par convection entre le manteau neigeux et l'air (ou l'eau qui s'écoule en surface de la couche de neige) ; H_{cp} [J/m^2] est la quantité de chaleur associée au(x) changement(s) de phase à la surface du manteau neigeux (condensation, fusion, sublimation) et H_p [J/m^2] est la quantité de chaleur apportée par les précipitations.

La température de surface du manteau neigeux T_s est la variable explicative de ces échanges. Elle influence directement certains termes du bilan et en particulier : 1) le rayonnement infra-rouge ré-émis par la neige ; 2) les échanges de chaleur sensible, fonction de la différence des températures entre l'air et la surface ; 3) les échanges par conduction qui dépendent du gradient de température entre la surface et l'intérieur du manteau ; et 4) les échanges de chaleur latente, fonction de la différence des tensions de vapeur d'eau entre l'air et la surface.

La température de surface du manteau neigeux évolue, parfois en quelques minutes, de sorte que les échanges tendent vers un équilibre. Si le bilan énergétique est positif, elle augmente pour éventuellement atteindre la température critique de fusion, 0°C . Une fois que la température de fusion est atteinte, l'excédent d'énergie apportée H_f [J/m^2] est consommé par le changement de phase, la fusion. La quantité de fonte M_n [m éq. eau] correspond alors à :

$$M_n = \frac{H_f}{\gamma_l \cdot L_g} \quad (7.6)$$

où γ_l [kg/m^3] est la masse spécifique de l'eau et L_g est l'enthalpie de fusion de la glace [J/kg] (il est éventuellement possible de tenir compte en sus de χ , la « qualité thermique » de la neige [–] – annexe 7.6.3).

Si au contraire la température de surface est, ou devient, négative, la quantité d'énergie disponible H_{cond} [J/m^2] est transmise par conduction depuis la surface vers le reste du manteau neigeux. H_{cond} peut être positive ou négative selon le gradient de température entre la surface et le reste du manteau. Elle conduit à la modification du profil thermique au sein du manteau neigeux et à la variation d'énergie interne de ce manteau $\Delta E_n = H_{cond}$ (cf. Garen et Marks, 2005).

Si un manteau neigeux qui contient de l'eau liquide par rétention capillaire se refroidit en surface (c'est-à-dire le terme H_{cond} est négatif), tout ou partie de cette eau liquide va d'abord regeler avant que le manteau ne descende en température. La hauteur d'eau liquide M_r [m éq. eau] qui peut ainsi redevenir solide vaut :

$$M_r = -\frac{H_f}{\gamma_l \cdot L_g} \quad (7.7)$$

Les termes du bilan énergétique peuvent être quantifiés sur la base de différentes variables météorologiques et à l'aide d'équations empiriques ou à bases physiques. Certaines d'entre elles sont présentées dans l'annexe 7.6.3. L'importance relative des différents termes varie, dans le temps et dans l'espace, suivant les conditions météorologiques en particulier (fig. 7.5).

Les échanges par conduction à la base du manteau peuvent entraîner une fusion à l'interface sol-neige. Dans les Alpes, cette fusion est principalement observée en début de saison si les chutes de neige ont lieu sur un sol chaud. En hiver en revanche, il n'y a généralement pas de fonte à la base du manteau neigeux : le flux de chaleur restituée par le sol est de l'ordre de 2 W/m^2 vers 1500 m d'altitude ; il est pratiquement nul à 3000 m . Lorsqu'il est non nul, il est utilisé pour maintenir la température à la base du manteau neigeux à 0°C .

Au vu des considérations précédentes, la variable clé permettant d'estimer la fonte de neige est T_s , la température de surface du manteau neigeux. Une difficulté de l'approche réside dans la résolution de l'équation (7.4) et en particulier dans

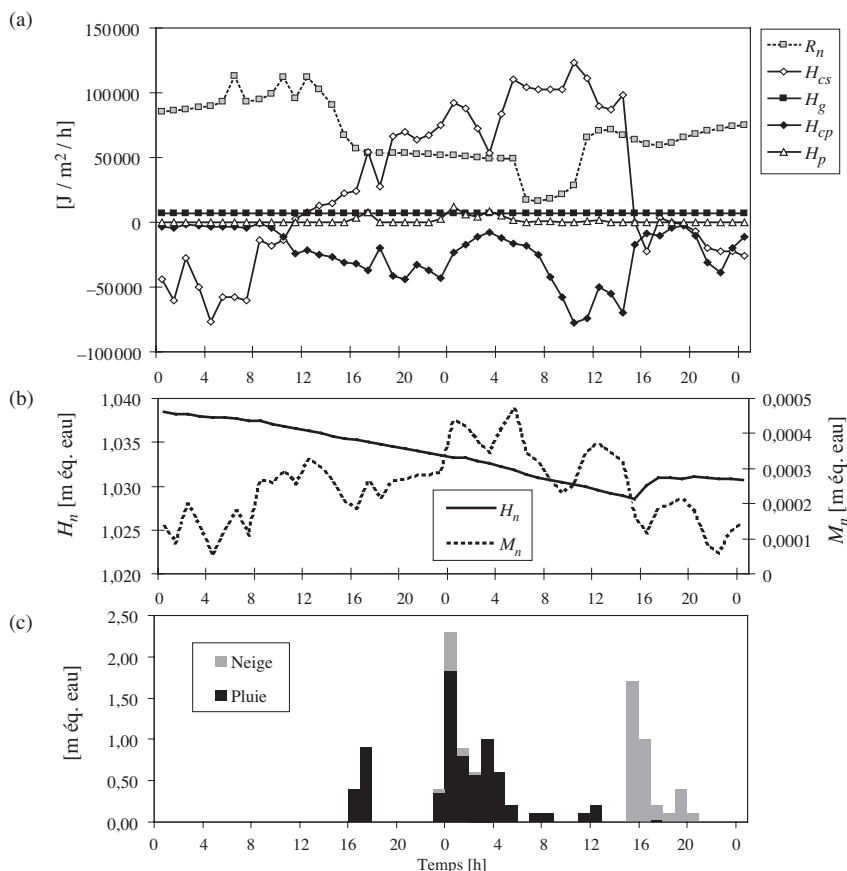


Fig. 7.5 (a) Exemple de variation temporelle des différents termes du bilan énergétique d'un manteau neigeux et de la fonte (température de surface $T_s = 0^\circ\text{C}$) (annexe 7.6.3 pour notations). (b) fonte M_n et évolution du stock de neige H_n correspondantes. (c) Précipitations sous forme de pluie ou de neige.

l'estimation de T_s qui conditionne la plupart des termes du bilan énergétique. L'équation (7.4) étant implicite en T_s , sa résolution nécessite inévitablement une recherche itérative, qui est possible numériquement. Une autre difficulté réside dans l'estimation du profil vertical des températures et de son évolution temporelle. Une simplification courante consiste en fait à supposer une température homogène sur toute l'épaisseur du manteau neigeux. Une discrétisation bi- ou multicouches du manteau neigeux est parfois utilisée (cf. Brun *et al.*, 1992 ; Boone et Etchevers, 2001 ; Garen et Marks, 2005).

Pour pouvoir estimer les différents termes du bilan énergétique, il est nécessaire de disposer des valeurs mesurées (ou estimées) de diverses variables météorologiques telles que le rayonnement solaire, le vent, l'humidité relative et la température de l'air. Ces variables sont souvent difficiles à mesurer et à spatialiser (§ 7.4.2).

Estimation de la fonte de neige à l'aide de méthodes empiriques

Les approches empiriques de type « degré-jour » estiment la hauteur de fonte en fonction de la température de l'air, plus précisément, en fonction du nombre de degrés au-dessus d'une certaine température seuil pendant un jour (c'est-à-dire du nombre de « degrés-jour »).

Dans sa version de base, l'équation de fonte de la méthode degré-jour s'écrit :

$$M_n(t) = \begin{cases} a_n(T_a(t) - T_0) & \text{si } T_0 > 0^\circ\text{C} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \tag{7.8}$$

où $M_n(t)$ [mm éq. eau/jour] est la fonte sur le pas de temps t (en général un jour) ; $T_a(t)$ [°C] est la température moyenne de l'air pendant le pas de temps t à l'altitude considérée (température observée ou estimée) ; T_0 [°C] est la température limite de fonte et a_n [mm/°C/jour] le facteur de fonte souvent dénommé facteur degré-jour. T_0 et a_n sont deux paramètres à caler. Le facteur de fonte a_n est souvent calé de manière à représenter le comportement moyen de l'unité hydrologique considérée (cf. bassin, bande d'altitude). Le tableau 7.3 présente la gamme des valeurs courantes du facteur degré-jour. Les valeurs plus fortes obtenues pour la glace résultent d'un albédo plus faible et d'une hauteur de rugosité plus forte. La température T_0 est fréquemment prise égale à 0°C. Un décalage de cette température peut s'avérer nécessaire si la température mesurée ou estimée n'est pas représentative de la température moyenne sur l'unité hydrologique considérée.

Tableau 7.3 Valeurs courantes du facteur degré-jour (d'après Hock, 2003).

Type de neige	a_n [mm/°C/Jour]
Neige	2,0-6,0
Glace	5,0-8,0

Le paramètre degré-jour a_n varie en principe dans l'espace. Il dépend des caractéristiques du site considéré. Il est par exemple plus fort sur un versant orienté au sud qu'au nord, en milieu ouvert qu'en milieu boisé.

Il dépend ensuite des conditions météorologiques, celles-ci déterminant les processus dominants à l'origine de la fonte, et par suite l'intensité de la fonte. En terrain

dégagé et par beau temps, a_n dépend fortement de l'albédo de la neige puisque la fonte est dans ce cas essentiellement induite par le rayonnement solaire. Le facteur degré-jour varie donc sensiblement dans le temps, d'abord en fonction de l'albédo, du « vieillissement » de la neige, mais aussi de l'incidence du soleil et du type de temps (cf. beau temps, temps perturbé ou pluvieux). Sous forêt dense, a_n est moins variable car les échanges thermiques ont essentiellement lieu avec la canopée. Ceux-ci déterminent la température, et donc le rayonnement infrarouge, sous le couvert des arbres.

Une possibilité pour tenir compte des variations spatio-temporelles du facteur de fonte est d'intégrer, si elles sont disponibles, dans la formulation de base d'autres variables météorologiques que la température, telles que le vent ou le rayonnement. Cette adaptation de la formulation de base doit être fonction du contexte. A titre d'exemple, citons la formulation proposée par Kustas et Rango (1994) qui incorpore des données de rayonnement :

$$M_n(t) = \frac{R_n(t)}{\rho_l L_g} + a_r (T_a(t) - T_0) \quad (7.9)$$

où a_r [mm/°C/jour] est un facteur degré-jour restreint, ρ_l est la masse spécifique de l'eau à 0 °C, L_g est l'enthalpie de fusion de la glace et où $R_n(t)$ est le rayonnement net. Le rayonnement net étant fonction de l'albédo (annexe 2.7.4), cette formulation permet également de tenir compte de l'évolution de l'albédo au cours de la saison de fonte.

Un grand nombre d'études de cas ont montré que ces approches empiriques simples donnent des résultats comparables à des approches plus complexes (WMO, 1986, Ohmura, 2001). Ceci est essentiellement vrai, lorsque les processus de fonte sont dominés par un processus particulier et se produisent par un même type de temps (par exemple, en montagne semi-aride – en Californie, en Méditerranée, en Asie Centrale, etc. – l'apport de chaleur par rayonnement solaire est bien indexé par la température de l'air). Dans le cas contraire où la fonte a lieu pour des types de temps différents (en partie par beau temps, en partie par temps perturbé, voire pluvieux), les performances de la méthode se dégradent. En effet, la température de l'air est alors supposée indexer des grandeurs différentes selon le temps prédominant : le rayonnement solaire par beau temps, le rayonnement infrarouge et les échanges de chaleur sensible par temps perturbé. Selon le cas, pour un même degré-jour de température positive, le facteur de fonte peut en fait varier de 30 %, voire même de 50 % (Obled et Rossé, 1975).

Par ailleurs, la méthode fonctionne bien quand le manteau neigeux est « mûr » pour la fonte et à une température voisine de 0°C, même la nuit. Mais lorsque la température du manteau neigeux est fortement négative, la performance de la méthode peut être très médiocre, et il faut chercher à représenter, même grossièrement, le regel de tout ou partie de l'eau de fonte produite en surface du manteau neigeux. Certains concepts tels que ceux présentés dans l'encadré 7.2 sont parfois proposés pour améliorer la méthode degré-jour. Enfin et du fait que la température varie fortement avec l'altitude, la méthode ne doit pas être appliquée à des unités de surface couvrant une gamme d'altitudes trop importante. Les bassins alpins nécessitent par exemple une discrétisation altitudinale appropriée, la méthode degré-jour pouvant ensuite être appliquée pour chacune des unités de la discrétisation (sect. 7.4).

Encadré 7.2 Adaptations possibles de la méthode «degré-jour»

Les différentes adaptations suivantes sont parfois proposées pour améliorer la performance de la méthode classique du degré-jour (d'après Singh et Singh, 2001).

- Estimation de la fonte à l'aide : 1) d'une expression plus générale faisant apparaître de façon simplifiée les principaux termes du bilan d'énergie du manteau neigeux, ou 2) en utilisant l'expression de base mais avec différentes valeurs pour le paramètre a_n suivant la situation météorologique observée pour le jour considéré.
- Gestion distincte des périodes diurnes (fusion, indexée par T_{max}) et nocturnes (regel, indexée par T_{min}), avec des coefficients distincts pour gérer la fusion (degrés-jour positifs), et l'accumulation de froid (degrés-jour négatifs) – sachant qu'il faut d'abord annuler le stock de froid du manteau neigeux avant de générer de la fusion.
- Regel d'une partie de l'eau liquide contenue dans le manteau neigeux lorsque les degrés-jour de la journée considérée sont négatifs.
- Utilisation d'un indice de température du manteau neigeux (ou d'une variable stock de froid) et d'un modèle conceptuel permettant de suivre son évolution temporelle pour estimer quand il peut y avoir fonte. Une expression souvent utilisée à cet effet est la suivante :

$$T_n(t) = \beta \cdot T_n(t - \Delta t) + (1 - \beta) \cdot T_e(t) \quad (7.10)$$

où $T_e(t)$ est un flux de «température équivalente» alimentant le réservoir thermique du manteau neigeux et où $\beta = \exp(-\Delta t/K_n)$ avec K_n [h] la réactivité du manteau neigeux (en principe variable dans le temps). Le flux de température équivalente $T_e(t)$ est parfois supposé égal à la température de l'air $T_a(t)$.

Modélisation du transfert des eaux de fonte

Le transfert des eaux de fonte à l'exutoire du bassin versant implique différents types d'écoulements : à l'intérieur du manteau neigeux et/ou du sol s'il n'est pas gelé, à la surface du sol si le manteau neigeux a disparu.

Le transfert de l'eau de fonte dans le manteau neigeux, en particulier la percolation, peut être simulé à l'aide de modèles à bases physiques. Les facteurs qui gouvernent le transfert sont cependant complexes et les modèles doivent faire diverses simplifications importantes. Une simplification possible consiste à considérer le manteau neigeux comme un milieu poreux homogène. Le transfert est alors modélisé comme un flux darcien de la même façon que le transfert de l'eau dans un sol (cf. Colbeck, 1978). Différentes autres approches sont possibles. Le lecteur souhaitant plus d'informations à ce sujet pourra consulter la revue de Marsh (2005). Outre leur complexité, la principale limitation des modèles à bases physiques est liée à la difficulté d'estimer leurs paramètres. Ils sont en effet généralement fonction de diverses propriétés hydrodynamiques du manteau neigeux, souvent inconnues et toujours très variables dans le temps et l'espace.

En hydrologie opérationnelle, les approches à bases physiques ne sont pour ainsi dire jamais utilisées. Le transfert des eaux de fonte au sein du manteau neigeux n'est en fait généralement pas modélisé à proprement parler. Seule la rétention des eaux de fonte opérée par le manteau neigeux est traitée (§ 7.4.3). Les eaux de fonte qui s'écoulent, après rétention, à la base du manteau neigeux sont ensuite transférées à l'exutoire du bassin. Il est à cet effet nécessaire d'estimer la façon dont elles se répartissent à l'interface sol-manteau neigeux.

Si le sol n'est pas gelé, la modélisation de cette répartition est principalement effectuée à l'aide de modèles de production similaires à ceux décrits dans le chapitre 4. Ces modèles permettent d'estimer la fraction des flux qui s'infiltre et celle qui produit les ruissellements de surface. La modélisation du transfert de ces flux est effectuée ensuite. De nouveau, elle s'effectue à l'aide de modèles comparables à ceux utilisés pour le transfert du ruissellement issu des précipitations (chap. 5). Les modèles les plus utilisés sont les modèles conceptuels à réservoirs. Un exemple de modèle conceptuel de ce type est donné à l'annexe 7.6.4.

Si le sol est gelé, la modélisation de la production et du transfert des eaux de fonte doit en principe être adaptée aux différentes situations qui peuvent alors se présenter (c'est-à-dire sol gelé saturé, sol gelé non-saturé, § 7.2.2). Dans ces situations, la modélisation devrait tenir compte des échanges énergétiques à l'interface sol-manteau neigeux. Elle nécessiterait en particulier de suivre l'évolution temporelle et spatiale du profil thermique du sol. Ceci est éminemment complexe. Par suite, pour les applications hydrologiques courantes, la majorité des modèles hydrologiques prennent en compte de façon simplifiée, voire négligent, l'état du sol (cf. Zhao et Gray, 1999 ; Luo *et al.*, 2003).

7.3 HYDROLOGIE GLACIAIRE

Il existe différents types de glaciers. Leurs comportements sont aussi variés que complexes. Cette section a pour objectif de présenter de façon synthétique les éléments principaux nécessaires à la compréhension du fonctionnement des glaciers tempérés alpins et les approches hydrologiques possibles pour une estimation des débits de fonte glaciaires. Les méthodes de modélisation pour simuler le comportement dynamique des glaciers ne sont pas abordées ici. Le lecteur souhaitant plus d'informations à ce sujet est invité à se référer à des ouvrages spécialisés (cf. Lliboutry, 1964, 1965 ; Paterson, 1994 ; Fountain et Walder, 1998 ; Schneider, 2000).

7.3.1 Propriétés et dynamique d'un glacier

Un glacier est un grand réservoir qui stocke de l'eau sous forme solide et éventuellement liquide. Au sein d'un glacier, le stockage intéresse trois principales échelles de temps. Le stockage à long terme et à moyen terme concerne le stockage sous forme de glace ou de névé. Le stockage à long terme peut couvrir des périodes de plusieurs années à plusieurs centaines d'années². Il affecte le bilan à long terme du glacier. Le stockage à moyen terme est principalement saisonnier. Il détermine le régime hydrologique des débits en provenance du glacier et celui des bassins à l'aval. Aux échelles de temps inférieures, le stockage concerne l'eau présente dans le glacier sous forme liquide. Il est associé aux variations journalières des processus de fonte et de gel et au transfert des eaux de pluie ou de fonte à travers la neige, le névé et la glace par le biais des réseaux de drainage correspondants. Il influence les variations journalières des débits glaciaires (Jansson *et al.*, 2003).

² Pour les grands systèmes glaciaires du type inlandsis (un glacier continental des hautes latitudes) ou les calottes glaciaires des régions polaires, la durée de séjour de l'eau peut dépasser les 100 000 à 500 000 ans !

Un glacier est composé d'une zone d'accumulation où se forme un manteau neigeux permanent et d'une zone d'ablation caractérisée par un manteau neigeux saisonnier qui disparaît pendant la période de fonte (fig. 7.6). Les différents apports qui conduisent à l'accumulation sont les précipitations de neige et de gelée blanche (c'est-à-dire givre) ainsi que les apports par avalanches ou par le vent. Sous le terme « ablation glaciaire », il faut entendre tous les processus qui diminuent la masse de glace, notamment la fonte et le vêlage (c'est-à-dire chutes de blocs de glace du front d'un glacier sur une étendue d'eau).

Dans la zone d'accumulation, la neige fraîche se transforme en névé sous l'effet des mécanismes de métamorphose (§ 7.2.1). La couche de névé de l'année courante se superpose aux couches de névé plus anciennes qui, en se densifiant, se transforment en glace.

Le rapport entre la zone d'accumulation et la surface totale du glacier à la fin de chaque saison de fonte est appelé AAR (de l'anglais *Accumulation Area Ratio*). L'altitude moyenne de la limite entre les deux zones est appelée « ligne d'équilibre » ou encore *ELA* (de l'anglais *Equilibrium Line Altitude*). Ces deux descripteurs sont fréquemment utilisés en glaciologie, par exemple, pour la détermination du bilan de masse d'un glacier.

Un glacier est généralement aussi un système dynamique. Sous l'action de la gravité, de nombreux glaciers sont en mouvement permanent. La glace s'écoule et peut glisser sur le fond. Lors de ce mouvement, qui assure l'échange de masse entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation, du matériel rocheux est transporté et déposé par le glacier formant alors des moraines de fond, frontales et/ou latérales.

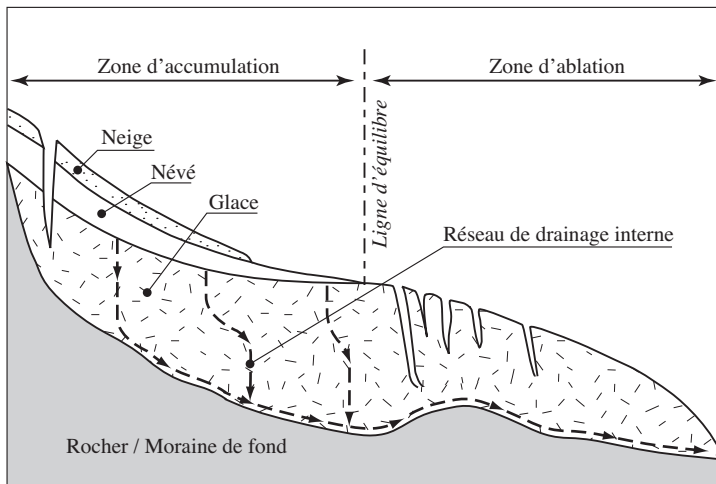


Fig. 7.6 Zones d'accumulation et d'ablation sur un glacier alpin (vue en coupe).

7.3.2 Débit de fonte et bilan glaciaire

Fonte et drainage glaciaires

Les variations importantes des sollicitations météorologiques au cours d'une journée induisent un fort cycle journalier du débit de fonte. Selon l'avancement de la saison

de fonte, le débit se compose des eaux provenant du manteau neigeux saisonnier, du névé ou de la glace. Ces eaux ont des chemins d'écoulement plus ou moins longs, à travers les différentes couches du glacier, jusqu'à l'exutoire. Elles arrivent donc décalées dans le temps.

Chaque type de neige, respectivement de glace, a ses propres caractéristiques de fonte. La neige fraîche a le plus grand albédo et absorbe donc moins d'énergie que le névé et la glace. Par suite, à apports énergétiques égaux, les débits de fonte glaciaires observés après une chute de neige sont plus faibles que ceux observés avant. Ceci implique aussi que les débits annuels ont tendance à être corrélés négativement avec les précipitations – plus il y a de couvert neigeux, moins il y a de fonte car l'albédo est plus important.

L'albédo de la surface glaciaire peut avoir une forte variabilité spatiale. Celle-ci est due à la variabilité spatiale de l'état de métamorphose de la neige et du taux de débris rocheux ; ceux-ci peuvent se concentrer localement, par exemple, sur les bords du glacier. La neige étant un bon isolant thermique et le rayonnement solaire étant atténué de façon exponentielle avec la profondeur, la fonte n'a lieu de manière générale que dans la couche de surface (c'est-à-dire le névé ne fond pas tant qu'il est couvert par de la neige et la glace ne fond pas tant que le névé n'a pas disparu).

Au début de la fonte, les eaux proviennent essentiellement des parties inférieures du glacier. Les écoulements sont relativement lents. Tout au long de la période d'ablation, le système de drainage du glacier se développe pour former un système de conduits souvent complexe. Les eaux de fonte, provenant alors du glacier entier, s'y introduisent par des ouvertures à la surface du glacier (cf. crevasses, moulins) et s'y écoulent très vite (cf. Hubbard et Nienow, 1997 ; Hannah et Gurnell, 2001).

Tous ces facteurs font que le cycle journalier du débit à l'exutoire d'un bassin englacé est très variable au cours de la saison (fig. 7.2).

Bilan de masse glaciaire

Le bilan de masse annuel en un point donné du glacier est défini comme la somme de l'eau accumulée en ce point moins l'ablation :

$$b_a = a_a + c_a = \int_{t_0}^{t_1} [c(t) + a(t)] dt \quad (7.11)$$

où b_a [m] est le bilan glaciaire annuel en un point donné, c_a [m] et a_a [m] sont l'accumulation et l'ablation annuelle, $c(t)$ [m/jour] et $a(t)$ [m/jour] sont le taux d'accumulation et d'ablation à l'instant t . t_0 et t_1 sont le début et la fin de l'année considérée.

Le bilan annuel du glacier, B_a [m³] correspond alors à l'intégrale du bilan ponctuel sur toute la surface du glacier. Il peut être positif ou négatif suivant les sollicitations météorologiques de l'année considérée. Les différentes méthodes pour estimer le bilan annuel ou interannuel d'un glacier sont mentionnées dans l'encadré 7.3.

Encadré 7.3 Méthodes d'estimation du bilan de masse annuel d'un glacier

Pour des applications hydrologiques en milieu alpin, l'année hydrologique débute généralement le 1^{er} octobre. Les bilans de masse sont donc souvent effectués sur une année démarant à cette date. Les méthodes d'estimation du bilan annuel sont décrites ci-dessous. Elles peuvent être appliquées pour estimer le bilan sur plusieurs années.

Méthode glaciologique directe : le bilan annuel est mesuré localement pour un nombre de points jugés représentatifs de la zone d'accumulation et de la zone d'ablation. Les estimations locales sont généralement effectuées par des carottages (les horizons d'accumulation y sont visibles) ou par des mesures de l'émergence de balises implantées dans la glace. Le bilan total du glacier est obtenu sur la base de l'interpolation spatiale des estimations locales.

Estimation par photogrammétrie/géodésie : la différence de volume peut être déterminée par superposition de photos aériennes prises à la fin de deux saisons d'ablation. Cette méthode peut en principe également être appliquée à des cartes topographiques correspondant à différentes dates. La date exacte de mise à jour des zones glaciaires dans une carte topographique est cependant souvent difficile à déterminer. La précision altimétrique des données peut aussi être problématique.

Estimation par simulation glacio-hydrologique : le bilan annuel est simulé pour chacune des unités spatiales du glacier avec un modèle de fonte et d'accumulation de neige et de glace.

Estimation hydrologique : à partir des diverses mesures hydrologiques effectuées sur le bassin englacé, les différents termes du bilan hydrologique sont estimés et le changement du stock d'eau obtenu sur la période considérée est assimilé au bilan glaciaire. La variation du stock d'eau dans le sol est supposée négligeable par rapport à celle dans le glacier.

Pour des bassins versants à couverture glaciaire, le bilan glaciaire constitue un terme important dans le bilan hydrologique. Cependant, certaines grandeurs du bilan hydrologique sont difficiles à estimer (la précipitation, l'évapotranspiration, l'évaporation et la sublimation de la neige et de la glace en particulier). Par suite, le bilan hydrologique résultant constitue souvent une approximation grossière du bilan réel. L'erreur commise sur l'estimation de la précipitation ou l'évapotranspiration annuelle est par exemple généralement considérée comme étant du même ordre de grandeur que le bilan glaciaire, à savoir de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. Les données de bilan glaciaire, calculées avec la méthode du bilan hydrologique, sont en conséquence souvent très incertaines.

Evolution glaciaire

L'évolution de la surface glaciaire est le résultat de processus dynamiques complexes dont le bilan de masse est la force motrice la plus importante. Si le bilan devient continûment négatif sur une longue durée, la surface glaciaire et le volume du glacier vont diminuer jusqu'à ce que le glacier trouve un nouvel équilibre. Le déstockage correspondant se traduit par une augmentation du volume écoulé à l'exutoire du bassin lors d'une première phase de la réponse du glacier (fig. 7.7).

Les glaciers alpins sont en retrait continu – entrecoupé de périodes d'avancement – depuis la petite ère glaciaire³. Ils libèrent donc en moyenne toujours plus d'eau qu'ils n'en reçoivent.

Entre la prévalence d'un nouveau climat et le moment où un glacier réagit « visiblement » (c'est-à-dire sa surface change) peuvent s'écouler des dizaines d'années.

³ Le point culminant de la petite ère glaciaire se situe en Europe autour de 1850 (cf. Barry, 2006).

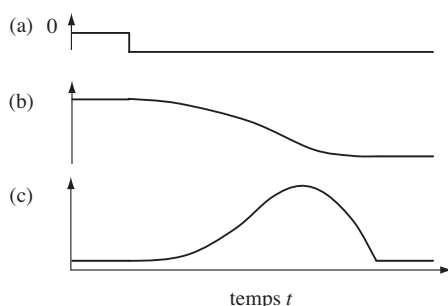


Fig. 7.7 Illustration de l'effet d'une modification durable du bilan de masse d'un glacier (graphe (a)) sur le volume du glacier (graphe (b)) et sur le volume de fonte écoulé à l'exutoire du glacier (graphe (c)). Les apports en précipitations sont supposés inchangés sur la période considérée (d'après Jansson *et al.*, 2003, et modifiée).

Cet intervalle est souvent appelé le « temps de réaction » du glacier ; il dépend du type de glacier. Pour des besoins de modélisation hydrologique, le contexte climatique est souvent supposé stationnaire et le glacier en équilibre avec celui-ci. Les surfaces glaciaires sont par suite aussi considérées comme stationnaires. Cette approximation n'est pas valable si le contexte est non-stationnaire ou s'il s'agit d'estimer le régime d'un bassin englacé dans un contexte de climat perturbé (cf. Schaeffli, 2005).

7.3.3 Estimation des débits de fonte de glace

Différents modèles de fonte ont été développés dans les années 1960 et 1970. Ils ont été mis au point pour permettre la prévision saisonnière et à court terme du débit glaciaire, notamment à des fins de production hydroélectrique. Ces modèles, souvent basés sur l'analyse statistique de données observées, relient le débit glaciaire directement à des variables météorologiques (cf. température, vitesse de vent, rayonnement).

Les modèles récents traitent, pour la plupart, de façon séparée : 1) la production des débits de fonte par les différentes parties englacées du bassin et 2) le transfert de ces débits à l'exutoire du bassin versant. Les approches sont empiriques, conceptuelles et à bases physiques.

Modèles de fonte

La fonte du névé ou de la neige présente sur un glacier, de même que la fonte de la glace proprement dite, sont estimées avec des approches similaires à celles utilisées pour estimer la fonte d'un couvert neigeux saisonnier (bilan énergétique, méthode empirique ; § 7.2.3). Une revue de ces approches est par exemple proposée par Hock (2005).

Pour les approches empiriques, la lame d'eau $M_g(t)$ [mm éq. eau/jour] provenant de la fonte glaciaire est par exemple fréquemment calculée sur la base d'une expression de type degré-jour telle que :

$$M_g(t) = a_g \cdot (T(t) - T_c) \quad (7.12)$$

où a_g est le coefficient de fonte du glacier [mm/°C/jour] et T_c la température critique de fonte [°C]. Dans les modèles de simulation, la fonte de glace est généralement sup-

posée avoir lieu uniquement si l'unité spatiale considérée n'est plus couverte par de la neige ou du névé. Si l'unité spatiale est couverte, le même modèle peut être néanmoins utilisé avec un coefficient de fonte toutefois adapté à la couverture (tab. 7.3).

Le stock de glace disponible pour la fonte est difficile à quantifier. Il est généralement supposé infini. La modélisation hydrologique en présence de glaciers a alors la particularité de considérer le bassin versant comme un système ouvert où le glacier représente soit un puits soit une source d'eau.

Modèles de transfert

Les modèles de transfert des débits glaciaires considèrent globalement ou de façon différenciée les débits résultant de la fusion de la glace, de la neige, des névés. Quelle que soit l'option retenue, différentes approches sont de nouveau possibles.

Les premières, à bases physiques, visent à simuler la dynamique des écoulements au sein du glacier (cf. Arnold *et al.*, 1998 ; Flowers et Clarke, 2002). Elles se basent à cet effet sur les équations des écoulements en charge ou à surface libre (cf. Graf et Altinakar, 1998, 2000). Leur principale difficulté est qu'elles nécessitent une description du réseau de drainage des débits de fonte. Or, sur un glacier, les chemins possibles pour l'eau de fonte sont multiples et de natures variées : l'eau peut ruisseler en surface du glacier ou transiter par différents conduits, dans le glacier, sous le glacier, de même que dans les sédiments sous-glaciaires. Par ailleurs, les conduits de subsurface forment un réseau maillé complexe qui est généralement peu, voire inconnu. Ensuite, la glace est déformable sous des contraintes modestes : les conduits au sein du glacier peuvent se modifier, disparaître ou apparaître assez rapidement. Enfin, le réseau de drainage se modifie généralement au cours de la saison de fonte sous l'action des écoulements liquides. Il est donc fortement non stationnaire. Quelle que soit la modélisation à bases physiques retenue, elle ne peut de fait proposer qu'une représentation très approximative, voire conceptuelle, des écoulements réels.

Dans la pratique, les modèles de transfert sont essentiellement conceptuels (cf. Hock et Jansson, 2005 ; Schaepli *et al.*, 2005). Ils utilisent un ou plusieurs réservoirs linéaires pour simuler le transfert, parfois de façon différenciée, de la fonte de neige, de névé et de glace. Le modèle GSM-SOCONT décrit dans l'annexe 7.6.4 est un modèle de ce type.

7.4 MODÉLISATION HYDROLOGIQUE EN MILIEU ALPIN

Les enjeux de la modélisation hydrologique en milieu alpin ont été évoqués tout au long des sections précédentes. L'objectif de cette section est de présenter les principaux facteurs à considérer pour permettre le succès d'une modélisation dans ce contexte spécifique. Elle apporte un complément aux concepts de modélisation présentés dans les chapitres 3 à 6 et dans les sections précédentes.

A titre d'illustration, les concepts d'un modèle hydrologique complet, développé pour divers bassins versants des Alpes suisses, sont présentés dans l'annexe 7.6.4 (modèle GSM-SOCONT, Schaepli, 2005 et Schaepli *et al.*, 2005).

7.4.1 Difficultés particulières de la modélisation en milieu alpin

En milieu alpin, le développement et la mise en œuvre d'une modélisation hydrologique nécessitent de prêter une attention particulière à différents points qui sont

généralement sources de difficultés importantes. Parmi ceux ci, il est important de noter les points suivants :

- En montagne, la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques est importante et particulièrement difficile à estimer et à modéliser. Elle doit néanmoins, dans la mesure du possible, être prise en compte dans l'étape de spatialisation des variables météorologiques.
- Fortement variable dans le temps et dans l'espace, la nature des précipitations est tout aussi problématique à estimer. Or, elle détermine la part des précipitations qui s'accumule sur les versants et celle qui peut contribuer à la formation des crues. Son estimation en tout point du bassin nécessite un modèle spécifique.
- Les processus hydrologiques sont très variables dans l'espace. Cette forte variabilité est liée à la topographie et à l'occupation du sol mais aussi à la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques. Elle doit être prise en compte par une discrétisation adaptée du bassin versant et par une modélisation éventuellement différenciée des diverses parties du bassin.
- Les débits de fonte sont fortement conditionnés par l'état du manteau neigeux éventuellement présent sur le bassin au début de la période de simulation considérée. Les débits de ruissellement sont de même fortement dépendants des conditions de saturation des sols. L'estimation de l'état initial des stocks d'eau présents sous forme solide et liquide au sein du bassin versant est, dans ce contexte en particulier, une étape à part entière de la modélisation hydrologique.

Ces différents points sont pour partie repris et détaillés dans les paragraphes suivants.

7.4.2 Spatialisation des variables météorologiques

Un des problèmes majeurs pour la mise en œuvre d'un modèle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant est la prise en compte de la variabilité spatiale des grandeurs météorologiques, fortement influencée par le relief. Le rayonnement dépend par exemple de l'exposition du point considéré, elle-même fonction de l'inclinaison du soleil, de l'orientation du versant et de la topographie environnante. Le vent est aussi localement fonction de la direction générale des flux d'air et du relief. Les précipitations, influencées par les effets orographiques, peuvent être très variables d'une vallée à une autre, d'un versant à l'autre. Elles ont tendance à être plus fortes sur les versants exposés au vent. Elles ont aussi tendance, en moyenne, à augmenter avec l'altitude. Les températures sont fortement dépendantes de l'altitude mais sont aussi influencées par le relief. Quelle que soit la variable météorologique considérée, sa spatialisation en montagne est difficile. C'est d'ailleurs une source d'incertitude majeure (Hingray *et al.*, 2012).

Pour obtenir une description pertinente des variations spatiales des variables météorologiques en montagne, une spatialisation à bases physiques, obtenue par simulation à l'aide d'un modèle météorologique mécaniste à haute résolution spatiale et temporelle serait à privilégier (cf. Anquetin *et al.*, 2003 ; Kunstmann et Stadler, 2005). Leur complexité et leurs performances actuelles encore modestes rendent cependant ces modèles peu appropriés pour les applications hydrologiques courantes.

Dans la pratique, les méthodes utilisées pour cette spatialisation sont plus simples (cf. Hock, 2005 ; Stahl *et al.*, 2006 ; Quintana-Segui *et al.*, 2008). Elles visent à estimer les variables météorologiques en chacun des éléments de la discrétisation

spatiale retenue pour représenter le bassin versant. Quelle que soit la méthode choisie, il convient d'évaluer pour chacune de ces variables le niveau de détail de spatialisation nécessaire et possible, ainsi que les erreurs qui peuvent en résulter.

Les méthodes courantes pour la spatialisation des précipitations et des températures ainsi que les difficultés associées sont abordées ci-dessous. La possibilité d'estimer la nature des précipitations pour en déduire la hauteur de pluie et la hauteur équivalente de neige fraîche est présentée ensuite. Pour la spatialisation d'autres variables, telles que celles nécessaires à l'estimation des différents termes de l'équation énergétique, le lecteur pourra consulter par exemple Fierz *et al.* (2003) ou Garen et Marks (2005). Quelle que soit la variable considérée, notons qu'il est souvent intéressant, pour réduire les erreurs associées, de conditionner les paramètres du modèle de spatialisation à la saison et/ou au type de temps (cf. Paquet, 2004 ; Gottardi *et al.*, 2008).

Spatialisation des données de précipitations

La spatialisation des précipitations et l'estimation de précipitations moyennes sur le bassin (ou d'une unité spatiale quelconque) sont, en montagne, difficiles. La densité des réseaux de mesure conventionnels est souvent trop faible pour pouvoir capter correctement la variabilité spatiale des grandeurs observées. La représentativité des mesures est par ailleurs limitée, les stations d'altitude étant très souvent inexistantes, du fait des conditions météorologiques extrêmes rendant les mesures difficiles, mais du fait aussi des problèmes d'accessibilité et de maintenance du matériel.

Pour des questions pratiques et souvent à défaut de méthode avérée meilleure, la majorité des méthodes de spatialisation utilisées pour les applications hydrologiques en milieu alpin ne sont que des variantes des méthodes classiques de spatialisation (chap. 2). L'adaptation de ces méthodes au contexte montagneux consiste souvent simplement à supposer une relation entre les précipitations et l'altitude (encadré 7.4). Dans les Alpes suisses, l'accroissement de la précipitation annuelle moyenne avec l'altitude est approximativement de 80 millimètres par 100 m de différence d'altitude. Les approches qui se basent sur de telles relations sont cependant peu satisfaisantes puisque les hétérogénéités spatiales induites par l'orographie, telles que celles liées à l'exposition des versants au vent, sont négligées. Par ailleurs, l'accroissement des précipitations avec l'altitude, parfois bien visible pour des valeurs moyennes de précipitations sur des longues périodes, n'est de loin pas toujours observé pour des événements isolés. Les volumes précipités plus importants en altitude proviennent en fait davantage de précipitations plus longues et plus fréquentes que d'intensités plus fortes. Enfin, les structures spatiales des précipitations sont fortement dépendantes du type de temps.

Encadré 7.4 Spatialisation avec variable de forçage

Une méthode d'interpolation fréquemment utilisée en montagne se base sur l'identification d'une relation entre la variable à interpoler et une ou plusieurs variables explicatives externes (fréquemment l'altitude ou d'autres variables topographiques, cf. Drogue *et al.*, 2002). Cette relation peut être identifiée, pour le pas de temps considéré, à l'aide des N stations de mesures disponibles dans la région. Elle est modélisée avec une fonction usuelle (cf. linéaire, polynomiale, linéaire par morceaux en cas de discontinuités).

Modéliser la variable à interpoler sur la base de variables explicatives exogènes ne permet pas de produire une interpolation exacte du champ puisque la valeur interpolée en

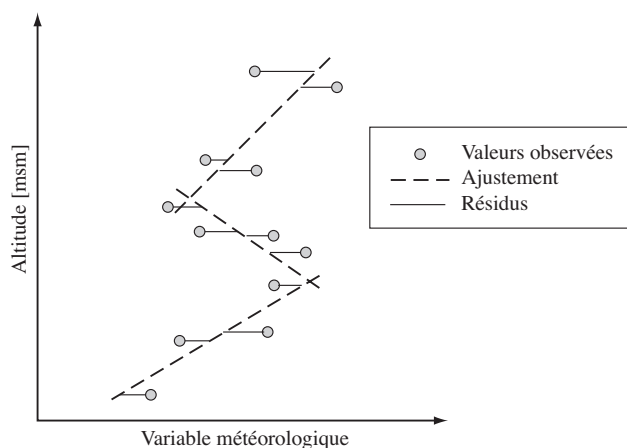


Fig. 7.8 Exemple de relation linéaire par morceaux entre la variable météorologique à interpoler et la variable explicative externe (c'est-à-dire l'altitude).

un point où une observation est disponible ne correspond pas forcément à la mesure. Le modèle fournit en revanche une première ébauche du champ qui rend compte de sa forme à l'échelle régionale. Cette ébauche doit ensuite être affinée en considérant les résidus obtenus entre les estimations issues du modèle de régression et les valeurs observées. En pratique, ces résidus sont spatialisés par krigeage (krigeage avec dérive externe, annexe 2.7.2) ou sur la base d'une autre méthode d'interpolation (chap. 2). Dans le cas par exemple où la variable explicative est l'altitude z , une estimation de la variable Y au point $M(x_0, y_0, z_0)$ est donnée par l'équation suivante :

$$\hat{Y}_M(t) = f_t(z_0) + \sum_{i=1}^n W_{M,i} \times (Y_i(t) - f_t(z_i)) \quad (7.13)$$

où $f_t(z)$ est la relation déterminée, pour le temps t et sur la base des N stations de mesure considérées, entre la variable Y et l'altitude z , où $Y_i(t)$ est la valeur observée à la $i^{\text{ème}}$ station, et où $W_{M,i}$ est le coefficient de pondération affecté à l'erreur calculée entre cette observation et l'estimation $f_t(z_i)$ issue du modèle de régression pour la même station. L'interpolation obtenue sur la base de cette méthode est exacte. Le coefficient $W_{M,i}$ est fonction de la méthode retenue pour l'interpolation des résidus.

Une autre approche consiste à utiliser pour ébauche une ébauche issue de la climatologie. Par exemple, si l'on considère que la structure spatiale du champ de précipitation est conditionnée par le type de temps, on peut utiliser l'ébauche correspondant au type de temps observé pour le pas de temps pour lequel l'interpolation est souhaitée. L'ébauche est dans ce cas produite par ailleurs sur la base de tous les champs de précipitations ayant été observés sur le domaine considéré pour ce type de temps (annexe 2.7.2).

Spatialisation des données de température

Les variations altitudinales de la température sont potentiellement importantes. Dans la troposphère, pour une masse d'air sec en atmosphère libre, la décroissance moyenne de la température est de $-0,97^\circ\text{C}$ par 100 m d'altitude. Dans l'atmosphère standard, cette décroissance est de $-0,65^\circ\text{C}$ par 100 m d'altitude. La relation température-altitude peut cependant varier fortement dans le temps.

En montagne, le gradient de température est en moyenne généralement plus faible, en valeur absolue, pour les températures minimales (en hiver) que pour les températures maximales (en été) (Singh et Singh, 2001). Près de la surface de la terre, le profil vertical des températures peut être aussi très variable au cours de la journée du fait des échanges thermiques entre la terre et l'atmosphère. La relation température-altitude n'est de fait pas forcément toujours linéaire. En hiver, des inversions de température sont fréquemment observées : elles conduisent à un gradient de température positif dans les couches les plus basses de l'atmosphère (fig. 7.9). Les variations spatiales des températures peuvent aussi être fortement discontinues du fait du relief : en situation de fœhn, par exemple, le gradient de température est différent suivant l'exposition des versants au vent. Lors de précipitations solides, une chute localisée des températures peut par ailleurs être observée dans certaines vallées encaissées sans qu'elle le soit dans les vallées voisines (encadré 7.5).

Idéalement, la relation température-altitude devrait être déterminée localement et pour chaque pas de temps considéré à l'aide des mesures de température à différentes altitudes dans la zone d'étude (Hingray *et al.*, 2009). Par manque de mesures et/ou par commodité, cette relation est souvent prise linéaire, voire linéaire par morceaux dans le cas où les observations ne peuvent pas s'ajuster sur une droite. Comme pour les précipitations, la spatialisation des températures se fait alors simplement sur la base de cette relation et d'une éventuelle spatialisation des résidus correspondants (encadré 7.4).

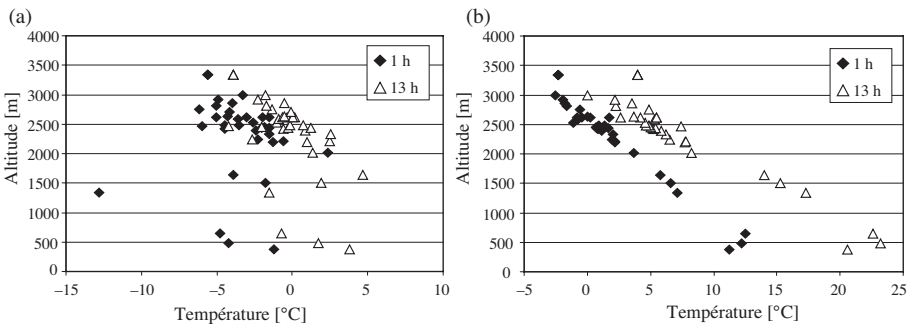


Fig. 7.9 Relations températures-altitudes à 01 h 00 et 13 h 00 pendant la journée du 09.12.2001 (a) et du 17.07.2001 (b) sur le bassin du Rhône à l'amont du Léman.

La relation température-altitude est souvent utilisée pour estimer l'altitude de l'isotherme correspondant à une température critique T_0 (cf. isotherme 0°C pour la fonte). Cette relation permet de déterminer, sur la base de la courbe hypsométrique du bassin versant, la surface du bassin sur laquelle la température est inférieure à T_0 . Dans le cas où la relation est linéaire, l'altitude $Z_M(T_0, t)$, en un point M donné, de l'isotherme T_0 , peut être simplement obtenue sur la base du gradient altimétrique de température $\nabla_T(t)$, estimé pour le pas de temps considéré, et des températures $T_i(t)$ observées aux N stations voisines.

$$Z_M(T_0,t)=\sum_{k=1}^N W_{M,i} \cdot \left(Z_i + \frac{T_0 - T_i(t)}{\nabla_T(t)} \right)$$

(7.14)

où Z_i et $W_{M,i}$ sont respectivement l'altitude de la $i^{\text{ème}}$ station thermométrique et le facteur de pondération associé à cette station.

Dans tous les cas, la relation altitude-température doit être estimée avec le plus grand soin pour chaque pas de temps considéré. De la qualité de cette estimation dépendent la pertinence et la qualité des analyses hydrologiques effectuées ensuite (exemple 7.1).

Exemple 7.1 Relation altitude-température et altitude de l'isotherme 0°C

A Baltschieder (Haut-Valais, Suisse), le bassin du Rhône est constitué de deux bassins en parallèle, celui du Rhône supérieur (913 km² à Brigue) et celui de la Viège (789 km² à Viège). Ils couvrent chacun une gamme d'altitudes importante. Leurs courbes hypsométriques, présentées sur la figure 7.10b, sont décrites de façon synthétique dans le tableau 7.4.

Tableau 7.4 Courbe hypsométrique des bassins.

Altitude Z [m]	Surface cumulée S(Z) [%]	
	<i>Rhône à Brigue</i>	<i>Viège à Viège</i>
600	0	0,0
700	0,1	0,2
800	0,5	0,7
1000	1,6	2,3
1200	3,1	4,9
1400	5,6	9,8
1600	9,5	15,4
1800	14,1	21,8
2000	19,3	29,3
2200	24,9	39,2
2400	32,4	51,3
2600	41,4	63,1
2800	53,8	73,6
3000	66,4	82,3
3200	77,5	88,8
3400	85,4	93,8
3600	92,0	97,6
3800	95,9	99,5
4000	98,2	99,9
4200	99,4	100,0
4400	99,8	100,0
4600	100,0	100,0

Pour le 17/07/2001 à 13h00, on souhaite estimer la superficie de la surface de chacun des deux bassins sur laquelle les précipitations sont tombées sous forme liquide. On suppose que la limite pluie/neige correspond alors à l'altitude de l'isotherme 0°C. Les températures mesurées en différentes stations climatiques de la région sont précisées dans le tableau 7.5.

Tableau 7.5 Températures observées sur la région du Valais le 17/07/2001 à 13h00.

Station	Sion	Viège	Ulrichen	Montana	Zermatt	Gd-St-Bernard
Altitude [m]	482	640	1345	1508	1638	2472
Température [°C]	23,2	22,6	17,3	15,3	14	7,4

Pour l'heure considérée, la relation entre température et altitude est très bien décrite par une relation linéaire décroissante (coefficient de détermination $R^2 = 0,99$). Le gradient altimétrique des températures, estimé par les moindres carrés, est $\nabla_0 = -0,836^\circ\text{C}/100\text{ m}$. La droite Δ_0 pour l'ajustement correspondant est présentée sur la figure 7.10a. L'estimation de l'altitude de l'isotherme 0°C est simplement dérivée de cette relation. Elle a l'expression suivante :

$$Z_0 = Z_R - \frac{T_R(t_0)}{\nabla T(t_0)} \tag{7.15}$$

où Z_R est l'altitude d'une station de référence et où $T_R(t_0)$ est la température mesurée à cette station pour l'instant t_0 considéré. En prenant comme station de référence la station de Zermatt située au sein du bassin de la Viège à Viège, l'altitude de l'isotherme 0°C est $Z_{0,0} = 3357\text{ m}$. On en déduit que les précipitations tombent sous forme liquide sur 82,5 % de la surface totale du bassin pour la Viège à Viège et sur 92,5 % de la surface totale du bassin pour le Rhône à Brigue (fig. 7.10b). Comme la relation altitude-température observée est très bien modélisée par une relation linéaire, ces estimations dépendent peu de la station utilisée pour la station de référence.

L'altitude de l'isotherme 0°C est souvent estimée en considérant non pas la relation altitude-température obtenue pour l'instant considéré sur la base des observations mais le gradient altimétrique des températures correspondant à l'atmosphère standard : $\nabla_S = -0,65^\circ\text{C}/100\text{ m}$. Pour la présente situation, l'estimation de Z_0 obtenue avec ce gradient ∇_S est très différente de celle qui a été obtenue en considérant la relation altitude-température dérivée des observations. Par ailleurs, elle dépend fortement de la station considérée comme station de référence (fig. 7.10a). En utilisant ∇_S , l'altitude de l'isotherme est surestimée de plus de 435 m si la station de référence est la station de Zermatt ($Z_{0,Z} = 3792\text{ m}$ – estimation déduite de la droite Δ_Z ; fig. 7.10a) et de plus de 700 m si la station de référence est la station de Viège, située à proximité de Baltschieder ($Z_{0,V} = 4117\text{ m}$ – estimation déduite de la droite Δ_Z). L'erreur d'estimation est en fait d'autant plus importante que l'altitude de la station est loin de l'altitude vraie de l'isotherme cherchée.

L'utilisation de ∇_S conduit pour l'heure considérée à une surestimation de la surface des bassins sur laquelle les précipitations sont supposées tomber sous forme liquide. Pour le bassin de la Viège à Viège et lorsque la station de référence est Zermatt, cette surestimation est de +13,5 % (soit 96 % de la surface totale du bassin au lieu des 82,5 % estimés précédemment). Lorsque la station de référence est Viège, les précipitations sont même supposées tomber sous forme liquide sur tout le bassin (soit une erreur de +17,5 % sur la surface contributive). Pour le bassin du Rhône à Brigue, les erreurs sont moins importantes. Ceci résulte du fait que la pente de la courbe hypsométrique autour de l'altitude Z_0 , correspondant pour le pas de temps considéré à l'isotherme 0°C, est plus forte pour ce bassin. Les erreurs restent cependant significatives (fig. 7.10b).

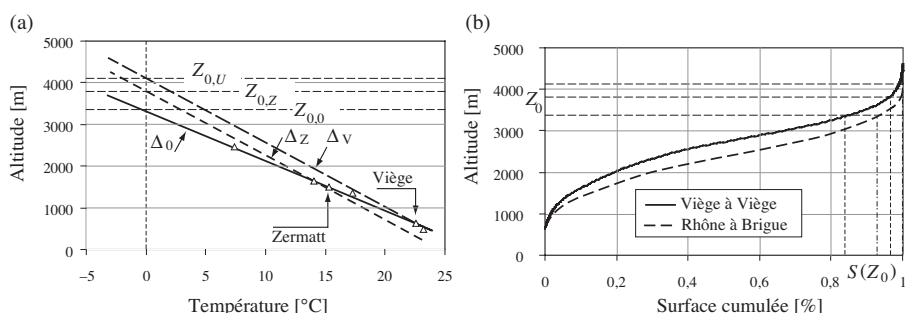


Fig. 7.10 Influence de la relation altitude-température sur l'estimation de la surface d'un bassin de montagne sur laquelle les précipitations tombent sous forme liquide. (a) Relations altitude – température et altitudes de l'isotherme 0°C obtenues: 1) sur la base du gradient dérivé des observations (droite Δ_0 ajustée sur les triangles blancs) et 2) sur la base du gradient moyen de l'atmosphère standard et de la température observée en une station de référence (droite Δ_V pour la station de Viège et droite Δ_Z pour la station de Zermatt). (b) Courbes hypsométriques des bassins et estimations de la surface affectée par des précipitations liquides suivant la relation altitude-température retenue.

Pour finir et pour la présente situation, les erreurs sur l'estimation de la pluie liquide obtenues par l'utilisation de ∇_S se cumuleraient de plus avec les erreurs qui résulteraient par ailleurs d'une surestimation des débits de fonte (provenant des parties englacées et du couvert neigeux subsistant à cette époque sur le bassin). Dans d'autres situations météorologiques, les erreurs résultant de l'utilisation du gradient standard peuvent à l'inverse conduire à une sous-estimation significative des précipitations liquides et des volumes de fonte. Ces erreurs varient en fait beaucoup d'une saison à l'autre (dans les Alpes, elles sont en moyenne moins importantes en été que pour les autres saisons de l'année) mais aussi d'un pas de temps à l'autre (elles seraient ici moins importantes pour le même jour à 01 h 00 – fig. 7.9). Dans un cas comme dans l'autre, les erreurs d'estimation peuvent fortement influencer la qualité des simulations hydrologiques (cf. Hingray *et al.*, 2010). L'importance des erreurs est largement dépendante de la courbe hypsométrique du bassin considéré. Dans tous les cas, l'utilisation de ∇_S devrait se limiter aux situations où aucune donnée locale ne permet de dériver la relation altitude-température.

Encadré 7.5 Difficultés liées à la spatialisation des températures en montagne

Les principales difficultés liées à la spatialisation des températures en montagne sont précisées ci-dessous.

Températures et exposition des versants : les versants d'adret (tournés vers le sud et pleinement exposés aux rayonnements solaires) sont plus chauds en moyenne que les versants d'ubac (tournés vers le nord et protégés en partie des rayonnements).

Inversions de température : l'air est normalement le plus chaud près du sol. Une masse d'air chaud peut cependant parfois se trouver au-dessus d'une couche d'air plus froid. L'air chaud, plus léger que l'air froid, piège alors la masse d'air froid et l'empêche de se disperser dans l'atmosphère. Il y a alors une situation d'inversion de la température. Une telle situation peut être observée lorsqu'une couche d'air chaud provenant des tropiques est transportée au-dessus d'une couche d'air plus froid provenant des latitudes moyennes.

Les inversions sont aussi souvent observées au cours des nuits claires et calmes du fait d'un refroidissement rapide du sol par perte de rayonnement infrarouge conduisant à un refroidissement de l'air proche de la surface. Une succession de nuits claires et calmes conduit à l'élévation de la limite d'inversion.

En montagne, d'autres situations typiques d'inversion sont fréquemment observées. En l'absence de vents par exemple, l'air à basse altitude dans les vallées encaissées est non renouvelé et s'échauffe dans la journée. De nuit, l'air froid qui se forme le long des versants descend dans les fonds de vallées et s'y accumule en poussant l'air chaud vers des altitudes plus élevées conduisant à des situations d'inversion stables. Par ailleurs, la présence d'un couvert glacier ou d'un manteau neigeux peut conduire au refroidissement permanent de l'air proche du sol et à la formation quasi-permanente d'une intense zone d'inversion. Au cours d'une inversion de température, la relation température-altitude est donc susceptible d'évoluer fortement et peut avoir une forme impossible à représenter par une fonction simple. L'épaisseur de la couche d'inversion peut varier de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Singh et Singh, 2001). Les situations d'inversion de température prennent généralement fin avec un brassage de l'air suffisant dû aux vents.

Vallées encaissées, fonte des précipitations solides et chutes locales de température :

en milieu alpin, la topographie marquée peut conduire à des discontinuités spatiales importantes dans les champs de températures. Le phénomène suivant est par exemple fréquemment observé dans les vallées étroites, encaissées et peu ventilées. Lors de précipitations solides, la sublimation et la fonte éventuelle des cristaux de neige absorbent de l'énergie de l'air environnant. En l'absence de vent, cet air n'est pas renouvelé et se refroidit de plus en plus. On observe alors une chute des températures et de la limite de chute de neige. Cette chute peut être très locale, par exemple, limitée à une vallée en particulier. Ce phénomène fut observé en Octobre 2000 sur la vallée de la Viège, un des principaux affluents du Rhône à l'amont du Léman. La chute brutale de température dans cette vallée a fortement limité les débits de crue en provenance de cette vallée ce qui fut salutaire pour la vallée du Rhône qui ne dut subir, pour cet épisode, qu'une crue estimée centennale.

Gradients de température, humidité des masses d'air et exposition des versants au vent : lorsqu'une masse d'air sec rencontre un massif montagneux incontournable, elle s'élève. La pression atmosphérique diminuant avec l'altitude, la température de l'air diminue par détente adiabatique.

Dans le cas où l'air est sec, la température diminue suivant un gradient de $-0,97^{\circ}\text{C}$ par cent mètres dit gradient adiabatique sec. La température augmente suivant ce même gradient sur le versant derrière la crête au fur et à mesure que la masse d'air redescend. A altitude égale, la température est la même des deux côtés du relief.

Si la masse d'air est humide, la vapeur d'eau qu'elle contient se condense dès que la température atteint le point de rosée. La condensation, libérant de la chaleur (chaleur latente de vaporisation), réchauffe l'air. Le gradient de température, dit gradient adiabatique humide, est plus faible que le gradient adiabatique sec. Il dépend de la pression et surtout de la température ambiante. Le gradient adiabatique humide moyen est $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. S'il ne pleut pas sur le versant au vent lorsque l'eau se condense, l'air se réchauffe en redescendant sur l'autre versant et les gouttelettes s'évaporent de nouveau. La chaleur libérée par la condensation est réabsorbée par l'évaporation. Par suite, la température de l'air est, à même altitude, égale des deux côtés du relief.

Si à l'inverse il pleut sur le versant au vent, la masse d'air a perdu une partie de l'humidité qu'elle contenait. Lorsque la masse d'air redescend sur l'autre versant, l'énergie nécessaire pour l'évaporation de l'humidité restante est moins importante que l'énergie libérée par la condensation. L'air est alors plus chaud sur le versant sous le vent que sur le versant au vent. C'est l'effet de foehn.

Séparation pluie/neige

Pour estimer la nature des précipitations sur chaque unité de la discrétisation spatiale retenue pour la modélisation, un modèle de séparation pluie-neige est nécessaire. L'approche la plus courante consiste à faire cette estimation sur la base de la température de l'air estimée pour l'altitude médiane de l'unité hydrologique considérée. La précipitation est alors considérée solide si la température est inférieure à une température seuil à estimer. La détermination de ce seuil sur la base des processus physiques ou d'observations est difficile. Le seuil instantané se situe de manière générale entre 0°C et 2°C et n'est que rarement de 0°C. Il varie dans l'espace et dans le temps. La nature des précipitations peut par ailleurs fortement varier au cours d'un intervalle de temps donné. Enfin, en milieu montagneux, la discrétisation d'un bassin versant est souvent réalisée sur la base de bandes d'altitudes qui couvrent généralement, pour les besoins de la modélisation, une plage d'altitude relativement grande. La différence de température entre les points bas (respectivement les points hauts) et le point d'altitude médiane (pour lequel les calculs sont effectués) de ces bandes d'altitude peut être non négligeable : elle est pour un gradient de température moyen ($-0,6^\circ\text{C}/100\text{ m}$) de $+1,5^\circ\text{C}$ (respectivement de $-1,5^\circ\text{C}$) pour une plage d'altitude de 500 m. Au sein d'une même bande, il est ainsi possible d'avoir simultanément des précipitations de différentes natures. Pour ces différentes raisons, il est donc fréquent de considérer que les précipitations peuvent tomber sous forme de mélange pluie/neige au cours d'un même pas de temps (fig. 7.11).

Une fonction de répartition est alors souvent utilisée pour estimer la proportion de précipitations tombant sous formes liquide et solide :

$$N(t) = \begin{cases} P(t) & \text{si } T(t) < T_a \\ \frac{(T_b - T(t))}{(T_b - T_a)} P(t) & \text{si } T_a < T(t) < T_b \\ 0 & \text{si } T_b < T(t) \end{cases} \quad (7.16)$$

$$R(t) = P(t) - N(t) \quad (7.17)$$

où $N(t)$ [mm] est la chute de neige, $R(t)$ [mm] la pluie ; $T(t)$ [$^\circ\text{C}$] la température moyenne de l'air, $P(t)$ [mm] la précipitation ; T_a [$^\circ\text{C}$] est le seuil en dessous duquel toute la précipitation tombe sous forme de neige et T_b [$^\circ\text{C}$] le seuil en dessus duquel il y a seulement de la pluie.

La largeur de l'intervalle $T_b - T_a$ dépend en principe de la résolution altitudinale de la discrétisation spatiale du bassin et de la résolution temporelle de la simulation (e.g. Hingray *et al.*, 2009). Dans les Alpes suisses, pour un pas de temps d'une heure et des bandes d'altitude de 100 à 200 m, $T_a = 0^\circ\text{C}$ et $T_b = 2^\circ\text{C}$ constituent une bonne approximation.

La température n'est évidemment pas le seul facteur affectant la nature des précipitations. L'humidité relative de l'air est un autre facteur déterminant (e.g. Froidurot *et al.*, 2013).

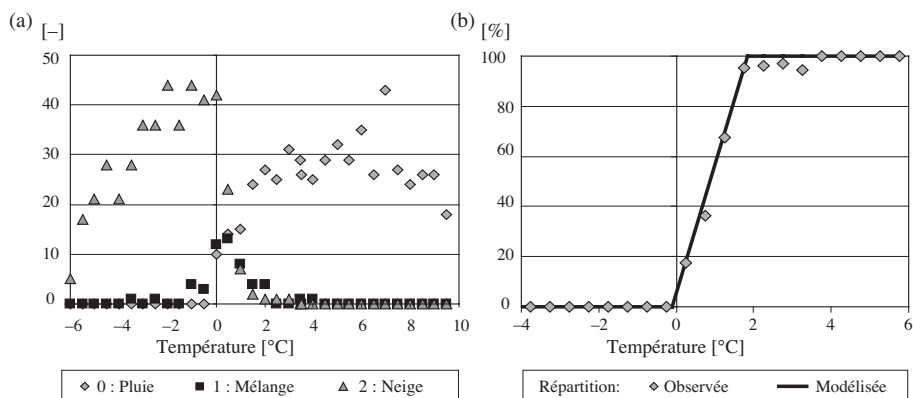


Fig. 7.11 Nature des précipitations en fonction de la température de l'air. (a): nombre d'événements où les précipitations sont tombées, pour l'intervalle de température considéré, sous forme liquide, solide ou sous forme de mélange. (b): fréquence relative des précipitations tombant sous forme liquide et modèle de répartition des précipitations liquides correspondant. Répartition moyenne sur la base des observations instantanées obtenues à 7 h 30, 13 h 30 et 19 h 30 pour la station de Zermatt, CH (altitude 1638 m, période 1982-2004).

7.4.3 Aspects liés à la simulation

Discrétisation du bassin versant et Unités Hydrologiques Homogènes

Pour tenir compte de la forte variabilité des conditions météorologiques dans des bassins versants couvrant une large gamme d'altitudes, le modèle hydrologique nécessite, comme cela a déjà été évoqué, un certain niveau de discrétisation spatiale. Le niveau minimum requis est :

- Une discrétisation selon l'altitude afin de tenir compte de la distribution altitudinale de la température et de la précipitation.
- Une discrétisation selon l'exposition du terrain si des variables de rayonnement solaire ou de vent sont utilisées.

Selon l'hétérogénéité du bassin (c'est-à-dire occupation de sol, type de sol, géologie), une discrétisation plus détaillée peut être envisagée. En présence de glaciers, une séparation en partie glaciaire et non-glaciaire est indispensable. Si, pour les besoins de la modélisation, le bassin est découpé en plusieurs sous-bassins (chap. 3), ces discrétisations doivent être effectuées séparément pour chacun d'entre eux.

La discrétisation spatiale d'un bassin de montagne conduit en général à l'identification et à la modélisation d'Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRHs; cf. Schaeffli *et al.*, 2005; Lafaysse *et al.*, 2011) ou d'Unités Hydrologiques Représentatives (UHRs, cf. Gurtz *et al.*, 1999, cf. aussi chap. 3). Pour de nombreux modèles, les UHRHs sont les bandes d'altitudes obtenues pour chaque sous-bassin versant de la modélisation (fig. 7.12).

Il convient de rappeler ici que le nombre de paramètres à estimer augmente avec le degré de discrétisation du bassin et qu'un niveau de discrétisation élevé n'apporte pas une garantie de qualité des simulations. A paramètres fixés, la performance d'une modélisation augmente cependant de façon significative avec la précision de la discrétisation altitudinale du bassin (Etchevers *et al.*, 2000; Schaeffli *et al.*, 2005). Elle atteint généralement une valeur limite à partir d'un certain niveau de discrétisation,

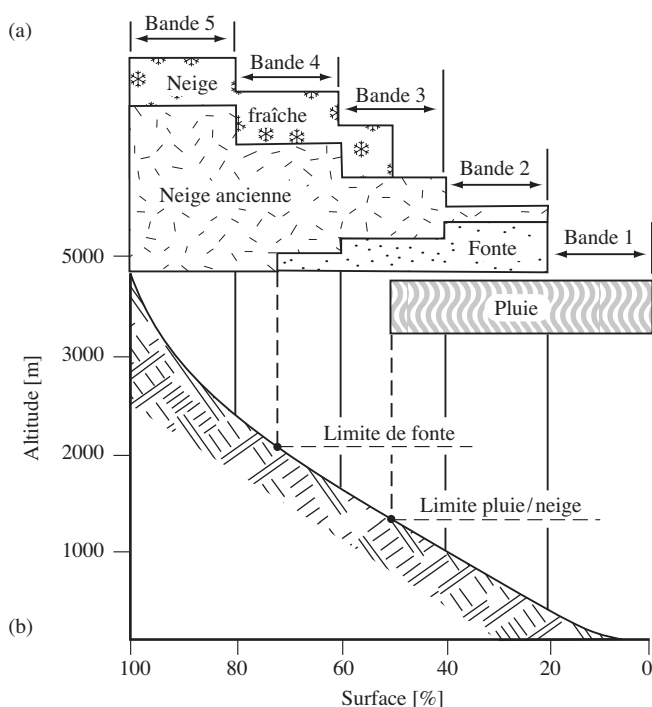


Fig. 7.12 Principe de la discrétisation spatiale d'un bassin de montagne suivant l'altitude. (a) : Distribution altitudinale schématique des équivalents en eau du manteau neigeux, des précipitations liquides, solides et de la fonte ; (b) : courbe hypsométrique du bassin versant.

conditionné pour partie par la densité du réseau d'observations. Dans les Alpes suisses, le nombre limite de bandes d'altitude pour un bassin donné correspond approximativement à des intervalles d'altitudes de 100 à 300 m (Schaeffli *et al.*, 2005). A performance équivalente, le nombre d'UHRHs et de bandes d'altitude en particulier, peut être réduit par l'utilisation de paramétrisations sous maille appropriées (encadré 3.2). Par exemple, les courbes de déplétion (§ 7.2.1) permettent de tenir compte de la variabilité sous maille de la fonte liée à l'altitude ainsi qu'à différents autres paramètres tels que l'exposition ou la présence de couvert végétal (WMO, 1986).

Pour finir, il faut rappeler aussi que le comportement hydrologique des bassins de montagne est souvent fortement perturbé par divers aménagements hydrauliques : barrages et prises d'eau associées pour la production d'hydro-électricité et/ou pour la provision d'eau potable, dérivations pour l'acheminement d'une partie des débits produits en altitude par la fonte des neiges ou des glaciers vers des versants ou des fonds de vallée moins arrosés (cf. les bisses valaisans). La modélisation hydrologique des bassins de montagne nécessite donc souvent de modéliser aussi ces ouvrages et leur mode de gestion (cf. Schaeffli, 2005). Elle nécessite alors d'adapter la discrétisation du milieu à leur implantation dans le bassin.

Estimation des stocks de neige initiaux

L'estimation et/ou le choix des stocks de neige initiaux sur les différentes bandes d'altitude du modèle hydrologique sont de première importance pour une simulation

pertinente des débits. Une première approche pour cette estimation consiste à initialiser le modèle de simulation à l'aide de mesures concernant l'étendue et l'équivalent en eau du couvert neigeux (annexe 7.6.2). Ces mesures sont cependant rarement disponibles ou sont difficiles à mettre en forme (pour des problèmes de spatialisation essentiellement).

Une seconde approche consiste à faire cette estimation par simulation à l'aide du modèle hydrologique : l'évolution temporelle des stocks est simulée sur une période précédant la période d'intérêt suffisamment longue pour que l'état des stocks à la fin de cette période ne soit plus influencé par les valeurs de ces stocks au début de la période de simulation. C'est le principe de la « période de chauffe » fréquemment utilisée pour initialiser les modèles de simulation continue (chap. 3). Pour les bassins alpins à couvert saisonnier une période d'initialisation d'une année est souvent nécessaire.

L'initialisation du modèle peut enfin être facilitée si le début de la période de simulation est choisi au cours d'une période de l'année où les stocks de neige sont réduits voire inexistantes. Dans les Alpes par exemple, le couvert neigeux est le moins fourni en septembre-octobre avant l'apparition de nouvelles chutes de neige.

Simulation de l'évolution du couvert neigeux

La modélisation hydrologique permet de simuler l'évolution spatiale et temporelle de diverses variables d'état du manteau neigeux, par exemple l'équivalent en eau de l'eau solide présente sous forme de neige [mm éq. eau], le contenu en eau liquide du manteau [mm], son énergie interne [J/m^2].

Pour chaque élément de la discrétisation spatiale, l'évolution temporelle du stock de neige est souvent estimée par le biais d'un modèle d'accumulation et de fonte à réservoirs. Le manteau neigeux est supposé avoir une certaine capacité de rétention qui lui permet de stocker l'eau liquide provenant soit de la fonte de neige, soit des précipitations liquides (cf. Kuchment et Gelfan, 1996, Boone et Etchevers, 2001).

Les précipitations solides et les précipitations liquides estimées par le modèle de répartition pluie/neige sont respectivement ajoutées au réservoir de neige et au réservoir d'eau liquide contenu dans le stock de neige. De même que le second réservoir peut être alimenté par la fonte de neige provenant du réservoir de neige, le réservoir de neige peut être aussi alimenté par la quantité d'eau liquide (re)mobilisée sous forme solide lors de températures négatives (fig. 7.13). Un débit de ruissellement est produit par le manteau neigeux lorsque la quantité d'eau liquide présente dans celui-ci dépasse sa capacité de rétention. La vidange éventuelle d'une partie de l'eau liquide contenue dans le manteau neigeux produit une « pluie-équivalente » $P_{eq}(t)$ issue de la bande d'altitude considérée, qui peut en partie s'infiltrer et/ou ruisseler. Les équations de bilan de masse qui régissent le comportement de ces deux réservoirs sont :

$$\frac{dH_n(t)}{dt} = N(t) - I_n(t) - M(t) - E_n(t) \quad (7.18)$$

$$\frac{dW_n(t)}{dt} = R(t) + M(t) - P_{eq}(t) \quad (7.19)$$

où $H_n(t)$ et $W_n(t)$ sont respectivement le stock de neige et le stock d'eau liquide au sein du manteau neigeux ; $N(t)$ la chute de neige ; $R(t)$ la précipitation liquide ; $I_n(t)$ l'interception d'une partie des précipitations solides ; $E_n(t)$ la sublimation d'une partie de la neige au sol et où $M(t)$ est le flux d'eau échangé entre les deux réservoirs. $M(t)$ est le

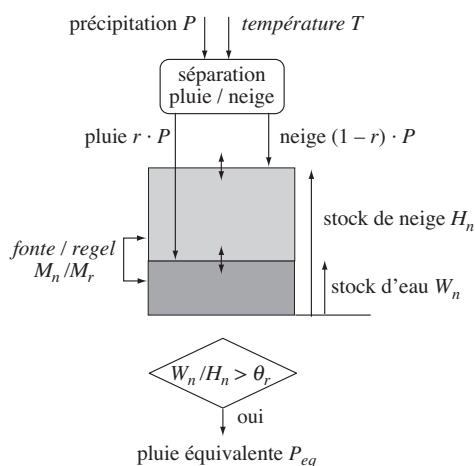


Fig. 7.13 Schéma de principe d'un modèle type de fonte et de suivi du stock de neige pour une bande d'altitudes donnée. θ_r est le taux de saturation du manteau neigeux défini par le rapport entre le volume d'eau liquide au sein du manteau sur le volume d'eau présent sous forme de neige (d'après Hamdi *et al.*, 2005).

flux $M_n(t)$ de neige fondue en cas de bilan énergétique positif ou bien le flux $M_r(t)$ de « regel » dans le cas contraire.

Dans les zones où la végétation est dense, la simulation de l'interception et de la sublimation des hauteurs interceptées est généralement nécessaire (cf. Pomeroy *et al.*, 1998b). Les modèles actuellement disponibles à cet effet sont peu nombreux. Les approches utilisées sont similaires à celles utilisées pour l'interception de la pluie et l'évaporation des précipitations liquides interceptées (chap. 4). Une approche courante consiste par exemple à attribuer à la végétation une certaine capacité de stockage de la neige. La neige se sublime ou parvient au sol dès que cette capacité est dépassée.

Choix des modèles de fonte et de transfert

Le choix des modèles de fonte et de transfert doit dépendre de l'objectif de modélisation et des résultats espérés, des caractéristiques du système et des processus dominants, du pas de temps de simulation et des données disponibles.

En pratique, la plupart des applications d'ingénieur utilisent pour le modèle de fonte une méthode du type degré-jour (cf. Paquet, 2004; Hamdi *et al.*, 2005). Ce choix est généralement conditionné par la large disponibilité des données de température plutôt que par les caractéristiques du système ou les objectifs de modélisation. Les nombreuses variables météorologiques nécessaires à l'application d'une méthode de bilan énergétique sont en effet rarement disponibles. Par ailleurs, même lorsque les mesures souhaitées existent, leur interpolation ou extrapolation spatiale, en fonction de la topographie (cf. altitude, exposition des pentes) et de la position géographique des stations de mesure (cf. situées dans différentes vallées), est source de difficultés notables (§ 7.4.2).

Walter *et al.* (2005) suggèrent cependant qu'une modélisation à bases physiques peut donner, sur la base des seules températures journalières minimum et maximum, des résultats très satisfaisants et, en tout cas comparables à une modélisation simple de type degré-jour. Dans leur analyse, l'estimation des différents termes du bilan énergétique a été effectuée sur la base des relations simples publiées dans la littérature ce qui rend leur approche de fait beaucoup plus accessible que l'approche détaillée.

Quel que soit le modèle retenu, la simulation du cycle saisonnier d'accumulation/fonte du manteau neigeux est en fait généralement plutôt très satisfaisante. La performance des modèles peut en revanche fortement varier pour des pas de temps infra-journaliers, en particulier lorsque la capacité de rétention du manteau neigeux est négligée (Jin *et al.*, 1999). Le point critique est donc plutôt l'estimation des volumes de fonte disponibles pour la production des débits (après saturation du manteau neigeux et/ou des névés). Peu d'études existent à ce sujet.

Le choix du modèle de transfert a moins d'influence sur la qualité des résultats même s'il doit prendre en compte l'évolution du système de drainage dans le glacier et le névé au cours de la saison (Hock, 2005). Il est à ce titre important de rappeler que les temps de transfert sont a priori très différents suivant les milieux. Le transfert des débits de fonte glaciaires est ainsi souvent considéré nettement plus rapide que le transfert des débits de fonte de neige. La rapidité du transfert des débits de fonte de neige est a priori aussi différente suivant que ces débits proviennent des parties englacées ou de celles sans glacier. La qualité des simulations hydrologiques dépend donc aussi des modèles de transfert choisis pour ces différents apports.

Il est finalement intéressant de noter l'existence de diverses initiatives internationales visant à comparer la performance de différents modèles de neige (cf. Slater *et al.*, 2001 ; Luo *et al.*, 2003 ; Etchevers *et al.*, 2004) ; la comparaison portant sur la capacité des modèles à simuler l'état du manteau neigeux (cf. hauteur de neige, équivalent en eau, état interne) ainsi que ses bilans énergétique et hydrologique. Ces initiatives devraient permettre de préciser les avantages et limitations des différentes approches possibles.

7.4.4 Calibration du modèle

La méthode de calibration est obligatoirement fonction des objectifs de modélisation, du type de modèle et des données disponibles (chap. 3). Elle devrait être du type semi-automatique, c'est à dire utiliser de façon combinée des méthodes d'optimisation automatique et l'expertise de l'hydrologue. Dans la suite trois aspects clés d'une calibration semi-automatique « raisonnée » en milieu alpin sont discutés. Un exemple d'une calibration faisant appel à ces concepts est présenté par Schaeffli *et al.* (2005) et Hingray *et al.* (2010).

Choix des mesures de performance

Un modèle hydrologique adapté au milieu alpin comporte souvent plus d'une dizaine de paramètres à estimer (cf. paramètres des modèles de spatialisation des variables météorologiques, températures critiques de séparation pluie/neige, paramètres de fonte, paramètres du modèle d'évolution temporelle de l'albédo, paramètres de production, paramètres de transfert). Du fait du problème d'équifinalité évoqué dans le chapitre 3, la calibration est donc complexe.

Une analyse de sensibilité peut contribuer à identifier comment chacun des paramètres influence la série de débits simulés. Par exemple, la date du démarrage des débits de fonte simulés est souvent liée à une température critique de fonte. La saisonnalité des débits simulés est souvent principalement conditionnée par les paramètres de fonte (cf. températures critiques, facteurs degrés-jour). Ces paramètres peuvent donc être typiquement estimés dans une première étape de sorte que le cycle inter-annuel moyen simulé corresponde au cycle interannuel moyen observé. De même, la reproduction des fortes crues pluviales observées en automne, lorsque le couvert

neigeux saisonnier a en principe disparu, est principalement liée aux paramètres de production et de transfert des écoulements directs en provenance des parties non glaciaires du bassin. Une analyse de sensibilité approfondie est donc largement conseillée puisqu'elle permet souvent de définir les bases d'une stratégie de calibration raisonnée ainsi que les mesures de performance associées.

Différentes mesures peuvent être utilisées pour estimer la performance d'un modèle hydrologique (chap. 3). Le biais entre débits simulés et observés sur l'ensemble de la période à disposition est une mesure fondamentale dans le cas des bassins glaciaires car le bilan hydrologique peut être fortement influencé par le bilan de masse des glaciers. Le bilan hydrologique simulé doit alors être équilibré par un calage approprié des paramètres de fonte de glace en particulier.

Une mesure de l'erreur moyenne (absolue ou quadratique) sur l'ensemble de la période de simulation, entre observations et estimations du modèle, est de même incontournable. En milieu alpin, le critère de Nash-Sutcliffe, majoritairement utilisé par les hydrologues, est souvent supérieur à 0,80. Ceci n'est cependant pas forcément la garantie d'une modélisation pertinente. Comme les régimes alpins montrent une saisonnalité annuelle marquée et que leur variabilité interannuelle est souvent limitée (pour les régimes glaciaires et nivo-glaciaires), le cycle interannuel moyen peut en effet déjà constituer un modèle performant pour reproduire les débits observés ! Il convient donc d'estimer la capacité du modèle hydrologique à faire mieux que ce modèle minimal.

Du fait des remarques précédentes, il peut enfin être judicieux de calculer les mesures de qualité classiques (cf. biais, Nash, Nash calculé sur le logarithme des débits) non plus sur l'année complète mais sur une sélection appropriée de certaines périodes ou événements contenus dans la série de débits (cf. l'une ou l'autre des différentes phases saisonnières du régime hydrologique, les crues pluviales d'automne).

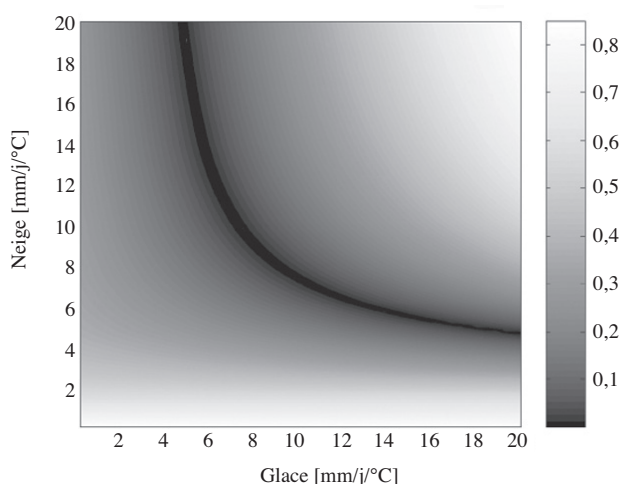


Fig. 7.14 Dépendance typique entre le paramètre degré-jour pour la neige et celui pour la glace. Le critère de qualité considéré est le biais sur le bilan hydrologique interannuel moyen (d'après Schaeffli *et al.*, 2005). La performance la meilleure correspond à un biais nul.

Paramètres interdépendants

Les paramètres de la plupart des modèles sont souvent interdépendants vis-à-vis d'un critère donné. C'est ici typiquement le cas des paramètres de fonte à définir pour les compartiments neige, névé et glace : une trop faible fonte de l'un de ces compartiments peut être compensée par une plus forte contribution d'un autre sans que la performance du modèle à reproduire le bilan hydrologique interannuel moyen ne soit modifiée (fig. 7.14).

De même, si la spatialisation des précipitations fait appel à un modèle de dépendance à l'altitude, les paramètres de ce modèle (cf. le gradient altimétrique) et les paramètres de fonte seront aussi fortement dépendants – les deux influençant le bilan hydrologique (Schaeffli *et al.*, 2005).

Calibration multi-signal

La calibration de modèles hydrologiques se fait souvent sur les observations de débit à l'exutoire du bassin étudié. Dans certains cas, les observations d'une ou plusieurs autres variables hydrologiques sont disponibles. Si une grandeur observée correspond à une variable d'état simulée par le modèle, les données correspondantes peuvent être utilisées pour une calibration multi-signal du modèle ou pour sa validation (chap. 3).

En hydrologie alpine, certaines variables d'état correspondent relativement bien à des grandeurs observables, par exemple l'étendue ou l'équivalent en eau spatialisée du couvert neigeux ou encore le bilan glaciaire. Ces données ne doivent pas forcément être disponibles au même pas de temps que celui utilisé pour la simulation hydrologique : la série des bilans glaciaires annuels, la série des distributions spatiales du couvert neigeux obtenues sur la base de la télédétection à différentes dates peuvent constituer des signaux additionnels très informatifs. De telles données peuvent par exemple servir à calibrer les paramètres de fonte de neige. Deux approches sont possibles : 1) les paramètres de fonte sont calibrés sur des données de neige et validés, respectivement affinés à travers les simulations de débits ; et 2) les paramètres sont calibrés en même temps sur le débit et les données de neige-glace à l'aide d'une méthode d'optimisation multi-objectif.

La variable «équivalent en eau du manteau neigeux» simulée par un modèle, n'est pas équivalente à la variable «hauteur de neige» généralement observée. La mesure de la performance d'un modèle hydrologique à reproduire la distribution spatiale du couvert neigeux, et éventuellement son évolution temporelle, se fait souvent en comparant les distributions spatiales (et/ou temporelle) de la variable binaire «présence ou absence de neige». Ces distributions sont dérivées respectivement des observations et du modèle. Une hauteur limite de neige est souvent choisie pour déterminer la présence ou l'absence de couvert neigeux en un point quelconque du bassin.

7.4.5 Perspectives pour la modélisation hydrologique en milieu alpin

La recherche hydrologique actuelle a pour objectifs, entre autres, la compréhension et la description mathématique de la variabilité spatio-temporelle des processus observés sur le terrain ainsi que l'intégration optimale des connaissances ainsi acquises dans les modèles hydrologiques. La recherche actuelle en hydrologie alpine se concentre ainsi par exemple sur une meilleure connaissance des processus d'accumulation et d'ablation dans des zones de forêt, sur la quantification de la sublimation et de la condensation ou sur les processus de transfert de l'eau de fonte. L'acquisition, en milieu

de montagne, des observations nécessaires à l'étude de ces processus est cependant particulièrement difficile pour des questions d'accessibilité et de conditions météorologiques souvent extrêmes. Un autre axe de recherche important concerne l'utilisation optimale de toutes les sources de données disponibles (en particulier celles sur le manteau neigeux) pour améliorer la prévision en temps réel des débits provenant des bassins de montagne (cf. Clark *et al.*, 2006). Citons à cet effet l'existence des données de télédétection qui permettent d'estimer l'extension spatiale et l'évolution temporelle du manteau neigeux et des zones englacées (cf. Berthier, 2005 ; López, 2007).

Au stade actuel, la modélisation hydrologique en milieu alpin (comme dans d'autres types de bassin versant) se trouve confrontée à un paradoxe : malgré la qualité relativement pauvre des données d'entrée et des modèles fortement simplifiés, de bons résultats de simulation ou des résultats tout à fait satisfaisants sont généralement obtenus⁴. Ce paradoxe est lié à la forte saisonnalité des apports, résultant des cycles d'accumulation/fonte particulièrement importants en haute montagne. Une bonne simulation des débits observés n'implique donc pas nécessairement que la modélisation retenue représente correctement les processus hydrologiques impliqués.

Cette mise en garde est particulièrement importante lors que les modèles sont utilisés à des fins d'extrapolations que ce soit pour la détermination de crues de projet basées sur des scénarios météorologiques rares ou pour la simulation des changements de régimes hydrologiques induits par les changements climatiques en cours.

Enfin, la bonne performance des modèles hydrologiques pour les bassins de montagne est principalement obtenue lorsqu'il s'agit de simuler des débits à pas de temps journalier. En général, la performance des modèles est nettement moins bonne lorsqu'il s'agit de reproduire les variations infra-journalières des débits. Or, il est de plus en plus souvent nécessaire de travailler à des pas de temps inférieurs à la journée. C'est par exemple le cas dans les Alpes lorsque l'objectif de la modélisation est de prévoir les débits de crues.

7.5 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- La connaissance des processus liés à l'hydrologie nivale et la glacio-hydrologie est d'une grande importance pour la gestion de l'eau et des risques naturels des bassins versants de montagne mais également pour la gestion des grandes rivières de plaine dont le régime hydrologique est fortement influencé par les processus de stockage et de déstockage de la neige et de la glace en montagne.
- Le comportement hydrologique des bassins alpins montre une forte saisonnalité. Il est conditionné par l'évolution spatiale et temporelle du couvert neigeux et, le cas échéant, par la présence de glaciers. Ces derniers peuvent en particulier modifier le bilan hydrologique de façon significative.
- Les processus d'accumulation et de fonte de neige (et le cas échéant de fonte de glace) sont très hétérogènes du fait en particulier de l'hétérogénéité des sollicitations météorologiques.
- En milieu montagneux, la variabilité spatiale des variables météorologiques est très importante. Elle est en partie induite par la topographie. La spatiali-

⁴ Ce paradoxe est nommé en anglais « *Garbage in, reasonable things out* » par analogie au principe de « *Garbage In – Garbage Out* » souvent évoqué en modélisation.

sation de ces variables est source de nombreuses difficultés et les incertitudes associées sont généralement fortes. C'est en particulier le cas des précipitations mais également des températures.

- La nature des précipitations est un élément explicatif clé du comportement hydrologique d'un bassin versant alpin. Son estimation en tout point du bassin nécessite un modèle de séparation pluie/neige.
- La forte hétérogénéité spatiale des variables météorologiques et des processus hydrologiques implique, pour toute modélisation hydrologique, une discrétisation adaptée du bassin versant. Une discrétisation en bandes d'altitude, de même que la séparation des parties glaciaires et non glaciaires, est incontournable.
- Les méthodes de simulation de la fonte de neige et de glace ne tenant compte que de la température locale (méthode degré-jour) donnent souvent des bons résultats. Les méthodes basées sur le bilan d'énergie permettent de mieux prendre en compte les processus explicatifs et par suite la variabilité temporelle de la fonte. Elles sont cependant plus gourmandes en données.
- La forte saisonnalité et la variabilité interannuelle limitée du cycle hydrologique des bassins de montagne impliquent que les modèles hydrologiques permettent d'obtenir de bons résultats de simulation. Il convient cependant souvent d'en relativiser la performance.
- Le traitement et l'utilisation conjointe de diverses données (mesures météorologiques et de neige, photos aériennes et satellites, visites sur le terrain, ...) sont recommandés afin de permettre une meilleure compréhension et modélisation des processus hydrologiques clés.

7.6 ANNEXES

7.6.1 Effets potentiels d'un éventuel changement climatique sur l'hydrologie des bassins versants alpins

Le changement climatique en cours aura un impact significatif sur le régime hydrologique des bassins versants à régime nival ou glaciaire, sur l'utilisation et la gestion de l'eau et les risques hydrologiques. La quantification de ces impacts potentiels est dès lors devenue un domaine de recherche très important en hydrologie. La pertinence d'une telle analyse dépend avant tout de la plausibilité des scénarios climatiques utilisés, notamment pour les précipitations et températures futures (chap. 12). Elle dépend également de la connaissance de l'interaction entre les processus hydrologiques, les grandeurs météorologiques et les processus biologiques et géomorphologiques qui peuvent conduire à la modification du comportement hydrologique des bassins versants. Ce domaine est en évolution rapide. Seules quelques pistes de réflexion basées sur les scénarios climatiques actuels pour les Alpes sont développées ci-dessous.

Selon le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat les observations montrent qu'au cours du XX^e siècle, la température globale a augmenté de 0,6°C (IPCC, 2001). Dans les Alpes, le réchauffement pendant la même période dépasse les 1,0°C (cf. Bader et Bantle, 2004). Ce changement climatique devrait continuer pendant le XXI^e siècle et tous les scénarios/modèles actuellement disponibles prédisent une continuation du réchauffement annuel renforcée pour les

Alpes par rapport au réchauffement global. Il faut noter que les projections sont très incertaines pour la plupart des variables hydrométéorologiques régionales. C'est en particulier dû à la très forte incertitude sur les projections de précipitations futures (e.g., Lafaysse *et al.*, 2014). Même le signe des changements est incertain pour cette variable. Les changements projetés sont cependant et la plupart du temps significatifs pour les variables hydrométéorologiques principalement influencées par les températures (le réchauffement étant très significatif quelle que soit l'échéance de projection considérée). Dans ce contexte, les impacts attendus du changement climatique sur l'hydrologie des bassins de montagne sont principalement :

Modification des processus et du régime hydrologique

- modification du cycle d'accumulation et de fonte, notamment raccourcissement de la période d'accumulation, diminution de la quantité de neige accumulée et retrait glaciaire,
- avancement du début de la période de fonte de neige et décalage des débits mensuels maximum vers des périodes plus tôt de l'année,
- augmentation des débits d'étiage en hiver,
- augmentation de l'évaporation suite à l'augmentation de la température, le changement de végétation et de l'occupation du sol (retrait glaciaire),
- dans l'hypothèse où les précipitations ne seraient pas modifiées (ce qui ne sera probablement pas le cas, mais même le signe des changements de précipitation est pour l'heure incertain, e.g. Lafaysse *et al.*, 2014), diminution du débit annuel moyen suite à l'augmentation des pertes par évapotranspiration,
- augmentation de la variabilité interannuelle des débits suite à une diminution de la composante de neige/glace dans le cycle hydrologique.

Augmentation du risque hydrologique/glaciologique

- renforcement des crues d'automne suite à l'augmentation des surfaces productrices (élévation de la limite de chute de neige),
- renforcement des crues de printemps suite à la possible superposition des crues de fonte et de forts événements précipitants,
- retrait glaciaire, conduisant plus fréquemment à des événements du type embâcle/débâcle à la périphérie des glaciers (cf. formation et rupture de lacs proglaciaires) et augmentant les surfaces de terrain très meubles (les moraines) présentant un risque d'érosion accru,
- dégel du pergélisol (sols gelés en permanence) diminuant fortement la cohésion du terrain dans les zones concernées (d'où coulées boueuses, glissement de terrain, etc.).

A ceci s'ajoute une éventuelle intensification des événements précipitants extrêmes (augmentation des intensités et de la fréquence), un phénomène qui reste difficile à simuler actuellement.

7.6.2 Techniques de mesure en milieu alpin

Mesure des précipitations solides

Les précipitations solides se mesurent, comme les précipitations liquides, avec des pluviographes (du type chauffant). Les mesures sont sujettes aux mêmes types d'erreurs dont la cause la plus importante est la perturbation des champs de vent par la présence de l'appareil de mesure (cf. Higy et Musy, 2004). Les précipitations mesurées sous-estiment souvent les précipitations réelles. Les pertes correspondantes peuvent s'élever, pour les précipitations solides, jusqu'à 20 % voire 50 %. Les stations de mesure en milieu alpin sont particulièrement sujettes aux erreurs systématiques puisque la proportion de précipitations solides y est élevée et que leurs

emplacements sont souvent très exposés au vent. Il faut noter que les mesures de précipitations fournies par les instituts météorologiques nationaux sont parfois corrigées. Les corrections sont nécessairement imparfaites ; elles sont généralement globales et elles ne peuvent par exemple pas prendre en compte des erreurs variables dans le temps.

Les précipitations solides peuvent aussi être estimées à l'aide d'une mesure de l'évolution du manteau neigeux au sol complétée par une estimation (mesure) de son équivalent en eau. La nature des précipitations (pluie, neige, grêle, mélange) n'est pas mesurée à proprement parler. Elle est parfois estimée, de façon qualitative, par un opérateur sur la base des précipitations observées. Si elle existe, cette information est généralement discontinue dans le temps. Dans chacune des stations climatologiques situées dans les Alpes suisses, elle est par exemple estimée trois fois par jour (à 7 h 30, 13 h 30 et 19 h 30). En France, le réseau nivo-météorologique fournit deux mesures par jour (8 h 00 et 13 h 00).

Mesure de diverses propriétés du manteau neigeux

Il faut distinguer entre les techniques de mesures ponctuelles effectuées au sol et les techniques de mesures basées sur la télédétection.

Au sol, l'épaisseur de la couche de neige et son évolution peuvent être mesurées par lecture manuelle sur une règle ou par des stations de mesure automatique. Celles-ci effectuent des mesures optoélectroniques avec des ultrasons (cf. Brown et Goodison, 2005). Une autre solution consiste à fixer une suite de thermomètres sur un bâton vertical et de déduire la limite neige-atmosphère du gradient de température observé.

L'évolution de l'équivalent en eau du couvert neigeux peut être mesurée directement à l'aide de coussins à neige, placés à la surface du sol avant les premières chutes de neige : il s'agit d'une membrane circulaire ou octogonale (d'une surface de 5 à 10 m²) qui contient un liquide antigel ; elle est équipée d'un capteur de pression qui mesure les variations de charge de la neige accumulée sur la membrane (cf. Dingman, 2002). Un autre type de mesure quantifie l'équivalent en eau de la neige par l'atténuation de rayons gamma émis par une source radioactive ou par l'atténuation du rayonnement cosmique. L'équivalent en eau du manteau neigeux peut aussi être mesuré sur la base de ses propriétés diélectriques, et en particulier de l'impédance électrique (Marco *et al.*, 1998). Ces méthodes indirectes sont sources d'incertitudes importantes.

Les méthodes de télédétection incluent les images satellite et les méthodes de mesures par avion (pour une discussion détaillée, voir Rango *et al.*, 2000 ou Hall *et al.*, 2005, Berthier, 2005, 2007). L'étendue d'un couvert neigeux peut être quantifiée à l'aide d'images dans le spectre visible ou proche infrarouge. De telles images satellite sont déjà utilisées de manière opérationnelle dans plusieurs régions du monde (notamment en Amérique du Nord). Les images satellite de Landsat Thematic Mapper peuvent également servir à estimer l'albédo de la neige.

L'estimation de la hauteur de la couche de neige est possible avec des capteurs micro-ondes ou radar. Ces images ne sont pas masquées par les nuages (le principal problème des images dans le spectre visible) de nombreux autres facteurs rendent leur exploitation difficile : les ondes émises par la neige sont influencées par sa teneur en eau liquide, sa structure et sa densité et par le couvert végétal (cf. Durand et Margulis, 2006 ; Andreadis et Lettenmaier, 2006).

Des images micro-ondes combinées à des mesures in situ permettent de lier les propriétés optiques de la neige à son équivalent en eau. L'extrapolation spatio-temporelle de cette relation permet alors d'estimer l'équivalent en eau sur une plus grande étendue.

Mentionnons finalement l'altimétrie laser à haute résolution qui permet d'estimer la hauteur de la neige. Cette méthode nécessite une mesure de référence en absence de neige. Elle a l'inconvénient par ailleurs d'être très chère.

Les mesures au sol sont plus précises mais manquent de représentativité spatiale. Ces mesures ponctuelles sont par conséquent difficiles à spatialiser. La spatialisation doit nécessairement tenir compte de l'altitude. Le krigeage avec dérive externe est parfois utilisé dans

ce contexte (cf. Tapsoba *et al.*, 2005). Les données obtenues par télédétection sont souvent fortement incertaines ; elles peuvent être chères à l'acquisition, demander un effort de post-traitement important et ne sont souvent pas continues dans le temps. Idéalement, plusieurs sources d'informations devraient être utilisées simultanément lors d'une modélisation.

Mesure de l'ablation de la neige

La mesure la plus directe se base sur des lysimètres de neige qui collectent à la base du manteau neigeux l'eau de fonte des couches de neige superposées et l'acheminement vers des instruments de mesure de débits.

L'ablation de la neige peut aussi être suivie par des mesures de coussins à neige. La sublimation de la neige peut être mesurée à l'aide de bacs évaporateurs régulièrement pesés. Ce type de dispositif doit être équipé pour quantifier séparément les pertes par fonte des pertes par sublimation. Il est important de noter que ces instruments de mesure placés sous la couche de neige modifient ses propriétés, créent des discontinuités, peuvent modifier le bilan de rayonnement et déconnecte la couche de neige du sol. L'effet de l'interception peut être estimé à l'aide de mesure de hauteurs de neige dans des surfaces boisées.

7.6.3 Estimation des différents termes du bilan énergétique d'un manteau neigeux et fonte de neige

Cette annexe présente des formulations souvent utilisées pour l'estimation des différents termes du bilan énergétique d'un manteau neigeux. Pour une information plus détaillée, le lecteur pourra consulter Boone et Etchevers (2001) ou Lehning (2005). Des formulations similaires sont utilisées pour estimer les termes du bilan énergétique d'un glacier. Ces formulations sont décrites par Hock (2005).

Rayonnement net absorbé (ondes longues et courtes) R_n

La quantité d'énergie apportée par rayonnement dépend de l'albédo α de surface du manteau neigeux, du rayonnement solaire d'ondes courtes R_S et du rayonnement net de grandes longueurs d'ondes R_b . La façon d'estimer ces différentes grandeurs est décrite dans l'annexe 2.7.4. Le rayonnement de grandes longueurs d'ondes émis par le manteau neigeux est fonction de sa température de surface T_s .

L'évolution temporelle de l'albédo résultant du vieillissement du manteau neigeux et des chutes de neige fraîche peut être importante. Des modèles empiriques sont parfois utilisés pour la simuler. Pour les périodes entre deux chutes de neige, une décroissance exponentielle ou linéaire de l'albédo est souvent supposée ; les constantes de temps étant des paramètres à estimer (cf. Boone et Etchevers, 2001). En cas de chute de neige, l'albédo est souvent augmenté proportionnellement à la hauteur précipitée.

Transfert de chaleur à l'interface neige - atmosphère

Transfert de chaleur sensible H_{cs} . Le transfert de chaleur entre l'air et la neige dû à la différence de température entre les deux milieux, est gouverné par des processus d'échanges turbulents dans la couche limite de l'atmosphère. Les différentes variables nécessaires à son estimation n'étant souvent pas disponibles, la chaleur sensible H_{cs} [$J/m^2/h$] apportée par convection est souvent estimée par l'équation simplifiée suivante :

$$H_{cs} = D_{cs} \cdot u_z (T_z - T_s) \quad (7.20)$$

avec D_{cs} , le coefficient de proportionnalité (d'environ $3400 J/(km/h)/^{\circ}C$ pour des surfaces non-arborées ; cf. Singh et Singh, 2001, pour d'autres valeurs), u_z la vitesse du vent à l'altitude z au dessus du sol [km/h] ($z = 2 m$), T_z et T_s les températures de l'air à l'altitude z et à la surface du manteau neigeux [$^{\circ}C$].

Transfert de chaleur latente H_{cp} . Selon les conditions atmosphériques, des processus de condensation, de fusion et de sublimation de l'eau conduisent à un échange de chaleur latente (chaleur de changement de phase) entre l'air et la surface de la neige. La condensation a lieu en général lorsque la pression de vapeur de l'air dépasse celle à la surface de la neige à 0°C. En supposant que la pression de vapeur de l'air au-dessus de la surface de la neige est souvent égale à la pression de vapeur à saturation $e_0(T_s)$, la quantité de chaleur H_{cp} [J/m²/h] apportée par condensation est :

$$H_{cp} = D_{cp} \cdot u_z (e_z - e_0) \quad (7.21)$$

avec D_{cp} [J/(km/h)/mb] un coefficient empirique (+/- 2800 J/(km/h)/mb), u_z la vitesse du vent à l'altitude z au-dessus du sol [km/h], e_z la pression de vapeur à l'altitude z [mb]. $e_0(T_s)$ fonction de la température de surface T_s ($e_0(T_s) = 6,11$ mb à 0°C). Le flux de chaleur latente H_{cp} permet d'estimer le flux d'eau E associé au changement de phase (flux intervenant dans l'équation de bilan de masse du manteau neigeux (équ. (7.2)).

Transfert de chaleur par conduction à l'interface neige-sol H_g

La quantité de chaleur H_g échangée entre le sol et le manteau neigeux par conduction dépend en particulier du gradient de température dT_g/dz normal à la surface du sol.

$$H_g = k_g \cdot \frac{dT_g}{dz} \quad (7.22)$$

La constante k_g [-] dépend des propriétés et du taux d'humidité du sol ainsi que des propriétés de l'interface sol/neige. Pendant la période de fonte, la fonte de neige correspondant à cet apport de chaleur varie entre 0,1 et 1,5 mm/jour.

Transfert de chaleur par conduction à l'interface neige-pluie H_p

Lorsque des précipitations liquides atteignent le manteau neigeux, leur température initiale (T_p) diminue et celle de la surface de la neige (T_s) augmente de sorte à atteindre un équilibre thermique à la température finale T_f . La quantité de chaleur transmise par l'eau de pluie au manteau neigeux est la différence entre l'énergie thermique de la pluie avant d'atteindre le manteau neigeux et après avoir atteint l'équilibre thermique avec le manteau neigeux. Elle est directement proportionnelle à la hauteur de pluie et à la différence de température pluie/neige.

En situation de fonte (température initiale du manteau neigeux en surface $T_s = 0^\circ\text{C}$, bilan énergétique positif), la quantité de chaleur apportée par la pluie pour la fonte est :

$$H_p = \gamma_l \cdot c_l \cdot P / 1000 \cdot (T_p - T_s) \quad (7.23)$$

avec H_p [J/m²/h], T_p la température de la pluie [°C], P la hauteur de pluie [mm/h], c_l la capacité calorifique [J/kg/°C] et γ_l la masse spécifique de l'eau [kg/m³].

Lorsque la température du manteau neigeux est négative, différentes situations peuvent se présenter selon l'énergie disponible. Soit tout ou partie des précipitations gèlent, soit tout le manteau neigeux est élevé jusqu'à 0°C et le surplus d'énergie conduit à la fonte partielle du manteau neigeux.

Grandeurs

- Capacité calorifique de l'eau solide (glace, neige): $c_n = 2,09 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$.
- Capacité calorifique de l'eau: $c_l = 4,185 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$.
- Masse spécifique de l'eau à 0°C: $\gamma_l = 1000 \text{ kg/m}^3$.
- Masse spécifique de la glace à 0°C: $\gamma_g = 917 \text{ kg/m}^3$.
- Enthalpie de fusion de la glace à 0°C: $L_g = 335 \cdot 10^3 \text{ J/kg}$.
- Enthalpie de vaporisation de l'eau à 0°C: $L_v = 2501 \cdot 10^3 \text{ J/kg}$.

- Enthalpie de sublimation de la glace à 0°C : $L_s = 2834 \cdot 10^3$ J/kg.
- Enthalpie de fusion de la neige : L_n . Sous conditions atmosphériques standard et pour une neige à 0°C, elle est proche de celle de la glace à 0°C. Elle varie légèrement avec la température et la teneur en eau initiale du manteau neigeux.
- Qualité thermique de la neige : χ . Elle est définie comme le rapport entre la chaleur nécessaire pour faire fondre une unité [kg] de neige et la chaleur nécessaire pour faire fondre une unité [kg] de glace pure à 0°C. Elle dépend de la teneur en eau et de la température moyenne du manteau neigeux. Elle est légèrement supérieure à 1 lorsque la température du manteau neigeux est négative. Elle vaut entre 0,95 et 0,97 pour la neige avec une teneur en eau de 3 à 5 %. Elle s'exprime sous la forme suivante : $\chi = (L_n + c_n \cdot T_n) / L_g$, où T_n [°C] est la température du manteau neigeux.

7.6.4 Un modèle glacio-hydrologique simple : GSM-SOCONT

Le modèle GSM-SOCONT (Glacier et SnowMelt SOil CONTRibution model) a été développé au laboratoire Hydrologie et Aménagement de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne pour des applications diverses en milieu alpin (prévision des débits de crue, prédétermination de crue de projet, estimation de l'impact hydrologique potentiel d'un changement climatique) (cf. Schaeffli *et al.*, 2005 ; Hamdi *et al.*, 2005 ; Horton *et al.*, 2006 ; Hingray *et al.*, 2010). Seule, la version de base à un pas de temps journalier est présentée ci-dessous (Schaeffli *et al.*, 2005). Une autre version prend en compte la saturation des stocks de neige et la possibilité de regel des eaux de fonte avant la production de l'infiltration ou des ruissellements (Hingray *et al.*, 2010).

Le modèle est du type conceptuel à réservoir et semi-distribué : chaque sous-bassin versant est divisé en partie glaciaire et partie non-glaciaire et chacune de ces entités est subdivisée en bandes d'altitude. Les mêmes paramètres s'appliquent à toutes les bandes d'altitude. Le modèle comporte 4 modules : 1) interpolation spatiale des variables météorologiques, 2) simulation de l'accumulation de neige et de la fonte de neige et de glace, 3) transformation de l'eau de fonte et de pluie en débit (production et transfert), et 4) acheminement. Le modèle utilisé pour simuler les débits à l'exutoire de chaque sous-bassin est décrit ci-dessous. L'acheminement sur le réseau hydrographique des contributions des différents sous-bassins est, le cas échéant, effectué avec un modèle de Muskingum (chap. 6).

Les simulations sont effectuées séparément pour chaque bande d'altitude j de chaque sous-bassin versant. Le débit total Q [m³/s] du sous-bassin versant se calcule comme suit :

$$Q(t) = \sum_{j=1}^n Q_j(t) \quad (7.24)$$

où $Q_j(t)$ [m³/s] est le débit journalier moyen de la $j^{\text{ème}}$ bande d'altitude au pas de temps t , n le nombre total de bandes d'altitude.

Interpolation spatiale des séries météorologiques

Précipitations. On suppose qu'il existe à chaque pas de temps un gradient altimétrique des précipitations. La précipitation locale $P_M(t)$ tombée au point $M(x_0, y_0)$ pendant l'intervalle de temps $[t, t + \Delta t]$, est ensuite estimée par une moyenne pondérée des précipitations ponctuelles $P_i(t)$ observées pendant Δt aux n stations pluviométriques les plus proches, préalablement ajustées (par le biais du facteur multiplicatif $\Lambda_{M,i}$) pour tenir compte de leurs différences d'altitude avec le point M :

$$P_M(t) = \sum_{i=1}^n W_{M,i} \times \Lambda_{M,i} \times P_i(t) \quad (7.25)$$

avec

$$\Lambda_{M,i} = 1 + \frac{\alpha}{P_i} [Z_M - Z_i] \quad (7.26)$$

où $W_{M,i}$ est le facteur de pondération associé à la $i^{\text{ème}}$ station pluviométrique pour la méthode de spatialisation considérée (Thiessen, Inverse Distance, ...), Z_M et Z_i sont l'altitude du point M et de la $i^{\text{ème}}$ station pluviométrique [m], P_i est la précipitation interannuelle moyenne mesurée à la $i^{\text{ème}}$ station [mm] et où α est le gradient altimétrique annuel local (ou régional) des précipitations [mm/m/an] (éventuellement dépendant de la saison et/ou du type de temps, l'équation (7.25) serait alors à adapter).

Températures. Pour un bassin versant d'altitude moyenne Z_R prise comme altitude de référence, la température supposée représentative de la température de la bande j est calculée en utilisant la formule suivante :

$$T_j(t) = \sum_{k=1}^{NsT} W_k \cdot (T_k(t) + \nabla(t) \cdot (Z_j - Z_k)) \quad (7.27)$$

où $T_j(t)$ est la température journalière moyenne de la bande j , $T_k(t)$, la température journalière moyenne de la $k^{\text{ème}}$ station thermométrique, W_k : le facteur de pondération associé à la $k^{\text{ème}}$ station et déterminé à partir du contour de la bande j et de la position des stations (Thiessen, Inverse Distance); $\nabla(t)$ est le gradient altimétrique journalier régional de la température.

Accumulation et fonte de neige et de glace

La fonction de répartition suivante est utilisée pour estimer, sur chaque bande d'altitude j (appartenant à la partie englacée G et à la partie sans glacier NG), la proportion des précipitations totales tombant sous formes liquide et solide :

$$N_j(t) = \begin{cases} P_j(t) & \text{si } T_j(t) < T_a \\ \frac{(T_b - T_j(t))}{(T_b - T_a)} P_j(t) & \text{si } T_a < T_j(t) < T_b \\ 0 & \text{si } T_b < T_j(t) \end{cases} \quad (7.28)$$

$$Pl_j(t) = P_{tot,j}(t) - N_j(t) \quad (7.29)$$

où $N_j(t)$ [mm] est la chute de neige, $Pl_j(t)$ [mm] la pluie, $T_j(t)$ [°C] la température moyenne de la bande d'altitude j , $P_j(t)$ [mm] la précipitation totale, T_a [°C] est le seuil en dessous duquel toute la précipitation tombe sous forme de neige et T_b [°C] le seuil en dessus duquel il y a seulement de la pluie.

L'évolution de la hauteur du manteau neigeux, $H_{n,j}$ [mm] se calcule comme suit :

$$\frac{H_{n,j}(t)}{dt} = N_j(t) - M_{n,j}(t) \quad (7.30)$$

où $M_{n,j}(t)$ [mm/jour éq. eau] est la fonte de neige qui est calculée comme suit :

$$M_{n,j}(t) = \begin{cases} 0 & \text{si } T_j(t) \leq T_f \\ a_n(T_j(t) - T_f) & \text{si } a_n(T_j(t) - T_f) \leq H_{n,j}(t) \\ H_{n,j}(t) & \text{sinon} \end{cases} \quad (7.31)$$

où a_n [mm/°C/jour] est le facteur degré-jour de la neige, T_f est le seuil de fonte qui est 0°C et $H_j(t)$ [mm/jour éq. eau] est la hauteur de neige au début du pas de temps t .

Pour les bandes couvertes de glacier ($\forall j \in G$), la même approche degré-jour est utilisée pour la simulation de la fonte de glace $M_{g,j}$ [mm/jour éq. eau] :

$$M_{g,j}(t) = \begin{cases} a_g(T_j(t) - T_f) & \forall j \in G \text{ si } H_{n,j}(t) = 0 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (7.32)$$

où a_g [mm/°C/jour] est le facteur degré-jour de la glace. Si le stock de glace sur une bande d'altitude n'est pas connu, il est supposé infini. Pour des longues périodes de simulation, l'étendue des surfaces glaciaires doit être régulièrement mise à jour.

La transformation de neige en névé et en glace n'est pas simulée. Les mêmes équations et paramètres s'appliquent pour la simulation du couvert neigeux saisonnier sur les bandes non-glaciaires ($\forall j \in NG$) et pour la simulation du couvert permanent sur les bandes glaciaires ($\forall j \in G$).

Transformation pluie/fonte-débit

Pour les bandes d'altitude couvertes de glacier ($\forall j \in G$), la transformation pluie-eau de fonte en débit s'effectue à l'aide de 2 réservoirs linéaires :

$$q_{n,j}(t_2) = q_{n,j}(t_1) \cdot e^{-\frac{t_2-t_1}{k_n}} + [Pl_j(t_2) + M_{n,j}(t_2)] \cdot (1 - e^{-\frac{t_2-t_1}{k_n}}) \quad (7.33)$$

$$q_{g,j}(t_2) = q_{g,j}(t_1) \cdot e^{-\frac{t_2-t_1}{k_g}} + M_{g,j}(t_2) \cdot (1 - e^{-\frac{t_2-t_1}{k_g}}) \quad (7.34)$$

où $q_{n,j}(t_i)$ [mm/jour] respectivement $q_{g,j}(t_i)$ [mm/jour] est le débit issu du manteau neigeux resp. le débit glaciaire au pas de temps t_i et Pl_j [mm/jour] est la pluie. k_n [1/jour] et k_g [1/jour] sont les constantes de vidange du réservoir neige et du réservoir glace.

Le débit total $Q_{j,j \in G}(t)$ [m³/s] d'une bande glaciaire j correspond à :

$$Q_{j,j \in G}(t) = c_u A_j [q_{n,j}(t) + q_{g,j}(t)] \quad \forall j \in G \quad (7.35)$$

où c_u est un coefficient de changement d'unités et A_j [km²] est la surface de la bande d'altitude.

Pour chaque bande non-glaciaire ($\forall j \in NG$), la pluie équivalente $P_{eq,j}(t) = Pl_j(t) + M_{n,j}(t)$ est transformée en débit à l'aide du modèle SOCONT : Ce modèle est composé d'un réservoir linéaire qui prend en compte les processus d'infiltration (réservoir lent) et d'un réservoir non-linéaire pour la simulation de l'écoulement de surface (réservoir rapide).

La pluie équivalente est divisée en pluie nette $P_{net,j}(t)$ [mm/jour] alimentant le réservoir rapide et en infiltration $P_{inf,j}(t)$ [mm/jour] qui alimente le réservoir lent :

$$P_{net,j}(t) = P_{eq,j}(t) \cdot \left(\frac{S_j(t)}{A} \right)^2 \quad \forall j \in NG \quad (7.36)$$

$$P_{inf,j}(t) = P_{eq,j}(t) - P_{net,j}(t) \quad \forall j \in NG \quad (7.37)$$

où $S_j(t)/A$ est le degré de remplissage du réservoir lent, A [mm] est la capacité de stockage maximum et $S_j(t)$ est le stockage au début du pas de temps t .

Le réservoir lent a deux sorties : le débit de base $q_{b,j}(t)$ [mm/jour] qui dépend linéairement de $S_j(t)$ et l'évapotranspiration réelle $ET_j(t)$ [mm/jour] qui est fonction de l'évapotranspiration potentielle $PET(t)$ [mm/jour] :

$$ET_j(t) = PET(t) \cdot \left(\frac{S_j(t)}{A} \right)^{0.5} \quad \forall j \in NG \quad (7.38)$$

$$q_{b,j}(t) = k_l \cdot S_j(t) \quad \forall j \in NG \quad (7.39)$$

où k_l [1/jour] est la constante du réservoir lent.

La composante rapide du débit est simulée avec la relation non-linéaire suivante :

$$q_{r,j}(t) = \beta \cdot J^{1/2} \cdot h_j(t)^{5/3} \quad \forall j \in NG \quad (7.40)$$

où $q_{r,j}(t)$ [mm/h] est le débit rapide, J [m/m] est la pente moyenne du bassin versant, $h_j(t)$ [mm] est le stock du réservoir au début du pas de temps t et β est un paramètre à calibrer.

Le débit total d'une bande de la partie non-glaciaire, $Q_{j,j \in NG}(t)$ [m³/s] correspond alors à :

$$Q_{j,j \in NG}(t) = c_u A_j(t) [q_{b,j}(t) + q_{r,j}(t)] \quad \forall j \in NG \quad (7.41)$$

où c_u est un coefficient de changement d'unités et A_j [km²] est la surface de la bande d'altitude. Le modèle GSM-SOCONT a 7 paramètres à calibrer : a_g , a_n , A , k_g , k_n , k_l et β . Une méthode de calibration semi-automatique de ces paramètres ainsi que leur plage de variation possible est présentée dans (Schaeffli *et al.*, 2005) ou (Hingray *et al.*, 2010).

Le schéma du modèle est donné dans la figure 7.15.

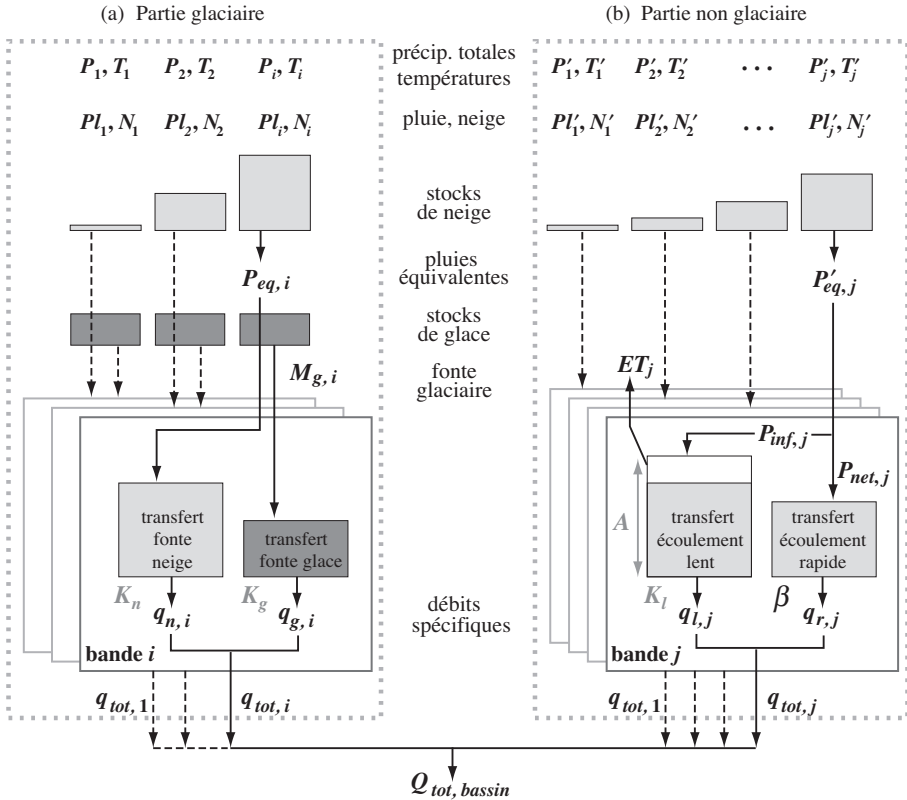


Fig. 7.15 Schéma du modèle conceptuel GSM-SOCONT. Cf. texte pour notations.

CHAPITRE 8

PRÉDÉTERMINATION ET PRÉVISION DES ÉTIAGES

Longtemps négligés, les étiages (ou plus communément appelés « basses eaux ») prennent aujourd'hui une importance croissante aux yeux non seulement des hydrologues mais aussi des autorités et de la population. Cette prise de conscience résulte de la pression toujours grandissante sur la ressource en eau des rivières et du fait qu'il y a rarement concomitance, le hasard climatique et la variabilité saisonnière aidant, entre la ressource et les besoins. L'homme se trouve donc obligé d'orienter ses activités en fonction des ressources à disposition.

Dans ce contexte, l'estimation de la ressource en eau dans les rivières et, en particulier, l'estimation des débits d'apport minimaux auquel il est possible de s'attendre au cours d'une période donnée, est un facteur important pour la planification des usages (cf. irrigation, approvisionnement en eau potable, production d'énergie électrique, eau de refroidissement). Cette planification implique en particulier de fixer les valeurs limites des différents prélèvements ou apports artificiels qui permettent de maintenir dans les cours d'eau des conditions convenables pendant les périodes de basses eaux.

A titre d'exemple, le maintien de débits minimaux permet de garantir la vie aquatique en assurant entre autres un taux de dilution suffisant des rejets d'eaux usées. Ceci permet en particulier d'atténuer les effets nuisibles de la pollution chimique et organique induite par ces rejets. De même, assurer un débit minimal garantit une vitesse d'écoulement suffisante pour l'équilibre de la rivière : par exemple, ceci peut réduire le risque de dépôts des boues à proximité d'un point de rejet ; ceci peut aussi réduire le risque de réchauffement de l'eau et par suite le risque de diminution de sa capacité d'aération.

La connaissance et/ou l'estimation des étiages est donc indispensable pour assurer une exploitation équilibrée et modérée des eaux tout en maintenant l'équilibre écologique des rivières.

Ce chapitre a pour objectif de fournir au lecteur les éléments nécessaires à l'analyse et à l'estimation des basses eaux. Dans un premier temps, les différents termes rattachés au domaine des basses eaux sont définis. Puis, après avoir présenté différents aspects réglementaires relatifs à la gestion des basses eaux, les principales méthodes d'estimation des débits d'étiage sont décrites selon l'objectif fixé. Ces divers points sont traités dans la section 8.1. Comme pour les crues (hautes eaux) les méthodes

d'estimation des débits ont été développées soit pour déterminer un débit d'étiage caractéristique à des fins de dimensionnement (sect. 8.2), soit pour prévoir les pénuries à venir de façon à améliorer la gestion à court terme de la ressource (sect. 8.3). Pour plus d'information sur les étiages, le lecteur pourra se référer à la revue bibliographique de Smakhtin (2001).

8.1 INTRODUCTION

8.1.1 Tarissement, basses eaux, étiages et sécheresses

En absence de précipitations, de fonte de neige ou d'autres apports, les volumes stockés dans le réseau hydrographique ainsi que les réserves en eau souterraine du bassin considéré sont drainés par le réseau. Les débits décroissent alors régulièrement. Dans ce contexte, la courbe qui représente, en un point donné du réseau, la décroissance des débits en fonction du temps est appelée courbe de tarissement. La vidange de l'eau stockée dans le réseau lui-même a généralement un effet marginal sur le tarissement, les volumes impliqués étant inférieurs de plusieurs ordres de grandeur à ceux stockés en sous-sol. Par ailleurs, les volumes stockés en surface sont généralement mobilisables beaucoup plus rapidement que les volumes stockés en sous-sol du fait des très faibles vitesses d'écoulement des écoulements souterrains¹. La courbe de tarissement est donc souvent considérée comme étant la partie de l'hydrogramme générée uniquement par les écoulements souterrains, lorsque tout écoulement de surface a cessé.

Pour identifier le tarissement sur un hydrogramme, il est possible de procéder à la séparation des écoulements. Différentes techniques de séparation sont décrites dans l'annexe 8.5.1. La figure 8.1 montre deux courbes de tarissement obtenues après séparation des écoulements par la méthode dite « graphique ». Cette méthode, fréquemment utilisée, se base sur une représentation semi-logarithmique de la décrois-

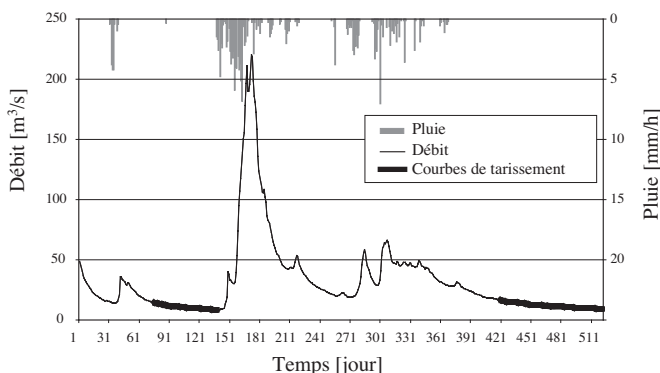


Fig. 8.1 Evolution des débits au cours du temps et courbes de tarissement empiriques sur le bassin versant de l'Emme à la station d'Emmenmatt (tarissement non influencé par de nouvelles pluies alimentant les réserves).

¹ Ceci n'est pas forcément le cas pour les bassins versants karstiques.

sance du débit en fonction du temps. Une telle représentation est censée mettre en évidence les cassures de la courbe de décrue et par conséquent les différents types d'écoulement.

Dans le langage courant, les « basses eaux » correspondent aux plus petites hauteurs d'eau observées sur une rivière. Selon le Glossaire international d'hydrologie (WMO, 1974) les basses eaux sont « les débits observés dans une rivière sur une période prolongée de temps sec ». La période de basses eaux désigne, quant à elle, la (les) période(s) de l'année où les débits ou les hauteurs d'eau sont les plus faibles. Cette (ces) période(s) sont généralement les mêmes d'une année à l'autre. Le terme « étiage » désigne les plus petits débits ou les plus petites hauteurs d'eau observés sur un cours d'eau au cours d'une année hydrologique moyenne.

Il faut encore faire une distinction entre basses eaux et sécheresse. Les basses eaux sont des phénomènes saisonniers réguliers qui peuvent avoir lieu en été ou en hiver (suivant le régime hydrologique du cours d'eau) et qui résultent du tarissement prolongé d'un cours d'eau. Elles font partie intégrante du régime hydrologique du cours d'eau. Une sécheresse est, en revanche, un événement naturel et exceptionnel résultant d'apports plus faibles que la normale sur un intervalle de temps étendu. Ces apports réduits peuvent résulter d'un important déficit de précipitations ou encore d'une période prolongée de températures exceptionnellement basses qui provoquent de fait une accumulation des précipitations sous forme neigeuse (pas de précipitations liquides) et ne permettent pas la fonte du couvert neigeux. Des étiages et parfois des sécheresses importants sont ainsi fréquemment observés en hiver dans les pays nordiques.

Pour plus d'informations sur la problématique des sécheresses, le lecteur peut se référer aux nombreuses références mentionnées par Smakhtin, 2001.

8.1.2 Facteurs influençant les basses eaux

Les facteurs naturels qui influencent les basses eaux incluent la distribution et les propriétés des sols dont celles définissant leur capacité d'infiltration, les caractéristiques hydrauliques et l'extension des aquifères, le niveau, la fréquence et le volume de la recharge de la nappe souterraine, les taux d'évaporation et d'évapotranspiration sur le bassin, le type et la distribution spatiale du couvert végétal, la topographie et le climat.

Différents facteurs anthropiques peuvent également affecter de façon significative les étiages. Les barrages, les prélèvements ou encore les rejets dans le cours d'eau – induits par les activités agricoles, industrielles ou municipales, ont par exemple une influence directe. Certaines actions anthropiques les affectent aussi indirectement. C'est le cas par exemple des prélèvements dans les nappes, le drainage artificiel des sols pour l'agriculture, les modifications de l'occupation des sols comme celles liées à l'urbanisation et à la déforestation ou la re-forestation. La figure 8.2 illustre l'influence typique de prélèvements d'eau sur la courbe des débits classés d'un cours d'eau (§ 8.2.2).

8.1.3 Débits caractéristiques d'étiage

Afin de décrire le régime d'étiage d'un cours d'eau, divers débits d'étiage caractéristiques sont habituellement définis. Il est possible de les regrouper en deux types : 1) les

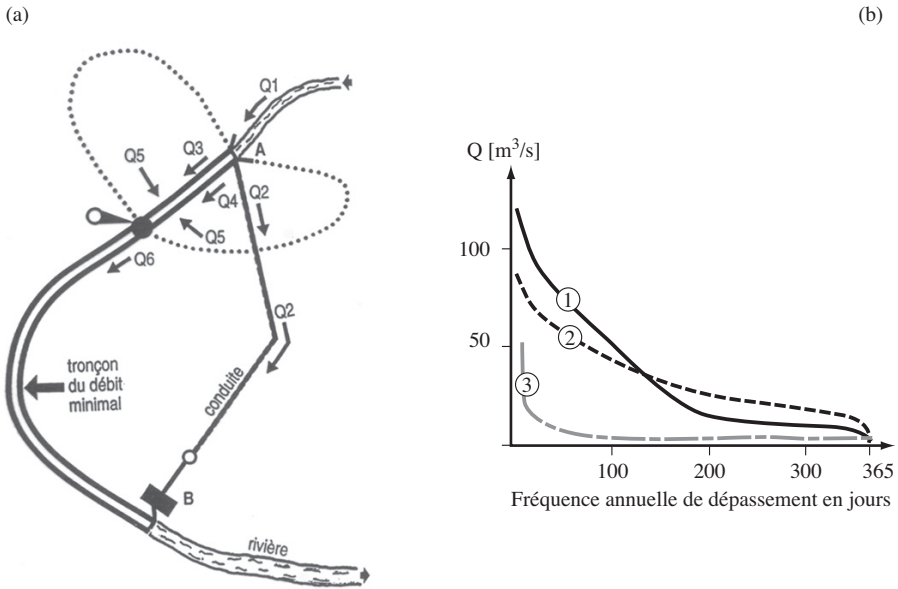


Fig. 8.2 Illustration de l'influence d'aménagements hydrauliques sur la courbe des débits classés d'un cours d'eau. (a) Configuration du bassin : en A : prélèvement pour dérivation ; en B : restitution de l'eau prélevée (cf. après turbinage) ; (b) courbes de débits classés obtenues sur la base des observations : ① en amont du prélèvement – correspond au régime « naturel », ② en aval de la restitution d'eau et ③ entre le prélèvement et la restitution (tronçon de débit minimal).

débits minimaux caractéristiques tirés de la courbe chronologique des débits et 2) les débits atteints ou dépassés en moyenne x jours par an, déterminés à partir de la courbe annuelle des débits classés.

Les débits minimaux caractéristiques

Il est possible de calculer différents débits minimaux au cours d'une période donnée (année civile ou hydrologique, saison, mois) à partir de la courbe chronologique des débits – courbe représentant l'évolution temporelle des débits moyens journaliers observés en une station de mesure donnée (fig. 8.3). Ainsi, pour une année donnée, il est question du débit annuel d'étiage, du débit d'étiage de n jours consécutifs, du débit d'étiage mensuel (tab. 8.1). Les étiages sont généralement caractérisés par un de ces débits caractéristiques.

Il est par ailleurs aussi possible d'attribuer, comme pour les crues, une période de récurrence ou une probabilité de non dépassement à ces débits caractéristiques (encadré 8.1). L'analyse fréquentielle des différentes valeurs prises par un débit caractéristique sur les n années d'une période donnée permet d'attribuer à chacune de ces valeurs un temps de retour. Par exemple, la grandeur nommée NM_7Q_5 correspond à la plus petite moyenne des débits sur une période de 7 jours consécutifs, de temps de retour 5 ans, i.e. ayant la probabilité $4/5$ de ne pas être dépassé une année donnée. Le $QMNA_5$ correspond au débit mensuel minimal annuel, de temps de retour 5 ans.

Tableau 8.1 Quelques débits d'étiage caractéristiques obtenus à partir de la courbe chronologique des débits d'un cours d'eau. Les débits minimaux caractéristiques utilisés sont différents suivant les pays et/ou les institutions.

Débit caractéristique	Signification
Débit annuel d'étiage	Le débit journalier le plus faible observé au cours de l'année (hydrologique ou civile)
Débit absolu d'étiage	Le débit journalier le plus faible au cours d'une longue période d'observation (environ 20 ans)
Q_n, NM_nQ, VCN_n	La valeur la plus faible sur la période considérée du débit d'étiage moyen sur n (1, 7, 14 ou 30) jours successifs (voir graphique suivant). La détermination de ce débit est effectuée en identifiant la plus petite valeur obtenue sur la série des moyennes mobiles de n jours de mesures consécutifs.
QCN_n	La valeur la plus faible sur la période considérée du débit maximal sur n débits journaliers consécutifs, c'est à dire le débit minimal qui n'est pas dépassé sur n jours consécutifs (voir graphique suivant)
$QMNA$	Débit (Q) mensuel (M) minimal (N) annuel (A), i.e. la valeur la plus faible des 12 débits mensuels d'une année civile.

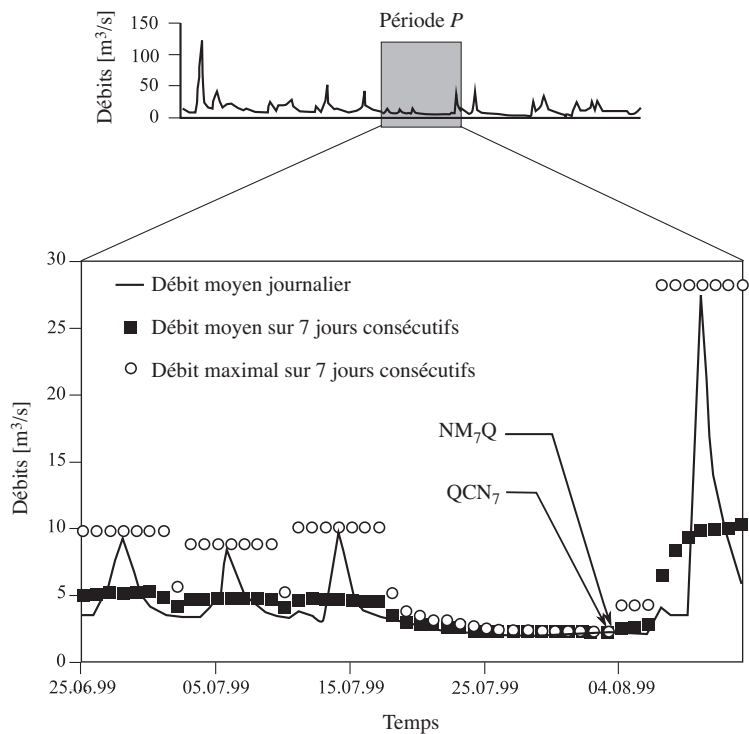


Fig. 8.3 Courbe chronologique des débits de la Broye pour l'année 1999 ; illustration de la détermination du débit NM_7Q et du débit QCN_7 où NM_7Q (resp. QCN_7) est le débit moyen (resp. maximal) sur 7 jours consécutifs, le plus faible au cours de la période P considérée.

Les débits atteints ou dépassés en moyenne x jours par an

Ces débits caractéristiques introduisent la notion de seuil, notamment utile en terme d'usages. Ils sont déterminés à partir de la courbe des débits classés obtenue pour la station de mesure considérée. Cette courbe représente le nombre de jours durant lesquels la valeur du débit moyen journalier Q , figurant en ordonnée, a été atteinte ou dépassée au cours d'une année (fig. 8.4). Les méthodes pour construire cette courbe sont décrites dans le paragraphe 8.2.2.

Tableau 8.2 Quelques débits d'étiage caractéristiques tirés de la courbe des débits classés (DC) d'un cours d'eau.

Débit caractéristique	Signification
DCE ou DC_{355}	Débit caractéristique d'étiage c'est-à-dire débit journalier atteint ou dépassé en moyenne 355 jours par an
$DC1$, $DC3$ et $DC6$	Débits atteints ou dépassés pendant 1, 3 et 6 mois de l'année
Q_{347} (ou $Q_{95\%}$)	Débit atteint ou dépassé en moyenne 347 jours par an (soit 95 % du temps)

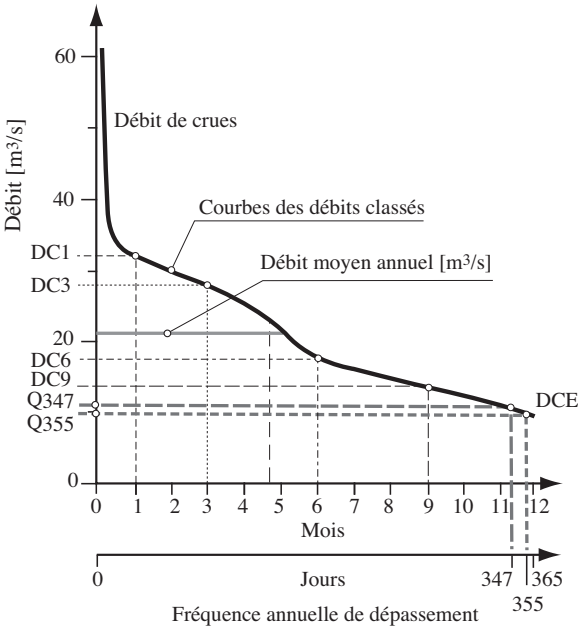


Fig. 8.4 Courbe des débits classés et débits caractéristiques d'étiage.

8.1.4 Réglementation et enjeux liés aux basses eaux

Comme cela a déjà été évoqué au début de ce chapitre, il est nécessaire de maintenir des conditions acceptables dans les rivières pendant les périodes critiques des basses eaux. Depuis quelques années, des règlements, des conventions ou des lois ont été instaurés dans ce sens. Ils définissent généralement des valeurs de débits seuils à ne pas dépasser, en dessous desquels sont par exemple mises en péril l'alimentation en eau potable des collectivités et/ou la vie des milieux aquatiques.

En Allemagne, plus particulièrement dans le Bade-Wurtemberg, les autorités proposent, par exemple, aux différents utilisateurs des eaux fluviales de respecter le débit NM_7Q_5 . En Suisse, une loi impose depuis 1992 le respect de débits minimaux estimés sur la base du Q_{347} (annexe 8.5.2). En France, le débit d'étiage de référence pour les objectifs de qualité et pour l'application de la réglementation en matière de rejet et de prélèvement est le débit moyen mensuel sec de période de retour 5 ans ($QMNA_5$).

8.2 MÉTHODES DE PRÉDÉTERMINATION

La prédétermination des étiages est une problématique incontournable liée aux basses eaux. Elle consiste à associer des périodes de récurrence ou des temps de retour, aux débits d'étiage estimés. C'est sur cette base que les débits caractéristiques d'étiage nécessaires à l'élaboration des textes réglementaires sur la protection des eaux sont déterminés.

Les méthodes de prédétermination des étiages se basent soit sur des données d'étiages historiques soit sur une analyse fréquentielle des débits observés sur une période donnée. Des modèles de simulation hydrologique ou des méthodes régionales sont aussi souvent utilisés dans le cas où peu ou pas d'observations de débits sont disponibles. Ces différentes approches sont précisées ci-dessous.

8.2.1 Utilisation des données historiques

La méthode historique n'est pas une méthode de prédétermination à proprement parler puisqu'elle n'associe pas nécessairement une période de récurrence aux débits d'étiages estimés. Elle repose sur l'idée qu'il est peu probable d'observer des étiages aussi sévères que ceux observés dans un passé suffisamment étendu et nécessite une étude critique et approfondie des chroniques locales de débits (cf. archives officielles des Services publics, de communautés locales, annuaires hydrologiques, recherches historiques).

Les étiages sont rarement bien recensés. Comparés aux crues, les étiages sont souvent moins spectaculaires et laissent rarement des traces matérielles repérables derrière eux. L'application de cette méthode doit, par conséquent, être faite avec circonspection et confortée par d'autres techniques de prédétermination. Cette méthode est peu utilisée.

8.2.2 Analyse fréquentielle des débits d'étiages

L'analyse fréquentielle peut avoir l'un ou l'autre des objectifs suivants. Dans les deux cas, elle nécessite un nombre suffisant de données.

L'analyse fréquentielle permet de déterminer combien de jours par an, en moyenne, la valeur d'un débit moyen journalier Q a été atteinte ou dépassée, ou inversement de déterminer quelle est la valeur du débit moyen journalier Q qui est en moyenne atteinte ou dépassée n jours par an. La réponse à l'une ou l'autre de ces questions nécessite la détermination de la courbe des débits classés.

D'autre part, l'analyse fréquentielle permet de déterminer la période de retour d'un débit caractéristique d'étiage ou, inversement de déterminer la valeur d'un débit caractéristique d'étiage pour une période de retour T donnée (encadré 8.1). Cette analyse

utilise les techniques d'ajustement fréquentiel classiques appliquées à l'échantillon des N estimations du débit caractéristique d'étiage obtenu sur une longue période d'observation (Meylan *et al.*, 2008).

Encadré 8.1 Probabilité de non dépassement et période de retour

Si la grandeur hydrologique étudiée est une variable aléatoire que l'on nommera X , la probabilité pour qu'une réalisation de cette grandeur soit inférieure ou égale à une valeur x fixée par ailleurs est donnée par :

$$P(X \leq x) = F_X(x) \quad (8.1)$$

où $F_X(x)$ est la fonction de répartition de la variable X . On nomme cette probabilité fréquence ou probabilité de non-dépassement. On définit en général le temps de retour T d'un événement comme l'inverse de la fréquence ou probabilité de dépassement de l'événement p , avec $p = 1 - F_X(x)$. Soit :

$$T = \frac{1}{p} = \frac{1}{1 - F_X(x)} \quad (8.2)$$

Ainsi, un débit maximum de crue de temps de retour T est un débit qui sera dépassé en moyenne une fois toutes les T années (i.e. k fois sur $k \cdot T$ années).

Pour les débits d'étiages, on entend parfois par non-dépassement de x le fait que la valeur de X reste supérieure ou égale à x . La fréquence de non dépassement de x est alors définie par $F_X(x) = P(X \geq x)$. La période de retour est toujours donnée par 8:2.

Dans le cas où les observations de débit sont en nombre insuffisant, l'analyse fréquentielle des débits d'étiage peut se baser sur des données de débits reconstituées. La reconstitution d'une série chronologique de débits se fait généralement sur la base de longues séries de différentes variables météorologiques pertinentes (précipitations, évapotranspiration en particulier) à l'aide d'un modèle hydrologique déterministe de simulation continue. Le modèle hydrologique doit évidemment permettre de représenter les principaux processus à l'origine des étiages, en particulier les pertes aux écoulements liés à l'évapotranspiration.

Courbe des débits classés : méthodes d'estimation

Les courbes des débits classés ont un nombre considérable d'applications possibles que ce soit dans les domaines liés à l'ingénierie ou à la gestion de la ressource en eau (cf. Vogel et Fennessey, 1995). Deux méthodes sont principalement utilisées pour leur estimation, à savoir :

- Méthode globale sur une longue période. Selon une approche statistique classique, il est possible de classer par ordre décroissant les débits journaliers observés sur les n années traitées. Pour un débit Q , la fréquence annuelle de dépassement (en %) est ensuite donnée par le rapport (x/N) , x étant le nombre de jours pendant les n années où ce débit Q a été dépassé (c'est-à-dire c'est le rang) et N étant le nombre de jours sur les n années traitées. Par exemple, la valeur du débit Q_{347} correspond à la probabilité 95 % de dépassement ($Q_{347} = Q_{95\%}$). La figure 8.4 est une représentation de ce type de classement, appelée la courbe des débits classés. La fréquence en abscisse est préférentiellement donnée en nombre de jours $((x/N) \times 365)$.

- Méthode de la moyenne ou de la médiane des courbes annuelles. Pour chacune des n années d'observations, une courbe annuelle des débits classés est établie.

La courbe sur l'ensemble de la période est ensuite obtenue en calculant pour chaque fréquence (c'est-à-dire nombre de jours de dépassement), la moyenne – ou alors la médiane – des débits des n courbes annuelles. A titre d'exemple, la valeur du Q_{347} , lue sur une telle courbe, correspond à la moyenne arithmétique des n valeurs Q_{347} annuelles.

La méthode de la médiane est recommandée par Vogel et Fennessey (1994). Elle est supposée pouvoir représenter la distribution des débits pour une année typique de la période considérée. La méthode globale semble trop dépendante de la période retenue. Ceci est en particulier limitant lorsque la courbe des débits classés doit être régionalisée en utilisant les courbes de débits classés de différents bassins qui ne disposent pas de données sur des périodes concomitantes (Niadas, 2005). La construction d'une courbe des débits classés pour chaque année de la période d'observation est aussi intéressante car elle permet d'estimer les intervalles de confiance liés à la courbe moyenne ainsi que la période de retour de certains débits caractéristiques d'étiage (Vogel et Fennessey, 1994).

Période de retour d'un débit d'étiage caractéristique

Les basses eaux, comme la plupart des processus hydrologiques, peuvent être considérées comme un processus aléatoire. Les différentes valeurs prises par un débit caractéristique d'étiage (cf. débit NM_nQ) au cours d'une période donnée peuvent par suite être considérées comme différentes réalisations d'une variable aléatoire. L'analyse fréquentielle de ces valeurs a pour but la détermination d'un modèle fréquentiel qui décrive au mieux le comportement statistique de cette variable.

Pour les débits d'étiage, les distributions théoriques classiquement utilisées sont la distribution Log-normale, la distribution de Log-Pearson III, la distribution de Weibull ou celle de Fréchet (cf. Abi-Zeid et Bobee, 1999 ; Meylan *et al.*, 2008). Par commodité, l'analyse fréquentielle se fait parfois sur le logarithme des débits. La distribution des débits d'étiage peut aussi avoir une forme inusitée, à laquelle aucune loi théorique usuelle ne s'applique, et nécessiter alors un ajustement graphique.

L'ajustement d'une loi théorique ou d'un modèle empirique permet de déterminer le débit d'étiage pour une fréquence de dépassement donnée ou inversement la période de retour associée à un débit observé (exemple 8.1). Pour plus d'informations sur les techniques d'ajustement fréquentiel et notamment sur les étapes nécessaires à la mise en œuvre d'un modèle d'ajustement, le lecteur peut se référer à l'ouvrage de Meylan *et al.*, 2008. Quelques éléments importants à considérer dans ce type d'analyse sont mentionnés pour mémoire dans l'encadré 8.2.

Période de retour d'une séquence d'étiage

Associer une période de retour à une séquence d'étiage observée est souvent source de difficultés : la période de retour de son débit moyen minimal dépend par exemple de la durée sur laquelle ce débit moyen est déterminé. Une période de retour moyenne peut être estimée en positionnant la séquence d'étiage sur les courbes QDF des débits d'étiages pour le site considéré. Ces courbes synthétisent les relations statistiques existant entre le débit caractéristique d'étiage Q (i.e. VCN_n), sa durée d (i.e. nombre de jours n) et sa fréquence de dépassement F . Le positionnement se fait à l'image de ce qui est pratiqué pour les débits de crue (§ 9.2.1 et fig. 9.10).

Encadré 8.2 Analyse fréquentielle en hydrologie. Quelques rappels

Le modèle fréquentiel décrit de manière analytique la relation entre la valeur de la variable hydrologique considérée (cf. le débit caractéristique d'étiage, le débit caractéristique de crue) et sa probabilité de dépassement – souvent exprimée par sa période de retour en années. L'utilisation d'un modèle fréquentiel permet donc d'estimer la valeur des débits pour des événements de périodes de retour différentes et en particulier plus élevées que celles des événements représentés dans l'échantillon.

Avant de traiter statistiquement les données acquises, il est primordial d'en vérifier au préalable le contenu en terme de représentativité, d'homogénéité, de vraisemblance, d'indépendance et de stationnarité. Ces techniques font également partie intégrante du traitement primaire des données. Il faut à cet égard rappeler que la non-stationnarité des données de débits est fréquente du fait des modifications des hydrosystèmes par les activités humaines (fig. 2.4).

Il est nécessaire de disposer de données « suffisantes » pour justifier un ajustement. Si cette condition n'est pas respectée, il est possible d'utiliser des artifices statistiques pour augmenter artificiellement le nombre des données à ajuster : données acquises par troncature au dessus d'un seuil donné – séries « tronquées », ou échantillonnage d'un nombre de données augmenté pour chaque année de la période considérée – séries « gonflées » (cf. Lang *et al.*, 1999 ; Meylan *et al.*, 2008). Des corrections fréquentielles sont dans ce cas nécessaires.

Le choix de la fonction de fréquence expérimentale nécessaire à l'analyse fréquentielle (cf. Hazen, Hirsch, Gringorten) ainsi que le choix d'un modèle fréquentiel doivent être adaptés aux données et aux phénomènes considérés.

Un modèle est une représentation simplifiée du comportement statistique réel de la variable hydrologique considérée. Il est donc nécessairement imparfait. Il est essentiel de vérifier l'ajustement statistique par des tests appropriés – y compris le test visuel – et de qualifier les résultats obtenus en considérant leurs intervalles de confiance.

L'utilisation d'un modèle fréquentiel en extrapolation peut conduire à des estimations du quantile cherché très différentes suivant le modèle fréquentiel et la technique d'ajustement des paramètres retenus.

L'utilisation d'un modèle fréquentiel régional, construit sur la base de toute l'information hydrologique disponible et utile dans la région considérée, permet généralement d'augmenter la robustesse des estimations (chap. 11).

Exemple 8.1

Les données des débits d'étiage du tableau ci dessous (colonne 3) proviennent du bassin versant de la Murg à Murgenthal (Suisse) pour la période 1981-2004. Ces données ont été positionnées sur le diagramme de Gumbel avec la formule de Hazen (cf. Meylan *et al.*, 2008). Cela nécessite le classement préalable des valeurs de l'échantillon par ordre décroissant. Le numéro d'ordre dans la série ordonnée est le rang r . A l'inverse des débits maximaux de crue, le rang 1 est affecté à la valeur du débit d'étiage la plus forte (la plus fréquente) et le rang n (n étant égal à la taille de l'échantillon) est affecté à la valeur la plus faible (la moins fréquente). En notant $x[r]$ la valeur du débit d'étiage qui correspond au rang r , la fréquence empirique de non dépassement de cette valeur (au sens des étiages, encadré 8.1), estimée avec la formule de Hazen est :

$$\hat{F}(x[r]) = \frac{r - 0,5}{n}$$

L'ajustement fréquentiel a été réalisé avec la loi théorique de Gumbel sur les logarithmes des débits. Les estimations des débits d'étiages pour différentes périodes de retour sont données dans le tableau ci dessous. Elles ont été obtenues sur la base des équations correspondant au modèle fréquentiel de Gumbel suivantes :

$$\text{Log } \hat{Q}_{14}(T) = \hat{a}_{14} + \hat{b}_{14} \cdot u(T) = \hat{a}_{14} - \hat{b}_{14} \cdot \ln(-\ln(1 - 1/T)) \tag{8.3}$$

avec $u(T)$ la variable réduite de Gumbel pour la période de retour T , $\hat{a}_{14}$ et $\hat{b}_{14}$ les paramètres du modèle d'ajustement fréquentiel estimés ici avec la méthode des moments.

Tableau 8.3 Minimaux annuels des débits moyens sur 14 jours.

Rang	Fréquence de non-dépassement	Q_{14} [m ³ /s]	Log Q_{14}
1	0,02	2,43	0,386
2	0,06	2,39	0,378
3	0,10	2,29	0,359
4	0,15	2,25	0,353
5	0,19	2,20	0,342
6	0,23	2,17	0,336
7	0,27	2,16	0,334
8	0,31	2,11	0,324
9	0,35	2,08	0,318
10	0,40	2,06	0,313
11	0,44	1,86	0,269
12	0,48	1,79	0,254
13	0,52	1,77	0,248
14	0,56	1,69	0,227
15	0,60	1,63	0,211
16	0,65	1,62	0,210
17	0,69	1,59	0,200
18	0,73	1,52	0,183
19	0,77	1,52	0,181
20	0,81	1,35	0,130
21	0,85	1,27	0,103
22	0,90	1,15	0,061
23	0,94	1,12	0,050
24	0,98	0,98	-0,008

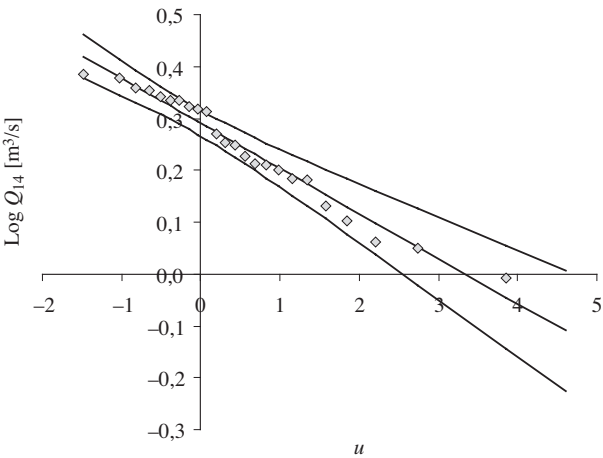


Fig. 8.5 Analyse fréquentielle des débits d'étiage Q_{14} annuels et ajustement fréquentiel de Gumbel (avec intervalle de confiance à 80 % suivant la formule de Dick et Darwin, cf. Meylan *et al.*, 2008).

Tableau 8.4 Estimations des débits d'étiages pour différentes périodes de retour.

T [années]	$F(T)$	$u(T)$	$\text{Log}Q_{14}$	Q_{14} [m ³ /s]
2	0,50	0,37	0,26	1,30
5	0,80	1,50	0,16	1,17
10	0,90	2,25	0,09	1,10
20	0,95	2,97	0,03	1,03
50	0,98	3,90	-0,05	0,95
100	0,99	4,60	-0,11	0,90

8.2.3 Prédétermination pour les bassins non jaugés

Les principes de base pour l'estimation d'un débit caractéristique dans le cas d'un bassin sans données sont détaillés dans le chapitre 11. Les méthodes utilisées plus spécifiquement pour les étiages sont indiquées brièvement ci-dessous.

Méthode de régressions multiples

L'avantage de la régionalisation de caractéristiques hydrologiques à l'aide des régressions multiples est d'être immédiate et de maniement aisé. Le modèle de régression retranscrit la relation entre le débit caractéristique d'étiage, Y , et certaines caractéristiques pertinentes du bassin versant, du type :

$$Y = b_0 + \sum_{i=1}^N b_i \cdot X_i + \varepsilon \tag{8.4}$$

où X_i est la $i^{\text{ème}}$ des N caractéristiques considérées du bassin versant. Les coefficients b_0 et b_i sont des coefficients de régression et ε l'erreur d'ajustement de la droite de régression.

L'objectif de l'analyse de régression est d'exprimer le maximum de la variance du débit avec le minimum de variables explicatives. Il est donc important de choisir parmi les variables à disposition uniquement celles qui ont une influence certaine sur le processus des débits d'étiage. Demuth (1993) a répertorié 30 études qui traitent de la régionalisation des débits d'étiage par l'analyse de régression. Les 120 modèles issus de ces recherches sont construits sur la base de 374 variables explicatives différentes ! Certaines variables, plus fréquemment utilisées que les autres, semblent avoir une influence déterminante sur le processus des débits d'étiage (tab. 8.5). Les variables physiques (cf. morphologie, occupation du sol, géologie et pédologie) sont les plus couramment utilisées (73 % de l'ensemble des 374 variables) ; elles sont suivies par diverses variables climatologiques (22 %) puis hydrologiques.

Un modèle de régression peut aussi être déterminé pour un débit caractéristique d'étiage associé à une période de retour donnée. L'équation suivante est par exemple utilisée en Allemagne pour estimer, sur un bassin non jaugé donné, le plus petit débit moyen d'une période de 7 jours [m³/s], correspondant à un temps de retour de 5 ans (NM_7Q_5):

$$NM_7Q_5 = 7,296 \cdot 10^{-8} \cdot A^{0,966} \cdot P^{1,535}$$

(8.5)

avec A la superficie du bassin [km²], P la précipitation moyenne annuelle [mm].
Les modèles d'estimation des débits d'étiage, obtenus par régression multiple, ne sont valables que dans la région pour laquelle ils ont été développés et pour des bassins versants respectant les limites d'application (exemple 8.2).

Tableau 8.5 Les dix caractéristiques explicatives des débits d'étiage les plus souvent retenues dans les 120 modèles considérés par Demuth (1993).

Caractéristiques des bassins versants	Fréquence d'apparition
Superficie du bassin versant [km ²]	66 %
Précipitations moyennes annuelles [mm]	49 %
Indice du sol *	22 %
Altitude moyenne du bassin versant [m]	15 %
Proportion de lac par rapport à la surface du bassin [%]	13 %
Proportion du bassin au-dessus de la limite des arbres [%]	13 %
Pente de la rivière principale [m/km]	12 %
Proportion de lacs pondérée [%] **	11 %
Indice de basses eaux (BFI) ***	10 %
Densité de drainage [km/km ²]	10 %

* : Indice caractérisant le sol d'une région basé sur sa capacité d'infiltration potentielle ; ** : Proportion de lac, pondérée par la superficie drainée par chaque lac du bassin versant ; *** : Proportion du débit de base par rapport au débit observé.

Exemple 8.2

En Suisse, le Service Hydrologique National a utilisé une méthode de régression directe pour estimer le débit Q_{347} des bassins versants de la région alpine suisse dont l'altitude moyenne se situe au-dessus de 1550 m et dont la surface est comprise entre 10 et 500 km² (Aschwenden 1993).

Nord des Alpes $\Rightarrow q_{347} = -6,59562 + 0,002391 \cdot mH + 1,0142 \cdot Mq_{min}$

Sud des Alpes $\Rightarrow q_{347} = -4,73404 + 0,001915 \cdot mH + 0,8141 \cdot Mq_{min}$

Avec q_{347} [l/s/km²] le débit spécifique atteint ou dépassé en moyenne pendant 347 jours par année, mH [m] l'altitude moyenne du bassin versant et Mq_{min} [l/s/km²] le plus petit débit spécifique mensuel moyen. Le plus petit débit spécifique mensuel moyen Mq_{min} est aussi estimé grâce à des régressions mathématiques basées sur les conditions climatiques et hydrologiques, ainsi que sur les paramètres physiques du bassin versant d'étude. Ces paramètres peuvent être évalués à partir de cartes topographiques et thématiques recouvrant l'ensemble du territoire suisse, ainsi qu'à partir d'annales et d'annuaires.

Méthode analogique

Dans ce contexte, le principe de la méthode analogique repose sur le postulat que deux bassins présentant des caractéristiques hydro-physiographiques (cf. forme, relief,

superficie, géologie, pédologie, couverture du sol) et climatiques (cf. précipitation, température) très proches auront également des caractéristiques d'étiage semblables (chap. 11).

La méthode analogique permet d'évaluer l'ordre de grandeur des débits d'étiage d'un cours d'eau à partir de ceux, mieux connus, d'un ou plusieurs cours d'eau «hydrologiquement» analogues.

Comme les étiages dépendent directement des conditions d'emménagement et de percolation des eaux dans les nappes souterraines, la nature du sous-sol peut donc introduire des différences considérables d'un bassin à l'autre malgré des formes, des reliefs, des végétations et des régimes météorologiques comparables. Pour utiliser cette méthode il est donc important de garantir, outre une similitude hydrologique, une similitude des propriétés pédologiques et géologiques des bassins. Deux exemples de l'utilisation de cette méthode sont proposés dans l'encadré 8.3.

Encadré 8.3 Deux méthodes analogiques pour la régionalisation des débits caractéristiques d'étiages

Méthode du débit spécifique

L'hypothèse ici est que les débits spécifiques d'étiages sur deux bassins versants hydrologiquement analogues sont en première approximation égaux :

$$\frac{Q_{x_n}}{A_n} = \frac{Q_{x_j}}{A_j} \quad (8.6)$$

Le débit d'étiage Q_{x_n} du bassin non jaugé a ainsi l'expression suivante :

$$Q_{x_n} = \left(\frac{A_n}{A_j} \right) \cdot Q_{x_j} \quad (8.7)$$

où Q_{x_j} est le débit d'étiage du bassin jaugé, A_n la superficie du bassin non jaugé et A_j la superficie du bassin jaugé. En général, l'estimation des débits par cette méthode est assez grossière mais peut donner des résultats satisfaisants si le rapport des surfaces est compris entre 0,5 et 2,0. Il faut, par ailleurs, éviter de l'appliquer à des bassins trop petits en raison de la non-linéarité des réponses sur de tels bassins. La qualité des résultats obtenus par cette méthode s'améliore en revanche avec la taille des bassins d'étude. En augmentant la superficie des bassins versants, les variabilités locales sont d'une certaine manière atténuées. Cependant, à partir d'un certain seuil, une nouvelle variabilité entre bassins, de plus grande échelle, telle que la géologie ou le climat, peut intervenir et altérer la qualité des résultats. Larras (1972) fixe, par exemple pour la France, la limite supérieure de la méthode à 10 000 km².

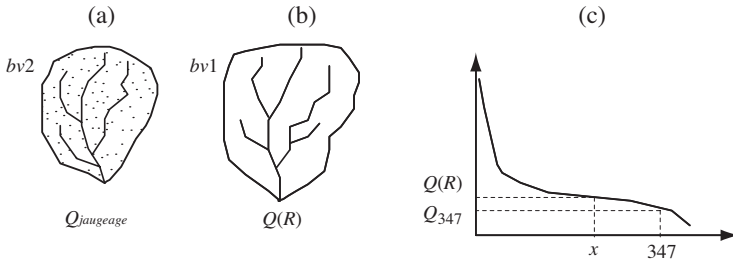
Méthode du rapport de quantiles pour le Q_{347}

Cette méthode consiste à estimer le débit Q_{347} pour un bassin versant non jaugé en se basant sur des mesures de débits appropriées réalisées simultanément sur ce bassin et sur un bassin jaugé hydrologiquement ressemblant. Elle se base sur deux hypothèses :

- En période de basses eaux, les débits observés simultanément dans deux bassins d'une même région ont la même probabilité de dépassement.
- Le rapport entre le débit Q_{347} et un autre débit d'étiage Q_x (x étant la fréquence de dépassement), d'un même bassin versant, est constant pour les bassins d'une même région :

$$\frac{Q_{347}(bv2)}{Q_x(bv2)} = \frac{Q_{347}(bv1)}{Q_x(bv1)} = \text{cste} \quad (8.8)$$

Afin de déterminer le Q_{347} d'un cours d'eau non-jaugé (ici $bv2$), il est donc nécessaire d'effectuer sur ce bassin un jaugeage en période d'étiage (c'est-à-dire une période pendant laquelle le débit se situe entre Q_{300} et Q_{365}), et d'observer en même temps le débit Q_R sur un bassin de référence (ici $bv1$). Le débit $Q_{347}(bv2)$ du bassin non-jaugé est alors obtenu à partir de l'équation (8.8) sur la base du débit jaugeé $Q_{\text{jaugeage}} (= Q_x(bv2))$, du débit $Q_R (= Q_x(bv1))$ observé simultanément sur le bassin de référence et du $Q_{347}(bv1)$ de la station de référence (R) (fig. 8.6). La méthode suppose bien entendu que le Q_{347} du bassin de référence soit connu.



Q_{jaugeage} et $Q(R)$ déterminés le même jour de basses eaux (fréquence annuelle de dépassement x)

Fig. 8.6 Illustration de la méthode du rapport de quantiles pour la détermination du Q_{347} d'un bassin non jaugé. (a) bassin non jaugé $bv2$; (b) bassin jaugé $bv1$; (c) courbe des débits classés du bassin de référence ($bv1$), basée sur 10 années de mesures au moins.

La régionalisation du Q_{347} est donc en principe aisée pour une région donnée si le rapport Q_{347}/Q_x peut être supposé constant pour cette région et qu'il est connu pour la station de référence. L'application de cette méthode nécessite de vérifier l'homogénéité de la région considérée et la représentativité de la station de référence choisie cette région.

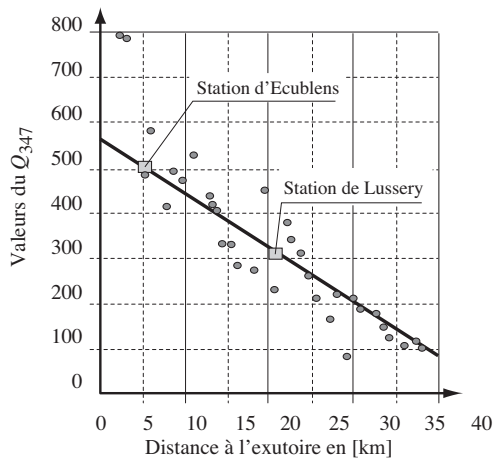


Fig. 8.7 Exemple d'une relation entre la distance des points jaugés à l'exutoire et leur Q_{347} , établie pour la Venoge.

En s'appuyant sur la méthode susmentionnée, le débit Q_{347} a par exemple été régionalisé sur l'ensemble du canton de Vaud en Suisse. Pour cela, les principales rivières du canton ont été jaugées en période d'étiage sur toute leur longueur. Les valeurs du Q_{347} en chaque point jaugé en ont ensuite été déduites. Finalement, il a été établi pour chacune des rivières une relation entre la distance séparant le point jaugé de l'exutoire et la valeur du débit Q_{347} (fig. 8.7). En connaissant cette relation pour une rivière, il a ensuite été possible de déterminer le Q_{347} en tout point du réseau hydrographique.

Courbes de débits classés régionales

Contrairement aux deux méthodes régionales précédemment citées qui ne permettent que l'estimation d'un débit d'étiage particulier, les courbes de débits classés régionales autorisent l'estimation de toute une plage de débits caractéristiques d'étiage.

Une courbe de débits classés régionale est construite sur la base des courbes de débits classés obtenues pour différents bassins versants jaugés appartenant à une région hydrologiquement homogène (chap. 11, fig. 11.7). Ces dernières sont normalisées, superposées et moyennées – éventuellement avec une pondération appropriée des courbes individuelles – pour produire la courbe régionale cherchée (cf. Niadas, 2005). La normalisation de chaque courbe individuelle peut se faire par la surface du bassin versant, par le débit interannuel moyen (ou médian) ou par un autre indice approprié des écoulements.

La courbe des débits classés pour un bassin non jaugé peut alors être simplement obtenue en multipliant la courbe régionale par le facteur de normalisation estimé pour ce bassin. L'estimation du facteur de normalisation (cf. débit moyen du bassin) peut aussi être effectuée sur la base d'une relation régionale appropriée (cf. Niggli *et al.*, 1999).

Modèles hydrologiques régionalisés de simulation continue

Dans le cas de bassins non jaugés, il est souvent possible d'appliquer un modèle hydrologique «régionalisé» qui pourra être utilisé pour «reconstituer» une série chronologique de débits et en déduire des courbes de débits classés (fig. 11.10). Dans ce cas, les paramètres du modèle peuvent être estimés à partir de différentes caractéristiques physiques pertinentes du bassin versant. Le bassin doit être hydrologiquement analogue aux bassins utilisés pour l'élaboration des relations liant paramètres du modèle et caractéristiques physiques du bassin. Le lecteur pourra se référer au chapitre 11 pour plus d'informations sur ces techniques de régionalisation, ainsi qu'aux travaux de Perrin (2000) pour une illustration de l'application de tels modèles.

8.3 MÉTHODES DE PRÉVISION

La prévision des étiages qui consiste à déterminer ou évaluer l'évolution du débit d'étiage à partir d'une date donnée (temps initial) est aussi une problématique déterminante dans la gestion des ressources en eau. L'anticipation du moment où le débit est susceptible de passer en dessous d'une valeur critique doit par exemple permettre de mieux satisfaire aux exigences réglementaires et d'optimiser l'utilisation de la ressource.

Les méthodes de prévision les plus courantes se basent sur les courbes de tarissement, sur des modèles de simulation hydrologique ou sur des analyses de corrélation

visant à établir des relations entre les débits à prévoir et différentes variables explicatives pertinentes.

8.3.1 Méthode des courbes de tarissement

Dès le début du siècle, avec Boussinesq (1904) et Maillet (1905), différentes lois mathématiques ont été proposées pour décrire la décroissance des débits dans un cours d’eau en l’absence d’apports. Pour un cours d’eau en particulier, la connaissance de la loi de tarissement permet alors de prévoir le débit d’étiage à un instant futur donné, à partir de la simple connaissance du débit initial Q_0 (observé au temps $t = t_0$).

Il existe différentes lois de tarissement. Le choix de l’une ou l’autre d’entre elles doit se faire selon leur aptitude à reproduire au mieux les courbes de tarissement observées. Pour plus d’informations à ce sujet, le lecteur peut se référer à la revue bibliographique de Tallasken (1995). Dans cette section, seules les lois les plus couramment appliquées sont présentées.

Lois de tarissement simple

Le concept de « tarissement simple » désigne tout tarissement de nappe, de source, de cours d’eau qui se déroule dans des conditions semblables à la décharge, en régime non influencé par des apports intermédiaires et sans pertes souterraines², d’une nappe captive ou d’une nappe libre, profonde ou sans profondeur. En d’autres termes, le tarissement simple équivaut au tarissement des nappes dans des conditions assimilables à la vidange d’une seule nappe. Sous certaines hypothèses, la résolution de l’équation de Boussinesq donne alors différentes lois dont les deux plus connues sont : 1) la loi de tarissement exponentielle simple et 2) la loi de tarissement quadratique simple (cf. expressions dans le tableau 8.6).

Tableau 8.6 Lois de tarissement exponentielle et quadratique simples

Expression	Loi
$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot (t-t_0)}$	Loi exponentielle simple
$Q(t) = \frac{Q_0}{\left(1 + \alpha \cdot (t-t_0)\right)^2}$	Loi quadratique simple

où $Q(t)$ est le débit d’étiage au temps t , α le coefficient de tarissement et $Q_0 = Q(t_0)$ le débit initial au temps t_0 .

Sous certaines hypothèses (encadré 8.4), la loi quadratique simple correspond à la décroissance des débits d’une nappe libre limitée par un substratum imperméable horizontal affleurant le dessous du lit de la rivière. La loi exponentielle simple correspond à la décroissance des débits d’une nappe libre sur un substrat imperméable situé très profondément en dessous du lit de la rivière. La loi exponentielle s’exprime aussi sous forme discrétisée de la façon suivante :

$$Q(t_0 + \Delta t) = c \cdot Q(t_0) \tag{8.9}$$

² L’eau stockée en sous-sol est supposée drainée par le seul réseau hydrographique du bassin considéré, c’est-à-dire qu’il n’y a aucune « fuite » souterraine vers des bassins versants voisins.

avec c la constante de récession (inférieure à 1) définie par :

$$c = e^{-\alpha \cdot \Delta t} \quad (8.10)$$

Par suite, le débit d'étiage au temps $t_0 + n \cdot \Delta t$ a l'expression suivante :

$$Q(t_0 + n \cdot \Delta t) = c^n \cdot Q(t_0) \quad (8.11)$$

Il est facile de montrer que l'équation du tarissement exponentiel correspond à la vidange d'un réservoir linéaire (chap. 5), dont le stock en eau souterraine S est relié au débit dans le cours d'eau Q par l'équation suivante :

$$Q = \alpha S \quad (8.12)$$

De même, l'équation du tarissement quadratique correspond à la vidange d'un réservoir pour lequel le débit sortant est proportionnel au carré du volume stocké :

$$Q = \alpha S^2 \quad (8.13)$$

Coutagne (1948) a proposé une expression plus générale du tarissement en suggérant que celui-ci était le résultat de la vidange d'un réservoir non-linéaire ayant pour loi de vidange :

$$Q = \alpha S^b \quad (8.14)$$

où b est un paramètre renseignant sur le degré de non-linéarité de la vidange. La combinaison de l'équation (8.14) à l'équation de continuité du réservoir donne l'équation régissant le comportement du réservoir :

$$\alpha S^b = - \frac{dS}{dt} \quad (8.15)$$

Cette expression est en fait valide pour différentes autres solutions des équations de Boussinesq (Rupp *et al.*, 2004³). L'expression du tarissement résultant de cette représentation est, lorsque $b \neq 1$:

$$Q(t) = Q_0 \cdot \left[1 + (b-1) \alpha^{1/b} Q_0^{(b-1)/b} \cdot (t - t_0) \right]^{-b/(b-1)} \quad (8.16)$$

Elle peut aussi s'écrire sous la forme suivante :

$$Q(t) = Q_0 \cdot \left[1 + (b-1) \cdot (t - t_0) / \tau_0 \right]^{-b/(b-1)} \quad (8.17)$$

où $\tau_0 = S_0 / Q_0$ est le temps de résidence des eaux souterraines à $t = t_0$. L'équation du tarissement exponentiel est un cas spécial des équations (8.15) et (8.16) lorsque $b = 1$. Pour la loi exponentielle, le temps de résidence est l'inverse du coefficient de tarissement α (α est donc l'inverse d'un temps ; il s'exprime par exemple en $[s^{-1}]$ si l'unité du temps est en $[s]$).

³ Brustaert et Nieber (1977) obtiennent une solution de ce type pour le comportement dit à court terme du tarissement (lorsque l'on peut considérer que le bassin est complètement saturé, le drainage n'est pas influencé par la condition de flux nul à la frontière du bassin versant), et pour le comportement à long terme du tarissement (lorsqu'en tout point du bassin, le sol n'est pas saturé). Rupp *et al.* (2004) obtiennent une expression identique pour une nappe dont la conductivité hydraulique est supposée varier suivant une loi logarithmique avec la profondeur.

Encadré 8.4 L'équation de Boussinesq

L'équation de Boussinesq permet de décrire l'évolution d'une nappe drainée par tout type d'ouvrage de captage (cf. un drain, un cours d'eau) sous les hypothèses suivantes (Soutter *et al.*, 2007) :

- Le sol est homogène et isotrope.
- L'eau et le sol sont incompressibles ; il n'y a par ailleurs ni sources ni puits dans le domaine d'écoulement.
- Le substratum, horizontal et situé à la cote $z = -D$, est imperméable ; le plan de référence des cotes altimétriques est pris à la surface libre de l'eau dans l'ouvrage de captage.
- La nappe est à surface libre ; lorsque le niveau de la nappe varie, le volume d'eau évacué ou emmagasiné par unité de volume de sol correspond à la porosité de drainage μ .
- Une condition de flux nul est imposée sur les limites latérales du domaine d'écoulement, une condition de pression nulle est imposée au point d'entrée dans l'ouvrage de captage.
- Dans la zone saturée, l'écoulement peut être décrit par la loi de Darcy, les équipotentielles sont supposées quasi-verticales (hypothèse de Dupuit), et le même système d'écoulement se reproduit à l'infini dans la troisième dimension dans le cas d'ouvrages linéaires et par symétrie centrale dans le cas d'ouvrages ponctuels. De ce fait l'écoulement est monodirectionnel (direction x).

Sous ces conditions, l'équation de Boussinesq résulte de la combinaison de la loi de Darcy, intégrée sur la verticale, et de l'équation de continuité. Elle traduit la variation de l'ordonnée h de la surface de la nappe en fonction de la seule coordonnée x (fig. 8.8).

$$\mu \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = q_c(t) + \frac{\partial}{\partial x} \left[K \cdot (D + h) \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right] \quad (8.18)$$

Avec μ la porosité de drainage du sol [-], h la hauteur de la nappe au-dessus du niveau de référence $z = 0$ [m], t le temps [s], x la distance horizontale selon l'axe x [m], K la conductivité hydraulique [m/s], D la profondeur du substratum imperméable en dessous du niveau de référence, $q_c(t)$ un terme de recharge uniforme [m³/m²].

En régime de tarissement non influencé, soit lorsque $q_c(t) = 0$, l'équation de Boussinesq

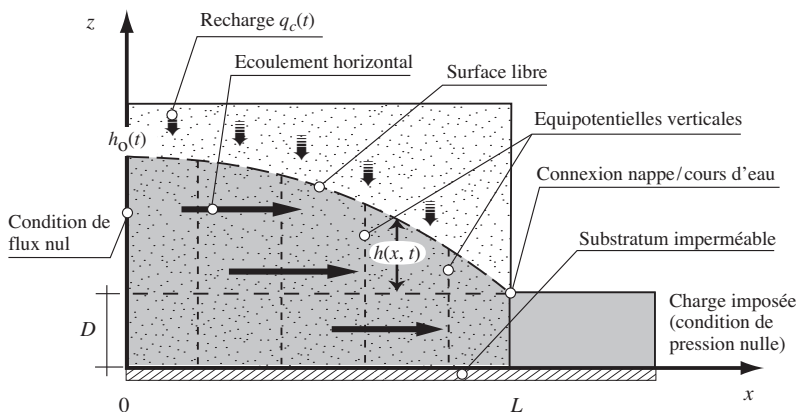


Fig. 8.8 Schéma de la nappe libre à profil initial non-horizontale, sous les différentes hypothèses d'application des équations de Boussinesq.

peut être résolue par une méthode classique de séparation des variables. Dans le cas particulier de drains placés soit : 1) sur le substratum imperméable ($D = 0$), soit 2) loin au-dessus ($D \gg h$), on obtient les deux expressions suivantes :

$$(1) \quad q(t) = \frac{q_0}{\left(1 + a \cdot (t - t_0)\right)^2} \quad \text{avec} \quad a = \frac{2 \cdot K \cdot h_0}{\mu N E^2}$$

(8.19)

$$(2) \quad q(t) = q_0 \cdot e^{-b \cdot (t - t_0)} \quad \text{avec} \quad b = \frac{4 \cdot K \cdot d}{\mu N E^2}$$

(8.20)

où $q(t)$ est le débit de tarissement par mètre linéaire de drain, h_0 est la hauteur initiale de la nappe libre (à $t = t_0$), N , un coefficient de forme de la nappe, E , l'écartement des drains, d , la profondeur équivalente du substratum imperméable estimée sur la base des équations de Hooghoudt, q_0 , le débit de tarissement initial, pouvant, lui aussi, être exprimé en fonction des conditions initiales et des caractéristiques du milieu.

Lois de tarissement composé

Le tarissement ne peut pas toujours être traduit par une des lois simples présentées ci-dessus. C'est le cas, par exemple, lorsqu'il est influencé par la recharge – gains ou pertes – ou lorsqu'il correspond aux vidanges de plusieurs nappes. Dans le second cas, il s'agit de « tarissement composé ». Celui-ci peut alors être abordé de deux manières. La première est de décomposer la courbe de tarissement du cours d'eau en plusieurs tronçons, chacun d'entre eux correspondant à une loi de tarissement simple. La deuxième est d'avoir recours à un modèle mathématique à trois ou quatre paramètres (tab. 8.7).

Tableau 8.7 Exemple de lois de tarissement complexes à trois ou quatre paramètres

Expression	Type de loi
$Q(t) = \sum_{i=1}^m Q_{0_i} \cdot e^{-\alpha_i \cdot (t - t_0)}$	Loi exponentielle composée
$Q(t) = \sum_{i=1}^m \frac{Q_{0_i}}{\left(1 + \alpha_i \cdot (t - t_0)\right)^2}$	Loi quadratique composée
$Q(t) = \frac{Q_{0_1}}{\left(1 + \alpha_1 \cdot (t - t_0)\right)^2} + Q_{0_2} \cdot e^{-\alpha_{2i} \cdot (t - t_0)}$	Loi mixte (exponentielle + quadratique)

Le débit prévu au temps t par l'application de l'une ou l'autre des lois de tarissement présentées ci dessus est toujours strictement supérieur à zéro. Ces lois ne sont donc pas appropriées dans les contextes hydrologiques pour lesquels le débit dans le cours d'eau peut devenir nul. C'est le cas en particulier des bassins versants où le volume stocké en sous-sol s'écoule en partie à l'extérieur des limites du bassin ; c'est le cas aussi lorsque les écoulements dans le cours d'eau subissent des pertes importantes (par infiltration, évaporation). D'autres approches de prévision des débits d'étiage sont alors possibles (cf. modèles à réservoirs de Chapman, 1999).

Estimation des paramètres

Dans le cas des lois de tarissement simple, le débit initial Q_0 , le coefficient de tarissement α et la constante de non-linéarité b sont trois paramètres à estimer. Le coefficient de tarissement α caractérise la vitesse de vidange, le coefficient b détermine la forme de la courbe de tarissement et le débit initial Q_0 est un indicateur du volume d'eau disponible dans le sous-sol à l'heure de prévision. Ces trois paramètres sont fonction des propriétés du sol et des aquifères (cf. profondeur, largeur, charge initiale de la nappe, conductivités hydrauliques, porosité). Le débit initial Q_0 dépend aussi des sollicitations météorologiques récentes sur le bassin versant (cf. précipitations, évapotranspiration).

En période de tarissement, le débit initial Q_0 décroît au fil du temps, en suivant plus ou moins bien la loi de tarissement identifiée pour le cours d'eau. En mode opérationnel, la valeur du débit initial peut être « mise à jour » au fur et à mesure que le temps t_0 , à partir duquel la prévision est effectuée avance (chap. 10). Cette mise à jour est fréquemment réalisée sur la base de la mesure au temps $t = t_0$ du débit sur le cours d'eau considéré. Elle pourrait aussi être déduite des équations du débit établies sur la base des conditions aux limites de la nappe considérée. Ces conditions aux limites sont cependant rarement connues au temps t_0 et ne correspondent par ailleurs quasiment jamais au cadre idéalisé retenu pour la résolution théorique des équations de Boussinesq (encadré 8.4).

Contrairement au débit initial Q_0 , le coefficient de tarissement α et le coefficient de non-linéarité b sont souvent considérés constants pour le bassin considéré et, en tout cas, invariants sur l'horizon temporel sur lequel la prévision est faite (de t_0 à $t_0 + t$). Ces deux paramètres doivent être connus avant de faire une prévision. Leur estimation se fait sur les courbes de tarissement identifiées dans les séries de débits disponibles sur le bassin versant (annexe 8.5.3). La détermination de ces courbes nécessite d'identifier l'instant à partir duquel le débit observé ne provient que du tarissement de la nappe. Cette identification, souvent basée sur une séparation préalable d'hydrogramme, n'est pas immédiate et sans incertitude (annexe 8.5.1).

L'estimation des paramètres des lois de tarissement complexes est plus difficile du fait en particulier que plusieurs valeurs de débit initial $Q_{0,i}$ sont à estimer (tab. 8.7). Cette estimation peut être effectuée par minimisation d'une fonction objectif – moindres carrés entre débits observés et débits simulés par exemple. Du fait du nombre élevé de degrés de liberté, différents jeux de paramètres sont cependant possibles : l'estimation est par suite peu robuste et l'incertitude sur les prévisions peut être importante. Elle augmente avec le délai d'anticipation considéré. Pour une gestion appropriée des débits, elle doit être caractérisée (chap. 10).

8.3.2 Méthode des courbes caractéristiques de tarissement

Sur un bassin versant, les formes des hydrogrammes de crue, et de leurs courbes de tarissement en particulier, ont des formes infiniment variées. Ceci est dû à de nombreux facteurs dont en particulier la distribution spatiale des conditions initiales d'humidité des sols et du niveau de la nappe ainsi que de la distribution spatiale et temporelle des précipitations antérieures. De fait, le tarissement d'un cours d'eau peut suivre une même loi avec différentes valeurs de paramètres, voire différents types de lois suivant les événements.

Il est évidemment difficile de rendre compte de toute cette variabilité. Il peut cependant être intéressant d'analyser et de modéliser le tarissement pour différentes configurations raisonnablement homogènes vis-à-vis de ce phénomène. Il est ainsi

Encadré 8.5 Elaboration des courbes caractéristiques de tarissement

Différentes méthodes de découpage de l'année ont été proposées pour élaborer des courbes caractéristiques de tarissement. Pereira (1977) a, par exemple, tenu compte du régime des précipitations, de l'évapotranspiration et de leur influence sur les régimes de l'écoulement, pour diviser l'année en deux époques distinctes. Pour les bassins versants considérés, il définit ainsi la saison d'été (de mai à août) et la saison d'automne (de septembre à novembre). Il associe à chacune de ces époques une courbe caractéristique de tarissement, qui représente les conditions moyennes de décharge d'un bassin.

Pour obtenir une courbe caractéristique de tarissement, il convient d'analyser toutes les décrues observées. Ces décrues sont alors décomposées en plusieurs segments, correspondant à des lois de tarissement simples. Ces segments sont ensuite regroupés selon la valeur de leur coefficient de tarissement α , formant ainsi des groupes de courbe de tarissement. À l'intérieur de chacun de ces groupes, les valeurs moyennes des coefficients de tarissement α et des débits Q_0 sont calculées, définissant ainsi des valeurs moyennes de tarissement (segments moyens). Lorsqu'une loi de tarissement simple de type exponentiel est choisie, différentes méthodes sont disponibles pour faire l'estimation de ce coefficient de tarissement α moyen pour chaque époque choisie (cf. la méthode graphique de la courbe de récession maîtresse utilisée par Sujono *et al.*, 2004). La courbe caractéristique de tarissement est finalement obtenue par la prise en compte successive de ces segments moyens.

Gloor et Walter (1986) proposent une approche similaire pour le découpage de temps de tarissement en périodes caractéristiques. Ils identifient des époques de tarissement homogènes selon les valeurs de l'évapotranspiration moyenne $METP$, calculée de la façon suivante :

$$METP = \frac{ETP_{i-4} + 3 \cdot ETP_{i-3} + 5 \cdot ETP_{i-2} + 7 \cdot ETP_{i-1} + 9 \cdot ETP_i}{25} \quad (8.21)$$

où l' ETP est l'évapotranspiration potentielle mensuelle, calculée par la formule de Turc et $METP$ la moyenne pondérée des évapotranspirations potentielles mensuelles de pas de temps $i - 4$ à i , i variant de 1 à 12. Il devient ainsi possible de distinguer trois époques hydrologiques et climatologiques différentes, comme le montre la figure 8.9. Pour chacune de ces époques, une courbe caractéristique de tarissement est définie. À partir de celle-ci, il est dès lors possible d'estimer le débit à un instant donné, par la simple connaissance de l'évapotranspiration moyenne et du débit initial Q_0 .

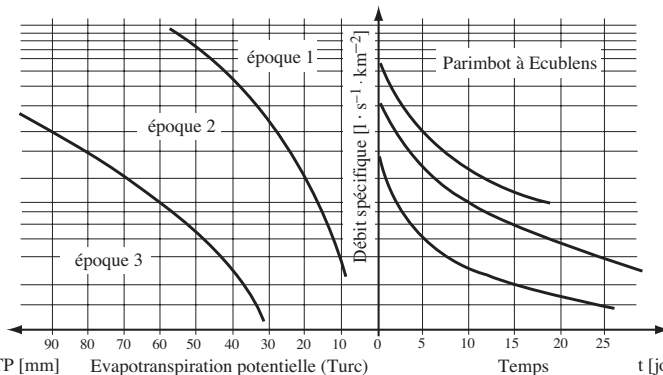


Fig. 8.9 Représentation des trois époques hydrologiques et définition des 3 courbes caractéristiques de tarissement, pour le bassin du Parimbot à Ecublens/Eschiens selon Gloor et Walter (1986).

fréquent de découper l'année en périodes ou en saisons, pendant lesquelles les pertes et les recharges sont relativement uniformes, afin, par la suite, d'estimer une courbe de tarissement moyenne pour chacune de ces périodes. Différentes méthodes développées dans ce contexte sont décrites dans l'encadré 8.5.

8.3.3 Méthode des corrélations ou modèles de régression

Les débits d'étiage des cours d'eau dépendent de l'état des réserves du bassin avant la période de tarissement, et ces réserves dépendent elles-mêmes d'éléments climatiques, comme les précipitations, la température, l'évaporation, etc. Il est donc envisageable de chercher, puis d'établir des relations de corrélation entre les basses eaux d'une rivière et les paramètres climatiques locaux, voire régionaux, du type :

$$Q_t = f(Q_0, P_i, T_i, \dots) \quad (8.22)$$

où Q_t est le débit d'étiage au temps t , Q_0 le débit au début de la courbe de tarissement, c'est-à-dire à l'heure de prévision t_0 , P_i les pluies survenues au cours des périodes précédant l'instant t_0 et T_i les températures observées au cours des périodes précédant l'instant t_0 .

La relation de corrélation est souvent une simple équation de régression multiple. Q_0 est naturellement une variable explicative déterminante.

8.3.4 Modèles de simulation hydrologique

La plupart des modèles hydrologiques permettent aujourd'hui de faire de la simulation continue. Si des prévisions météorologiques pour l'horizon temporel d'intérêt sont disponibles ou s'il est possible d'estimer l'évolution probable des variables météorologiques clés influençant les débits d'étiage (ETP en particulier), il est alors en principe possible d'utiliser ces modèles pour prévoir l'évolution des débits d'étiage sur les heures à venir.

Il est nécessaire de s'assurer au préalable que la capacité du modèle hydrologique à simuler les étiages a été intégrée comme critère de performance dans le développement et la calibration du modèle. Par ailleurs, un module de mise à jour du modèle, de ses variables d'état ou de ses paramètres, est souvent nécessaire pour permettre la correction régulière du modèle de façon à ce que l'état initial simulé par le modèle pour l'instant présent corresponde à ce qui est observé sur le terrain (cf. chap. 10 pour plus d'information à ce sujet).

Notons que les lois de tarissement simples présentées au paragraphe 8.3.1 sont souvent obtenues implicitement avec les modèles hydrologiques de bassin puisque les écoulements retardés sont très fréquemment simulés à l'aide de réservoirs (linéaires ou non linéaires).

8.3.5 Volume d'eau emmagasiné par le bassin versant

Une application des lois de tarissement est la détermination du volume d'eau emmagasiné dans la nappe à un instant donné.

Si la loi de tarissement pur $f(t)$ du bassin versant est connue, il est alors possible d'évaluer le volume emmagasiné par le bassin par l'intégration de cette loi sur

l'intervalle de temps $[t_0, +\infty[$ (fig. 8.10). Le volume d'eau $V(t_0)$ présent à un instant t_0 au sein du bassin versant est donné par :

$$V(t_0) = \int_{t=t_0}^{\infty} f(t) \cdot dt = \int_{t=t_0}^{\infty} Q(t) \cdot dt \quad (8.23)$$

Dans le cas particulier d'une loi de tarissement simple dont la décroissance est exponentielle, et en prenant $t_0 = 0$, la formule devient :

$$V(t_0) = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \cdot dt = Q_0 \cdot \left[-\frac{1}{\alpha} \cdot e^{-\alpha \cdot t} \right]_{t=0}^{\infty} = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (8.24)$$

Le calcul du volume d'eau disponible permet d'évaluer la possibilité du soutien à l'étiage en période sèche d'une région donnée.

Il faut noter que l'estimation du volume emmagasiné par le bassin dépend du modèle de tarissement choisi et que cette estimation reste approximative.

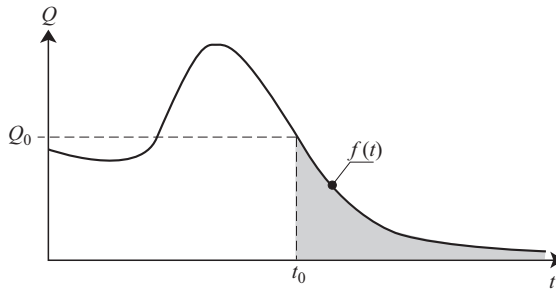


Fig. 8.10 Volume d'eau emmagasiné par un bassin versant (volume V grisé).

8.3.6 Prévision des étiages pour les bassins non jaugés

La prévision des débits d'étiages pour un bassin non jaugé peut se faire en utilisant l'un ou l'autre des modèles précédents, préalablement régionalisés. Deux types de données doivent être régionalisés : 1) le ou les différents paramètres permettant de décrire la forme de la courbe de tarissement – par exemple le coefficient de tarissement α et le coefficient de non-linéarité b dans le cas des courbes de tarissement simple ; et 2) la valeur du débit initial Q_0 au temps $t=t_0$. Pour les paramètres de forme de la loi de tarissement comme pour la valeur du débit initial, différentes méthodes de régionalisation peuvent être appliquées (chap. 11). Si les paramètres de forme pour un bassin non jaugé peuvent être estimés a priori, il n'en va pas de même pour le débit initial $Q(t_0)$. Celui-ci devra être réestimé régulièrement sur la base de mesures effectuées en continu et disponibles en temps réel sur, par exemple, des bassins analogues et situés à proximité du bassin non jaugé – et en particulier soumis aux mêmes sollicitations pluviométriques.

8.4 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- La connaissance des débits d'étiage est de première importance dans la gestion des eaux pour des aspects liés à l'estimation de la ressource disponible et à la préservation de la qualité du biotope rivière.
- L'identification des différents processus ou facteurs influençant les débits d'étiage sur un bassin donné devrait idéalement précéder toute analyse des basses eaux.
- La courbe des débits classés permet de déterminer différents débits caractéristiques d'étiage dont le Q_{347} .
- Le Q_{347} est le débit journalier moyen atteint ou dépassé en moyenne 347 jours par an.
- Certains débits caractéristiques d'étiage, comme le Q_{347} en Suisse, sont utilisés comme base réglementaire pour la détermination des débits résiduels minimaux à assurer dans un cours d'eau.
- La période de retour d'un débit caractéristique d'étiage tel que le NM_7Q peut être estimée sur la base d'une analyse fréquentielle appropriée.
- Dans le cas d'un bassin versant non jaugé, les débits caractéristiques d'étiages peuvent être estimés par différentes méthodes régionales (régression, méthode analogique, simulation avec un modèle hydrologique régionalisé).
- Les méthodes les plus courantes pour la prévision des débits d'étiage se basent sur l'utilisation de courbes de tarissement ou sur l'utilisation de modèles hydrologiques.
- Les paramètres d'une loi de tarissement donnée sont en principe variables, pour un bassin donné, d'un événement à l'autre. L'estimation de ces paramètres se base sur des courbes de tarissement observées et nécessite au préalable une séparation d'hydrogramme. Le coefficient de tarissement, α , peut être estimé, dans le cas d'une loi de tarissement exponentielle simple par ajustement graphique sur les données observées.
- L'utilisation d'un modèle hydrologique de simulation continue pour la reconstitution de débits caractéristiques d'étiage ou pour la prévision des étiages nécessite une vérification préalable de la pertinence et de la performance de ce modèle pour la simulation des basses eaux.
- Pour pouvoir effectuer une quelconque comparaison de n bassins sur certaines de leurs caractéristiques d'étiage, il est nécessaire de garantir la similitude des propriétés pédologiques et géologiques des bassins au même titre que celles liées à leur couverture végétale, leur topographie ou à leur contexte climatique.

8.5 ANNEXES

8.5.1 Méthodes de séparation des écoulements

La séparation des écoulements a pour objectif d'identifier différentes composantes de l'écoulement total observé en une station de mesure des débits donnée. Les composantes à extraire sont variables suivant l'objet de l'étude. Pour la plupart d'entre elles, il s'agit de séparer les écoulements de base (écoulements lents), observés de façon plus ou moins continue dans le cours d'eau considéré, des écoulements directs (écoulements rapides), observés irrégulièrement à l'occasion des événements pluviométriques. Les écoulements lents sont souvent considérés

comme résultant de la vidange des aquifères et les écoulements rapides sont attachés aux ruissellements de surface et de subsurface résultant de précipitations récentes sur le bassin. Différentes méthodes de séparation sont possibles, à savoir :

- La *séparation à l'aide de traceurs environnementaux*. L'utilisation de traceurs environnementaux est souvent utilisée pour séparer l'eau ancienne de l'eau récente (cf. Musy et Higy, 2004) : le traçage environnemental est cependant peu approprié pour l'identification des écoulements de base, les écoulements de base et l'eau ancienne n'étant pas nécessairement liés de façon simple.

- La *séparation graphique*. La séparation du débit de base de l'hydrogramme total consiste à identifier les instants auxquels le débit direct commence et finit. Le début du débit rapide correspond simplement au moment où le débit commence à augmenter. La fin du débit direct correspond souvent au point à partir duquel on peut considérer le logarithme du débit comme une fonction linéairement décroissante du débit (fig. 8.11, graphique du bas). L'interpolation des débits de base entre les deux points charnières de l'hydrogramme de crue est opérée classiquement suivant deux méthodes : la méthode d'interpolation linéaire simple et la méthode d'interpolation dite « concave » (fig. 8.11). L'inconvénient majeur de ces techniques est qu'elles sont manuelles et qu'elles ne peuvent donc pas être appliquées pour la séparation de longues séries de débits.

- La *séparation numérique*. De nombreuses méthodes sont possibles. Certaines se basent sur l'identification dans la série des débits totaux de points caractéristiques et sur une interpolation linéaire des débits de base entre ces points caractéristiques. C'est le cas de la méthode dite du BFI présentée ci-dessous. La majeure partie se base sinon sur l'utilisation de filtres numériques plus ou moins sophistiqués qui utilisent, pour estimer le débit de base en un instant donné, les valeurs des débits totaux sur les deux voire trois pas de temps précédents.

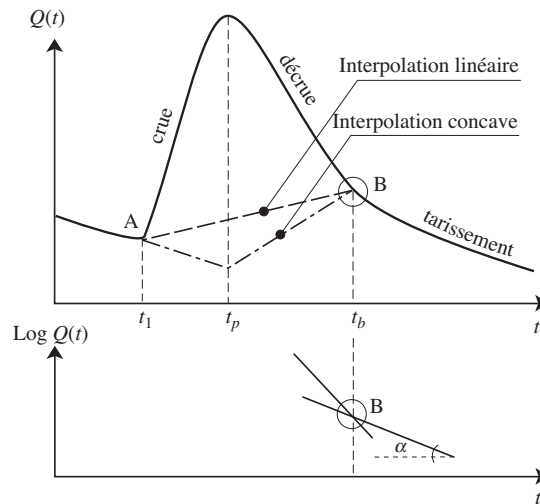


Fig. 8.11 Détermination de l'écoulement de base par séparation graphique. La relation t - $\text{Log } Q(t)$ devient linéaire à partir du point B.

Exemple 8.1

Séparation par la méthode de l'indice des basses eaux.

L'indice des basses eaux (*Base Flow Index* (BFI) en anglais) est un indice mesurant, sur une période donnée, la proportion du débit total du cours d'eau constituée par le débit de base

(rapport entre le volume provenant de l'écoulement de base et le volume total mesuré). La procédure de séparation des écoulements, proposée par l'Institute of Hydrology (1980), méthode dite du BFI, est décrite ci-dessous (fig. 8.12) :

- La série de débits est divisée en périodes successives de f_1 heures. Pour chacune de ces périodes, le débit minimal est identifié. La série $(Q_1, Q_2, \dots, Q_n)$ des valeurs de débits minimaux sur les n intervalles consécutifs de f_1 heures est ainsi obtenue ;
- Les triplets (Q_1, Q_2, Q_3) , (Q_2, Q_3, Q_4) , $\dots$, (Q_{n-1}, Q_n, Q_{n+1}) , etc. sont formés et, dans chaque cas, si la valeur centrale multipliée par un coefficient f_2 à estimer est inférieure aux deux autres valeurs, elle est retenue comme « point charnière » de la ligne d'écoulement de base. Lorsque toutes les données ont ainsi été analysées, on obtient un set de valeurs $QB_1, QB_2, \dots, QB_i$ séparées par des intervalles de temps variables ;
- Les points charnière sont finalement reliés entre eux par interpolation linéaire afin d'obtenir une ligne d'écoulement de base à pas de temps horaire. Si une valeur QB_i ainsi obtenue est supérieure à la valeur Q_i du débit observé, QB_i est remplacée par Q_i .

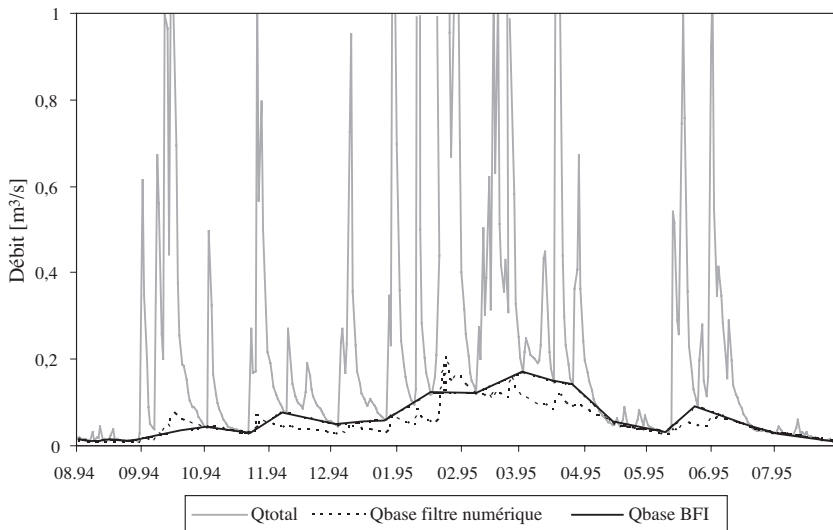


Fig. 8.12 Détermination de l'écoulement de base avec la méthode dite du BFI et un filtre numérique. Paramètres de la séparation : méthode BFI : $f_1 = 120$ heures ; $f_2 = 0,9$; filtre numérique à trois paramètres de Chapman (1999). $K = 0,984$; $C = 0,025$ et $\alpha_r = 0,67$. Bassin du Parimbot, période août 1994 à juillet 1995.

La fenêtre de calcul ainsi que le facteur d'identification des points charnière sont fréquemment pris égaux à $f_1 = 120$ heures et $f_2 = 0,9$. La série des débits de base obtenue par cette séparation est sensible à ces deux paramètres en particulier à f_1 . Lorsque l'on augmente f_1 , la série des débits de base tend à être plus lisse et le BFI à être plus faible. En pratique, il est nécessaire d'ajuster ces paramètres en fonction du bassin considéré.

Exemple 8.2

Séparation par filtrage numérique.

Les filtres numériques sont pour la plupart empiriques ou conceptuels. Dans la forme usuelle du module linéaire du modèle IHACRES par exemple (Jakeman and Hornberger, 1993), la pluie

nette $u(i)$ est supposée produire un débit lent $Q_b(i)$ et un débit rapide $Q_r(i)$ dont les expressions sont les suivantes :

$$Q_b(i) = \alpha_b \cdot Q_b(i-1) + \beta_b \cdot u(i) \quad (8.25)$$

$$Q_r(i) = \alpha_r \cdot Q_r(i-1) + \beta_r \cdot u(i) \quad (8.26)$$

En éliminant la pluie nette de ces deux équations et en exprimant le débit rapide $Q_r(i)$ comme le débit total $Q(i)$ moins le débit lent $Q_b(i)$, on obtient l'expression suivante du débit de base :

$$Q_b(i) = \frac{k}{1+C} \cdot Q_b(i-1) + \frac{C}{1+C} \cdot [Q(i) - \alpha_r \cdot Q(i-1)] \quad (8.27)$$

avec

$$C = \frac{\beta_b}{\beta_r} \quad \text{et} \quad k = \alpha_s + \alpha_q \cdot \beta_s / \beta_q \quad (8.28)$$

L'équation (8.27) est l'expression du filtre numérique permettant d'estimer la série du débit de base sur la base de la seule série du débit total. On remarquera que le taux de variation du débit de base est corrélé positivement au taux de variation du débit total dans le cours d'eau. On retrouve lorsqu'on prend $\alpha_r = 0$ le filtre à deux paramètres proposé par Boughton (1993). Les trois paramètres k , C et α_r du filtre (de même que les paramètres de tout filtre numérique) sont à caler de sorte que le signal obtenu soit satisfaisant. Les critères de satisfaction pour cette estimation sont en fait très subjectifs et l'estimation des paramètres est par suite délicate. Lorsque la séparation avec ce filtre est effectuée sur une période suffisamment longue, il est possible d'obtenir l'expression analytique suivante du BFI (Chapman, 1999) :

$$BFI = \frac{C \cdot (1 - \alpha_r)}{1 + C - k} \quad (8.29)$$

D'autres filtres numériques sont présentés par Arnold et Allen (1999) ou Eckhardt (2005).

8.5.2 La Loi fédérale sur la protection des eaux (Suisse)

La Loi fédérale sur la protection des eaux (LEaux) datant du 24 janvier 1991 a pour but de protéger la qualité des eaux notamment en rivière. La LEaux regroupe, dans une même loi, des objectifs de protection des eaux contre la pollution et de maintien de débits résiduels convenables.

Une des nouveautés de la LEaux est la soumission à autorisation pour les prélèvements opérés dans des cours d'eau à débit permanent. Les articles 29 à 36 fixent des règles de maintien de débits résiduels convenables.

L'article 31 de la loi fournit notamment les valeurs de débits résiduels minimaux à respecter lors de prélèvements. Les valeurs seuils sont définies à partir du débit Q_{347} (fig. 8.13). La figure 8.13 traduit un concept empirique selon lequel, un cours d'eau de peu d'importance a besoin d'un débit spécifique minimal plus élevé qu'un grand cours d'eau. Le débit résiduel effectif, à savoir le débit qui subsiste après les prélèvements, ne doit jamais être inférieur au débit résiduel minimal, tel que défini dans la LEaux.

Les autorités compétentes sont cependant libres de fixer des débits résiduels plus élevés (cf. Art. 33 Augmentation du débit résiduel minimal). Dans ce cas, elles doivent veiller à respecter les intérêts en présence, qui peuvent être pris en compte lors d'une étude d'impact (fig. 8.14).

Finalement l'autorité compétente fixe dans chaque cas le débit de dotation et les autres mesures nécessaires pour protéger le cours d'eau en aval du prélèvement. Ce débit de dotation est défini comme le débit nécessaire au soutien du débit résiduel (minimum). Des débits de

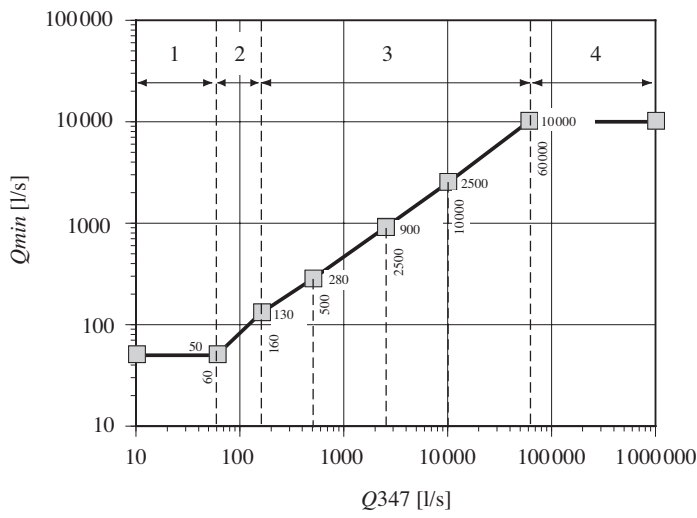


Fig. 8.13 Débit résiduel minimal Q_{min} en fonction du débit Q_{347} . Q_{min} est le débit minimal à conserver dans le cours d’eau selon l’Article. 31 de la Leaux.

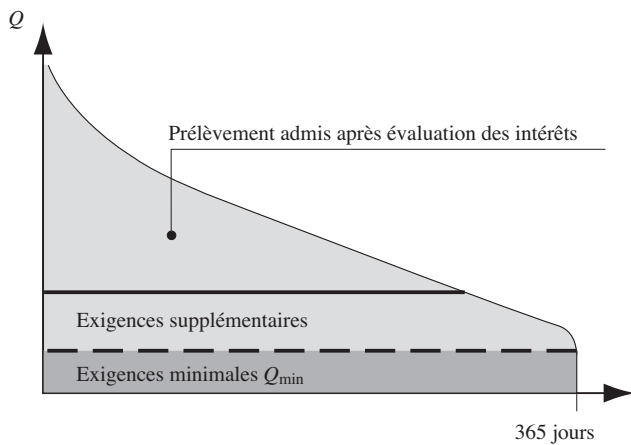


Fig. 8.14 Courbe des débits classés du bassin considéré et prélèvements d’eau en rivière autorisés selon la Loi sur la protection des eaux (LEaux).

dotation différenciés dans le temps peuvent être fixés. Ces débits ne doivent pas être inférieurs aux débits résiduels minimaux fixés.

8.5.3 Estimation des paramètres d’une loi de tarissement simple

Dans le cas particulier du tarissement exponentiel simple, le coefficient de tarissement α peut être obtenu par des procédés graphiques. En passant par le logarithme, l’équation du tarissement exponentiel s’écrit :

$$\ln Q(t) = \ln Q_0 - \alpha \cdot (t - t_0) \tag{8.30}$$

Le logarithme du débit devient une fonction linéaire de temps : la pente de la droite est le coefficient α , l’ordonnée à l’origine est le débit initial Q_0 . Un ajustement graphique de la droite

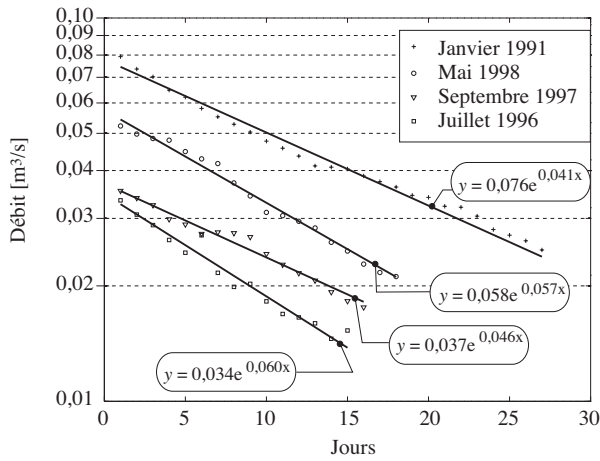


Fig. 8.15 Représentation du tarissement exponentiel simple pour deux événements distincts dans un diagramme semi-logarithmique.

de récession sur les points observés ($t, \ln(Q(t))$) permet donc de déterminer les constantes Q_0 et α (fig. 8.15).

Dans le cas plus général du tarissement obtenu sur la base du modèle à réservoir non-linéaire de l'équation (8.15), l'estimation des deux paramètres α et b est moins aisée. Pour une valeur choisie du paramètre b , une méthode possible consiste à estimer le paramètre α en considérant l'expression empirique et l'expression théorique (suivant l'équation 8.14) du volume de débit de base écoulé sur un pas de temps Δt donné :

$$\text{Expression empirique : } V_{obs_i} \approx 0,5(Q_{i-1} + Q_i) \cdot \Delta t \quad (8.31)$$

$$\text{Expression théorique : } V_{sim_i} \approx -(S_i - S_{i-1}) = 1/\alpha^{1/b} (-Q_i^{1/b} + Q_{i-1}^{1/b}) \quad (8.32)$$

L'égalité des volumes empiriques et théoriques écoulés sur la période de tarissement comprise entre t_0 et t conduit à l'expression suivante du paramètre α (Wittemberg, 1999) :

$$\alpha \approx \left(\frac{2 \cdot \sum_i (Q_{i-1}^{1/b} - Q_i^{1/b})}{\sum_i (Q_{i-1} + Q_i) \cdot \Delta t} \right)^b \quad (8.33)$$

Le paramètre b peut être estimé par une approche itérative consistant à comparer pour différents jeux (α, b) les courbes de tarissement observée et simulée pour l'événement considéré.

Plutôt que d'analyser l'hydrogramme $Q(t)$ lui-même, une autre méthode consiste à considérer la pente de l'hydrogramme comme une fonction de $Q(t)$. Il est en fait facile de montrer que l'équation de comportement (8.15) peut aussi s'écrire sous la forme :

$$-\frac{dQ}{dt} = f(Q) \quad \text{avec} \quad f(Q) = A Q^B \quad (8.34)$$

avec A et B deux paramètres fonction de α et b .

$$A = b \cdot \alpha^{1/b} \quad \text{et} \quad B = 2 - 1/b \quad (8.35)$$

Le passage aux logarithmes de l'équation (8.34) permet d'estimer graphiquement les deux paramètres A et B et par suite les deux paramètres α et b des équations (8.15) ou (8.16).

Pratiquement, le graphique nécessaire à cette estimation peut être construit à partir des mesures de débits effectuées en période de tarissement, sur la base des points de coordonnées suivantes (Brutsaert et Nieber, 1977) :

$$x_i = \left(\frac{Q_{i+1} + Q_i}{2} \right) \quad \text{et} \quad y_i = \left(\frac{Q_{i+1} - Q_i}{\Delta t} \right) \quad (8.36)$$

où Δt est le pas de temps séparant deux mesures successives de débits Q_i et Q_{i+1} (fig. 8.16). Cette méthode graphique présente l'avantage de permettre l'analyse simultanée d'un grand nombre de récessions en capturant le comportement statistique moyen. Selon Brutsaert (2005), il est possible de supposer que les basses eaux correspondent aux points du graphique dont la valeur $|dQ/dt|$ est la plus faible pour une valeur de Q donnée (ou dont la valeur de Q est la plus forte pour un $|dQ/dt|$ donné). Par suite, la relation $f(Q)$ de l'équation (8.34) correspond, sur ce type de représentation, à la droite enveloppe inférieure du nuage de points.

La mise en œuvre de la méthode n'est cependant pas triviale. Elle nécessite toujours, par exemple, de préalablement extraire de la série de débits les périodes pour lesquelles on est sûr que le débit observé ne provient que des écoulements lents et non pas des écoulements de surface. Une autre difficulté est liée à la précision de la mesure des débits d'étiages qui est, au vu de la nature même de ces débits, généralement faible. Les erreurs d'estimation de la variable $-dQ/dt$ sont donc potentiellement grandes, en particulier pour des pas de temps faibles (cf. aussi différents autres problèmes potentiels identifiés par Rupp et Selker, 2006). Une estimation pertinente des deux paramètres A et B pour le tarissement nécessite donc un filtrage préliminaire des données.

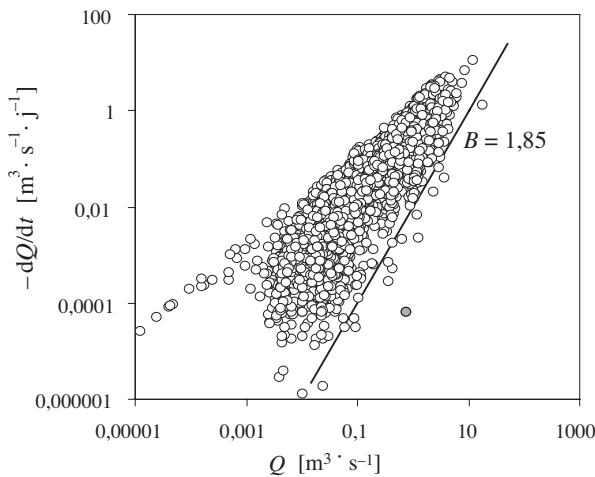


Fig. 8.16 Ratio $-dQ/dt$ en fonction du débit Q pour les données du bassin du Parimbot, à Ecublens en Suisse (superficie 6.75 km²) et la courbe enveloppe inférieure du nuage de points de pente $B = 1,85$ suivant l'équation (8.34) (période 1978-1999).

CHAPITRE 9

PRÉDÉTERMINATION DES CRUES

Les crues (encore appelées « hautes eaux ») représentent une quantité d'eau « extraordinaire » (au sens étymologique du terme) qui est transportée (avec ou sans débordement) par un système hydraulique (lacs et cours d'eau).

Les préoccupations liées aux crues, notamment aux crues les plus rares, sont multiples et remontent aux origines de la civilisation. L'estimation des débits de crues est essentielle d'une part pour la gestion de la ressource en eau (cf. dimensionnement d'aménagements spécifiques) et d'autre part pour la protection des populations et des biens contre les inondations (c'est-à-dire identification du risque d'inondation et mise en place des mesures structurales et non-structurales adéquates). De nos jours, du fait en particulier de l'évolution socio-économique des régions où elles se propagent, les dégâts dus aux crues sont très importants et génèrent des coûts sociaux et financiers souvent très élevés. En Suisse, par exemple, les 6 crues majeures observées entre 1987 et 2007 ont provoqué des coûts financiers estimés à plus de 3 milliards de francs suisses ! Afin de mieux maîtriser les effets des crues, souvent dévastateurs et catastrophiques, il est primordial pour l'ingénieur de pouvoir comprendre et estimer ces dernières.

Au fil des ans, de nombreuses méthodes et modèles ont été élaborés pour permettre de déterminer in fine soit un débit de pointe de crue, soit un hydrogramme de crue, soit encore différents scénarios de crue. Dans la pratique, le choix d'une méthode dépend essentiellement des données à disposition sur le bassin versant étudié – principalement des données de débits, facteur la plupart du temps limitant en hydrologie – et du temps accordé à l'étude hydrologique.

Ce chapitre a pour objectif de fournir au lecteur les éléments nécessaires à la prédétermination des crues. Après avoir rappelé quelques définitions et l'origine des crues, la section 9.1 présente les principales méthodes couramment utilisées pour déterminer les caractéristiques d'une crue associée à un temps de retour donné. Ces méthodes sont en particulier classées suivant la disponibilité des données de débits sur le site étudié. La section 9.2 insiste sur les méthodes d'estimation des débits de pointe, tandis que la section 9.3 traite des méthodes d'estimation des crues de projets. Différentes pistes pour le choix de l'une ou l'autre d'entre elles sont proposées dans la section 9.4. Pour plus d'informations sur les pratiques suisse et française, le lecteur pourra se référer respectivement aux recommandations de l'OFEG (OFEG, 2003) ou du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable français (Lang *et al.*, 2005).

9.1 INTRODUCTION

9.1.1 Origine et caractéristiques des crues

Définitions et variables caractéristiques

Selon, le glossaire international d'Hydrologie (WMO, 1974) une crue est définie comme la montée, en général brève, du niveau d'un cours d'eau jusqu'à un maximum, cette montée précédant la décrue généralement plus lente. Cette définition de la crue fait référence à la seule partie ascendante de l'hydrogramme. Dans cet ouvrage, le terme « crue » désignera l'épisode complet de crue/décru jusqu'au retour à un régime non-influencé. La crue doit être distinguée de l'inondation. L'inondation correspond au débordement des eaux hors du lit mineur en rivière ou des berges d'un lac. Une crue ne conduit pas nécessairement à une inondation.

Les variables généralement utilisées pour caractériser les crues sont (fig. 9.1) : le débit de pointe Q_p [m^3/s] ou le débit spécifique de crue en [$\text{m}^3/\text{s}/\text{m}^2$], le débit moyen maximum sur une durée d donnée $Q_{\max}(d)$ [m^3/s], le volume [m^3], le temps de montée t_m [h], la durée pendant laquelle le débit est supérieur à un débit seuil donné (cf. capacité d'évacuation), la vitesse d'écoulement [m/s].

La caractérisation d'une crue nécessite souvent la détermination de sa fréquence de non-dépassement – exprimée généralement en temps de retour en années. La connaissance de celle-ci est primordiale puisqu'elle permet en particulier de connaître la probabilité de dépassement de l'événement au cours d'une période de n années correspondant par exemple à la durée de vie du système considéré (annexe 9.6.1).

Par la suite, seules les crues importantes sont considérées, c'est-à-dire les crues dont le débit maximal dépasse largement le débit annuel moyen (période de retour supérieure à dix années).

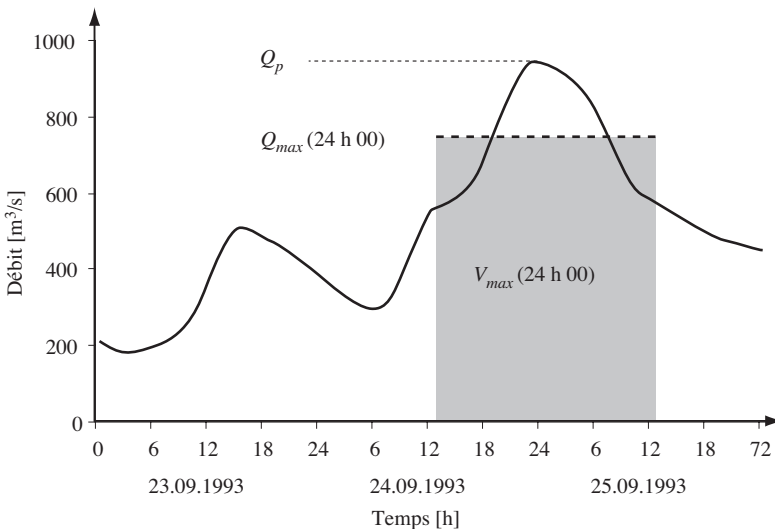


Fig. 9.1 Débit de pointe et débit moyen maximum sur 24 heures pour la crue du 24/09/1993 sur le Rhône à Branson.

Origine des crues

Différents processus ou phénomènes peuvent être à l'origine des crues, de façon quelquefois combinée d'ailleurs. Les facteurs les plus courants susceptibles de déclencher des crues sont des pluies importantes ou extraordinaires en intensité et/ou en durée, une fonte extraordinaire de neige ou de glace, une fonte « normale » combinée à d'autres facteurs (cf. pluies). Dans ce cas de figure, à même hauteur précipitée ou à même volume de fonte, les crues sont d'autant plus marquées que l'état initial des réserves en eau au sein du bassin est proche de la saturation (dépressions et réservoirs de surface pleins, sols et/ou manteau neigeux saturés). Sur un bassin saturé (ou qui ne permettrait pas à l'eau de s'infiltrer parce que gelé en surface), de fortes crues peuvent d'ailleurs être produites par des précipitations ou des volumes de fonte modestes.

Les crues peuvent aussi résulter d'embâcle ou de débâcle de glace ou encore de matériaux flottants (cf. bois). Les crues d'embâcle ou de débâcle de glace sont provoquées par le dégel printanier dans les régions où les cours d'eau gèlent durant l'hiver. Cette situation est caractéristique des régions froides comme la Sibérie ou le Canada mais est également possible dans les régions plus tempérées. Le dégel entraîne la mise en mouvement de blocs de glace qui peuvent s'accumuler au droit d'un obstacle. La retenue ainsi formée peut entraîner d'une part une élévation du niveau de l'eau à l'amont et des inondations par débordement. D'autre part, il est possible que la retenue se rompe brusquement, impliquant une crue brutale. Cette situation s'est notamment présentée sur le Rhin, à Cologne en février 1784 et a généré la plus forte crue jamais enregistrée à cette station.

Enfin, il existe de nombreuses autres causes de génération des crues. Par exemple la rupture de barrages naturels (cf. lac de Silvola au Simplon en 1991, Suisse) ou artificiels (cf. barrage de Malpasset à l'amont de Fréjus en 1959, France) ; le déversement au niveau du couronnement d'un barrage dû à une sous-capacité du déversoir de crue ; le remplissage brusque d'une retenue par des matériaux (cf. à Vajon en 1954, Italie), du bois flottant (cf. barrage de Palagnedra en 1978, Suisse) ou encore des chutes de rochers (cf. lac des Quatre-Cantons en 1991, Suisse) provoquant à l'aval des crues qualifiées de crues éclairs (ou encore *flash floods* en anglais). A ceux-ci peuvent encore s'ajouter les crues générées par la crevaision d'occlusions dans des masses de glace qui peut libérer rapidement un volume important d'eau (cf. jökulhlaup du lac Summit en 1967, Colombie-Britannique).

D'autres phénomènes sont souvent associés aux crues. Il s'agit principalement : des laves torrentielles (transport de matériaux solides par l'eau) ; des glissements de terrain (aux abords du cours d'eau ou sur son parcours lors de débordement) et des phénomènes d'érosions torrentielles (à l'intérieur du lit de la rivière et dans sa proximité). Ils ont des conséquences souvent toutes aussi importantes mais font généralement l'objet d'études et d'analyses spécifiques.

9.1.2 Enjeux liés aux crues et paramètres d'intérêt

L'estimation des crues est essentielle pour de nombreuses applications opérationnelles :

- la gestion des systèmes hydrologiques (e.g. cours d'eau, affluents et exutoires, lacs naturels ou artificiels, barrages, zones humides),
- la gestion des systèmes environnants dépendants (e.g. possibilité d'alimentation en eau, recharge de nappes),

- la gestion des bassins versants à partir desquels se forme la crue (e.g. retenues collinaires et pratiques culturelles appropriées pour la maîtrise des ruissellements),
- la gestion des risques hydrologiques dus aux crues pour la protection des biens et des personnes et la sécurité des ouvrages hydrauliques (e.g. risque d'inondation, érosion).

Suivant les objectifs poursuivis, les caractéristiques nécessaires à la description des crues peuvent différer. Il peut s'agir d'un débit de pointe, d'un niveau maximal d'eau, du volume de crue ou encore d'un hydrogramme complet; auxquels il faut encore souvent associer un temps de retour.

Débit de pointe – hydrogramme de crue

Le débit de pointe de la crue est généralement suffisant dans le cas où seule la capacité d'évacuation du système considéré est en jeu. C'est le cas du dimensionnement d'un ouvrage de franchissement devant être implanté sur une rivière donnée ou du dimensionnement d'un collecteur des eaux de ruissellement.

La connaissance de l'ensemble de l'hydrogramme de crue et de son volume total en particulier, sont indispensables pour de nombreuses autres applications allant du dimensionnement d'une retenue pour le contrôle des crues à l'estimation de cartes d'exposition aux risques d'inondation.

La diversité des crues est importante, tant du point de vue des débits maximums, que du point de vue des volumes de crue ou des formes d'hydrogramme. La crue la plus défavorable pour un système donné n'est donc pas facile à identifier ou à construire a priori. Des approches multi-événementielles consistant à diagnostiquer la performance du système considéré pour différents scénarios de crues sont alors généralement mises en œuvre. Les scénarios peuvent être extraits d'une série d'observations, être obtenus par simulation ou issus d'un catalogue de crues construit par ailleurs.

Temps de retour associé

Il est généralement nécessaire de décider du temps de retour à associer à la variable de dimensionnement (encadré 8.1). Ce critère est souvent imposé par le mandant et les réglementations en vigueur, mais il arrive que l'ingénieur soit appelé à faire une recommandation en ce sens.

Il est intéressant de noter que le temps de retour admissible recommandé pour une crue de dimensionnement peut varier fortement d'un pays à l'autre (cf. Meylan *et al.*, 2008). En Allemagne par exemple, les réseaux d'eaux claires en zone urbaine sont dimensionnés pour un temps de retour d'une année alors qu'en Amérique du Nord cette période est de 5 ans. En Suisse, il arrive d'envisager un temps de retour de 10 ans pour ce type de calcul (exemple 9.1). En Allemagne toujours, la protection contre les inondations n'est pas requise quand il s'agit de zones rurales alors qu'en Suisse une période de récurrence d'environ 30 ans est recommandée (fig. 9.2). A l'intérieur d'un même pays, il peut aussi exister des divergences importantes. Ainsi au Canada, une plaine inondable au Manitoba sera aménagée pour laminer la crue de temps de retour 100 ans alors qu'en Colombie-Britannique ce seuil est actuellement de 200 ans.

Exemple 9.1

Exigences posées à la protection contre les crues en Suisse

Dans le cas de la protection contre les crues en Suisse, les paramètres de dimensionnement sont variables suivant la catégorie d'objet à protéger. La fréquence admissible est liée à la valeur socio-économique des biens à protéger : il est recommandé à ce niveau d'augmenter le degré de protection en présence de biens matériels importants et de le réduire lorsqu'il s'agit de surfaces à usage agricole (fig. 9.2).

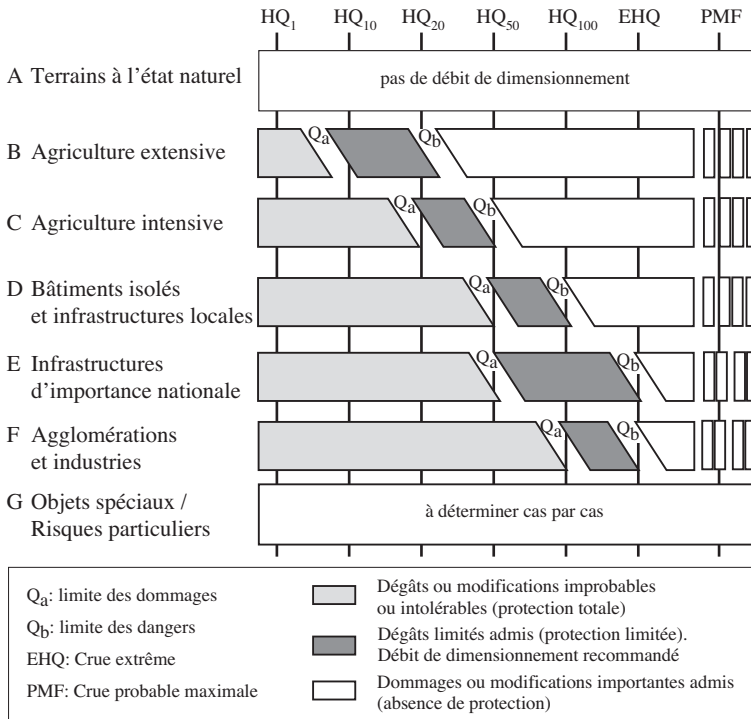


Fig. 9.2 Matrice des objectifs de protection possible selon l'OFEG (d'après OFEG, 2001).

9.1.3 Vue d'ensemble des méthodes de prédétermination

Il existe de nombreuses méthodes de prédétermination des crues. Les plus anciennes datent du milieu du XIX^e siècle. La plupart permettent d'estimer *in fine* les caractéristiques des crues en les associant à un temps de retour. La possibilité d'appliquer l'une ou l'autre d'entre elles dépend principalement :

- de la nature et la qualité des données historiques à disposition sur le bassin versant étudié (cf. débits, précipitations, températures) ainsi que de la longueur des séries temporelles éventuellement disponibles pour ces variables,

- de la disponibilité des données géographiques sur le bassin versant (cf. caractéristiques physiographiques du bassin, caractéristiques du réseau hydrographique, des ouvrages hydrauliques...),
- de la possibilité d'utiliser pour le bassin considéré un modèle de simulation hydrologique (cf. modèle pluie-débit),
- et finalement, de l'existence ou non de modèles régionaux dans la zone d'étude qui permettraient de compléter, si nécessaire, l'information locale manquante.

Il est en particulier possible de distinguer les trois principales configurations suivantes :

- Dans le cas idéal où il existe une longue série homogène de débits observés (c'est-à-dire au moins 50 ans de mesures) et sous condition qu'aucune modification majeure du comportement du bassin au cours de la période d'observation n'ait eu lieu, il est possible de réaliser un traitement statistique approprié de cette série (c'est-à-dire analyse fréquentielle). Celui-ci permet généralement d'extraire les crues ou les caractéristiques de crues pertinentes pour l'étude visée – sous condition d'aucune modification majeure du comportement du bassin pour les décennies à venir. Ce cas concerne un nombre très réduit de bassins.

- Une autre situation beaucoup plus fréquente correspond au cas où il existe une longue série de précipitations mais des données débitométriques insuffisantes pour le bassin considéré. Sous certaines conditions, le comportement statistique des précipitations maximales observées sur le bassin peut alors être utilisé pour extrapoler celui des débits de crue. La série de précipitations peut également être utilisée pour reconstituer ou pour générer une longue série de débits, par simulation avec un modèle hydrologique adapté au bassin. Cette série est ensuite soumise à un traitement statistique approprié.

- Le cas le plus couramment rencontré est celui où le bassin est « non-jaugé » ou « peu instrumenté » (c'est-à-dire données débitométriques et pluviométriques à disposition insuffisantes). Différentes méthodes plus ou moins approximatives sont alors envisageables. Elles varient fortement suivant la nature des données et des informations disponibles. D'une part sur le bassin considéré (cf. données de pluie, caractéristiques physiographiques du bassin) et d'autre part sur la région d'étude (cf. courbes IDF, modèles régionaux).

Les méthodes d'estimation des crues sont donc multiples et variées. Les principales méthodes possibles pour l'estimation des débits de pointe de crue et pour l'estimation d'hydrogrammes de crue sont respectivement présentées dans les sections 9.2 et 9.3. Différentes pistes pour le choix de l'une ou l'autre d'entre elles sont proposées dans la section 9.4.

9.2 ESTIMATION DES DÉBITS DE POINTE

La prédétermination des débits de pointe de crue est une tâche hydrologique courante. Les méthodes présentées dans cette section concernent d'abord le cas des bassins jaugés et ensuite celui des bassins non jaugés.

9.2.1 Méthodes statistiques pour les bassins jaugés

Les débits de crues, et en particulier les débits annuels de crue, se prêtent bien aux techniques d'analyse statistique standard d'une variable aléatoire donnée. Les différentes valeurs de crues annuelles d'une série donnée sont généralement considérées indépendantes. Ceci résulte de la nature aléatoire des phénomènes météorologiques qui en sont à l'origine, des précipitations en particulier, ainsi que de la nature aléatoire des conditions antécédentes d'humidité du bassin avant chaque précipitation. Il est important de rappeler que l'indépendance des observations peut ne pas être vérifiée. Cela peut-être le cas si les crues considérées sont issues d'une série intra-annuelle, c'est-à-dire d'une série constituée de plusieurs crues par année (cf. Meylan *et al.*, 2008).

L'analyse statistique des débits de crue a en général pour objectif soit d'estimer la période de retour des événements observés soit d'estimer le débit qui correspond à une période de retour choisie. Elle se fait sur la base de séries de valeurs maximales extraites de longues séries d'observations. Les données utilisées sont en général les séries de maximums annuels (cf. débits moyens maximums sur une heure) ou des séries tronquées (c'est-à-dire valeurs de débit de pointe dépassant un certain seuil).

Dans le cas idéal où la série de débits est suffisamment longue, une analyse fréquentielle classique peut être envisagée (cf. Meylan *et al.*, 2008). Des données sur les crues historiques connues peuvent parfois être intégrées à la série pour améliorer l'estimation. Si la série de débits est insuffisamment longue, l'analyse fréquentielle peut utiliser en plus des données sur les pluies (méthode du GRADEX). Les méthodes correspondant à ces diverses situations sont abordées ci-dessous.

Analyse fréquentielle des débits de crue

En pratique, l'analyse fréquentielle fait appel aux techniques d'ajustement fréquentiel. Le principe de ces techniques consiste à ajuster une loi de distribution statistique théorique – le modèle fréquentiel – à la loi de distribution empirique déduite de la série d'observations considérée (fig. 9.3). Pour représenter le comportement statistique des débits de crues, il est donc nécessaire de choisir un modèle fréquentiel approprié et d'en estimer les paramètres.

Pour les débits de crues, les fonctions de distribution les plus couramment utilisées sont la loi des extrêmes généralisés (GEV) (type Gumbel, Weibull ou Fréchet); la distribution Log-normale; la distribution de Pearson type III et la distribution de Log-Pearson type III.

Le modèle fréquentiel décrit de manière analytique la relation entre l'intensité d'une crue et sa période de retour. L'utilisation d'un modèle fréquentiel permet donc d'estimer la valeur des débits pour des événements de périodes de retour différentes et en particulier plus élevées que celles des événements représentés dans l'échantillon. L'utilisation d'un modèle en extrapolation peut cependant conduire à des estimations du quantile cherché très différentes suivant le modèle fréquentiel et la technique d'ajustement des paramètres retenus.

Pour plus d'information sur les modèles fréquents utilisés en hydrologie, les méthodes d'ajustement des paramètres, l'estimation des incertitudes associées, le lecteur est invité à se référer à l'ouvrage de Meylan *et al.* (2008). Quelques rappels essentiels sur les précautions à prendre pour ce type d'analyse sont présentés dans l'encadré 8.2. Il est en particulier important de s'assurer que les séries de débits disponibles

sont homogènes sur la période considérée (cf. Renard, 2006). Ceci n'est pas le cas pour nombre de bassins versants dont le comportement hydrologique a été modifié par la transformation progressive du milieu (cf. urbanisation) ou par l'implantation, à un moment donné, de différents aménagements. Dans ces cas de figure, l'analyse fréquentielle doit être adaptée en conséquence (e.g. McGuen, 1979).

Analyse fréquentielle avec crues historiques

L'utilisation de crues historiques peut être très utile pour compléter les chroniques de débits disponibles (encadré 9.1). Une analyse fréquentielle sur l'ensemble de l'échantillon de crues (série continue d'observations + crues historiques) est toujours possible mais les techniques d'ajustement fréquentiel doivent être adaptées pour rendre compte de l'information manquante sur la période couverte par les données (cf. Condie et Lee, 1982 ; Ouarda *et al.*, 1998 ; Naulet *et al.*, 2005 ; Payrastre, 2005).

Encadré 9.1 Crues historiques utilisables

Les crues historiques souvent utilisées pour compléter les crues observées sont les crues anciennes particulièrement fortes survenues avant l'implantation d'une station de mesure et ayant laissé dans les mémoires (pour les plus récentes) ou dans des témoignages écrits personnels et les archives publiques (pour les plus anciennes) des traces et des informations susceptibles de permettre leur estimation. Dans certains cas, l'estimation peut aussi se baser sur des marques inscrites pour mémoire sur des bâtiments ou se baser sur des marques imprimées par le cours d'eau sur son environnement – l'estimation fait souvent appel dans ce dernier cas aux techniques de paléo-hydrologie (cf. Baker, 1987). L'estimation des débits des crues historiques est bien entendu d'autant plus difficile que leurs dates d'apparition sont lointaines.

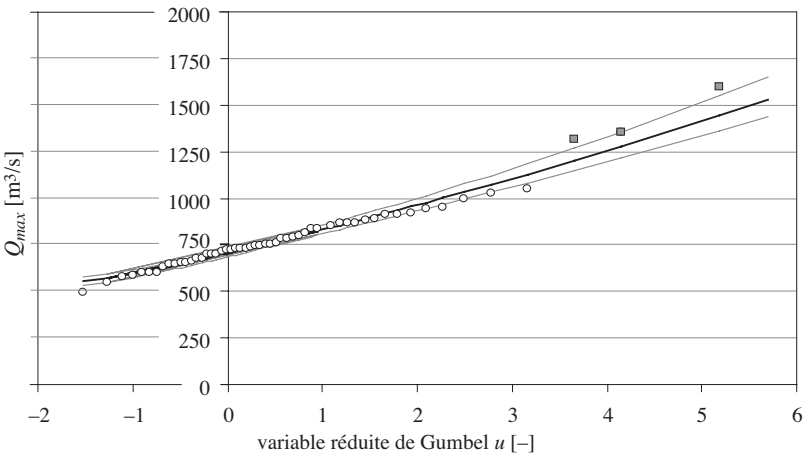


Fig. 9.3 Ajustement fréquentiel d'une loi LPIII (Log-Pearson III) avec intervalles de confiance à 80 % sur les débits maximums annuels du Rhône à Porte du Scex observés avant la construction des principaux barrages en Valais (période 1905-1956). La série de débits est homogène sur la période 1905-1956. Les débits maximums des 3 crues de 1987, 1993 et 2000, reconstitués pour des conditions naturelles par l'OFEG (2002) (cf. aussi fig. 2.4) ont été intégrés dans l'analyse, les 3 crues étant considérées comme crues historiques (Hingray *et al.*, 2006b).

Une autre configuration de plus en plus fréquente peut motiver l'utilisation de crues historiques. Le comportement hydrologique d'un nombre croissant de bassins versants est continûment modifié par différents aménagements (cf. hydrauliques). Les séries de débits de crues disponibles sur les bassins en question deviennent de ce fait non-homogènes et ne peuvent plus être utilisées pour une analyse fréquentielle classique. L'estimation des débits de crue pour une période de retour donnée devient difficile. Or, l'influence des aménagements sur les crues, généralement importante pour les crues courantes, se réduit fortement voire devient négligeable pour les événements majeurs. Pour gérer correctement les crues, il est donc important de pouvoir estimer les débits de crues dans une situation de bassin « sans aménagements ». Une solution consiste à utiliser, si elles existent, d'une part les crues observées sur le bassin avant les aménagements et d'autre part, les différentes crues importantes survenues après la construction des aménagements (a priori peu influencées ou éventuellement reconstituées). Ces dernières crues deviennent « historiques » et peuvent donc être utilisées en complément des séries de débits non influencés pour l'analyse fréquentielle souhaitée. C'est sur ce principe qu'a été réalisée l'analyse fréquentielle présentée sur la figure 9.3.

Courbes QDF

L'analyse fréquentielle des débits de crue peut s'effectuer sur les débits moyens maximums correspondant à différentes durées. Ceci conduit alors à l'élaboration de courbes QDF (courbes débit Q , durée D , fréquence F de non-dépassement).

A l'image des courbes IDF élaborées pour les précipitations (chap. 12), les courbes QDF synthétisent les relations statistiques existant entre les caractéristiques principales de l'hydrogramme de crue, c'est-à-dire le débit moyen maximal Q , la durée d et la fréquence F , d'où leur nom « QDF ». En d'autres termes, elles donnent la valeur du débit moyen maximal de crue, estimé sur une durée d , correspondant à une période de retour T donnée (fig. 9.4). Le principe de construction des courbes QDF est synthétisé dans l'encadré 9.2.

Encadré 9.2 Construction des courbes QDF

La construction des courbes QDF se fait de la même manière que la construction des courbes IDF. Elle se base sur l'analyse fréquentielle de l'une ou l'autre des deux variables suivantes (fig. 9.5) :

- $VCXd$: le débit moyen (équivalent à un Volume) Caractéristique sur une durée continue d , maXimal pour une saison donnée, en général l'année.
- $QCXd$: le débit seuil (Q) Caractéristique continûment dépassé sur la durée d , maXimal pour une saison donnée.

La variable $VCXd$ correspond à un volume transité dans un bief sur une durée d . Cette grandeur s'obtient en déterminant le volume d'eau entre les temps t_1 et t_2 que l'on divise par la durée $d = t_2 - t_1$. On a ainsi :

$$VCXd = \frac{1}{d} \cdot \int_{t_1}^{t_2} Q(t) \cdot dt \quad (9.1)$$

où $Q(t)$ représente le débit moyen maximal en fonction du temps. Cette variable est donc une grandeur moyenne.

$QCXd$ est un débit continuellement dépassé sur cette même durée d . L'intégrale de l'hydrogramme au-dessus de $QCXd$ correspond au volume de débordement du cours d'eau dans le cas où le débit seuil considéré est égal à la capacité d'évacuation du cours d'eau.

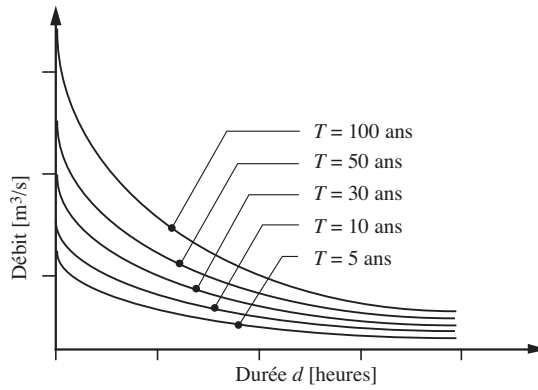


Fig. 9.4 Principe des courbes QDF en $VCXd$ ou en $DCXd$.

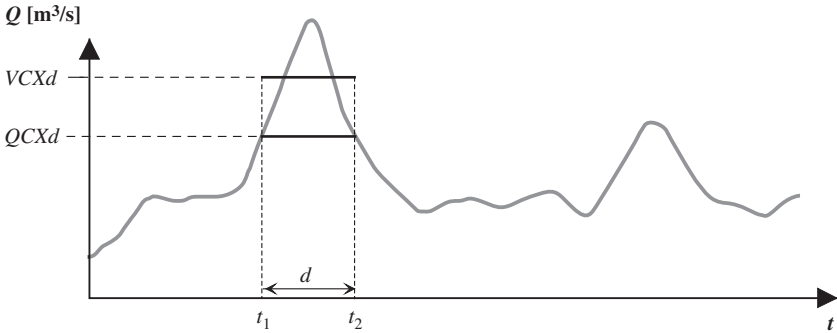


Fig. 9.5 Définition des variables $QCXd$ et $VCXd$ de la méthode QDF.

Pour chaque durée d considéré, une analyse statistique des valeurs de $QCXd$ (ou de $VCXd$) extraites de la série des débits moyennés sur d permet de déterminer les quantiles de débits correspondant à différents temps de retour.

Analyse fréquentielle «hydro-météorologique»

La longueur de la série des débits observés est généralement insuffisante pour l'estimation des débits maximaux de crues correspondant à des fréquences d'apparition rares à très rares – temps de retour de plus de 100 ans. Une longue série de précipitations est en revanche souvent disponible pour le bassin. La méthode du GRADEX, conçue, testée et validée en France par le groupe de recherche d'EDF¹ (Guillot et Duband, 1967) a été développée dans ce contexte pour la détermination des crues de sécurité des grands barrages. La méthode utilise le comportement statistique des précipitations maximales observées sur le bassin pour extrapoler celui des débits de crue. Elle diffère de l'analyse fréquentielle classique des débits de crue du fait qu'elle utilise l'information pluviométrique liée à la production des crues. La méthode permet de valoriser au maximum l'ensemble des données disponibles sur le bassin étudié ;

¹ «Electricité De France».

c'est pourquoi, elle est classée dans les méthodes d'estimation des crues dites hydro-météorologiques.

Deux séries de données sur le bassin sont nécessaires pour l'application de la méthode du GRADEX : une longue série de pluies maximales (minimum 25 ans) et une série de débits maximaux d'une longueur supérieure ou égale à une dizaine d'années. La méthode s'appuie sur les hypothèses suivantes :

- Les débits maximaux recherchés sont provoqués uniquement par des pluies maximales, uniformément réparties sur le bassin.
- La capacité de rétention du sol atteint une valeur limite à partir d'une certaine valeur de pluie. A partir de ce seuil, les pluies maximales et les débits correspondants (débits maximaux) suivent une même loi de distribution statistique, dite des « extrêmes » en raison de la nature du phénomène considéré (crues rares). Le coefficient de ruissellement du bassin versant est alors supposé proche de 1.
- Le seuil, correspondant à une configuration de bassin saturé, est atteint pour un événement pluviométrique provoquant un débit de période de retour 10 ans (parfois 20 ans).

En d'autres termes, le comportement asymptotique des débits maximums de crue est supposé identique à celui des pluies maximales sur le bassin. Dans un diagramme fréquentiel approprié – cf. un diagramme de Gumbel avec la variable réduite $u = -\ln(-\ln(F(T)))$ en abscisse, la distribution des débits est une droite parallèle à celle des pluies à partir du seuil correspondant au temps de retour 10 ans (fig. 9.6). Le GRADient des valeurs EXtrêmes (GRADEX) est le même pour les deux distributions. La distribution statistique utilisée est généralement celle de Gumbel.

L'application de la méthode du GRADEX nécessite que la durée des pluies moyennes maximales corresponde strictement à celle des débits moyens maximaux considérés (en général 24 h). Cette durée est en principe conditionnée par le temps de concentration

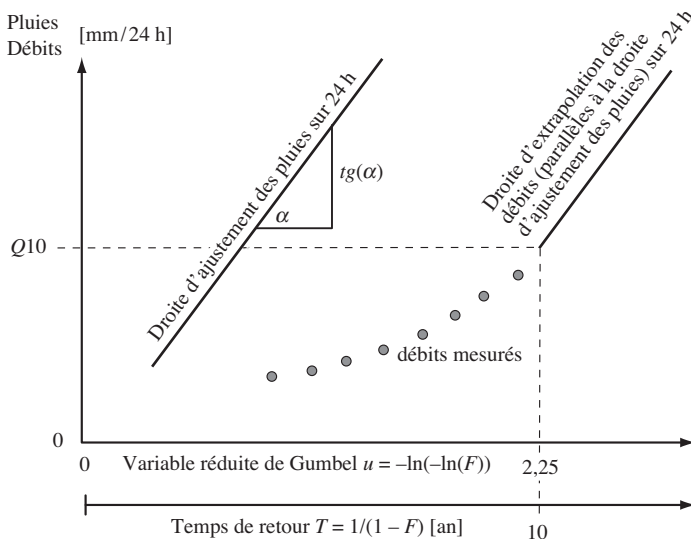


Fig. 9.6 Principe de la méthode du GRADEX.

des eaux du bassin au point d'intérêt. Les unités des pluies et des débits doivent être identiques (cf. en [mm/24 h]). Les résultats obtenus étant des valeurs moyennes sur le pas de temps choisi, les débits de pointe de crue se déduisent des débits moyens grâce à un coefficient multiplicatif moyen caractéristique du bassin. Ce dernier peut être estimé à partir des hydrogrammes de crues réelles observées sur le bassin.

La méthode du GRADEX n'est applicable que pour des petits bassins – temps de concentration inférieur à 4 jours, superficie de 5000 km² maximum – où les crues maximales sont produites par les précipitations liquides. Sa mise en œuvre est largement décrite dans le bulletin du comité français des grands barrages (CFGB, 1994). Bien que l'application la méthode puisse présenter certaines difficultés spécifiques au contexte de l'étude (cf. Lang *et al.*, 2005), elle reste avec ses principaux développements, une des méthodes les plus utilisées pour le dimensionnement des évacuateurs de crue des grands barrages. Une des principales adaptations de la méthode du GRADEX est la méthode AGREGEE (Margoum *et al.*, 1994). Cette méthode permet en particulier un raccordement progressif de la distribution statistique des crues entre le domaine des crues observées et celui des crues exceptionnelles qui suivent la distribution des pluies maximales. La méthode AGREGEE permet aussi de considérer pour la distribution statistique des précipitations maximales une distribution à caractère asymptotiquement exponentiel.

Les développements récents de la méthode du GRADEX suggèrent de réaliser l'analyse sur la base des événements observés au cours de la saison à plus fort risque pour l'extrapolation de l'aléa annuel, ou sur la base des événements observés lors de situations météorologiques regroupées au sein de « types de temps » à risque (Paquet *et al.*, 2006).

9.2.2 Méthodes régionales pour les bassins avec peu ou sans données

Dans la majorité des cas, les données hydro-météorologiques nécessaires à l'analyse fréquentielle des débits de crues ne sont pas disponibles pour le bassin étudié. Des modèles plus ou moins complexes, dits modèles régionaux et nécessitant un minimum de données locales et/ou régionales, peuvent être utilisés dans ce cas. Les modèles régionaux pour l'estimation des crues sont construits à partir de l'expérience acquise sur les bassins jaugés d'une région homogène du point de vue hydrologique (chap. 11). Si un modèle de ce type existe pour la région où se trouve le bassin d'intérêt, l'estimation des débits de crues consiste simplement à appliquer ce modèle pour le bassin considéré. Il est en revanche fréquent qu'aucun modèle régional n'existe pour la région d'intérêt ou qu'aucun modèle ne soit applicable pour le bassin en question. Dans ce cas, il est nécessaire de construire son propre modèle régional en se basant sur les informations disponibles sur les bassins jaugés de la région. Les différents aspects liés au développement et à la mise en œuvre d'un modèle régional – délimitation des régions homogènes, méthode d'estimation de la variable hydrologique d'intérêt – sont décrits en détail dans le chapitre 11 de cet ouvrage. Les principales méthodes régionales pour l'estimation des débits de crue sont présentées ci-dessous.

Modèles empiriques

Les modèles empiriques synthétisent la connaissance expérimentale des relations existant entre les débits maximums de crue et certaines caractéristiques du bassin

(tab. 9.1). Ils font parfois intervenir une variable liée aux précipitations du bassin. Ces modèles ont généralement l'expression suivante :

$$Q_{\max} = f_1(A) \cdot f_2(X_1, X_2, \dots, X_n, P, t_c) \quad (9.2)$$

avec $Q_{\max}$ le débit maximum du bassin versant, A est la surface du bassin versant, $X_1, X_2, \dots, X_n$ diverses autres caractéristiques du bassin versant, t_c le temps de concentration du bassin et P une variable pluviométrique.

La fonction f_1 est une fonction croissante de la surface. Cette fonction est cependant sous-linéaire dénotant le fait que les débits spécifiques de crues sont, toutes choses égales par ailleurs, d'autant moins forts que les bassins versants sont grands. En plus de la surface et du temps de concentration, les caractéristiques des bassins les plus souvent utilisées sont la pente (cf. relation puissance avec un exposant souvent proche de $-0,5$), le type d'occupation du sol et de végétation. Ces caractéristiques influencent la productivité du bassin versant (c'est-à-dire coefficient de ruissellement) ainsi que les vitesses des ruissellements sur les versants et des écoulements dans le réseau hydrographique. L'application des modèles empiriques à des bassins non-jaugeés nécessite donc des investigations de terrain ou des analyses cartographiques pour l'estimation des caractéristiques nécessaires.

A titre informatif, mentionnons qu'une courbe enveloppe des débits maximaux a été proposée pour l'ensemble des systèmes terrestres sur la base des différentes expressions empiriques régionales et des différentes observations ponctuelles de débits maximums. Elle est donnée par la relation suivante :

$$Q_{\max} = \frac{3009,2 \cdot A}{(41,31 + A)^{0,78}} \quad (9.3)$$

avec A en km^2 et $Q_{\max}$ en m^3/s .

Les modèles empiriques donnent une estimation très sommaire des crues et ne peuvent pas se substituer à une véritable étude hydrologique. De plus, ces modèles, quelles que soient leurs formulations, font tous appel à des coefficients empiriques qui ne sont valides que pour la région où ils ont été établis. Enfin, ces modèles ne font également pas intervenir le temps de retour de l'événement.

Tableau 9.1 Exemple de formules empiriques d'estimation des crues applicables aux bassins versants de petite taille (10 à 500 km^2) pour la Suisse. Il n'y a pas d'autre restriction sur les caractéristiques des bassins ; ceci ne garantit pas que le modèle fournisse toujours des résultats satisfaisants (d'après OFEG, 2003).

Méthode	Expression
Kürsteiner *	$Q_{\max} = c \cdot A^{2/3}$ $Q_{\max}$: Débit de pointe [m^3/s], c : Coefficient caractérisant le bassin versant = $f(\text{pente, surface de glacier})$, A : Surface de bassin [km^2]
GIUB'96	$Q_{100} = a \cdot A^b$ Q_{100} : Débit de pointe de la crue centennale [m^3/s], a et b : Coefficients régionaux (15 régions identifiées pour la Suisse), A : Surface du bassin versant [km^2]

* Méthode basée sur la courbe enveloppe englobant l'ensemble des plus fortes crues observées dans la région d'intérêt.

Modèles pseudo-empiriques – la méthode rationnelle

Les méthodes pseudo-empiriques se distinguent des modèles précédents en raison de leur degré de conceptualisation. Elles expriment par exemple souvent les crues en fonction d'une ou plusieurs variables liées aux précipitations maximales pouvant affecter le bassin. Parmi ces méthodes, la plus universellement connue est incontestablement la méthode rationnelle. La méthode rationnelle a donné naissance à de nombreuses méthodes dérivées appliquées préférentiellement dans l'une ou l'autre des régions du monde. C'est le cas, par exemple, de la méthode de Caquot largement utilisée en France.

Le concept de la méthode rationnelle doit son origine à l'ingénieur irlandais Mulvaney responsable de drainages agricoles au siècle dernier (1850). La méthode part du principe que le débit de pointe Q_p de l'hydrogramme provoqué par une pluie uniforme de période de retour T donné est maximal lorsque, toutes choses égales par ailleurs, la durée de cette pluie θ est égale au temps de concentration t_c du bassin versant, c'est-à-dire lorsque toute la surface du bassin contribue au ruissellement (encadré 9.3). La méthode suppose l'égalité des temps de retour de la précipitation et du débit ainsi calculé dont l'expression est la suivante :

$$Q_p(T) = u \cdot C_r(T) \cdot i_{\max}(t_c, T) \cdot A \quad (9.4)$$

avec $i_{\max}(t_c, T)$: l'intensité moyenne maximale de période de retour T de la pluie de durée θ égale au temps de concentration du bassin versant ($\theta = t_c$) ; $C_r(T)$: le coefficient de ruissellement du bassin (adimensionnel) pour la période de retour T , A : la surface du bassin, u : une constante de changement d'unités. Avec A en [ha], i en [mm/h] et $u = 0,0028$, Q_p est en [m³/s]. Avec A en [ha], i en [l/s/ha] et $u = 1$, Q_p est en [l/s].

L'application de la méthode rationnelle nécessite donc, en plus de la surface du bassin versant A , l'identification des différents coefficients qui la caractérisent à savoir, le coefficient de ruissellement $C_r(T)$ du bassin versant – fréquemment supposé indépendant de la période de retour T choisie, son temps de concentration t_c ainsi que l'intensité moyenne maximale de la pluie i pour le temps de retour T . Ils sont obtenus sur la base d'abaques, de modèles régionaux et des courbes IDF pour le bassin ou la région concernée (cf. Musy et Higy, 2004).

Du fait essentiellement de sa simplicité, la formule rationnelle est de loin la méthode d'estimation des débits de crue la plus connue et la plus utilisée. Elle a été adaptée pour permettre l'estimation d'un hydrogramme de crue. La méthode correspondante est connue sous le nom de méthode des isochrones (cf. Musy et Higy, 2004).

Encadré 9.3 Temps de concentration et durée critique des précipitations

Temps de concentration du bassin t_c

Le temps de concentration des eaux de ruissellement sur un bassin versant se définit comme le temps mis par une goutte d'eau tombée sur le point le plus éloigné (hydrologiquement) de l'exutoire pour y parvenir. L'évaluation du temps de concentration d'un bassin donné est fréquemment réalisée soit à l'aide de formules empiriques (tab. 8.2) soit grâce à l'une ou l'autre des deux méthodes de calcul évoquées ci-dessous. Ces méthodes diffèrent par la nature des ruissellements considérés.

Dans le cas où les ruissellements correspondent à des écoulements majoritairement concentrés, la méthode L/V (dite encore méthode « des vitesses ») est généralement appropriée. Celle-ci est couramment utilisée pour les projets d'assainissement routier. Avec la méthode L/V , le temps de concentration d'un bassin est estimé comme la somme maximale d'un temps d'humectation t_h , nécessaire à la production de ruissellements en

un point donné du bassin, d'un temps de ruissellement t_r , nécessaire aux ruissellements pour rejoindre le réseau hydrographique, et d'un temps d'acheminement en réseau t_a nécessaire aux écoulements pour rejoindre l'exutoire du bassin. Le temps d'humectation est généralement fixé de manière arbitraire, de 5 à 10 minutes. Le temps de ruissellement est estimé sur la base de la distance à parcourir sur les versants L_r et d'une vitesse de ruissellement V_r estimée suivant des abaques appropriés en fonction de la nature du couvert végétal et de la pente des versants (cf. Musy et Higy, 2004). Le temps d'acheminement t_a est calculé à partir de la longueur de la ligne d'écoulement en réseau L_a et de la vitesse de l'écoulement dans le réseau V_a . Cette dernière peut être évaluée sur la base d'abaques ou à l'aide d'une formule empirique de perte de charge telle que celle de Manning-Strickler ou de Chézy.

Lorsque les ruissellements peuvent être assimilés à des ruissellements en nappe, le temps de concentration peut encore être évalué suivant les hypothèses de l'onde cinématique (annexe 5.7.1).

Intensité critique de la pluie $i(t_c, T)$

Sous les hypothèses de la méthode rationnelle, la durée critique d'une pluie d'intensité moyenne maximale de période de retour T est égale au temps de concentration t_c du bassin (fig. 9.7). L'intensité de pluie correspondante est obtenue à partir des courbes IDF établies pour le bassin étudié ou pour la région concernée.

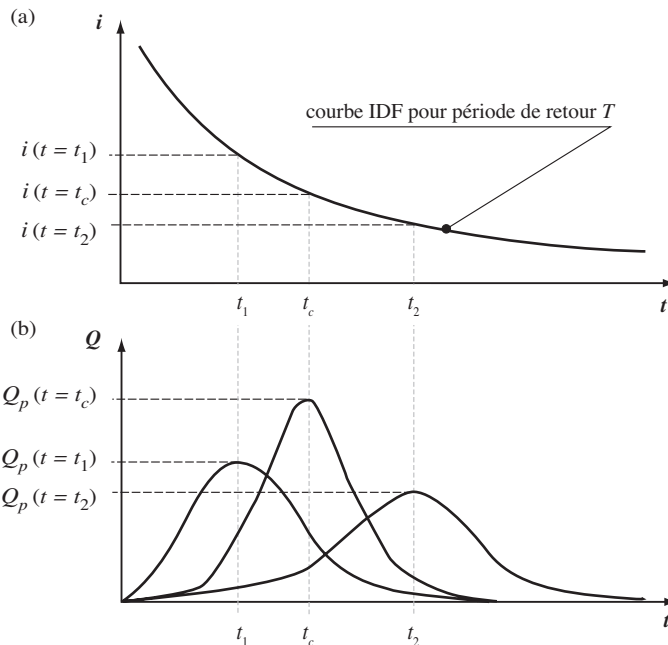


Fig. 9.7 Débits maximaux de crue obtenus pour des précipitations de différentes durées t_1 , t_2 et t_3 et dont les intensités moyennes respectives (i_1 , i_2 et i_3) ont la même période de retour T . (a): courbe IDF pour la période de retour T et intensités moyennes maximales correspondantes. (b): illustration schématique des hydrogrammes et débits de pointes résultant de pluies-bloc ayant respectivement ces intensités moyennes sur les durées correspondantes. Le débit de pointe maximum entre ces trois hydrogrammes est obtenu pour la précipitation dont la durée est égale au temps de concentration, la surface contributive du bassin étant inférieure à la surface totale du bassin pour $t < t_c$.

Tableau 9.2 Exemples de formules régionales pour l'estimation du temps de concentration t_c [min].

Méthode	Expression
Kirpich	$t_c = t_h + 0,0195 \cdot L^{0,77} I^{-0,385}$ t_h temps d'humectation [mn] ; L : longueur de la ligne d'eau principale [m] ; I : pente moyenne entre l'exutoire et le point du bassin le plus éloigné [m/m]
Normes suisses SNV**	$t_c = 5 + \frac{12 \cdot L}{C_r^{5/3} \cdot K^{2/3} \cdot I^{1/2}}$ C_r coefficient de ruissellement [-] ; K un coefficient en fonction du lieu et du temps de retour ; L : longueur de la ligne d'eau principale [m] ; I : pente [m/m]

** Ces normes proviennent de l'Association Suisse de Normalisation (SNV) établies pour le calcul des débits de drainage des routes.

La méthode rationnelle s'appuie sur de nombreuses hypothèses simplificatrices non vérifiables (cf. coefficient de ruissellement constant dans le temps et dans l'espace et en particulier indépendant de la période de retour, précipitations uniformes et constantes sur l'ensemble du bassin versant) qui limitent par exemple son utilisation à de petits bassins versants (taille inférieure à 20 km²). Son utilisation abusive et non contrôlée peut conduire à des résultats aberrants. Un piège courant est de considérer que la durée critique de la pluie d'intensité moyenne maximale de période de retour T correspond toujours au temps de concentration du bassin versant. Cette hypothèse forte est parfois non vérifiée ; elle se révèle souvent fausse en milieu urbain. Citons à titre d'exemple les deux cas de figure suivants : 1) lorsque le bassin comporte des « excroissances hydrologiques » (fig. 9.8b) et 2) lorsque l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques du bassin est importante – par exemple en tailles, coefficients de ruissellement et/ou réactivités des différents sous-bassins différents (fig. 9.8a, adapté de Consuegra et Musy, 1989). Un exemple de ces situations est traité en annexe 9.6.2.

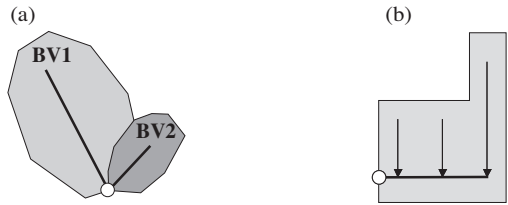


Fig. 9.8 Configurations hydrologiques où la formule rationnelle n'est pas applicable. (a) : cas d'un bassin BV3 composé d'un bassin rural BV1 peu réactif et peu productif et d'un sous-bassin urbain de petite taille BV2 très productif et réactif ; (b) : cas d'un bassin avec excroissance hydrologique.

Deux vérifications devraient être mises en œuvre pour valider la cohérence de l'estimation obtenue par l'application directe de la méthode rationnelle. Elles font appel à la méthode du double calcul et au diagramme «Aire-Temps de concentration». Ces deux méthodes sont présentées dans les annexes 9.6.2 et 9.6.3.

Exemple 9.2

Pour la situation décrite par la figure 9.9, on souhaite déterminer le débit de projet de temps de retour $T = 5$ ans à l'exutoire du bassin versant.

Les parties amont (BV1) et aval (BV2) du bassin couvrent respectivement 20 et 40 ha. A l'amont, les écoulements se font uniquement en surface tandis qu'il existe un canal à ciel ouvert long de 2000 m dans la zone aval. Pour les deux parties du bassin, l'occupation du sol est la même et de type « sol cultivé ». De plus, les cultures se font dans le sens de la pente (pente d'environ 2 %). Pour la région considérée, l'intensité moyenne maximale de période de retour $T = 5$ ans a l'expression suivante :

$$i(t, T) = a / (b + t) \text{ avec } i \text{ en mm/h ; } t \text{ en mn ; } a = 1980 \text{ mm/h, } b = 12 \text{ mn.}$$

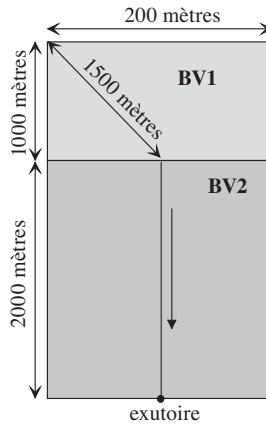


Fig. 9.9 Configuration du bassin versant.

La procédure de calcul consiste à déterminer successivement le temps de concentration du bassin versant, l'intensité moyenne maximale de la pluie critique correspondante, le coefficient de ruissellement moyen de l'ensemble du bassin et le débit de pointe cherché.

Le coefficient de ruissellement des deux parties du bassin et la vitesse de ruissellement sont respectivement estimés à l'aide d'abaques appropriés (cf. Musy et Higy, 2004). Un coefficient de ruissellement unique, égal à 0,2, est par exemple pris pour les deux sous-bassins ; la vitesse de ruissellement et la vitesse d'écoulement dans le canal sont fixées respectivement à 1,2 m/s et 1,0 m/s. Il vient :

- Temps d'humectation : $t_u = 10$ mn (valeur arbitraire)
- Temps de ruissellement : $t_r = L_r / V_r = 1500 \text{ m} / 1,2 \text{ m/s} = 21$ mn
- Temps d'acheminement : $t_a = L_a / V_a = 2000 \text{ m} / 1 \text{ m/s} = 33$ mn
- Temps de concentration : $t_c = t_u + t_r + t_a = 64$ mn
- Intensité critique correspondante : $i(t_c, T) = 1980 / (12 + 64) = 26 \text{ mm/h}$
- Débit de projet recherché : $Q_p(T) = 0,0028 * 0,2 * 26 * (20 + 40) = 0,87 \text{ m}^3/\text{s}$

Une étude complémentaire est réalisée ensuite, l'affectation du sol du bassin BV1 devant être modifiée. Cette modification change la valeur du coefficient de ruissellement pour ce sous-bassin ; elle passe de 0,2 à 0,4. Le coefficient de ruissellement moyen pour le bassin complet doit être mis à jour. Sa nouvelle valeur est estimée à l'aide d'une moyenne pondérée des coefficients correspondant aux deux sous-bassins (pondération par leurs surfaces respectives).

- Coefficient de ruissellement moyen : $Cr_{moy} = (20 * 0,2 + 40 * 0,4) / (20 + 40) = 0,33$.
- Nouveau débit de projet : $Q_p(T) = 0,0028 * 0,33 * 26 * (20 + 40) = 1,44 \text{ m}^3/\text{s}$

Modèles statistiques régionaux

Pour l'estimation des débits de crues, les modèles statistiques régionaux sont parfois basés sur un modèle de régression statistique qui retranscrit la relation entre le débit caractéristique de crue, Y_T , et certaines caractéristiques pertinentes du bassin versant, du type :

$$Y_{iT} = b_0 + \sum_{j=1}^N b_j \cdot X_{ij} + \varepsilon \quad (9.5)$$

où Y_{iT} est le quantile cherché pour le $i^{\text{ème}}$ bassin, X_{ij} est la grandeur de la $j^{\text{ème}}$ des N caractéristiques du $i^{\text{ème}}$ bassin versant considérées. Les coefficients b_0 et b_i sont des coefficients de régression et ε l'erreur d'ajustement de la droite de régression. Les caractéristiques explicatives utilisées sont les mêmes que celles apparaissant dans les modèles empiriques.

Une deuxième approche consiste à utiliser un modèle fréquentiel régional, préalablement déterminé à partir des données disponibles sur les sites instrumentés de la région homogène considérée. La méthode d'estimation correspondante est la méthode très populaire dite de « l'indice de crue ». Elle est détaillée dans le chapitre 11. En résumé, le modèle fréquentiel régional modélise, pour l'ensemble des bassins de la région, le comportement statistique des débits de crue normalisés. Le facteur de normalisation est appelé l'« indice de crue ». L'indice de crue pour un bassin donné est souvent la valeur de la crue annuelle moyenne pour ce bassin ou la valeur du débit annuel de crue de temps de retour de 2,33 ans. Ces deux valeurs sont en fait souvent considérées être égales. Le quantile de crue Y_{iT} cherché a alors l'expression suivante :

$$Y_{iT} = \mu_i \cdot Y_{RT} \quad (9.6)$$

avec μ_i : l'indice de crue pour le bassin considéré ; Y_{RT} : la valeur du modèle fréquentiel régional pour le temps de retour T . Y_{RT} est appelé le facteur de croissance correspondant à la fréquence de non-dépassement retenue ; il est généralement indépendant du site. Si le bassin versant dispose d'une série de mesures hydrométriques, l'indice de crue est habituellement estimé sur la base des observations. Si le bassin est non-jaugé, il peut être estimé à l'aide d'un modèle de régression direct utilisant comme variables explicatives les caractéristiques physiographiques ou climatiques du bassin.

Les avantages et inconvénients des différentes méthodes d'estimation pour les bassins avec peu ou sans observations sont mentionnés dans le chapitre 11.

9.3 ESTIMATION DE CRUES DE PROJET

Les différentes méthodes présentées dans la section précédente permettent d'estimer un débit de crue donné, en général pour une période de retour choisie. La connaissance de l'hydrogramme complet de la crue est cependant indispensable pour de nombreuses applications. Le volume et la forme d'une crue peuvent être pour certaines applications des variables bien plus critiques que le simple et traditionnel débit maximum. C'est le cas par exemple pour les projets visant à dimensionner les barrages et autres retenues ou pour ceux liés à la cartographie des dangers d'inondation.

Les méthodes qui permettent d'identifier ou de produire un ou plusieurs hydrogrammes de crues associés à une période de retour donnée nécessitent, pour la plupart, des données assez conséquentes sur le site d'étude. Elles sont soit directement basées sur l'exploitation des séries de débits observés, soit basées sur l'utilisation de scénarios météorologiques transformés en hydrogramme de crues par le biais d'un modèle de simulation hydrologique. Un modèle régional peut enfin de nouveau être utilisé dans le cas où le bassin est peu ou non jaugé.

9.3.1 Crues basées sur les débits observés

Lorsqu'il existe de longues séries de débits observés, la crue de projet peut être choisie parmi les crues observées ou être construite sur la base des courbes QDF dérivées.

Crues historiques

Lorsque la crue de projet est choisie parmi l'une ou l'autre des crues observées sur le bassin considéré, le choix de la période de retour à lui affecter est source de difficultés. En effet, la crue n'est pas caractérisée par son seul débit de pointe. Son temps de montée, sa durée, son volume au-dessus de différents débits seuil sont autant d'autres caractéristiques qui peuvent être de première importance dans l'effet de la crue sur le système étudié. Or, pour une crue donnée, ces caractéristiques ont des temps de retour différents.

Une période de retour moyenne est souvent estimée en positionnant la crue sur les courbes QDF du bassin étudié (fig. 9.10). Le principe d'un tel positionnement est le même que le principe de positionnement d'une précipitation observée sur les courbes IDF de la région considérée. Une importance particulière doit alors être donnée à la période de retour obtenue pour le débit maximal moyen correspondant à la durée critique estimée pour le système étudié. Mentionnons qu'il est fréquent de ne pas pouvoir identifier de crue observée dont la période de retour corresponde à celle définie pour le projet. C'est généralement le cas lorsqu'une crue de projet « extrême » est souhaitée. Une crue observée, artificiellement « gonflée » pour que sa période de retour ainsi modifiée corresponde à celle cherchée, est parfois utilisée dans ce cas.

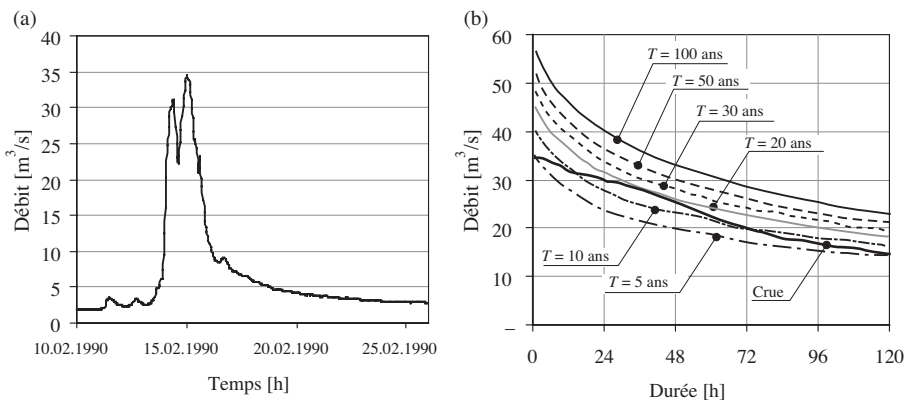


Fig. 9.10 Période de retour des débits moyens maximum de crue sur différentes durées. (a) hydrogramme de la crue du 15.2.1990 sur le bassin de Murg à Murgenthal, Walliswil (207 km²); (b) positionnement de la crue sur les courbes QDF obtenues pour le bassin (Période 1981-2004). Période de retour du débit moyen maximum pour une durée de 1 à 2 jours : approximativement 30 ans.

Hydrogramme Synthétique Mono-Fréquence

Les courbes QDF, lorsqu'elles sont représentées en fonction de la variable $QCXd$ (encadré 9.2), permettent de construire un Hydrogramme Synthétique Mono-Fréquence (HSMF). Différentes formes d'HSMF peuvent être produites sur la base d'une courbe QDF donnée. Le choix de la forme du HSMF de projet est préférentiellement effectué de sorte qu'elle soit représentative des formes de crues observées sur le bassin étudié. La procédure ci-dessous proposée par le CEMAGREF² permet de remplir en partie cette condition (fig. 9.11).

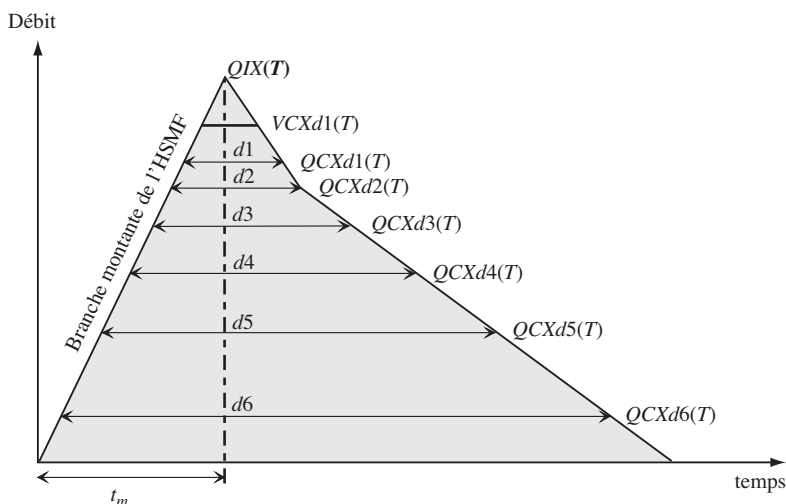


Fig. 9.11 Construction d'un Hydrogramme Synthétique Mono-Fréquence (HSMF).

Le temps de montée t_m de l'HSMF est déduit d'une analyse statistique des temps de montée des hydrogrammes observés. Le débit de pointe $QIX(T)$ correspond au débit instantané maximum de temps de retour T (à déterminer par ailleurs). La montée de l'hydrogramme est supposée linéaire. La décade est déterminée à partir des débits seuil ($QCXd$) de même fréquence mais avec des durées d'événements croissantes. Le point $QCXd1(T)$ s'obtient en effectuant une translation d'une durée $d1$ du point de même débit se trouvant sur la branche de montée de l'HSMF. Une particularité intéressante des HSMFs est que le débit moyen pour une durée quelconque (d) est équivalent au $VCXd$ de même fréquence et de même durée.

La technique du HSMF est contestée par ceux qui préfèrent travailler avec des hydrogrammes de crue réalistes et observés. Il est également important de souligner que la composition hydraulique des différents HSMFs à une confluence de cours d'eau donnée conduit à des débits de période de retour en principe différente de celle des HSMF origines et la crue résultante peut devenir difficile à utiliser. Il peut être par exemple difficile d'attribuer un temps de retour à la carte d'inondation résultant de ces débits combinés. L'utilisation d'un HSMF permet en revanche de construire un hydrogramme de projet dont la période de retour est supérieure à celle de la plus grosse crue observée sur le bassin versant. Par ailleurs, les courbes QDF et l'HSMF

² Institut de recherche Français pour l'ingénierie de l'agriculture et de l'environnement.

peuvent être régionalisés sans difficulté majeure et permettre ainsi l'estimation d'un hydrogramme de projet pour tout bassin non-instrumenté d'une région donnée (cf. Javelle, 2001).

9.3.2 Crues de projet obtenues par simulation «hydro-météorologique»

Les crues de projet peuvent être obtenues par simulation sur la base de scénarios météorologiques choisis et à l'aide d'un modèle hydrologique approprié. Cette approche est largement utilisée en particulier lorsque les données de débits à disposition sur le bassin sont insuffisantes.

Les modèles hydrologiques utilisables pour la simulation sont multiples. Ce sont, la plupart du temps, des modèles conceptuels ou à bases physiques permettant de représenter de façon plus ou moins simplifiée le comportement hydrologique du bassin (chap. 3). Suivant la nature et la qualité des données disponibles sur le bassin ou plus largement dans la région du bassin d'intérêt, le modèle nécessaire à la simulation hydrologique peut être obtenu de diverses manières. Dans le cas où il existe sur le bassin des séries concomitantes de débits et des variables météorologiques clés (cf. pluie, température), le modèle peut être construit, calibré et validé sur la base de ces données. Si les données sur le bassin sont insuffisantes voire inexistantes, et s'il existe dans la région des bassins instrumentés similaires au bassin d'intérêt, un modèle hydrologique régionalisé peut être utilisé (chap. 11). Dans tous les cas, il est nécessaire de s'assurer que le modèle peut être utilisé pour la simulation d'événements correspondant à la période de retour souhaitée. Cela implique en particulier que les séries de débits utilisées pour son développement contiennent des crues majeures.

Lorsqu'un modèle hydrologique est disponible pour le bassin, il peut alors être utilisé pour simuler les crues correspondant à divers scénarios météorologiques observés ou générés par ailleurs (chap. 12). Dans les deux cas, l'approche peut être strictement événementielle (c'est-à-dire la crue estimée est produite par un événement météorologique, événement particulier) ou multi-événementielle (c'est-à-dire plusieurs événements sont simulés).

Approche événementielle

L'approche événementielle consiste premièrement à définir un scénario météorologique de projet puis à choisir un état initial du bassin afin d'obtenir, par simulation, l'hydrogramme de crue désiré. Le scénario météorologique et le scénario d'état initial forment alors une configuration hydro-météorologique de projet.

Le scénario météorologique de projet se limite dans la majeure partie des cas à la définition d'une pluie de projet pour le bassin. Pour identifier ou construire une pluie de projet, plusieurs approches sont envisageables. Elles sont décrites dans le chapitre 12. La pluie de projet, qu'elle soit synthétique ou qu'elle corresponde à une pluie observée, sera souvent choisie en fonction de la période de retour de son intensité moyenne maximale sur la durée critique pour le bassin versant étudié. Le scénario météorologique doit dans certains cas spécifier les valeurs à affecter à d'autres variables météorologiques clés. En montagne, cela concerne par exemple l'altitude de l'isotherme 0°C (chap. 7).

La description de l'état initial du bassin consiste à spécifier les principales variables d'état du milieu qui conditionnent l'intensité et les caractéristiques de la crue résultant du scénario météorologique de projet (cf. humidité des sols, niveau de remplissage

des réservoirs artificiels, état du manteau neigeux). Le choix de l'état initial du bassin se limite souvent au choix des principales variables d'état du modèle liées à la production (cf. taux de saturation d'un réservoir sol, chap. 4) de sorte que le coefficient de ruissellement obtenu par simulation corresponde à un coefficient de ruissellement de projet, choisi par ailleurs.

L'approche événementielle est en fait très critiquable. L'intensité de la crue résultant d'une précipitation donnée est par exemple fortement conditionnée par les conditions antécédentes de saturation du bassin (fig. 9.12a). Or ces dernières peuvent aussi être considérées comme une variable aléatoire. L'intensité de la crue et sa forme est aussi très dépendante de la forme retenue pour la pluie de projet (fig. 9.12b). La crue de projet résultant de l'application d'une approche événementielle dépend donc d'un certain nombre de choix qui ne peuvent être qu'arbitraires.

D'autre part, l'approche événementielle est le plus souvent utilisée pour produire un hydrogramme de crue de projet correspondant à une période de retour T donnée. Or, il est a priori impossible de construire une configuration hydro-météorologique de projet correspondant à une période de retour choisie ou, inversement, d'associer une période de retour à une configuration hydro-météorologique de projet choisie. En particulier, la période de retour de la crue de projet obtenue par simulation n'a a priori aucune raison d'être équivalente à la période de retour de la pluie de projet qui l'a produite. Cette hypothèse est malgré tout souvent adoptée pour des raisons de commodité.

Cette approche est finalement surtout utilisée dans certains pays anglo-saxons (NERC, 1975) pour estimer la Crue Maximum Probable (la PMF du terme anglais *Probable Maximum Flood* ou la CMP au Québec) qui résulterait de la Pluie Maximum Probable (la PMP du terme anglais *Probable Maximum Precipitation*) sur le bassin versant considéré (chap. 12). Cette méthode, dite PMP-PMF, offre une des estimations de crue les plus sécuritaires puisqu'il s'agit d'une crue dont la probabilité de dépassement est théoriquement nulle. Les PMFs sont généralement utilisées comme crues de projet pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques tels que les grands barrages (cf. Béro, 1994 ; Dumas, 2006).

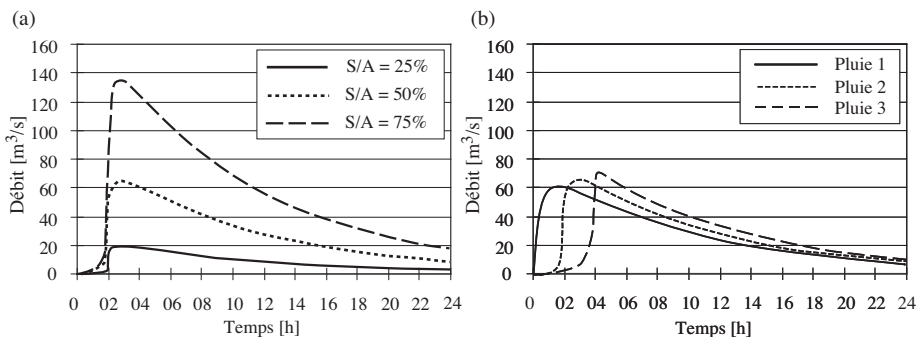


Fig. 9.12 Crues de projet obtenues par simulation à l'aide du modèle hydrologique GSM-SOCONT (Schaeffli *et al.*, 2005) à partir d'une pluie de projet synthétique de période de retour $T = 20$ ans. Bassin versant de Murg à Murgenthal, Walliswil (207 km²). (a) : influence des conditions initiales pour une pluie synthétique centrée (niveau de saturation du réservoir sol $S(t)/A$). (b) : influence de la forme de la pluie de projet (pluie de projet synthétique décroissante P1, centrée P2, et croissante P3 ; fig. 12.14).

Approche multi-événementielle

L'approche multi-événementielle permet de lever une partie des limitations liées à l'approche événementielle. Cette démarche abandonne la notion de période de retour d'événements pluvieux pour s'appuyer sur celle de période de retour des crues simulées.

Son principe est de simuler les crues pour différentes configurations hydro-météorologiques qui résultent de la combinaison aléatoire de différentes situations météorologiques et de différents états initiaux du bassin versant. Cette approche permet donc de se soustraire au choix difficile d'une seule configuration hydro-météorologique de projet (c'est-à-dire au choix de la structure de la pluie de projet ainsi qu'au choix de l'état initial du bassin). Elle autorise la production d'un catalogue de crues. Un traitement statistique adéquat des crues de ce catalogue permet alors d'extraire les crues ou les caractéristiques de crues pertinentes pour l'étude visée³.

Deux méthodes sont possibles pour constituer un catalogue de crues. La première consiste à générer un catalogue de situations météorologiques et à générer par ailleurs différentes situations d'état initial du bassin. Ces deux types de situations peuvent être obtenus soit par ré-échantillonnage de situations observées, soit par simulation à l'aide de générateurs stochastiques appropriés. Les différentes variables aléatoires considérées dans cette approche sont généralement supposées indépendantes et permettent de construire autant de situations hydro-météorologiques que désiré. Une telle approche a par exemple été retenue par Consuegra *et al.* (1998) pour produire un catalogue de crues en différentes stations du Rhône à l'amont de Branson (fig. 9.13 et fig. 9.14).

La seconde méthode est l'approche dite de simulation continue. Du fait des multiples avantages qu'elle offre, elle tend à supplanter les approches événementielle et multi-événementielle évoquées précédemment. Son principe est décrit dans le paragraphe ci-dessous.

Production de scénarios de crue par simulation continue

La simulation continue permet, à partir de séries chronologiques des variables météorologiques clés pour le bassin (cf. précipitations, évapotranspiration potentielle, températures), de reconstituer ou de générer des séries chronologiques de débits. Le traitement statistique des séries de débits simulées est effectué ensuite pour extraire les crues ou les caractéristiques de crues pertinentes pour l'étude visée. Rappelons qu'un modèle de simulation continue effectuée le suivi de l'état du bassin versant (cf. saturation, stocks de neige). Contrairement à l'approche multi-événementielle présentée au point précédent, la simulation continue permet donc de s'affranchir du choix de l'état initial du bassin versant.

La procédure à mettre en œuvre varie suivant la longueur des séries des variables météorologiques observées disponibles, notamment celle des pluies. Dans le cas où il existe une série de précipitations sur le bassin, et des autres variables météorologiques, de durée au moins égale au temps de retour recherché pour la crue de projet, la simulation continue peut être utilisée pour reconstituer une partie de la chronique des débits et allonger par suite la durée de la série de débits « observés ».

Dans le cas contraire, c'est-à-dire, quand les temps de retour de la crue de projet sont plus grands que la durée des mesures de précipitations, il est possible de générer des chroniques de précipitations et des autres variables météorologiques clés à l'aide d'un générateur stochastique approprié (chap. 12). Ces séries sont ensuite

³ Il peut aussi s'agir d'étudier les dysfonctionnements des systèmes hydrologiques (cf. débordements).

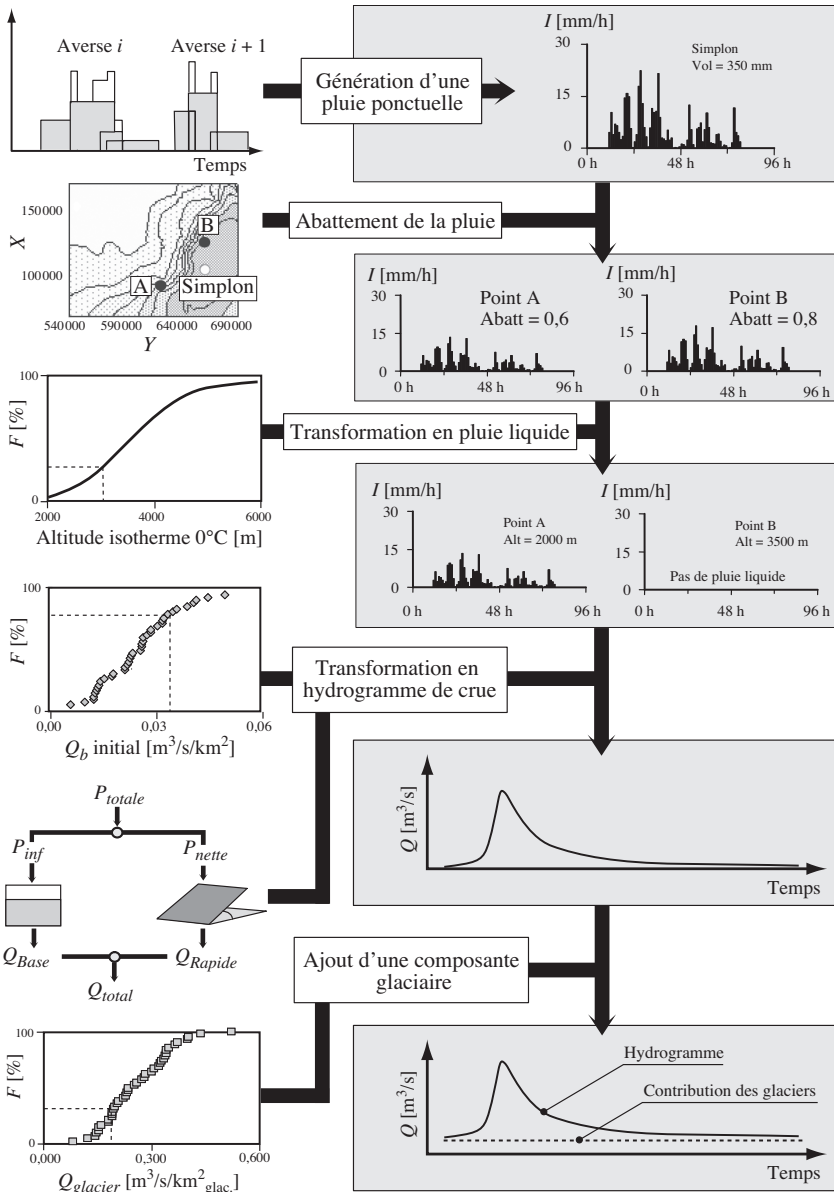


Fig. 9.13 Illustration d'une approche multi-événementielle pour la génération de scénarios de crues de projet (d'après Consuegra *et al.*, 1998). Les scénarios pluviométriques sont extraits d'une série de précipitations générée à l'aide du générateur stochastique NSRPM (§ 12.4.2 et Favre, 2001). La part des précipitations tombant sous forme liquide est déterminée après avoir tiré aléatoirement l'altitude de l'isotherme 0°C dans la distribution empirique correspondant à la saison considérée. Le débit de base glaciaire et le débit de base non glaciaire (conditionné par l'état de saturation du bassin versant) sont tirés aléatoirement dans des distributions empiriques appropriées. Le débit de base non glaciaire permet d'initialiser le modèle hydrologique (initialisation du taux de remplissage du réservoir sol) utilisé in fine pour simuler la réponse du bassin à la configuration météorologique obtenue par ailleurs.

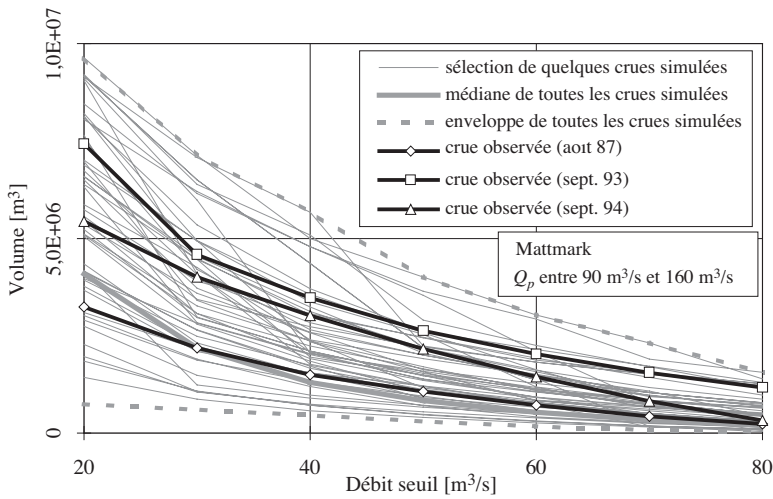


Fig. 9.14 Suite de la fig. 9.13. Volumes supérieurs à différents débits seuil pour les n crues du catalogue de crues obtenues suivant la méthodologie de Consuegra *et al.* (1998).

transformées en débits par un modèle hydrologique déterministe. Une telle approche a été retenue pour la génération de séries temporelles de débits et la production d'un catalogue de crues en différentes stations du Rhône à l'amont du Léman (Hingray *et al.*, 2006b). La figure 9.15 illustre le principe de la méthode développée à cet effet.

L'utilisation d'un générateur stochastique permet de créer autant de scénarios météorologiques plausibles pour le contexte climatique actuel que nécessaires. Il est en particulier possible de produire des précipitations de formes, de structures spatiales et d'intensités différentes. La méthode autorise également la génération de durées inter-événements plus ou moins longues et de successions rapprochées d'événements pluviométriques peu fréquents qui conduisent à des situations hydrologiques exceptionnelles. La simulation continue permet par suite de reproduire de façon artificielle un grand nombre d'événements hydrologiques plausibles induits par toute une variété de sollicitations météorologiques et de situations initiales du bassin versant. De même, il est possible de produire différentes configurations de crues ainsi que des trains de crues dans le cas de pluies très rapprochées.

Lorsque cette approche est retenue, il est recommandé de générer N séries chronologiques des variables météorologiques pour produire à l'aide du modèle hydrologique N séries chronologiques de débits. Par suite, N ajustements fréquentiels peuvent être réalisés sur les débits maximaux annuels et N estimations des quantiles de débits de pointe de période de retour T peuvent être effectuées. Il est donc possible de fournir, en plus de la traditionnelle et unique valeur d'un quantile donné son intervalle de variation plausible – il est par exemple possible de prendre les bornes de l'intervalle comprenant 90 % des valeurs de quantiles obtenues. Il est aussi possible, pour une période de retour donnée, d'extraire des séries de débits générées l'ensemble des événements dont les débits maximaux seront compris dans cet intervalle de vraisemblance. Ce catalogue d'événements permet ensuite d'effectuer diverses analyses de sensibilité, comme par exemple, l'analyse des impacts de submersions, en fonction des différents volumes débordés. Les figures 9.16 et 9.17 donnent à titre d'exemple les statistiques des débits

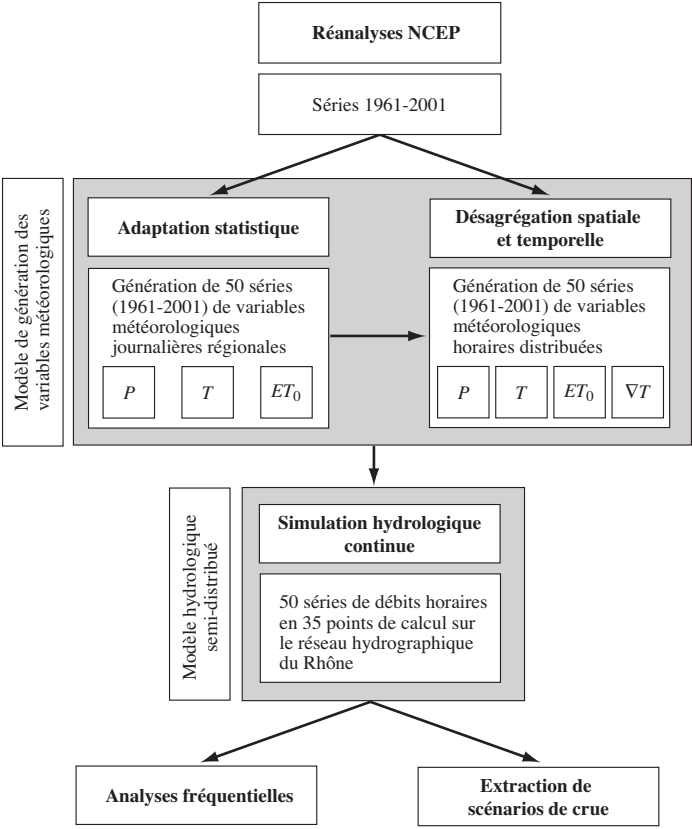


Fig. 9.15 Illustration d’une approche de simulation continue pour la génération de scénarios de crues de projet sur la base de 50 scénarios météorologiques produits par un générateur stochastique de séries chronologiques de précipitations/températures (d’après Hingray *et al.*, 2006b) : Méthodologie pour la génération des séries temporelles de débits en 35 points de contrôle du bassin du Rhône à l’amont du Léman. Remarques : (1) : les réanalyses météorologiques utilisées sont les réanalyses NCEP (chap. 2) ; (2) : le principe de la méthode de descente d’échelle statistique utilisée pour la génération des scénarios sur la base des réanalyses est présenté dans le paragraphe 12.4.4 du chapitre 12 ; (3) : la désagrégation spatiale et temporelle permet d’adapter les variables météorologiques journalières régionales aux échelles de temps et d’espace requises pour le modèle hydrologique en leur appliquant une structure spatiale et temporelle plausible (cf. aussi § 12.4.4).

horaires moyens maximums ainsi que diverses crues de projet obtenues par l’application de cette méthodologie en deux stations du Rhône à l’amont du Léman.

En produisant un large éventail d’hydrogrammes complets de crue, la méthodologie faisant intervenir la génération stochastique des pluies permet de s’affranchir de l’embarras du choix a priori d’un hydrogramme de projet unique. Bien que plus complexe à mettre en œuvre que les méthodes «classiques» de prédétermination des crues, elle est de plus en plus utilisée pour la génération de scénarios de crues. Outre la méthode évoquée ci-dessus, citons à titre d’exemple, la méthode SHYPRE développée par le CEMAGREF (Arnaud et Lavabre, 2002) ou encore la méthode SCHADEx présentée par EDF (Paquet *et al.*, 2006).

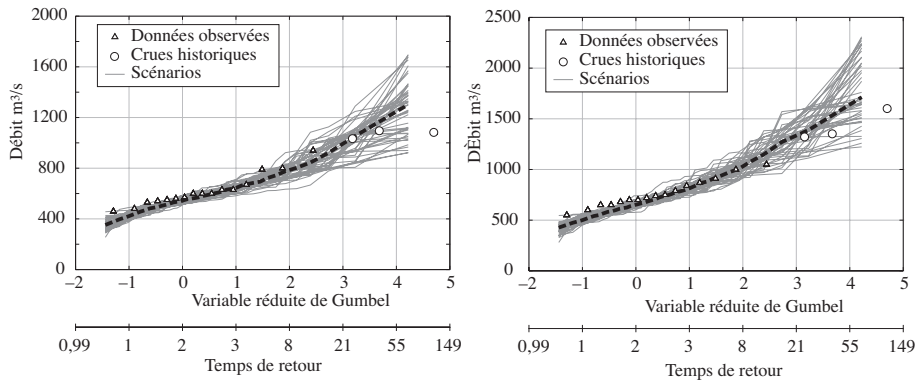


Fig. 9.16 Suite de la fig. 9.15. Statistiques des débits horaires moyens maximum simulés (traits continus) et observés (triangles) pour le Rhône à Porte du Scex et à Branson (u : variable réduite de Gumbel ; la courbe en traitillé relie les valeurs médianes des 50 quantiles obtenus pour fréquences de non-dépassement).

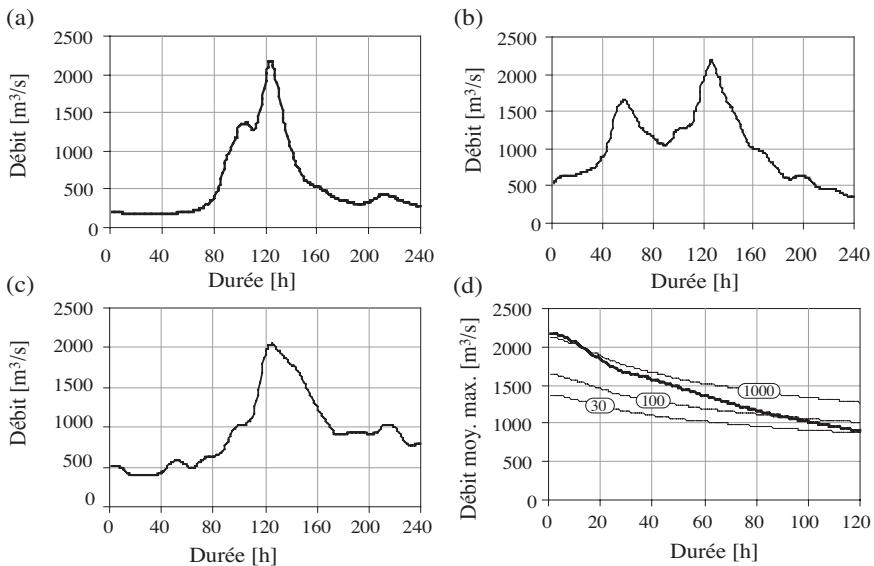


Fig. 9.17 Suite de la fig. 9.16. Trois crues de projets générées à Porte du Scex de période de retour approximative $T = 1000$ ans. Figure d : positionnement de la crue n°9 sur les courbes QDFs obtenues d'après les simulations.

9.4 CHOIX DES MÉTHODES APPROPRIÉES

Les méthodes possibles pour l'estimation d'un débit de crue, d'un hydrogramme de crue ou de scénarios de crues sont variées. Les critères ou recommandations permettant de choisir une méthode parmi celles ci sont limités même si différents guides pratiques voient aujourd'hui le jour (e.g OFEG, 2003, Lang *et al.*, 2005). Le choix

de l'ingénieur dépend d'abord des données disponibles, de critères techniques et des objectifs du projet. D'autres considérations méritent cependant d'être analysées. L'objectif de cette conclusion est de tenter d'éclairer les implications relatives à certains choix. Il n'en reste pas moins que la décision finale comportera inévitablement une large part d'intuition et de subjectivité fonction de l'expérience du projeteur.

9.4.1 Importance du contexte géographique

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant et de même les différents aménagements qui s'y trouvent influencent fortement sa réponse hydrologique à une sollicitation météorologique donnée (cf. Musy et Higy, 2004). Le contexte géographique du projet influence donc généralement le choix d'une méthode d'estimation, cette dernière devant pouvoir prendre en compte les facteurs clés liés aux crues.

La tendance à omettre certains facteurs clés est particulièrement forte lorsque l'analyse repose essentiellement sur une méthode statistique. Avec une méthode de simulation, l'ingénieur est souvent contraint de porter une attention particulière aux caractéristiques du bassin versant, aux caractéristiques de son réseau hydrographique et aux aménagements pouvant affecter les débits de crue.

9.4.2 Importance du contexte historique

Il est toujours important de tenir compte des effets, sur les crues, des changements passés de l'occupation des sols, de l'utilisation des sols ou encore des modifications hydrauliques du cours d'eau lui-même. Une étude historique permet souvent d'identifier les principaux processus de génération des crues mais aussi certains facteurs clés susceptibles, dans l'aménagement du bassin versant, de les avoir modifiés. Parmi ces facteurs, citons par exemple, le déboisement ou la reforestation, les travaux d'améliorations foncières, les pratiques agricoles, l'urbanisation, l'implantation d'infrastructures de communication (cf. chemins de fer, autoroutes), l'entretien du cours d'eau, la remise au profil, l'endiguement et toutes les constructions hydrauliques susceptibles de retenir, capter, dévier ou rejeter des eaux.

Mentionnons finalement la nécessité de tenir compte, dans l'estimation de scénarios de crue, des projets futurs d'aménagements du bassin versant. Le fait de négliger l'évolution prévue du bassin versant peut rendre obsolète prématurément le bien fondé des aménagements projetés.

9.4.3 Importance de la taille du bassin versant

La taille du bassin versant est souvent un facteur limitant dans l'application d'une méthode. C'est le cas de la méthode rationnelle dont l'application est limitée aux bassins versants de taille modeste du fait de l'hypothèse de précipitation uniforme sur le bassin. À l'inverse, la méthode de l'indice de crue est généralement peu recommandée pour les bassins de petite taille (chap. 11). Les modèles de simulations n'ont en principe pas de limite liée à la taille du bassin, si ce n'est celles imposées éventuellement par le générateur de scénarios météorologiques – souvent aussi limité à la génération de champs peu variables dans l'espace (chap. 12).

9.4.4 Importance de l'objectif de l'étude

Comme cela a été évoqué tout au long du présent chapitre, la variable hydrologique à estimer ainsi que le niveau de complexité de la méthode sont généralement fonction de l'objectif de l'étude. Par exemple, les travaux de dimensionnement courants ne justifient généralement pas l'application de méthodes complexes et les formulations plus simples sont préférées, pourvu que les paramètres de ces dernières puissent être estimés sur la base d'abaques ou de modèles régionaux validés pour la zone d'étude.

A cela s'ajoute un facteur culturel dans le choix de la méthode et de la précision escomptée. Les exigences pour répondre à un même objectif peuvent ainsi fortement différer d'une région du globe à une autre. La perception des risques liés aux crues et leur réponse institutionnelle ne sont par exemple pas les mêmes d'une région à une autre.

De plus en plus d'études exigent cependant l'utilisation d'un modèle hydrologique de simulation qui apporte une plus grande quantité d'informations et qui peut éventuellement être utilisé en simulation continue. Théoriquement, n'importe quel type de modèle pluie-débit pourrait être utilisé pour ce type de démarche. Les modèles les plus adaptés sont généralement les modèles conceptuels distribués, raisonnablement performants, et surtout parcimonieux et de fait peu gourmands en temps de calcul. Combinés à des scénarios hydro-météorologiques adéquats, les modèles sont par ailleurs une bonne alternative à l'analyse fréquentielle souvent utilisée en extrapolation. Ils peuvent parfois aussi prendre en compte l'effet sur les crues de modifications anthropiques comme l'urbanisation ou la construction d'ouvrages hydrauliques tels des réservoirs ou des dérivations. La mise en œuvre de tels modèles n'est cependant pas toujours aisée. Le problème majeur reste leur paramétrisation qui, en l'absence de données, doit s'appuyer sur le jugement de l'ingénieur ou sur des valeurs de paramètres régionalisées.

9.4.5 Synthèse

En guise de synthèse, les figures 9.18 et 9.19 présentent les principales méthodes applicables, suivant la nature des données hydrométriques et météorologiques disponibles et suivant qu'une modélisation hydrologique est possible ou non sur le bassin. Il est important de noter que ces figures ne sont pas des arbres décisionnels. Par exemple si l'estimation du débit maximum de crue doit être effectuée sur un grand bassin versant, la méthode de l'indice de crue est à préférer à la méthode rationnelle même s'il existe des courbes IDF. L'application de chaque méthode est évidemment conditionnée au respect des hypothèses propres qui lui sont associées. Pour des questions de lisibilité, seules les contraintes pouvant influencer notablement le choix d'une méthode sont présentées.

Il faut enfin mentionner que, dans certains contextes, plusieurs méthodes sont envisageables. Si tel est le cas et si le temps et le budget à disposition le permettent, il est recommandé de les appliquer de façon à obtenir différentes estimations de la variable d'intérêt. Il est alors possible d'estimer la cohérence inter-modèles. Une combinaison des estimations peut aussi être envisagée – une illustration d'une estimation combinée est donnée dans le chapitre 11.

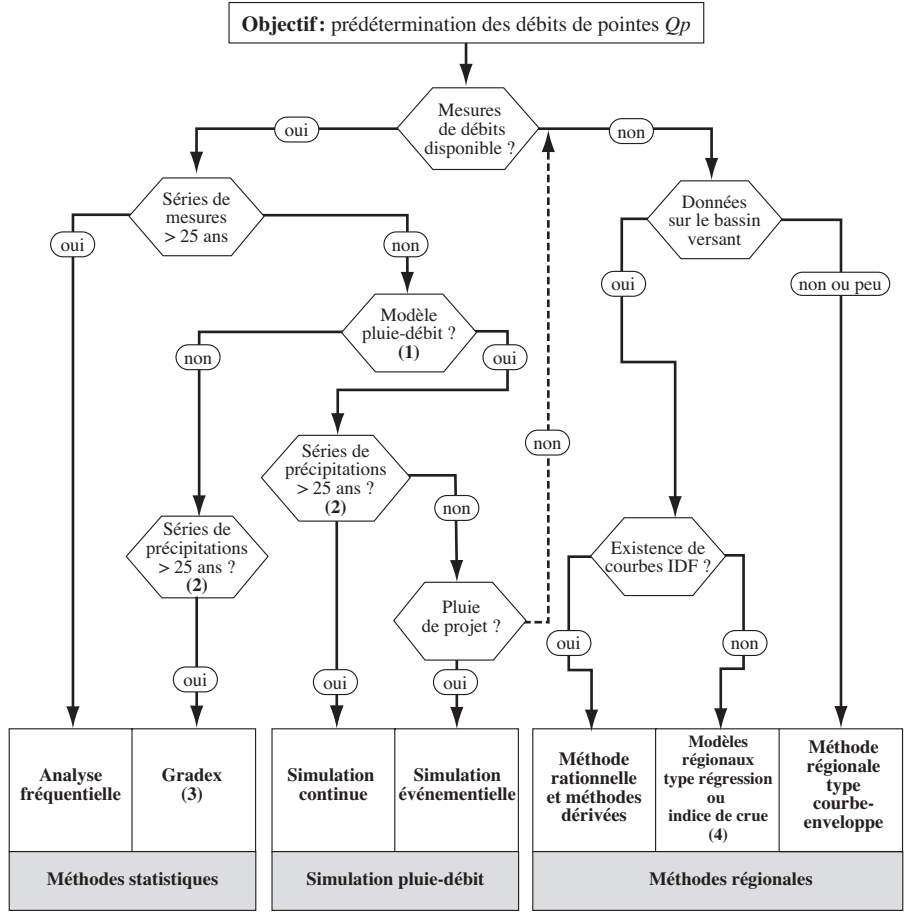


Fig. 9.18 Estimation des débits de pointe en fonction des données disponibles. Remarques : (1) : Le modèle hydrologique peut être calibré sur des données locales (séries concomitantes de pluies et de débits) ou peut utiliser des paramètres régionalisés. (2) Les données de précipitations peuvent être soit observées soit générées de manière stochastique. D’autres séries de variables météorologiques clés sont parfois également nécessaires (température, évaporation de référence, rayonnement net, etc.). (3) La méthode du GRADEX nécessite une série de débits maximums de crue d’au moins 10 années. (4) Si la longueur de la série de débits disponibles est suffisante, l’indice de crue est estimé sur la base des débits maximums annuels observés. Sinon, il peut être estimé sur la base d’un modèle statistique régional.

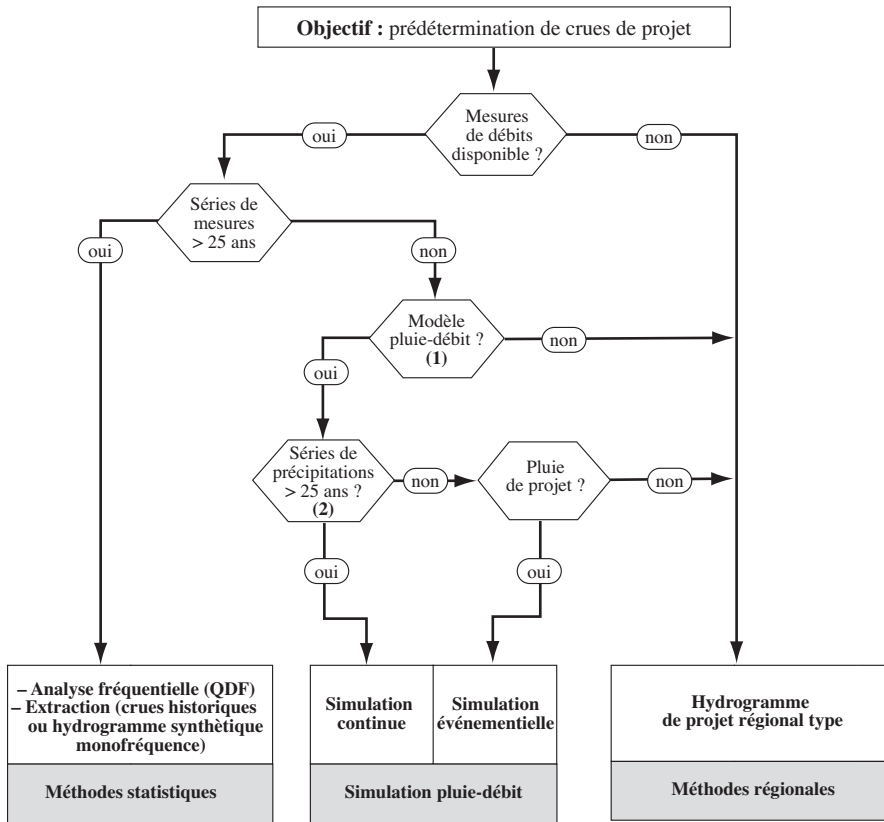


Fig. 9.19 Estimation des crues de projet en fonction des données disponibles. Remarques : (1) : Le modèle hydrologique peut être calibré sur des données locales (séries concomitantes de pluies et de débits) ou utiliser des paramètres régionalisés (si un modèle hydrologique régional est disponible, il n'est pas nécessaire de disposer de données de débits pour appliquer les méthodes de type «simulation pluie-débit»). (2) Les données de précipitations peuvent être soit observées soit générées de manière stochastique. D'autres séries de variables météorologiques clés sont parfois également nécessaires (température, évaporation de référence, rayonnement net, etc.).

9.5 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- La connaissance des débits de crue est de première importance pour la gestion de la ressource en eau et des risques hydrologiques associés.
- L'identification des différents processus ou facteurs qui influencent les débits de crue sur un bassin donné devrait idéalement précéder toute analyse des débits de crue.
- Pour les études où seule la capacité d'évacuation du système doit être analysée, l'estimation d'un débit caractéristique de crue est suffisante. L'estimation doit sinon généralement fournir un hydrogramme de crue complet (e.g pour le dimensionnement d'une retenue).

- Si les données débitométriques à disposition sont suffisantes, la période de retour d'un débit caractéristique de crue peut être estimée sur la base d'une analyse fréquentielle appropriée. Elle peut judicieusement intégrer les données éventuellement disponibles sur des crues historiques.
- S'il existe une série de précipitations maximales beaucoup plus longue que celle des débits maximums, ces données peuvent être utilisées pour estimer le comportement asymptotique des débits maximaux (méthode du GRADEX).
- En l'absence de données hydrométriques suffisantes, différentes méthodes régionales permettent l'estimation du débit caractéristique de crue cherché.
- Les méthodes régionales les plus couramment utilisées sont la méthode statistique de l'indice de crue et les méthodes pseudo-empiriques de type méthode rationnelle. La première utilise un modèle fréquentiel régional estimé sur les bassins instrumentés de la région. La seconde utilise en particulier les statistiques des précipitations moyennes maximales du bassin.
- La période de retour d'un hydrogramme de crue est difficile à estimer.
- Une étude hydrologique sur la base de différents scénarios de crue doit être préférée à une étude sur la base d'une crue unique.
- Lorsque les données débitométriques à disposition sur le bassin sont suffisantes, différents hydrogrammes de crues peuvent être extraits des données (hydrogrammes observés ou synthétiques monofréquence).
- S'il est disponible pour le bassin considéré, un modèle hydrologique peut être utilisé pour produire, sur la base de différents scénarios hydro-météorologiques, différents scénarios de crue. L'approche peut être événementielle ou multi-événementielle. Les scénarios hydro-météorologiques peuvent être soit observés, soit générés à l'aide d'un générateur stochastique approprié.

9.6 ANNEXES

9.6.1 Période de retour et probabilité d'apparition au cours d'une période de N années : les questions d'un ingénieur

La période de retour T d'un événement donné est associée à la probabilité de non-dépassement F du quantile correspondant ou encore à sa probabilité de dépassement p encore appelée fréquence d'apparition (encadré 8.1). L'estimation de la période de retour d'un débit donné permet de savoir qu'il sera dépassé en moyenne toutes les T années (k fois sur $k T$ années). La notion de temps de retour ne permet cependant pas de répondre à d'autres questions pertinentes que peut se poser l'ingénieur, telles que :

- Quel est le nombre de chances qu'un événement de temps de retour T survienne au moins deux fois durant les dix prochaines années ?
- Quel est le temps de retour de la crue qui a une chance sur trois d'être dépassée durant les cinquante prochaines années ?

Afin de pouvoir répondre à ce type de question, il nous faut utiliser les lois de probabilité de Bernoulli et binomiale (cf. Meylan *et al.*, 2008).

Question 1 : probabilité P que la crue de temps de retour T soit rencontrée ou dépassée au moins 1 fois au cours des n années de la durée de vie de l'ouvrage ?

La probabilité P que la crue soit rencontrée au moins 1 fois sur les n prochaines années a l'expression suivante :

$$P = p(X \geq 1) = 1 - p(X = 0) = 1 - (1 - p)^n = 1 - (1 - 1/T)^n \quad (9.7)$$

Question 2 : temps de retour moyen T des débits qu'il y a P chances sur cent de rencontrer au moins une fois durant les n prochaines années ?

La période de retour cherchée s'obtient directement sur la base de l'équation précédente :

$$T = 1/p \quad \text{avec} \quad p = 1 - (1 - P)^{1/n} \quad (9.8)$$

Le tableau 9.3 donne les valeurs de la période de retour T pour différentes probabilités P de dépassement et différentes durées de vie n de l'ouvrage.

Tableau 9.3

P [%]	Nombres d'années n						
	2	5	10	20	50	100	500
99	1,1	1,7	2,7	4,9	11	22	109
90	1,5	2,7	4,9	9,2	22	44	218
75	2,0	4,1	7,7	15	37	73	361
50	3,4	7,7	15	29	73	145	722
25	7,5	18	35	70	174	348	1739
10	19	48	95	190	475	950	4746
1	199	498	995	1990	4975	9950	49750

La figure 9.20 suivant synthétise la relation entre les 3 grandeurs T , n et P .

Question 3 : nombre d'années à attendre pour voir survenir la première défaillance de l'ouvrage ?

On peut tout d'abord déterminer la probabilité pour qu'il faille exactement n années pour qu'une défaillance survienne. La loi de probabilité est une loi géométrique donnée par :

$$p\{X = n\} = (1 - p)^{n-1} \cdot p \quad (9.9)$$

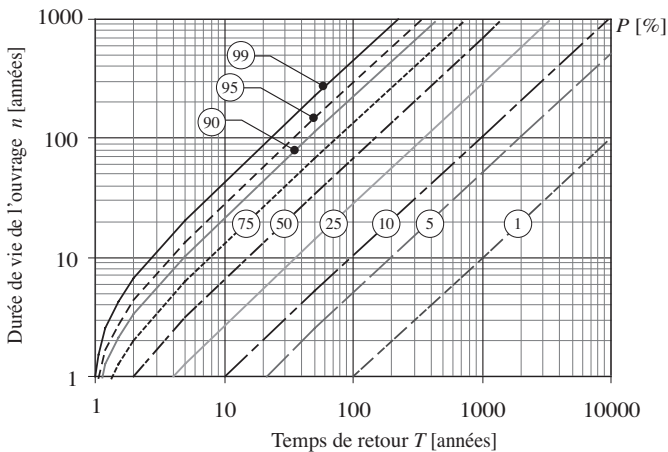


Fig. 9.20 Probabilité de dépassement de la crue de projet en fonction de son temps de retour et de la durée de vie de l'ouvrage considéré.

Dès lors la probabilité qu'il faille attendre au moins k années pour voire la première défaillance est donnée par :

$$p\{X \geq k\} = (1 - p)^{k-1} \tag{9.10}$$

On notera alors que l'espérance mathématique de la variable aléatoire X suivant une loi géométrique est égale à $1/p$, grandeur communément appelée temps de retour.

Question 4 : probabilité pour qu'une crue de temps de retour supérieure à m survienne au moins une fois durant les m prochaines années ?

On applique à nouveau la loi binomiale $B(m, 1/m)$ et l'on a :

$$p(0) = 1 - (1 - 1/m)^m \tag{9.11}$$

Pour une valeur m assez grande, on obtient une probabilité de 63 %. Cette grandeur est importante puisqu'elle implique la conclusion suivante :

Un ouvrage dimensionné pour un événement critique de temps de retour T -années a globalement 2 chances sur 3 (63 %) de subir une défaillance durant les T -années à venir.

9.6.2 Vérification par la méthode du double calcul du débit de pointe estimé avec la méthode rationnelle

On suppose que la méthode rationnelle a été appliquée pour estimer le débit de pointe de période de retour T à l'exutoire d'un bassin versant B donné (e.g. bassin BV4 de la configuration présentée sur la figure 9.21). Le but de la méthode du double calcul est d'identifier une configuration de sous-bassins versants éventuellement plus pénalisante en terme de débit de pointe à l'exutoire que la configuration initiale (voir fig. 9.21). On suppose que le bassin

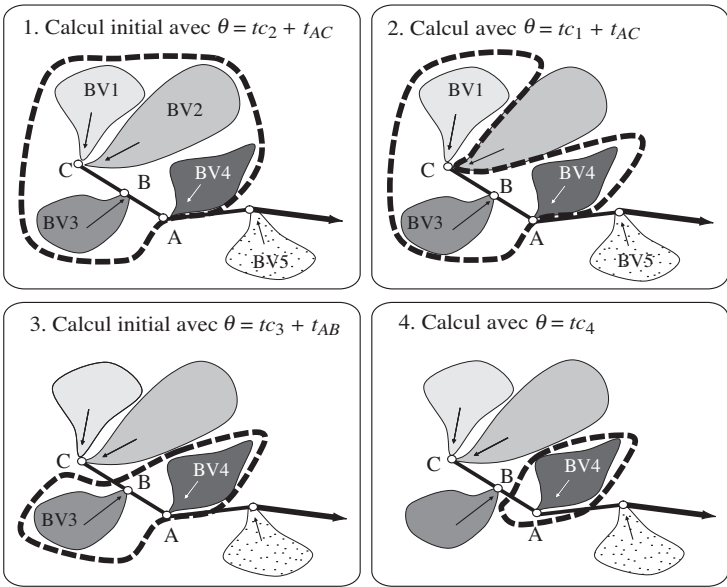


Fig. 9.21 Principe de la méthode du double calcul. Le débit de dimensionnement est à déterminer à l'exutoire A du bassin BV5. Trois calculs supplémentaires seront effectués avec les trois parties du bassin BV5 dont le temps de concentration est inférieur à celui du bassin BV5 complet. Les configurations correspondantes sont C1 = BV1 + BV3 + BV4 ; C2 = BV3 + BV4 ; C3 = BV4.

versant comporte des sous-bassins $B_1, B_2, \dots, B_n$ de caractéristiques différentes. Pour chaque sous-bassin, ou chaque groupe de sous-bassins, on peut déterminer son temps de concentration jusqu'à l'exutoire du bassin complet B . Lorsque le temps de concentration tc_k d'une configuration C_k donnée (un sous-bassin B_i ou un groupe de sous-bassins GB_j) est inférieur au temps de concentration tc_B du bassin B , on applique la formule rationnelle à cette configuration C_k avec tc_k . Cette procédure permet d'identifier de façon simple et efficace les éventuelles parties du bassin complet plus pénalisantes que ce dernier pour l'estimation du débit de pointe cherché.

Dans le cas d'un test positif (lorsque le débit obtenu avec l'une des configurations C_k est plus important que celui obtenu initialement pour le bassin B), le débit de pointe obtenu initialement pour l'ensemble du bassin B avec le temps de concentration tc_B ne peut pas être retenu pour le dimensionnement. On notera que la durée critique de la pluie pour le bassin B n'est donc pas égale à son temps de concentration. Par ailleurs, le débit de pointe obtenu pour la configuration C_k la plus pénalisante ne peut pas être pris tel quel comme débit de projet. En effet il faut lui ajouter la contribution de l'autre partie du bassin B (ie, $B-C_k$) qui elle aussi contribue au temps tc_k à l'écoulement à l'exutoire de B . Cette contribution est seulement une proportion de la contribution qui pourrait être calculée par l'application de la formule rationnelle à cette partie complémentaire puisque son temps de concentration (tc_B) est supérieur à la durée critique de la pluie obtenue (tc_k). L'exemple 9.3 ci-dessous illustre le principe de cette méthode de vérification du débit de dimensionnement.

Exemple 9.3

Le bassin se compose de deux sous-bassins en parallèle, l'un urbanisé et l'autre périurbain de type rural, plus grand, beaucoup moins réactif mais aussi beaucoup moins productif en terme de ruissellements. La configuration est illustrée sur le schéma de gauche de la figure 9.8 (fig. 9.8a). Les caractéristiques des différents sous-bassins sont données dans le tableau ci-dessous. Pour la région étudiée, le modèle IDF approprié est le suivant : $i(t) = a(T)/(b + t)$ avec i : intensité de la pluie en mm/h, t : durée de la pluie en mn, $a(20 \text{ ans}) = 2300$; $b = 12 \text{ mn}$.

	zone rurale (BV1)	zone urbaine (BV2)
Superficie (A)	110 ha	40 ha
Coefficient de ruissellement (C_r)	0,2	0,5
Temps de concentration (t_c)	60 mn	20 mn
Superficie réduite (A_R)	22 ha	20 ha

1. Le temps de concentration tc_3 du bassin $BV3 = BV1 + BV2$ est : $tc_3 = 60 \text{ mn}$
2. L'intensité moyenne maximale correspondante est : $i_3 = a/(b + tc_3) = 32 \text{ mm/h}$
3. Le coefficient de ruissellement moyen pour l'ensemble du bassin ($BV3 = BV1 + BV2$) est :

$$Cr_3 = (A_1 Cr_1 + A_2 Cr_2)/(A_1 + A_2) \quad (9.12)$$

4. Le débit de pointe à l'exutoire de $BV3$ pour la période de retour $T = 20$ ans est :

$$Q_{3-20}(tc_3) = A_3 \cdot Cr_3 \cdot i_3 = A_3 \cdot Cr_3 \cdot a/(b + tc_3) = 3,8 \text{ m}^3/\text{s} \quad (9.13)$$

5. Contrôle avec le bassin urbain : le temps de concentration du bassin urbain ($BV2$) est $tc_2 = 20 \text{ mn}$; l'intensité de la pluie de durée correspondante est $i_2 = a/(b + tc_2) = 72 \text{ mm/h}$; et le débit de pointe à l'exutoire de $BV3$ résultant de la seule contribution de $BV2$ pour cette pluie est :

$$Q_{2-20}(tc_2) = A_2 \cdot Cr_2 \cdot i_2 = 4,1 \text{ m}^3/\text{s} \quad (9.14)$$

Conclusion : Le débit de pointe provenant de la seule partie urbaine et qui correspond à la pluie de durée tc_2 est plus grand que le débit de pointe total correspondant à la pluie de durée tc_3 obtenu pour l'ensemble du bassin BV3. La durée critique pour le bassin BV3 n'est donc pas tc_1 ; tc_2 étant plus défavorable que tc_1 . Le débit à retenir pour le dimensionnement du collecteur à l'exutoire du bassin BV3 pour la période de retour $T = 20$ ans doit donc être supérieur à $4,1 \text{ m}^3/\text{s}$ (égal à $4,1 + x \text{ m}^3/\text{s}$ avec x la contribution du bassin rural pour cette même pluie d'intensité i_2 et de durée tc_2).

9.6.3 Vérification du débit de pointe estimé à l'aide du diagramme Aire-Temps de concentration dans le cadre de méthode rationnelle

Définition de la courbe Aire-Temps de concentration

La courbe Aire-Temps de concentration (encore appelé diagramme (A_R-t_c) ou diagramme Aire-Temps) permet d'évaluer la fraction de la surface réduite totale du bassin versant contribuant effectivement au débit à l'exutoire du bassin au temps t (t minutes après le début de la pluie). Rappelons que le diagramme Aire-Temps est égal à un facteur de normalisation près (la surface du bassin) à la courbe en S du bassin versant (chap. 5).

Apport pour la vérification des débits estimés avec la méthode rationnelle

Le diagramme Aire-Temps peut être utilisé pour vérifier et corriger les débits estimés avec la formule rationnelle. Supposons que l'on dispose d'un modèle IDF de type Talbot (l'intensité moyenne maximale d'une précipitation de durée t et de période de retour T a l'expression suivante : $i(T, t) = a(T)/(b + t)$). Le diagramme Aire-Temps permet alors de vérifier que la durée critique d'une pluie uniforme pour le bassin considéré (celle qui conduit à un débit de pointe maximum) est bien égale au temps de concentration pour le bassin. Si ce n'est pas le cas, il permet l'identification graphique de la durée critique pour le bassin puis le calcul du débit de pointe correspondant. Pour une période de retour T donnée, le débit de pointe de l'hydrogramme de crue résultant d'une pluie uniforme de durée t inférieure au temps de concentration du bassin a l'expression suivante :

$$Q_p(T, t) = A_R(t) \cdot i_{\max}(T, t) = a(T) \cdot \frac{A_R(t)}{b + t} \quad (9.15)$$

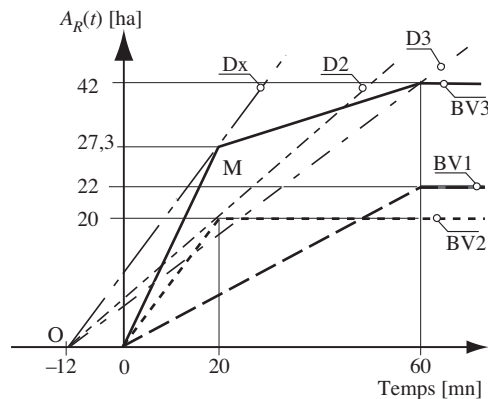


Fig. 9.22 Diagrammes Aire-Temps de concentration pour respectivement les bassins BV1, BV2 et BV3 = BV1 + BV2 décrits dans l'exemple 9.3. Le modèle IDF utilisé a l'expression : $i(T, t) = a(T)/(b + t)$.

avec $A_R(t) = [C \cdot A](t)$: fraction de la surface réduite totale du bassin contribuant effectivement à l'exutoire du bassin au temps t .

A période de retour fixée, le débit de pointe résultant d'une pluie d'intensité constante est donc, suivant la formulation précédente, fonction de la durée de la pluie. Le débit de pointe maximum sera obtenu pour le rapport $A_R(t)/(b+t)$ maximum. Pour une durée de pluie t donnée, ce rapport est simplement la pente de la droite D passant par les points $A(-b, 0)$ et $M(t, A_R(t))$ dans le diagramme Aire-Temps de concentration du bassin. Il suffit donc, pour trouver la durée de pluie critique pour le bassin B , de trouver la droite D tangente au diagramme Aire-Temps qui a la pente la plus importante.

Cette droite est la droite D_x pour le bassin BV3 présenté dans l'exemple 9.3 de l'annexe 9.6.2 (fig. 9.22). La durée critique correspondante pour ce bassin est $\theta = 20$ mn. La surface réduite correspondante est 27,3 ha et le débit critique correspondant est obtenu sur la base de l'équation ci dessus : $Qp = 5,6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Construction du diagramme Aire-Temps

La construction du diagramme Aire-Temps peut être effectuée à l'aide de diverses méthodes (choix d'une forme par défaut en fonction de la forme du bassin, choix d'une forme par défaut pour chacun des sous-bassins puis composition à l'exutoire du bassin complet des diagrammes individuels, utilisation d'un modèle de transfert simple dérivé par exemple d'un MNA). La méthode la plus simple est celle supposant que la fonction $A_R(t)$ est une fonction affine du temps pour chaque sous-bassin du bassin complet (méthode utilisée pour construire le diagramme de la figure 9.22).

Avantages et limites de la méthode

La méthode permet d'éviter les estimations erronées des débits de projet qui ne manquent pas de se produire par l'application de la méthode rationnelle dans différentes situations violant les hypothèses de la méthode.

Une limite importante de cette approche tient à l'approche graphique utilisée dont la mise en œuvre, manuelle, peut s'avérer rapidement fastidieuse si l'on ne connaît pas le temps de concentration du bassin. En milieu rural, ce dernier peut être estimé à l'aide de modèles régionaux sur la base des seules caractéristiques du bassin. En milieu urbain, le comportement des bassins peut difficilement être considéré comme linéaire et le temps de concentration des bassins, et par suite le diagramme Aire-Temps lui-même, est généralement dépendant du débit dans le réseau considéré. Or celui-ci est inconnu puisque c'est ce qu'on cherche justement à estimer. L'utilisation du diagramme Aire-Temps se prête difficilement à la recherche itérative nécessaire dans ce cas de figure.

CHAPITRE 10

PRÉVISIONS HYDROLOGIQUES

L'objectif d'une prévision hydrologique est d'estimer de façon anticipée et généralement chiffrée l'état futur ou l'évolution temporelle à venir de diverses variables hydrologiques (cf. débit, hauteur d'eau dans la rivière, hauteur de nappe). La prévision veut répondre à la question de la gestion en temps réel de la ressource en eau et des risques hydrologiques. Elle se distingue donc fortement de la prédétermination dont l'objectif est d'associer une fréquence d'apparition ou de dépassement à ces mêmes variables hydrologiques, mais sans échéance prédéfinie.

L'environnement, les données ainsi que les outils nécessaires à un système de prévision sont spécifiques à cette mission. Un système de prévision hydrologique nécessite en particulier un système de collecte et de rapatriement, le plus souvent en temps réel, des données nécessaires à la connaissance de l'état du système à l'instant t ; un système de collecte et de traitement des sollicitations météorologiques passées et prévues; un modèle hydrologique de prévision approprié au traitement de ces données; ainsi qu'un service de prévision, opérationnel en tout temps, pour le suivi des prévisions et la diffusion des bulletins associés.

Les prévisions hydrologiques sont utiles pour de nombreuses applications allant de la prévision des crues et des étiages à la prévision à plus long terme de la ressource en eau. Les méthodes de prévision sont tout aussi variées. Elles vont des simples modèles de régression statistique aux modèles de simulation hydrologique à bases physiques permettant de représenter les différents flux d'eau et d'énergie au sein des bassins versants et du réseau hydrographique considérés.

Ce chapitre a pour objectif d'aborder les principales questions liées à la prévision hydrologique. Les principes d'une prévision, d'un modèle de prévision, et plus généralement d'un système de prévision, sont décrits dans la première section. Les différentes composantes possibles et/ou nécessaires au développement et à la mise en œuvre opérationnelle d'un modèle de prévision sont ensuite présentées (sect. 10.2). La problématique des incertitudes et la valeur d'une prévision sont abordées dans les sections 10.3 et 10.4. La dernière section propose enfin quelques pistes pour le choix d'une méthode de prévision appropriée à un contexte donné.

Le lecteur souhaitant plus d'informations sur les méthodes de prévision existantes et la façon de les mettre en œuvre pourra se référer aux nombreuses publications spécialisées sur ce sujet : citons, par exemple, le Guide de Prévision des Crues publié

sous la direction de P.A. Roche (Roche, 1987). Ce guide est la synthèse des travaux du groupe «Prévision des crues» de la Société Hydrotechnique de France et constitue encore aujourd'hui une référence en France.

10.1 INTRODUCTION

10.1.1 Principe et enjeux d'une prévision

Echéance, délai de prévision et période de rafraîchissement

Le principe de prévision est indissociable de la notion d'échéance ou de délai de prévision. L'échéance d'une prévision est la date à laquelle la variable hydrologique doit être prévue ou la date jusqu'à laquelle l'évolution temporelle de la variable hydrologique doit être prévue. L'intervalle de temps entre l'heure de prévision, c'est-à-dire le moment auquel une prévision est réalisée, et l'échéance de prévision est souvent appelé l'horizon temporel de la prévision. Le délai de prévision est la durée de cet intervalle. A échéance fixée, le délai de prévision diminue au fur et à mesure que l'échéance de prévision se rapproche. Pour un délai de prévision fixé, l'échéance avance au fur et à mesure que le temps passe (fig. 10.1).

Quel que soit le modèle de prévision utilisé, une prévision est toujours plus ou moins entachée d'erreurs lorsqu'elle est confrontée a posteriori avec les valeurs observées de la variable hydrologique. Si ces erreurs ne sont pas utilisées pour corriger en

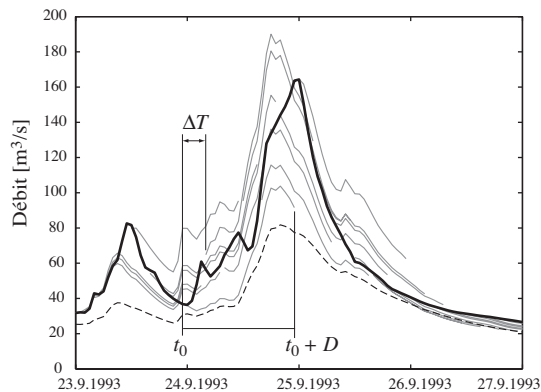


Fig. 10.1 Principe et temps caractéristiques d'une prévision. Prévision des débits à échéance +24 h avec rafraîchissement de la prévision. Bassin du Rhône à Reckingen (215 km²). En trait gras : crue observée (24-26/09/93). En traitillé : prévision sans rafraîchissement. En traits grisés : les rafraîchissements successifs de la prévision. La prévision météorologique est supposée parfaite. Chaque prévision hydrologique (c'est-à-dire chaque spaghetti), d'une durée égale au délai de prévision retenu ($D = 24$ h), est décrite par n valeurs fonction du pas de temps d'échantillonnage choisi ($n = D/\Delta t = 24$). L'échéance de la dernière prévision ($t_0 + D$) est fonction de la dernière heure d'émission de la prévision (t_0) et du délai de prévision D . Chaque rafraîchissement conduit à une nouvelle prévision, décalée de la précédente d'une durée égale à la période de rafraîchissement ΔT . Pour des questions de lisibilité, le renouvellement de la prévision est effectué dans cet exemple toutes les 4 heures ($\Delta T = 4$ h) (d'après Hamdi *et al.*, 2005).

temps réel la prévision, celle-ci peut se dégrader progressivement. Pour éviter cela, la prévision est en principe rafraîchie régulièrement en fonction des erreurs constatées dans le passé proche. Ce rafraîchissement est effectué au fur et à mesure que le temps avance et que de nouvelles données observées ou simulées par ailleurs sont disponibles (cf. observations sur l'état du système hydrologique, données sur les sollicitations météorologiques du passé proche et données prévues sur les sollicitations météorologiques à venir). La période de rafraîchissement, c'est-à-dire, la durée séparant deux rafraîchissements successifs de la prévision, est aussi un temps caractéristique important d'une prévision. Le rafraîchissement régulier d'une prévision conduit à la représentation graphique typique, dite en spaghettis, de la prévision – chaque spaghetti correspondant à l'évolution temporelle prévue à partir d'une date donnée de la variable considérée (fig. 10.1).

Enjeux et variables de prévision

Les enjeux des prévisions hydrologiques sont multiples. Ils concernent différents aspects de la gestion de la ressource en eau que ce soit pour optimiser son utilisation ou pour réduire les dommages potentiels associés aux événements hydrologiques majeurs ou extrêmes (e.g. par l'alerte, la commande d'ouvrages).

Les variables qui font généralement l'objet de prévision sont les débits et les volumes (e.g. pour l'estimation des apports ou des événements extrêmes), les hauteurs d'eau (e.g. pour la navigabilité des cours d'eau, les risques d'inondation, les activités récréatives sur les plans d'eau) ou encore les paramètres de qualité des cours d'eau (e.g. températures, concentrations en polluants). L'objectif de la prévision peut être de déterminer, sur l'horizon de prévision considéré, la valeur moyenne de la variable hydrologique, la valeur maximale (ou minimale) qui pourra être atteinte, le moment et la durée pendant laquelle une valeur donnée sera atteinte et/ou dépassée ou encore l'évolution temporelle de la variable sur cet horizon. Pour les crues, la prévision du volume correspondant au dépassement d'une hauteur ou d'un débit seuil donné (cf. seuil de débordement) est aussi souvent réalisée.

Les prévisions peuvent encore concerner diverses autres variables telles que la date de fonte de neige et de glace – et les volumes associés, la date de début des glaces flottantes, de prise de la glace ou de la débâcle associée, la profondeur et la date d'abaissement maximum des nappes ou leur niveau d'abaissement maximal.

Prévisions à court terme, moyen terme et long terme

Il est d'usage de considérer en hydrologie, comme en météorologie, quatre types de prévision : les prévisions immédiates, les prévisions à court terme, les prévisions à moyen terme, et enfin les prévisions saisonnières. Selon la définition de l'OMM, les gammes des délais de prévision correspondants sont respectivement de [0-6 h [pour les prévisions immédiates, [6 h-72 h [pour les prévisions à court terme, [72 h-12 jours [pour les prévisions à moyen terme et de [> 12 jours [pour les prévisions saisonnières.

Dans l'idéal, le choix du délai de prévision est fonction de l'utilisation qui doit être faite de la prévision (encadré 10.1). Les prévisions hydrologiques à court terme sont par exemple utiles pour la réduction des dommages potentiels liés aux crues (exemple 10.1) alors que les prévisions à plus long terme sont effectuées pour optimiser la gestion des ressources en eau.

Encadré 10.1 Prévisions immédiate/court terme/moyen terme/saisonniers

Les prévisions immédiates (*now forecasting* en anglais) **et à court terme** (*short forecasting* en anglais) concernent principalement les débits ou les hauteurs d'eau instantanés. Elles sont surtout réalisées dans le cadre de la gestion en temps réel des événements hydrologiques extrêmes ou de l'optimisation au jour le jour de l'exploitation de la ressource.

Dans le cadre des crues, la prévision immédiate ou à court terme a pour but de permettre à la société de réduire au maximum les dommages potentiels que la crue occasionnerait si elle n'était pas prévue. Si nécessaire, la prévision permet d'alerter les personnes, autorités et services concernés, d'organiser les mesures de sauvegarde des personnes et des biens. Elle permet enfin, par une gestion appropriée des ouvrages hydrauliques disponibles sur le système, de réduire l'intensité de la crue, par exemple par une vidange préventive des retenues sur le bassin de façon à exploiter leur capacité de laminage.

La prévision à court terme est aussi nécessaire à la navigation en rivière ou plan d'eau. Elle peut conduire à l'émission d'avis pour l'arrêt de la navigation pour cause de faible tirant d'air sous les ponts, de vitesse de courant trop élevée, de déplacements de hauts fonds. Elle est également souvent utilisée pour optimiser la gestion courante des ouvrages liés à la production d'hydroélectricité – l'optimisation est alors réalisée sur la base de prévisions du prix du KWh vendu sur les places financières. Ce type de prévision est enfin très utile pour la sécurité des chantiers lors des travaux liés à la construction d'ouvrages hydrauliques.

Les prévisions à moyen terme sont effectuées essentiellement sur les débits moyens, les hauteurs d'eau moyennes, les hauteurs de nappes ou encore sur les volumes d'écoulement. Les prévisions à moyen terme sont principalement liées à la gestion tactique de la ressource en eau et de ses usages potentiels. Elles concernent par exemple les débits d'étiage pour la gestion des prises d'eau et des rejets (quantité, qualité, température), la gestion de la navigation intérieure (prévision des tirants d'eau) et la gestion du refroidissement des centrales thermiques. Elles sont aussi importantes pour la gestion tactique des réserves en eau qu'elles soient utilisées pour la production d'eau potable, l'irrigation ou la production d'énergie. Sur les très grands bassins versants où les caractéristiques des crues sont plus liées à leur propagation en rivière qu'au ruissellement diffus sur les versants, les prévisions à moyen terme peuvent finalement aussi viser la prévision des crues.

Les prévisions saisonnières s'appliquent essentiellement aux volumes d'eau qui pourront être mobilisés sur l'horizon temporel et dans le système considérés. Elles se limitent en principe à estimer si les apports moyens sur un nombre n de mois seront supérieurs ou inférieurs aux apports moyens pour la saison correspondante. Elles sont effectuées pour identifier la meilleure stratégie de gestion de la ressource incluant les éventuelles restrictions d'usage (préventives ou non), la constitution de stocks stratégiques préventifs, les attributions prioritaires en cas de pénurie annoncée, la mobilisation de ressources alternatives (cf. importation d'eau potable en provenance d'autres régions).

Exemple 10.1**Intérêt de la vidange préventive des barrages hydroélectriques pour la gestion des crues en Valais**

Sur le bassin versant du Rhône à l'amont du Léman (5220 km²), 25 % de la surface est captée par les différents barrages de production hydroélectrique présents sur cette zone. Le potentiel de laminage des crues par ces barrages est cependant réduit. D'une part, 75 % de la surface du bassin versant n'est pas captée par les barrages. D'autre part les barrages doivent être remplis

fin septembre (c'est-à-dire à la fin de la saison des apports) et ils sont donc pleins ou proches de l'être pendant la période d'occurrence des crues majeures généralement observées dans cette région (septembre-octobre). Un système de prévision hydro-météorologique a été développé pour permettre la vidange préventive des barrages en cas de crue forte prévue (cf. Hamdi *et al.*, 2005 ; Jordan *et al.*, 2006). La vidange peut se faire à un débit maximum égal à la seule capacité de turbinage du barrage ou à sa capacité de vidange maximale (turbinage + vidange de fond), mais évidemment en-dessous de la capacité d'écoulement du système aval.

La figure 10.2 illustre l'effet d'une hypothétique vidange préventive des barrages hydroélectriques sur le laminage du débit de pointe à Lavey pour la crue du Rhône d'octobre 2000 (1470 m³/s estimés en pointe). La figure de droite montre que la réduction du débit de pointe de la crue – et du volume de crue – est d'autant plus grande que le délai d'anticipation possible est grand – la prévision météorologique est ici supposée parfaite. Pour chaque délai d'anticipation considéré, le scénario de vidange préventive retenu est en fait identifié sur la base d'un système expert qui permet de minimiser les pertes d'exploitation des barragistes : en particulier, tous les barrages, initialement pleins, devraient être de nouveau pleins à la fin de l'événement (Jordan, 2006).

Dans cet exemple, la réduction maximum possible du débit de pointe est obtenue pour le délai d'anticipation le plus grand considéré. Avec un turbinage et une vidange préventive réalisés sur cette durée d'anticipation, le niveau de l'eau dans la retenue reste en dessous du seuil conduisant aux opérations d'urgence sur le barrage – ce qui n'est pas le cas si seul un turbinage préventif est réalisé, et a fortiori si aucune opération de vidange préventive n'est effectuée (fig. 10.2a).

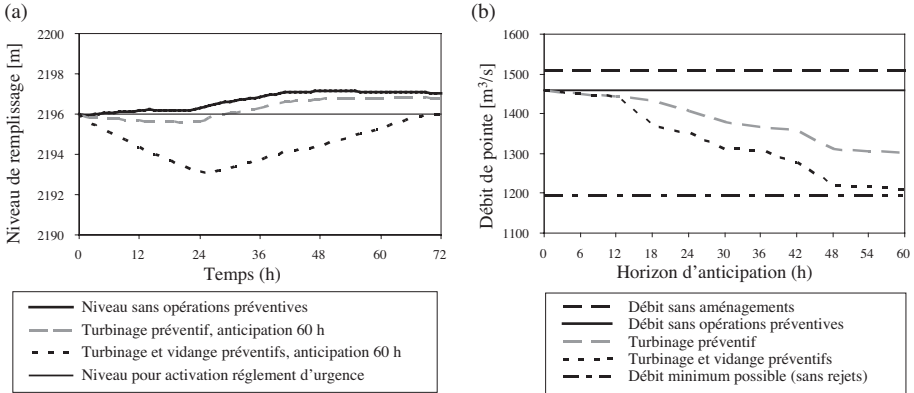


Fig. 10.2 Effet d'une hypothétique vidange préventive des barrages hydroélectriques en Valais sur le laminage de la crue du Rhône d'Octobre 2000 (station de Lavey). (a) : évolution du niveau d'eau dans la retenue lorsque la vidange a été réalisée avec un délai d'anticipation de 60h. (b) : réduction du débit de pointe de la crue en fonction du délai d'anticipation possible (prévision météorologique supposée parfaite) (d'après Jordan, communication personnelle).

10.1.2 Modèles de prévision hydrologique

Pour une période donnée, l'évolution des variables hydrologiques au sein d'un système hydrologique est conditionnée d'une part par le système proprement dit,

notamment son état au début de la période considérée et d'autre part, par les sollicitations météorologiques et autres perturbations auxquelles il est soumis sur cette même période. Une prévision hydrologique nécessite donc en principe :

- une estimation de l'état initial du bassin versant, défini en particulier par l'état de l'humidité des sols, le niveau d'eau et les débits dans les rivières, l'état des stocks d'eau de surface (réservoirs superficiels, manteau neigeux) au moment où la prévision est réalisée,
- une estimation des sollicitations météorologiques observées jusqu'au moment où la prévision est réalisée et une estimation des sollicitations météorologiques prévues à partir de ce moment pour le futur,
- une estimation des autres perturbations passées et futures du système, liées au comportement des systèmes hydrologiques et à la gestion des aménagements hydrauliques situés à l'amont (cf. débits dérivés ou turbinés pour l'irrigation et la production hydroélectrique).

La prévision hydrologique nécessite ensuite un modèle, le modèle de prévision hydrologique, pour estimer la variable d'intérêt avec le délai de prévision attendu à partir de l'estimation de l'état initial, des diverses sollicitations et perturbations passées et futures.

Le modèle de prévision utilise en principe un modèle de simulation hydrologique, tel que l'un ou l'autre des modèles présentés dans les chapitres 3 à 7. Le modèle de simulation n'est cependant qu'une des composantes du modèle de prévision.

Le modèle de prévision peut aussi comprendre une méthode indépendante permettant de mettre régulièrement à jour l'estimation de l'état courant du système

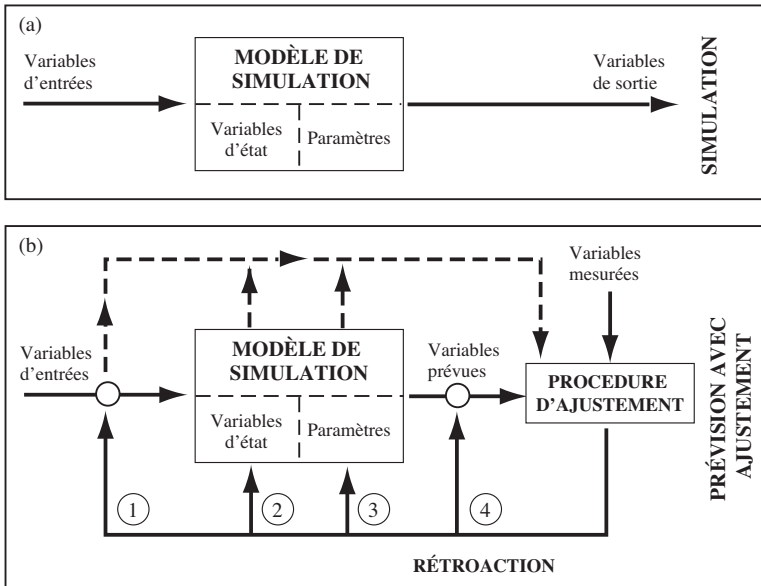


Fig. 10.3 Schémas de principe d'un modèle de simulation hydrologique et d'un modèle de prévision hydrologique (d'après WMO, 1992).

hydrologique considéré. Cette mise à jour, faisant souvent référence à l'initialisation du modèle de simulation, peut par exemple être obtenue par l'assimilation de diverses observations.

Le modèle de prévision comprend toujours aussi une méthode permettant de rafraîchir régulièrement la prévision. Le rafraîchissement conduit à l'ajustement du modèle de simulation. La procédure d'ajustement peut concerner les variables d'entrée du modèle de simulation, ses variables d'état, ses paramètres ou ses variables de sortie.

Un modèle de prévision est donc, pour ces différentes raisons, à distinguer d'un modèle de simulation (fig. 10.3). Les principaux modèles et les principales méthodes fréquemment utilisés pour constituer les différentes composantes d'un modèle de prévision (modèles de simulation, méthodes d'initialisation et d'ajustement) sont présentés dans la section 10.2.

10.1.3 Systèmes de prévision hydrologique

La prévision hydrologique nécessite enfin l'existence d'un système opérationnel de prévision dont l'objectif final est de produire et de diffuser, en temps réel, les informations utiles à une gestion optimisée de la ressource et des risques associés. Le schéma de principe d'un système de prévision est présenté dans la figure 10.4. Ses composantes sont présentées dans les paragraphes ci-dessous.

Principales composantes du système opérationnel

Les principales composantes d'un système opérationnel de prévision hydrologique sont les suivantes :

- Un réseau de mesures constitué d'instruments au sol (cf. stations limnimétriques, météorologiques, piézométriques, radar) ou embarqués – à bord d'aéronefs, de satellites – permettant d'estimer l'état du système considéré (cf. humidité des sols, stockage dans les dépressions de surface, couverture neigeuse) et les sollicitations/perturbations auxquelles il est soumis (c'est-à-dire météorologiques, hydrauliques).
- Un système de collecte en temps réel des données mesurées permettant de les rapatrier en continu (cf. réseau téléphonique, fibre optique, liaison radioélectrique au sol ou par satellite) puis de les stocker en un lieu unique où elles devront être validées et soumises aux pré-traitements et aux reconstitutions nécessaires à leur assimilation par le modèle de prévision hydrologique.
- Le cas échéant, un système de collecte et de prétraitement des prévisions météorologiques produites par ailleurs. Le prétraitement doit permettre en particulier l'adaptation des prévisions météorologiques aux échelles d'espace et de temps requises par le modèle de prévision hydrologique. Le principe de ces adaptations est abordé dans le paragraphe 10.2.4.
- Un ou plusieurs modèles de prévision hydrologique permettant l'assimilation optimale des différents types/sources de données, la simulation de la réponse hydrologique du système sur la base de ces données pour l'horizon temporel choisi et le rafraîchissement régulier de la prévision. Dans l'idéal, chacun des modèles de prévision doit permettre aussi de caractériser les incertitudes de prévision. La question des incertitudes de prévision est abordée dans la section 10.3.

- Un centre de prévision¹ dont le personnel a pour tâches principales : le contrôle de la qualité des données d'entrée, l'analyse et l'expertise des sorties du modèle de prévision, l'émission des bulletins de vigilance ou d'alarme correspondants (encadré 10.2).
- Une cellule relevant des autorités locales ou régionales et visant l'organisation, si nécessaire, des interventions (cf. direction des équipes techniques d'intervention).

Enfin, le système de prévision contient idéalement un système d'archivage des données qui permet de ré-analyser a posteriori les données sources, les prévisions obtenues par le modèle de prévision hydrologique et les résultats des simulations produites par les éventuels autres modèles d'analyse. L'évaluation a posteriori de la performance du système de prévision (cf. bilans de fiabilité, synthèses événementielles) est une autre tâche importante du service de prévision. Elle est indispensable à la constitution de l'expertise des prévisionnistes et à l'amélioration permanente de la performance des prévisions émises. L'évaluation de la performance d'un modèle de prévision est abordée dans la section 10.4.

Autres composantes possibles d'un système de prévision

Les prévisions hydrologiques sont souvent utilisées en entrées de modèles de prévision hydraulique pour la simulation du devenir des débits dans les ouvrages hydrauliques ou en dehors du réseau hydrologique en cas de défaillance de ce dernier (inondations). La prévision hydraulique est souvent opérée par un autre service.

Pour les prises de décision liées aux prévisions, un système expert peut aussi être utilisé par les services concernés (exemple 10.1). Il peut par exemple se baser sur les sorties de modèles socio-économiques permettant d'estimer, pour les options de gestion considérées, les bénéfices et les coûts potentiels de la décision (e.g gains/pertes d'exploitation). Du fait du caractère fortement incertain généralement associé aux prévisions de débits, un système expert se base souvent sur une analyse de risques.

Encadré 10.2 Bulletins de vigilance et d'alerte

L'objectif d'un système de prévision est de produire une information qualitative ou quantitative qui permette d'organiser l'ensemble des mesures susceptibles d'optimiser l'utilisation de la ressource ou de réduire l'importance des dommages liés à un événement hydrologique donné. Dans le cas de la prévision des crues ou des étiages, cette information prend souvent la forme de bulletins de vigilance ou d'alarme.

- Les bulletins de vigilance donnent une information qualitative au public et aux autorités appropriées sur l'existence et l'importance d'un risque de crue, voire d'étiage

¹ En Suisse, par exemple, la division Hydrologie de l'OFEV gère pour le bassin du Rhin des stations d'alerte transmettant automatiquement des avis de crue à des services centraux dès qu'un niveau d'eau déterminé est atteint. Il existe par ailleurs quelques systèmes d'alerte cantonaux (notamment en Valais). En France, il existe, 22 Services de Prévision des Crues, coordonnée par le SCHAPI – Service Central d'Hydro-météorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations. De nombreux exploitants de la ressource en eau disposent par ailleurs aussi de leurs propres systèmes de prévision (cf. sociétés de production d'hydroélectricité comme EDF ou la CNR en France, HydroQuébec au Québec).

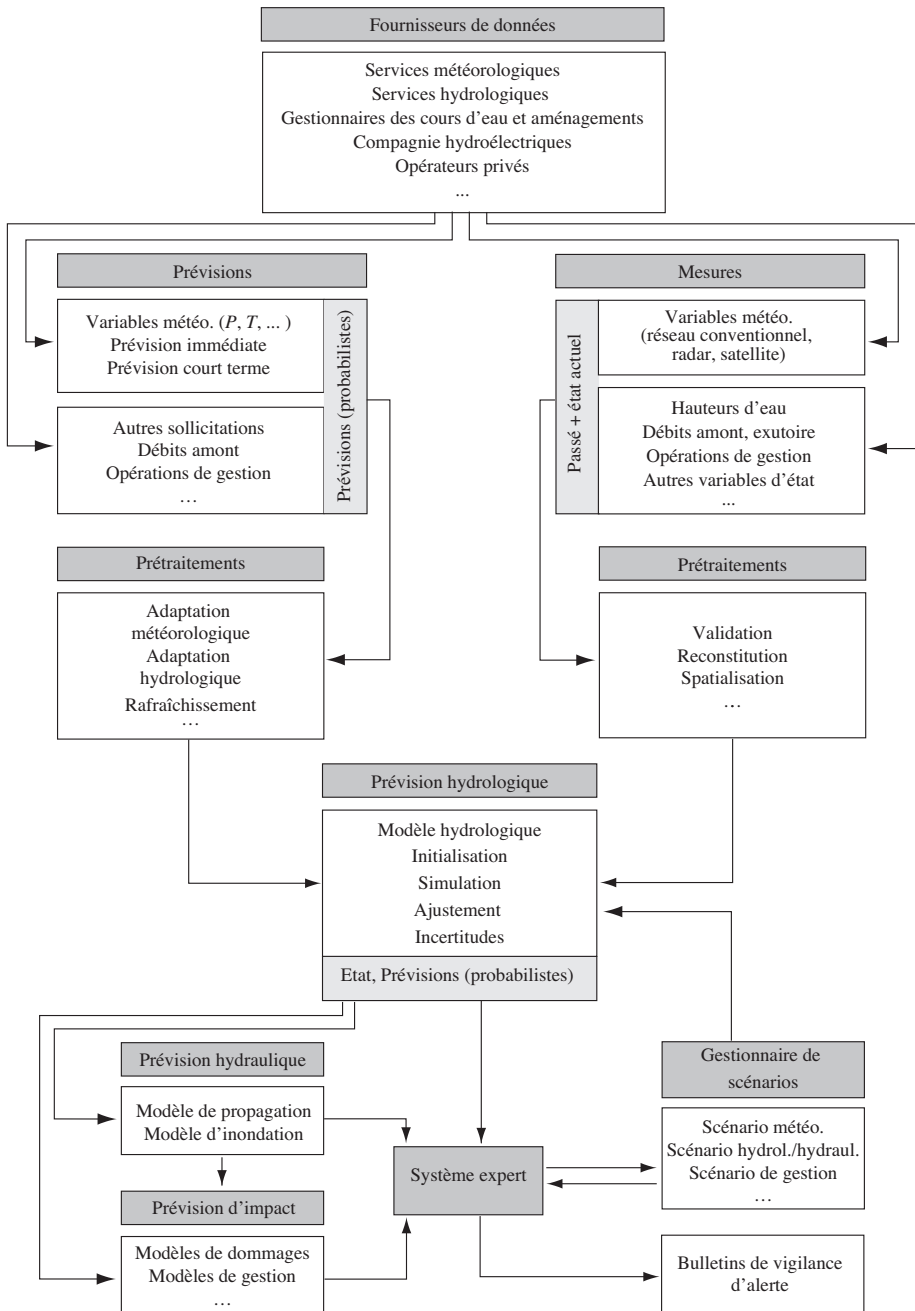


Fig. 10.4 Schéma de principe d'un système de prévision hydrologique. Incluant un système d'archivage des données utilisées et produites par le système (non représenté) et incluant éventuellement un modèle hydraulique, un modèle d'analyse coûts/bénéfices, un gestionnaire de scénarios et un système expert. Les prévisions peuvent être déterministes (une valeur ou une série de valeurs unique pour la variable prévue) ou probabilistes (cf. précisant la distribution statistique de la variable) (§ 10.2.4).

sévère. Ils ont pour objectifs d'une part d'attirer l'attention du public et des autorités sur un danger potentiel et d'autre part de leur permettre d'anticiper une réaction appropriée si le danger se précise. Ils sont aussi utilisés pour mobiliser dans les meilleures conditions les équipes de prévision et les équipes de surveillance et/ou de gestion des ouvrages sensibles.

- Les bulletins d'alerte ne sont émis que lorsque le danger est avéré. Ils peuvent conduire à la mise en œuvre de plans de sauvegarde locaux ou régionaux.

Les destinataires de ces différents bulletins sont les services techniques (cf. autres centres de prévision, barragistes), les utilisateurs contractuels (cf. sociétés de production d'eau potable, d'hydroélectricité), les autorités régionales et locales responsables de la gestion des situations de crises, les services d'intervention d'urgence (cf. sécurité civile, militaires) qui les transmettront à leur tour aux populations concernées. Ces bulletins sont de plus en plus diffusés au public sur Internet, en accès direct ou restreint. Par exemple, le dispositif d'alerte de crues sur le réseau hydrographique de la France métropolitaine – dispositif Vigicrue – fournit deux fois par jour une carte de vigilance « crues » sur laquelle chaque tronçon du réseau hydrographique est affecté d'une couleur appropriée au niveau de vigilance requis par les autorités et la population. Les quatre niveaux de vigilance possibles sont : Niveau 4 : Risque de crue majeure avec de forts dommages potentiels. Niveau 3 : Risque de crue génératrice de débordements importants pouvant induire des dommages non nuls. Niveau 2 : Risque de crue ou de montée rapide des eaux peu dommageable a priori. Niveau 1 : Pas de vigilance particulière requise. La carte de vigilance « crues » produite par le SCHAPI est consultable à l'adresse suivante (dernière visite juillet 2007) : <http://www.vigicrues.ecologie.gouv.fr/>

L'identification du degré de vigilance requis ne nécessite pas forcément un modèle de prévision élaboré tel que discuté précédemment. Elle se base en fait souvent sur une analyse sommaire des données disponibles (fig. 10.5) et, en particulier, des données de saturation du bassin et des précipitations passées et à venir (hauteur, nature, durée). Différentes

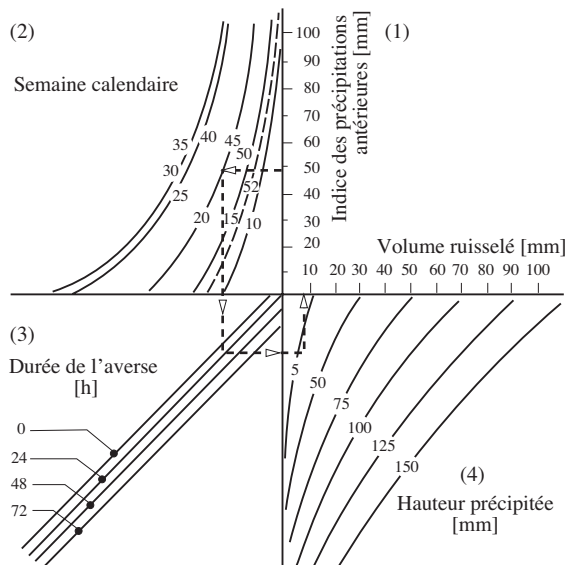


Fig. 10.5 Exemple de diagramme pour un diagnostic sommaire des volumes ruisselés à attendre à l'exutoire du bassin considéré. Facteurs considérés : 1) indice des précipitations antérieures, 2) semaine de l'année, 3) durée et 4) hauteur des précipitations prévues (d'après WMO, 1975).

approches de ce type sont par exemple présentées par WMO (1975) et Roche (1987). Dans ce type d'analyse, le principal indicateur utilisé pour estimer l'état de saturation du bassin est souvent le débit de la rivière. Le diagnostic obtenu est, le cas échéant, utilisé pour émettre une pré-alerte à destination des pouvoirs publics et des particuliers. Il met également en évidence la nécessité ou non de faire des analyses plus poussées sur la base de modèles plus sophistiqués pour obtenir des prévisions chiffrées.

Efficacité et sécurité d'un système de prévision hydrologique

L'efficacité d'un système de prévision hydrologique dépend bien entendu d'abord de la valeur de la prévision (sect. 10.4), notamment en période de crise, lorsque diverses défaillances techniques, humaines et/ou organisationnelles peuvent survenir. A cet égard, la sécurité du système automatique de collecte des données est un critère d'appréciation important. Une possibilité pour l'améliorer est d'en augmenter la redondance, ce qui a cependant aussi pour conséquence immédiate d'en augmenter le coût. La probabilité de défaillance d'un système de prévision est en effet plus faible si une même tâche peut être effectuée en différents endroits, par différents matériels et/ou modèles et si une procédure fiable de commutation est disponible. L'expertise technique et scientifique du personnel constituant le service de prévision, la maintenance des équipements et du modèle de prévision sont dans ce contexte aussi de première importance pour augmenter la fiabilité du système (cf. Roche, 1987).

10.2 COMPOSANTES D'UN MODÈLE DE PRÉVISION

Les modèles de prévision hydrologique sont multiples et variés. Dans la majorité des cas, le modèle de prévision se base sur : 1) un modèle de simulation hydrologique, 2) sur une méthode permettant d'estimer l'état initial du système hydrologique d'intérêt et permettant ensuite d'utiliser cette estimation pour la simulation et 3) sur un modèle d'ajustement du modèle de simulation permettant de gérer les erreurs constatées a posteriori entre les valeurs prévues et les valeurs observées de la variable hydrologique à prévoir. Ces différentes composantes d'un modèle de prévision sont présentées de façon succincte dans les paragraphes ci-dessous.

Dans certains contextes, la prévision hydrologique nécessite aussi une prévision de diverses variables météorologiques de surface. La prévision est dans ce cas souvent dénommée prévision hydro-météorologique. Pour pouvoir être utilisées en entrée d'un modèle de prévision hydrologique, les prévisions météorologiques produites en sortie des modèles météorologiques doivent généralement être adaptées par une méthode appropriée. Le principe des méthodes développées à cet effet est présenté à la fin de cette section.

10.2.1 Modèle de simulation hydrologique

Deux approches sont possibles pour le développement du modèle de simulation hydrologique. La première, principalement basée sur les données observées, conduit à la mise en place de modèles statistiques simples liant la variable hydrologique à prévoir à différentes variables explicatives mesurées et/ou prévues par ailleurs. La seconde approche suppose qu'il existe ou qu'il est possible d'établir, une connaissance *a priori* des processus explicatifs de la variable hydrologique d'intérêt qui mène

à l'élaboration de modèles hydrologiques ou hydrauliques. Ces deux approches ont conduit au développement d'une multitude de modèles dont une revue est proposée par Fortin *et al.* (1997).

Modèles statistiques

Les modèles statistiques autorégressifs avec variables exogènes (ARX) ou à moyenne mobile avec variables exogènes (ARMAX) introduits formellement par Box et Jenkins (1970) ont souvent démontré, pour la problématique de la prévision hydrologique, des performances intéressantes (cf. Clarke, 1973; Musy *et al.*, 2005). Les variables exogènes utilisées sont d'une part les principales sollicitations météorologiques sur le bassin (cf. précipitations, températures, évapotranspiration potentielle) et d'autre part, lorsqu'ils existent, les débits observés à la station d'intérêt et aux stations situées sur le réseau hydrographique amont (fig. 10.6). La structure et les paramètres de ces modèles sont estimés sur les données historiques disponibles, les paramètres étant éventuellement mis à jour en continu sur la base des observations récentes. Ces modèles sont présentés plus en détail dans l'annexe 10.7.1.

Modèles hydrologiques et hydrauliques

Les modèles hydrologiques et/ou hydrauliques utilisent une représentation plus ou moins simplifiée de la géométrie du système considéré – respectivement bassin versant ou rivière – et des processus hydrauliques ou hydrologiques qui conditionnent la variable hydrologique à prévoir. La connaissance *a priori* des lois régissant le comportement du système considéré est encapsulée dans le modèle. Cette catégorie de modèles de prévision regroupe toute la série des modèles conceptuels ou à bases

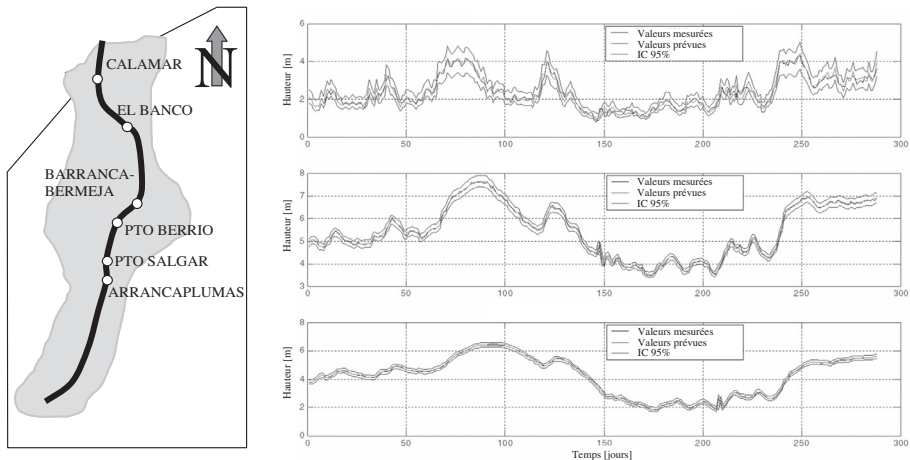


Fig. 10.6 Prévisions à un jour (avec intervalle de confiance à 80 %) des hauteurs d'eau en différentes stations de la rivière Magdalena, Colombie. Les prévisions sont effectuées aux stations de Barrancabermeja (la station à l'amont, graphique du haut), El Banco (graphique du milieu) et Calamar (la station à l'exutoire du bassin, graphique du bas) à l'aide d'un modèle statistique ARMAX où les variables exogènes sont les hauteurs d'eau observées à la station amont. La performance du modèle est d'autant meilleure que la composante autorégressive sur les hauteurs est forte, c'est-à-dire que le bassin drainé par la station est grand (d'après Musy *et al.*, 2005).

physiques utilisés pour la modélisation de la transformation pluie-débit et du routage dans le réseau hydrographique (chap. 3 à 7).

10.2.2 Initialisation du modèle de simulation

Pour la prévision hydrologique, le modèle de simulation doit explicitement prendre en compte, de façon plus ou moins simplifiée, l'état initial des bassins versants, c'est-à-dire l'état des bassins versants au début de l'événement hydrologique à prévoir. Ceci concerne en particulier l'état d'humidité des sols et/ou l'extension spatiale des zones saturées, le niveau d'eau dans les rivières, le degré de remplissage des dépressions de surface et/ou des réservoirs superficiels (naturels, artificiels), de même que l'état des stocks de neige (importance, maturité, distribution spatiale).

L'estimation de l'état initial du bassin versant et son utilisation pour l'initialisation du modèle de simulation hydrologique est une tâche difficile. Elle nécessite généralement la mise en place d'une procédure spécifique. Différentes approches sont à cet effet possibles. Elles sont détaillées dans les paragraphes suivants.

Signalons que la procédure d'initialisation du modèle doit être a priori distinguée de la procédure d'ajustement du modèle. La première a essentiellement pour but d'estimer l'état initial du système sur la base des sollicitations météorologiques ayant affecté le bassin dans les jours ou mois passés. La seconde permet de gérer les erreurs de prévision constatées a posteriori dans le passé proche. Par ailleurs, la première est souvent effectuée une seule fois au début de l'événement à prévoir alors que la seconde est répétée en continu au fur et à mesure que le temps avance. Ces deux procédures sont cependant relativement proches sous certains aspects et sont parfois confondues. Elles sont distinguées dans certaines configurations en particulier lorsque la mémoire du bassin versant aux sollicitations météorologiques est importante (cf. stocks de neige saisonniers sur les bassins de montagne).

Initialisation sur la base d'observations

Pour certains modèles de simulation, les variables d'état du modèle correspondent à celles du système physique. Dans cette situation, les variables d'état du modèle peuvent donc être initialisées avec les mesures effectuées sur les variables d'état du système physique. Pour les stocks de neige, par exemple, cela consiste souvent à initialiser l'extension spatiale du couvert neigeux sur la base d'images satellite et à initialiser l'équivalent en eau du stock de neige sur la base de mesures au sol (cf. Andreadis et Lettenmaier, 2006 ; Clark *et al.*, 2006).

Initialisation par simulation continue

L'initialisation des variables d'état du modèle peut aussi être effectuée par le biais d'une simulation continue du comportement du bassin (chap. 3). La simulation continue permet par exemple, sur la base du passé récent des différentes sollicitations météorologiques auxquelles le bassin a été soumis, d'estimer la recharge et la vidange des sols et par suite l'évolution spatiale et temporelle de leur capacité d'absorption (ou des surfaces saturées).

Les conditions initiales nécessaires aux différentes prévisions réalisées avec le système européen d'alerte de crue EFAS (de l'anglais *European Flood Alert System*) sont obtenues sur ce principe avec le modèle de simulation continue LISFLOOD (Ramos *et al.*, 2006). Une des sorties de ce modèle, spécifiquement développé pour

simuler les crues sur les grands bassins versants européens, est une carte de l'état d'humidité des sols obtenue sur l'ensemble de l'Europe à partir des données météorologiques mesurées au sol.

En montagne, la simulation continue permet aussi, en l'absence de données satellitaires, d'estimer l'état des stocks de neige sur le bassin (cf. Hamdi *et al.*, 2005).

Initialisation par assimilation d'observations

L'initialisation du modèle de simulation peut enfin faire appel à une procédure d'assimilation de données (annexe 2.7.4). Les méthodes d'assimilation de données permettent d'estimer l'état du système physique à un instant donné en combinant de façon optimale : 1) les diverses observations et mesures effectuées par des systèmes d'observation au sol, spatiaux ou aéroportés, sur tout ou partie des variables caractérisant cet état et 2) l'estimation de ces mêmes variables obtenue à partir d'un modèle de comportement du système (fig. 10.7). L'assimilation de données permet de réduire les incertitudes liées à l'estimation de l'état du système considéré et de maximiser l'apport des différentes estimations pour la modélisation de son comportement. L'assimilation de données permet donc aussi de corriger les dérives du modèle lorsqu'une mesure est disponible. L'assimilation de données peut être séquentielle – et n'utiliser que les données observées et prévues à l'heure de prévision, ou variationnelle – et utiliser les données observées et prévues sur les n pas de temps précédant l'heure de prévision. L'assimilation utilise souvent, dans le cas de systèmes linéaires ou linéarisables en certains points de fonctionnement, les filtres de Kalman étendus (annexe 10.7.2).

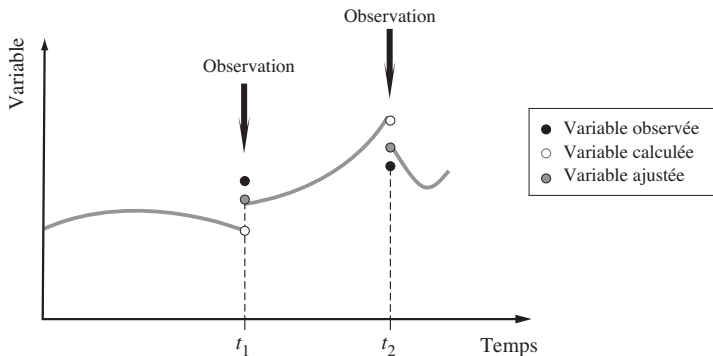


Fig. 10.7 Principe de l'assimilation de données pour l'initialisation et/ou la mise à jour des variables d'état du modèle de simulation. Lorsqu'une observation de la variable d'état considérée est disponible (cercle plein), la valeur correspondante simulée par le modèle (cercle blanc) est corrigée par la méthode retenue pour la mise à jour du modèle de simulation. La valeur correspondante (cercle grisé) est utilisée pour la prévision (d'après Aubert *et al.*, 2003).

10.2.3 Ajustement du modèle de simulation et/ou traitement des erreurs

Quels que soient le modèle de simulation utilisé et les données à disposition, la prévision hydrologique sera toujours imparfaite du fait en particulier de l'imperfection du modèle, de l'incertitude sur les variables d'entrée et sur l'état du système modélisé (§ 10.1.1). Différentes erreurs peuvent provenir aussi du fait que le système modélisé

n'a pas forcément un comportement stationnaire. Il peut par exemple évoluer au cours d'un événement hydrologique (cf. creusement du lit au cours d'une crue), au cours de l'année (cf. cycle saisonnier de la végétation), ou encore d'une année à l'autre (cf. aménagement des versants ou des cours d'eau).

Il est souhaitable de traiter les erreurs constatées a posteriori entre les variables prévues et les observations de ces mêmes variables de façon à réduire les erreurs potentielles de prévision sur les pas de temps à venir. Différentes techniques, conduisant pour certaines au rafraîchissement régulier de la prévision, ont été développées à cet effet (cf. O'Connell et Clarke, 1981 ; Refsgaard, 1997).

Pour les modèles de simulation empiriques de type ARMAX, la structure du modèle de simulation n'est en principe pas imposée a priori, elle est identifiée sur la base des données. L'identification du modèle et l'estimation de ses paramètres sont alors effectuées en même temps que l'identification d'un modèle d'erreur. Une estimation récursive des paramètres, effectuée avec un filtre de Kalman sur la base des observations les plus récentes, est souvent adoptée dans ce cas (cf. Toth *et al.*, 2000). Les prévisions de hauteur d'eau présentées pour la rivière Magdalena sur la figure 10.6 du paragraphe 10.2.1 ont été réalisées sur ce principe.

Pour les modèles de simulation à bases physiques ou conceptuels, la gestion des erreurs fait appel à des méthodes dites d'ajustement du modèle de simulation. Quatre procédures d'ajustement sont classiquement utilisées à cet effet (Refsgaard, 1997). Elles opèrent respectivement :

- Un ajustement des variables d'entrée du modèle (c'est-à-dire les sollicitations météorologiques et autres sollicitations),
- Un ajustement de la valeur de tout ou partie des paramètres du modèle (e.g un re-calage des paramètres de production, de transfert),
- Un ajustement des variables d'état du modèle – typiquement le taux de saturation de la zone non saturée, la hauteur de la nappe libre,
- Une correction des sorties du modèle (cf. les débits prévus), en superposant au signal prévu une série temporelle de résidus obtenus par le biais d'un modèle d'erreur calé sur les erreurs récentes.

Le principe de ces différentes approches est décrit dans l'encadré 10.3. Le principe de la méthode d'ajustement des variables d'état est illustré dans l'exemple 10.2.

L'application d'une procédure d'ajustement d'un modèle de simulation nécessite de disposer de différentes observations sur l'état du système (cf. humidité des sols, hauteurs de nappe, débits en rivière). Dans la majeure partie des cas, seuls les débits à l'exutoire du bassin sont disponibles. Si elle n'est de loin pas toujours suffisante, cette information est cependant particulièrement intéressante puisqu'elle est intégrative de l'ensemble des sollicitations et processus hydrologiques se produisant au sein du bassin.

Encadré 10.3 Traitement des erreurs de prévision

Le principe des quatre procédures classiquement utilisées pour le traitement en temps réel des erreurs de prévision est décrit ci-dessous :

Ajustement des variables d'entrée du modèle

L'ajustement du modèle de prévision par la correction des variables d'entrée du modèle (c'est-à-dire les sollicitations météorologiques) est souvent justifié par le fait que les

incertitudes sur ces variables expliquent une part significative des erreurs de prévision. C'est en particulier le cas des erreurs liées à l'estimation des lames d'eau précipitées sur les bassins considérés. Cette correction est parfois effectuée sur la base du jugement d'expert de l'hydrologue. Elle peut être aussi effectuée à l'aide d'un filtre de Kalman (ou extension de ce filtre) (O'Connell et Clarke, 1981).

Cette approche n'est pas sans limitations. Le débit observé à un moment donné est le résultat des sollicitations météorologiques subies par le milieu sur un nombre plus ou moins grand de pas de temps passés. De plus, les débits ne dépendent pas forcément que des précipitations : les températures, par exemple, sont en montagne des variables explicatives souvent aussi importantes (chap. 7). Par ailleurs aussi, les erreurs possibles sur l'estimation de l'état initial du bassin considéré (cf. humidité des sols, état des stocks de neige) ont potentiellement autant d'influence sur la qualité de la prévision que celles liées à l'estimation des données d'entrée. La nature des corrections à appliquer aux données d'entrée devient de ce fait souvent hasardeuse.

Ajustement des paramètres du modèle

L'ajustement des paramètres du modèle de simulation consiste à ré-estimer à intervalles réguliers, voire à chaque pas de temps, la valeur de tout ou partie des paramètres du modèle. Cette approche peut se justifier dans le cas où l'on est sûr de la qualité des données d'entrée de son modèle. Dans ce cas, les erreurs de prévision peuvent provenir de paramètres inadaptés du fait de conditions provisoirement différentes de celles du calage ou du fait d'une modification progressive du bassin versant. L'ajustement des paramètres peut être effectué à l'aide d'un filtre de Kalman (ou extension de ce filtre). L'ajustement des paramètres consiste alors à mettre à jour, sur la base des données récentes, l'estimation des paramètres obtenue dans une étape précédente (cf. Roche, 1987).

La recalibration complète du modèle sur la base des données récentes est parfois envisagée. L'intérêt de cette approche dépend fortement de la complexité du modèle de simulation. Pour les modèles récents, qui comportent souvent plus d'une dizaine de paramètres – qu'ils soient conceptuels ou à bases physiques, les procédures d'estimation sont souvent longues et fastidieuses, en particulier lorsque les paramètres doivent être aussi estimés sur des bassins non-jaugés (chap. 11). Elles sont par ailleurs difficilement automatisables car elles sont souvent en partie manuelles pour exploiter au mieux l'expertise de l'hydrologue.

Ajustement des variables d'état du modèle

L'ajustement des variables d'état du modèle part du constat que les différents flux simulés par le modèles sont conditionnés par les variables d'état des différents compartiments du modèle – typiquement le taux de saturation de la zone non-saturée, la hauteur de la nappe libre. Une modification des variables d'état du modèle conduit donc à la modification des flux associés.

L'ajustement peut être effectué à l'aide d'un filtre de Kalman – ou extension de ce filtre (e.g Kitanidis, et Bras, 1980 ; Georgakakos et Bras, 1982, Aubert *et al.*, 2003) ou sur la base d'une stratégie raisonnée définie à partir de l'expertise de l'hydrologue (cf. Hamdi *et al.*, 2005). Lorsque les variables d'état modèle correspondent aux variables d'état du système réel – ou lorsqu'elles peuvent y être reliées par une relation fonctionnelle, l'ajustement peut faire appel aux procédures d'assimilation de données mentionnées au paragraphe 10.2.2. Il est cependant fréquent que la seule variable d'état disponible soit le débit à l'exutoire du bassin considéré, limitant ainsi l'intérêt de l'approche. Par ailleurs, l'assimilation de données est assez lourde à mettre en œuvre, ce qui rend son application souvent difficile.

Ajustement des variables de sortie (modélisation de l'erreur)

Les erreurs obtenues a posteriori entre les observations et les prévisions sont souvent fortement corrélées dans le temps. Par suite, la gestion des erreurs est souvent réalisée

par l'extrapolation dans le futur des erreurs observées dans le passé proche sur la base de modèles simples tels que les modèles autorégressifs à moyenne mobile ARMA (Box et Jenkins, 1970). Cette méthode n'est pas une méthode d'ajustement au même titre que les précédentes à moins que les paramètres du modèle ARMA soient estimés de façon réursive. L'intérêt d'utiliser des réseaux de neurones pour la correction des erreurs a aussi été exploré dans ce contexte (Anctil *et al.*, 2003).

Cette méthode présente l'avantage d'être plus facile à mettre en œuvre que les autres approches et de ne pas forcément nécessiter d'observation sur le système. Par suite, le système de prévision peut produire une prévision même si aucune donnée de débit n'est observée sur le passé proche (cf. pour cause de défaillance du capteur ou du réseau de télétransmission). Cette méthode a été pendant longtemps la méthode la plus utilisée par les hydrologues (WMO, 1992).

L'inconvénient majeur de cette approche est qu'elle ne cherche pas à corriger la source possible des erreurs. Par suite, l'erreur peut prendre des valeurs largement plus importantes que le signal à prévoir lui-même. Par ailleurs, le modèle d'erreur ne peut que modéliser la composante autorégressive des erreurs et ne permet donc pas de capter les erreurs potentielles futures liées aux modifications des conditions de bord. Finalement, l'approche est difficilement applicable là où l'on ne dispose d'aucune observation – la transposition spatiale des extrapolations pour les bassins non jaugeés est difficile.

Exemple 10.2

L'équation de récurrence suivante permet de simuler l'évolution temporelle des débits moyens sur 6 heures à l'exutoire d'un bassin versant de 2000 km²:

$$Q_n^s = a \cdot Q_{n-1}^s + b \cdot Q_{n-2}^s + c \cdot (i_n^e + 2 \cdot i_{n-1}^e + i_{n-2}^e)$$
 (10.1)

où Q_n^s et i_n^e sont respectivement le débit moyen « simulé » [m³/s] et l'intensité moyenne de pluie nette de bassin « estimée » [mm/h] sur le pas de temps [$n \cdot \Delta t$, $(n + 1) \cdot \Delta t$], et où a , b et c sont trois paramètres obtenus par calibration sur 10 années d'observations : $a = 0,945$; $b = -0,223$; $c = 38,7$. Cette équation est l'expression simplifiée d'un modèle de transfert de Nash comportant deux réservoirs linéaires en série de paramètre $K = 8$ heures (chap. 5). On veut utiliser ce modèle de simulation pour prévoir, toutes les 6 heures et à compter de l'heure 00 h 00 du jour J_0 (31 mai 2003), les débits moyens sur 6 h pour les 4 pas de temps à venir. Les pluies nettes de bassin, estimées par ailleurs sur la base des pluies brutes, et les débits observés a posteriori à l'exutoire du bassin Q_n^o sont donnés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 10.1 Jour J, heure d'émission de la prévision t_0 , débits observés Q_n^o et pluies nettes estimées i_n^e sur le pas de temps Δt .

t_0	[h]	18 h 00	00 h 00	06 h 00	12 h 00	18 h 00	00 h 00	06 h 00	12 h 00	18 h 00
J		J - 1	J ₀	J ₀	J ₀	J ₀	J ₁	J ₁	J ₁	J ₁
Q_n^o	[m ³ /s]	2	1,5	9,5	44	225	497	616	553	435
i_n^e	[mm/h]	0	0	0,2	0,6	2,1	0,8	0,4	0,2	0,1
J			J ₂	J ₂	J ₂	J ₂	J ₃	J ₃	J ₃	J ₃
Q_n^o	[m ³ /s]		307	193	114	64	35	19	10	7
i_n^e	[mm/h]		0	0	0	0	0	0	0	0

Pour une date d'émission de la prévision donnée, les prévisions de débits cherchées $Q_{0+6}^p, Q_{0+12}^p, Q_{0+18}^p, Q_{0+24}^p$ pour les 4 pas de temps à venir peuvent être effectuées sur la base de l'équation de récurrence (10.1). Elles ont l'expression :

$$\begin{aligned} Q_{0+6}^p &= a \cdot Q_0^e + b \cdot Q_{0-6}^e + c \cdot (i_{0+6}^p + 2 \cdot i_0^e + i_{0-6}^e) \\ Q_{0+12}^p &= a \cdot Q_{0+6}^p + b \cdot Q_0^e + c \cdot (i_{0+12}^p + 2 \cdot i_{0+6}^p + i_0^e) \\ Q_{0+18}^p &= a \cdot Q_{0+12}^p + b \cdot Q_{0+6}^p + c \cdot (i_{0+18}^p + 2 \cdot i_{0+12}^p + i_{0+6}^p) \\ Q_{0+24}^p &= a \cdot Q_{0+18}^p + b \cdot Q_{0+12}^p + c \cdot (i_{0+24}^p + 2 \cdot i_{0+18}^p + i_{0+12}^p) \end{aligned} \quad (10.2)$$

avec $i_{0+6}^p, i_{0+12}^p, i_{0+18}^p, i_{0+24}^p$ les précipitations nettes prévues pour les 4 pas de temps à venir [mm/h] et avec Q_0^e, Q_{0-6}^e et i_0^e, i_{0-6}^e une estimation respectivement des débits dans la rivière [m³/s] et des précipitations nettes de bassin [mm/h] pour le pas de temps courant et le pas de temps précédent. Dans ces équations et dans celles à suivre, les exposants «o», «e», «s» et «p» font respectivement référence aux variables observées, aux variables estimées par une méthode à préciser, aux variables obtenues par un modèle de simulation sans ajustement et aux variables prévues avec le modèle de prévision considéré (météorologique ou hydrologique). Par ailleurs l'indice «0 + k» fait référence au pas de temps k qui suit ou précède, suivant le signe de k , le pas de temps courant indicé par «0».

Pour chaque t_0 , 4 types de prévisions sont effectués à l'aide du modèle itératif précédent : avec ou sans prévisions de précipitations ; avec ou sans ajustement du modèle de simulation hydrologique. Dans chaque cas, les étapes du calcul sont précisées ci-dessous. Les résultats sont résumés dans le tableau 10.2 et illustrés dans la figure 10.8 et la figure 10.9. Les prévisions de précipitation sont supposées parfaites (c'est-à-dire ces prévisions donnent des pluies nettes égales aux pluies nettes indiquées dans le tableau 10.1).

Cas 1 : prévision sans ajustement et avec prévision de précipitation

Sans ajustement du modèle de simulation, les estimations Q_0^e, Q_{0-6}^e du système d'équations (10.2) sont prises égales aux débits Q_0^s, Q_{0-6}^s obtenus par simulation continue, pour le pas de temps courant et le pas de temps précédent, sur la base des précipitations nettes $i_0^e, i_{0-6}^e, i_{0-12}^e, \dots, i_{0-m}^e$ estimées par ailleurs pour les m pas de temps précédents. Les valeurs correspondantes sont : $Q_0^s = 4 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{0-6}^s = 1 \text{ m}^3/\text{s}$. La prévision effectuée sans ajustement à $t_0 = 00 \text{ h } 00$ du jour J_0 donne en m³/s :

$$\begin{aligned} Q_{0+6}^p &= a \cdot 4,0 + b \cdot 1,0 + c \cdot (0,2 + 2 \cdot 0,0 + 0,0) = 11,3 \\ Q_{0+12}^p &= a \cdot 11,3 + b \cdot 4,0 + c \cdot (0,6 + 2 \cdot 0,2 + 0,0) = 48,4 \\ Q_{0+18}^p &= a \cdot 48,4 + b \cdot 11,3 + c \cdot (2,1 + 2 \cdot 0,6 + 0,2) = 178,6 \\ Q_{0+24}^p &= a \cdot 178,6 + b \cdot 48,4 + c \cdot (0,8 + 2 \cdot 2,1 + 0,6) = 374,4 \end{aligned}$$

La prévision suivante, effectuée sans ajustement à $t_0 = 06 \text{ h } 00$, donne en m³/s :

$$\begin{aligned} Q_{6+6}^p &= a \cdot 11,3 + b \cdot 4,0 + c \cdot (0,6 + 2 \cdot 0,2 + 0,0) = 48,4 \\ Q_{6+12}^p &= a \cdot 48,4 + b \cdot 11,3 + c \cdot (2,1 + 2 \cdot 0,6 + 0,2) = 178,6 \end{aligned}$$

et ainsi de suite. Sans ajustement, les débits prévus à $t_0 = 06 \text{ h } 00$ pour 12 h 00, 18 h 00 et 24 h 00 de J_0 sont donc inchangés par rapport à ceux prévus 6 h plus tôt – et idem pour tous les pas de temps suivants. Les résultats sont résumés dans le tableau 10.1.

Cas 2 : prévision avec ajustement et avec prévision de précipitation

L'ajustement du modèle de simulation est effectué simplement en utilisant comme estimations pour Q_0^e, Q_{0-6}^e du système d'équations (10.2) les débits moyens Q_0^o, Q_{0-6}^o observés dans le cours d'eau pour le pas de temps courant et le pas de temps précédent. La première prévision effectuée avec ajustement et prévision de précipitation à $t_0 = 00$ h 00 du jour J_0 conduit, en m^3/s et avec $Q_0^o = 1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_{0-6}^o = 2,0 \text{ m}^3/\text{s}$ à :

$$Q_{0+6}^p = a \cdot 1,5 + b \cdot 2,0 + c \cdot (0,2 + 2 \cdot 0,0 + 0,0) = 8,7$$

$$Q_{0+12}^p = a \cdot 8,7 + b \cdot 1,5 + c \cdot (0,6 + 2 \cdot 0,2 + 0,0) = 46,6$$

$$Q_{0+18}^p = a \cdot 46,6 + b \cdot 8,7 + c \cdot (2,1 + 2 \cdot 0,6 + 0,2) = 177,4$$

$$Q_{0+24}^p = a \cdot 177,4 + b \cdot 46,6 + c \cdot (0,8 + 2 \cdot 2,1 + 0,6) = 373,7$$

La prévision suivante, effectuée avec ajustement à $t_0 = 06$ h 00, donne en m^3/s :

$$Q_{6+6}^p = a \cdot 9,5 + b \cdot 1,5 + c \cdot (0,6 + 2 \cdot 0,2 + 0,0) = 47,3$$

$$Q_{6+12}^p = a \cdot 47,3 + b \cdot 9,5 + c \cdot (2,1 + 2 \cdot 0,6 + 0,2) = 177,9$$

et ainsi de suite (tab. 10.1). Avec ajustement de la prévision et avec prévision de précipitation, les débits prévus à $t_0 = 06$ h 00 pour 12 h 00, 18 h 00 et 24 h 00 de J_0 sont donc modifiés (peu ici) par rapport à ceux prévus 6 h plus tôt (resp. 46,6 ; 177,4 et 373,7 au lieu de 47,3 ; 177,9 et 374,0 m^3/s).

Cas 3 : prévision sans ajustement et sans prévision de précipitation

S'il n'y a pas de prévision de précipitations disponible, les calculs du cas 1 sont renouvelés en prenant $i_{0+k}^p = 0$ pour $k > 0$ dans les équations (10.2). La première prévision effectuée sans ajustement à $t_0 = 00$ h 00 du jour J_0 conduit à :

$$Q_{0+6}^p = a \cdot 4,0 + b \cdot 1,0 + c \cdot (\llcorner \llcorner + 2 \cdot 0,0 + 0,0) = 3,6$$

$$Q_{0+12}^p = a \cdot 3,6 + b \cdot 4,0 + c \cdot (\llcorner \llcorner + 2 \cdot \llcorner \llcorner + 0,0) = 2,5$$

et ainsi de suite (tab. 10.1).

Cas 4 : prévision avec ajustement mais sans prévision de précipitation

S'il n'y a pas de prévision de précipitations, les calculs du cas 2 sont renouvelés sur le même principe en prenant $i_{0+k}^p = 0, k > 0$ dans les équations (10.2). Les résultats sont précisés dans le tableau 10.1.

Commentaires

Sans ajustement mais avec la prévision des précipitations parfaite (cas 1), le modèle de prévision se réduit à un modèle de simulation : les débits prévus sont exactement ceux qui auraient été obtenus en simulation continue pour cette crue (fig. 10.8a).

Avec ou sans prévisions des précipitations : 1) les prévisions de débit sont meilleures si le modèle de simulation est ajusté sur la base des débits observés a posteriori (fig. 10.8b,d) que s'il n'est pas ajusté (fig. 10.8a,c) et 2) dans les deux cas, la performance se dégrade avec le délai de prévision considéré. Cette dégradation est cependant plus importante si les précipitations futures ne sont pas considérées (fig. 10.9a,b).

Sans ajustement et sans prévision de précipitations (cas 3), les prévisions de débits illustrent la fraction des débits à venir qui est uniquement explicable par les précipitations déjà survenues. Le pouvoir explicatif des précipitations passées décroît bien entendu avec le délai de prévision considéré (fig. 10.8c). Ce dernier point est abordé plus en détail dans le paragraphe 10.4.3.

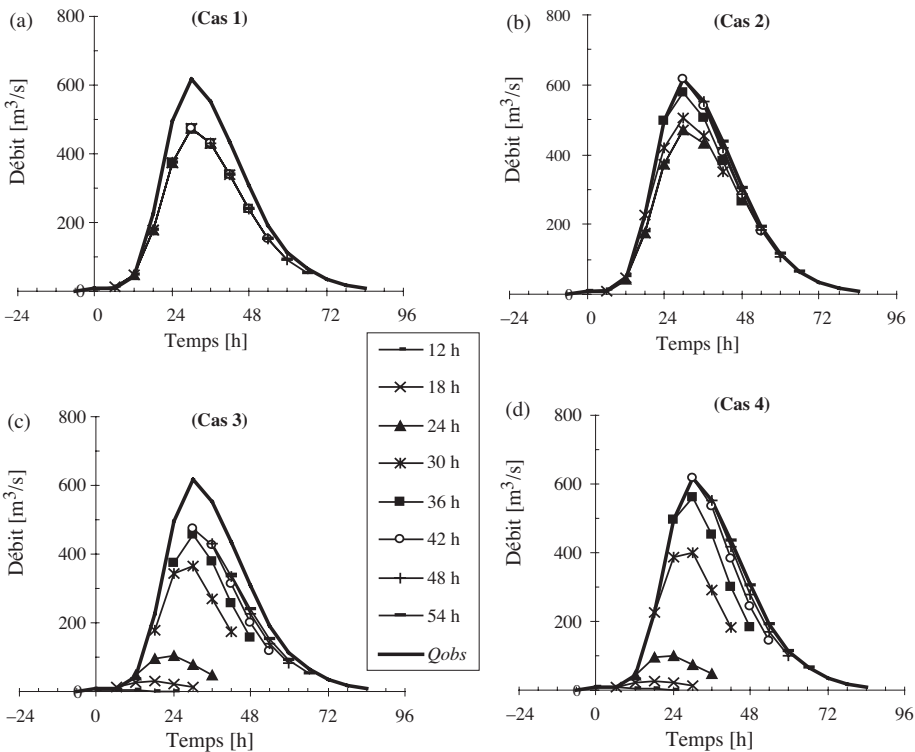


Fig. 10.8 Prévisions obtenues toutes les 6 heures pour les 4 configurations. Avec (en haut) et sans (en bas) prévision de précipitations (prévision supposée parfaite); avec (à droite) et sans (à gauche) ajustement du modèle de simulation.

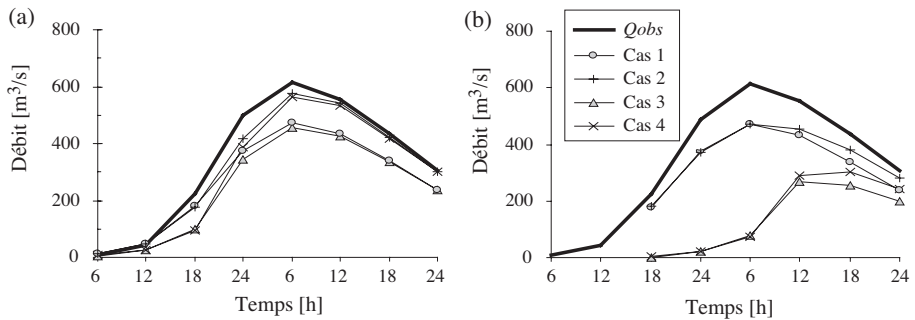


Fig. 10.9 Performance de la prévision effectuée avec (a) 6 heures et (b) 18 heures d'anticipation.

Tableau 10.2 Résumés des résultats pour les 4 cas de prévisions de précipitations.
Les débits sont en m³/s.

$\Delta t/t_0$	J0 00 h 00	J0 06 h 00	J0 12 h 00	J0 18 h 00	J1 00 h 00	J1 06 h 00	J1 12 h 00	J1 18 h 00
Cas 1 : sans ajustement, prévision météorologique parfaite								
Q_{0-6}^s	1,0	4,0	11,3	48,4	178,6	374,4	472,4	432,4
Q_0^s	4,0	11,3	48,4	178,6	374,4	472,4	432,4	337,9
Q_{0+6}^p	11,3	48,4	178,6	374,4	472,4	432,4	337,9	238,2
Q_{0+12}^p	48,4	178,6	374,4	472,4	432,4	337,9	238,2	153,5
Q_{0+18}^p	178,6	374,4	472,4	432,4	337,9	238,2	153,5	91,9
Q_{0+24}^p	374,4	472,4	432,4	337,9	238,2	153,5	91,9	52,5
Cas 2 : avec ajustement, prévision météorologique parfaite								
Q_{0-6}^s	2,0	1,5	9,5	44,0	225,0	497,0	616,0	553,0
Q_0^s	1,5	9,5	44,0	225,0	497,0	616,0	553,0	435,0
Q_{0+6}^p	8,7	47,3	174,8	419,3	577,9	540,7	419,8	303,0
Q_{0+12}^p	46,6	177,9	371,8	504,4	504,6	408,1	288,7	193,1
Q_{0+18}^p	177,4	374,0	470,8	452,6	382,6	280,4	182,9	114,8
Q_{0+24}^p	373,7	472,2	431,4	349,8	264,3	177,7	108,4	65,4
Cas 3 : sans ajustement, sans prévision météorologique								
Q_{0-6}^s	1,0	4,0	11,3	48,4	178,6	374,4	472,4	432,4
Q_0^s	4,0	11,3	48,4	178,6	374,4	472,4	432,4	337,9
Q_{0+6}^p	3,6	25,2	97,4	343,5	457,0	424,6	334,0	238,2
Q_{0+12}^p	2,5	29,1	104,4	365,9	379,1	311,2	226,8	153,5
Q_{0+18}^p	1,5	21,8	76,9	269,0	256,2	199,3	139,7	91,9
Q_{0+24}^p	0,9	14,1	49,3	172,5	157,4	118,8	81,4	52,5
Cas 4 : avec ajustement, sans prévision météorologique								
Q_{0-6}^s	2,0	1,5	9,5	44,0	225,0	497,0	616,0	553,0
Q_0^s	1,5	9,5	44,0	225,0	497,0	616,0	553,0	435,0
Q_{0+6}^p	1,0	24,1	93,6	388,3	562,4	532,9	415,9	303,0
Q_{0+12}^p	0,6	28,4	101,8	397,9	451,3	381,5	277,3	193,1
Q_{0+18}^p	0,3	21,4	75,3	289,2	300,9	241,5	169,1	114,8
Q_{0+24}^p	0,2	13,9	48,4	184,5	183,6	143,0	97,9	65,4

10.2.4 Adaptation hydrologique des prévisions météorologiques

Dans certains contextes, la prévision hydrologique nécessite une prévision de diverses variables météorologiques de surface – souvent une prévision des précipitations. Ces variables météorologiques sont généralement disponibles, pour l'horizon de prévision considéré, en sortie des modèles de prévision météorologique. Cependant, pour certaines de ces variables et pour les précipitations en particulier, les prévisions correspondantes sont souvent entachées d'erreurs et d'incertitudes importantes (chap. 12). Par suite, les sorties des modèles de prévision météorologique doivent être adaptées pour pouvoir être utilisées à des fins de prévision hydrologique.

L'adaptation météorologique des sorties de modèles météorologiques se fait souvent à l'aide d'un modèle de descente d'échelle statistique. Ces modèles de descente d'échelle utilisent, pour estimer les valeurs futures des variables météorologiques de surface, les prévisions de diverses variables météorologiques liées à la circulation atmosphérique de grande échelle, ces variables étant en principe mieux prévues par le modèle météorologique que les variables de surface. L'adaptation météorologique permet de développer des scénarios de prévisions de précipitations, mais aussi de différentes autres variables météorologiques de surface (cf. température, humidité relative, nébulosité). Les principales approches utilisées pour cette adaptation sont décrites dans le chapitre 12.

Les échelles temporelles et spatiales des variables météorologiques de surface pouvant être raisonnablement expliquées par les méthodes d'adaptation météorologique ne sont pas forcément suffisantes pour l'hydrosystème visé. Par exemple, l'adaptation météorologique ne permet généralement pas de produire des scénarios météorologiques à des résolutions temporelles horaires. Or, c'est bien de scénarios à cette résolution dont un modèle de prévision a besoin pour les bassins de petite taille (typiquement inférieure à 1000 km²) ou pour les bassins très réactifs (cf. bassins urbains). Dans ce type de configuration, une adaptation hydrologique des variables météorologiques de surface, produites dans un premier temps avec la méthode d'adaptation météorologique retenue, est alors nécessaire. Cette seconde adaptation consiste à générer des scénarios météorologiques plausibles aux échelles de temps et d'espace pertinentes pour le système hydrologique considéré.

L'adaptation hydrologique se fait couramment à l'aide d'un modèle de désagrégation spatiale et temporelle. Le principe de ces modèles de désagrégation est décrit dans le chapitre 12. Ces modèles font généralement appel à des générateurs stochastiques. Ainsi, l'adaptation hydrologique d'une prévision météorologique donnée conduit donc souvent à la production d'un ensemble de scénarios météorologiques (cf. Kelly et Krzysztofowicz, 2000). La figure 10.10 illustre le principe de cette adaptation.

De même que l'adaptation météorologique, l'adaptation hydrologique des prévisions météorologiques doit être renouvelée à chaque rafraîchissement des prévisions météorologiques – ces dernières sont généralement rafraîchies suivant un cycle de 12 h ou 24 h. L'adaptation hydrologique doit aussi proposer une structure temporelle et spatiale des variables météorologiques de surface cohérente avec leur structure passée. Elle doit par suite être renouvelée à chaque fois que de nouvelles observations sont disponibles sur ces variables pour le passé récent. Enfin, si la prévision des précipitations est probabiliste, l'adaptation doit produire différents scénarios permettant de respecter la distribution statistique associée. Un modèle respectant ces diverses contraintes est présenté par Lardet et Obled (1994) ainsi que par Marty *et al.* (2008).

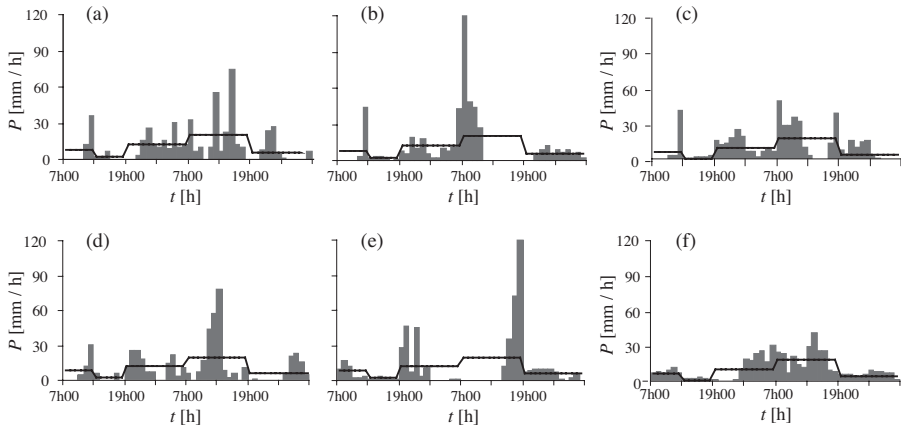


Fig. 10.10 Illustration du principe de l'adaptation hydrologique d'une prévision météorologique. Les 6 scénarios pluviométriques au pas de temps horaire (hyetogrammes grisés des graphiques *a* à *f*) ont été produits par désagrégation stochastique du scénario météorologique à pas de temps variable (de 6 heures à 12 heures) obtenu le 31 mai 2003 à 07 h 00 pour les 48 h à venir à partir de l'adaptation météorologique des sorties du modèle météorologique considéré (hyetogramme non grisé sur chaque graphique).

10.3 INCERTITUDES DE PRÉVISION

10.3.1 Prévision déterministe et incertitudes

Une prévision hydrologique ne peut évidemment pas être parfaite. Elle est par nature incertaine. De ce fait, une prévision déterministe, c'est-à-dire une prévision qui indique une seule réalisation possible de la variable d'intérêt pour l'horizon temporel souhaité, n'est pas suffisante. Même si elle est parfois accompagnée d'indications qualitatives concernant le niveau d'incertitude, une prévision déterministe donne en fait une illusion de certitude et peut conduire à des prises de décision sous-optimales, inadéquates, voire dangereuses (cf. Houdant, 2004).

Comme le montre la figure 10.11 dans le cas particulier de la prévision d'une valeur de débordement, la connaissance de l'incertitude de prévision permet à l'utilisateur de prendre en compte dans son processus de décision le risque associé. La caractérisation de l'incertitude de prévision permet aussi de bien séparer les missions du prévisionniste et de l'utilisateur : la prévision relève en effet du seul domaine de la science ; les décisions à prendre par l'utilisateur nécessitent l'analyse socio-économique des conséquences de différents scénarios.

Les différentes sources d'imperfections et d'incertitudes participant à l'incertitude totale sur la variable à prévoir sont principalement liées aux données et outils nécessaires à la prévision, à savoir :

- l'estimation de l'état initial du système (cf. non-disponibilité des mesures nécessaires à cette estimation et/ou faible représentativité spatiale des mesures disponibles),
- l'estimation des sollicitations/perturbations auxquelles le système hydrologique a été soumis jusqu'à l'heure de la prévision (cf. faible représentativité spatiale des variables météorologiques mesurées),

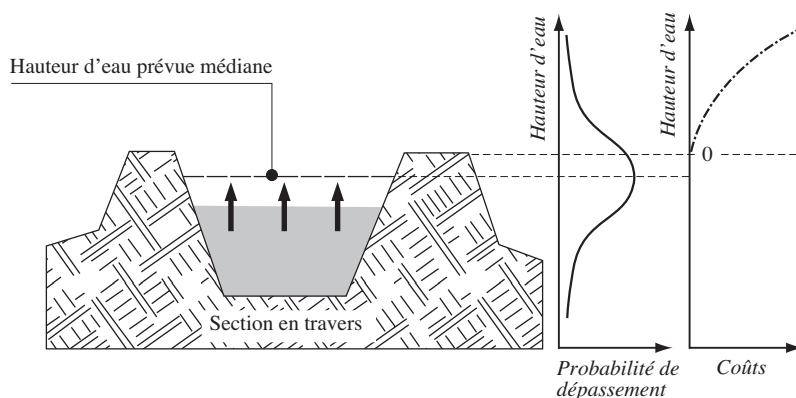


Fig. 10.11 Intérêt d'une prévision probabiliste de crue. La valeur médiane de la distribution de la hauteur de crue est inférieure à la valeur critique de débordement. Une décision basée sur cette seule estimation n'impliquerait aucune action préventive pour la protection des zones riveraines contrairement à une décision basée sur la prévision probabiliste dont la distribution associée est indiquée sur le graphique du milieu ; le coût des dommages à attendre si débordement sont fonction de la hauteur de débordement (graphique de droite) (d'après Todini, 2005 et modifiée).

- les prévisions de ces sollicitations/perturbations sur l'horizon de prévision considéré (cf. imperfection des modèles météorologiques, méconnaissance des opérations de gestion prévues sur les aménagements hydrauliques amont),
- l'imperfection du modèle de simulation (cf. simplifications retenues pour simuler les processus, paramétrisation).
- l'imperfection de la procédure d'ajustement du modèle de prévision (cf. hypothèses retenues, paramétrisation).

Ces différentes sources d'incertitudes n'ont pas forcément la même importance. Les plus importantes sont généralement liées à la méconnaissance des sollicitations météorologiques que subiront les bassins considérés dans le futur proche. Si cette information est nécessaire pour la prévision hydrologique souhaitée, une prévision quantitative probabiliste des précipitations ou une prévision météorologique d'ensemble est alors requise (chap. 12). Dans le cas contraire, les principales sources d'incertitudes sont fonction de la configuration considérée et en particulier de la complexité du comportement hydrologique du bassin, de la qualité des données disponibles et de la performance des modèles. Les plus importantes sont cependant souvent liées à la méconnaissance de l'état initial du système. Les incertitudes correspondantes sont d'ailleurs parfois considérées comme pouvant avoir un effet aussi important que l'effet induit par les incertitudes sur les prévisions des précipitations. Dans l'idéal, les principales sources d'incertitudes, une fois identifiées et quantifiées, devraient être propagées et combinées avec le modèle de prévision hydrologique pour produire l'incertitude totale de prévision. Cette procédure est en fait peu appliquée car relativement complexe à mettre en œuvre.

Dans le cas général, les principales approches possibles pour caractériser l'incertitude de prévision conduisent à l'émission de prévisions hydrologiques probabilistes ou de prévisions hydrologiques d'ensemble.

10.3.2 Prévisions probabilistes

L'objectif de la prévision probabiliste est de décrire l'incertitude totale de prévision en fournissant la distribution de probabilité de la variable à prévoir. Le système de prévision bayésien développé par Krzysztofowicz (1999, 2001a,b) offre un cadre mathématique et théorique intéressant pour la construction d'une telle prévision. Dans cette approche, l'incertitude sur la variable à prévoir est généralement décomposée en deux parties. D'une part l'incertitude sur les entrées du modèle hydrologique, c'est-à-dire sur les prévisions météorologiques. D'autre part l'incertitude hydrologique correspondant à toutes les autres sources d'erreur possibles. Ces deux types d'incertitude sont quantifiés séparément puis combinés pour produire l'incertitude totale. Cette approche est présentée plus en détail dans l'annexe 10.7.3.

10.3.3 Prévisions hydrologiques d'ensemble

La prévision hydrologique d'ensemble est une méthode plus couramment utilisée pour estimer les incertitudes de prévision (cf. Carpenter et Georgakakos, 2001 ; Pappenberger et al., 2005 ; Wood *et al.*, 2006). Elle consiste à prévoir les variables hydrologiques d'intérêt pour un ensemble de scénarios hydro-météorologiques probables. Cette méthode consiste en fait souvent à simuler la réponse hydrologique du système considéré pour différents scénarios de prévision météorologique et pour différents scénarios d'état initial du système.

La prévision hydrologique d'ensemble produit ainsi différentes traces de l'évolution temporelle à venir de la variable hydrologique à prévoir (fig. 10.12).

La distribution statistique de la variable prévue peut être extraite de ces différentes traces, pour chacune des échéances considérées. Sous certaines conditions, liées notamment à la façon dont les densités de probabilité des variables d'entrée sont échantillonnées, cette distribution correspond à une prévision probabiliste (cf. Kelly et Krzysztofowicz, 2000). Dans le cas général, une grande variété de scénarios

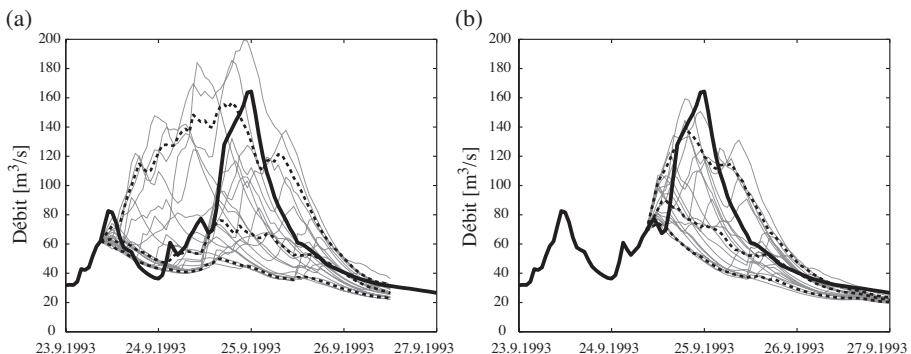


Fig. 10.12 Prévision hydrologique d'ensemble obtenue sur la base d'une prévision météorologique d'ensemble. Les scénarios météorologiques considérés ont été obtenus sur la base de prévisions météorologiques à l'aide de la méthode d'adaptation météorologique dite des analogues (chap. 12). Bassin du Rhône à Reckingen (215 km²). (a) : Prévision du 23.09.93 à 12h00 – (b) : Prévision du 24.09.93 à 12 h 00. Trait gras : crue observée (24-26/09/93). Traits gris : prévisions pour les 20 scénarios. Traitillés : quantiles 10, 50 et 90 %.

météorologiques peut être utilisée comme entrée dans le modèle de prévision hydrologique. Ces scénarios résultent en cascade :

- des différents modèles de prévision météorologique éventuellement disponibles (§ 12.2.1 et 12.2.2),
- des différents membres de la prévision d'ensemble éventuellement produite par chaque modèle météorologique – les membres sont obtenus pour différentes conditions initiales du modèle météorologique (§ 12.2.4),
- des différentes adaptations météorologiques possibles pour chaque membre de la prévision d'ensemble (§ 12.2.2),
- des différentes adaptations hydrologiques possibles pour chaque adaptation météorologique (§ 10.2.4).

10.3.4 Approche multi-modèles

De même qu'il est intéressant de considérer, pour la prévision des variables météorologiques, les sorties de plusieurs modèles météorologiques, il peut être intéressant de considérer, pour la prévision hydrologique, les sorties de différents modèles de prévision hydrologique.

Diverses stratégies sont possibles pour combiner les prévisions produites par différents modèles (cf. Shamseldin *et al.*, 1997 ; See et Openshaw, 2000 ; Georgakakos *et al.*, 2004 ; Fortin *et al.*, 2006). Elles sont parfois très simples (cf. combinaison linéaire des estimations), parfois relativement complexes (cf. combinaison non-linéaire effectuée par un modèle à calibrer). Les approches les plus intéressantes sont celles qui permettent de tenir compte de la performance récente de chacun des modèles de prévision. Par exemple, la combinaison peut-être une moyenne pondérée des estimations disponibles : pour chaque modèle la pondération est inversement proportionnelle à la variance des résidus obtenue pour ce modèle – sur le passé récent – entre prévisions et observations a posteriori de la variable à prévoir. Les méthodes de combinaison bayésienne offrent dans ce contexte un cadre théorique intéressant (chap. 11).

Pour que la combinaison d'estimations aie un sens, il est important de vérifier que les modèles de prévision visés ne sont pas redondants dans leur conceptualisation des phénomènes considérés (nature, complexité), dans les données d'entrée utilisées (nature, prétraitements), dans la structure des erreurs qui leurs sont associés et la procédure retenue pour les gérer (modèle d'ajustement).

10.4 VALEUR D'UNE PRÉVISION

La valeur d'une prévision est d'abord fonction du point de vue considéré : celui du prévisionniste ou celui de l'utilisateur. Pour le premier, la valeur de la prévision est fonction de sa qualité, c'est-à-dire de son adéquation statistique avec les observations. Pour le second, la valeur de la prévision dépend de son utilité, c'est-à-dire du gain ou des pertes subies du fait d'une décision rationnelle basée sur la prévision – en d'autres termes, la prévision doit être informative.

10.4.1 Critères de qualité d'une prévision

Pour confronter les valeurs prévues aux valeurs observées a posteriori de la variable hydrologique considérée, les critères de qualité couramment utilisés sont : subjectifs –

basés sur la comparaison graphique des valeurs prévues et observées, ou numériques – basés sur les écarts entre valeurs prévues et valeurs observées a posteriori. Certains critères numériques sont présentés dans l'encadré 10.4 (voir aussi le chap. 3).

En mode opérationnel, les critères numériques sont calculés sur les données récentes (cf. sur les erreurs entre les débits prévus il y a 48 h pour les dernières 48 h et les débits observés sur cette même période). Le calcul doit être renouvelé à chaque rafraîchissement de la prévision. Il peut être réalisé sur la variable d'intérêt pour différents délais inférieurs ou égaux au délai maximum de prévision (cf. pour le débit à $t_0 + 6$ h ou à $t_0 + 18$ h où t_0 est l'heure de prévision). Il peut concerner la valeur moyenne de la variable à prévoir sur une durée de prévision donnée (cf. débit journalier moyen sur $[t_0 + 48 \text{ h}; t_0 + 72 \text{ h}]$) ou concerner l'évolution temporelle de cette variable sur une période donnée (cf. débits horaires sur $[t_0 + 6 \text{ h}; t_0 + 18 \text{ h}]$).

Dans le cas d'une prévision probabiliste, la qualité de la prévision peut aussi être estimée sur la base de sa finesse, qui mesure la qualité de la dispersion de la prévision, et de sa justesse, qui mesure le degré moyen de correspondance entre la prévision et l'observation (Bontron, 2004; Gneiting *et al.*, 2005). Une prévision est d'autant plus fine que l'incertitude sur la variable prévue est faible. Notons que la finesse est indépendante de l'observation et qu'une prévision déterministe est toujours de finesse parfaite. Une prévision est d'autant plus juste que l'écart entre la valeur vraie (observée a posteriori) et une valeur caractéristique de la prévision probabiliste (cf. la médiane) est faible (fig. 10.13. Différents autres scores d'évaluation des prévisions probabilistes sont présentés par Casati *et al.* 2008).

Dans ce contexte, il est aussi souvent intéressant d'estimer si la prévision probabiliste apporte une information supplémentaire intéressante par rapport à la distribution statistique des valeurs prises par la variable à prévoir sur toute la période au cours de laquelle cette variable a été observée. Cette distribution statistique fournit une prévision probabiliste non informative. Elle peut-être utilisée comme prévision si l'horizon temporel de prévisibilité de la variable hydrologique considérée est dépassé. Cette distribution est dénommée la « climatologie de la variable » lorsque la prévision concerne une variable météorologique.

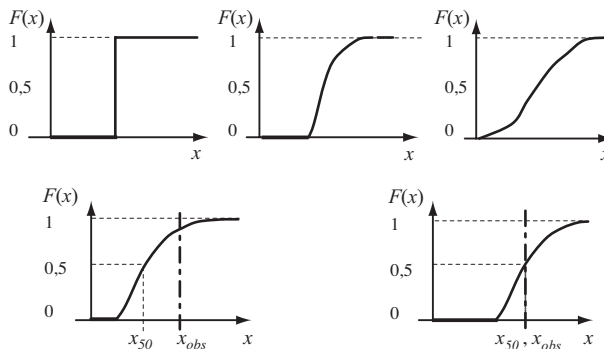


Fig. 10.13 Illustration de la valeur d'une prévision hydrologique par comparaison de la valeur observée à posteriori et de la distribution initialement prévue de la variable. En haut : une prévision déterministe (à gauche), fine (au milieu) et moins fine (à droite). En bas : une prévision juste (à droite) et moins juste (à gauche) (d'après Bontron, 2004).

Dans le cas particulier de la prévision du dépassement ou du non-dépassement d'un seuil (cf. pour l'émission de bulletins d'alerte), la qualité de la prévision est généralement estimée sur la base d'un tableau de contingence qui considère les événements et les non-événements correctement prévus, les événements manqués et les fausses alertes. Différents scores sont possibles pour estimer la valeur de la prévision dans ce contexte (Bontron, 2004).

Encadré 10.4 Critères numériques de qualité d'une prévision

Qualité d'une prévision en mode opérationnel

Pour estimer la performance d'une prévision déterministe effectuée à l'heure courante t_0 pour les n débits prévus au pas de temps Δt sur le délai de prévision D à venir (c'est-à-dire sur l'horizon $[t_0, t_0 + n \cdot \Delta t]$ avec $n \cdot \Delta t = D$), différents critères sont possibles tels que ceux utilisés pour le calage des paramètres des modèles hydrologiques (cf. critère de Nash, cf. chap. 3).

Il est souvent intéressant d'estimer si le modèle de prévision apporte une information supplémentaire intéressante par rapport à un modèle de prévision de référence plus simple. Un critère possible à cet effet est donné par :

$$C(t_0) = 1 - \frac{\sum_{k=1}^{k=n} (Q_{obs}(t_0 + k \cdot \Delta t) - Q_{prév,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t))^2}{\sum_{k=1}^{k=n} (Q_{obs}(t_0 + k \cdot \Delta t) - Q_{réf,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t))^2} \quad (10.3)$$

où $Q_{obs}(t_0 + k \cdot \Delta t)$ est le débit observé au temps $t_0 + k \cdot \Delta t$, où $Q_{prév,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t)$ et $Q_{réf,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t)$ sont respectivement le débit qui a été prévu à l'heure t_0 pour le temps $t_0 + k \cdot \Delta t$ (donc avec une anticipation de $k \cdot \Delta t$) avec le modèle de prévision à qualifier et le débit qui aurait été prévu avec le modèle de référence.

Un critère positif (resp. négatif) indique un gain (resp. une perte) de performance du modèle de prévision par rapport au modèle de prévision de référence. Deux modèles de référence sont généralement considérés :

- Le modèle de prévision naïf qui consisterait à prendre comme débit prévu le débit observé à l'instant où la prévision est émise. Dans ce cas : $Q_{réf,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t) = Q_{obs}(t_0)$, $\forall k \in [1, n]$. Le critère correspondant est parfois appelé critère de persistance.
- Le modèle de prévision sans la procédure d'ajustement mise en place pour corriger les erreurs récentes observées a posteriori entre les valeurs prévues et les valeurs observées récentes (c'est-à-dire le modèle de simulation seul). Dans ce cas : $Q_{réf,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t) = Q_{sim}(t_0 + k \cdot \Delta t)$, $\forall k \in [1, n]$. Le critère correspondant mesure l'efficacité de la procédure d'ajustement du modèle de prévision.
- Le même principe d'évaluation peut être appliqué dans le cas d'une prévision probabiliste. Un score probabiliste peut être utilisé pour évaluer la performance du modèle testé. Ce score peut être comparé à celui obtenu avec un modèle de référence simple. Le modèle de référence peut par exemple être constitué de l'ensemble des prévisions de débits obtenues respectivement avec différents scénarios météorologiques issus de la climatologie du site.

Critères de qualité pour le développement d'un modèle de prévision

Les critères numériques évoqués précédemment fournissent généralement aussi la base des critères numériques utilisés pour calibrer les différentes composantes du modèle de

prévision pendant sa phase de développement – modèle de simulation, modèle d’initialisation, modèle d’ajustement. Dans ce contexte, les critères sont calculés sur l’ensemble des valeurs prévues au cours de la période de temps considérée (cf. les n années passées) ou sur certains événements hydrologiques particuliers survenus au cours de cette période de temps (cf. les p crues dont le débit a excédé Q_{seuil} m³/s au cours des n années passées). Lorsque la valeur d’une prévision déterministe est estimée pour un délai de prévision particulier (ci-dessous pour le délai $k \cdot \Delta t$), le critère simple suivant, visant à comparer la performance du modèle de prévision à celle d’un modèle de référence simple, est par exemple parfois utilisé :

$$C(t_0) = 1 - \frac{\sum_{t_0} (Q_{obs}(t_0 + k \cdot \Delta t) - Q_{prév,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t))^2}{\sum_{t_0} (Q_{obs}(t_0 + k \cdot \Delta t) - Q_{réf,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t))^2} \quad (10.4)$$

Où $Q_{réf,t_0}(t_0 + k \cdot \Delta t)$ est le débit obtenu avec le modèle de référence considéré (modèle de persistance, modèle de simulation sans ajustement).

10.4.2 Critères d’utilité d’une prévision

Les critères d’utilité à retenir pour estimer la valeur d’une prévision peuvent être très différents suivant la nature de la prévision et suivant l’usager (cf. Bontron, 2004). Dans le cadre d’un système d’annonce de crue par exemple, l’utilité de la prévision est liée à la probabilité de détection des débordements et au taux de fausses alertes. Pour un barragiste, l’utilité est fonction de la précision des volumes prévus.

L’utilité d’une prévision est souvent estimée en termes de gains sociaux et financiers. Ces gains sont évidemment à mettre en balance avec le coût du système de prévision qui comprend les coûts de développement du système et les coûts d’amortissement et de fonctionnement. Ces coûts sont généralement importants mais sont souvent faibles, voire très faibles, s’ils sont comparés aux gains permis par le système ou, dans le cas de la protection contre les crues, aux coûts des mesures structurelles qui seraient nécessaires pour obtenir le même niveau de protection.

L’utilité d’une prévision est d’autant plus importante que la robustesse et la précision du modèle de prévision sont grandes : le modèle doit être capable de donner des bons résultats pour des conditions variées et différentes de celles rencontrées lors du calage ; les valeurs prévues doivent par ailleurs présenter une certaine cohérence temporelle d’un rafraîchissement de la prévision au suivant. Cette cohérence temporelle dépend bien entendu, dans le cas d’une prévision hydro-météorologique, de la cohérence temporelle obtenue pour les prévisions météorologiques et leurs rafraîchissements successifs. De ce point de vue, la performance, la pertinence et la robustesse du modèle d’ajustement sont déterminantes.

L’utilité d’une prévision est enfin d’autant plus importante que le délai d’anticipation possible d’un événement est supérieur au délai des actions nécessaires pour répondre à l’objectif de gestion visé pour ce type d’événement (cf. pour la sauvegarde optimale des biens et des personnes dans le cas de la prévision de crue). Dans le cas de la prévision des crues par exemple, le délai d’anticipation possible est la durée entre le moment où le bulletin d’alerte peut être émis et le moment où l’événement hydrologique se produit. Le délai d’anticipation possible d’un événement est d’autant

plus grand que l'évolution future des variables hydrologiques d'intérêt est prévisible (§ 10.4.3). En pratique, le délai d'anticipation possible des prévisions hydrologiques est borné par le délai de prévision retenu pour le système de prévision. Il lui est strictement inférieur du fait du temps nécessaire à la validation et à l'expertise des résultats de simulation. Par ailleurs, le délai de prévision est souvent déterminé par le délai d'anticipation requis pour la gestion optimale de la ressource ou des risques hydrologiques – il est donc en principe déterminé par le délai des actions évoqué plus haut.

Le chronogramme des actions, les délais d'anticipation possibles des prévisions météorologiques et hydrologiques sont donnés à titre d'illustration sur la figure 10.14 pour un système type de prévision des crues.

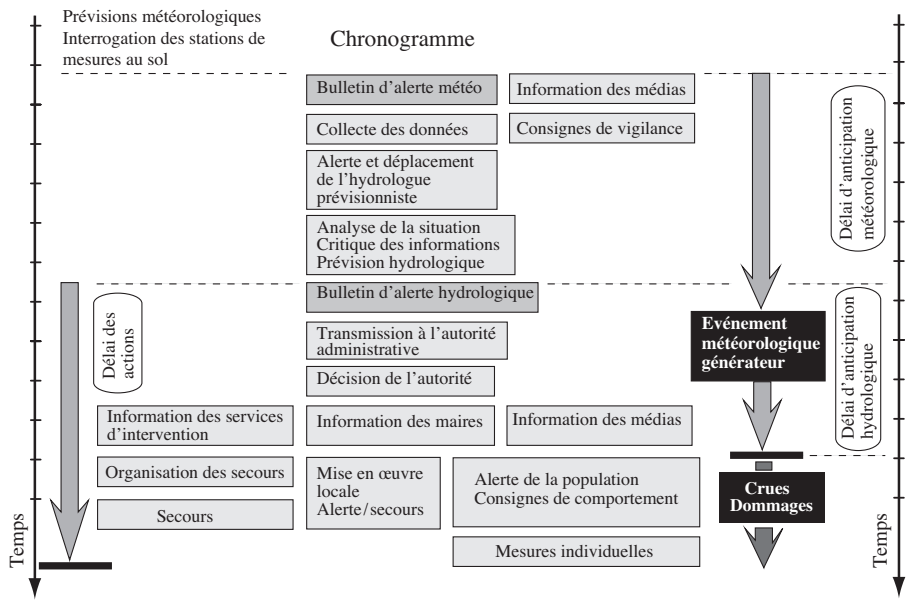


Fig. 10.14 Prévision de crue. Délais d'anticipation possibles des prévisions météorologiques et des prévisions hydrologiques. Chronogramme et délai des actions.

10.4.3 Délai d'anticipation possible et réactivité du système

L'incertitude sur la prévision d'une variable hydrologique donnée augmente avec le délai de prévision considéré réduisant par suite la valeur de la prévision. A incertitudes de prévision équivalentes, le délai d'anticipation possible d'un événement donné dépend de la réactivité du système hydrologique vis-à-vis des principaux processus influençant l'évolution temporelle de la variable considérée.

Pour un même exutoire, le délai d'anticipation possible des débits d'étiages peut être par exemple de plusieurs ordres de grandeur plus grand que le délai d'anticipation possible des débits de crues. Les premiers sont en effet générés par des écoulements souterrains lents tandis que les seconds sont générés par des écoulements de surface et de subsurface beaucoup plus rapides. Dans le premier cas, la mémoire du système hydrologique est par suite plus longue que dans le second. Le délai d'anticipation

possible dépend aussi des observations à disposition sur l'état du système, sur les sollicitations auxquelles il a été soumis dans le passé proche et auxquelles il sera soumis dans le futur.

Si les précipitations tombées sur le bassin sont connues pour le passé proche, le délai d'anticipation possible des débits de crue est approximativement compris entre : 1) le temps de montée de l'hydrogramme unitaire instantané pour le bassin – dans le cas où les précipitations à venir sont du même ordre de grandeur que les précipitations passées, et 2) le temps de concentration du bassin – dans le cas où les précipitations à venir sont nettement plus faibles que les précipitations passées (exemple 10.3). Toutes choses égales par ailleurs, le délai d'anticipation possible des débits de crue augmente par suite avec la taille du bassin. Si les débits sont mesurés en une (ou plusieurs) station(s) amont, le délai d'anticipation possible est conditionné par le temps de propagation de l'onde de crue entre les stations de mesure. Le délai d'anticipation possible est aussi évidemment plus grand s'il est possible de disposer de prévisions météorologiques pour les heures ou jours à venir (chap. 12).

Dans le cas général, le délai d'anticipation possible peut fortement varier, pour un même système, d'une situation météorologique à une autre. Il dépend par exemple de l'évolution temporelle et de l'origine spatiale des apports. Il est plus court si les apports proviennent de la partie aval du bassin versant que s'ils proviennent de la partie amont. Il est aussi plus court si les apports à venir sont supérieurs aux apports passés que dans le cas contraire.

Exemple 10.3 Délai d'anticipation possible des débits de crues

Supposons que le bassin – dépourvu de station hydrométrique à l'amont de l'exutoire considéré – n'a pas reçu dans le passé proche de précipitations autres que sur le dernier pas de temps. Supposons par ailleurs que la précipitation nette p_1 correspondante est connue et supposons pour finir que le bassin sera soumis sur les pas de temps futurs aux précipitations nettes inconnues $p_2, p_3, \dots, p_n$.

L'évolution future des débits de ruissellement direct peut être estimée par convolution de l'hydrogramme unitaire du bassin et de ces différentes pluies nettes. La contribution relative $\alpha_1(t_0 + t)$ de la pluie nette p_1 au débit total qui sera successivement observé aux temps $t_0 + \tau$, $t_0 + 2\tau$, ..., $t_0 + n\tau$ est :

$$\alpha_1(t_0 + \tau) = \frac{p_1 \cdot u(\tau)}{p_1 \cdot u(\tau) + p_2 \cdot u(0)} \quad (10.5)$$

$$\alpha_1(t_0 + 2\tau) = \frac{p_1 \cdot u(2\tau)}{p_1 \cdot u(2\tau) + p_2 \cdot u(\tau) + p_3 \cdot u(0)} \quad (10.6)$$

$$\alpha_1(t_0 + n\tau) = \frac{p_1 \cdot u(n\tau)}{p_1 \cdot u(n\tau) + p_2 \cdot u((n-1)\tau) + p_3 \cdot u((n-2)\tau) + \dots + p_{n+1} \cdot u(0)} \quad (10.7)$$

où τ est la durée de référence de la pluie nette ayant produit l'hydrogramme unitaire $u(t)$ du bassin.

Si les pluies nettes à venir ne sont pas nulles, les équations précédentes montrent que le pourcentage $\alpha_1(t_0 + t)$ de débit futur expliqué par la précipitation nette p_1 au temps $t_0 + t$ diminue avec le délai d'anticipation $t = n \cdot \tau$ considéré. Cette diminution est plus ou moins rapide suivant l'importance relative de l'incrément p_1 par rapport aux autres incréments de pluie nette $p_2, p_3, \dots, p_n$ de même que suivant sa position relative au sein de l'averse.

Considérons pour illustration un bassin versant fictif, dont l'Hydrogramme Unitaire (HU) est présenté sur la figure 10.15a et donné dans le tableau 10.3. Ce bassin est soumis à une Pluie nette Uniforme (PU) décrite dans le tableau 10.4. L'hydrogramme de ruissellement direct résultant de la convolution discrète de l'HU du bassin et de la pluie nette PU (chap. 5 pour le principe de cette convolution) est présenté dans la figure 10.15b. Dans ce cas simplifié, le pourcentage $\alpha_1(t_0 + t)$ de débit futur expliqué par la précipitation nette p_1 tombe en dessous de 50 % après le temps $t_0 + 3\tau$. La décroissance de $\alpha_1(t_0 + t)$ est par ailleurs plus rapide après le temps $t_0 + t_m$ où t_m est le temps de montée de l'HU. Ceci est illustré sur la figure 10.15b par la ligne brisée marquée d'un carré.

L'évolution temporelle de la contribution d'un incrément de pluie nette au débit total de ruissellement direct à l'exutoire du bassin varie suivant la position de cet incrément au sein de l'averse. Pour le bassin ci-dessus, pour l'averse PU et mis à part pour les premiers incréments de pluie nette ($p_1, p_2, \dots p_4$), le pourcentage $\alpha_k(t_0 + t)$ de débit futur expliqué par le $k^{\text{ème}}$ incrément de pluie nette (p_k) est cependant toujours maximum au temps $t_0 + k \cdot \tau + t_m$. Il devient nul

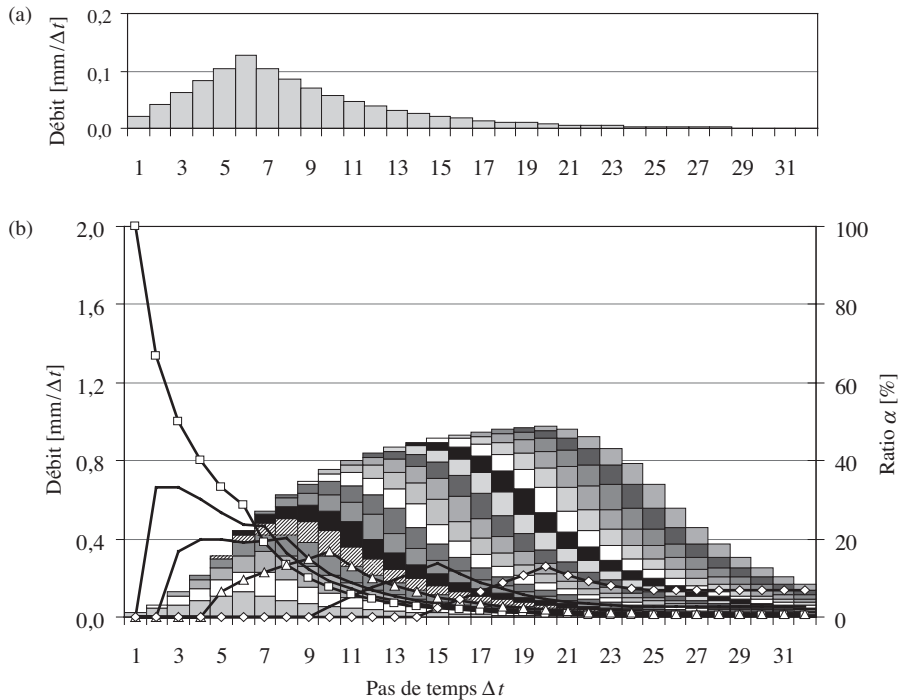


Fig. 10.15 Evolution temporelle de la contribution d'un incrément de pluie nette au débit total de ruissellement direct à l'exutoire du bassin. (a) Hydrogramme Unitaire du bassin discrétisé au pas de temps $\Delta t = \tau$. Le temps de montée est $t_m = 6 \cdot \Delta t$. (b) Hydrogramme à l'exutoire du bassin résultant de la pluie uniforme PU et contributions absolues et relatives des différents incréments de pluie. La contribution – en $[\text{mm}/\Delta t]$, du $i^{\text{ème}}$ incrément de pluie nette p_i au débit total qui sera observé au temps $t_0 + n \cdot \Delta t$ – en $[\text{mm}/\Delta t]$, est figurée par les carreaux grisés (les carreaux dans un même motif proviennent d'un même incrément de pluie nette; les carreaux hachurés proviennent du 5^e incrément de pluie nette). La contribution relative – en [%], de ces incréments de pluie nette au débit total est figurée par les lignes discontinues (les lignes marquées d'un carré, d'un triangle et d'un losange correspondant respectivement aux contributions relatives $\alpha_i(t_0 + t)$ des pluies nettes p_1, p_5 et p_{15}).

Tableau 10.3 Hydrogramme Unitaire du bassin versant considéré [0,01 mm/ Δt] (chap. 5 pour définition et application).

Temps	τ	2τ	3τ	4τ	5τ	6τ	7τ	8τ	9τ	10τ
$u(n \cdot \tau)$	2,1	4,2	6,3	8,4	11	13	10	8,4	6,9	5,7
Temps	11τ	12τ	13τ	14τ	15τ	16τ	17τ	18τ	19τ	20τ
$u(n \cdot \tau)$	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01

Tableau 10.4 Incréments de pluie nette [mm/ Δt] au pas de temps Δt pour deux structures de pluie : Pluie Uniforme (PU) et Pluie avec un Pic de pluie Concentré (PC).

Incrément	p_1	p_2	p_3	p_4	p_5	p_6	p_7	p_8	p_9	p_{10}	p_{11}	p_{12}	p_{13}	p_{14}	p_{15}	p_{16}	p_{17}	p_{18}	p_{19}	p_{20}	p_{21}	...	p_n
PU	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0
PC	1	1	1	1	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0

au temps $t_0 + k \cdot \tau + t_c$ où t_c est le temps de concentration du bassin. Ceci est par exemple illustré sur la figure 10.15b par les lignes marquées d'un triangle et d'un losange. Elles correspondent respectivement aux contributions $\alpha_5(t_0 + t)$ et $\alpha_{15}(t_0 + t)$ des pluies nettes p_5 et p_{15} . Dans le cas général, le pourcentage de débit futur expliqué par p_1 est d'autant plus important que les précipitations nettes à venir sont, en valeur relative, faibles devant p_1 . Dans le cas où toutes les pluies nettes à venir sont nulles, l'incrément de pluie nette p_1 explique la totalité des débits de crue jusqu'au temps $t_0 + t_c$. A l'inverse, si un incrément de pluie nette futur p_k est très supérieur à l'incrément p_1 , la contribution de p_1 au débit total sera très rapidement négligeable. Considérons de nouveau, pour illustration, le bassin versant fictif de l'exemple ci-dessus. Il est maintenant soumis à la Pluie nette Concentrée (PC) décrite dans le tableau 10.4 (PC est définie par une pluie nette modérée et constante sur la même durée que celle de la pluie PU et par un incrément de pluie nette p_5 important et concentré sur le 5^e pas de temps). L'hydrogramme de ruissellement direct résultant de la convolution discrète de l'HU du bassin et de la pluie nette PC est présenté dans la figure 10.16. La contribution relative des différents incréments de pluie nette p_k , $k \neq 5$ est fortement réduite par rapport à leur contribution relative dans le cas de la pluie

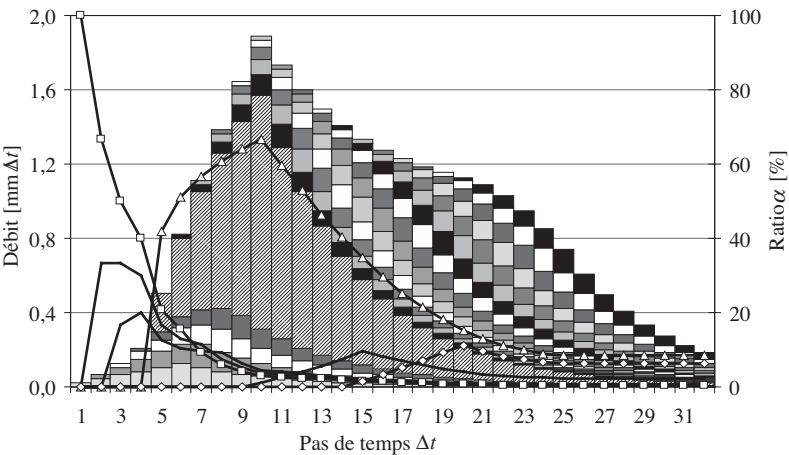


Fig. 10.16 Idem que la fig. 10.15 mais avec comme pluie nette, la pluie PC, concentrée sur le 5^e pas de temps. Légendes des courbes : cf. fig. 10.15.

PU. A l'inverse, la contribution relative de l'incrément p_5 est majoritaire sur une longue période de temps. Elle est maximum au temps $(t_0 + 5 \cdot \tau) + t_m$.

10.5 CHOIX D'UNE MÉTHODE DE PRÉVISION

Comme pour la prédétermination des débits, il existe pour la prévision hydrologique une grande diversité de modèles et d'approches possibles pouvant fournir une performance comparable. Le choix entre l'une ou l'autre d'entre elles dépend bien entendu des objectifs de la prévision (variable à prévoir, délai d'anticipation requis, précision exigée) mais aussi des caractéristiques du milieu considéré, de la nature et de la rapidité des phénomènes principaux en jeu – dont dépendra le délai d'anticipation possible des événements à prévoir, du type et de la qualité des données disponibles en temps réel et enfin des pratiques et du savoir-faire de l'hydrologue. Par exemple, la prévision des étiages peut se contenter de données limitées et de modèles relativement simples (chap. 8) comparés à celles et ceux nécessaires à la prévision des crues. De même, la prévision de crues éclairs sur un bassin urbain nécessite a priori des données et une approche différente de celle nécessaire à la prévision des crues d'un grand bassin versant tel que le Rhin à Cologne, le Niger à Mopti ou le Mississippi à Baton Rouge.

D'autres considérations méritent d'être analysées pour permettre *in fine* de faire un choix plus abouti. Dans ce sens, cette section donne quelques pistes de réflexion relatives aux données utiles, au choix du modèle de simulation, de la méthode d'initialisation du modèle ainsi qu'au choix de la méthode de traitement des erreurs.

10.5.1 Choix d'un modèle de simulation

Comme mentionné précédemment, le modèle de simulation peut être statistique ou comportemental. Les modèles statistiques de type ARX ou ARMAX ont l'avantage qu'ils sont généralement simples à développer et à mettre en œuvre. Ils présentent cependant deux limitations importantes pour la prévision hydrologique : d'une part ils nécessitent que les séries temporelles des variables à prévoir soient stationnaires et, d'autre part, ils nécessitent que les relations entre les variables explicatives et la variable à expliquer soient linéaires ou pseudo-linéaires. Ces deux conditions ne sont pas respectées pour un grand nombre de systèmes hydrologiques. Par exemple, les débits de crues ne sont pas liés directement aux précipitations. Ils dépendent essentiellement de la pluie nette qui dépend de différentes pertes au ruissellement, elles-mêmes fonction de la saturation du bassin – en montagne, une partie des précipitations est stockée puis déstockée de façon différée par le biais du manteau neigeux, le tout dépendant fortement des températures sur le bassin.

Les limitations des modèles empiriques de type ARX ou ARMAX peuvent parfois être partiellement levées par un prétraitement approprié des données. Un modèle conceptuel peut par exemple être appliqué aux données de précipitations pour produire les précipitations nettes (cf. Young, 2002) ou, en montagne, pour produire des précipitations « équivalentes » (cf. Mtir, 2004). Les réseaux de neurones artificiels (ANN), qui peuvent être considérés comme une expression non-linéaire des fonctions de transfert, sont parfois aussi évoqués comme solution potentielle à cette limitation (Fortin *et al.*, 1997; Toth

et al., 2000). Par ailleurs, pour rendre les séries temporelles stationnaires, une transformation mathématique des variables considérées est parfois possible². Enfin, différents modèles peuvent être développés pour différents types de fonctionnement ou différents types de configurations initiales du bassin conduisant sous ces conditions à des comportements pseudo-linéaires.

La critique la plus fréquente des approches statistiques est qu'elles négligent des décennies de recherches et de développements pour la compréhension et la modélisation des processus hydrologiques. Leur nature empirique rend en particulier leur application incertaine pour la prévision d'événements dépassant le domaine des observations. Ces approches sont enfin mal adaptées pour une application à des bassins non-jaugés. En effet, d'une part les paramètres obtenus par calage sur les bassins jaugés n'ont aucun sens physique, ni conceptuel. Par ailleurs, la structure des modèles, qui est optimisée pour les données de chacun des sites où des observations sont disponibles, peut varier d'un site à l'autre. C'est le cas par exemple de l'ordre des modèles ARMAX, du nombre de neurones d'un modèle ANN. Par suite, la transposabilité spatiale des modèles et/ou la possibilité de régionaliser leurs paramètres pour les bassins non-jaugés est difficile, voire impossible.

Les modèles conceptuels ou à bases physiques sont souvent préférés aux modèles statistiques parce qu'ils permettent de prendre en compte de façon plus ou moins simplifiée à la fois la non-linéarité du système considéré et la non-stationnarité des processus. La reproduction des processus déterminants en dehors du domaine où ils ont été observés est ainsi améliorée. Ces modèles peuvent aussi être adaptés pour tenir compte d'éventuelles modifications du comportement hydrologique du système considéré – par exemple du fait d'aménagements hydrauliques. Par ailleurs, ils sont en principe plus facilement transposables sur des bassins versants non-jaugés. Enfin, les incertitudes de prévision sont généralement réduites et les délais d'anticipation possibles augmentés. Comme exemples de modèles hydrologiques utilisés de façon opérationnelle en prévision, il est possible de citer: le modèle conceptuel semi-distribué HBV utilisé dans de nombreux pays d'Europe du Nord (Lindstrom *et al.*, 1997), le modèle de type «Aires Contributives Variables» ARNO utilisé dans le cadre du programme européen «European Flood Forecasting Operational Real Time System» (Todini, 1996), et comme modèle distribué à bases physiques le modèle TRIBS utilisé aux Etats Unis (Ivanov *et al.*, 2004).

10.5.2 Choix d'une méthode d'initialisation

Différentes méthodes sont possibles pour l'initialisation du modèle de simulation hydrologique. Le choix d'une méthode dépend principalement des données disponibles pour estimer l'état initial du système hydrologique considéré et du type de modèle de simulation utilisé pour la prévision hydrologique.

² Pour rendre les séries stationnaires, les transformations $z_t = y_t - y_{t-1}$ ou $z_t = y_t - 2y_{t-1} + y_{t-2}$, qui correspondent à la différentielle du premier ordre ou du second ordre de la variable y_t , sont parfois suffisantes. La «désaisonnalisation» des variables peut aussi être envisagée. Une transformation possible consiste par exemple à standardiser les observations: pour chaque période calendaire s , la variable désaisonnalisée a l'expression suivante $z_{t,s} = (y_t - y_{m,s})/s_s$ où $y_{m,s}$ et s_s sont respectivement la moyenne et l'écart type des observations sur cette période.

Lorsque diverses observations sont disponibles sur l'état du système, les techniques d'assimilation sont particulièrement intéressantes puisqu'elles permettent en principe d'utiliser de façon optimale les différents types de données renseignant sur cet état – les observations et les données issues des simulations hydrologiques. Les méthodes d'assimilation de données ont été particulièrement développées en océanographie et dans le domaine des sciences atmosphériques, pour l'amélioration des prévisions météorologiques en particulier (cf. Heemink et Kloosterhuis, 1990 ; Ottle et Vidal-Majar, 1994). Différentes applications plus hydrologiques commencent à voir le jour (Reichle *et al.*, 2002 ; Castaings *et al.*, 2006). L'assimilation concerne principalement les débits observés dans le réseau hydrographique et diverses autres variables d'état liées au couvert neigeux, à l'humidité des sols, au stockage d'eau souterrain (cf. François *et al.*, 2003 ; Aubert *et al.*, 2003). Cette technique s'applique principalement aux modèles de simulation à bases physiques, pour lesquels les variables d'état du modèle correspondent, à une transformation mathématique près, à celles du système physique.

Pour les modèles conceptuels en revanche, l'initialisation des variables d'état du modèle sur la base de variables d'état mesurées du système est difficile, voire impossible. Cela provient du fait que la simulation du comportement du système hydrologique se base, pour ces modèles, sur les flux échangés entre différents réservoirs qui n'ont, pour certains, aucun lien réel avec les compartiments physiques du système réel. La plupart des modèles conceptuels négligent par ailleurs la variabilité spatiale des variables d'état au sein du système réel. Lorsque la variable mesurée ne correspond pas explicitement à la variable du modèle, l'assimilation de données peut malgré tout aussi être effectuée s'il est possible d'identifier une relation univoque entre ces variables (cf. Aubert *et al.*, 2003 ; Andreadis et Lettenmaier, 2006).

La complexité des techniques d'assimilation de même que la complexité des modélisations hydrologiques auxquelles elles sont à appliquer rend leur mise en œuvre souvent difficile. L'initialisation des variables d'état du modèle de simulation est de fait plus souvent effectuée par le biais d'une simulation continue. Cette méthode a l'avantage de la simplicité. Elle constitue par ailleurs souvent la seule possibilité raisonnable pour initialiser de nombreux modèles conceptuels.

10.5.3 Choix d'une méthode d'ajustement

La question du choix d'une méthode d'ajustement en temps réel du modèle de simulation se limite aux modèles à bases physiques ou conceptuels (§ 10.2.3). Les différents avantages et inconvénients des quatre principales méthodes d'ajustement évoquées dans ce chapitre sont présentés dans l'encadré 10.3. La problématique est dans ce cas de savoir s'il est nécessaire de mettre en place un modèle d'ajustement ou s'il est possible de se contenter d'un modèle d'erreur (c'est-à-dire corrections des sorties du modèle par le biais d'un modèle d'erreur).

Quel que soit l'intérêt d'un modèle d'ajustement pour réduire les erreurs de prévision, il faut toujours considérer d'abord la possibilité d'améliorer la représentation physique des processus à l'origine de la variable hydrologique à prévoir. Il faut à cet égard mentionner que si le modèle d'ajustement est construit pour corriger des erreurs significatives de modélisation ou pour compenser un manque important de données, le traitement d'erreur qu'il proposera pourra ne pas être approprié à la véritable cause de l'écart et pourra par suite aggraver l'erreur initiale au lieu de la réduire (Roche, 1987).

Dans le même ordre d'idées, il est toujours important de considérer l'expertise du prévisionniste expérimenté qui, connaissant bien les limites du système de prévision dont il a la gestion opérationnelle, sait généralement interpréter et ajuster de façon subjective les sorties du modèle de prévision.

Les méthodes d'ajustement ont a priori leur maximum d'efficacité pour le traitement des erreurs régulières, corrélées ou persistantes correspondant à des perturbations ni trop rapides ni trop brèves. Les erreurs accidentelles sont plus difficiles à traiter, en particulier lorsqu'elles ont une amplitude exceptionnelle. Une méthode d'ajustement doit enfin prévoir les situations de crise lors desquelles les observations utilisées pour l'ajustement (cf. les débits) ne sont plus disponibles du fait de la défaillance des instruments de mesure (cf. capteurs hydrométriques) ou du système de télétransmission des données.

10.5.4 Données et modèles utiles pour la prévision des crues

Selon l'OMM (WMO, 1994), les données utiles à la prévision hydrologique se classent en deux groupes : le premier inclut toutes les informations utiles pour le développement, le calage et la validation du modèle de prévisions – séries temporelles de débit et de données météorologiques, données physiographiques du système ; le second groupe concerne les données nécessaires pour produire la prévision elle-même (cf. données sur l'état du bassin et les sollicitations météorologiques passées et à venir ; § 10.1.1).

Dans l'idéal, les données nécessaires à la prévision dépendent de la méthode de prévision utilisée, du délai de prévision retenu et des caractéristiques hydrologiques du système considéré. Ceci est illustré ci-dessous pour le cas de la prévision des débits de crue. Dans la pratique, la disponibilité des données est un des principaux facteurs limitant le choix de la méthode de prévision.

Pour la prévision des crues, deux approches de modélisation sont largement répandues : celles qui opèrent le routage dans le réseau hydrographique et celles qui simulent la transformation pluie-débit. Le choix de l'une ou l'autre de ces approches dépend essentiellement des caractéristiques du bassin versant (c'est-à-dire taille et relief des bassins versants), des données de précipitations, de débits ou de hauteurs d'eau à disposition et des délais d'anticipation requis.

Il est d'abord intéressant de noter qu'il est généralement préférable de choisir de prévoir les débits plutôt que les hauteurs d'eau. Les débits sont en effet conservatifs, les hauteurs non. Ceci est particulièrement intéressant si la prévision est de type débit-débit ou de type pluie-débit. Par ailleurs, la prévision de débits offre un choix plus vaste de modèles (tous les modèles sont capables de traiter les débits). Enfin, il est généralement possible d'estimer une hauteur d'eau sur la base d'une estimation de débit.

Dans le cas où des observations sur les débits à l'amont du point d'intérêt sont disponibles, la connaissance de ces débits est en principe suffisante pour une prévision de qualité raisonnable si : 1) les temps de propagation des débits entre les stations amont et la station aval sont supérieurs au délai d'anticipation requis et si 2) les volumes contrôlés par les stations limnimétriques à l'amont du point où doit être effectuée la prévision sont suffisants. C'est en général le cas sur les cours d'eau importants. Dans cette situation, la prévision est essentiellement réalisée à l'aide de modèles de propagation (chap. 6) ou encore de simples régressions entre deux stations (modèles statistiques).

Dans la majorité des cas, les débits (ou les hauteurs d'eau) sur le réseau amont ne sont pas connus ou leur connaissance est insuffisante pour obtenir la précision

désirée. Il est alors nécessaire d'utiliser un modèle hydrologique de transformation pluie-débit, éventuellement complété d'un modèle hydraulique de propagation (cf. si la production des débits s'opère essentiellement sur les parties amont du bassin considéré). La question est alors de savoir si le délai d'anticipation requis est inférieur ou non au temps de montée de l'hydrogramme unitaire du bassin considéré additionné du temps nécessaire à la propagation.

Dans l'affirmative, les observations des variables météorologiques et des précipitations en particulier peuvent être suffisantes pour autoriser une prévision des débits raisonnable. La connaissance à l'amont des sollicitations météorologiques passées est alors une information précieuse. Dans le cas contraire, le recours à des prévisions météorologiques est indispensable (chap. 12).

Ces considérations permettant d'orienter le choix du type d'approche pour la prévision des crues sont résumées de façon simplifiée dans la figure 10.17.

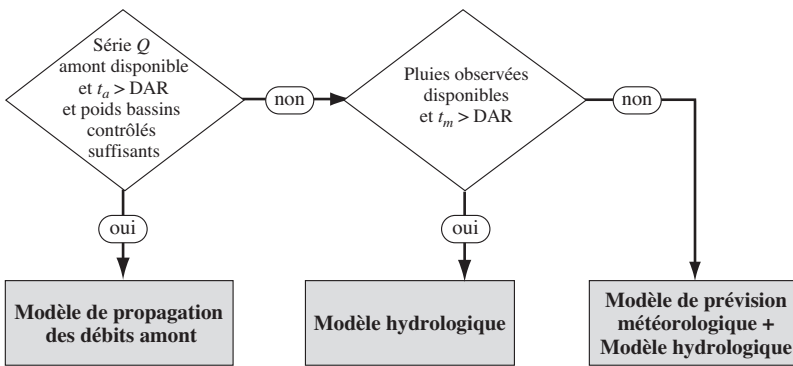


Fig. 10.17 Choix d'une méthode de prévision des crues en fonction des données disponibles et des temps caractéristiques du bassin considéré (DAR : Délai d'Anticipation Requis, t_a : temps de propagation entre des débits entre la station amont et la station aval, t_m : temps de montée de l'hydrogramme unitaire du bassin versant).

Pour finir, le niveau de précision à attendre de la prévision des crues dépend évidemment de la configuration considérée. A délai de prévision donné, les incertitudes de prévision seront en principe plus faibles s'il est possible d'utiliser un modèle débit-débit que s'il est nécessaire de mettre en place un modèle hydrologique. Elles seront de même plus faibles si les observations météorologiques récentes sont suffisantes que si des prévisions météorologiques doivent être utilisées. Dans ce dernier cas, la possibilité de prévoir l'évolution spatiale et temporelle des variables météorologiques sur le système considéré, le délai de prévision et la qualité de cette prévision météorologique deviennent alors les éléments clés de la qualité de la prévision hydro-météorologique (chap. 12).

10.5.5 Prévisions probabilistes ou prévisions d'ensemble

Les prévisions hydrologiques sont en fait rarement délivrées sous forme probabiliste. Comme mentionné précédemment, la construction d'une prévision probabiliste peut

être effectuée par le biais d'un système de prévision bayésien. Bien que formellement intéressant, ce système est cependant difficile à mettre en œuvre. Ceci tient en particulier à la formulation relativement sophistiquée du problème mathématique complet, dont la résolution nécessite en particulier la résolution analytique ou numérique d'intégrales successives. Celle-ci n'est possible que si certaines conditions sont satisfaites par les distributions statistiques utilisées pour caractériser les différentes sources d'incertitudes (cf. normalité/linéarité); or ceci n'est généralement pas le cas. Une transformation préalable des données peut toutefois permettre de retrouver les conditions nécessaires (cf. Kelly et Krzysztofowicz, 1997).

Contrairement à l'approche probabiliste, la prévision d'ensemble ne nécessite pas de développements mathématiques et statistiques complexes. La limitation principale de l'approche est liée à la difficulté de spécifier les scénarios autres que ceux liés aux prévisions météorologiques. Les autres scénarios à considérer concernent les sollicitations météorologiques passées que le système a subies, les conditions initiales du système hydrologique modélisé (c'est-à-dire la saturation des sols pour les différents sous-bassins du système), les différents paramètres du modèle de simulation ou encore les paramétrisations retenues pour les modèles de simulation ou d'ajustement. Les variables associées sont cependant souvent fortement inter-dépendantes, et les distributions statistiques correspondantes sont généralement inconnues. L'approche est aussi limitée par le temps de calcul nécessaire à la simulation de la réponse hydrologique du bassin versant pour tous les scénarios considérés.

Une critique parfois formulée à l'égard des prévisions hydrologiques d'ensemble tient au fait que l'incertitude totale de prévision peut être fortement sous-estimée, en particulier si les sources d'incertitudes ne sont pas toutes prises en considération dans le générateur d'ensemble. Cependant, cette critique vaut aussi pour l'approche probabiliste. Pour ce qui concerne le système de prévision bayésien, la complexité analytique du processeur d'intégration des incertitudes croît très rapidement avec le nombre de sources d'incertitude prises en considération. Ceci oblige à ne considérer de façon probabiliste que la principale source d'incertitude sur la prévision, en pratique, la seule précipitation de bassin ! Quelle que soit l'approche retenue, il est pour cette raison toujours important de mentionner que la prévision émise est conditionnelle à l'ensemble des informations et modèles utilisés pour l'émettre.

10.6 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- La prévision de toute variable hydrologique nécessite un modèle de prévision adapté ainsi que l'acquisition et le traitement en temps réel de différentes données renseignant sur l'état du système hydrologique considéré et sur les sollicitations passées et à venir auxquelles il a été et sera soumis.
- Un modèle de prévision est constitué d'un modèle de simulation et de différentes méthodes permettant respectivement de tenir compte de l'état initial du système, d'adapter les prévisions météorologiques aux exigences du modèle de simulation, d'ajuster le modèle sur la base des erreurs constatées dans le passé proche entre observations et prévisions.
- Les modèles de simulation sont multiples. Ils sont fonction des objectifs de la prévision et du contexte (cf. des caractéristiques du système, du délai d'anticipation requis, des données à disposition, du savoir-faire...).

- L'initialisation du modèle de simulation est effectuée de façon à considérer au mieux l'état initial du système physique. Elle peut être effectuée par une assimilation de données observées sur le système ou par le biais d'une simulation continue, dans le passé proche, du comportement du système.
- L'ajustement du modèle de simulation permet de gérer en continu les erreurs constatées entre les prévisions et les observations a posteriori de la variable hydrologique considérée. Il a pour objectif de réduire les erreurs à venir.
- Les incertitudes de prévision augmentent avec le délai de prévision. La caractérisation des incertitudes de prévision nécessite de connaître, de caractériser et de propager les incertitudes liées à l'estimation des variables d'entrée, à l'estimation de l'état initial du système, à la modélisation hydrologique.
- La caractérisation des incertitudes se traduit par l'émission d'une prévision probabiliste (décrite par la distribution statistique de la variable d'intérêt) ou d'une prévision d'ensemble (constituée de différents scénarios).
- La valeur d'une prévision est fonction de sa qualité, de son utilité et du délai d'anticipation possible des événements hydrologiques à prévoir.
- A incertitudes égales, le délai d'anticipation possible est fonction des données à disposition et de la réactivité de l'hydrosystème analysé.
- Les prévisions hydrologiques nécessitent généralement des prévisions météorologiques si le délai d'anticipation requis dépasse le temps de montée de l'hydrogramme unitaire du bassin considéré. Dans ce cas, les scénarios de prévision météorologiques requis peuvent être obtenus par l'adaptation météorologique puis hydrologique des sorties des modèles de prévision météorologique.

10.7 ANNEXES

10.7.1 Modèles autorégressifs avec moyenne mobile et variables exogènes

L'expression d'un modèle autorégressif avec moyenne mobile et variables exogènes (modèles ARMAX) est un cas particulier de l'expression générale des fonctions de transfert linéaires présentée dans l'annexe 5.7.6. Dans ce cas, les paramètres n_d et n_f de l'expression générale sont nuls ($n_d = n_f = 0$).

Pour mémoire, la structure d'un modèle de ce type est définie par l'ordre p de la composante autorégressive, l'ordre q de la moyenne mobile sur les valeurs récentes des erreurs, le nombre de variables exogènes ainsi que pour chaque variable exogène, le retard et l'ordre optimal.

Avec le formalisme de l'annexe 5.7.6, un modèle ARMAX à simple entrée (une seule variable exogène) a l'expression suivante :

$$A(q)y(t) = B(q)u(t - n_k) + C(q)e(t) \quad (10.8)$$

où $A(q)$, $B(q)$ et $C(q)$ sont les polynômes associés respectivement à la variable à expliquer $y(t)$, la variable explicative $u(t)$ et aux erreurs $e(t)$. Cette expression s'exprime de façon plus explicite sous la forme :

$$y(t) = -a_1 y(t-1) - \dots - a_n y(t-n_a) + b_1 u(t-n_k) + \dots + b_n u(t-n_b - n_k + 1) + e(t) + c_1 e(t-1) + \dots + c_n e(t-n_c) \quad (10.9)$$

avec n_a , l'ordre de la partie autorégressive, n_k et n_b respectivement le retard et l'ordre associés à la variable exogène considérée, n_c , l'ordre de la moyenne mobile sur les résidus. Le prédicteur correspondant à ce modèle est donné par (Corriou, 1996) :

$$\hat{y}(t, \theta) = [1 - A(q)] \cdot y(t) + B(q) \cdot u(t - n_k) + [C(q) - 1] \cdot e(t, \theta) \quad (10.10)$$

ou exprimé sous forme condensée

$$\hat{\mathbf{y}}(\mathbf{t}, \boldsymbol{\theta}) = \boldsymbol{\Phi}(\mathbf{t}, \boldsymbol{\theta}) \cdot \boldsymbol{\theta}^T \quad (10.11)$$

où $\boldsymbol{\Phi}(\mathbf{t}, \boldsymbol{\theta}) = [y(t-1), \dots, y(t-n_a), u(t-n_k), \dots, u(t-n_k-n_b+1), e(t-1, \theta), \dots, e(t-n_c, \theta)]$ est le vecteur des observations (niveaux d'eau ou débits à la station considérée ou aux stations amont, sollicitations météorologiques et erreurs récentes),

et $\boldsymbol{\theta} = [-a_1, \dots, -a_{n_a}, b_1, \dots, b_{n_b}, c_1, \dots, c_{n_c}]^T$ est le vecteur des paramètres à estimer.

Avec le même formalisme, le prédicteur associé à un modèle ARMAX à multiples entrées (n_u variables exogènes) a l'expression suivante :

$$\begin{aligned} \hat{\mathbf{y}}(t, \theta) = & [1 - A(q)] \cdot y(t) + B_1(q) \cdot u_1(t - n_{k,1}) + \dots \\ & + B_{nu}(q) \cdot u_{nu}(t - n_{k,nu}) + [C(q) - 1] \cdot e(t, \theta) \end{aligned} \quad (10.12)$$

La calibration d'un modèle ARMAX nécessite plusieurs étapes : 1) choix du délai entre la sortie et les entrées (d'autant plus important en principe que le délai d'anticipation requis est grand), 2) identification de l'ordre minimum nécessaire pour chacun des polynômes apparaissant dans le modèle (un pour la partie autorégressive, un pour chaque variable exogène, un pour la moyenne mobile sur les erreurs) et enfin 3) estimation des coefficients des différents polynômes. L'estimation des paramètres peut être réalisée sur l'ensemble des données à disposition ou sur les plus récentes (estimation récurrente). L'estimation récurrente est souvent utilisée dans le cas de la prévision (cf. Delleur, 1991).

10.7.2 Filtrage de Kalman

Le filtre de Kalman est la méthode d'assimilation de données séquentielle optimale lorsque le système dynamique considéré est régi par des équations linéaires et que les erreurs de mesures associées sont gaussiennes. Dans le cas d'un système linéaire, le modèle de comportement peut s'exprimer de façon discrète sous la forme générique suivante :

$$\mathbf{x}_t = \boldsymbol{\Phi}_{t-1,t} \cdot \mathbf{x}_{t-1} + \boldsymbol{\Gamma}_t \cdot \boldsymbol{\epsilon}_t^m \quad (\text{équation du système})$$

$\mathbf{x}_t$ [n, 1] est le vecteur d'état du modèle au temps t , c'est-à-dire le vecteur contenant l'ensemble des variables d'état utilisées pour décrire le comportement du système; $\boldsymbol{\Phi}_{t-1,t}$ [n, n] est la matrice de transition potentiellement variable d'un pas de temps à l'autre; $\boldsymbol{\epsilon}_t^m$ [n, 1] est l'erreur du modèle (attribuable à sa structure, et sa paramétrisation), elle est représentée par un processus aléatoire gaussien de moyenne $\bar{\boldsymbol{\epsilon}}_t^m$ et de matrice de covariance $\mathbf{Q}_t$; $\boldsymbol{\Gamma}_t$ est une matrice appropriée aux différentes dimensions des variables.

Supposons par ailleurs que les observations se déduisent du vecteur d'état par le biais d'un autre opérateur linéaire :

$$\mathbf{z}_t = \mathbf{H}_t \cdot \mathbf{x}_t + \boldsymbol{\epsilon}_t^o \quad (\text{équation de mesure})$$

avec $\mathbf{z}_t$ [m ≤ n, 1] le vecteur des observations; $\mathbf{H}_t$ [m, n] est la matrice de transformation; $\boldsymbol{\epsilon}_t^o$ [m, 1] est l'erreur de mesure, représentée par un processus aléatoire gaussien de moyenne $\bar{\boldsymbol{\epsilon}}_t^o$ et de matrice de covariance $\mathbf{R}_t$. Elle est supposée indépendante de l'erreur modèle.

Le filtre de Kalman permet de trouver l'estimation $\hat{\mathbf{x}}_{t/t}$ non biaisée et de variance minimum de l'état inconnu $\mathbf{x}_t$ ainsi que sa matrice de covariance $\mathbf{P}_{t/t}$, conditionnellement à la connaissance de l'estimation a priori non biaisée de cet état $\hat{\mathbf{x}}_{t/t-1}$ et de sa matrice de covariance $\mathbf{P}_{t/t-1}$ ainsi que des dernières observations $\mathbf{z}_t$.

A chaque pas de temps, l'estimation des états et de leur matrice de covariance est extrapolée sur la base des estimations du pas de temps précédent :

$$\hat{\mathbf{x}}_{t/t-1} = \boldsymbol{\Phi}_{t/t-1} \cdot \hat{\mathbf{x}}_{t-1/t-1} + \boldsymbol{\Gamma}_t \cdot \boldsymbol{\epsilon}_t^m \quad (\text{extrapolation des états})$$

$$\mathbf{P}_{t/t-1} = \Phi_{t/t-1} \cdot \mathbf{P}_{t-1/t-1} \cdot \Phi_{t/t-1}^T + \Gamma_t \cdot \mathbf{Q}_t \cdot \Gamma_t^T \quad (\text{extrapolation de la covariance des erreurs})$$

La matrice d'innovation $\mathbf{v}_t$ et la matrice des gains de Kalman $\mathbf{K}_t$ sont ensuite estimées :

$$\mathbf{v}_t = \mathbf{z}_t - \bar{\mathbf{e}}_t^m - \mathbf{H}_t \cdot \hat{\mathbf{x}}_{t/t-1} \quad (\text{innovation})$$

$$\mathbf{K}_t = \mathbf{P}_{t/t-1} \cdot \mathbf{H}_t^T (\mathbf{H}_t \cdot \mathbf{P}_{t/t-1} \cdot \mathbf{H}_t^T + \mathbf{R}_t)^{-1} \quad (\text{gains de Kalman})$$

Les estimations a priori du vecteur d'état et de la matrice de covariance peuvent être finalement mises à jour à l'aide des observations récentes.

$$\hat{\mathbf{x}}_t = \hat{\mathbf{x}}_{t/t-1} + \mathbf{K}_t \cdot \mathbf{v}_t \quad (\text{mise à jour des états})$$

$$\mathbf{P}_{t/t} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_t \cdot \mathbf{H}_t) \cdot \mathbf{P}_{t/t-1} \quad (\text{mise à jour de la covariance des erreurs})$$

Le filtre de Kalman étendu est une généralisation du filtre de Kalman pour les systèmes qui ne sont pas très non-linéaires. (cf. Kalman, 1960). Le Filtre de Kalman Ensemble permet de se soustraire aux limitations liées aux exigences d'erreurs gaussiennes et de linéarité des équations du modèle de simulation (Evensen, 1994).

10.7.3 Le système de prévision bayésien (Krzysztofowicz, 1999, 2001a, b)

Le système de prévision bayésien proposé par Krzysztofowicz (1999, 2001a, b) est constitué de trois opérateurs distincts : le processeur des incertitudes météorologiques, le processeur des incertitudes hydrologiques et l'intégrateur des deux sources d'incertitudes. Pour simplifier la résolution du problème mathématique associé à cette approche, l'incertitude sur les prévisions météorologiques ne prend en compte que la seule incertitude sur les précipitations, et plus précisément sur les précipitations moyennes sur le bassin. La structure spatiale des précipitations, de même que les autres variables hydro-météorologiques déterminantes telles que les températures ou les conditions initiales de saturation du bassin sont prises en compte de façon déterministe par le processeur.

L'objectif du processeur des incertitudes liées aux précipitations est de produire, par simulation (à l'aide du modèle hydrologique conditionné pour la prévision à réaliser), la prévision probabiliste de la variable hydrologique d'intérêt (cf. le débit) correspondant à la prévision probabiliste des précipitations disponible (une Prévision Quantitative Probabiliste des Précipitations (PQPF) est utilisée à cet effet, cf. chapitre 12). Dans cette étape, l'incertitude hydrologique est supposée inexistante. La prévision probabiliste est conditionnée aux valeurs de toutes les entrées déterministes utilisées par le modèle hydrologique (Kelly et Krzysztofowicz, 2000).

L'objectif du processeur des incertitudes hydrologiques est de quantifier l'incertitude hydrologique sous l'hypothèse qu'il n'y a pas d'incertitude sur les précipitations. Ce processeur produit une famille de distributions a posteriori de la variable à prévoir conditionnée chacune à l'observation courante de cette variable, à la prévision de cette variable obtenue par le modèle hydrologique sous l'hypothèse que la hauteur des précipitations à venir est égale à une certaine quantité v (Krzysztofowicz et Herr, 2001).

Sous ces conditions, la distribution de probabilité de la variable à prévoir obtenue à l'aide de l'intégrateur d'incertitudes correspond à la révision bayésienne de la distribution a priori de cette variable³. Par suite, la distribution à posteriori produite par le système de prévision

³ Si la distribution a priori de la variable à prévoir n'est pas informative, elle correspond simplement à la variabilité naturelle de la variable. Une distribution a priori plus intéressante car informative est celle obtenue par analyse sur les données observées de la relation entre la valeur de la variable au temps t et sa valeur au temps $t - \Delta t$.

bayésien ne peut qu'améliorer l'information disponible a priori sur la variable à prévoir. Par ailleurs, si la PQPF est non informative, la distribution a posteriori est égale à la distribution a priori de la variable. Si la PQFP est parfaite, la distribution a posteriori décrit la seule incertitude hydrologique.

CHAPITRE 11

MÉTHODES DE RÉGIONALISATION¹

Dans de nombreuses régions du monde, les bassins versants sont peu ou pas du tout jaugés. Certains réseaux de mesures permettant l'acquisition des données débitométriques sont par ailleurs en déclin pour des questions de coût et de difficulté d'entretien. Le comportement des bassins versants est aussi souvent non-stationnaire, modifié de façon directe ou indirecte par diverses activités humaines et/ou aménagements. Dans ces conditions, l'estimation des variables hydrologiques est difficile et fortement incertaine. La prédétermination de ces variables est cependant indispensable à une gestion et une utilisation adéquates des eaux de surface, que ce soit par exemple pour la planification des ouvrages hydrauliques ou l'identification des risques hydrologiques liés aux événements extrêmes (crues, étiages). La prévision en temps réel de ces variables hydrologiques est une autre tâche hydrologique tout aussi cruciale.

Lorsque le bassin versant considéré est instrumenté et que les mesures nécessaires existent en quantité suffisante, la variable hydrologique d'intérêt peut être estimée sur la base des observations. S'il existe une modélisation hydrologique appropriée du bassin et si les variables météorologiques nécessaires à sa mise en œuvre sont disponibles, les débits peuvent être aussi reconstitués par simulation.

Dans la majorité des cas, l'hydrologue n'a cependant pas à sa disposition toutes les données dont il a besoin pour l'analyse et/ou la modélisation hydrologique. En l'absence de mesures (bassins versants non-jaugés), la prédétermination ou la prévision de la variable d'intérêt doit alors être effectuée sur la base de l'ensemble des données informatives disponibles dans la région. Les méthodes d'estimation correspondantes sont les méthodes dites de régionalisation.

Après avoir rappelé les principes de cette régionalisation (sect. 11.1), ce chapitre expose les principales méthodes utilisées lors du développement de modèles régionaux à savoir les méthodes permettant d'identifier des régions hydrologiques homogènes (sect. 11.2) et celles permettant d'estimer au sein d'une région homogène la variable hydrologique d'intérêt (sect. 11.3). La façon de combiner les différentes informations éventuellement disponibles pour l'estimation de la variable d'intérêt est abordée à la fin du chapitre (sect. 11.4).

¹ Ce chapitre a été rédigé avec la collaboration de Markus Niggli.

11.1 PRINCIPE DE LA RÉGIONALISATION

11.1.1 Variables hydrologiques d'intérêt

Les méthodes de régionalisation en hydrologie ont d'abord été développées pour la prédétermination des débits maximums de crues (cf. Dalrymple 1960; Benson, 1962; Bobée *et al.*, 1996a). Les méthodes de régionalisation abordées dans ce chapitre concernent souvent l'estimation de cette variable mais elles sont généralement transposables pour la prédétermination d'autres variables hydrologiques. Le lecteur pourra par exemple se référer aux travaux de Sauquet (2006) pour l'estimation des débits annuels moyens, de Weingartner et Aschwanden (1992) pour les régimes hydrologiques (débits moyens mensuels), de Durrans et Tomic (1996), Hamza *et al.* (2001) et Laaha et Blöschl (2006) pour l'estimation des débits d'étiages, de Mimikou et Kaemaki (1985), Fenessey et Vogel (1990) et Niadas (2005) pour l'estimation de courbes de débits classés.

La majeure partie des variables mentionnées ci-dessus peut aussi être reconstituée par simulation à l'aide de modèles hydrologiques appropriés sur la base de scénarios météorologiques observés ou générés (chap. 12). Lorsque les bassins sont non-jaugés, cette opération requiert cependant un modèle hydrologique régionalisé. Depuis la fin des années 1990, les principaux travaux de régionalisation concernent de ce fait la transposition spatiale des modèles hydrologiques pour leur application sur les bassins non-jaugés et en particulier l'estimation de leurs paramètres pour ces bassins (cf. Sefton et Howarth, 1998; Andréassian *et al.*, 2006). Cette problématique est aussi d'un intérêt crucial pour la prévision en temps réel des débits de crue. Elle constitue désormais un des axes de recherches prioritaires de la communauté scientifique hydrologique. Elle a conduit en particulier à de nombreuses initiatives internationales dont la principale est la «décennie 2003-2014 sur les prévisions sur les bassins non-jaugés» initiée par l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (Sivapalan *et al.*, 2003). Cette initiative est essentiellement connue sous l'acronyme PUB pour «Prediction in Ungauged Basins» en anglais. Les principaux résultats de cet important effort de recherche international ont été publiés récemment (Hrachowitz *et al.*, 2013; Parajka *et al.*, 2013; Salinas *et al.*, 2013; Viglione *et al.*, 2013).

Les méthodes de régionalisation sont finalement aussi souvent appliquées lorsqu'il s'agit de proposer un scénario météorologique en un site où il n'y a pas de station météorologique ou climatique appropriée. La régionalisation s'applique alors de nouveau soit pour l'estimation de la variable météorologique d'intérêt (cf. les précipitations – Mora *et al.*, 2005; Mikkelsen *et al.*, 2005) soit pour l'estimation des paramètres d'un générateur stochastique de cette variable (cf. Cowpertwait *et al.*, 1996).

La régionalisation en hydrologie peut donc concerner différents types de variables, des débits caractéristiques aux variables météorologiques en passant par les paramètres d'un modèle donné. Dans la suite de ce chapitre nous entendrons souvent par variable hydrologique l'une ou l'autre de ces variables. La majeure partie des méthodes discutées et des illustrations présentées fera souvent cependant référence à la régionalisation des débits de crue.

11.1.2 Principes de base d'une méthode de régionalisation

La régionalisation est une méthode qui a pour but d'étendre les informations disponibles en un nombre limité de points d'un domaine, à l'ensemble du domaine. En hydrologie, le but d'une méthode de régionalisation est d'estimer une variable hydrologique d'intérêt sur un site donné (le site cible) en ajoutant à l'information locale, une information régionale provenant de sites instrumentés similaires au site cible.

La régionalisation implique donc le développement d'un modèle régional permettant d'expliquer la variable d'intérêt. Ce modèle est ensuite appliqué pour le site non instrumenté considéré.

Développement du modèle régional

Le développement du modèle se base sur les deux étapes principales suivantes :

- la détermination de régions homogènes vis-à-vis de la variable hydrologique retenue,
- le développement d'une méthode d'estimation de la variable hydrologique d'intérêt au sein de chacune des régions homogènes. Il peut s'agir par exemple, sur la base d'un ensemble de bassins versants jaugés, d'identifier une relation statistique entre la variable hydrologique et différentes caractéristiques explicatives observables ou estimables par ailleurs sur le bassin (cf. caractéristiques physiographiques/climatiques du bassin).

Le développement du modèle régional nécessite de disposer d'un nombre suffisant de données sur un nombre suffisant de sites instrumentés dans la région. La variable à régionaliser doit alors être estimée préalablement pour chacun des sites instrumentés de la région. La régionalisation du débit de crue centennal ou du débit d'étiage Q_{347} implique, par exemple, une analyse fréquentielle préliminaire appropriée pour chaque site. La régionalisation des paramètres d'un modèle de simulation pluie-débit implique la mise en œuvre pour chaque site instrumenté d'une procédure de calibration/validation des paramètres de ce modèle hydrologique (chap. 3).

Le développement du modèle régional cherché nécessite ensuite, comme pour le développement d'un modèle pluie-débit, les deux étapes suivantes :

- la calibration du modèle régional, impliquant le choix des régions homogènes, le choix de la structure et l'estimation des paramètres du modèle d'estimation de la variable hydrologique d'intérêt,
- la validation du modèle régional.

Chacune des deux étapes se fait à partir des données disponibles sur les sites instrumentés. Un sous-échantillon de l'échantillon complet des sites instrumentés est utilisé pour la calibration du modèle régional, les autres sites instrumentés sont utilisés pour la validation du modèle.

Application du modèle régional

Une fois que le modèle régional est en place, l'estimation de la variable hydrologique d'intérêt pour le site cible sans ou avec peu de mesures est possible. Elle nécessite :

- l'identification de la région homogène à laquelle le site appartient ;
- l'application, pour le site, de la méthode d'estimation régionale développée pour cette région. Par exemple, si une relation a pu être identifiée entre les caractéristiques physiographiques/climatiques des bassins jaugés et la variable hydrologique d'intérêt, cette relation est utilisée pour dériver la variable cherchée sur la base des caractéristiques physiographiques/climatiques du bassin non-jaugé considéré.

11.1.3 Intérêt de la régionalisation

Dans le cas d'un bassin sans mesure, la régionalisation constitue la voie privilégiée pour la prédétermination de débits caractéristiques ou pour l'estimation des paramètres d'un modèle de simulation. Lorsque le site cible dispose d'une courte série de mesures, la régionalisation peut aussi permettre de renforcer l'estimation des variables hydrologiques (Cunnane, 1989 ; Laaha et Bloschl, 2005). L'approche est alors dite locale/régionale. Comme le soulignent Stedinger et Lu (1995), l'information temporelle manquante est remplacée par de l'information spatiale. En d'autres termes, la régionalisation, dans ce cas, sert d'outil de consolidation des observations obtenues en un certain site par la prise en compte des observations de sites voisins. Par exemple, pour ce qui concerne la prédétermination des débits de crue, les problèmes d'échantillonnages inhérents aux courtes séries de mesures sont atténués, ce qui facilite le choix d'une loi pour la distribution statistique théorique (dans l'approche paramétrique) et l'estimation des paramètres de cette loi. Il est alors aussi possible de recourir à des distributions ayant un plus grand nombre de paramètres (Cunnane, 1989 ; Mora *et al.*, 2005).

Le but de ce chapitre est de présenter différentes méthodes possibles pour le développement d'un modèle régional. Les méthodes utilisables pour la détermination d'une région homogène font l'objet de la section 11.2 et les méthodes possibles pour l'estimation de la variable hydrologique d'intérêt font l'objet de la section 11.3. La dernière section présente l'intérêt et la façon dont différentes estimations régionales peuvent être combinées.

Pour illustrer le principe du développement de ces méthodes, la méthode dite de l'«indice de crue», fréquemment utilisée pour l'estimation des débits de crue, est appliquée à la partie occidentale de la Suisse. L'exemple 11.1 donne une description de la zone d'étude et une analyse préliminaire des régimes de crue. Les différentes étapes de la mise en œuvre de cette méthode pour cette région sont ensuite décrites au long de ce chapitre dans les exemples suivants.

Exemple 11.1

Régionalisation des débits de crue en Suisse occidentale : description de la zone d'étude et analyse préliminaire des régimes de crue

La région d'étude comprend le bassin de l'Aar jusqu'à la jonction avec la Reuss, la partie suisse du Rhône et du Doubs, et enfin la partie suisse du Rhin en aval de la jonction avec l'Aar (fig. 11.1). Les bassins dont le régime hydrologique est influencé par l'activité humaine, de surface supérieure à 500 km² ou d'altitude moyenne supérieure à 1500 mètres (Alpes bernoises et valaisannes où le régime hydrologique est fortement influencé par la neige) n'ont pas été retenus. Les données hydrologiques utilisées sont les séries de débits maximums annuels mesurés à

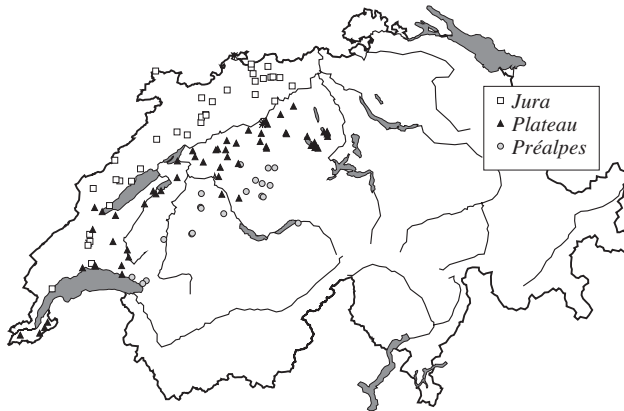


Fig. 11.1 Zone d'étude et position des bassins versants jaugés considérés.

l'exutoire d'un peu plus d'une centaine de bassins versants jaugés. Leur longueur varie entre 3 et 80 ans. Une première évaluation qualitative de la région d'étude montre que, d'une façon générale, le comportement hydrologique des bassins versants peut être expliqué par l'appartenance à 3 régions géographiques distinctes : Les Préalpes, le Plateau et le Jura. La figure 11.4 illustre pour les 3 régions considérées les remarques liées à la saisonnalité des crues mentionnées ci-dessous.

Les Préalpes regroupent les zones molassiques et de sédiments préalpins en bordure nord-ouest des Alpes. Du fait de la forte densité du réseau hydrographique, de la quasi-imperméabilité des surfaces et des pentes élevées, les bassins versants des Préalpes se caractérisent par une réaction hydrologique soudaine et des temps de concentration courts. Du fait de l'altitude moyenne relativement élevée des bassins versants (plus de 800 mètres), les précipitations hivernales sont principalement solides limitant ainsi la fréquence et l'intensité des crues pendant cette saison. Les crues estivales sont produites par des précipitations convectives, de courte durée et de forte intensité ; elles sont donc prépondérantes. Les valeurs des débits spécifiques de crues sont particulièrement élevées, en particulier pour les petits bassins versants.

Les bassins du Plateau ont l'essentiel de leur surface dans des zones de molasse ou des zones de dépôts alluviaux ou glaciaires. Leur altitude moyenne se situe généralement entre 400 et 800 mètres. Les pentes des bassins sont plus faibles et les temps de concentration plus grands que dans les Préalpes. Les crues annuelles sont essentiellement produites en hiver lors de précipitations frontales (longues durées, faibles intensités). Les valeurs spécifiques des crues sont ainsi plus faibles que dans les Préalpes. L'influence de la surface sur les débits spécifiques de crue est limitée.

Les bassins versants du Jura, du fait de son sous-sol calcaire et karstique, présentent une très grande diversité et une très grande hétérogénéité de leurs réactions hydrologiques. Leur réseau hydrographique a généralement une densité faible qui a pour effet d'augmenter les temps de concentration, et ce malgré le relief important de la région (en particulier dans la partie sud). Les crues hivernales sont les plus fréquentes. Dans la partie sud de la région, le « Jura plissé » (Atlas de la Suisse, 1965-1978), l'altitude moyenne des bassins versants varie entre 700 et 1500 mètres. Ainsi, les précipitations hivernales de ces bassins peuvent tomber sous forme de neige. Les crues annuelles se caractérisent par des valeurs spécifiques relativement basses par rapport aux deux autres régions et relativement indépendantes de la surface.

11.2 DÉTERMINATION DE RÉGIONS HOMOGÈNES

11.2.1 Critères d'homogénéité

Une région est considérée comme homogène du point de vue hydrologique si elle regroupe des sites (cf. bassins versants) ayant des caractéristiques physiographiques et climatiques qui déterminent un comportement similaire au niveau hydrologique (Gingras et Adamowski, 1993). D'un point de vue statistique, la région est dite « homogène » si elle est constituée de sites dont les observations sont issues d'une même population parente (Hosking et Wallis, 1997). Ces deux interprétations de l'homogénéité se complètent et forment la base des tests d'homogénéité présentés au paragraphe 11.2.7.

Le problème de l'identification de régions homogènes a préoccupé un nombre extrêmement important d'hydrologues, ce qui explique pourquoi il existe une littérature abondante sur ce sujet. Plusieurs méthodes de délimitation de régions homogènes sont ainsi proposées sans qu'un consensus puisse se dégager sur la meilleure méthode à adopter en pratique. Or, la performance, voire la pertinence, d'une méthode de régionalisation comme la méthode dite de l'indice de crue (§ 11.3.4) dépend pour beaucoup de l'homogénéité ou non des régions définies en première étape de la procédure. Sans vouloir être exhaustif, nous présentons ci-dessous les méthodes principales utilisées en hydrologie. Ce sont des méthodes basées sur des critères géographiques, physiographiques et/ou climatiques, hydrologiques ou encore des méthodes basées sur la notion de voisinage.

11.2.2 Délimitation basée sur des critères géographiques

La délimitation géographique est la méthode de délimitation la plus simple et la plus utilisée. A titre d'exemple, mentionnons les délimitations de NERC (1975) pour le Royaume-Uni, de Matalas *et al.* (1975) pour les Etats-Unis, de Gingras et Adamowski (1993) pour une partie du Canada, et de Weingartner et Manser (1997) pour la Suisse. Les limites retenues sont souvent liées à des discontinuités géographiques marquées (cf. chaîne de montagne), mais la délimitation ne repose parfois que sur de simples

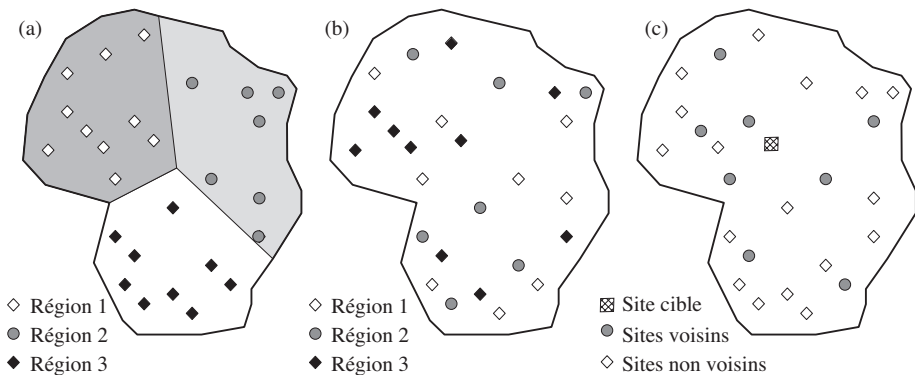


Fig. 11.2 Régions homogènes sur la base (a) de critères géographiques, (b) de critères physiographiques climatiques ou hydrologiques, (c) de critères de type « voisinage ».

considérations administratives (NERC, 1975). Les régions obtenues par une délimitation géographique sont, par définition, continues dans l'espace (fig. 11.2a). Le seul critère considéré, pour l'affectation d'un site à l'une ou l'autre des régions, est son appartenance géographique à la région.

La délimitation géographique, souvent choisie par commodité, peut être justifiée si les facteurs qui déterminent la réaction hydrologique des bassins versants (la géologie, le relief, la précipitation moyenne annuelle, le type de sol) présentent une cohérence spatiale. Certaines caractéristiques des bassins versants peuvent cependant ne pas être liées à la position géographique. La surface du bassin versant en est l'exemple le plus évident. Dans le cas où une caractéristique clairement indépendante de la position géographique est un facteur important de différenciation régionale, ce type de délimitation devient inapproprié. La proximité géographique n'est pas toujours une garantie de similarité hydrologique et plusieurs auteurs ont critiqué ce concept (cf. Burn, 1990a; Cavadas, 1990).

La délimitation géographique est parfois raisonnée et se base sur différentes considérations plus hydrologiques. Ainsi, dans Weingartner et Manser (1997), les régions géographiques identifiées pour l'estimation des débits de crue se basent sur les résidus entre les débits centennaux observés et ceux estimés par un premier modèle de régression global (comprenant tous les bassins versants, toutes régions confondues) et la surface. La forme de la distribution empirique des débits de crues (unimodale, bimodale, et avec forte asymétrie), la nature des mécanismes de génération des crues ou encore certaines caractéristiques du climat peuvent aussi être utilisées pour le regroupement des bassins versants et la délimitation des unités géographiques recherchées (cf. Gingras et Adamovski, 1993). Ce type de délimitation géographique est parfois qualifié de « subjective ».

11.2.3 Délimitation basée sur des critères physiographiques et/ou climatiques

A contrario des régions délimitées par une approche géographique, les régions définies sur la base de critères physiographiques et/ou climatiques n'ont pas en principe de continuité spatiale (fig. 11.2b). Les principales caractéristiques physiographiques et climatiques utilisées sont indiquées dans le tableau 11.1. Les plus couramment utilisées sont la superficie du bassin, la pluviométrie annuelle, l'occupation des sols et l'altitude (cf. Pearson, 1991; Bobée *et al.*, 1996a). La figure 11.3a illustre le principe de ce type de délimitation.

Une fois que les critères physiographiques et/ou climatiques ont été définis, différents algorithmes peuvent être utilisés pour la délimitation des régions. La plupart d'entre eux sont des techniques d'analyse multivariée comme l'analyse factorielle, l'analyse en composantes principales, l'analyse de correspondances, la méthode dite de classification, plus connue sous le terme anglais de *cluster analysis*, ou encore l'analyse discriminante. Le lecteur pourra, par exemple, se reporter aux travaux de Krzanowski (2000), pour une description de ces techniques et à ceux d'Obled (1979) ou de Nathan et McMahon (1990), pour une application hydrologique.

Une délimitation séquentielle des régions est parfois appliquée. Le principe consiste à découper l'espace comprenant tous les bassins versants de la zone d'étude par dichotomies successives, sur la base, par exemple, de valeurs seuil des caractéris-

tiques physiographiques/climatiques jugées les plus pertinentes pour la différenciation régionale. Le principe de la méthode séquentielle de Wiltshire (1986a) est indiqué dans l'encadré 11.1.

Tableau 11.1 Les caractéristiques explicatives les plus souvent retenues pour la délimitation de régions hydrologiques homogènes

Caractéristiques physiographiques
Superficie du bassin versant
Réseau de drainage : longueur, densité et pente moyenne
Altitudes du bassin versant : moyenne, variabilité et différence d'altitude maximale
Pentes du bassin versant : moyenne et variabilité
Indices topographiques : moyenne et variabilité
Indice de couverture par des lacs et plans d'eau
Occupation des sols : nature et surface occupée
Densité de population, taux d'imperméabilisation, densité du réseau de voirie
% de surfaces connectées au réseau d'assainissement
Caractéristiques pédologiques et géologiques
Principaux types de sols : nature et proportion
Principales formation géologiques : nature et proportion
Proportion de la superficie du bassin couverte par des substrats perméables
Caractéristiques climatiques
Précipitations moyennes annuelles et saisonnières
Précipitations moyennes maximales
Coefficient de saisonnalité et de régularité des précipitations
Evapotranspiration moyenne annuelle
Caractéristiques hydrologiques
Débits* : débit moyen, saisonnalité et variabilité, rendement moyen
Débits* de crues : moyenne, variabilité, fréquence des débits (> seuil)
Débits* d'étiages : Indice de basses eaux (BFI), durée, fréquence (< seuil)

* débits réels ou débits spécifiques.

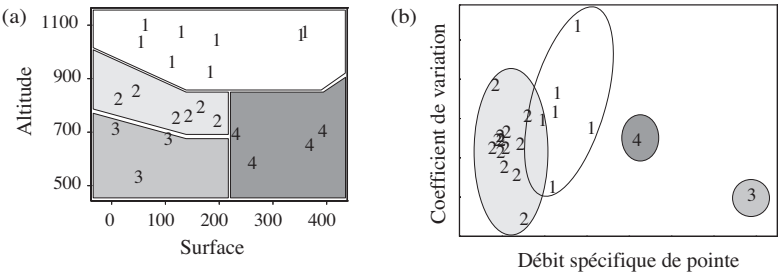


Fig. 11.3 Deux exemples hypothétiques de délimitation de régions. A gauche : selon des critères physiographiques, à droite : selon des critères hydrologiques. Les bassins versants représentés dans ces deux diagrammes sont indiqués par un numéro indiquant l'appartenance à l'une des régions.

Encadré 11.1 La méthode de délimitation séquentielle de Wiltshire (1986a)

La méthode de délimitation des régions proposée par Wiltshire (1986a) consiste à diviser l'espace comprenant tous les bassins versants en deux sous-espaces en fonction d'une valeur seuil de la caractéristique physiographique ou climatique considérée comme la plus importante pour la différenciation régionale. Le seuil est choisi de telle manière à maximiser un critère F , qui est le rapport entre la variance des coefficients de variation inter-groupes et la variance des coefficients de variation intra-groupes. Pour obtenir une estimation de ces deux variances, Wiltshire (1986) se base sur la méthode numérique Jackknife (Parr, 1983).

La procédure de subdivision (ou de groupement des bassins) est ensuite répétée avec d'autres caractéristiques physiographiques et/ou climatiques et d'autres valeurs seuils. Il s'agit donc d'une méthode séquentielle de délimitation de régions (ou de groupement de bassins) par divisions successives de l'espace original en sous-espaces toujours plus petits. Wiltshire (1986a) a comparé sa méthode de délimitation des régions avec la méthode géographique proposée par NERC (1975) pour le Royaume-Uni. Sur la base d'un test d'homogénéité présenté dans l'encadré 11.3, il juge sa méthode bien plus performante pour l'identification de groupes de bassins homogènes. Une approche similaire a été utilisée par Pearson (1991) dans le cadre d'une étude de régionalisation en Nouvelle-Zélande. Hosking et Wallis (1997) définissent cette méthode comme une méthode de « partition objective » et l'opposent à la méthode de partition, dite « subjective » de Gingras et Adamovski (1993) évoquée au paragraphe 11.2.2.

11.2.4 Délimitation basée sur des critères hydrologiques

Certaines études proposent une délimitation des régions sur la base de critères hydrologiques (cf. Düster, 1994 ; Bobée *et al.*, 1996a). Les critères les plus courants sont indiqués dans le tableau 11.1.

Pour ce qui concerne la prédétermination des débits de crue, la valeur de la moyenne empirique des débits spécifiques de pointe annuels ainsi que le coefficient de variation de ces débits figurent parmi les critères hydrologiques les plus utilisés (fig. 11.3b). Des critères liés à la saisonnalité des crues – par exemple la saison de l'année où les crues annuelles sont les plus fréquentes, cf. Burn 1997 ; Piock-Elena *et al.* 2000 – ou à la concomitance entre bassins des débits maximaux annuels sont parfois aussi utilisés (cf. Burn, 1988).

L'utilisation de critères hydrologiques pour la délimitation de régions homogènes est en fait déconseillée. La critique majeure généralement formulée est liée au fait que, contrairement aux caractéristiques physiographiques et climatiques, les caractéristiques hydrologiques sont entachées d'une incertitude d'estimation qui peut conduire à des groupements erronés. Ainsi par exemple, si la délimitation est basée sur les coefficients de variation des débits de pointe, la tendance est de regrouper des bassins pour lesquels des crues exceptionnelles ont été enregistrées. La méthode de délimitation est par conséquent peu robuste en présence de valeurs extrêmes ou de hors-sains. Des caractéristiques hydrologiques liées à la saisonnalité des crues seraient en revanche préférables car en principe moins sensibles aux problèmes d'échantillonnage (Hosking et Wallis, 1997). Le graphique de saisonnalité des crues est à cet effet un outil d'analyse intéressant (encadré 11.2). Ceci est illustré par l'exemple 11.2.

Encadré 11.2 Le diagramme de saisonnalité des crues

Dans le diagramme de saisonnalité des crues, chaque bassin est représenté par un point de coordonnées :

$$x_i = \sum_{j=1}^{12} p_{ij} \cdot \sin(\pi/6 \cdot j) \tag{11.1}$$

$$y_i = \sum_{j=1}^{12} p_{ij} \cos(\pi/6 \cdot j) \tag{11.2}$$

où p_{ij} est la fréquence des crues annuelles associée au bassin i et au mois j . Ainsi si toutes les crues annuelles surviennent pendant le même mois M , alors $p_{ij} = 1$ si $j = M$ et $p_{ij} = 0$ si $j \neq M$. Les angles des formules (11.1) et (11.2) sont en radians.

Tous les points sont situés à l'intérieur d'un cercle de rayon 1. Les bassins, dont les points sont les plus éloignés de l'origine, sont ceux pour lesquels le régime de crue est fortement dominé par une saison particulière, voire un mois particulier. Un point proche de l'origine caractérise soit un régime mixte (par exemple composé de crues hivernales et estivales), soit un régime de crues sans saisonnalité.

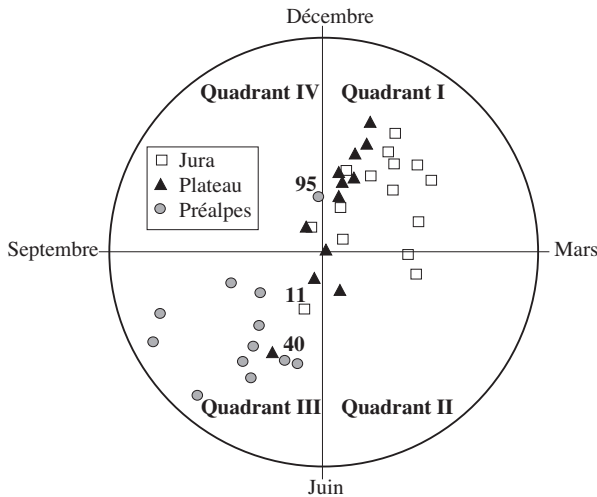


Fig. 11.4 Diagramme de saisonnalité des crues pour différents bassins versants jaugés de Suisse occidentale.

Exemple 11.2

Saisonnalité des crues pour différents bassins versants suisses

La figure 11.4 présente la proximité, en terme de saisonnalité des crues, de bassins versants appartenant à différentes régions hydrologiques jugées homogènes vis-à-vis des débits de crues. La délimitation des régions a été effectuée sur la base de critères physiographiques (altitude, géologie) et géographiques (exemples suivants).

Les bassins représentés sont des bassins de Suisse occidentale situés au nord des Alpes (Préalpes, Plateau et Jura) sans influence anthropique importante (urbanisation, présence d'aménagement hydroélectriques, etc.).

Les crues hivernales sont prépondérantes pour les bassins des régions «Jura» et «Plateau» (Quadrant I de la fig. 11.4) et une prépondérance de crues estivales pour les bassins de la région «Préalpes» (Quadrant III de la fig. 11.4). Certains bassins, a priori dans la région «Plateau» sur la base des critères physiographiques et géographiques, comme la Gürbe à Belp (n° 40) et la Sionge à Vuippens (n° 95), se distinguent par un régime de crue différent de l'ensemble des bassins de la région «Plateau». Il s'agit de bassins versants de transition dont l'altitude moyenne est relativement élevée, ce qui rend difficile leur affectation à une seule région (dans ce cas la région «Plateau» ou la région «Préalpes»). Dans la région «Jura», on note aussi que certains bassins s'écartent des autres du point de vue de leur régime des crues. La figure 11.4 montre l'exemple du comportement particulier du Bied-du-Loche (n° 11). Dans ce cas, il ne s'agit pas d'un bassin de transition. L'hétérogénéité de la région due aux phénomènes karstiques peut être avancée comme une première explication de la différence.

Un autre problème d'une délimitation sur la base de critères hydrologiques réside dans le fait que les caractéristiques hydrologiques ne sont pas connues a priori pour les bassins versants non-jaugés. L'affectation d'un bassin non-jaugé à un groupe spécifique devient dans ce cas difficile et une méthode d'estimation supplémentaire est alors nécessaire pour attribuer un bassin non-jaugé à l'une des régions préalablement définies. Une analyse discriminante, basée sur des critères physiographiques et climatiques, peut être appliquée pour permettre l'affectation des bassins non-jaugés aux groupes identifiés (Wiltshire, 1986; Düster, 1994)².

11.2.5 Méthodes de type «voisinage»

Pour s'affranchir de la notion de limite fixe entre des régions supposées homogènes, certains auteurs proposent des méthodes de type voisinage. Chaque site possède alors sa propre région homogène formée par les bassins versants les plus proches selon des critères géographiques, physiographiques, climatiques et/ou hydrologiques (fig. 11.2c). Dans cette optique, les deux méthodes les plus souvent proposées sont l'analyse de corrélation canonique et la méthode de la région d'influence.

L'analyse canonique (Muirhead, 1982; Krzanowski, 2000) est une méthode d'analyse multivariée qui permet de décrire la relation de dépendance entre deux ensembles de variables aléatoires $X = \{X_1, X_2, \dots, X_p\}$ et $Y = \{Y_1, Y_2, \dots, Y_q\}$ avec $p \geq q$. Par exemple, X peut contenir diverses variables physiographiques et climatiques d'un bassin et Y peut représenter divers quantiles de débits de pointe pour le bassin. L'analyse canonique permet, sur la base des variables canoniques associées aux variables X et Y , de déterminer les voisinages hydrologiques entre les différents sites considérés de la région. Cette méthode a été appliquée à diverses reprises dans le cadre de la prédétermination des débits de crues (cf. Cavadias, 1990; Ouarda *et al.*, 2001). Les études correspondantes ont souvent retenu deux variables hydrologiques (ensemble Y) représentatives respectivement de la crue annuelle «médiane» (cf. débit spécifique de temps de retour 2 ans) et de la dispersion des valeurs de crues (cf. rapport entre le débit centennal et le débit de temps de retour 2 ans). La limitation à deux variables hydrologiques a pour avantage de conduire à seulement deux paires de variables canoniques, ce qui

² Le principe de l'analyse discriminante est de trouver une combinaison (généralement linéaire) des caractéristiques physiographiques et climatiques qui minimise le rapport entre variance des moyennes des caractéristiques hydrologiques inter-groupes et des valeurs intra-groupes.

facilite l'interprétation des résultats (visualisation possible sur des graphes bivariés). La méthode peut être utilisée aussi bien pour les bassins jaugés que non-jaugés.

Dans la méthode de la région d'influence, chaque site est considéré comme le centre d'une région formée de sites similaires. Comme pour la méthode de classification, la similarité est en général définie comme la réciproque de la distance euclidienne dans l'espace à p dimensions formé par p caractéristiques choisies des bassins versants (éventuellement pondérées et/ou standardisées). Tous les sites dont la «distance» au site cible est inférieure à un seuil, c'est-à-dire à une «distance limite», définissent la région d'influence du site cible (une région d'influence n'est donc pas forcément continue). Lors de l'estimation de la variable hydrologique en un site cible donné, la contribution à cette estimation de chaque site de la région d'influence est pondérée en fonction de sa distance avec le site cible (cf. Parajka *et al.*, 2005). Pour les sites non jaugés, seules les caractéristiques physiographiques et climatiques doivent être prises en considération.

11.2.6 Choix d'une méthode de délimitation

Les régions supposées homogènes obtenues sur la base de l'une ou l'autre des méthodes présentées dans cette section dépendent bien entendu de la méthode de délimitation retenue et, à méthode fixée, des critères de similarité choisis. La performance d'une méthode d'estimation régionale est par ailleurs d'autant meilleure que l'homogénéité réelle des régions est grande. Suivant la méthode de délimitation des régions choisie, l'homogénéité réelle des régions, dites homogènes pour les besoins de la régionalisation, peut être en fait relativement modeste.

En premier lieu, le choix d'une méthode de délimitation et des variables à prendre en considération pour la délimitation doit impérativement s'appuyer sur les données à disposition, sur l'expérience de l'hydrologue et sur une bonne connaissance physique des processus dominants vis-à-vis de la variable hydrologique étudiée. Une analyse hydrologique préliminaire des sites instrumentés est donc dans tous les cas nécessaire; une délimitation basée sur les seuls critères géographiques, climatiques et/ou physiographiques est à exclure a priori.

La délimitation de régions homogènes basée sur les seuls critères hydrologiques n'étant pas adaptée pour les sites sans mesures, les délimitations mises en œuvre combinent de fait souvent, explicitement ou implicitement, plusieurs des différentes méthodes présentées précédemment (cf. Burn, 1989; Piock-Elena *et al.*, 2000). Une délimitation hiérarchique basée sur l'application successive de l'une ou l'autre d'entre elles est souvent aussi mise en place. Dans ce cas, une première délimitation géographique «subjective», basée sur différentes considérations hydrologiques, est souvent effectuée.

Le choix d'une méthode de délimitation des régions se fait en principe sur la base de mesures permettant d'en apprécier la performance, à l'image des tests d'homogénéité mesurant le degré d'homogénéité des régions vis-à-vis de la variable hydrologique d'intérêt (§ 11.2.1). Par ailleurs, la performance d'un modèle hydrologique régional complet (régions homogènes + méthode d'estimation) est fortement dépendante de l'homogénéité réelle des régions identifiées. La performance d'une délimitation de régions homogènes peut donc aussi être indirectement estimée, pour chacune des différentes régions, par la performance de ce modèle régional. Pour optimiser la performance du modèle régional, la mise en place d'une méthode de délimitation des régions est donc souvent itérative.

Pour la prédétermination des débits de crues, Bobée *et al.* (1996b) ont procédé à une analyse comparative de différentes méthodes d'identification de régions homogènes dans deux provinces du Canada. Pour ces régions, ils ont montré que les méthodes de type voisinage (corrélation canonique, région d'influence) étaient plus performantes que les méthodes basées sur une délimitation fixe des régions, et ceci quelle que soit la méthode d'estimation de la variable hydrologique utilisée ensuite dans la région (cf. indice de crue, régression directe). La comparaison était dans ce cas particulièrement avantageuse pour la corrélation canonique.

La détermination de régions homogènes sur la base de critères hydrologiques, physiographiques et climatologiques est illustrée pour l'estimation des débits de crue en Suisse Occidentale dans l'exemple 11.3.

Exemple 11.3

Régionalisation des débits de crue en Suisse occidentale : délimitation des régions

La délimitation des régions s'appuie sur l'analyse préliminaire des crues annuelles observées sur les bassins versants considérés (exemple 11.2). Ces crues peuvent être en partie expliquées par la localisation géographique du bassin mais il est difficile d'identifier des critères objectifs basés uniquement sur la géographie. Dans le cadre de cette analyse, les crues peuvent être reliées de façon plus intéressante par l'altitude moyenne du bassin et la nature géologique de son sous-sol. Il faut noter à cet égard que l'altitude moyenne du bassin (*ALT*) est, dans cette région, une sorte d'intégrateur de ses caractéristiques physiographiques (pente) et climatiques (précipitations, températures). Cette altitude a été calculée avec le modèle numérique d'altitude MNA25 de l'Office Fédéral de la Topographie. La variable retenue pour caractériser la géologie du sous-sol (*PROPJU*) est la proportion surfacique du bassin considérée dans le « Jura plissé » ou le « Jura tabulaire » (calculée à partir de la carte géologique de l'Atlas de la Suisse (1965-1978)).

L'approche retenue pour la délimitation des régions homogènes se base par suite sur ces deux variables (*ALT*, *PROPJU*). La clé d'affectation d'un bassin versant à l'une des trois régions est donnée dans le tableau 11.2. Cette approche est similaire à la méthode de Wiltshire (1986a), décrite dans l'encadré 11.1. L'altitude seuil de 850 mètres correspond approximativement à la limite au-dessus de laquelle on observe une fréquence plus importante de crues annuelles estivales que de crues annuelles hivernales. Le choix du seuil de 25 % pour la variable *PROPJU* est quelque peu arbitraire mais s'explique par le souci de ne pas incorporer dans la région « Plateau » trop de bassins qui pourraient nuire à l'homogénéité. D'autres valeurs seuils pourraient être retenues. Elles pourraient conduire à une affectation différente pour l'un ou l'autre des bassins versants situés dans le périmètre d'étude, en particulier les bassins versants « mixtes » ou « de transition ».

Tableau 11.2 Règle d'affectation des bassins aux trois régions « Jura », « Plateau » et « Préalpes ». Affectation selon l'altitude moyenne du bassin versant et selon la proportion de la surface comprise dans le « Jura plissé » et le « Jura tabulaire » selon l'Atlas de la Suisse (1965-1978).

Région	Conditions d'appartenance
Jura	$PROPJU > 0.25$
Plateau	$0 < PROPJU < 0.25$ OU ($ALT < 850$ m ET $PROPJU = 0$)
Préalpes	$PROPJU = 0$ ET $ALT > 850$ m

11.2.7 Vérification de l'homogénéité

Les régions homogènes obtenues par l'application de l'une ou l'autre des méthodes présentées précédemment sont la synthèse d'un nombre relativement important d'hypothèses dont la validité peut être, dans certains cas, vérifiée au moyen de tests statistiques que nous présentons brièvement dans le paragraphe suivant.

Rappelons qu'au sens statistique, une région est déclarée homogène lorsque les observations des sites qui la constituent sont issues d'une même population parente.

L'homogénéité peut se situer à plusieurs niveaux. Pour ce qui concerne la prédétermination des débits de crues, l'homogénéité de la région peut par exemple être analysée seulement par rapport au coefficient d'asymétrie des débits de pointe annuels (cf. Rossi *et al.*, 1984). A l'intérieur de la région caractérisée par un coefficient d'asymétrie unique, il est possible d'imaginer ensuite des « sous-régions » à coefficient de variation unique.

En général, les tests proposés dans la littérature ont été développés dans l'optique de l'utilisation de la méthode de l'« indice de crue » décrite au point 11.3.5 ci-après. L'homogénéité se vérifie dans ce cas au niveau de la distribution « standardisée » des débits maximums annuels, c'est-à-dire, divisée par un paramètre d'échelle, en général le débit de pointe annuel moyen. Autrement dit, si les sites d'une région homogène disposaient chacun d'une série d'observations infiniment longue, ils auraient tous, pour la variable considérée, le même coefficient de variation, d'asymétrie, d'aplatissement, etc. De même, leurs quantiles de débit standardisés auraient tous la même valeur pour un temps de retour fixé. Pratiquement, les auteurs des tests proposés dans la littérature (encadré 11.3) définissent une statistique de test basée sur une ou plusieurs variable(s) de la distribution des crues (quantile standardisé de temps de retour fixé, coefficient de variation, etc.) et ils estiment la variance de cette statistique (par une méthode asymptotique ou numérique) sous l'hypothèse H_0 que la région est homogène.

Encadré 11.3 Quelques tests d'homogénéité utilisés en hydrologie

Dans le cadre de la régionalisation des débits de crues, Fill et Stedinger (1995) se basent, pour tester si une région est homogène, sur le quantile décennal standardisé des débits maximaux annuels. Wiltshire (1986a,b) a quant à lui proposé un test S basé sur le coefficient de variation (Wiltshire, 1986a) et un test R , basé sur la forme de la distribution standardisée (Wiltshire, 1986b).

Les tests de Chowdhury *et al.* (1991) et de Hosking et Wallis (1997) se basent sur les rapports des L-moments (L-coefficients de variation et d'asymétrie). Ces derniers sont préférables aux rapports des moments classiques car moins biaisés et moins sensibles aux fluctuations d'échantillonnage (Hosking et Wallis, 1997). Le calcul de la statistique sous H_0 implique le choix d'une loi pour la distribution des débits maximums annuels. Cette distribution est supposée être une loi de Gumbel pour Fill et Stedinger (1995), GEV pour Lu et Stedinger (1992a,b) et Chowdhury *et al.* (1991), alors que Hosking et Wallis (1997) préconisent une loi Kappa à 4 paramètres.

Il n'existe pas de comparaison générale des tests statistiques mais plutôt des comparaisons ponctuelles. Fill et Stedinger (1995) démontrent que, dans la plupart des situations, les tests basés sur les L-moments sont les plus performants. Hosking et Wallis (1997) recommandent l'utilisation de leur propre test, moins restrictif sur la distribution théorique supposée des débits maximums annuels. On peut en effet démontrer que la majorité des lois à deux ou trois paramètres, sont des cas particuliers de la loi Kappa. Ce test d'homogénéité est décrit dans l'annexe 11.6.1.

Le lecteur souhaitant en savoir plus sur les différents tests d'homogénéité utilisés en hydrologie peut aussi se référer à Meylan *et al.* (2008).

Exemple 11.4

Régionalisation des débits de crue en Suisse occidentale (3/7) : vérification de l'homogénéité des régions

L'homogénéité d'une région implique en théorie l'unicité des rapports des L-coefficients de variation (t) et d'asymétrie (t_3) obtenus pour les différents bassins de la région. Au sein de chacune des trois régions « Jura », « Préalpes » et « Plateau » identifiées dans l'étape précédente (exemple 11.3), la dispersion des L-coefficients t et t_3 calculés pour chacun des bassins est élevée. Les nuages de points constitués des différents bassins de chacune des trois régions se chevauchent même fortement (fig. 11.5). La dispersion des points pourrait cependant n'être due qu'à un problème d'échantillonnage, ce qui n'est pas le cas ici.

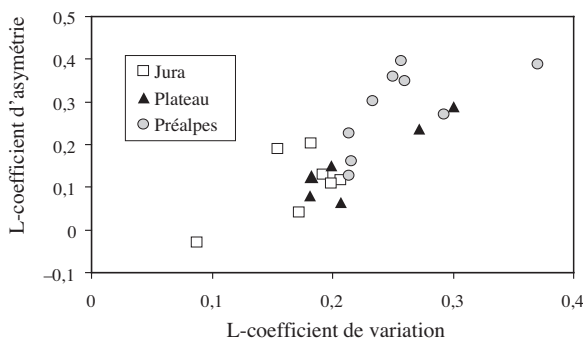


Fig. 11.5 Diagrammes des L-coefficients de variation (t) et d'asymétrie (t_3) pour les bassins disposant d'une série de crues annuelles de 25 ans au moins.

L'homogénéité des trois régions a été testée par le test H de Hosking et Wallis (Hosking et Wallis, 1997) (pour $N_{SIM} = 1000$) (annexe 11.6.1). Il en ressort que les trois sous-régions doivent être diagnostiquées comme « certainement hétérogènes » (tab. 11.3).

Tableau 11.3 Test d'homogénéité des régions. N est le nombre de bassins versants constituant la région. Si $H < 1$, la région peut être considérée comme « acceptablement homogène », si $1 \leq H < 2$, la région est considérée « possiblement hétérogène » et si $H > 2$, la région est « certainement hétérogène ».

Région	N	H	Diagnostic
Plateau	57	3,53	Certainement hétérogène
Préalpes	19	2,04	Certainement hétérogène
Jura	37	8,00	Certainement hétérogène

Ce résultat n'est pas vraiment surprenant car certains bassins des échantillons considérés ont une très petite taille. Leur comportement en crue est de fait très sensible aux hétérogénéités locales du milieu et peut donc être très différent du comportement moyen des bassins de la région. Le même test a par suite été réitéré après avoir préalablement exclu de l'échantillon les bassins versants de surface inférieure à 10 km^2 (tab. 11.4). La limite de 10 km^2 correspond à la valeur arbitraire traditionnellement utilisée en Suisse (Düster, 1994 ; BWG, 2003) pour définir les petits bassins versants.

Sans les bassins de moins de 10 km², les régions « Plateau » et « Préalpes » peuvent être considérées comme « acceptablement homogènes ». La région « Jura » est cependant toujours diagnostiquée comme « certainement hétérogène ». Cette hétérogénéité peut être attribuée aux phénomènes karstiques qui influencent fortement le comportement hydrologique des bassins de cette région.

Tableau 11.4 Test d'homogénéité des régions sans les petits bassins versants.
(cf. légende du tab. 11.3 pour précisions.)

Région	N	H	Diagnostic
Plateau	42	0,85	Acceptablement homogène
Préalpes	14	0,50	Acceptablement homogène
Jura	34	4,48	Certainement hétérogène
Toutes régions confondues	90	4,36	Certainement hétérogène
Plateau+Préalpes	56	1,87	Possiblement hétérogène

Il y a aussi hétérogénéité lorsque la région considérée est la réunion des régions « Jura », « Plateau » et « Préalpes ». L'analyse des débits de crues par sous-région a donc bien un sens. L'exclusion des petits bassins versants conduit enfin à un nombre très réduit de bassins (N = 14) pour la région « Préalpes » ce qui pourrait hypothéquer la robustesse de la méthode d'estimation régionale à construire pour les crues de cette région. Il n'est cependant pas intéressant de construire une méthode d'estimation commune aux régions « Plateau » et « Préalpes », la région « Plateau+Préalpes » étant suivant le test *H* « possiblement hétérogène ».

Pour les bassins de superficie supérieure à 10 km², une méthode d'estimation régionale, basée sur les *L*-coefficients de variation et d'asymétrie régionaux, peut donc être mise en place séparément pour chacune des deux régions « Plateau » et « Préalpes ». Pour les bassins de superficie inférieure, une méthode d'estimation permettant de mieux prendre en considération les spécificités locales des bassins doit être envisagée. Le développement d'une méthode d'estimation pertinente pour la région « Jura » semble finalement difficile. S'il fallait malgré tout mettre en place une méthode d'estimation pour cette région, il faudrait s'attendre à ce qu'elle ait une robustesse limitée et une performance faible.

11.3 MÉTHODES D'ESTIMATION

Différentes méthodes sont possibles pour l'estimation d'une variable hydrologique. Les méthodes empiriques, analogiques, géostatistiques et de régression de même que celles faisant appel à un modèle fréquentiel régional sont présentées ci-dessous.

11.3.1 Méthodes empiriques

Contrairement aux méthodes statistiques décrites dans les paragraphes suivants, les modèles empiriques ont généralement une structure imposée résultant de l'expérience et d'une certaine conceptualisation du comportement hydrologique du bassin versant. Si le degré de conceptualisation est important, le modèle est dit pseudo-empirique. C'est le cas de la méthode rationnelle, le modèle empirique le plus utilisé pour l'estimation des débits de crue (chap. 9), ainsi que de nombreuses approches dérivées (exemple 11.5).

L'avantage des méthodes empiriques est que le nombre d'observations nécessaires à leur paramétrisation est généralement réduit par rapport à celui nécessaire pour la mise en place d'un modèle statistique. Elles permettent aussi en général de mieux tenir compte des spécificités locales du comportement hydrologique considéré. Les méthodes empiriques s'appuient en revanche sur des hypothèses simplificatrices souvent non vérifiables ou vérifiables pour une gamme limitée de bassins versants. Les hypothèses d'invariance spatiale de la pluie et du coefficient de ruissellement sous-jacentes à la méthode rationnelle limitent par exemple son utilisation aux petits bassins versants. Suivant les publications, la surface maximum conseillée pour l'application de la formule rationnelle est de quelques centaines d'hectares à quelques dizaines de kilomètres carrés (ASCE, 1996 ; ARR, 1998 ; BWG, 2003).

Exemple 11.5

Régionalisation des débits de crue en Suisse occidentale : estimation d'une variable hydrologique

La méthode régionale d'estimation des débits maximums de crue proposée par Niggli *et al.* (2001) (méthode HYDRAT) est une adaptation de la méthode rationnelle pour les petits bassins versants de Suisse occidentale (surface inférieure à 10 km²). En supposant que le temps de concentration du bassin versant est une fonction puissance du rapport entre sa surface A et sa pente moyenne p et que les courbes Intensité-Durée-Fréquence des précipitations moyennes maximales du site suivent une loi de Montana de paramètre $\varepsilon_1(T)$ et $\varepsilon_2(T)$, le débit maximum Q_T [m³/s] pour un temps de retour T a l'expression suivante :

$$Q_T = u \cdot C_r \cdot \beta_R^{\varepsilon_2(T)} \cdot p^{-\alpha \cdot \varepsilon_2(T)} \cdot \varepsilon_1(T) \cdot A^{1+\alpha \cdot \varepsilon_2(T)} \quad (11.3)$$

où u est une constante de changement d'unités, C_r est le coefficient de ruissellement du bassin versant et où β_R est un paramètre dépendant du bassin. A l'exception de ce paramètre, toutes les variables apparaissant dans cette équation peuvent être déterminées sur la base des données physiographiques et climatiques disponibles pour la région. Le paramètre β_R a été estimé pour chaque bassin jaugeé de la région pour minimiser les erreurs entre les quantiles estimés par cette formule et ceux obtenus sur la base d'une analyse fréquentielle classique sur les débits observés. La variabilité de β_R peut être expliquée en grande partie par l'appartenance des bassins versants à l'une des régions Jura, Plateau ou Préalpes de la Suisse occidentale. Les valeurs régionales retenues (Préalpes : $\beta_R = 20$; Plateau : $\beta_R = 30$; Jura : $\beta_R = 75$) permettent une bonne reproduction du débit de pointe, quel que soit le temps de retour considéré.

11.3.2 Méthodes analogiques

Les méthodes analogiques consistent à transposer sur le bassin versant cible l'information obtenue sur un ou plusieurs bassins analogues et jaugeés.

Le bassin analogue retenu est parfois le bassin instrumenté situé juste à l'amont ou juste à l'aval du site cible (§ 8.2.3.b). Dans Niggli *et al.* (2003), l'approche analogique, utilisée pour l'estimation du quantile de crue pour un temps de retour donné, est basée sur les bassins instrumentés situés en amont ou en aval du site cible. Le quantile cherché est obtenu dans ce cas par une moyenne pondérée des quantiles « observés » des bassins analogues. Le poids des bassins instrumentés entrant dans la combinaison sont estimés sur la base de la proximité (les bassins situés directement en amont ou

en aval du bassin cible auront plus d'influence) et de la quantité d'informations observées disponible (longueur de la série de mesure).

L'information transposée peut aussi, par exemple, être la relation identifiée entre la variable à estimer et diverses variables explicatives connues par ailleurs. Il peut s'agir encore des différents paramètres d'un modèle (e.g un modèle pluie-débit), le jeu des paramètres estimés pour un bassin analogue étant affecté tel quel au bassin cible. Cette approche présente le net avantage de proposer un jeu de paramètres plausible et de tenir compte implicitement des éventuelles interdépendances entre les paramètres du modèle. Cette approche a notamment été utilisée par Rojas-Serna (2005) et Parajka *et al.* (2005), où le choix du bassin analogue au bassin étudié est basé sur un indice de similarité ϕ à minimiser :

$$\phi = \sum_{i=1}^k \frac{|X_{J,i} - X_{NJ,i}|}{\Delta X_i} \tag{11.4}$$

où $X_{J,i}$ et $X_{NJ,i}$ sont respectivement la $i^{ème}$ caractéristique physiographique du bassin de référence (jaugé) et du bassin cible (non jaugé) et où ΔX_i est un facteur de normalisation. Ce facteur est ici le domaine de variation de la caractéristique i .

11.3.3 Méthodes géostatistiques

Les méthodes géostatistiques, telles que le krigeage (Matheron, 1963), sont surtout utilisées pour l'interpolation de certaines variables climatiques, telles que les précipitations annuelles/saisonnières moyennes ou telles que les précipitations moyennes maximales. Ces méthodes sont relativement peu utilisées pour la régionalisation des autres variables hydrologiques à l'exception parfois des paramètres de certains

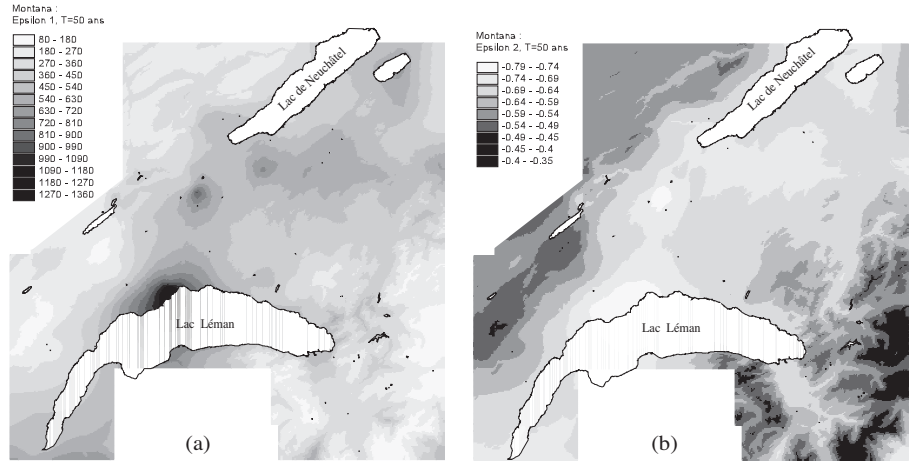


Fig. 11.6 Régionalisation sur la Suisse occidentale des paramètres ϵ_1 et ϵ_2 du modèle IDF de Montana pour les précipitations moyennes maximales de temps de retour 50 ans. Régionalisation obtenue pour chaque variable après interpolation multiquadratique à base radiale (selon Carlson et Foley, 1991a, b) des résidus d'une relation établie pour l'ensemble des stations pluviométriques de la région entre la variable et l'altitude (tiré de Soutter, 2003).

modèles. Le lecteur pourra se référer par exemple à Pilgrim et McDermott (1982) pour le coefficient de ruissellement de la méthode rationnelle, Parajka et al. (2005) pour les paramètres d'un modèle pluie-débit ou encore Soutter (2003) pour les paramètres du modèle IDF de Montana (fig. 11.6).

11.3.4 Modèles de régression

La méthode dite de régression directe consiste à construire une relation linéaire entre la variable à expliquer et différentes variables permettant d'en expliquer le maximum de variance. Ainsi, pour une région hydrologique homogène donnée, la variable à expliquer Y_i du bassin i est obtenue sur la base d'une régression multiple de type :

$$Y_i = \alpha_0 + \alpha_1 X_{1i} + \dots + \alpha_p X_{pi} + \varepsilon_i \quad (11.5)$$

où $X_{1i}, \dots, X_{pi}$ sont les caractéristiques physiographiques et/ou climatiques qui expliquent la variation de Y , où $\alpha_0, \alpha_1, \dots, \alpha_p$ sont les paramètres de la régression (à estimer) et où ε_i est l'erreur du modèle de régression. Les paramètres sont souvent estimés à l'aide de la méthode des moindres carrés ordinaires. Cette méthode, analytique, repose sur l'hypothèse que la variance des erreurs du modèles ε_i ne dépendent pas de i (condition d'homoscédasticité) (encadré 11.4).

La méthode de régression peut s'appliquer pour l'estimation de toute variable hydrologique (débit de crue ou d'étiage caractéristique, débit annuel, précipitation annuelle/saisonnière,...) (cf. Haberlandt *et al.*, 2001 ; Merz et Blöschl, 2005) ainsi que pour l'estimation de tout ou partie des paramètres d'un modèle hydrologique (cf. Abdulla et Lettenmaier, 1997 ; Perrin, 2000).

Encadré 11.4 Régionalisation avec un modèle de régression multiple

Une procédure de type « Stepwise » (Draper et Smith, 1981 ; Venables et Ripley, 1998) permet de retenir les variables dont les coefficients α_k sont significativement différents de 0. Les caractéristiques explicatives généralement utilisées sont les mêmes que celles potentiellement utilisées pour la détermination des régions homogènes (tab. 11.1). La surface, et dans une moindre mesure le module pluviométrique annuel, figurent presque toujours dans le modèle. Les autres caractéristiques explicatives retenues dépendent de la variable à expliquer. Pour les débits de crues par exemple ou, dans un modèle hydrologique, pour les paramètres de transfert des écoulements superficiels, un descripteur de la taille du bassin (surface, périmètre, longueur du réseau hydrographique) et de sa pente, liés à son temps de concentration, apparaissent systématiquement dans les régressions.

Il est souvent avantageux de recourir à une transformation logarithmique du quantile d'intérêt (Y_i) avant de chercher le meilleur modèle de régression. De cette façon, on garantit que la prédiction du modèle de régression est toujours positive.

Une transformation de même type (logarithmique, puissance, etc.) peut aussi être appliquée aux variables explicatives. La transformation (qui peut être différente pour chaque variable explicative) a cette fois pour but de « linéariser » la relation entre la variable explicative et les variables expliquées, tout en bénéficiant de la simplicité de la méthode d'estimation des moindres carrés ordinaires. Lorsque les caractéristiques physiographiques et/ou climatiques retenues dans le modèle sont strictement positives (par exemple la surface du bassin versant, l'altitude, la pluviométrie), la transformation logarithmique est souvent un choix naturel (cf. Rasmussen *et al.*, 1994). Si le modèle de régression

contient la surface du bassin versant comme variable explicative ($X_{1i} = A_i$), la relation (2.1) devient :

$$Y_i = \exp(\alpha_0) \cdot A_i^{\alpha_1} \cdot X_{2i}^{\alpha_2} \cdot \dots \cdot X_{pi}^{\alpha_p} \cdot \exp(\epsilon_i) \quad (11.6)$$

Pour les débits de crue, l'équation (11.6) ci-dessus, où la valeur du paramètre α_1 est comprise entre 0,6 et 0,9 environ, est communément admise comme raisonnable (cf. Pitlick, 1994). Elle implique que le débit spécifique diminue avec la surface (puisque $\alpha_1 < 1$). A noter que l'erreur du modèle, dans l'espace réel des débits (et non dans l'espace des logarithmes) est un terme multiplicatif.

Lorsque la méthode de régression directe est appliquée sur les quantiles de crues annuelles, l'estimation des paramètres du modèle de régression doit être répétée indépendamment pour chaque temps de retour. Pour atténuer un certain nombre de conséquences potentiellement indésirables de l'application de cette méthode (§ 11.3.6), Stedinger et Tasker (1985) proposent d'estimer les paramètres de la régression par la méthode des moindres carrés pondérés ou généralisés. La méthode pondérée permet de tenir compte des différences de précision entre les sites considérés sur les valeurs « observées » (dépendant par exemple de la longueur des séries d'observations à disposition) ce qui conduit à des estimateurs des paramètres plus précis et presque sans biais. La méthode généralisée, quant à elle, tient compte de la corrélation spatiale des valeurs des quantiles pour la région étudiée. En présence de forte corrélation inter-sites, la méthode généralisée peut être préférable à la méthode pondérée (Madsen et Rjosberg, 1997).

Pour régionaliser les M paramètres θ_m d'un modèle hydrologique donné, la méthode de régression directe est aussi souvent utilisée. Elle est généralement appliquée sur les paramètres obtenus préalablement par calage pour les différents sites instrumentés. La performance du modèle hydrologique ainsi régionalisé est cependant sous-optimale, en particulier du fait des fortes incertitudes sur l'estimation des paramètres du modèle et du fait du problème d'équifinalité associé (chap. 3). La détermination de modèles de régression optimaux consiste en fait à identifier : 1) les variables explicatives pour les M modèles de régression cherchés (correspondant aux M paramètres θ_m), 2) la structure des modèles de régression, ainsi que 3) les valeurs des paramètres $\alpha_{m,k}$ correspondants qui maximisent un critère de performance donné sur la simulation des débits (cf. minimisation de l'écart quadratique moyen entre débits observés et débits simulés sur les N bassins instrumentés considérés – cf. Perrin, 2000 ; Gotzinger et Bardossy, 2007).

En pratique, il est quand même nécessaire, dans une première étape, de calibrer de façon indépendante les paramètres θ_m du modèle hydrologique pour chacun des N sites instrumentés. Cela permet d'identifier les variables explicatives potentiellement intéressantes pour chacun des paramètres ainsi que la structure de dépendance correspondante (c'est-à-dire la structure des modèles de régression pressentis pour chaque paramètre θ_m). La calibration du modèle hydrologique est, dans une deuxième étape, réitérée en étant cependant désormais reportée sur la calibration des paramètres $\alpha_{m,k}$ qui est alors effectuée de façon globale et simultanée sur les N sites instrumentés.

Exemple 11.6

Régionalisation des débits de crue en Suisse occidentale : régionalisation de l'indice de crue $Q_{2,33}$

Au vu du résultat des tests d'homogénéité de l'étape précédente (exemple 11.5), la régionalisation de l'indice de crue $Q_{2,33}$ est mise en place pour les seuls bassins versants de surface

supérieure à 10 km². Compte tenu du faible nombre de données à disposition dans la région « Préalpes », les bassins de cette région sont par ailleurs regroupés avec ceux de la région « Plateau » pour cette estimation. L'approche de régionalisation retenue est une approche de régression multiple entre le logarithme de l'indice de crue et certaines caractéristiques physiographiques et météorologiques appropriées des bassins (aussi transformées par la fonction logarithme pour celles dont les valeurs sont toujours strictement positives).

Pour la mise en place du modèle de régression, le $Q_{2,33}$ a été préalablement estimé sur la base des données hydrométriques disponibles sur les bassins jaugeés de la zone d'étude. Seuls les bassins ayant au moins 5 ans de mesure ont été retenus de façon à assurer une certaine stabilité de l'estimation. Les variables explicatives candidates ont été extraites sur la base des informations physiographiques et climatiques disponibles.

La méthode utilisée pour la recherche du « meilleur » modèle de régression s'apparente à une procédure de type « Forward Stepwise » (Draper et Smith, 1981). Un modèle initial, liant la crue moyenne annuelle à la surface par une fonction puissance est progressivement raffiné en introduisant successivement une, puis deux, puis n variables explicatives supplémentaires. Lors de l'introduction de la $n^{\text{ème}}$ variable, on vérifie (a) qu'elle a une influence significative sur la valeur de la variable expliquée (un seuil de signification de 5 % est choisi) et (b) que l'estimation obtenue pour le coefficient de régression linéaire associé à la variable est une valeur physiquement plausible (par exemple une valeur positive pour la variable « pente du bassin » et non le contraire). Si aucun des modèles à n variables explicatives ne parvient à satisfaire à la fois les conditions (a) et (b), le processus est interrompu et l'on ne garde que le modèle avec les $n-1$ variables précédentes. Sinon, le modèle retenu est celui qui maximise le coefficient de corrélation multiple. Les variables explicatives retenues ne doivent bien entendu pas être trop fortement corrélées entre elles.

Le modèle obtenu sur la base de cette procédure avec le logiciel SPLUS[®] comporte 5 variables explicatives. Il a l'expression suivante :

$$Q_{2,33} = 0,0053 \cdot A^{0,78} \cdot ALT^{0,68} \exp(0,58 DRAIN - 0,025 FOR + 0,023 IMP) \quad (11.7)$$

Les valeurs des paramètres de régression associés aux variables explicatives semblent logiques : une augmentation de la surface, de la densité de drainage, de l'altitude et du taux d'imperméabilité (respectivement les variables A , $DRAIN$, ALT et IMP) conduit à une augmentation de $Q_{2,33}$, alors qu'une augmentation de la proportion de forêts (variable FOR), conduit à une diminution de $Q_{2,33}$. La valeur de l'exposant associé à la surface (0,78) est finalement conforme aux résultats de nombreuses autres études similaires. Elle traduit le fait que la crue spécifique annuelle moyenne ($q_{2,33} = Q_{2,33}/A$) diminue avec la surface.

11.3.5 Modèles fréquentiels régionaux

Il s'agit souvent d'estimer, pour la variable hydrologique considérée, le quantile correspondant à une fréquence de dépassement ou de non-dépassement donnée (période de retour pour les débits maximums de crues, pour les débits d'étiages minimums ou pour les précipitations moyennes maximales, nombre de jours dépassés par an pour les débits classés). Lorsque le site d'intérêt est instrumenté et que le nombre d'observations est suffisant, ce quantile est obtenu par le biais d'une analyse fréquentielle appropriée.

Lorsque le site n'est pas instrumenté, le quantile cherché peut être estimé, à un facteur d'échelle près, sur la base d'un modèle fréquentiel régional préalablement

déterminé à partir des données disponibles sur les sites instrumentés de la région. Le quantile cherché a alors l'expression suivante :

$$Y_{iT} = \mu_i \cdot Y_{RT} \tag{11.8}$$

où Y_{RT} est la valeur du modèle fréquentiel régional pour la fréquence de dépassement ou de non-dépassement cherchée (c'est-à-dire pour le temps de retour T ou pour le nombre de jours par an N où la valeur a été dépassée). Y_{RT} est appelé le facteur de croissance correspondant à la fréquence retenue ; il est généralement indépendant du site. Le facteur d'échelle pour le site considéré, μ_i , est indépendant de la fréquence.

Un autre expression fréquente d'un modèle fréquentiel régional est la suivante : $Y_{iT} = \mu_i + \sigma_Y \cdot K_T$ où μ_i est le facteur d'échelle, σ_Y et K_T sont l'écart type et le facteur de croissance de la distribution standardisée. Pour la GEV, par exemple, l'expression de K_T est : $K_T = -\sqrt{6} / \pi \cdot \{0,577 + \ln [\ln(T/(1 - T))]\}$.

Cette approche repose sur l'hypothèse, qu'à l'intérieur d'une région homogène, la variable hydrologique a la même distribution statistique « standardisée » pour tous les sites de la région (fig. 11.7). La « standardisation » est ici synonyme de division par un facteur d'échelle, qui représente la variation inter-sites de la distribution réelle de la variable. La distribution « standardisée » est appelée la courbe de croissance régionale. Les lois statistiques des différents sites montrent toujours certaines divergences par

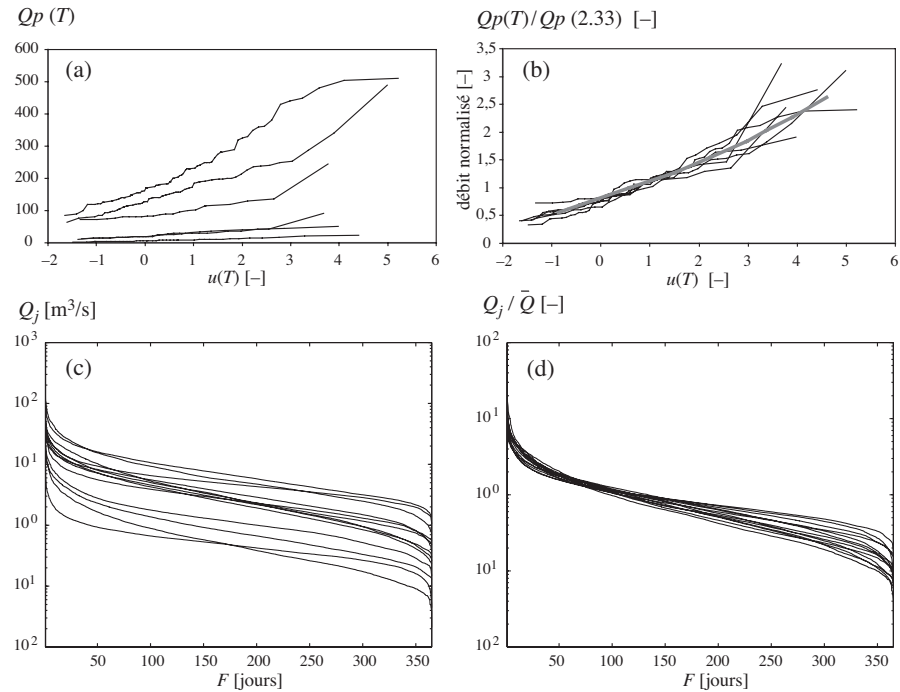


Fig. 11.7 Illustration du principe de «standardisation» des distributions statistiques. A gauche : distributions non standardisées. A droite : Distributions standardisées (les débits de crues ont été divisés par leur moyenne, les débits journaliers ont été divisés par le débit interannuel moyen). Graphiques du haut : débits annuels de crue (u est la variable réduite de Gumbel). Graphiques du bas : débits classés (F est la fréquence de non-dépassement).

rapport à la loi régionale (fig. 11.7). Un modèle d'erreur est par suite nécessaire pour représenter l'incertitude associée.

Toutes les lois traditionnellement utilisées en analyse fréquentielle peuvent être utilisées pour modéliser la courbe de croissance régionale (GEV, Log Normale, Log Pearson III, etc. – cf. Meylan *et al.*, 2008). Une valeur régionale unique est généralement retenue pour les paramètres de forme du modèle fréquentiel standardisé (dispersion, asymétrie, aplatissement). Si la variabilité inter-site du paramètre de dispersion est grande et si elle peut être expliquée, un modèle régional peut être mis en place pour son estimation. Dans le cas où le bassin cible dispose d'un nombre d'observations suffisant, ce paramètre est parfois aussi estimé sur la base des observations.

L'estimation avec cette méthode du quantile cherché pour un bassin donné nécessite de connaître pour ce bassin la valeur facteur d'échelle μ_i . Si le bassin versant i dispose d'une série de mesures hydrométriques, le facteur d'échelle μ_i est habituellement estimé sur la base des observations. Si le bassin est non jaugé, μ_i est estimé à l'aide d'un modèle régional approprié, cf. à l'aide d'un modèle de régression direct utilisant comme variables explicatives les caractéristiques physiographiques ou climatiques du bassin (exemple 11.6).

Les modèles fréquents régionaux sont par exemple utilisés pour la régionalisation des courbes des débits classés. La courbe de croissance est souvent modélisée à l'aide de la distribution Log-normale (cf. Fennessey et Vogel, 1990; Niadas, 2005). Dans ce cas, un seul paramètre est nécessaire à sa définition : le coefficient de variation des données, souvent pris égal à sa valeur régionale. Le facteur d'échelle μ_i est en général le débit annuel médian ou le débit annuel moyen (Niadas *et al.*, 2005).

Le développement d'un modèle fréquentiel régional est aussi souvent effectué pour la régionalisation de courbes IDF (cf. Durrans et Kirby, 2004) ou de courbes QDF (cf. Javelle *et al.*, 2002).

La méthode dite de l'indice de crue (méthode « *index-flood* » en anglais) est une autre application très répandue des analyses fréquentielles régionales. Elle est spécifique à l'estimation des débits de pointe de différents temps de retour (Dalrymple, 1960). Le terme indice de crue réfère dans ce cas au facteur d'échelle μ_i mentionné ci-dessus. L'indice de crue est en général la moyenne des débits de pointe annuels du bassin.

Le choix d'une loi peut être orienté par un diagramme des rapports des L-moments (Hosking et Wallis, 1997), en particulier le diagramme des L-coefficients d'asymétrie contre le L-coefficient d'aplatissement (fig. 11.8; aussi encadré 11.5).

La loi la plus couramment utilisée dans les analyses fréquentielles régionales des débits de crue est la GEV (cf. Bobée *et al.*, 1996a; Piock-Elena *et al.*, 2000). Lorsqu'elle est associée à une estimation des paramètres par la méthode des moments pondérés (méthode GEV/PWM) décrite dans Hosking et Wallis (1997), cette loi offre le meilleur compromis entre les objectifs de robustesse et de flexibilité requis en analyse fréquentielle régionale (Cunnane, 1989; Potter et Lettenmaier, 1990). Suite à une étude sur différents bassins versants du Canada, la méthode de l'indice de crue GEV/PWM s'est aussi avérée être la méthode donnant les meilleurs résultats en validation (Bobée *et al.*, 1996b). Notons que la méthode de l'indice de crue peut-être associée à la procédure d'estimation sur des séries tronquées. Dans ce cas, la courbe de croissance est la distribution « standardisée » des débits au-dessus d'un seuil fixé. Elle peut être modélisée par une loi de Pareto généralisée (GPA) qui, par « annualisation » (Stedinger *et al.*, 1993), devient une loi GEV (cf. Meylan *et al.*, 2008).

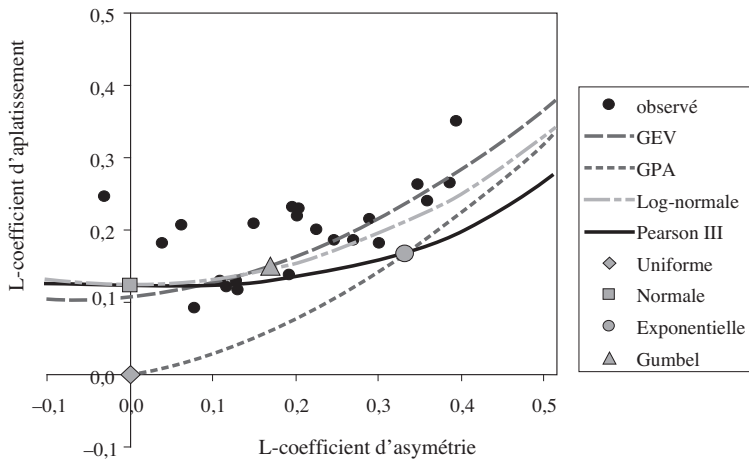


Fig. 11.8 Diagramme des L-moments (L-coefficient d'asymétrie et L-coefficient d'aplatissement). Sont représentées les valeurs correspondant à certaines lois théoriques (les distributions à deux paramètres sont représentées par un point, les lois à trois paramètres sont représentées par des courbes) et les valeurs observées pour les bassins versants de l'exemple 11.1 disposant d'au moins 30 ans de mesures.

Encadré 11.5 Utilisation du diagramme des L-moments pour le choix d'un modèle fréquentiel régional

Sur un diagramme tel que celui de la figure 11.8, les valeurs régionales moyennes des L-moments obtenues, pour la région homogène considérée, sur la base des L-moments estimés à partir des observations disponibles en chacun des N sites de la région, peuvent être comparées aux L-moments théoriques de différentes lois de distribution (bien qu'on utilise le terme de L-moments, il s'agit en fait d'une comparaison des rapports des L-moments, cf. annexe 11.6.1). Cette comparaison permet d'identifier les distributions inadaptées (Hosking et Wallis, 1997). Par ailleurs, Vogel et Fenessey (1993) montrent que par rapport aux moments statistiques classiques, le recours au L-moments permet une meilleure sélection des diverses lois candidates tout en présentant une excellente robustesse.

L'identification d'un modèle fréquentiel régional n'est cependant pas toujours possible. C'est en particulier le cas si les points caractérisant sur le diagramme les différents sites sont trop dispersés autour de leur valeur moyenne régionale. Cela peut indiquer que les différents sites ne partagent pas la même loi statistique mais cela peut aussi provenir de problèmes de représentativité de l'échantillon considéré pour certains sites (les valeurs obtenues pour des sites disposant de très courtes séries de mesures (disons 10 ans) sont par exemple aussi insuffisamment précises pour y être positionnées).

Enfin, les L-moments théoriques de certaines distributions à trois paramètres couramment utilisées en analyse fréquentielle comme la loi Log Pearson III ne sont pas connus (de manière théorique en tout cas). Des tests statistiques d'ajustement doivent alors être utilisés en complément au diagramme. Partant du constat que les tests du Khi-deux ou de Kolmogorov-Smirnov (décrits dans Meylan *et al.*, 2008) sont insuffisamment puissants, Hosking et Wallis (1997) ont ainsi développé un test d'adéquation qui tire aussi profit des techniques de simulations « Monte-Carlo ». Ce test est décrit dans l'annexe 11.7.2.

Exemple 11.7

Régionalisation des débits de crue en Suisse occidentale : construction de la courbe de croissance

La courbe de croissance a été modélisée pour chacune des régions «Préalpes» et «Plateau» par une loi des valeurs extrêmes généralisée (GEV) (fig. 11.9). La méthode d'ajustement utilisée est la procédure basée sur les moments de probabilité pondérés (PWM) décrite dans Hosking et Wallis (1997).

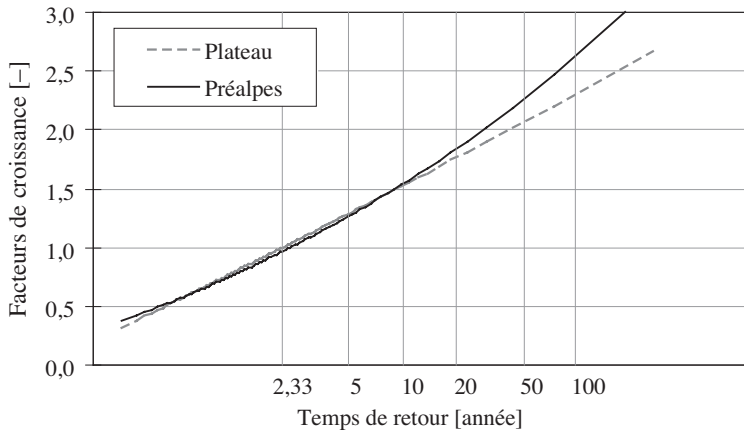


Fig. 11.9 Courbes de croissance des régions «Plateau» (2) et «Préalpes» (3).

Les courbes de croissance obtenues reflètent les propriétés statistiques régionales des séries de débits de pointe annuels. On relève ainsi la croissance particulièrement forte de la courbe obtenue pour la région «Préalpes» avec une incurvation vers le haut (il s'agit d'une distribution GEV de type II selon Meylan *et al.*, 2008). La distribution obtenue pour la région «Plateau» n'a pas d'incurvation significative, ni vers le haut, ni vers le bas. Une distribution de Gumbel (distribution GEV de type I), même moins flexible que la GEV, pourrait dans ce cas convenir. Le modèle «indice de crue» pour cette région de Suisse occidentale (dénommé par la suite modèle HYDRIF) est donc constitué du modèle de régression de l'exemple 11.6 et des courbes de croissance obtenues dans cet exemple.

11.3.6 Choix d'une méthode d'estimation

Les méthodes d'estimation de la variable d'intérêt sont donc variées. L'estimation résulte parfois aussi d'une combinaison de l'une ou l'autre d'entre elles. Un modèle de régression linéaire peut par exemple être mis en place sur les observations de N sites analogues au site cible considéré (cf. Merz et Blöschl, 2005).

Il n'y a pas de méthode systématiquement meilleure que les autres. Le choix d'une méthode ou d'une autre dépend essentiellement de la variable hydrologique d'intérêt ainsi que des données à disposition sur le site et dans la région. Les remarques suivantes peuvent cependant permettre d'identifier la ou les méthodes les plus intéressantes vis-à-vis de certains critères.

Consistance des estimations

Il est souvent nécessaire d'assurer une certaine cohérence entre différentes variables hydrologiques à estimer.

La méthode de régression directe, la plus populaire car la plus facile à mettre en œuvre, est, dans ce cas, peu appropriée. La principale raison tient au fait que les modèles de régression nécessaires à l'estimation des différentes variables sont généralement développés indépendamment pour chacune des variables en considérant qu'elles sont indépendantes. Par suite, certaines inconsistances sont possibles, telles que par exemple la non-monotonie, pour un bassin donné, de la relation entre les débits calculés par régression et les fréquences de non-dépassement correspondantes : le débit décennal estimé peut parfois être supérieur au débit centennal estimé. Le même problème peut être observé lorsqu'il s'agit d'estimer différents débits caractéristiques de la courbe des débits classés. Les méthodes régionales à privilégier dans ce contexte sont celles qui se basent sur un modèle fréquentiel régional assurant de fait une cohérence entre les différentes variables estimées (méthode de l'indice de crue, courbe des débits classés régionale).

De même, les paramètres d'un modèle hydrologique donné sont souvent très corrélés entre eux conduisant à plusieurs jeux de paramètres possibles pour une même performance modèle. Si la méthode de calibration des paramètres du modèle hydrologique n'est pas adaptée de façon raisonnée pour réduire ces problèmes d'équi-finalité, la méthode de régression directe effectuée sur les paramètres calés peut conduire à un modèle hydrologique régionalisé peu performant voire franchement mauvais (cf. Tung *et al.*, 1997 ; Hingray *et al.*, 2006). Une estimation globale des paramètres de régression sur la base d'un critère de performance hydrologique peut en partie résoudre ce problème (§ 11.3.4). La méthode analogique est en fait une alternative bien plus intéressante puisque le jeu de paramètres optimal pour le (ou les) bassin(s) analogue(s) considéré(s) tient compte des corrélations entre paramètres (Rojas-Serna, 2005). Cette méthode nécessite cependant de pouvoir identifier des bassins instrumentés réellement analogues, ce qui n'est pas toujours possible. Le succès potentiel de la méthode analogique est d'autant plus élevé que le nombre de bassins instrumentés est important et que leur diversité est grande.

Robustesse des estimations

Le développement du modèle régional prend normalement en compte toutes les observations disponibles dans la région considérée, y compris celles issues de sites où la durée des mesures est courte. La méthode d'estimation à privilégier dans ce cas doit pouvoir donner plus de poids aux estimations issues des sites avec beaucoup de données et être peu sensible aux problèmes d'échantillonnage. Les méthodes basées sur l'utilisation d'un modèle fréquentiel régional sont de nouveau à privilégier par rapport à la méthode de régression directe car moins sensibles à ces problèmes lorsqu'elles sont associées à une méthode robuste de détermination des courbes de croissance régionale (comme la méthode GEV/PWM).

Prise en compte de l'hétérogénéité au sein de la région

Même si la première étape du développement d'un modèle régional consiste à identifier des régions homogènes, l'homogénéité du comportement de la variable hydrologique au sein de la région reste relative. Si l'hétérogénéité résiduelle est importante, la méthode d'estimation se doit alors de pouvoir en tenir compte. A cet effet,

les méthodes basées sur un modèle fréquentiel régional, où souvent seul le facteur d'échelle est dépendant du site³, sont généralement limitées (Gupta *et al.*, 1994).

L'hétérogénéité est par ailleurs souvent importante pour les petits bassins versants qui ont la particularité d'être beaucoup plus sensibles aux phénomènes locaux. Les méthodes empiriques (cf. méthode rationnelle), qui offrent une certaine conceptualisation du comportement du bassin, s'avèrent souvent les plus adaptées pour la prendre en compte.

Utilisation de l'information disponible sur le site

Lorsque diverses observations (de débit par exemple) sont disponibles sur le site cible, une méthode d'estimation permettant de les valoriser est recommandée. Les méthodes géostatistiques, analogiques ou de régressions multiples sont à cet effet moins intéressantes que les méthodes empiriques ou que les méthodes basées sur un modèle fréquentiel régional.

La méthode rationnelle ou les méthodes empiriques dérivées permettent par exemple de valoriser l'information locale sur les précipitations moyennes maximales, le temps de concentration ou le coefficient de ruissellement estimés sur le bassin cible (estimés par exemple sur la base de divers événements pluie-débits observés). L'application d'un modèle fréquentiel régional permet par ailleurs de tirer parti de la présence d'une courte série de mesures hydrométriques au site étudié (estimation locale/régionale) puisque le facteur d'échelle peut alors être estimé à l'aide des observations de débit. Dans le cas des modèles fréquents à trois paramètres, le paramètre de dispersion du modèle est parfois aussi déduit des observations si elles sont suffisamment nombreuses (cf. Antil *et al.*, 2005).

Si aucune information n'est disponible sur le site, il peut être aussi très intéressant de mettre en place, sur une courte durée, un programme d'échantillonnage permettant d'en acquérir. Niadas *et al.* (2005) suggèrent que la médiane d'une trentaine d'estimations de débits instantanés, effectuées à intervalle régulier au cours d'une année hydrologique donnée, offre une estimation suffisante du débit annuel médian (débit nécessaire à l'estimation du facteur d'échelle d'une courbe régionale des débits classés). L'utilisation de quelques mesures instantanées de débits pour mettre à jour tout ou partie des paramètres régionaux d'un modèle hydrologique peut aussi améliorer de façon significative la performance du modèle. L'amélioration à espérer dépend du nombre de mesures acquises sur le bassin, du programme d'échantillonnage, ainsi que des paramètres régionaux mis à jour. Dans le cadre d'une étude réalisée sur 1111 bassins versants jaugés, situés aux USA, Mexique, Brésil, France, Côte d'Ivoire et Australie, Rojas-Cerna (2005) recommande d'acquérir les débits instantanés en période de hautes eaux et de préférentiellement mettre à jour les paramètres de production du modèle. Pour nombre de bassins, une amélioration significative de la performance est obtenue dès la prise en compte de deux données instantanées de débits !

11.3.7 Performance d'une méthode d'estimation

La caractérisation de la performance d'un modèle régional pour l'estimation d'une variable hydrologique donnée est la dernière étape d'un travail de régionalisation. Il est en particulier important de préciser les incertitudes liées à l'utilisation du modèle

³ Les coefficients de variation et de symétrie de la variable considérée sont en principe aussi variables d'un site à l'autre.

régional. La comparaison des estimations obtenues avec le modèle régional et des observations pour l'échantillon des N sites instrumentés non utilisés dans le développement du modèle (sites de validation) permet de proposer un modèle d'erreur (cf. biais, variance).

Lorsque la régionalisation concerne les paramètres d'un modèle hydrologique, l'estimation de la performance du modèle régional implique : 1) la comparaison des paramètres régionaux avec ceux obtenus par une procédure standard de calibration pour les différents sites de validation (fig. 11.10a) mais aussi et surtout 2) l'estimation, pour ces mêmes sites de validation, de la performance du modèle hydrologique régionalisé (fig. 11.10b). Cette seconde estimation peut par exemple être effectuée en comparant les débits observés et les débits simulés obtenus avec le modèle hydrologique régionalisé.

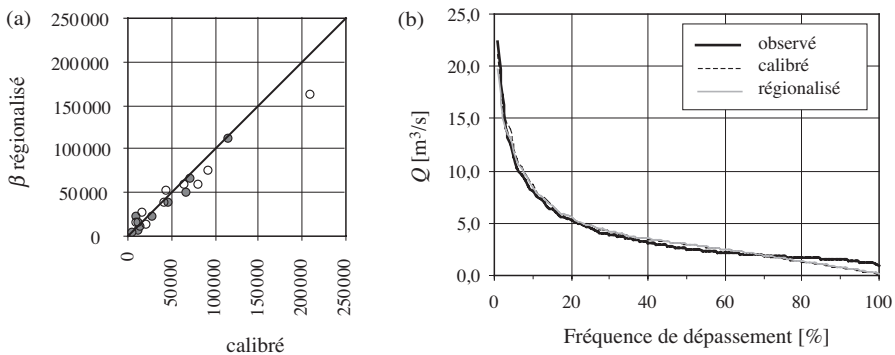


Fig. 11.10 Performance d'un modèle hydrologique conceptuel régional appliqué aux 17 bassins emboîtés du bassin versant de l'Alzette; Luxembourg (d'après Hingray *et al.*, 2006a). (a) paramètre de transfert régionalisé fonction du paramètre calibré pour les 10 bassins de calibration (cercles pleins) et les 9 bassins de validation (cercles vides), (b) Courbes de débits classés dérivées des débits observés et obtenues par simulation avec le modèle hydrologique calibré et avec le modèle régionalisé pour un bassin de validation (Alzette à Hespérange).

11.4 COMBINAISON DE L'INFORMATION DISPONIBLE

Dans le cadre d'un travail de régionalisation, l'estimation d'une variable hydrologique en un site avec peu ou sans mesures est toujours entachée d'incertitudes. Cette incertitude peut résider dans le choix de la région d'appartenance du site étudié ou dans le choix du modèle d'estimation de la variable considérée (cf. modèle empirique, modèle fréquentiel régional, régression multiple, etc.). Dans le cas où le site dispose de quelques années de mesure, l'estimation peut être basée sur une méthode régionale mais aussi sur les seules données observées. Suivant les options de modélisation et les méthodes d'estimation retenues, différentes estimations de la variable d'intérêt sont donc possibles.

Parmi les différentes méthodes existantes pour l'exploitation de tout ou partie de l'information disponible, la méthode bayésienne est souvent utilisée. Plutôt que de ne retenir qu'une seule estimation et d'exclure les autres jugées a priori comme moins

vraisemblables, elle permet de combiner les différentes estimations possibles de la variable d'intérêt en tenant compte des incertitudes associées.

L'approche bayésienne consiste à utiliser les estimations provenant de différents modèles pour mettre à jour une distribution *a priori* de la variable d'intérêt. La distribution *a priori* peut être interprétée comme l'état des connaissances avant que les informations provenant des modèles aient été utilisées. Elle peut être non informative si cette connaissance est nulle. Si plusieurs modèles d'estimations sont disponibles, la mise à jour de cette distribution se fait de manière séquentielle en utilisant successivement les informations données par les différents modèles. L'estimation bayésienne de la variable d'intérêt est alors une combinaison des estimations obtenues respectivement sur la base de la distribution *a priori* et des différents modèles.

Le processeur bayésien associé à cette approche permet non seulement le calcul de l'espérance de la variable, mais aussi l'estimation de sa variance ainsi que de sa distribution *a posteriori*. La variance *a posteriori* est toujours inférieure à la variance *a priori*, le facteur de réduction de la variance dépendant de la performance de chacun des modèles individuels (performance prise en compte par le biais d'une fonction de vraisemblance) et de leur interdépendance conditionnelle à la valeur vraie de la variable d'intérêt (autrement dit, de la corrélation entre les erreurs des modèles d'estimation). L'absence d'indépendance conditionnelle est automatiquement pénalisée par le processeur bayésien. En général, plus il y a de modèles considérés, plus il y a de chances que ce problème apparaisse (car il n'existe pas une infinité de modèles différents). Dans le cas où la variance *a posteriori* ne diminue plus sensiblement avec l'ajout d'un modèle, il est question « d'épuisement du processus de révision bayésienne ».

L'approche bayésienne est particulièrement intéressante lorsque les modèles sont complémentaires et qu'ils se « nourrissent » d'informations différentes : informations hydrométriques locales pour l'analyse fréquentielle, informations météorologiques pour les modèles pluie-débit, informations sur la relation entre les crues et les caractéristiques physiographiques des bassins versants pour les modèles régionaux. La mise en commun de l'information régionale (cf. Fill et Stedinger, 1998) ou historique (cf. Parent et Bernier, 2003) et, lorsqu'elle existe, de l'information disponible sur le site est souvent intéressante car elle a généralement pour effet de produire une estimation plus robuste de la variable considérée (Kuczera, 1982b). De plus cette approche permet de tenir compte explicitement de l'hétérogénéité dans la région considérée. De nombreuses études ont été réalisées dans cet esprit. Pour diverses illustrations de l'approche, il est possible de se référer à Kuczera (1982a,b, 1983), Madsen et Rosbjerg (1997), Fill et Stedinger (1998), Kuczera (1999) ou encore Parent et Bernier (2003).

L'approche bayésienne a été par exemple utilisée par Wood et Rodriguez-Iturbe (1975b) pour combiner de façon linéaire les distributions des débits de crue obtenues sur la base de différents modèles fréquents. La pondération affectée au modèle peut varier suivant le domaine d'application considéré. L'approche bayésienne proposée par Niggli et Musy (2005) pour l'estimation des débits de crue prend par exemple en considération le fait que la méthode rationnelle est souvent meilleure que la méthode régionale de l'indice de crue pour les petits bassins versants (exemple 11.8).

Pour finir, l'approche bayésienne a la particularité intéressante de constituer une généralisation de différentes méthodes de combinaison proposées dans la littérature. Ainsi la simple moyenne arithmétique des estimations des modèles, proposée par exemple dans Weingartner et Manser (1997), peut être obtenue en considérant que :

(1) tous les modèles sont sans biais; (2) que leur estimation est indépendante conditionnellement à la valeur vraie de la variable d'intérêt (autrement dit que les erreurs des modèles d'estimation des crues peuvent être corrélées entre elles); (3) que la variance des erreurs des modèles 1, 2, ..., n est la même pour tous; et que (4) la variance *a priori* est infinie.

Exemple 11.8

Régionalisation des débits de crue en Suisse occidentale: approche bayésienne séquentielle

Les figures 11.11 et 11.12 illustrent le principe de l'approche bayésienne séquentielle proposée par Niggli et Musy (2005) pour l'estimation des débits maximums de crue des bassins du Canton de Vaud. A chaque mise à jour de la distribution de la variable d'intérêt (le quantile de temps de retour T après transformation logarithmique) intervient un autre modèle de crues, utilisé pour construire une nouvelle fonction de vraisemblance. L'implémentation de la méthodologie est la plus directe dans le cas normal-linéaire, c'est-à-dire, lorsque la distribution *a priori* et la fonction de vraisemblance sont considérées comme normales et lorsque la valeur « vraie » de la variable d'intérêt et les estimations des modèles de crues sont liées entre elles par des combinaisons linéaires. L'espérance *a posteriori* du paramètre d'intérêt est alors donnée par une combinaison linéaire de l'espérance *a priori* de la variable et des quantiles, log-transformés, obtenus avec les n différents modèles d'estimation des crues (méthode semi-empirique HYDRAT présentée dans l'exemple 11.5, méthode « indice de crue » HYDRIF présentée dans l'exemple 11.5, méthode de voisinage HYPROX). Dans le cas où $n = 3$, on a :

$$m_p = C_0 + C_{m0}m_0 + C_{z1}z_1 + C_{z2}z_2 + C_{z3}z_3 \quad (11.9)$$

où z_1 , z_2 et z_3 sont les estimations des quantiles de crues (log-transformés) obtenues respectivement pour les modèles 1, 2 et 3; m_p et m_0 sont respectivement l'espérance *a posteriori* et *a priori* de la variable d'intérêt. C_0 , C_{m0} , C_{z1} , C_{z2} et C_{z3} sont les coefficients de la combinaison linéaire.

La figure 11.11 montre l'effet de l'utilisation successive des 3 modèles HYDRAT, HYDRIF et HYPROX sur la dispersion de la distribution *a posteriori* du débit spécifique de crue de temps de retour 30 ans pour le bassin de la Mentue à Dommarin.

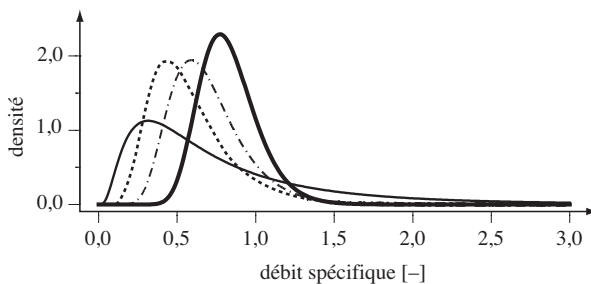


Fig. 11.11 Fonctions de densité *a priori* et *a posteriori* du débit spécifique de crue pour la Mentue à Dommarin obtenues par le processeur bayésien. La ligne pleine est la fonction de densité *a priori* du débit spécifique de temps de retour 30 ans. Les lignes en pointillés, en traitillés et en gras sont respectivement la première, la deuxième et la troisième mises à jour de la distribution *a priori*.

La figure 11.12 montre l'évolution, en fonction de la surface du bassin, des coefficients de pondération C_0 , C_{m0} , C_{z1} et C_{z2} de l'équation (11.9) pour le temps de retour 30 ans (dans ce cas, avec utilisation de 2 modèles seulement, les modèles HYDRIF et HYDRAT).

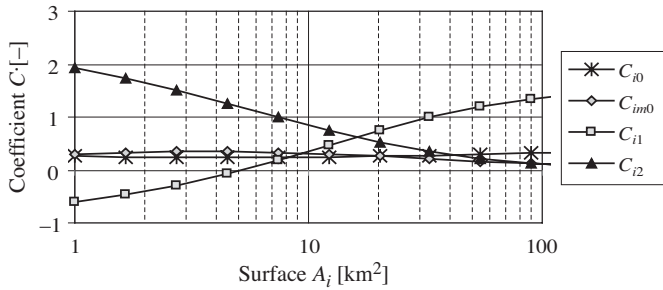


Fig. 11.12 Evolution en fonction de la surface du bassin des coefficients de la combinaison linéaire bayésienne dans le cas où le modèle HYDRIF a servi à construire la première fonction de vraisemblance et le modèle HYDRAT la deuxième fonction de vraisemblance. Toutes les caractéristiques des bassins autres que la surface (caractéristiques physiographiques et climatiques) restent inchangées.

La figure 11.12 montre que le coefficient associé au modèle HYDRIF est plus grand que celui associé au modèle HYDRAT ($C_{z1} > C_{z2}$) pour les bassins versants dont les surfaces sont supérieures à environ 20 km² et plus petit ($C_{z1} < C_{z2}$) pour les bassins versants dont la surface est inférieure à environ 15 km². En d'autres termes, le modèle HYDRIF « domine » le modèle HYDRAT pour les grandes surfaces et, inversement, le modèle HYDRAT « domine » le modèle HYDRIF pour les petites surfaces. Lorsque la surface du bassin est entre 15 et 20 km², les modèles ont un poids plus ou moins équivalent ($C_{z1} \approx C_{z2}$). Le processeur bayésien conduit donc à une combinaison linéaire des modèles HYDRIF et HYDRAT, dont les coefficients sont conformes à la logique qui veut que le modèle HYDRAT soit privilégié pour les petites surfaces et que le modèle HYDRIF soit privilégié pour les grandes surfaces.

11.5 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

- La majorité des sites pour lesquels il faut estimer l'une ou l'autre des variables hydrologiques nécessaires à la gestion de la ressource en eau et des risques associés n'ont pas ou peu de mesures. L'estimation de la variable d'intérêt nécessite alors l'utilisation d'un modèle régional.
- La régionalisation peut s'appliquer aux paramètres des modèles hydrologiques ainsi qu'à toute variable météorologique ou débitométrique caractéristique (précipitations moyennes, maximales, débits caractéristiques de crue ou d'étiage,...). Elle peut aussi s'appliquer à la distribution statistique d'une variable hydrologique donnée (distribution des débits de crue, courbe des débits classés).
- La mise en place d'un modèle de régionalisation implique la délimitation de régions homogènes vis-à-vis de la variable d'intérêt ainsi que le développement d'une méthode d'estimation régionale au sein de chacune des régions homogènes.

- Le modèle régional est développé sur la base d'un échantillon de bassins jaugés (bassins de calibration). Il doit ensuite être testé et validé sur la base d'un autre échantillon de bassins jaugés (bassins de validation).
- La délimitation des régions homogènes se base sur différentes considérations géographiques et sur différents critères liés aux caractéristiques physiographiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants. Elle doit impérativement s'appuyer sur une expertise hydrologique. Les régions identifiées sont rarement continues dans l'espace.
- Les critères retenus pour affecter un site non instrumenté à l'une des régions doivent pouvoir être estimés avec les données disponibles. Ces critères ne sont pas forcément les mêmes que ceux retenus pour la délimitation des régions homogènes.
- Plus l'homogénéité réelle d'une région est grande vis-à-vis de la variable considérée, meilleures sont les chances d'obtenir un modèle régional performant. L'homogénéité peut être évaluée par différents tests.
- Les méthodes d'estimation de la variable d'intérêt à privilégier sont celles qui sont le moins sensibles aux problèmes d'échantillonnage, qui permettent de prendre en compte l'hétérogénéité résiduelle au sein d'une région homogène donnée, d'assurer une certaine consistance entre les estimations produites pour différentes variables, et enfin d'utiliser le maximum d'information disponible (en particulier les observations disponibles pour le site cible).
- L'utilisation d'un modèle fréquentiel régional est une approche intéressante pour l'estimation de diverses variables hydrologiques (débits caractéristiques de crues, d'étiages, courbes de débits classés, précipitations moyennes maximales).
- L'acquisition de données débitimétriques instantanées sur le site cible de même que la transposition au bassin cible d'estimations provenant de bassins analogues permettent souvent de fortement améliorer la performance du modèle régional retenu.
- Si elle est possible, la combinaison de la connaissance a priori et des estimations issues de différentes méthodes d'estimation permet de réduire l'incertitude associée à l'estimation de la variable hydrologique d'intérêt. La combinaison bayésienne offre un cadre théorique intéressant à cet effet.

11.6 ANNEXES

11.6.1 Test d'homogénéité de Hosking et Wallis (1997)

L'objectif du test H proposé par Hosking et Wallis (1997) est de vérifier que les distributions statistiques des débits de crue de différents sites peuvent être considérés comme étant issus d'une même distribution statistique parente pour la région.

Le principe du test est de comparer la variance régionale observée des ratios des L-moments à la distribution de cette variance régionale sous l'hypothèse d'homogénéité de la région (hypothèse H_0). Cette distribution de variance régionale est obtenue par une méthode « Monte-Carlo » en supposant que les débits maximaux annuels de la région sont issus d'une même loi Kappa. Le recours à une distribution Kappa est justifié par le fait que cette loi à 4 paramètres est très flexible. La loi Kappa est en fait une forme de généralisation des lois traditionnellement utilisées en analyse fréquentielle (cf. GEV, LN3, GPA).

La mise en œuvre du test s'effectue suivant les étapes ci-dessous :

- Sur la base des observations de débits de crues aux n sites de la région supposée homogène, calcul de l'écart type entre la valeur moyenne régionale des ratios des L-moments et les valeurs de ces ratios pour les n sites. Pour ce faire :
 - Les L-moments jusqu'à l'ordre 4 (l_1, l_2, l_3, l_4) sont estimés pour chaque site j sur la base des observations de débits maximums disponibles. Sont utilisées les expressions classiques proposées à cet effet (cf. Meylan *et al.*, 2008)
 - Les ratios des L-moments t (rapport des L-Coefficients de Variation), t_3 (rapport des L-Coefficients d'asymétrie), t_4 (rapport des L-Coefficients de Kurtosis) sont calculés pour chaque site j à partir des expressions suivantes :

$$t = l_2 / l_1, \quad t_3 = l_3 / l_2, \quad t_4 = l_4 / l_2 \quad (11.10)$$

- Pour chaque variable t, t_3, t_4 , les valeurs moyennes pondérées sont calculées pour la région à l'aide des expressions suivantes :

$$t^R = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^n n_j t^j, \quad t_3^R = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^n n_j t_3^j, \quad t_4^R = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^n n_j t_4^j \quad (11.11)$$

où l'indice j fait référence au $j^{\text{ème}}$ site de la région testée, n est le nombre de sites, n_j est le nombre d'observations au site j et où N est le nombre total d'observations sur l'ensemble des sites :

$$N = \sum_{j=1}^n n_j \quad (11.12)$$

- Pour chaque variable t, t_3, t_4 , l'écart type pondéré V_k entre la valeur moyenne régionale des ratios des L-moments et les valeurs de ces ratios pour les n sites est calculée :

$$V_k = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{j=1}^n n_j (t_k^j - t_k^R)^2} \quad (11.13)$$

où k fait référence à l'une des trois variables t, t_3, t_4 .

- Estimation, par simulation, de la moyenne et de l'écart type de la variable V_k sous l'hypothèse H_0 . Pour ce faire :
 - Sous l'hypothèse H_0 , la distribution statistique parente des débits de pointe annuels est supposée suivre une loi Kappa. Les paramètres de cette loi sont estimés sur la base des ratios des L-moments régionaux observés, c'est-à-dire sur la base de t^R, t_3^R, t_4^R
 - L'approche « Monte-Carlo » combinée à cette hypothèse distributionnelle des débits est utilisée pour générer N_{SIM} jeux de données de débits de crues conformes aux données de la région sous l'hypothèse H_0 . Chaque jeu de données est composé de n_j valeurs aux n sites de la région (avec n_j le nombre d'observations pour le site j).
 - Pour chacun des N_{SIM} jeux de données (réalisation p) : les valeurs des ratios t, t_3, t_4 sont calculées pour les n sites de la région sur la base des données de débits de crue générées. Leurs valeurs régionales pondérées sont calculées suivant une équation similaire à l'équation 11.11. L'écart type pondéré $V_k(p)$ entre la valeur moyenne régionale des ratios des L-moments et les valeurs de ces variables sur l'ensemble des sites est finalement dérivé sur la base d'une équation similaire à l'équation 11.13.

- Pour chaque variable t, t_3, t_4 , la moyenne μ_{V_k} et la variance σ_{V_k} des N_{SIM} valeurs de $V_k(p)$ correspondant respectivement aux N_{SIM} jeux de données générés sont calculées.
- Test de l'hypothèse H_0 sur l'homogénéité de la région :
 - Pour chaque variable t, t_3, t_4 , on calcule l'indice d'homogénéité H_{V_k} suivant :

$$H_{V_k} = \frac{V_k - \mu_{V_k}}{\sigma_{V_k}} \quad (11.14)$$

- Si les trois indices satisfont $H_{V_k} < 1$, on considère que la région est « acceptablement homogène » et qu'un découpage en sous-régions n'est pas nécessaire. Ce dernier peut même être contre-productif, car il peut conduire à des « mini-régions » ayant trop peu de sites et pour lesquelles l'étape suivante de la procédure « indice de crue », c'est-à-dire la construction d'un modèle de régression multiple pour le facteur d'échelle est difficile, sinon impossible.
- Si l'un ou l'autre des indices satisfait $1 \leq H_{V_k} < 2$, la région est considérée comme « possiblement hétérogène » et un découpage supplémentaire peut être envisagé.
- Enfin, si un des indices est tel que $H_{V_k} > 2$, la région est dite « certainement hétérogène » et un découpage en sous-régions est en principe nécessaire.

Hosking et Wallis (1997) recommandent la simulation de 500, voire 1000 répliquions de la région (donc $N_{SIM} \geq 500$) pour obtenir une valeur suffisamment stable des statistiques H_{V_k} .

La valeur moyenne et l'écart type des L-coefficients régionaux sont calculés de telle manière à donner plus de poids aux longues séries de mesure. Les bassins disposant d'une courte série de mesure peuvent donc être également inclus dans l'analyse.

Le choix d'un modèle fréquentiel théorique permettant de représenter le comportement statistique des débits de crue pour les différents sites de la région homogène pourra être effectué suivant le test Z de Hosking et Wallis (1997) (annexe 11.6.2).

11.6.2 Choix d'un modèle fréquentiel régional. Le test Z de Hosking et Wallis (1997)

L'objectif du test Z proposé par Hosking et Wallis (1997) est de tester si un modèle fréquentiel théorique donné peut représenter le comportement statistique des débits de crue pour les différents sites d'une région homogène vis-à-vis de ces débits. La délimitation de la région et le test de son homogénéité auront pu être réalisés préalablement à l'aide du test H de Hosking et Wallis (1997) présenté dans l'annexe 11.6.1.

Le principe du test Z de Hosking & Wallis (1997) est de comparer le L-coefficient d'aplatissement (τ_4) théorique d'une distribution théorique candidate (Gumbel, GEV, etc.) à une distribution de L-coefficients d'aplatissement régionaux représentant le monde « réel ». Ces derniers sont des valeurs générées par simulation « Monte-Carlo » en supposant que les débits maximaux annuels de la région sont issus d'une même loi Kappa.

La mise en œuvre du test s'effectue suivant les étapes ci-dessous :

- Calcul de la moyenne empirique $\bar{t}_4$ des N_{SIM} coefficients d'aplatissement régionaux générés par la loi kappa et de l'écart type simulé s_4 des coefficients d'aplatissement régionaux. Pour ce faire :
 - A partir des données de débits observées pour les n sites de la région supposée homogène, détermination des valeurs régionales t^R, t_3^R, t_4^R des ratios des L-moments à l'aide des expressions (11.10), (11.11) et (11.12) données dans l'annexe 11.6.1.
 - Estimation des paramètres de la loi Kappa à partir des valeurs régionales t^R, t_3^R, t_4^R .
 - Sous l'hypothèse de distribution Kappa, génération par simulation Monte-Carlo de N_{SIM} jeux de données conformes aux données de débits observées pour la région (annexe 11.6.1)

$\bar{t}_4$ et s_4 se calculent ensuite comme suit :

$$\bar{t}_4 = \frac{1}{N_{SIM}} \cdot \sum_{p=1}^{N_{SIM}} \bar{t}_4^{(p)} \quad (11.15)$$

$$s_4 = \frac{1}{N_{SIM} - 1} \sum_{p=1}^{N_{SIM}} \left(\bar{t}_4^{(p)} - \bar{t}_4 \right)^2 \quad (11.16)$$

avec $\bar{t}_4^{(p)}$ la moyenne régionale pondérée des valeurs individuelles calculée en chacun des n_j sites de la région sur la base des données générées pour la $p^{\text{ème}}$ réplification de la région (éq. 11.11).

- pour chaque distribution théorique candidate *DIST*, détermination du ratio du L-moment d'ordre 4, τ_4^{DIST} , à partir des valeurs régionales t_4^R, t_3^R .
- Sélection et test de la loi théorique candidate *DIST*
 - Pour chaque distribution théorique candidate *DIST*, calcul de la statistique du test Z^{DIST} qui mesure l'écart sur les ratios des L-coefficients d'aplatissement entre la valeur théorique de la loi choisie et la valeur moyenne obtenue sur la base des N_{SIM} générations.

$$Z^{DIST} = \left(\tau_4^{DIST} - \bar{t}_4 \right) / s_4 \quad (11.17)$$

- La distribution théorique candidate pour laquelle Z^{DIST} est le plus proche de zéro est sélectionnée. Elle est acceptée à un niveau de confiance de 90 % si le critère $|Z^{DIST}| < 1,64$.

Le nombre N_{SIM} de réplifications, choisi par l'utilisateur, doit être choisi suffisamment grand de manière à ce que la statistique de test ne pas subisse pas de trop grandes fluctuations d'échantillonnage. Hosking et Wallis (1997) proposent la valeur de 1000. Ils ajoutent que la statistique Z suit approximativement une distribution normale.

CHAPITRE 12

SCÉNARIOS MÉTÉOROLOGIQUES

La gestion optimale de la ressource en eau et des risques hydrologiques nécessite la détermination de scénarios hydrologiques, possibles ou probables, pour le contexte hydroclimatique considéré. Dans la pratique, un modèle hydrologique, développé pour un hydrosystème et un ou plusieurs objectifs, est utilisé pour simuler les scénarios hydrologiques souhaités sur la base de scénarios météorologiques appropriés, identifiés ou générés par ailleurs.

Sur un autre registre la gestion de la ressource et des risques associés nécessite aussi de pouvoir anticiper l'évolution temporelle probable des variables hydrologiques dans le futur proche. Dans la majorité des cas, les prévisions hydrologiques requises à cet effet, qu'elles soient immédiates, à court, à moyen terme ou saisonnières, sont obtenues par simulation hydrologique sur la base de scénarios de prévision météorologique idoines.

Ce chapitre a pour objectif de présenter différentes approches et modèles qui permettent de produire soit des prévisions météorologiques – nécessaires à l'obtention de prévision hydrologiques, soit des scénarios météorologiques – nécessaires à l'obtention de scénarios hydrologiques. Ce chapitre concerne plus particulièrement les précipitations. Ces dernières constituent la variable d'entrée principale des modèles hydrologiques. La possibilité de générer d'autres variables météorologiques clés telles que les températures, le vent ou l'humidité relative est cependant parfois évoquée.

La première section rappelle certains facteurs explicatifs des précipitations. Quelques méthodes et modèles, permettant de prévoir les précipitations pour différents délais d'anticipation, sont présentés dans la section 12.2. La section 12.3 décrit différentes méthodes utilisées dans la pratique pour identifier ou construire des pluies de projet. Quelques approches possibles pour la génération de séries continues de précipitations seront abordées dans la section 12.4. La section 12.5 présente les principales méthodes envisageables pour la génération de scénarios dans un contexte climatique modifié. La dernière section donne finalement quelques pistes permettant d'orienter le choix parmi les différents scénarios météorologiques possibles et parmi l'une ou l'autre des approches permettant de les produire.

Pour une présentation détaillée de tout ou partie des sujets évoqués dans ce chapitre et relatifs à la météorologie ou à la climatologie, le lecteur pourra consulter par exemple Joussaume (2000), Chalon (2002), Malardel (2005) ou encore Roger et

Chorley (1998); Houze (1993); Holton (1992); McIlveen (1992) pour des ouvrages en anglais.

12.1 INTRODUCTION

12.1.1 De l'intérêt des prévisions météorologiques

L'intérêt pour la prévision hydrologique des prévisions météorologiques, et en particulier des prévisions de précipitations, a été largement discuté dans le chapitre 10 de cet ouvrage: dans différents types de configuration, estimer de façon anticipée l'évolution temporelle à venir des variables hydrologiques nécessite une prévision quantitative des précipitations. C'est par exemple le cas en prévision des crues lorsque le délai d'anticipation requis est supérieur au temps de concentration de l'hydro-système considéré.

Le délai d'anticipation requis pour les prévisions hydrologiques détermine en fait celui requis pour les prévisions météorologiques. Comme pour les prévisions hydrologiques, il est possible de distinguer les prévisions météorologiques immédiates (échéances inférieures à 3 h), à court, à moyen terme ou saisonnières (échéances respectives de 6 à 72 h, de 72 h à 15 jours, au-delà). Les modèles de prévisions diffèrent suivant ce délai d'anticipation.

12.1.2 De l'intérêt des scénarios météorologiques

Le type de scénarios hydrologiques nécessaire à la gestion optimale, à moyen ou long terme, de la ressource en eau et des risques associés dépend évidemment des enjeux. Par exemple, seuls des scénarios de crues (c'est-à-dire crues de projet) sont nécessaires s'il est question de dimensionner ou de vérifier le dimensionnement d'un ouvrage de franchissement ou d'un bassin de rétention des eaux de surface. En revanche, la disponibilité de séries temporelles de débits, sur plusieurs années voire décennies, est essentielle s'il s'agit de diagnostiquer la performance d'une retenue destinée au soutien d'étiage ou s'il s'agit d'étudier les risques d'effondrement des berges liés à leur érosion progressive.

Quel que soit l'objectif visé, les séries débimétriques nécessaires à l'hydrologue pour la détermination des scénarios hydrologiques requis sont souvent non disponibles. Les séries de débits sont souvent trop courtes, encore plus souvent inexistantes – c'est toujours le cas si le bassin versant est non jaugé. Il est aussi possible que les séries débimétriques à disposition ne correspondent pas à la configuration hydroclimatique souhaitée. Cette situation correspond généralement à deux types de cas: 1) lorsque l'analyse doit être faite pour un bassin versant qui doit subir dans le futur d'importantes modifications de son occupation du sol ou de son réseau hydrographique (cf. urbanisation, ouvrages de rétention et dérivations) et 2) lorsqu'il est question d'estimer le comportement hydrologique du système considéré pour un contexte climatique différent du contexte actuel (passé, futur).

Pour la grande majorité de ces situations, l'approche courante consiste alors à simuler les scénarios hydrologiques souhaités sur la base de scénarios météorologiques appropriés – cette approche implique qu'un modèle hydrologique adéquat soit disponible pour le contexte visé (chap. 3). Ces scénarios météorologiques sont par

exemple des pluies de projet ou des séries temporelles de diverses variables météorologiques (cf. précipitations, températures). Le type de scénario météorologique à produire dépend évidemment de l'objectif de l'analyse (cf. dimensionnement, diagnostique, impacts des changements climatiques) et des modèles hydrologiques retenus (cf. modèles globaux, spatialisés) pour obtenir l'information hydrologique nécessaire à cette analyse (cf. approche événementielle, multi-événementielle, continue).

Les méthodes utilisées par les hydrologues pour produire ces scénarios météorologiques sont multiples et variées. Elles sont pour partie décrites dans ce chapitre.

12.1.3 Précipitations : formation et facteurs explicatifs

Les précipitations comprennent toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la Terre, tant sous forme liquide – bruine, pluie, averse – que sous forme solide – neige, grésil, grêle¹. Elles résultent de la condensation de la vapeur d'eau présente dans l'air, qui au contact d'air plus froid, s'élève, se condense autour de noyaux de condensation (cf. poussières, pollens, aérosols) pour former des nuages. Si la condensation est importante, les gouttes d'eau s'alourdissent et finissent par tomber, pour donner de la pluie ou d'autres formes de précipitations suivant les conditions de température. La formation de précipitations intenses nécessite un apport continu d'air

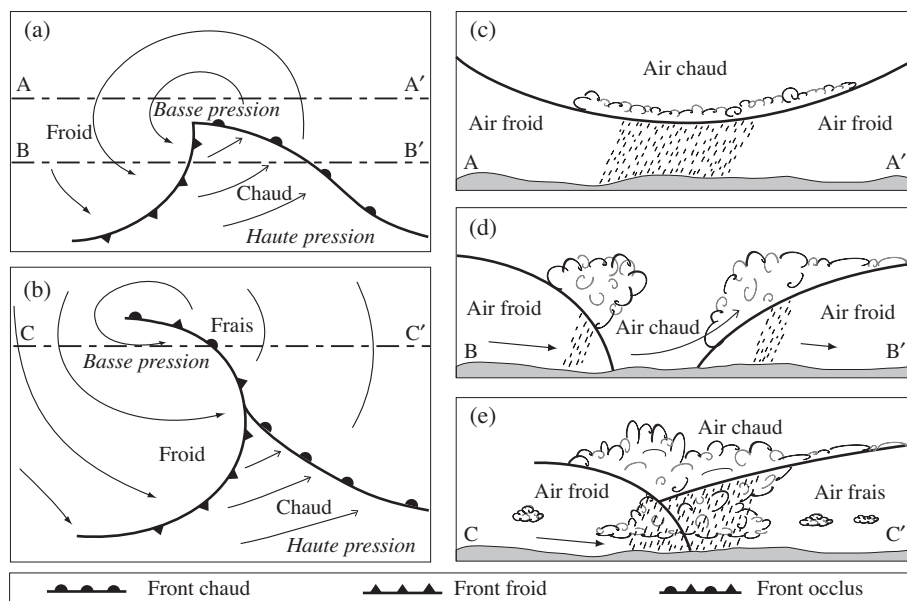


Fig. 12.1 Circulation atmosphérique et précipitations. (a) Vue en plan d'une circulation typique des masses d'air au sein d'un cyclone extra-tropical associé à une perturbation et conduisant à des précipitations frontales (hémisphère nord) ; (b) évolution typique du cyclone extra-tropical avec apparition d'un front occlus (le front froid rattrape le front chaud) conduisant au comblement progressif de la perturbation ; (c), (d) et (e) : vues en coupe correspondant respectivement aux lignes A-A', B-B' et C-C' indiquées sur les figures (a) et (b) (d'après Brutsaert, 2005 et modifié).

¹ Il est possible d'y ajouter précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre, ...).

humide dans la région considérée. Ces processus impliquent un nombre important de mécanismes différents (cf. Chalon, 2002 ; Malardel, 2005).

Les caractéristiques des précipitations (encadré 12.1) sont fortement conditionnées par la circulation de l'atmosphère du moment et par les caractéristiques des masses d'air en présence. Les précipitations convectives résultent, par exemple, de la condensation d'une masse d'air instable chargée d'humidité qui se refroidit en s'élevant du fait de son instabilité. Elles sont en général de courte durée, de forte intensité, peu étendues et fortement variables dans le temps et dans l'espace. Elles peuvent conduire à la formation de cellules pluvieuses uniques ou multiples regroupées dans des systèmes à méso-échelle. Les précipitations frontales résultent de la confrontation d'une masse d'air froid et d'une masse d'air chaud (fig. 12.1). Les précipitations générées par un front froid sont souvent brèves et intenses, peu étendues, stratiformes si l'air chaud est stable. Si l'air chaud est instable, les précipitations sont alors convectives et peuvent conduire à des lignes de grain. Les précipitations générées par un front chaud sont généralement longues, étendues et peu intenses. Leur variabilité spatiale et temporelle est limitée.

Les précipitations sont aussi fortement conditionnées par les caractéristiques de la surface terrestre aux petites échelles – orographie, contraste terre/océan, couverture des sols. Les précipitations orographiques par exemple sont liées à la présence des massifs montagneux qui forcent les masses d'air à s'élever et à se condenser sur les versants au vent. Elles présentent en général une intensité et une fréquence assez régulières. Elles peuvent conduire à des hauteurs précipitées importantes sur des zones étendues dans le cas où les masses d'air sont bloquées de façon prolongée par le relief. Les précipitations orographiques sont généralement non homogènes – la structure spatiale dépendant du relief et de l'orientation du vent.

Encadré 12.1 Caractérisation des précipitations

Quelle que soit l'échelle temporelle ou spatiale considérée, les précipitations sont fortement intermittentes dans l'espace et dans le temps. En tout point de l'espace, l'intensité des précipitations est la majeure partie du temps nulle. Lorsqu'elle est non nulle, elle peut fortement varier et d'une façon arbitrairement rapide d'un point de l'espace-temps à son voisin (Molini *et al.*, 2002). La nature stochastique ou chaotique des précipitations est d'ailleurs souvent suggérée (Sivakumar, 2001). Les valeurs non nulles constituent une variable aléatoire continue dont la distribution statistique est fortement asymétrique avec beaucoup de faibles valeurs et très peu de valeurs importantes.

Sur une série chronologique donnée, les périodes d'averse, présentant des précipitations d'intensité variable, se distinguent des périodes inter-averses de précipitations nulles. Pour un site donné, la durée des périodes de temps sec est aussi très variable. Elle peut aller, suivant la saison et la région du monde, de quelques heures à plusieurs semaines voire années.

La structure spatiale des précipitations est, elle aussi, fortement variable dans le temps. Les précipitations sont parfois organisées dans l'espace et certains auteurs suggèrent qu'il est souvent possible de mettre en évidence différents types de structures à trois échelles différentes (Waymire et Gupta, 1981) : cellules convectives telles que les orages d'été à l'échelle locale (1 à 30 km²) ; bandes pluvieuses et précipitations orographiques pour la méso-échelle (5 à 50 km²) ; précipitations stratiformes aux échelles supérieures (fig. 12.2).

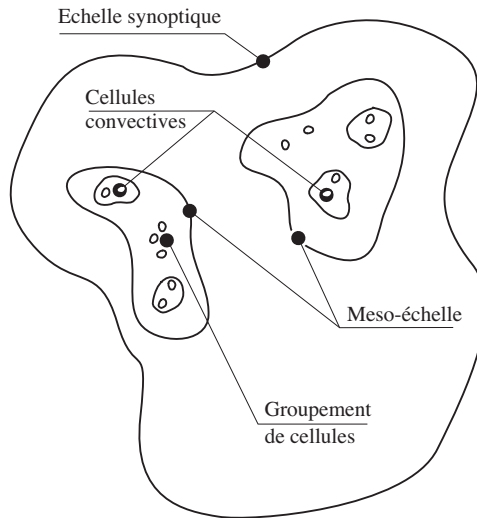


Fig. 12.2 Organisation hiérarchique possible des précipitations telle que proposée par Gupta et Waymire (1981).

Dans certaines situations, ces structures ont tendance à se regrouper et peuvent éventuellement coexister. Cette organisation hiérarchique, initialement proposée par Lecam (1961), a été souvent suggérée ensuite par l'analyse détaillée de certains champs de pluie dérivés de l'imagerie radar.

Le régime pluviométrique d'une région donnée, en termes de saisonnalité, de variabilité et d'extrêmes en particulier, est l'un des principaux facteurs gouvernant la variabilité hydrologique des hydrosystèmes. Sa caractérisation est nécessairement synthétique et de fait imparfaite. Elle consiste souvent à déterminer :

- les caractéristiques standard de la série pluviométrique considérée – par exemple, pour les hauteurs précipitées à un pas de temps Δt donné, il s'agit souvent de la probabilité de dépassement, des moments d'ordre k des précipitations non nulles (et en particulier moyenne, variance, coefficient d'asymétrie), des coefficients d'autocorrélation... ;
- la distribution statistique de certaines variables pluviométriques clés extraites de la série – par exemple, durées des périodes sèches ou pluvieuses, précipitations moyennes maximales sur différentes durées, ces dernières étant décrites par les très populaires courbes Intensité-Durée-Fréquence, dites courbes IDF (annexe 12.8.1) ;
- certaines propriétés d'invariance d'échelle (annexe 12.8.2).

La caractérisation est idéalement réalisée pour les précipitations cumulées sur différents pas de temps (cf. horaire, journalier). Elle peut viser aussi la variabilité saisonnière et inter-annuelle de certaines grandeurs telles que les volumes mensuels. Si une quelconque information est disponible sur la variabilité spatiale des précipitations (cf. séries temporelles multi-sites, imagerie radar), la caractérisation des précipitations peut aussi faire l'objet d'une description statistique par le biais de variables synthétiques similaires (cf. statistiques des lames d'eau moyennes sur différentes surfaces).

Toutes ces caractéristiques statistiques ne permettent évidemment qu'une description simplifiée de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations réelles. Elles fournissent cependant une information utile à la construction ou à la génération des pluies de projet nécessaires aux analyses hydrologiques.

12.1.4 Précipitations et types de temps

Comme indiqué précédemment, les précipitations, locales ou régionales à un moment donné, sont fortement influencées par l'état de l'atmosphère et par sa circulation à l'échelle synoptique². Il en est de même pour les autres variables météorologiques locales (cf. températures, direction et vitesse du vent). Si le lien entre les variables météorologiques à l'échelle locale et celles à l'échelle synoptique n'est pas univoque, il est généralement suffisamment fort pour considérer que, d'un point de vue statistique,

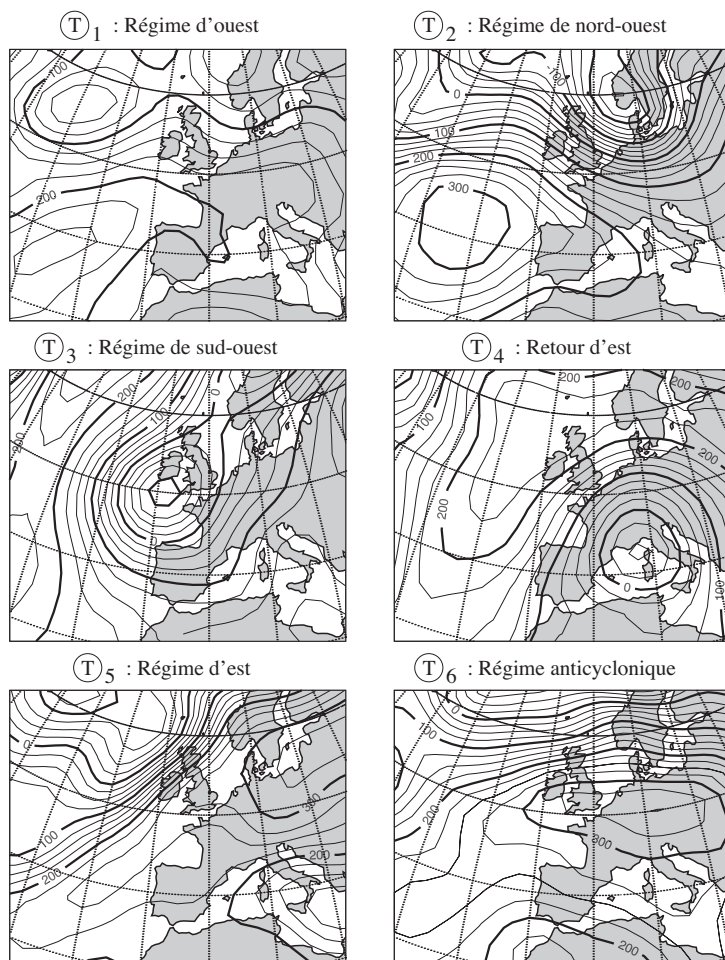


Fig. 12.3 Champs des hauteurs du géopotential à 1000 hPa (c'est-à-dire altitudes en mètres géopotentiels par rapport au niveau moyen des mers auxquelles on atteint une pression atmosphérique de 1000 hPa) pour les situations caractéristiques des 6 différents types de temps retenus pour expliquer les précipitations sur la France et plus particulièrement sur les Alpes dans l'analyse de Bontron (2004) (d'après Bontron, 2004).

² En météorologie, le terme synoptique s'applique à des systèmes atmosphériques de large échelle, c'est-à-dire de quelques milliers de kilomètres pour les dimensions horizontales, de quelques kilomètres pour la dimension verticale et de quelques jours pour la durée.

deux situations atmosphériques similaires à l'échelle synoptique conduisent à des situations météorologiques similaires à l'échelle locale.

Les situations atmosphériques synoptiques observées pour une région donnée sont par suite souvent rattachées à des situations atmosphériques types. Ces situations types sont communément appelées « types de temps ». Ces types de temps conduisent, à une variabilité intra-type près, à des situations météorologiques locales et ou régionales types. Les types de temps ont été identifiés pour de nombreuses régions du monde. Ils sont déterminés, de façon subjective ou objective, sur la base de l'ensemble des situations atmosphériques synoptiques observées pour la région (encadré 12.2). Ils sont généralement décrits par le biais des structures des champs de pression au niveau de la mer ou des champs de certains géopotentiels qui renseignent sur la circulation de l'atmosphère (fig. 12.3). En pratique, les données utilisées pour cette description sont extraites des réanalyses météorologiques présentées au chapitre 2 ou des sorties des modèles météorologiques/climatiques (§ 12.2.2, 12.2.4 et 12.5.3).

Dès lors que les différents types de temps observables pour une région donnée ont été identifiés, il est possible, pour un jour quelconque de l'historique ou d'une situation future donnée, de : 1) déterminer à quel(s) type(s) de temps la situation atmosphérique du jour en question fait référence et 2) d'estimer les caractéristiques principales du temps probable pour cette journée. Cette estimation est nécessairement statistique pour permettre la prise en compte de l'incertitude associée. Elle est aussi nécessairement imparfaite car les variables atmosphériques utilisées pour définir les types de temps ne sont souvent pas les seules à conditionner le temps régional.

Le concept de type de temps ou, de façon plus générale, toute information renseignant de façon pertinente sur la situation atmosphérique de grande échelle au vu

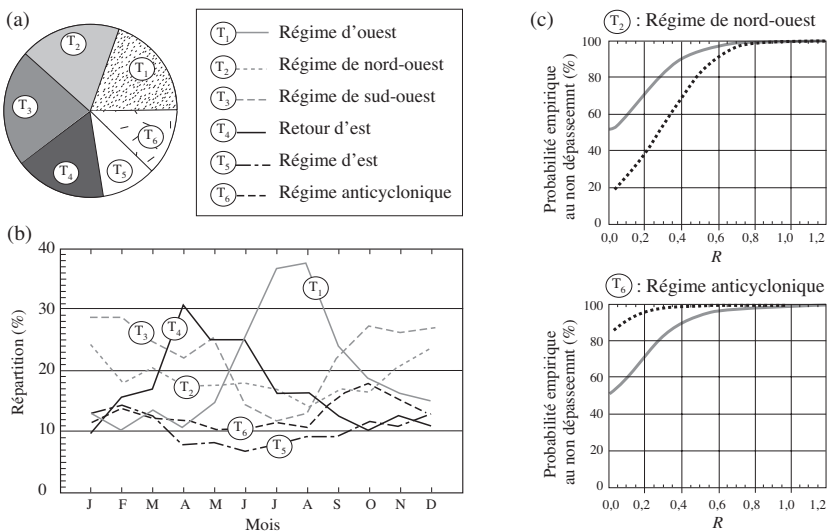


Fig. 12.4 Illustration de la relation entre pluviométrie et type de temps. (a) Fréquences annuelles et (b) fréquences mensuelles des différents types de temps décrits dans la figure 12.3. (c) Distribution statistique des précipitations journalières pour les régimes anticyclonique et de nord-ouest (courbes noires) et pour l'ensemble des précipitations (courbe grisée, distribution statistique de la climatologie) ; distributions pour le « groupement » de stations pluviométriques de Fier (d'après Bontron, 2004).

de la variable locale à expliquer, est très utilisée en prévision météorologique d'une part (§ 12.2.2), et pour conditionner la génération de scénarios météorologiques d'autre part (§ 12.4.4). Les approches correspondantes, basées sur la relation entre la situation atmosphérique à l'échelle synoptique et celle à l'échelle locale, font appel à des méthodes souvent dénommées méthodes de « descente d'échelle statistique ». Les incertitudes associées sont très variables suivant les variables atmosphériques à expliquer (cf. nature, résolution spatiale et temporelle) (cf. Gangopadhyay *et al.*, 2005 ; Mezghani et Hingray, 2009).

La saisonnalité, la fréquence, la persistance des types de temps ainsi que les caractéristiques de transition d'un type de temps à un autre, déterminent la saisonnalité et les caractéristiques statistiques des précipitations, et des autres variables météorologiques, pour une région donnée (fig. 12.4). Les variations inter-annuelles de fréquence des types de temps permettent aussi pour partie d'expliquer les variations inter-annuelles des variables météorologiques locales (cf. Boé et Terray, 2008).

Encadré 12.2 Classification des types de temps et Indices de Circulation Atmosphérique

Les types de temps peuvent être obtenus par différentes techniques de classification. La classification peut être effectuée de façon subjective par les services météorologiques compétents. Ceci a pour avantage d'exploiter au mieux toute la connaissance et l'expérience développées pendant de nombreuses années voire décennies par les météorologues. A titre d'exemple, on peut citer les classifications de Baur *et al.* (1944) pour l'Europe centrale, Elliott (1949) pour les USA, Lamb (1972) pour les îles britanniques, Thillet (1997) pour la France et les Alpes françaises en particulier. Les données utilisées pour établir ces classifications sont généralement les champs de pression et les trajectoires des masses d'air.

La classification peut aussi être obtenue de façon objective. Elle est alors réalisée sur la base d'algorithmes de classification automatiques opérant sur des données atmosphériques choisies. Les techniques de classification utilisées sont de natures diverses. Par exemple, elles peuvent être basées sur : 1) une analyse discriminante ou en composantes principales des champs de pression (cf. Stone, 1989, Corte-Real *et al.*, 1998), 2) une analyse de ces champs basée sur la logique floue (cf. Bardossy *et al.*, 1995), ou 3) sur différents indices synthétiques de la circulation atmosphérique (cf. Buishand et Brandsma, 1997, voir aussi ci-dessous). L'algorithme très populaire des k-moyennes ou l'algorithme des nuées dynamiques sont souvent utilisés pour l'identification des classes.

Les classifications les plus intéressantes sont celles qui déterminent les types de temps en tenant compte directement des effets de la circulation de grande échelle sur les variables atmosphériques locales (cf. Buishand et Brandsma, 1997 ; Bates *et al.*, 1998 ; Bardossy *et al.*, 2002 ; Boé *et al.*, 2006).

Les Indices de Circulation Atmosphérique (ICAs) permettent de synthétiser en partie l'information contenue dans les champs des variables atmosphériques (cf. Conway *et al.*, 1996 ; Wilby et Wigley, 2000 ; Buishand et Brandsma, 2001). Ils varient de façon continue d'un jour à l'autre. Selon Jones *et al.* (1993), l'utilisation de ces indices permet de retrouver, pour une journée donnée, le type de circulation atmosphérique qui aurait été attribué subjectivement par un expert météorologue.

Les indices fréquemment retenus sont la pression moyenne au niveau de la mer et différents indices dérivés tels que les composantes zonale et méridienne du flux d'air (c'est-à-dire deux composantes dans les directions ouest-est et sud-nord respectivement), la résultante du flux d'air, sa direction ou sa vorticit  . La vorticit   renseigne sur l'intensit   de la cyclonicit   de l'atmosph  re : les valeurs positives indiquant des conditions

dépressionnaires et les valeurs négatives des conditions anticycloniques. Ces indices sont parfois dérivés pour différents niveaux géopotentiels.

D'autres indices, liés à l'état de l'atmosphère et estimés pour certains niveaux géopotentiels, sont aussi souvent utilisés: ce sont par exemple, la température de l'air, son humidité relative ou spécifique (qui indiquent respectivement si la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est proche de la condensation et, quelle est la quantité d'eau absolue présente dans l'air au niveau considéré), la baroclinicité (définie par la valeur absolue du gradient de température sur les isobares et qui informe sur la capacité de l'atmosphère à développer des mouvements verticaux) ou encore l'eau précipitable (correspondant à l'intégrale sur une colonne d'air de l'humidité spécifique et qui informe sur la quantité d'eau disponible pour les précipitations dans cette colonne).

12.1.5 Pluviométrie et phénomènes météorologiques majeurs

La pluviométrie locale présente généralement une variabilité saisonnière et inter-annuelle importante. La variabilité temporelle des situations atmosphériques, qui conditionne cette variabilité pluviométrique, peut être pour partie influencée par des phénomènes météorologiques majeurs pouvant durer plusieurs mois voire des années. La dépendance des précipitations à ces phénomènes se traduit généralement par des variations à basse fréquence des précipitations saisonnières. C'est typiquement le cas des précipitations sur l'Indonésie, la Polynésie et les versants ouest du massif andin fortement conditionnées par l'«Oscillation Australe», dont la phase chaude est connue sous le nom «d'El Niño» (Neelin *et al.*, 1988). C'est aussi le cas, dans une moindre mesure, des précipitations en Europe occidentale et dans le sud-est des États-Unis influencées par l'«Oscillation Nord-Atlantique» (Cassou, 2004).

L'influence de ces phénomènes météorologiques majeurs dépasse évidemment les seules précipitations (encadré 12.3). Différents indices synthétiques ont été proposés pour décrire, généralement à pas de temps mensuel, voire saisonnier, l'intensité de ces phénomènes. Par exemple, un indice possible de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAOI), proposé par Rogers (1984), est la différence de pression entre les Açores (cf. à Ponta Delgada) et l'Islande (cf. à Reykjavik). Un indice possible de l'Oscillation Australe est estimé par la différence de pression entre Tahiti et Darwin (Trenberth, 1984). D'autres indices sont donnés sur le site du Climate Prediction Centre des USA: <http://www.cpc.noaa.gov/products/> (dernière visite mai 2008). Ces indices sont parfois utilisés pour conditionner la génération de scénarios météorologiques et ceux de précipitations en particulier (§ 12.2.2, 12.4.4 et 12.5.3).

Encadré 12.3 Oscillation Australe et Oscillation Nord-Atlantique

Le phénomène El Niño résulte d'une modification sur le Pacifique équatorial de la circulation atmosphérique et par suite océanique. En temps normal – circulation de Walker – les parties occidentales et orientales de cette région se trouvent respectivement sous une dépression et une zone de haute pression. Les alizés soufflant d'est en ouest induisent dans la même direction un courant chaud à la surface de l'océan. Il en résulte de fortes précipitations sur l'Indonésie et un courant compensateur froid de subsurface dirigé dans la direction opposée qui refroidit les eaux océaniques au large du Pérou. Pendant le phénomène El Niño, observé tous les 3 à 7 ans, le déplacement vers l'est du centre dépressionnaire habituellement sur la région occidentale et l'atténuation des

hautes pressions sur la région orientale conduisent à l'affaiblissement du régime des alizés, au ralentissement du courant de surface chaud dirigé dans la direction des alizés et au ralentissement du courant compensateur froid de subsurface. Cette modification induit des phénomènes remarquables tels que par exemple une baisse de la pluviométrie en Indonésie et en Australie ou une modification de la pluviométrie sur les côtes sud-américaines. Le phénomène El-Niño, se traduisant par une augmentation des températures à la surface de la mer, se réfère à la phase dite chaude de l'oscillation australe, ou ENSO pour *El Niño Southern Oscillation*. Le phénomène «La Niña» est le phénomène inverse et se réfère à la phase froide de l'ENSO.

L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) résulte d'une modification régulière sur l'Atlantique Nord (AN) de la circulation atmosphérique. En temps normal, les latitudes élevées de l'AN se trouvent sous une zone de dépression alors que le centre de l'Atlantique Nord, l'Est des Etats-Unis et l'Europe occidentale se trouvent sous une zone de haute pression. Il s'ensuit un courant-jet sur l'AN qui souffle d'ouest en est. Les phases positives de l'ONA correspondent à des pressions plus importantes que la normale aux latitudes basses et à des pressions plus faibles aux latitudes élevées. Les phases négatives correspondent à la configuration inverse. Les deux phases sont associées à une modification de l'intensité et de la localisation du courant-jet de l'AN qui conduit par suite à une modification des transports d'humidité et de chaleur sur la région. Les fortes phases positives de l'ONA sont associées à des températures supérieures à la moyenne à l'est des Etats-Unis et sur l'Europe du nord et à des températures inférieures à la moyenne sur le Groenland et parfois sur l'Europe méridionale. Elles sont aussi associées à des précipitations hivernales au-dessus de la moyenne sur l'Europe du nord et la Scandinavie et à des précipitations en dessous de la moyenne sur l'Europe centrale et méridionale. Les anomalies de précipitations et de températures opposées sont observées pendant les phases fortement négatives de l'ONA. L'ONA présente une forte variabilité inter-saisonnière et inter-annuelle. Des périodes prolongées (de plusieurs mois) de phases positives ou négatives sont fréquentes.

12.2 PRÉVISIONS MÉTÉOROLOGIQUES

Différentes méthodes permettent l'émission de scénarios de prévision météorologique. Elles peuvent concerner tout ou partie des variables météorologiques nécessaires aux modèles de prévision hydrologique. Les méthodes exposées dans cette section concernent principalement les précipitations, celles-ci étant la sollicitation météorologique principale des modèles hydrologiques. Elle est par ailleurs l'une des plus difficiles à prévoir. Les méthodes de prévisions météorologiques utilisent des données et des modèles différents. Elles sont essentiellement caractérisées par des délais d'anticipation possibles différents. Elles sont parfois utilisées de façons complémentaires.

Il est bon de rappeler en exergue à cette section que, quel que soit le modèle de prévision météorologique considéré, l'expertise du météorologue conduit souvent à moduler la prévision issue du modèle, ce qui a généralement comme effet d'en améliorer la pertinence.

12.2.1 Prévisions météorologiques immédiates

La prévision météorologique dite immédiate (*now forecasting* en anglais) concerne les quelques heures à venir. Elle est souvent associée à la prévision de crue et s'applique

essentiellement à la prévision des seules précipitations. Les approches actuellement utilisées de façon opérationnelle se basent, pour la plupart, sur l'imagerie radar.

L'utilisation des radars météorologiques pour l'estimation des précipitations a déjà été abordée au chapitre 2. Pour mémoire, cette estimation se base sur la relation empirique établie entre l'intensité des précipitations et les réflectivités mesurées par le radar. L'utilisation des radars pour la prévision des précipitations consiste à exploiter l'information fournie, dans le passé proche, par le radar pour estimer l'évolution spatiale et temporelle probable du champ de précipitation observé sur l'horizon de prévision considéré (cf. Dolciné, 1997 ; Wilson *et al.*, 1998).

Les approches les plus courantes opèrent une simple advection du champ observé. Elles supposent que la trajectoire, la vitesse, l'activité et la forme du champ de précipitations – ou des cellules précipitantes le composant – sont constantes sur la période considérée (encadré 12.4). Cette méthode d'extrapolation simple permet d'anticiper de quelques heures le déplacement des lignes de grain au sein desquelles les cellules convectives se développent. Le délai d'anticipation peut même être de 6 heures dans le cas des systèmes pluviométriques stratiformes. La performance d'une prévision immédiate par advection simple se détériore cependant très rapidement pour les cellules convectives individuelles qui ont une durée de vie souvent inférieure à l'heure.

Des approches plus élaborées sont parfois utilisées pour estimer la façon dont le champ de précipitations se déforme et/ou son activité se modifie (encadré 12.4). Les principaux processus physiques qui gouvernent le changement d'activité pluviométrique ne sont cependant pas toujours identifiables sur la base de l'imagerie radar. Par suite, ces approches ont une performance souvent similaire à celle de l'extrapolation par advection simple (Wilson *et al.*, 1998).

Les méthodes de prévision immédiate actuellement en développement tendent à modéliser les processus d'initiation et de diffusion des cellules convectives. Différentes approches se basent, par exemple, sur la forte corrélation observée entre le développement de ces cellules et la présence d'une ligne de convergence atmosphérique dans la couche limite. Cette dernière est identifiable soit par le biais d'un réseau au sol d'anémomètres, soit par l'imagerie radar ou satellitaire (Wilson *et al.*, 1998). L'utilisation des modèles météorologiques à bases physiques est une autre voie de développement actuelle. Le principal défi est dans ce cas l'initialisation du modèle, celle-ci devant être effectuée sur la base d'observations en nombre limité et souvent sans lien direct avec les variables d'état du modèle.

Du fait des nombreuses incertitudes associées aux estimations radar des précipitations (chap. 2), la prévision n'est souvent que qualitative. Elle est parfois quantitative pour des échéances très courtes (cf. 30 min). L'imagerie radar est largement utilisée par les services d'annonce de crue, en particulier dans les systèmes très réactifs tels que les zones fortement urbanisées ou les régions propices aux crues éclair (Boudévillain, 2003 ; Sharif *et al.*, 2006).

Encadré 12.4 Prévision immédiate par utilisation de l'imagerie radar

L'estimation de la trajectoire et de la vitesse moyenne, nécessaires à l'advection simple du champ de précipitation, peuvent être réalisées avec les radars doppler. Ces derniers permettent en effet d'estimer en tout point du domaine exploré la direction et la vitesse de déplacement des hydrométéores. Trajectoire et vitesse peuvent être aussi dérivées de la comparaison des différentes images radar obtenues successivement dans le passé proche.

L'approche repose, dans ce contexte, sur une analyse de corrélation spatiale croisée entre images successives ou encore sur l'identification et le suivi au sein du champ de précipitations de points d'ancrage (cf. le centroïde des cellules convectives) ou de structures pluviométriques caractéristiques. Ce suivi est effectué manuellement ou à l'aide d'algorithmes de traitement d'image appropriés. Dans le cas des systèmes convectifs, l'estimation du déplacement de la ligne de grain peut aussi être effectuée sur la base de l'activité électrique mesurée par les systèmes de détection d'orage.

Pour estimer la façon dont le champ de précipitations se déforme et/ou son activité se modifie, différentes approches sont possibles. Une approche consiste par exemple à suivre sur des images radar successives chaque cellule de convection. Puis, son évolution probable est estimée sur la base d'un modèle simple d'advection-diffusion (cf. Jinno *et al.*, 1993 ; Willems, 2001). Des approches plus élaborées, prenant en compte une partie de la dynamique interne des cellules pluvieuses, sont aussi possibles. French et Krajewski (1994) ont, par exemple, proposé un modèle conceptuel où le système précipitant est assimilé à une colonne d'atmosphère équivalente à un réservoir d'eau présente sous différentes formes (cf. aussi Bell et Moore, 2000 ; Boudevillain *et al.*, 2006). Différentes hypothèses permettent de définir l'équation régissant le comportement du contenu en eau liquide de la colonne, et en particulier l'intensité estimée des précipitations à la base de la colonne. Les images radar successives permettent d'estimer les différents paramètres du modèle. Andrieu *et al.* (1996), ont adapté cette approche pour prendre en compte la composante orographique des précipitations en milieu montagneux.

12.2.2 Prévisions météorologiques à court et moyen terme

Modèles météorologiques

La prévision météorologique à court et à moyen terme est classiquement effectuée à l'aide de modèles numériques de l'atmosphère, dits modèles météorologiques, dont le développement a été initié dans les années 1950 (encadré 12.5).

Encadré 12.5 Modèles numériques de l'atmosphère

Les modèles numériques de l'atmosphère sont des modèles déterministes à bases physiques. Leur but est la résolution des équations non-linéaires qui décrivent le comportement de l'atmosphère et éventuellement des océans – conservation de la masse, de l'énergie, de la quantité de mouvement et équation des gaz parfaits (Coiffier, 2000). La résolution de ces équations est nécessairement numérique et basée sur une représentation discrète du système. L'espace est divisé à cet effet au moyen de boîtes, définies par une grille horizontale et par différents niveaux verticaux (fig. 12.5). L'atmosphère est supposée homogène dans chaque boîte. Les différentes variables météorologiques d'intérêt, telles que la pression, l'humidité de l'air, la température ou la vitesse des vents, sont alors estimées en un point de chacune de ces boîtes.

La finesse de la discrétisation spatiale et temporelle retenue pour un modèle donné est généralement imposée par la nécessité d'avoir des temps de calcul raisonnables. La résolution spatiale est en principe suffisante pour représenter les processus à large échelle liés par exemple à la circulation des masses d'air. Elle est cependant souvent supérieure à la longueur caractéristique de nombreux phénomènes météorologiques, tels que les processus microphysiques et thermodynamiques. La simulation des processus sous-maille nécessite par suite diverses paramétrisations. C'est en particulier le cas des précipitations.

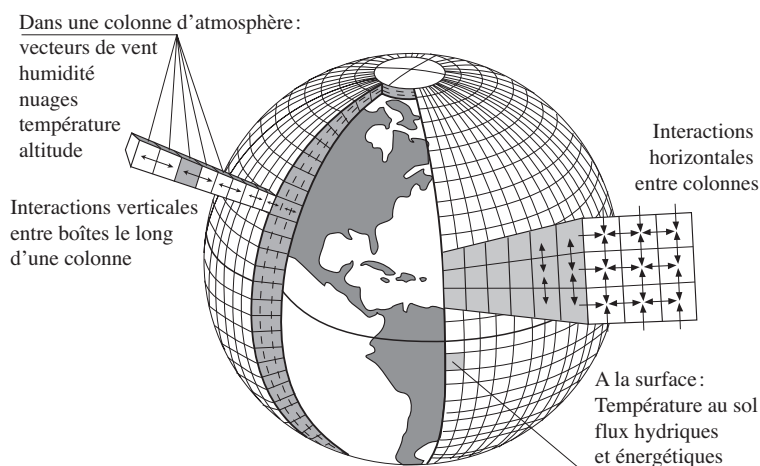


Fig. 12.5 Représentation schématique d'un modèle numérique planétaire de l'atmosphère. L'espace est découpé en boîtes élémentaires au centre desquelles sont effectués les calculs (d'après NOAA, 2006 et modifié).

Suivant la résolution retenue, l'influence des paramétrisations sur la précision des résultats est plus ou moins importante.

Pour la prévision des variables météorologiques à une échéance de plusieurs jours, il est nécessaire de modéliser le comportement de l'atmosphère sur l'ensemble du globe. Cette modélisation est classiquement effectuée à l'aide de modèles planétaires. Si la résolution temporelle du schéma numérique est de quelques secondes, la résolution spatiale du maillage est encore relativement grossière de l'ordre de 50×50 km à 25×25 km. Elle est insuffisante pour une description adéquate de la surface de la Terre – les reliefs même marqués, tels que les Alpes, sont par exemple fortement lissés – et conduit à une prévision incertaine des variables météorologiques régionales ou locales.

Les Modèles à Aire Limitée (LAMs) permettent de décrire avec une résolution spatiale plus fine (jusqu'à $2,5 \times 2,5$ km), et donc avec plus de précision, la surface de la Terre et les processus atmosphériques qui s'y développent – par exemple la formation et l'évolution des nuages. Les LAMs ont une couverture spatiale limitée allant d'un sous-continent (cf. le sous-continent européen pour le modèle français ALADIN – Pailleux *et al.*, 2000) à une sous-région ciblée (e.g les Alpes occidentales pour le modèle italien BOLAM – Buzzi et Foschini, 2000). Les conditions initiales et les conditions aux limites de ces modèles sont en principe données pour le passé proche par les réanalyses météorologiques (chap. 2) et pour le futur par les prévisions des modèles planétaires. Les modèles emboîtés, correspondant à l'utilisation combinée des modèles à aire limitée et des modèles planétaires, constituent la base des services opérationnels de prévision météorologiques. Si les LAMs permettent de résoudre une partie des limitations associées aux modèles planétaires, leur performance dépend cependant de la performance de ces derniers et de la qualité des paramétrisations toujours nécessaires pour la simulation des processus sous-grille (Zorita et von Storch, 1999 ; Frei *et al.*, 2003).

Une alternative aux modélisations emboîtées est celle des modèles à mailles variables dont la résolution spatiale est accrue sur la zone d'intérêt (cf. ARPEGE-IFS développé par Météo-France et le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme – CEPMMT ; Pailleux *et al.*, 2000).

A l'heure actuelle, les modèles météorologiques permettent une prévision, avec une qualité raisonnable, jusqu'à une échéance de 2 à 10 jours suivant le contexte météorologique et la variable considérée (cf. 5 à 10 jours pour les champs de pression, 2 à 3 jours pour les champs d'humidité). Certaines variables sont cependant souvent entachées d'erreurs importantes. C'est en particulier le cas des précipitations, dont les intensités et la localisation sont généralement difficiles à prévoir. Ces erreurs sont d'autant plus fortes que le délai d'anticipation est grand. Elles ont tendance à diminuer si les variables prévues sont moyennées ou cumulées sur plusieurs heures. Les services météorologiques préfèrent ainsi fournir des prévisions de précipitations cumulées sur des pas de temps souvent supérieurs ou égaux à 6 heures.

Les prévisions météorologiques sont par ailleurs quasiment toujours biaisées – en d'autres termes, il existe des erreurs systématiques. Une adaptation météorologique des prévisions est donc souhaitable dès lors qu'une estimation quantitative raisonnable des sollicitations météorologiques à venir est nécessaire³. Les deux principales approches utilisées pour une adaptation des prévisions météorologiques sont décrites dans les paragraphes ci-dessous. Elles sont de plus en plus utilisées par les hydrologues qui ont à faire des prévisions hydrologiques. Les méthodes d'adaptation permettent de développer des scénarios de prévisions de précipitations, mais aussi de différentes autres variables météorologiques. Elles présentent toutes deux l'avantage de permettre la prévision de variables non simulées par les modèles météorologiques (cf. le brouillard). Elles ont en revanche l'inconvénient commun de nécessiter, pour leur calibration, de longues séries de données (observations et prévisions issues du modèle météorologique pour une période commune de 30 à 40 ans au moins). Le délai d'anticipation de ces méthodes est le même que celui des prévisions produites par les modèles météorologiques.

Adaptation statistique

La méthode d'adaptation la plus couramment utilisée consiste à estimer, à l'aide de modèles statistiques appropriés, la variable locale cherchée sur la base des prévisions météorologiques produites par les LAMs (Antolik, 2000 ; Gangopadhyay *et al.*, 2004). Elle nécessite, pour chaque variable d'intérêt, l'identification d'un modèle de régression (fréquemment non-linéaire) entre d'une part, la valeur observée de la variable locale à prévoir et d'autre part, diverses variables explicatives extraites des sorties du modèle météorologique. Ce modèle peut être identifié sur la base de l'historique des prévisions passées en chaque point où des observations de la variable à prévoir sont disponibles. La relation statistique correspondante est ensuite supposée valide pour les prévisions courantes. Cette méthode d'adaptation pour la prévision de variables météorologiques locales est connue sous l'acronyme MOS (de *Model Output Statistics* en anglais).

³ L'adaptation météorologique doit être distinguée de l'adaptation hydrologique décrite au chapitre 10. L'adaptation météorologique a pour objectif de produire des scénarios météorologiques plausibles au vu des sorties des modèles météorologiques, indépendamment de toute contrainte hydrologique. L'adaptation hydrologique se superpose à l'adaptation météorologique. Elle a pour objectif de produire des scénarios météorologiques assimilables par les modèles de prévision hydrologique, c'est-à-dire des scénarios satisfaisant diverses contraintes liées en particulier aux résolutions spatiales et temporelles du modèle de prévision hydrologique et aux données météorologiques qui sont continûment rapatriées au centre de prévision.

Les variables explicatives sont des variables météorologiquement pertinentes vis-à-vis de la variable à expliquer. Lorsque la variable d'intérêt est simulée par le modèle, la relation est souvent établie directement entre la variable observée et la variable simulée. Cette relation permet alors en particulier de débiaiser les sorties modèle. Les variables explicatives peuvent être aussi des variables dérivées des champs simulés par le modèle météorologique. C'est le cas par exemple de la vorticité dérivée des champs de géopotentiel ou d'autres Indices de Circulation Atmosphérique (encadré 12.1). Il est à cet effet important de rappeler que toutes les variables produites par les modèles atmosphériques n'ont pas la même fiabilité. De ce fait, les variables les plus couramment utilisées sont des variables liées à la partie dynamique des modèles. Il s'agit par exemple du champ de pression au niveau de la mer, des champs d'altitude de différents géopotentiels (cf. 500 hPa, 750 hPa, 1000 hPa). Dans ce cas, l'adaptation statistique des sorties de modèle météorologique conduit donc à des approches de type « descente d'échelle » (§ 12.1.4).

Les variables explicatives sont parfois construites par combinaison de différentes variables simulées. Le produit de la composante verticale du vent et de l'humidité relative de la couche d'air est, par exemple, parfois utilisé comme variable explicative des précipitations intenses (cf. Bontron, 2004). Le modèle statistique peut être soit directement mis en place sur les variables d'intérêt, soit sur des transformations mathématiques appropriées de ces variables, ce qui permet de prendre en compte la non-linéarité de certaines relations (cf. transformation logarithmique). Les modèles statistiques sont parfois estimés régionalement lorsque le comportement météorologique de différentes stations est homogène. Plusieurs modèles peuvent être développés pour différentes situations météorologiques types ou pour différentes saisons de l'année. La technique MOS, généralement utilisée comme méthode d'adaptation locale, peut aussi être appliquée pour l'estimation de variables régionales telles les lames d'eau précipitées sur un bassin versant donné.

L'inconvénient de cette méthode d'adaptation est que les régressions dépendent souvent fortement de la version du modèle de prévision météorologique utilisé. Elles doivent par suite être mises à jour au fur et à mesure que le modèle météorologique est amélioré, ce qui rend leur développement et leur mise en œuvre souvent fastidieux.

Adaptation non paramétrique : la méthode des analogues

Une autre méthode d'adaptation des sorties des modèles météorologiques est la méthode dite des « analogues ». Initialement proposée par Duband (1970), elle a été récemment remise au goût du jour (cf. Obled *et al.*, 2002; Horton *et al.*, 2013). Elle est basée sur le concept « mêmes causes, mêmes effets ». L'hypothèse principale de cette méthode, déjà évoquée au paragraphe 12.1.4, est que la situation météorologique locale est fortement dépendante de la situation atmosphérique à l'échelle synoptique. Par suite, deux situations atmosphériques proches à l'échelle synoptique devraient conduire, à une incertitude près, à la même situation météorologique locale. L'adaptation analogique des sorties de modèle météorologique est donc aussi une méthode de génération de type « descente d'échelle » (§ 12.1.4).

La situation météorologique locale est généralement caractérisée par des variables du temps sensible telles que les températures et les précipitations. L'application de la méthode nécessite un long historique à la fois des situations synoptiques observées mais aussi des situations locales correspondantes. Si une estimation fiable des

situations synoptiques à venir est à disposition, l'identification, dans l'historique, des situations synoptiques les plus proches, permet de proposer des situations météorologiques locales plausibles pour les jours à venir (fig. 12.6).

La méthode des analogues nécessite de définir : 1) les variables atmosphériques à utiliser pour décrire et comparer les situations synoptiques, 2) les mesures de proximité à utiliser pour l'identification des situations synoptiques proches optimales pour la variable locale cible (cf. la précipitation) et 3) la fenêtre spatiale et temporelle sur laquelle il faut faire cette comparaison (fig. 12.7).

Les données disponibles pour comparer des situations synoptiques sont :

- pour le futur considéré : les sorties des modèles météorologiques utilisés en mode opérationnel pour la prévision météorologique (cf. prévisions du modèle du CEPMMT produites par ce même centre) ;
- pour l'historique : les données des réanalyses météorologiques produites, a posteriori et avec plus de données d'entrée, par les mêmes modèles (cf. réanalyses ERA 40, chap. 2).

Les variables issues de la partie dynamique des modèles, lorsqu'elles sont informatives, sont souvent préférentiellement utilisées par rapport aux variables issues de la partie physique, moins bien simulées.

Les mesures de proximité utilisées pour identifier les situations les plus proches de la situation synoptique prévue sont diverses. Certaines d'entre elles mesurent

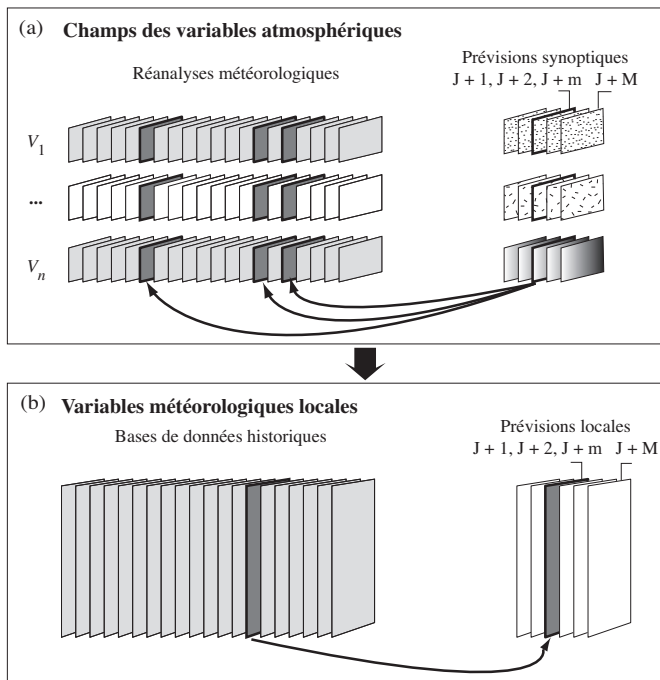


Fig. 12.6 Principe d'une adaptation des prévisions météorologiques numériques par recherche d'analogie dans les situations historiques observées. (a) Recherche des k situations analogues à la situation prévue pour le jour $J+m$, (b) utilisation des variables locales observées pour une des situations analogues comme scénario météorologique pour le jour $J+m$.

l'analogie de forme entre les champs considérés. C'est le cas de la mesure de Teweless et Wobus (1954) utilisée par Bontron (2004) pour comparer les champs des altitudes de différents géopotentiels (fig. 12.8).

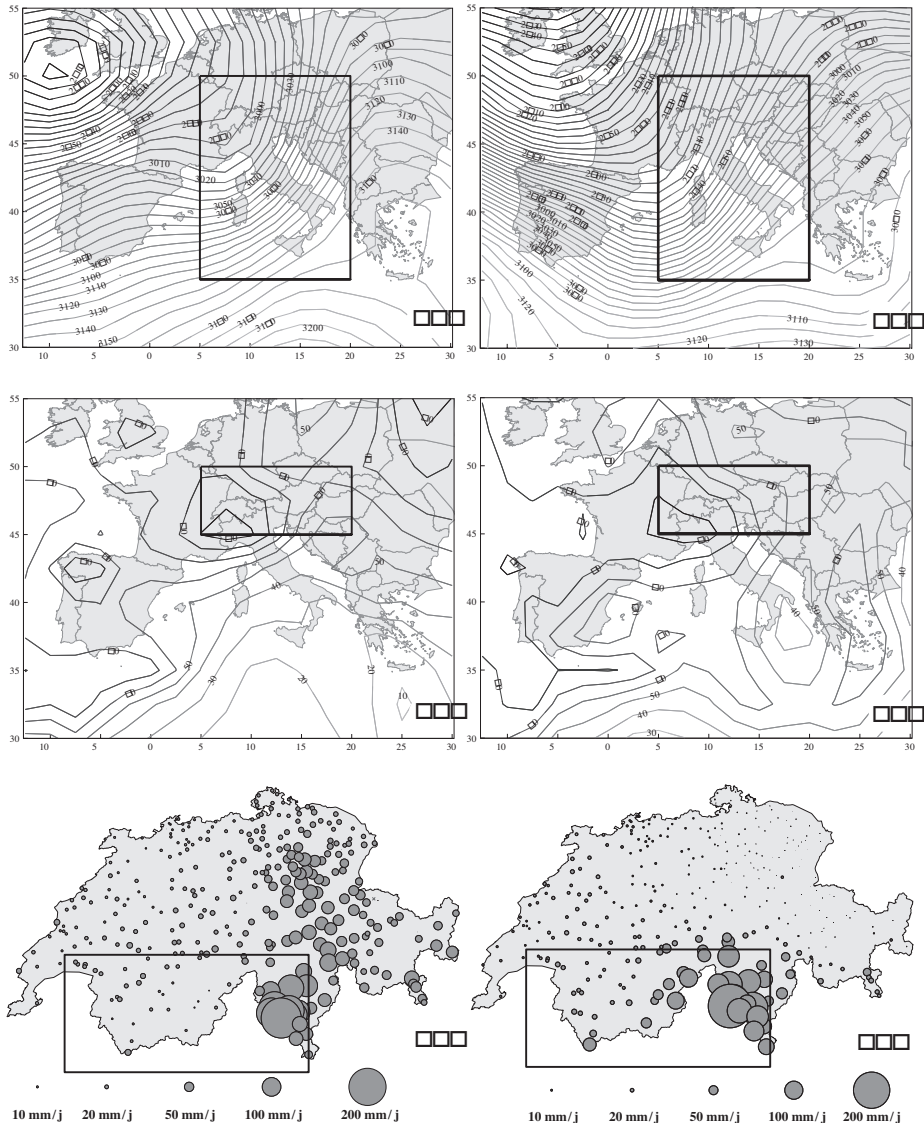


Fig. 12.7 Deux situations synoptiques analogues (gauche: 8.10.1993 et droite 12.10.1976) vis-à-vis des précipitations sur les régions valaisanne et tessinoise en Suisse. Haut: altitude du champ géopotentiel à 700 hPa. Milieu: champs d'humidité relative pour le géopotentiel à 850 hPa. Bas: hauteurs précipitées en chaque station pluviométrique de MétéoSuisse. Les données atmosphériques sont celles des réanalyses NCEP. Les fenêtres spatiales indiquées sur les figures (a), (b) (c) et (d) sont celles utilisées pour comparer les situations synoptiques.

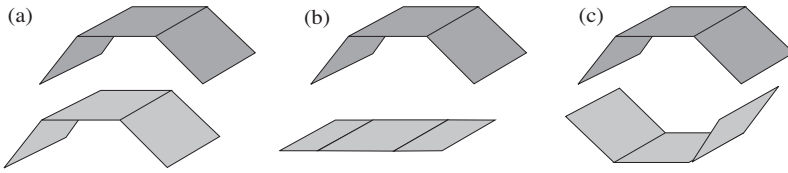


Fig. 12.8 Principe de la distance de Teweless et Wobus pour mesurer l'analogie de forme entre deux champs de la même variable atmosphérique. Pour des champs de formes (a) identiques, (b) totalement indépendantes ou (c) en totale opposition, les distances sont respectivement de 0, 100 et 200 (d'après Bontron, 2004).

Lorsque la caractérisation de la situation synoptique d'un jour donné est effectuée sur la base d'indices synthétiques, la mesure de proximité, entre la situation synoptique prévue pour le jour t et la situation synoptique d'un jour u quelconque de l'historique, est souvent une simple distance euclidienne du type :

$$d(D_u, D_t) = \left(\sum_{j=1}^q w_j (x_{t,j} - x_{u,j})^2 \right)^{1/2} \quad (12.1)$$

où D_t et D_u les vecteurs d'état, composés de q indices synthétiques, sont utilisés pour caractériser respectivement les situations synoptiques des jours t et u , où $x_{t,j}$ et $x_{u,j}$ sont respectivement les valeurs du $j^{\text{ème}}$ indice pour ces deux jours et où w_j est le coefficient de pondération correspondant. Les indices sont généralement des indices de circulation atmosphérique (encadré 12.2). Si une analyse en composantes principales a été effectuée sur les variables atmosphériques synoptiques explicatives (cf. sur les champs de pression moyenne au niveau de la mer), les indices pour un jour donné peuvent aussi correspondre aux coordonnées de la situation synoptique du jour dans l'espace des q premières composantes principales correspondantes.

Différentes précautions sont souvent prises pour éviter de sélectionner des situations analogues aberrantes ou peu pertinentes. La recherche des situations analogues se fait par exemple souvent dans l'historique parmi les différentes journées de la même « saison » (e.g. définie par une fenêtre temporelle de 2 mois centrée sur la date du jour courant). La recherche peut aussi n'être effectuée que parmi les situations de l'historique ayant présenté le même type de temps suivant les classifications locales appropriées.

La méthode des analogues pour la prévision météorologique est intéressante à divers titres. Elle se base sur des variables atmosphériques synoptiques reconnues pour être, à l'heure actuelle, bien mieux prévues par les modèles atmosphériques que les variables météorologiques locales, en particulier les précipitations. Elle permet aussi de prévoir tout ou partie des variables météorologiques locales disponibles dans l'historique et de fournir des scénarios météorologiques locaux consistants (c'est-à-dire préservant au sein d'une journée les structures spatiales et temporelles de ces variables ainsi que les corrélations entre ces variables) (e.g. Radanovic *et al.*, 2013; Chardon *et al.*, 2014).

La possibilité de trouver une ou plusieurs situations réellement analogues à la situation prévue dépend cependant de la taille de la base de données historiques à disposition (cf. les réanalyses ERA-40 – chap. 2, produites par le Centre Européen pour

les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme – le CEPMMT, ne sont par exemple disponibles qu'à partir de 1957; elles ne sont par ailleurs pas homogènes sur toute la période). Même lorsque la base de données est longue, il n'est pas exclu qu'une situation prévue n'ait encore jamais été observée par le passé et que la plus proche analogue en soit en fait assez éloignée. Ce point peut être limitant dans un contexte de non-stationnarité climatique. La méthode est enfin relativement lourde à développer. Elle nécessite tout d'abord un important travail de calibration pour identifier les variables d'analogie pertinentes et les fenêtres temporelles et spatiales optimales pour les calculer. La paramétrisation optimale du modèle dépend enfin de la région pour laquelle la prévision météorologique locale est nécessaire et elle varie aussi, en principe, suivant le contexte synoptique. En revanche, la méthode des analogues est, une fois calibrée, très légère en exploitation courante.

12.2.3 Prévisions météorologiques saisonnières

Malgré l'amélioration constante des prévisions météorologiques produites à l'aide des modèles numériques, il est impossible d'effectuer une prévision précise au-delà d'une certaine limite. La limite de prévisibilité est d'une quinzaine de jours environ. Celle-ci est due à plusieurs facteurs, notamment : la représentation imparfaite que les modèles font de l'atmosphère, la nature non linéaire des équations régissant les phénomènes, et enfin les incertitudes sur l'estimation de l'état initial du système. La forte sensibilité aux conditions initiales conduit en fait à la divergence rapide de deux trajectoires météorologiques initialement très proches. C'est l'effet papillon décrit par Lorenz dans les années 1960. L'objectif d'une prévision saisonnière se limite ainsi à estimer si les précipitations mensuelles dans n mois seront supérieures ou inférieures à la moyenne climatologique.

La prévisibilité de l'atmosphère n'est cependant pas nulle à l'échelle saisonnière. Ceci résulte de la persistance de certaines conditions initiales du système, telles que l'humidité des sols, la couverture de neige continentale, et surtout la température de surface de la mer dans les régions tropicales (Déqué, 2003). Les modèles météorologiques peuvent donc fournir une prévision saisonnière si l'évolution des températures de surface des océans peut être prévue. Des approches statistiques, utilisant essentiellement la persistance des anomalies tropicales des températures de la mer, sont parfois utilisées à cet effet. Les modèles météorologiques sont sinon couplés à un modèle océanique. Les prévisions étant très dépendantes de l'état initial des océans et de l'atmosphère, différents scénarios de prévisions saisonnières sont par ailleurs produits pour différents scénarios d'état initial (cf. Hollingsworth, 1980). Ces scénarios constituent une prévision d'ensemble qui augmente en fait la prévisibilité par rapport aux prévisions individuelles (Déqué, 2003) et permet de mieux cerner les incertitudes associées. La capacité prédictive des modèles météorologiques à l'échelle saisonnière est fortement variable suivant les régions. Pour une même région, elle peut même être nulle pour certaines saisons.

D'autres types de prévisions météorologiques saisonnières sont envisageables. Dans certains contextes par exemple les anomalies saisonnières de variables météorologiques peuvent être en partie expliquées par des phénomènes climatiques majeurs affectant tout ou partie du globe. C'est par exemple le cas des moussons d'Asie ou de la pluviométrie sur les côtes pacifiques du continent sud-américain qui sont influencées par le phénomène El Niño. Dans ce type de contexte, la prévision saisonnière

implique alors l'établissement, sur la base des données historiques observées, d'une relation statistique entre un ou plusieurs indices quantifiables de ces phénomènes et la variable saisonnière d'intérêt (§ 12.1.5, ou Webster et Yang, 1992). L'inconvénient principal de cette approche tient à la longueur réduite des séries disponibles pour établir les relations cherchées. La significativité statistique de ces relations est ainsi généralement limitée.

Si la prévision météorologique saisonnière n'est pas suffisamment informative, la prévision hydrologique associée n'a pas beaucoup d'intérêt à moins que l'évolution temporelle des variables hydrologiques sur les mois à venir soit fortement dépendante de l'état initial du système hydrologique considéré (cf. des stocks de neige sur les bassins). Dans ce contexte, une approche possible consiste à utiliser la climatologie observée pour établir différents scénarios de prévision. Les N années de l'historique pour lesquelles des observations météorologiques sont disponibles peuvent être utilisées pour produire N scénarios futurs, produisant alors une prévision météorologique (puis hydrologique) saisonnière d'ensemble (fig. 12.9) (cf. Carpenter et Georgakakos 2001 ; Houdant, 2004).

Cette approche climatologique est d'autant plus intéressante : 1) que les apports hydrologiques à venir sont dépendants de l'état initial du système hydrologique considéré et 2) que l'état initial du système est loin de son état moyen pour la même période de l'année. Elle est en revanche d'autant moins intéressante que l'évolution temporelle des variables météorologiques sur les mois à venir est différente de leur évolution temporelle type. L'intérêt de cette approche est donc limité dans un contexte de non stationnarité climatique avéré.

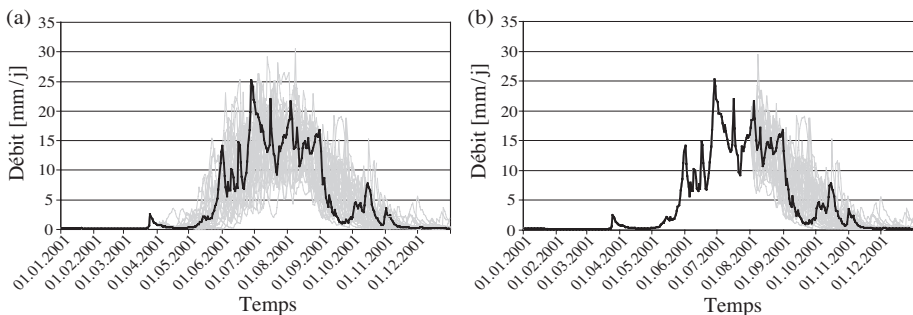


Fig. 12.9 Prévisions saisonnières d'ensemble des débits sur le bassin de la Dranse de Bagnes en Suisse obtenues pour l'année 2001 sur la base des 29 années de précipitations/températures observées (période 1972-2000). La prévision est effectuée à deux dates distinctes (à gauche : le 1^{er} mars ; à droite : le 1^{er} mai) avec le modèle hydrologique GSM-SOCONT (Schaeffli *et al.*, 2005). Les stocks de neige disponibles sur le bassin pour ces deux dates sont obtenus par simulation.

12.2.4 Incertitudes, délai d'anticipation et implications

Comme mentionné précédemment, les incertitudes associées aux prévisions météorologiques sont importantes. Pour les précipitations, elles concernent leur occurrence (pluie/non pluie), leur distribution temporelle, leur distribution spatiale (en particulier leur localisation et extension), leurs intensités et volumes, et enfin leur nature

(pluie/neige). L'incertitude sur la nature des précipitations résulte en partie de l'incertitude associée aux prévisions de températures. Cette dernière, même si elle est souvent considérée comme négligeable, peut cependant avoir, en particulier en montagne, une influence considérable sur les estimations des volumes potentiellement générateurs de crue (chap. 7).

Quelle que soit la méthode considérée, les incertitudes augmentent avec le délai d'anticipation considéré. Pour les prévisions météorologiques immédiates ou à moyen terme, les incertitudes dépendent de la situation météorologique. La prévisibilité des précipitations est plus importante pour les systèmes frontaux que pour les événements convectifs.

Les incertitudes sont finalement d'autant plus fortes que les résolutions spatiales et temporelles considérées sont fines. Il est donc en général peu opportun d'utiliser les champs des variables prévues à leurs résolutions initiales. Les champs prévus sont par suite souvent moyennés sur des échelles spatiales et temporelles d'autant plus grossières que le délai d'anticipation considéré est important (fig. 12.10). Il est donc fréquent de fournir des prévisions de précipitations au pas de temps horaire ou infra-horaire en prévision immédiate, intégrées sur 6 ou 12 heures pour une prévision à courte échéance, sur la journée pour les prévisions à moyenne échéance, et sur la décade, voire sur le mois, pour les prévisions saisonnières. Le même type de prétraitements est souhaitable pour la distribution spatiale. Les échelles optimales nécessaires à la description des prévisions météorologiques dépendent en principe aussi du type d'événement météorologique considéré.

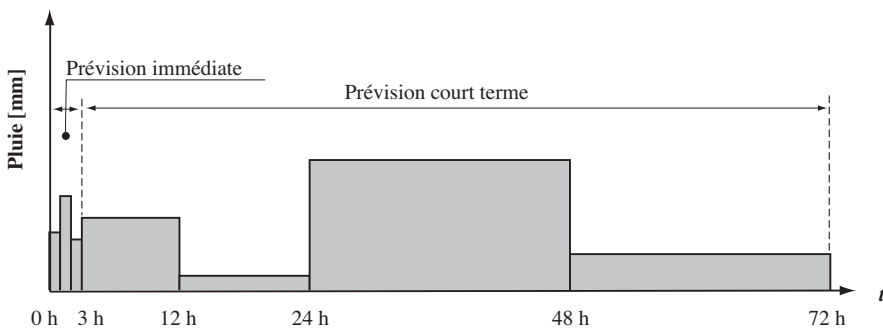


Fig. 12.10 Discrétisation temporelle typique pour l'émission d'une prévision de précipitations.

12.2.5 Prévisions d'ensemble ou probabilistes

Pour prendre en compte, souvent de façon partielle, l'incertitude importante liée aux prévisions météorologiques, des prévisions probabilistes ou des prévisions d'ensemble sont nécessaires (cf. Krzysztofowicz, 2001a,b; Palmer *et al.*, 2002).

Les prévisions probabilistes fournissent pour diverses variables météorologiques d'intérêt la distribution de probabilité de ces variables pour une ou plusieurs échéances de prévision choisies.

Les prévisions météorologiques d'ensemble fournissent un nombre discret de scénarios météorologiques futurs possibles. Chacun de ces scénarios propose une évolution temporelle possible, sur le délai de prévision choisi, des différentes variables

météorologiques simulées par le modèle de prévision. Les prévisions d'ensemble sont de plus en plus souvent utilisées comme base à une prévision météorologique probabiliste. Le principe de ces prévisions est présenté ci-dessous.

Prévisions d'ensemble des modèles météorologiques

Les prévisions météorologiques d'ensemble permettent en premier lieu de caractériser les incertitudes de prévision liées aux incertitudes sur les conditions initiales du modèle de prévision météorologique utilisé (§ 12.2.3). C'est le principe du Système de Prévision d'Ensemble (ou EFS de l'anglais *Ensemble Forecasting System*) proposé par le CEPMMT qui fournit, depuis l'année 2000, 50+1 scénarios probables de prévisions météorologiques à échéance $J + 10$ (Molteni *et al.*, 1996; Palmer *et al.*, 2002).

Les prévisions d'ensemble peuvent aussi prendre en compte les incertitudes liées à l'imperfection du modèle météorologique retenu. Ces incertitudes concernent : 1) les simplifications nécessaires à la représentation du milieu – en particulier de la topographie, de l'occupation des sols ; et 2) la résolution des équations différentielles. Elles concernent aussi les paramétrisations retenues pour la modélisation des processus sous-maille et les incertitudes sur les valeurs des paramètres correspondants – liées en particulier à leur variabilité spatiale rarement prise en compte (Risbey et Stone, 1996). Par suite, différents modèles météorologiques produisent des prévisions différentes pour les mêmes conditions initiales (cf. Hulme *et al.*, 2002; Frei *et al.*, 2003). Il est alors intéressant de considérer les prévisions d'ensemble produites par plusieurs modèles, la crédibilité des prévisions devenant alors fonction de la concordance entre leurs prévisions respectives. C'est sur ce principe que sont produites les prévisions saisonnières du CEPMMT qui fusionne en un super-ensemble, de 63 membres, les 9 prévisions à 6 mois de 7 modèles météorologiques européens récents (Projet DEMETER; Palmer *et al.*, 2004; Gneiting et Raftery, 2005).

Estimations probabilistes des adaptations statistiques

Lorsque la technique MOS (§ 12.2.2) est utilisée pour l'adaptation des prévisions produites par un modèle météorologique, une estimation probabiliste de la variable d'intérêt peut être obtenue. Pour ce faire, l'incertitude contenue dans la relation entre la variable à prévoir et les variables explicatives doit être caractérisée.

Une analyse MOS appropriée peut être aussi effectuée pour décrire la distribution de probabilité de la variable d'intérêt. Une analyse MOS par classe de hauteur précipitée est souvent utilisée pour fournir une prévision quantitative probabiliste de précipitations, généralement appelée PQPF de l'anglais *Probabilistic Quantitative Precipitation Forecast* (cf. Antolik, 2000). Cette PQPF définit la probabilité qu'il pleuve, et s'il pleut, la probabilité que la précipitation appartienne à différentes classes de précipitations préfixées. Les PQPFs sont généralement produites pour les précipitations journalières. Une PQPF peut aussi préciser la distribution temporelle probable, sur des pas de temps de 6 h par exemple, des précipitations au cours de la journée (cf. Krzysztofowicz, 1998).

Estimations probabilistes de l'adaptation «Analogue»

La méthode des analogues permet aussi une prévision d'ensemble puisque les k situations analogues les plus proches de la situation synoptique prévue peuvent être extraites de l'historique : k situations météorologiques plausibles pour les jours à venir

peuvent alors être proposées comme scénario de prévision. Ces différentes situations analogues ne sont pas forcément équiprobables et la probabilité d'occurrence de chacune peut être adaptée suivant sa proximité à la situation prévue. Une prévision probabiliste peut aussi être obtenue si un modèle fréquentiel est ajusté aux différentes valeurs prises pour ces k situations par la variable d'intérêt (cf. PQPF – Bontron, 2004) (fig. 12.11).

L'approche ci-dessus, souvent appelée « méthode des k -plus proches voisins », est préférentiellement utilisée à l'approche consistant à ne retenir que la plus proche analogue. Le nombre d'analogues k à retenir est un paramètre du modèle à déterminer par calage de façon à optimiser la valeur de la prévision. Il augmente avec le délai d'anticipation considéré. Pour les sites considérés par Bontron (2004), par exemple, le nombre optimal d'analogues varie d'une trentaine pour une prévision à $J + 1$ à environ 500 pour une prévision à $J + 5$. Ceci est lié au fait que la prévision fournie par le modèle météorologique est d'autant moins informative que le délai d'anticipation est grand. Le nombre de situations météorologiques possibles tend en fait rapidement vers l'infini, la prévision se ramenant alors à la climatologie.

La méthode des analogues, comme la technique MOS, peut évidemment être utilisée pour l'adaptation des différents membres d'une prévision d'ensemble fournie par un ou plusieurs modèles météorologiques. L'incertitude réelle associée aux prévisions météorologiques est par suite mieux appréhendée.

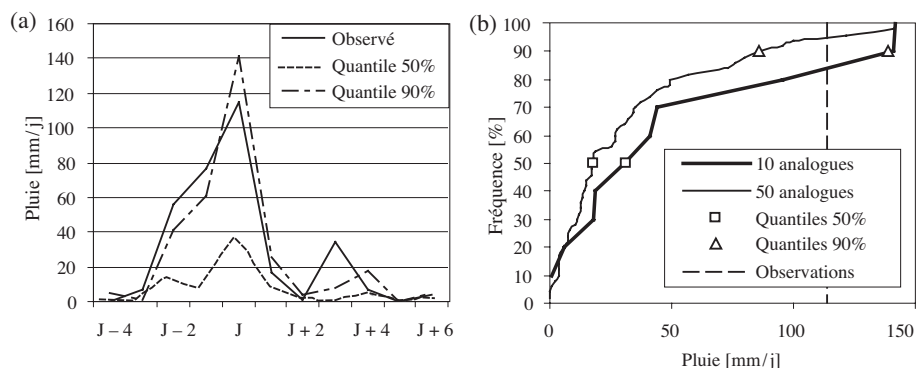


Fig. 12.11 Prévision quantitative probabiliste de la pluie régionale sur le Haut-Valais obtenue avec la méthode des analogues (analogie basée sur le champ de l'altitude du géopotential 850 hPa). (a) évolution des quantiles q50 % et q90 % en fonction du délai d'anticipation lorsque les 50 plus proches analogues sont considérées (du 20.09.1993 au 30.09.1993); (b) distribution des précipitations prévues pour le 24.09.1993 suivant que les 10 ou 50 plus proches analogues sont retenues.

12.3 PLUIES DE PROJET

Les plus communs et les plus anciens des « scénarios météorologiques » utilisés par les hydrologues sont les pluies de projet. Une pluie de projet est un hyétogramme de pluie qui a été choisi ou construit pour produire, par simulation pluie-débit, une crue de projet permettant d'effectuer le dimensionnement ou le diagnostic d'ouvrages hydrauliques.

Les pluies de projet sont souvent identifiées ou déterminées sur la base d'observations pour une période de retour choisie correspondant au risque admissible pour le système étudié⁴. Cette approche conduisant à retenir des pluies de projet historiques ou des pluies de projet construites sur la base des courbes Intensité-Durée-Fréquence (c'est-à-dire courbes IDF) est l'approche la plus courante. Une deuxième approche, dite maximaliste, définit la pluie de projet comme la plus forte précipitation physiquement possible sur une surface donnée, pour un site et une époque donnés ; il s'agit alors de la « précipitation maximale probable » (WMO, 1986). Ces différents types de pluies de projet sont présentés ci-dessous.

12.3.1 Pluies de projet observées

La pluie de projet peut être choisie parmi les événements pluviométriques qui ont déjà eu lieu et qui ont été enregistrés sur ou à proximité, du site d'intérêt. Il peut s'agir aussi bien d'un événement courant (faible temps de retour) que d'un événement ayant provoqué des catastrophes majeures dans la région. Dans ce second cas, la pluie de projet est dite historique. Les pluies de projet observées sont souvent choisies de façon à satisfaire deux conditions : 1) être représentatives de la distribution spatiale et temporelle des précipitations sur le système hydrologique étudié, et 2) présenter un temps de retour correspondant approximativement au temps de retour du débit de projet à calculer.

Associer une période de retour à un événement pluviométrique réel est souvent source de difficultés. La période de retour de son intensité moyenne maximale dépend en effet de la durée sur laquelle cette intensité moyenne est estimée (fig. 12.12). La

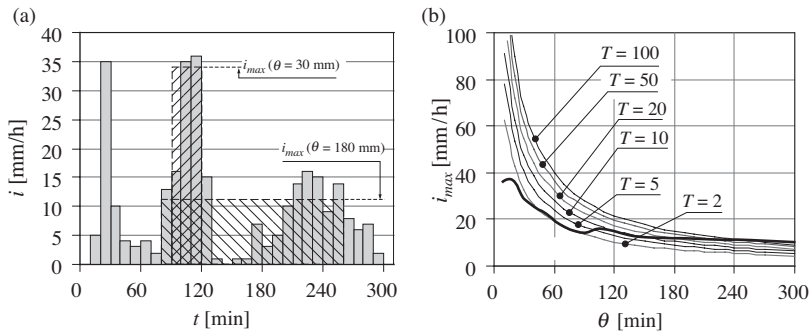


Fig. 12.12 Périodes de retour des intensités moyennes maximales de l'événement pluviométrique considéré sur différentes durées. (a) hyétogramme au pas de temps 10 min des précipitations du 21.08.2000 observé à la station de Pully, Suisse et précipitations moyennes maximales sur deux durées θ (30 et 180 min) ; (b) positionnement de l'événement pluviométrique sur les courbes IDF obtenues pour la station pluviométrique de Pully (période 1981-2004). Période de retour estimée de l'événement : 2 ans ou moins si la durée critique à considérer est inférieure à 1 h 30 min, 100 ans ou plus si la durée critique est supérieure à 4 heures.

⁴ L'information pluviométrique, nécessaire à un projet de dimensionnement par exemple, peut également dériver du comportement statistique des précipitations maximales. Cette information est utilisée directement, comme dans le cas de la méthode du Gradex, pour extrapoler le comportement des débits maximums de crue vers les fréquences rares (chap. 9).

période de retour d'un événement pluviométrique n'est donc pas unique. Une période de retour moyenne est parfois estimée en considérant de façon privilégiée les périodes de retour obtenues pour les intensités moyennes maximales correspondant aux durées voisines d'une durée donnée. Cette durée est souvent la durée critique pour le système hydrologique qui subira in fine l'événement considéré.

Mentionnons qu'il est fréquent de ne pas pouvoir identifier d'événement pluviométrique observé dont la période de retour moyenne corresponde à celle définie pour le projet. C'est généralement le cas lorsqu'une pluie de projet « extrême » est souhaitée. Un événement pluviométrique majeur observé, artificiellement « gonflé » pour que sa période de retour ainsi modifiée corresponde à celle cherchée est alors parfois utilisé (c'est-à-dire chaque incrément du hyétogramme est multiplié par un facteur constant).

12.3.2 Pluies de projet synthétiques

Les courbes IDF (annexe 12.8.1) sont souvent utilisées pour construire, suivant le contexte d'analyse, une « pluie bloc » de projet ou un hyétogramme synthétique de projet. Les pluies de projet synthétiques peuvent être construites sur la base de diverses autres méthodes telles que celles de Desbordes (1984) ou celles de Cordery et Pilgrim (1984).

« Pluie bloc » de projet

La pluie bloc, aussi dénommée « pluie de projet uniforme » est décrite par un créneau dont l'intensité, constante dans le temps, est égale à l'intensité moyenne sur la durée de la pluie.

La durée retenue pour cette pluie est la durée critique pour l'hydrosystème considéré. Pour l'estimation d'un débit de crue, cette durée est souvent, mais pas toujours, égale au temps de concentration du bassin versant correspondant (chap. 9). Pour le dimensionnement d'un bassin de rétention des eaux pluviales, cette durée critique dépend entre autres choses de son débit de vidange possible (cf. Chocat, 1997).

L'intensité moyenne cherchée, pour cette durée critique, est l'intensité moyenne maximale obtenue, pour la période de retour de projet retenue, sur la base de la courbe IDF pertinente pour le site considéré (courbe IDF du site ou de la région).

Hyétogrammes de projet dérivés des courbes IDF

Différentes méthodes ont été proposées pour dériver un hyétogramme de projet sur la base des courbes IDF pertinentes pour le site considéré.

Une première méthode consiste à appliquer à une pluie bloc donnée une structure temporelle déterminée par ailleurs. L'intensité moyenne de la pluie bloc est obtenue sur la base de la méthode présentée dans le paragraphe précédent. La structure temporelle est choisie parmi différents profils de pluies adimensionnels établis pour la région (annexe 12.8.3). Ces profils peuvent être les profils types de certains événements observés sur la région ou correspondre plus simplement à des événements observés particuliers. Ces profils ont généralement la forme d'une courbe adimensionnelle de pluie cumulée ou la forme d'un hyétogramme adimensionnel (cf. Musy et Higy, 2004). Connaissant la pluie bloc (durée, intensité moyenne), l'intensité $i(t)$ de la pluie de projet est obtenue au temps t de la façon suivante :

$$i(t) = i_{\max}(T, D) \cdot r(t / D) \quad (12.2)$$

où $i_{max}(T, D)$ est l'intensité moyenne maximale de la pluie de projet obtenue à l'aide des courbes IDF de la région pour la durée D et pour la période de retour T et où $r(t/D)$ est la valeur de la structure adimensionnelle au temps adimensionnel t/D . Les pluies de projet développées suivant cette méthode ont largement été utilisées par le passé ; les profils types les plus connus sont les structures adimensionnelles développées aux Etats-Unis par le Soil Conservation Service pour des pluies de 6 h et 24 h. Mentionnons que les profils adimensionnels des précipitations dépendent fortement de la nature des précipitations considérées (fig. 12.13). Le profil utilisé pour la pluie de projet doit donc être cohérent avec le profil type des événements critiques pour l'hydrosystème considéré.

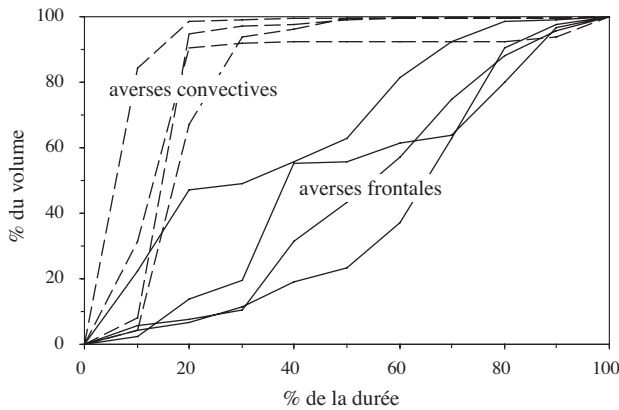


Fig. 12.13 Structures temporelles de diverses averses observées à la station de Payerne (Suisse). Averses convectives de forte intensité et de courte durée observées pendant la période estivale ; épisodes frontaux de très longue durée survenant généralement en période hivernale.

Une deuxième méthode courante conduit à produire un hyétoigramme synthétique monofréquence (encadré 12.6). Différentes structures de hyétoigramme monofréquence peuvent être construites. Elles ne sont pas forcément toutes plausibles. Les structures à retenir devraient l'être suivant les structures types des événements observés d'intérêt pour la région considérée.

Encadré 12.6 Construction d'un hyétoigramme synthétique monofréquence

La courbe IDF pour la période de retour retenue permet d'abord d'estimer les intensités moyennes maximales $i_1, i_2, \dots, i_k, \dots, i_n$ pour différentes durées d_k avec $d_k = k \cdot \Delta t$ où Δt est le pas de temps retenu pour la description de la pluie de projet. Les hauteurs précipitées $h_1, h_2, \dots, h_n$ sur le premier, le second et le $n^{\text{ème}}$ pas de temps du hyétoigramme sont ensuite tour à tour estimées de façon à ce que les intensités moyennes maximales du hyétoigramme sur k pas de temps consécutifs soient égales aux intensités $i_1, i_2, \dots, i_k, \dots, i_n$. Les équations suivantes sont successivement utilisées à cet effet :

$$h_1 = i_1 \times \Delta t \tag{12.3}$$

$$h_1 + h_2 = i_2 \times 2 \cdot \Delta t \quad \text{d'où} \quad h_2 = i_2 \times 2 \cdot \Delta t - h_1 \tag{12.4}$$

$$h_1 + h_2 + h_3 = i_3 \times 3 \cdot \Delta t \quad \text{d'où} \quad h_3 = i_3 \times 3 \cdot \Delta t - (h_1 + h_2) \quad (12.5)$$

etc.

où h_k est la hauteur précipitée sur le $k^{\text{ème}}$ pas de temps et où i_k est l'intensité moyenne maximale de période de retour T pour une durée $k \cdot \Delta t$ donnée par la courbe IDF appropriée : $i_k = i_{\max}(k \cdot \Delta t, T)$. La structure finale de l'averse est finalement obtenue par une réorganisation temporelle appropriée des hauteurs $h_1, h_2, \dots, h_n$. Les hauteurs sont à cet effet positionnées successivement par ordre décroissant autour du corps de pluie progressivement construit. Par exemple, elles peuvent être positionnées alternativement à droite puis à gauche autour de la hauteur maximum h_1 . D'autres arrangements sont évidemment possibles conduisant à des structures de pluies dissymétriques (fig. 12.14).

La pluie dite de « Chicago » (Keifer et Chu, 1957; Chow *et al.*, 1988) est un hyéto-gramme synthétique monofréquence qui présente la particularité d'être décrit non pas de façon discrète comme ci-dessus mais de façon continue. L'expression de l'intensité $i(t)$ est dérivée d'une expression analytique des IDF de type Talbot. Elle fait intervenir un paramètre qui exprime le degré d'asymétrie du hyéto-gramme de projet. Ce paramètre est supposé fonction de la région considérée.

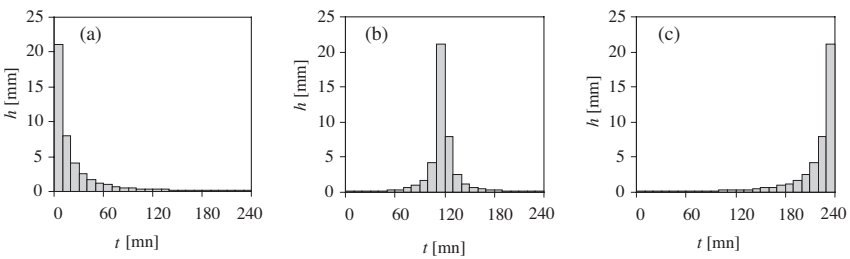


Fig. 12.14 Trois structures de pluies synthétiques monofréquence obtenues sur la base de la même courbe IDF. (a) structure retardée, (b) structure centrée, (c) structure avancée.

12.3.3 Précipitations Maximales Probables

L'expression « Précipitation Maximale Probable » (PMP) est universellement admise pour qualifier une quantité de précipitations proche de la limite physique supérieure des précipitations pouvant tomber sur une zone géographique donnée pendant une durée donnée (WMO, 1986). Les expressions « précipitation maximale possible » et « pluie extrême » sont utilisées avec à peu près la même signification. Dans les régions nordiques, où les crues les plus importantes sont produites par la fonte des neiges, la PMP est souvent associée à l'accumulation maximale probable de neige sur les bassins (WMO, 1986).

Etant donné la complexité des processus mis en jeu dans la production des précipitations, les méthodes courantes de dérivation des PMPs se basent principalement sur la maximalisation des variables météorologiques clés qui gouvernent les précipitations (cf. humidité, température, tension de vapeur saturante de l'air, orientation et vitesse du vent, phénomènes convectifs et orographiques). Pour une région et une durée données, une PMP est généralement estimée pour chacune des situations météorologiques potentiellement observables au cours des différentes saisons de l'année

(cf. PMPs résultant de flux d'air provenant respectivement des 8 quadrants). La hauteur précipitée la plus importante des hauteurs estimées pour cet ensemble de configurations météorologiques est ensuite retenue comme PMP pour la zone géographique considérée.

Une description synthétique de ces méthodes est fournie au chapitre 29-4 de la publication de l'OMM (WMO, 1986). Les précipitations locales maximales enregistrées à la surface du globe, présentées aussi dans cette publication, peuvent s'avérer utiles pour vérifier la plausibilité des PMPs estimées par ailleurs. Elles sont présentées, en fonction de la durée considérée, dans la figure 12.15.

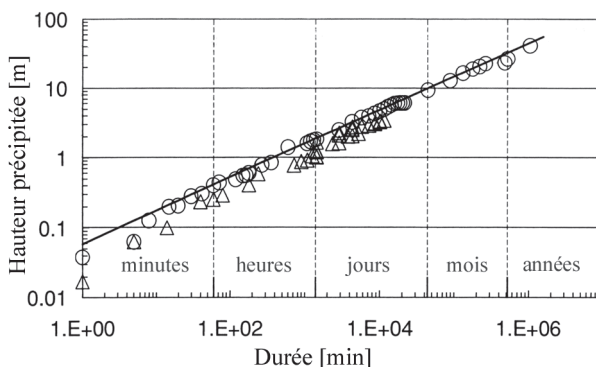


Fig. 12.15 Hauteurs des précipitations maximales observées pour différentes durées. L'équation de la « courbe enveloppe » supérieure est : $P = 0,0584 D^{0,48}$ avec P en [m] et D en [min] (adaptée de WMO, 1986).

Les PMPs sont particulièrement utilisées dans les pays anglo-saxons (pour le dimensionnement des grands barrages) où les instituts météorologiques nationaux publient des atlas ou des cartes de PMPs pour différentes durées de pluie.

Hormis le fait que leur estimation est incertaine, l'inconvénient majeur des PMPs est que leur probabilité de dépassement est inconnue. Enfin, l'information relative aux PMPs est souvent synthétisée à l'échelle d'une région sous la forme d'une carte exprimant en chaque point du territoire la PMP. Cette information est en pratique inutilisable car la PMP estimée en un point donné ne provient pas nécessairement de la même situation météorologique que la PMP estimée pour un point voisin. Or, toute application hydrologique nécessite un scénario pluviométrique cohérent à l'échelle du bassin versant. Cette limitation est particulièrement importante dans les régions à orographie marquée.

12.3.4 Pluies de projet spatiales

Pour la majorité des applications hydrologiques, la taille du bassin versant n'est pas suffisamment petite pour que la pluie de bassin puisse être supposée égale à une pluie ponctuelle de projet estimée par ailleurs. En effet, les lames précipitées moyennes maximales affectant une surface donnée décroissent, toutes choses étant égales par ailleurs, avec la superficie de cette surface. De plus, les précipitations critiques peuvent présenter à l'échelle d'un bassin versant différentes structures spatiales types. La

prise en compte de cette dimension spatiale complexifie la détermination d'une pluie de projet.

Différentes approches sont possibles pour construire des pluies de projet spatiales. Leurs principes respectifs sont semblables à ceux utilisés dans les méthodes permettant d'attribuer une structure temporelle à une pluie de projet ponctuelle.

Lorsque la pluie de projet est un événement historique, la structure spatiale retenue est simplement la structure observée. S'il est possible de disposer de courbes IDF-Surface pour la région (annexe 12.8.1), la sévérité de l'événement peut être estimée en positionnant la pluie observée sur ces courbes, suivant le même principe que celui exposé dans le paragraphe 12.3.1. Cette sévérité peut être représentée de façon synthétique par le biais d'un diagramme indiquant la période de retour de l'intensité moyenne maximale observée au cours de l'événement en fonction de la durée et de la surface d'intégration considérées pour le calcul de cette intensité (fig. 12.16). Une période de retour moyenne de l'événement peut être in fine grossièrement estimée en considérant les périodes de retour obtenues pour les surfaces voisines de celle du système hydrologique d'intérêt et pour les durées voisines de la durée critique des précipitations pour ce système.

Lorsqu'il est possible de se contenter d'une pluie bloc spatiale (c'est-à-dire pluie uniforme dans le temps et dans l'espace sur la durée et la surface considérées), la lame précipitée moyenne maximale cherchée est obtenue en utilisant, si elles existent, les courbes IDF-Surface de la région ou en appliquant un coefficient d'abattement spatial à l'intensité ponctuelle obtenue sur la base des IDF régionales (fig. 12.17). Ce coefficient, parfois aussi nommé coefficient d'épicentrage, a souvent l'expression suivante :

$$a(S) = 1 / (a + S)^b \quad (12.6)$$

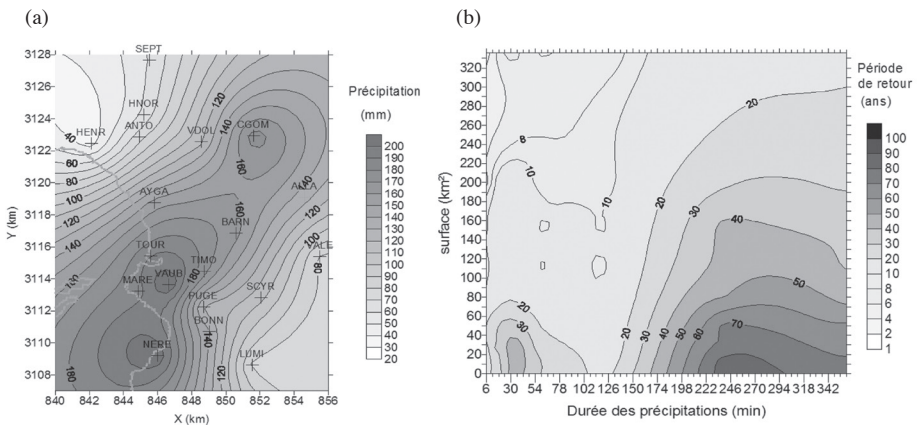


Fig. 12.16 Périodes de retour des intensités moyennes maximales de l'événement pluviométrique observé sur la région de Marseille le 19 Septembre 2000 (d'après Ramos *et al.*, 2005). (a) Cartographie obtenue par krigage de la hauteur totale précipitée au cours de l'événement (le trait clair indique la limite terre-mer); (b) Diagramme de sévérité de l'événement présentant la période de retour de l'intensité moyenne maximale observée au cours de l'événement en fonction de la durée et de la superficie de la surface d'intégration. Période de retour estimée de l'événement : 10 ans pour une surface de 10 × 10 km² et une durée d'intégration d'une heure, 100 ans pour une surface de 10 km² et une durée de 3 heures.

où a est le coefficient d'abattement, S la superficie du bassin et où a et b sont deux paramètres estimés sur la base des observations pluviométriques disponibles pour la région considérée.

Une pluie spatiale synthétique peut aussi être produite sur la base des IDF-Surface de la région. Différentes approches sont possibles. Leurs principes sont les mêmes que ceux présentés précédemment pour la construction de hyétogrammes synthétiques ponctuels. La première approche consiste à appliquer à une pluie bloc spatiale une structure spatiale et une structure temporelle types déduites des observations. La seconde approche conduit à produire une pluie de projet synthétique monofréquence. Elle consiste à déduire des courbes IDF-Surface les lames précipitées moyennes maximales pour différentes surfaces de superficies croissantes. La structure spatiale est obtenue ensuite par différences successives sur le même principe que celui exposé précédemment pour la construction des hyétogrammes synthétiques monofréquence ponctuels (encadré 12.6). Une forme type simple, s'approchant au mieux de la forme jugée représentative des précipitations critiques pour le bassin considéré, est généralement utilisée à cet effet (cf. forme circulaire ou forme ellipsoïde avec une orientation choisie).

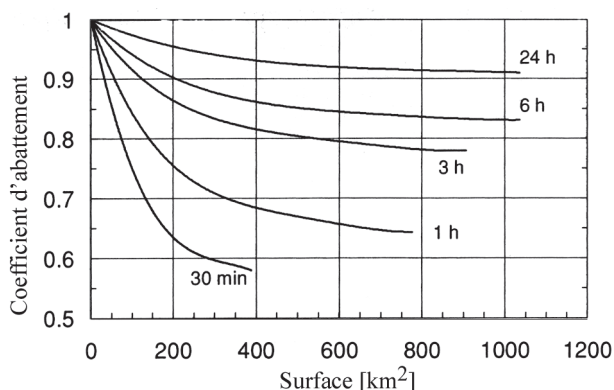


Fig. 12.17 Coefficient d'abattement pour passer d'une pluie ponctuelle à une pluie spatiale (d'après WMO, 1994).

12.4 LA GÉNÉRATION DE SCÉNARIOS MÉTÉOROLOGIQUES

Les études hydrologiques actuelles nécessitent de plus en plus de pouvoir simuler le comportement hydrologique des hydrosystèmes en continu sur de longues périodes de temps comprenant toute la variabilité des sollicitations météorologiques. Une gestion optimale de la ressource en eau nécessite en effet de pouvoir considérer les événements hydrologiques de tous les jours au même titre que les événements exceptionnels.

L'information météorologique nécessaire à ces analyses comprend bien entendu la pluviométrie, mais aussi les autres variables météorologiques qui conditionnent les flux hydriques et énergétiques à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (cf. vitesse du vent, rayonnement net, température, humidité relative de l'air). Les séries temporelles

observées de ces différentes variables – sur et/ou à proximité de l’hydrosystème considéré – constituent des séries temporelles de projet de premier choix. Elles sont cependant parfois insuffisamment longues pour pouvoir appréhender la variabilité hydrologique du système étudié induite par la variabilité des sollicitations météorologiques. Elles peuvent aussi, tout simplement, ne pas exister.

Les séries temporelles requises pour les analyses hydrologiques sont ainsi de plus en plus générées à l’aide de modèles spécifiques, souvent dénommés générateurs de temps. Le développement de ces modèles constitue un axe de recherche actuel important pour les hydrologues. Ces modèles sont multiples et variés. Ils ont généralement été développés pour un objectif et un contexte hydro-météorologique spécifiques. À l’image des modèles hydrologiques, ils n’ont donc pas la prétention ni la capacité de l’universalité.

12.4.1 Approches possibles

Les générateurs de variables météorologiques devraient pouvoir générer toutes les variables météorologiques nécessaires au modèle hydrologique visé (e.g Richardson, 1981 ; Semenov *et al.*, 1998 ; Lafaysse *et al.*, 2014). Parmi les variables clés à générer, les précipitations sont celles dont la génération présente le plus de difficultés. Si la génération d’autres variables est parfois évoquée par la suite, l’objectif de cette section est d’abord de présenter quelques approches permettant la génération de scénarios pluviométriques. Trois types de générateurs, de complexité croissante, peuvent être distingués :

- les générateurs mono-site permettant de générer des séries temporelles de précipitations en une unique station pluviométrique ;
- les générateurs multi-sites permettant de générer des séries temporelles concomitantes de précipitations en 2 stations pluviométriques ou plus ;
- les générateurs spatio-temporels permettant de générer les précipitations en chaque point du domaine spatial et temporel considéré.

La génération de scénarios pluviométriques ne nécessite pas forcément une connaissance et une description fine des mécanismes à l’origine de la formation et de la dynamique des événements pluvieux. Elle se base, la majeure partie du temps, sur une description simple, empirique ou conceptualisée, de la dynamique observée de ces événements. Les données idéales pour cette modélisation sont celles des réseaux d’observations combinant stations au sol conventionnelles et radars météorologiques (chap. 2). Les réseaux EPSAT-Niger (Lebel *et al.*, 1992), OHMCV (Delrieu *et al.*, 2005) et HYDREX (Wheater *et al.*, 2000) sont des exemples connus de ce type de réseau. Ces réseaux idéaux, souvent mis en place dans le cadre de vastes programmes de recherche nationaux, voire internationaux, sont évidemment extrêmement rares et ne peuvent donc pas constituer la base de développement courante des générateurs des variables météorologiques. La plupart des générateurs sont donc développés sur la base des seules observations effectuées en un nombre discret de stations pluviométriques. Dans ce contexte, la dynamique spatiale des précipitations ne peut évidemment pas être reproduite puisqu’elle est inconnue. La grande majorité des générateurs se limitent donc à une génération mono- ou multi-sites, c’est-à-dire à la génération de séries temporelles de précipitations à la station ou en chacune des stations où il est possible de disposer d’observations.

Les générateurs de temps sont, pour la grande majorité, stochastiques. Ils considèrent les observations des variables atmosphériques d'intérêt comme le résultat d'un processus aléatoire. La description, nécessairement statistique et simplifiée, de ce processus permet de générer, par simulation Monte-Carlo, différentes réalisations de ces variables. La structure et la paramétrisation des générateurs de temps sont optimisées de façon à ce que les séries temporelles générées reproduisent au mieux certaines caractéristiques statistiques clés des variables observées (encadré 12.1). Certains générateurs de temps sont parfois aussi utilisés, après calage sur la situation climatique courante, pour générer des scénarios météorologiques dans un contexte de climat perturbé (sect. 12.5).

Les paragraphes suivants ainsi que diverses annexes de ce chapitre présentent les principales approches permettant la génération multi-sites et spatio-temporelle des précipitations. Le développement de ces approches connaît un essor important depuis la fin du XX^e siècle. Elles sont très variables dans leurs concepts et leur complexité. Les générateurs multi-sites tendent, pour la plupart, à généraliser les approches mono-site, dont le développement remonte pour certaines au milieu des années 1980. Les générateurs mono-site ne seront donc pas décrits spécifiquement. Pour plus d'information sur ces modèles, le lecteur pourra se référer aux publications de Wilks (2012) et de Hingray *et al.*, (2013).

12.4.2 Génération multi-sites de séries de précipitation

Les générateurs multi-sites sont des modèles empiriques ou conceptuels. Les générateurs qui nécessitent l'estimation de divers paramètres sont dits paramétriques, les autres non paramétriques. Les générateurs multi-sites les plus récents sont conditionnés à la circulation atmosphérique synoptique du jour courant. Ils sont développés pour la génération de séries temporelles de précipitation à un pas de temps choisi (cf. mensuel, journalier, infra-journalier).

Les principaux défis de la génération multi-sites sont : 1) la reproduction en chaque station du processus d'occurrence des précipitations, c'est-à-dire la simulation d'une succession de séquences pluvieuses et de séquences non pluvieuses dont les caractéristiques statistiques (durées) soient les mêmes que celles des séquences observées, 2) la simulation de hauteurs précipitées qui reproduisent en chaque station les distributions statistiques des hauteurs précipitées observées et surtout, 3) la reproduction des corrélations spatiales et temporelles entre les séries pluviométriques observées aux différentes stations (occurrences, hauteurs précipitées).

Quel que soit le générateur multi-sites retenu, l'information pluviométrique est générée ponctuellement en différents sites du domaine considéré. Pour les applications hydrologiques visées in fine, une spatialisation de ces données ponctuelles doit donc toujours être entreprise de façon à produire les données spatiales nécessaires aux modèles hydrologiques utilisés ultérieurement. Les difficultés liées à cette spatialisation sont les mêmes que celles évoquées pour l'interpolation spatiale des données (chap. 2).

Générateurs paramétriques empiriques

Si de nombreux modèles paramétriques empiriques ont été développés pour la génération mono-site de séries temporelles de précipitations (cf. Richardson, 1981 ; Johnson *et al.*, 1996 ; Onof *et al.*, 2000), l'élaboration de ce type de modèles pour la génération

multi-sites est plutôt problématique. La principale difficulté est liée à la reproduction des corrélations entre stations.

Les générateurs paramétriques empiriques sont majoritairement basés sur une simulation en deux étapes, conduisant d'abord à simuler l'occurrence des précipitations en chacune des stations puis à générer la hauteur précipitée si occurrence (cf. Bardossy et Plate, 1992 ; Wilks, 1998 ; Hughes *et al.*, 1999). Ces modèles fonctionnent à des pas de temps supérieurs ou égaux à la journée. Ils ne sont généralement pas adaptés pour des pas de temps inférieurs.

En chaque station, l'occurrence est par exemple souvent générée sur la base d'une variable aléatoire uniforme dont la réalisation est comparée à la probabilité d'occurrence que le jour soit, pour cette station, pluvieux ou non pluvieux. Cette probabilité d'occurrence est conditionnée par l'état du jour précédent (cf. Wilks, 1998), parfois également par l'état de la circulation atmosphérique pour le jour courant (cf. Hughes *et al.*, 1999) ou encore, par l'état d'un indice de circulation à basse fréquence (cf. indices mensuels tels que l'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAOI) dans Wilby, 1998 et Katz *et al.*, 2003). Le résultat de cette génération est la production d'une série temporelle d'occurrences indiquant, en chaque station, les pas de temps pluvieux et les pas de temps non pluvieux.

Pour les pas de temps pluvieux, la hauteur de pluie est générée par une variable aléatoire tirée dans une fonction de distribution statistique appropriée (cf. distribution gamma, exponentielle mixte). Le résultat de cette génération est la production, en chaque station, d'une série temporelle de hauteurs précipitées au pas de temps choisi pour la génération.

La corrélation inter-stations, de l'occurrence d'une part et des hauteurs précipitées d'autre part, est souvent obtenue par le biais de variables aléatoires pilotes gaussiennes multi-variées et corrélées (cf. Wilks, 1998). Elle est aussi pour partie induite par le conditionnement sur l'information synoptique, si cette information est utilisée dans le processus de génération (cf. Mezghani et Hingray, 2009). Les principes de ce type de modèles sont décrits de façon plus détaillée dans l'annexe 12.8.4.

Générateurs paramétriques à pulses rectangulaires

Le principe des générateurs paramétriques à pulses rectangulaires est de générer une série d'averses sous l'hypothèse que celles-ci sont composées d'une juxtaposition de cellules pluvieuses superposées (fig. 12.18). Les modèles multi-sites connus de ce type sont les modèles dérivés des Modèles mono-site à Pulses Rectangulaires de Neyman-Scott et de Bartlett-Lewis, d'acronymes respectifs NSRPM et BLRPM.

En une station donnée, l'occurrence des averses de même que l'occurrence et les autres caractéristiques des cellules qui y sont associées (durée, hauteur) sont générées suivant des lois statistiques appropriées. Les cellules ont la forme de pluies blocs, d'où le nom des modèles.

La génération multi-sites est avec cette approche rapidement complexe et pose des problèmes variés et difficiles à résoudre. La principale difficulté consiste à déterminer un processus de génération des cellules pluvieuses permettant de reproduire les corrélations spatiales entre stations. Les diverses stratégies actuelles consistent à conditionner la génération des cellules pluvieuses en chacune des stations à un processus maître qui décrit pour la région considérée le processus d'occurrence des averses (fig. 12.19). Le principe de certaines de ces stratégies est abordé dans l'annexe 12.8.5. Une revue plus complète des modèles correspondants ainsi que des méthodes d'estimation des paramètres associés est proposée par Onof *et al.*, 2000.

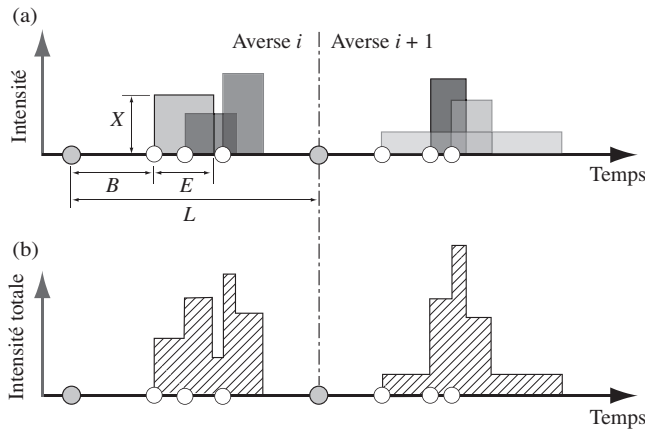


Fig. 12.18 Principe d'un générateur mono-site à pulses rectangulaires pour la génération d'une chronique de précipitations. (a) averses et cellules générées au sein des averses ; (b) chronique des intensités de pluie résultant de l'intégration des intensités obtenues pour les différentes cellules générées. Les différentes variables aléatoires utilisées pour la génération des averses et des cellules sont : L : durée entre l'origine des averses, B : position de la cellule au sein de l'averse, E : durée de la cellule, X : intensité de la cellule, C : nombre de cellules au sein de l'averse.

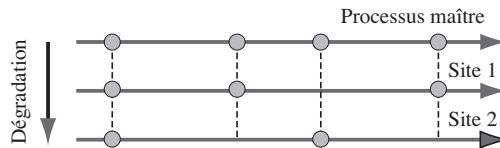


Fig. 12.19 Principe partiel d'un générateur multi-sites à pulses rectangulaires. Processus stochastique maître pour la génération de l'occurrence des averses sur la région et processus de dégradation pour la génération de l'occurrence des averses en deux sites de la région.

Générateurs non paramétriques

Il existe différents types de générateurs non paramétriques. Dans tous les cas, la philosophie de la méthode de génération est basée sur le concept, déjà évoqué précédemment, de « mêmes causes, mêmes effets ». Si pour une journée donnée les causes sont connues, il est possible d'estimer les effets correspondants en allant identifier dans l'historique les situations observées qui ont présenté des causes similaires.

Dans le présent contexte, les « effets » à rechercher sont la hauteur des précipitations en chacune des stations pour lesquelles des données observées sont disponibles sur la période historique considérée. Ces effets peuvent aussi inclure différentes autres variables météorologiques, telles que les températures ou l'ensoleillement, également observées en ces stations sur la période historique (cf. Wojcik *et al.*, 2000 ; Lafaysse *et al.*, 2014).

Les « causes » prises en considération pour expliquer ces effets sont différentes suivant les modèles. Buishand et Brandsma (2001), par exemple, considèrent que les causes sont liées à la situation météorologique régionale du jour J qui précède le jour $J+1$ pour lequel les variables locales doivent être générées. La situation du jour J est

décrite par la précipitation et la température régionale de ce jour – estimées sur la base des précipitations et températures locales générées dans une étape précédente pour ce jour. Les causes peuvent aussi être définies par la circulation atmosphérique synoptique du jour courant (cf. Wojcik *et al.*, 2000). Dans ce deuxième cas, l'hypothèse de la méthode est que deux situations atmosphériques proches à l'échelle synoptique conduisent, à une incertitude près, à la même situation météorologique locale en terme de précipitations aux différentes stations (§ 12.1.4).

Dans tous les cas, ce type de générateur nécessite de définir : 1) les variables à utiliser pour décrire et comparer les situations causales (cf. les altitudes géopotentielles à un certain niveau de pression) et 2) les mesures de proximité à utiliser pour l'identification des k -situations causales les plus proches vis-à-vis de la variable météorologique locale cible (cf. la précipitation en différentes stations du bassin).

La génération pour les différents jours d'une période donnée se fait progressivement suivant le principe décrit ci-après. Supposons que le processus de génération ait été appliqué de façon à générer, au pas de temps journalier, un scénario pluviométrique pour les N premiers jours d'une période de génération donnée. Supposons que les données nécessaires à la description de la situation causale du $N + 1^{\text{ème}}$ jour soient disponibles. Pour le $N + 1^{\text{ème}}$ jour, le processus de génération consiste alors : 1) à identifier dans l'historique les k -situations causales les plus proches, 2) à affecter une probabilité d'occurrence à chacune de ces situations, cette probabilité étant par exemple déterminée par une fonction décroissante de sa proximité avec le $N + 1^{\text{ème}}$ jour et 3) à sélectionner, par tirage aléatoire, l'une de ces k situations. Toutes les variables locales de la situation causale ainsi sélectionnée sont finalement utilisées comme scénario multi-sites pour ce $N + 1^{\text{ème}}$ jour.

Dans le cas où la situation causale prise en compte est la situation atmosphérique à l'échelle synoptique, différentes variables et critères d'analogie possibles sont indiqués dans l'encadré 12.2 et le paragraphe 12.2.2. Les séries de données nécessaires à la détermination des variables d'analogie peuvent être extraites des données de réanalyses météorologiques (cf. Boé, 2007 ; Mezghani et Hingray, 2009). Elles peuvent être aussi extraites des sorties d'« expériences climatiques » produites par un modèle physique de l'atmosphère (cf. Zorita et von Storch, 1999).

Si la situation causale est supposée liée à la circulation atmosphérique, la génération peut couvrir la période couverte par les réanalyses météorologiques disponibles ou par l'« expérience climatique ». Si les causes sont uniquement liées aux variables générées pour les jours précédents le jour courant, la génération peut couvrir une période de durée infinie. Dans tous les cas, la nature stochastique de la génération permet de générer autant de séries temporelles que souhaitées (Lafaysse *et al.*, 2014). Cependant, pour ne pas reproduire à l'identique la chronologie observée des variables météorologiques locales, il est nécessaire que le nombre k de situations similaires parmi lesquelles est retenue, à chaque pas de temps, la situation analogue, soit supérieur ou égal à 2.

Dès lors que les réglages de la méthode sont effectués, sa mise en œuvre pour la génération de scénarios est facile. L'avantage principal de la méthode est qu'il est possible : 1) de simuler tout ou partie des variables météorologiques locales disponibles dans l'historique (cf. précipitations, températures, insolation) et 2) de fournir des scénarios météorologiques locaux consistants (c'est-à-dire préservant au sein d'une journée les structures spatiales et temporelles de ces variables ainsi que les corrélations entre ces variables) (e.g. Chardon *et al.*, 2014). Les variables locales générées peuvent

de plus être à une résolution temporelle inférieure à celle de la génération (la génération étant souvent effectuée au pas de temps journalier).

La méthode présente aussi diverses limitations. Elle ne permet pas de produire des configurations météorologiques autres que celles déjà observées. Elle suppose aussi que les causes et leurs effets aient été observés simultanément sur une période historique suffisamment longue.

12.4.3 Générateurs spatio-temporels de précipitations

Les générateurs spatio-temporels de précipitations sont beaucoup moins populaires que les générateurs multi-sites. D'une part, ils sont d'accès et de mise en œuvre complexe. D'autre part, l'estimation de leurs nombreux paramètres est souvent source de difficultés majeures d'autant que les données nécessaires à leur calibration (imagerie radar + séries pluviométriques mesurées aux stations conventionnelles) sont rarement disponibles. Certains de ces générateurs sont mentionnés pour mémoire dans l'annexe 12.8.5 (modèles paramétriques basés sur des groupements de cellules) et l'annexe 12.8.6 (modèles paramétriques forcés par des champs gaussiens, modèles physiques de l'atmosphère).

12.4.4 Problématiques clés liées à la génération de scénarios

Désagrégation temporelle et/ou spatiale

Dans de nombreuses situations, les scénarios météorologiques produits par un modèle donné ne sont pas aux échelles spatiales et/ou temporelles requises pour la simulation du comportement hydrologique des hydrosystèmes d'intérêt. Par exemple, les analyses hydrologiques en milieu urbain nécessitent généralement des séries temporelles à pas de temps fin (10 min ou moins) alors que seules des séries horaires sont disponibles. C'est aussi souvent le cas lorsque des séries temporelles de lames précipitées sont générées à l'échelle d'un bassin versant alors que la variabilité spatiale des précipitations y est connue pour avoir un effet important sur sa réponse hydrologique (Marty *et al.*, 2012).

Les modèles qui permettent de produire des données à résolution fine sur la base des données à résolution grossière sont des modèles dits de « désagrégation ». Les modèles peuvent être distingués en modèles de désagrégation temporelle, désagrégation spatiale ou encore désagrégation spatio-temporelle. Pour chaque type de désagrégation, de multiples approches sont de nouveau possibles. Les premières sont non paramétriques. Elles fonctionnent sur les mêmes principes que les modèles des analogues et des k -plus proches voisins évoqués dans les paragraphes 12.2.2 et 12.4.2 – une situation voisine de la situation pour laquelle la désagrégation est nécessaire est sélectionnée parmi les k -plus proches situations historiques, préalablement identifiées sur la base d'un critère de similarité choisi. La désagrégation de la variable d'intérêt consiste ensuite simplement à lui appliquer la structure de la situation sélectionnée (structure spatiale et/ou temporelle). Les k -plus proches situations sont parfois aussi identifiées parmi des situations générées par ailleurs à l'aide d'un générateur stochastique approprié (cf. Segond *et al.*, 2006). Les désagrégations non paramétriques sont parfois appelées méthodes des fragments (Wojcik et Buishand, 2003). Leur domaine d'application dépasse le cadre de la seule désagrégation des précipitations. Une méthode de ce type a été par exemple utilisée par Mezghani et Hingray (2009) pour

produire des scénarios multi-sites de précipitations et de températures horaires sur la base de précipitations et de températures régionales générées dans une étape précédente à pas de temps journalier.

La désagrégation peut aussi se faire à l'aide de certains modèles multi-sites ou spatio-temporels (cf. désagrégation de lames précipitées par la méthode des bandes tournantes modifiées – Lebel *et al.*, 1998; Vischel, 2006; désagrégation temporelle de données journalières par le modèle à pulses rectangulaire NSRPM – Wheeler *et al.*, 2005).

Une autre approche de désagrégation est basée sur certaines propriétés d'invariance d'échelle des précipitations. Elle a conduit au développement de modèles de désagrégation parcimonieux, ne comportant par exemple que 2 ou 3 paramètres à estimer. Parmi ces modèles, il est intéressant de mentionner les modèles fractals à cascades multiplicatives qui permettent de générer des séries de données possédant ces propriétés d'invariance d'échelle (cf. Over et Gupta, 1996; Deidda *et al.*, 1999; Mouhous, 2003). Le volume de pluie observé dans un certain domaine espace-temps est distribué entre b sous-domaines espace-temps sur la base d'un processus stochastique choisi. Cette opération est répétée pour chacun des sous-domaines et ainsi de suite jusqu'à ce que la résolution spatiale et temporelle finale souhaitée soit atteinte (fig. 12.20). Ces approches sont décrites plus en détail dans l'annexe 12.8.2.



Fig. 12.20 Principe d'un modèle de désagrégation basé sur une cascade multiplicative discrète. Le volume précipité sur le domaine spatial initial est distribué sur b sous-domaines, et ainsi de suite.

Générateurs conditionnés à la circulation atmosphérique

De nombreux auteurs ont mentionné la difficulté voire l'impossibilité de simuler des chroniques de précipitations reproduisant la variabilité inter-annuelle observée (cf. Wilks et Wilby, 1999; Srikanthan et McMahon, 2001; Wilby *et al.*, 2002). Or, pour une analyse hydrologique pertinente, la reproduction de cette variabilité est indispensable. Il est par exemple nécessaire de pouvoir générer les longues périodes d'années sèches, respectivement humides.

Les générateurs de temps conditionnés à la circulation atmosphérique, encore appelés modèles de descente d'échelle statistique, permettent de répondre en partie à ce défi. Suivant les options de modélisation retenues, le conditionnement conduit aux différents types de générateurs suivants :

- Les modèles paramétriques (§ 12.4.2) dont les paramètres sont estimés de façon différenciée pour chacun des n types de temps préalablement identifiés pour la région. La génération consiste alors pour chaque jour de la période considérée à : 1) identifier le type de temps le plus proche de la circulation atmosphérique du jour, et 2) à générer pour ce jour les variables météorologiques locales souhaitées avec la paramétrisation du générateur optimisée pour ce type de temps. Le générateur de Bardossy et Plate (1992) est un modèle de ce type.

- Les modèles non paramétriques des k -plus proches voisins (§ 12.4.2) où la similarité entre le jour courant et les jours de l'historique est définie par l'intermédiaire des champs de diverses variables atmosphériques à l'échelle synoptique ou par l'intermédiaire d'indices de circulation atmosphérique dérivés de ces champs. Le générateur de Wojcik *et al.* (2000) est un modèle de ce type.

- Les modèles paramétriques basés sur des fonctions dites de transfert exprimant les variables à expliquer (cf. probabilité d'occurrence des précipitations, espérance de la hauteur précipitée si précipitation,...) comme une fonction non-linéaire d'indices de circulation atmosphérique appropriés. Les fonctions de transfert généralement utilisées sont les modèles linéaires généralisés. Le générateur de Bellone *et al.* (2000) est un modèle de ce type (annexe 12.8.4).

De nombreux modèles dérivent par ailleurs aussi d'approches combinées. Pour ces différentes approches, l'information temporelle nécessaire au conditionnement du générateur (champs des variables atmosphériques, indices de circulation atmosphériques) est extraite de réanalyses météorologiques (cf. réanalyses NCEP ou ERA40 ; chap. 2) ou d'expériences climatiques produites par des modèles de circulation générale (§ 12.5.3). Du fait de la nature non-univoque de la relation d'échelle entre variables atmosphériques à l'échelle synoptique et variables météorologiques locales, les modèles de descente d'échelle sont généralement stochastiques. Par exemple, si le modèle est de type « fonction de transfert », une perturbation aléatoire est souvent appliquée à l'estimation de la hauteur précipitée obtenue sur la base des variables explicatives synoptiques (cf. Mezghani et Hingray, 2009).

Les modèles de descente d'échelle offrent divers avantages. Comme leurs paramétrisations ne nécessitent pas forcément d'être adaptées pour les différents types d'événements pluviométriques observables sur la région d'intérêt, ils sont de fait, comparativement aux approches non-conditionnées, relativement parcimonieux. Ils permettent par ailleurs : 1) de générer une certaine variabilité saisonnière et inter-annuelle – liée à celle des variables atmosphériques synoptiques considérées, et surtout 2) d'induire une certaine corrélation spatiale et temporelle entre les variables générées même si cette corrélation n'est pas explicitement décrite dans le modèle de simulation (cf. Qian *et al.*, 2002). Pour ces deux aspects importants de la génération, leur performance est toujours supérieure à celle des générateurs non-conditionnés. Enfin, ils constituent l'approche la plus intéressante aujourd'hui pour générer des scénarios météorologiques pour un contexte de climat perturbé (§ 12.5.3).

12.5 SCÉNARIOS MÉTÉOROLOGIQUES SOUS SCÉNARIOS DE CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Le changement climatique global en cours, lié pour partie à l'augmentation des gaz à effet de serre résultant des activités humaines, conduit déjà et conduira à une modification significative des climats régionaux. La possibilité d'anticiper les changements qui en résulteront sur le comportement hydrologique des hydrosystèmes, et par suite sur la ressource en eau et les risques associés, est une nécessité, ceci pour anticiper les adaptations inévitables et nécessaires que devront envisager nos sociétés. Estimer l'impact hydrologique des changements climatiques attendus nécessite alors d'avoir à

disposition des scénarios météorologiques adaptés aux échelles d'espace et de temps des régions, des bassins versants et des systèmes hydrologiques considérés.

A l'heure actuelle, la plupart des scénarios météorologiques établis pour le futur, et utilisés à des fins d'étude d'impact, sont élaborés sur la base des sorties de modèles climatiques à l'aide de modèles spécifiques. Ce chapitre tente d'en présenter les principaux aspects. Pour mémoire, les résultats des milliers de travaux scientifiques réalisés chaque année sont synthétisés régulièrement dans plusieurs rapports coordonnés par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC)⁵. Le 5^e rapport du GIEC, publié en 2013/2014 synthétise les travaux réalisés depuis 2007 (v. <https://www.ipcc.ch/report/ar5/>). Une compilation en français est accessible sur <http://leclimatchange.fr/>.

12.5.1 Rappels et définitions

Selon le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (c'est-à-dire le GIEC ou IPCC en anglais de *Intergovernmental Panel on Climate Change*) un scénario climatique est : « une représentation plausible et souvent simplifiée du climat futur, fondée sur un ensemble cohérent de relations climatologiques et établie expressément pour déterminer les conséquences possibles des changements climatiques dus à des facteurs anthropiques, qui sert souvent à alimenter les modèles d'impact ». Un scénario de changement climatique correspond à la différence entre un scénario climatique, pour une période future donnée, et le climat actuel simulé, pour une période de référence donnée (IPCC, 2001). Les périodes comparées couvrent classiquement chacune une durée de 30 ou 20 ans. La période de référence est variable. C'est par exemple la période 1960-1990, parfois considérée comme stationnaire pour certaines variables météorologiques, ou la période la plus récente disponible dans les simulations historiques (e.g. 1980-2000 pour les simulations historiques du projet (CMIP5)).

12.5.2 Scénarios d'émission et modèles climatiques

A l'échelle du globe, les scénarios de changement climatique sont produits à l'aide de modèles climatiques globaux (MCGs ou GCMs en anglais de *Global Climate Model*). Ces modèles numériques décrivent, de façon plus ou moins complète et plus ou moins simplifiée, les processus connus pour influencer les climats, à savoir les processus atmosphériques, océaniques, biologiques, géochimiques et les caractéristiques de la surface terrestre (e.g. glaces de mer, surfaces continentales). Ils combinent différents sous-modèles souvent indépendants (cf. modèle atmosphérique, modèle océanique, modèle du cycle du carbone). Une description de ces modèles est fournie par le GIEC (cf. <http://www.ipcc-data.org/>).

Pour un modèle donné, différentes expériences climatiques sont classiquement réalisées. Les expériences effectuées pour le dernier jeu d'expériences CMIP5 sont décrites par Taylor *et al.* (2011). Elles comportent en principe :

⁵ Le GIEC ou IPCC en anglais de *Intergovernmental Panel on Climate Change* a été créé en 1988 par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le Programme pour l'Environnement des Nations Unies (PNUE).

- Une (ou plusieurs) expérience climatique de contrôle : elle consiste à simuler le climat sur une longue période de temps (typiquement 500 ans) pour des conditions de forçage constantes correspondant aux conditions historiques de la période pré-industrielle (avant 1850). Ces conditions incluent typiquement des concentrations de gaz à effet de serre et une occupation des sols prescrites. Ce type d'expérience est utilisé pour évaluer la variabilité climatique non forcée, c'est-à-dire la variabilité climatique résultant de la nature chaotique du climat global, indépendante des forçages anthropiques ou liés à l'activité solaire et/ou volcanique (sect. 12.6.3).

- Une (ou plusieurs) expérience historique : elle consiste à simuler le climat récent (sur la période 1850-2005 pour CMIP5) en utilisant comme conditions de forçage des conditions cohérentes avec les observations. Ces conditions incluent l'évolution de la composition atmosphérique due aux activités anthropiques et volcaniques en particulier (e.g. concentrations de CO₂ ou d'aérosols), les modifications du forçage solaire ou de l'occupation des sols. La simulation historique est en principe utilisée pour estimer la capacité du modèle à reproduire les variations climatiques forcées sur cette période. Les sorties du modèle pour cette période sont comparées à toute une panoplie de données issues d'observations dont, typiquement, les réanalyses météorologiques (réanalyses NCEP ou ERA40 démarrant dans les années 1950, ou réanalyses 20CR et ERA20C couvrant respectivement les périodes 1870-2010/1900-2010 ; cf. chap. 2).

- Une (ou plusieurs) expérience climatique future : elle consiste à simuler l'évolution future du climat actuel, sous le scénario d'émission de gaz à effet de serre et d'aérosols considéré. En 2014, on trouve majoritairement 2 types d'expériences : des expériences de prévisibilité court-terme, qui simulent le climat sur les 10 (v. 30) années à venir et des expériences long-terme qui couvrent la période 2005-2100. Les premières visent à explorer le degré de dépendance du climat futur aux conditions initiales, et à estimer si une meilleure prédiction peut être obtenue en initialisant les modèles avec différentes observations (dont à minima l'état des océans, mais aussi les glaces de mer et les surfaces continentales). Les secondes visent à explorer les tendances à long terme possibles du climat global. Ces expériences sont obtenues pour différents scénarios d'émission standard définis par le GIEC (encadré 12.7).

Il est important de noter que les données obtenues avec un modèle climatique spécifique, pour une expérience climatique donnée (contrôle, historique, future), sont dépendantes des conditions initiales de la simulation. Plusieurs simulations sont donc souvent effectuées pour la même expérience climatique sur la base de conditions initiales différentes : ce sont les « membres » de la simulation dite d'ensemble. Souvent au nombre de 3, les membres sont souvent considérés séparément pour produire plusieurs scénarios (pour le même scénario d'émission et le même modèle climatique). Lorsqu'un ensemble important de ces membres est disponible, la moyenne d'ensemble définit ce qu'il est commun d'appeler la réponse climatique du modèle aux conditions de forçage considérées (e.g. au scénario d'émission lorsque cette réponse est estimée pour une période future donnée). La dispersion des différents membres autour de cette réponse climatique définit la variabilité interne du modèle (fig. 12.21, sect. 12.6.3).

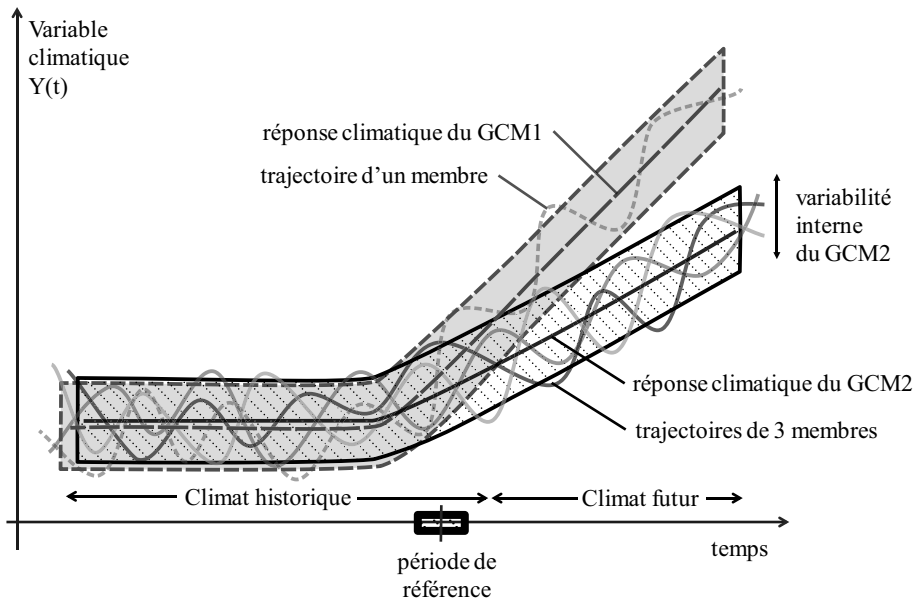


Fig. 12.21 Résultats schématiques de simulation pour différentes expériences climatiques historique+future. Trajectoires obtenues pour les différents membres de deux modèles de climat (1 seul membre pour GCM1, 3 membres pour GCM2). Réponses climatiques et variabilité interne correspondantes pour chaque modèle (adapté de Hingray et Saïd, 2014).

Les jeux de données (cf. différentes variables atmosphériques et variables météorologiques de surface) correspondant à ces deux expériences, contrôle et future, sont souvent accessibles sur des sites Internet spécialisés (cf. <http://www.ipcc-data.org/> et autres sites spécialisés, cf. annexe 2.7.6). Pour certaines variables, les données sont disponibles au pas de temps journalier. Elles peuvent être sinon fournies à un pas de temps mensuel, voire saisonnier.

Pour une variable donnée, le scénario de changement climatique, qui correspond aux deux expériences climatiques historique et future, est souvent décrit en termes de variation entre la période de référence et la période future. Les variations sont soit absolues (e.g. pour les températures), soit relatives (e.g. pour les précipitations annuelles moyennes, leur variabilité). Pour simuler l'évolution possible du climat sous un scénario d'émission donné, les modèles climatiques nécessitent des temps de calcul considérables. Ceci limite la résolution spatiale de leur discrétisation. Pour la plupart d'entre eux, le maillage horizontal du modèle de circulation atmosphérique avait au début du XXI^e siècle une résolution à la surface du globe de l'ordre de 150 à 300 km. Cette résolution est bien entendu trop grossière pour les analyses d'impact, la France n'étant par exemple représentée que par 5 à 20 mailles suivant les modèles !

Encadré 12.7 Les scénarios d'émission de gaz à effet de serre du GIEC

L'émission et l'accumulation dans l'atmosphère des gaz dits à effet de serre et des aérosols ont été identifiées comme la principale cause de la modification climatique en cours et à venir (IPCC, 2007). Les scénarios standards utilisés au début du XXI^e siècle pour les « expériences climatiques » numériques décrivent principalement l'évolution des émissions de CO₂ et des autres gaz à effet de serre (IPCC, 2001).

Les scénarios SRES, nommés ainsi en référence au rapport spécial de l'IPCC à ce sujet (*Special Report on Emissions Scenarios*), sont décrits par Nakićenović et Swart, 2000. Utilisés au début des années 2000, ils couvrent tout le XXI^e siècle et correspondent à différents scénarios socio-économiques d'évolution des activités humaines. Ils ont servi de base aux expériences climatiques utilisées pour le 4^e rapport de l'IPCC (AR4) publié en 2007. Les scénarios SRES sont regroupés en 4 principales familles qui explorent différentes alternatives de développement, couvrant un vaste panel de scénarios de développement démographique, économique et technologique.

- Scénario A2 : la croissance économique et les développements technologiques sont très hétérogènes suivant les régions. La population ne cesse de croître pour atteindre 15 milliards d'individus à la fin du siècle.
- Scénario A1 : le monde connaît une croissance économique et démographique rapide, la population se stabilisant à près de 9 milliards au milieu du siècle pour redescendre à 7 milliards à la fin du siècle. Des technologies plus efficaces et la réduction des disparités économiques conduisent à une structure économique et sociale plus homogène sur l'ensemble du globe. Les différents sous-scénarios du scénario A1 se différencient par la capacité ou non de l'économie à s'affranchir des sources d'énergie fossiles.
- Scénario B2 : la population continue à croître mais moins vite que dans le scénario A2 pour atteindre 10 milliards d'individus à la fin du siècle. Le développement économique et les progrès technologiques, très hétérogènes suivant les régions, seraient moins rapides que dans les scénarios A1 et B1.
- Scénario B1 : même évolution démographique que pour le scénario A1. L'économie évoluerait rapidement vers des économies de service et de l'information, l'économie industrielle diminuerait et les technologies propres et économes en énergie seraient progressivement introduites. Ce scénario est celui qui représente les taux les plus faibles d'émissions de CO₂.

La réduction des émissions qui pourrait résulter d'un accord international volontaire n'est envisagée dans aucun de ces scénarios. Les effets de ces scénarios sont très différents suivant les variables, les saisons et les régions considérées. Le lecteur pourra consulter les derniers rapports du GIEC pour une information récente à ce sujet (cf. <http://www.ipcc-data.org/>, dernière visite mai 2014).

Les 4 scénarios d'émission dits RCP (*Representative Concentration Pathways*) ont été commandés par l'IPCC pour servir de base à son 5^e rapport rendu en 2013/2014. Le développement de ces scénarios suit un processus différent. Les scénarios ne dérivent pas de scénarios socio-économiques spécifiques. Ils ont été choisis, sur la base d'études récentes, pour représenter un large panel de climats futurs possibles. Ils décrivent chacun une évolution des concentrations de gaz à effet de serre (GES), d'ozone et de précurseurs des aérosols pour le XXI^e siècle et au-delà. Ils sont définis par le forçage radiatif global correspondant. Chacun de ces 4 scénarios est consistant avec de nombreux scénarios socio-économiques puisque différents futurs socio-économiques peuvent conduire à des changements similaires de la composition atmosphérique. Ils peuvent donc en parallèle être utilisés :

- par les modèles de climat pour explorer les changements futurs des réponses physiques et biochimiques du système à des changements de la composition atmosphérique et du forçage radiatif ;

- par des modèles IAM (*Integrated Assessment Models*) pour explorer les alternatives socio-économiques qui conduiraient à ces changements futurs de composition de l'atmosphère.

Tableau 12.1 Description des scénarios RCPs et Citations (de <http://www.ipcc-data.org>).

	Description	IA Model	Publication – IA Model
RCP8.5	Trajectoire du forçage radiatif conduisant à 8,5 W/m ² en 2100.	MESSAGE	Riahi <i>et al.</i> (2007) Rao et Riahi (2006)
RCP6	Stabilisation à 6 W/m ² après 2100	AIM	Fujino <i>et al.</i> (2006) Hijioka <i>et al.</i> (2008)
RCP4.5	Stabilisation à 4,5 W/m ² après 2100	GCAM (MiniCAM)	Smith et Wigley (2006) Clarke <i>et al.</i> (2007) Wise <i>et al.</i> (2009)
RCP2.6	Maximum à ~ 3 W/m ² avant 2100 puis diminution	IMAGE	van Vuuren <i>et al.</i> (2006; 2007)

Pour des informations plus récentes, le lecteur peut se référer aux derniers reports de l'IPCC (<http://www.ipcc-data.org>) et aux sites suivants :

SRES scenarios : http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/syr/en/mains3.html

RCP scenarios : http://sedac.ipcc-data.org/ddc/ar5_scenario_process/index.html

12.5.3 Scénarios climatiques futurs adaptés aux études d'impact

Différentes approches ont été développées pour produire, à partir des sorties des GCMs, des scénarios climatiques futurs aux résolutions spatiales et temporelles requises pour les analyses d'impact. Les premières se basent sur des générateurs de temps ou sur des modèles de descente d'échelle. Les modèles de descente d'échelle peuvent être dynamiques ou statistiques. Les données des expériences climatiques nécessaires à leur application n'étant pas toujours disponibles, d'autres méthodes,

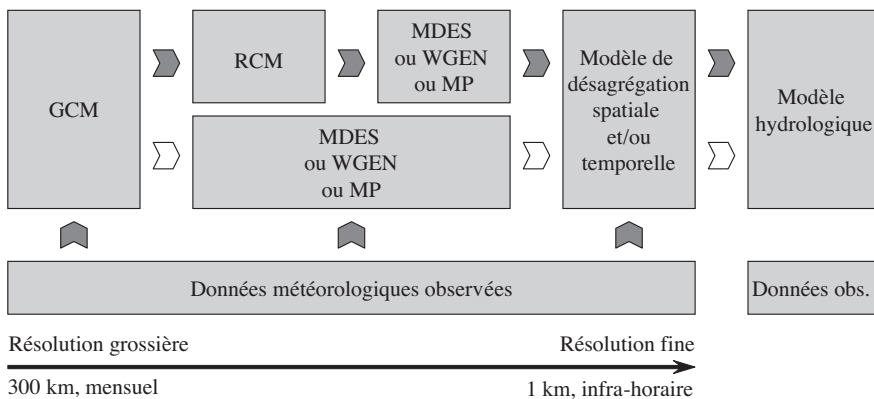


Fig. 12.22 Méthodologies types pour la production de scénarios de changement climatique aux résolutions spatiales et temporelles requises pour une étude d'impact (GCM : modèle de climat global; RCM : modèles de descente d'échelle dynamique – § 12.5.3a ; MDES : modèle de descente d'échelle statistique – § 12.5.3b ; WGEN : générateur de temps – § 12.5.3c ; MP : méthode de perturbation – § 12.5.3d).

connues pour la plupart sous le terme de méthodes « delta » ou encore de perturbation, ont été proposées.

Les paragraphes suivants visent à présenter succinctement les principes de ces différentes approches. Le lecteur pourra se référer par exemple à Wilby et Wigley, 1997 ; Zorita et von Storch, 1999 ; Xu, 1999 ; Maraun *et al.*, 2010 pour plus d'informations sur ce sujet.

Ces différentes approches peuvent être utilisées de façon indépendante ou combinée. Les scénarios qu'elles permettent de générer sont parfois désagrégés à l'aide de modèles supplémentaires de façon à ce que les résolutions spatiales ou temporelles soient suffisantes pour les études d'impact visées. La chaîne typique de production de scénarios est illustrée sur la figure 12.22.

Méthodes de descente d'échelle dynamique

Les méthodes de descente d'échelle dynamique permettent de simuler, à une résolution spatiale plus fine que celle permise par les GCMs, les effets des changements globaux sur des régions du globe choisies (cf. Leung *et al.*, 2004 ; Christensen *et al.*, 2007). Il est possible de distinguer les modèles climatiques régionaux (MCRs ou RCMs en anglais de *Regional Climate Model*) et les modèles globaux à résolution variable (MCG-RV ou GCM-VR en anglais). Les premiers couvrent une région limitée du globe et sont contraints sur leurs frontières latérales et pour les conditions aux limites océaniques par les GCMs (cf. modèle suisse CHRM, Vidale *et al.*, 2003 ; modèle suédois RCAO, Räisänen *et al.*, 2004). Les seconds couvrent tout le globe avec une résolution accrue pour la région d'intérêt et comparable à celle des modèles régionaux (cf. de l'ordre de 0,5° soit approximativement 50 km dans les régions tempérées). Ils sont également contraints par les GCMs pour les conditions aux limites océaniques – c'est le cas des modèles français développés par le CNRM et l'IPSL (Dufresne *et al.*, 2006).

Les modèles de descente d'échelle dynamique sont des outils prometteurs pour dériver les scénarios météorologiques nécessaires aux analyses d'impact. L'utilisation directe des données pour ces analyses est cependant encore délicate. La performance des modèles climatiques régionaux dépend d'abord fortement des biais hérités des modèles globaux, qui peuvent être importants (cf. van Ulden et van Oldenborgh, 2006). Par ailleurs, leur capacité à représenter les forçages induits à l'échelle régionale par la topographie, l'hétérogénéité de la surface terrestre (séparation terre/mer, couvert végétal) est encore réduite (§ 12.6.2). Un post-traitement de leurs sorties est par suite souvent nécessaire pour que ces sorties soient utilisables pour les études d'impact (e.g. correction de biais, correction quantile-quantile, méthode des perturbations).

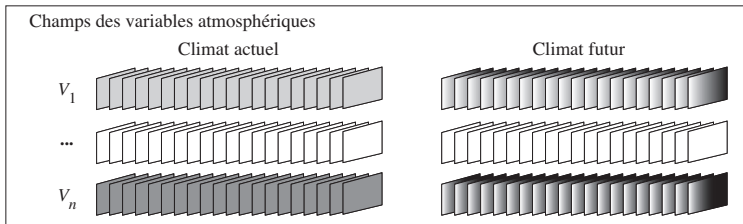
Méthodes de descente d'échelle statistique (MDES)

Comme nous l'avons déjà mentionné (§ 12.1.4), les variables atmosphériques locales sont fortement influencées par la situation météorologique à l'échelle synoptique. Par ailleurs, les variables atmosphériques à l'échelle synoptique liées à la partie dynamique des modèles climatiques sont en principe mieux simulées par les modèles climatiques que les variables météorologiques locales – fortement conditionnées pour certaines par la paramétrisation retenue des processus physiques associés (§ 12.2.2). Les méthodes de descente d'échelle statistique (MDES) offrent donc de nouveau une

alternative intéressante pour la production de scénarios météorologiques futurs adaptés aux études d'impact (Xu, 1999). Elles se basent et utilisent en pratique diverses relations empiriques établies pour la période de contrôle entre certaines variables atmosphériques, issues des réanalyses météorologiques et simulées par ailleurs par les modèles climatiques, et les variables météorologiques locales souhaitées.

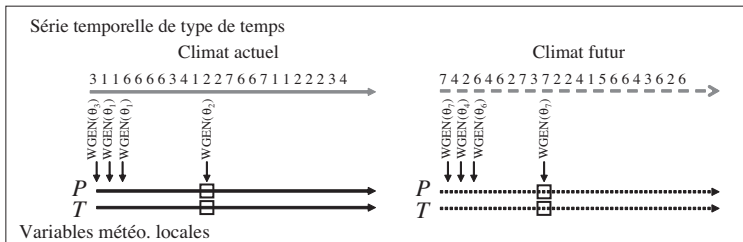
Les MDES sont multiples et variées. Les différents types de générateurs conditionnés évoqués dans le paragraphe 12.4.4 appartiennent à cette catégorie. Ce sont pour mémoire : les méthodes analogiques (cf. Zorita et Von Storch, 1999 ; Buishand et Brandsma, 2001) ; les fonctions de transfert statistiques (cf. Wilby *et al.*, 1998a,b)

(a) GCMs ou RCMs



+

(b) Générateurs de temps conditionnés au type de temps (WGEN)



ou +

(c) Fonctions de transfert

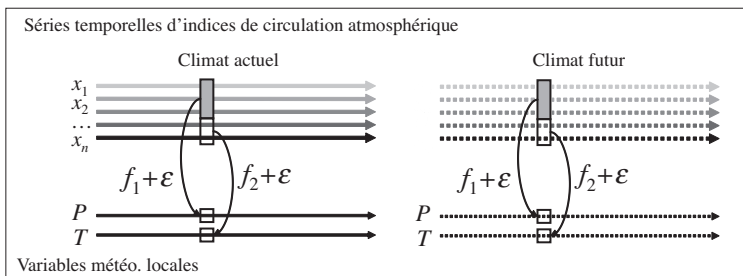


Fig. 12.23 Principe de deux MDES pour la génération de scénarios futurs. (a) champs, à l'échelle synoptique, des variables atmosphériques simulées par le modèle climatique pour le climat actuel et le climat futur (ces champs sont utilisés pour fournir les variables d'entrée des méthodes de descente d'échelle) ; (b) séries temporelles de types de temps extraites de ces champs et génération des variables météorologiques locales par un générateur conditionné au type de temps ; (c) séries temporelles de différents indices de circulation atmosphérique dérivés des champs et génération des variables météorologiques locales à l'aide d'une fonction de transfert statistique. ε est un terme d'erreur dont la distribution statistique est celle des résidus de la relation d'échelle..

et les générateurs de temps conditionnés au type de circulation atmosphérique (cf. Stehlik et Bardossy, 2002, Xu *et al.*, 2007). Ces méthodes peuvent être utilisées de façon combinée (cf. Bellone *et al.*, 2000; Vrac *et al.*, 2007; Mezghani et Hingray, 2009). Elles permettent aussi la génération de différentes variables météorologiques (précipitations, températures, cf. Wilby *et al.*, 1998a,b; vitesse du vent, Yan *et al.*, 2006; évaporation potentielle, cf. Yang *et al.*, 2005). Le principe de leur mise en œuvre pour la génération de scénarios météorologiques futurs est décrit dans l'encadré 12.8. Il est illustré sur la figure 12.23.

Les caractéristiques statistiques des variables météorologiques générées à l'aide de ces méthodes pour une période future donnée sont différentes de celles des variables observées pour la période de contrôle. La cause et la nature des modifications correspondantes dépendent de la nature de la MDES utilisée. Si la méthode est de type fonction de transfert, par exemple, la modification résultera de la modification des caractéristiques statistiques des indices utilisés pour décrire la circulation atmosphérique. Si la méthode est basée sur la recherche de plus proches voisins ou si le générateur est conditionné à des types de temps, la modification résultera de la modification des caractéristiques statistiques de ces types de temps (fréquence, persistance, probabilité de transitions entre types de temps).

Quelle que soit la MDES considérée, les relations d'échelle, identifiées pour la situation climatique actuelle entre variables locales et variables synoptiques, sont supposées non modifiées pour la période future visée. Ceci constitue la principale limitation de ces méthodes. D'autres limitations sont mentionnées dans le paragraphe 12.6.2.

Encadré 12.8 Mise en œuvre des méthodes de descente d'échelle statistique

Le développement et la mise en œuvre des MDES pour l'élaboration de scénarios climatiques futurs s'effectuent typiquement en deux étapes.

- Dans une première étape, le générateur conditionné est développé et paramétrisé sur la base d'un jeu de données historiques correspondant généralement à la période de contrôle standard (1961-1990). L'information pertinente sur la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique est extraite de réanalyses disponibles pour cette période (cf. réanalyses NCEP, ERA-40, chap. 2). L'information sur les variables météorologiques locales requises (e.g pluies de bassin) est dérivée des séries temporelles des variables observées sur ou à proximité de l'hydrosystème d'intérêt (stations pluviométriques, climatologiques).
- Dans une seconde étape, l'information pertinente sur la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique est extraite des «expériences climatiques» fournies par les modèles climatiques pour la période future et le scénario de changement climatique futur d'intérêt. Cette information est ensuite utilisée comme entrée du générateur, développé dans l'étape précédente, afin de générer des scénarios des variables météorologiques locales pour la période future. Cette information aura été éventuellement prétraitée pour corriger les biais systématiques qui auraient pu aussi être identifiés entre les valeurs observées des variables explicatives et celles obtenues pour la période de contrôle à partir des données simulées par le modèle climatique.

Générateurs de temps

La génération de scénarios futurs est parfois effectuée à l'aide de générateurs de temps non conditionnés à la circulation atmosphérique. Cette approche est souvent classée dans les MDES bien qu'elle n'en partage pas réellement les principes.

Les générateurs utilisés sont des générateurs paramétriques dont les paramètres peuvent être estimés sur la base de certaines caractéristiques statistiques clés des variables météorologiques locales à simuler (§ 12.4.2). Pour la période de contrôle, ces caractéristiques sont estimées à partir des observations. Pour la période future d'intérêt, elles sont estimées sur la base des observations ainsi que des sorties des expériences climatiques de contrôle et futures produites par les modèles climatiques. Une méthode souvent utilisée pour cette estimation est présentée dans l'encadré 12.9.

Encadré 12.9 Estimer les caractéristiques statistiques futures d'une variable météorologique locale

Pouvoir estimer les caractéristiques statistiques d'une variable météorologique locale correspondant à un scénario de climat futur donné est un problème courant.

Lorsque la variable d'intérêt est une variable de sortie du modèle climatique, ces caractéristiques peuvent être directement extraites, en principe, des séries temporelles produites par le modèle pour le scénario futur considéré. Les limitations actuelles des modèles climatiques pour la simulation des variables météorologiques de surface rendent cependant cette approche souvent non recommandable.

En pratique, les caractéristiques statistiques futures sont estimées sur la base : 1) de la valeur de ces caractéristiques estimées pour le climat présent d'après les observations et 2) sur la base de leurs changements entre la période de contrôle et la période future considérée. Ces changements sont ici simplement estimés à partir des expériences climatiques de contrôle et futures produites par les modèles climatiques (cf. Overney *et al.*, 1997 ; Wilby *et al.*, 1998a,b ; Wilks, 1999). Cette approche résulte du postulat que les modèles climatiques simulent de façon plus pertinente les changements des variables d'intérêt que les valeurs absolues de ces variables ; en d'autres termes, le biais des modèles entre le contrôle et l'observé est supposé inchangé pour la période future considérée.

Il faut à cet effet préciser les points suivants :

- Les changements considérés sont différents suivant les variables d'intérêt. Il peut s'agir du changement de la variable en valeur absolue (cf. changement de température moyenne en [°C]) ou relative (cf. changement relatif des précipitations saisonnières en [mm/mm]) mais il peut s'agir aussi, et souvent pour des problèmes de domaine de définition de la variable, du changement d'une transformation de la variable d'intérêt (cf. transformation logit de la probabilité d'occurrence des précipitations journalières, Wilks, 1999).
- Les changements de la variable locale nécessaire à l'analyse d'impact sont supposés égaux aux changements estimés à l'échelle régionale sur la base des sorties des modèles climatiques :

$$\Delta X_{site\ k} = \Delta X_{région} \quad (12.7)$$

où $\Delta X_{site\ k}$ est le changement de la caractéristique statistique X à l'échelle locale pour le site k (entre scénario à construire et observation), et où $\Delta X_{région}$ est le changement de cette caractéristique à l'échelle régionale (entre expérience climatique future et expérience climatique contrôle).

- Du fait des limitations des modèles climatiques, il est d'usage d'estimer les changements régionaux en moyennant les sorties du modèle considéré sur une région couvrant plusieurs mailles de calcul.
- Pour les mêmes raisons, les changements estimés sur la base des sorties de modèles concernent généralement les caractéristiques statistiques de variables moyennées ou cumulées sur des pas de temps importants (cf. cumuls mensuels voire saisonniers).

Par exemple, il est fréquent d'estimer les changements de la moyenne et du coefficient de variation des précipitations mensuelles.

- Les changements à ces échelles de temps (cf. mensuelle) ne sont généralement pas suffisants pour estimer les paramètres du générateur de temps qui se base souvent sur les changements des caractéristiques de la variable à pas de temps fin (cf. journalier). L'estimation de ces dernières caractéristiques est parfois réalisée sur la base de modèles théoriques ou empiriques exprimant ces grandeurs en fonction des grandeurs aux échelles de temps supérieures (cf. Overney *et al.*, 1997 ; Wilks, 1999).
- Les changements prévus par les modèles peuvent fortement dépendre de la période de l'année (cf. pour les précipitations, diminution en été, augmentation en hiver). La modification des caractéristiques statistiques des variables d'intérêt et par suite des paramètres du générateur de temps est donc idéalement effectuée de façon différenciée pour différentes périodes calendaires.

Méthodes «delta» ou méthodes de perturbation

Ces méthodes consistent à produire les scénarios futurs par simple perturbation des séries temporelles observées pour la période de contrôle (cf. Etchevers *et al.*, 2002 ; Shabalova *et al.*, 2003). Les séries observées pour les différents sites d'intérêt sont à cet effet simplement translatées et/ou dilatées de façon à reproduire les changements de moyenne et de variance obtenus entre les simulations contrôle et future d'une même expérience climatique (encadré 12.10).

Encadré 12.10 Une méthode de perturbation des températures

La perturbation d'une série de températures journalières qui a été observée en une station thermométrique donnée sur la période 1961-1990 est souvent effectuée sur la base de l'équation suivante :

$$T_{scen,s}(t) = [T_{obs,s}(t) - MT_{obs,s}] \cdot (XSDT_s + 1) + MT_{obs,s} - XMT_s \quad (12.8)$$

où $T_{scen,s}(t)$ (°C) est la température locale obtenue par perturbation pour le scénario futur considéré au jour t pour la saison s ($s = 1$: DJF ; $s = 2$: MAM ; $s = 3$: JJA ; $s = 4$: SON). $T_{obs,s}(t)$ [°C] est la température observée à la station pendant la période de contrôle au jour t de la saison s . $MT_{obs,s}$ [°C] est la température moyenne observée à la station pour la saison s . XMT_s est le changement absolu de la température saisonnière moyenne. $XSDT_s$ est, pour la saison s , le changement relatif de l'écart type des températures journalières. Ces changements sont tous deux estimés à l'échelle régionale et pour la saison s sur la base des simulations du modèle climatique pour la période future et pour la période de contrôle (encadré 12.9).

Ce type de perturbation n'est pas forcément adapté pour les autres variables météorologiques souhaitées. Pour les précipitations par exemple, elle conduirait à générer des valeurs négatives. Le lecteur pourra se référer aux méthodes proposées par Prudhomme *et al.* (2002) ou Shabalova *et al.* (2003) pour cette variable. La méthode de Shabalova *et al.* (2003) permet de modifier la distribution statistique des précipitations observées – suivant les modifications de cette distribution prévues par les expériences climatiques contrôle et future, tout en respectant pour le futur, le rang statistique obtenu pour le climat présent de chacune des valeurs de précipitation de la série observée. Cette méthode est parfois nommée méthode quantile-quantile.

12.5.4 Scénarios dérivés d'un patron

Les scénarios futurs sont parfois aussi produits sur la base d'expériences climatiques à l'aide de la méthode dite « pattern scaling method » introduite par Santer *et al.* (1990). Cette méthode peut être par exemple adaptée lorsque les expériences climatiques sont disponibles pour une période autre que la période d'intérêt. La méthode est basée sur l'hypothèse qu'il existe une relation d'échelle entre le réchauffement moyen à l'échelle du globe – le dénommé facteur d'échelle – et la réponse climatique régionale simulée par le GCM ou le RCM considéré. La réponse climatique régionale est définie ici par le changement absolu ou relatif entre la période de contrôle et la période future de différentes variables climatiques régionales utiles pour l'analyse d'impact (cf. réchauffement régional et modification de la hauteur moyenne des précipitations pour chaque saison, modification du nombre de jours pluvieux et de la variabilité des précipitations pour chaque saison...). Les changements estimés par cette méthode sont généralement utilisés comme entrée de modèles simples permettant la production de scénarios futurs (cf. générateurs de temps et méthodes de perturbation § 12.5.3).

Dans de nombreux travaux, la relation d'échelle est supposée linéaire. Dans ce cas, elle est caractérisée pour chaque variable climatique considérée par un rapport d'échelle qui n'est autre que le changement régional attendu par degré de réchauffement global. Dans les travaux de Jones (2000), Hulme *et al.* (2002) ou Hingray *et al.* (2007a), par exemple, ce rapport d'échelle est le réchauffement régional saisonnier ou la modification des hauteurs précipitées saisonnières par degré de réchauffement global (respectivement en [$^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$] et en [$\text{mm}/\text{mm}/^{\circ}\text{C}$]). La façon de générer des scénarios futurs sur la base de cette méthode est décrite dans l'annexe 12.8.7.

12.6 CHOIX DES MÉTHODES APPROPRIÉES

Les sections précédentes ont eu pour principal objectif de présenter diverses méthodes permettant de produire les prévisions et les scénarios météorologiques nécessaires aux analyses hydrologiques. Ces méthodes sont multiples et variées. Divers critères sont possibles pour le choix d'une ou l'autre d'entre elles. Ce choix sera d'abord fonction de la nature de l'information météorologique requise, celle-ci étant principalement déterminée par la nature de l'information hydrologique nécessaire à l'analyse visée. Le choix dépendra aussi de la nature et de la disponibilité des données d'entrée nécessaires à la mise en œuvre de ces approches.

Pour ce qui concerne les méthodes de prévision météorologique, d'autres éléments de choix ont été mentionnés dans la section 12.2 de ce chapitre. Le lecteur pourra s'y référer. Pour ce qui concerne les scénarios pluviométriques, quelques éléments supplémentaires de réflexion sont proposés dans les paragraphes suivants. Les scénarios utiles pour les analyses hydrologiques sont évoqués dans un premier temps. Le choix des méthodes appropriées pour les produire est abordé ensuite, que ces scénarios soient requis pour le contexte climatique actuel ou pour un contexte climatique modifié.

Rappelons que le développement de scénarios pour différentes variables météorologiques clés, autre que celles liées aux précipitations, peut être également nécessaire. En milieu alpin, par exemple, une estimation de la fonte et de la séparation

pluie-neige nécessite la connaissance spatiale de l'altitude de l'isotherme 0°C. Les scénarios nécessaires peuvent, à l'image des scénarios pluviométriques, être obtenus sur la base d'une analyse statistique appropriée des variables correspondantes. Les scénarios d'altitude de l'isotherme 0°C, nécessaires à l'estimation des risques liés aux crues, peuvent être par exemple extraits de la distribution statistique de cette altitude pour la saison où le risque de crue est le plus marqué. Dans tous les cas, si d'autres variables météorologiques sont à considérer, il est nécessaire de pouvoir proposer des structures spatiales et temporelles pertinentes et cohérentes avec celles proposées pour les précipitations. Ces données météorologiques peuvent être utiles tant pour les études hydrologiques effectuées dans le contexte climatique actuel que dans le contexte d'un climat futur modifié.

12.6.1 Scénarios pluviométriques utiles

Les projets de dimensionnement ou de diagnostic d'ouvrages hydrauliques (cf. bassins de rétention, ouvrages d'irrigation, réseaux de drainage) se sont longtemps contentés, pour un bassin donné, d'une pluie de projet, c'est-à-dire d'un événement pluviométrique unique répondant à certains critères statistiques (période de retour en particulier).

La nécessité de prendre en compte la variabilité hydrologique – qu'elle soit événementielle, saisonnière ou inter-annuelle, pour de nombreuses études hydrologiques, a conduit par la suite à considérer la variabilité temporelle des sollicitations pluviométriques. A cet effet peuvent être utilisés soit un catalogue de pluies de projet, soit une ou plusieurs séries chronologiques des variables météorologiques d'intérêt.

Le cadre d'utilisation privilégié, les avantages et limites de ces trois types de pluie de projet (événement unique, catalogue d'événements, série chronologique) sont précisés ci-dessous.

Les pluies de projet événementielles

La « pluie bloc » et le hyétogramme de projet ont constitué pendant de nombreuses années l'information pluviométrique privilégiée pour la majeure partie des analyses hydrologiques courantes. Ils présentent l'avantage que l'analyse hydrologique est relativement facile et rapide à mettre en œuvre dès lors que la pluie de projet a été identifiée ou construite.

Les « pluies bloc » sont souvent utilisées pour le pré-dimensionnement d'ouvrages hydrauliques simples. La détermination de la seule intensité moyenne maximale de la pluie correspondant, pour une durée de pluie donnée, à la période de retour de dimensionnement est en effet souvent suffisante dans ce contexte. Cette information est par exemple celle nécessaire à l'application des méthodes pseudo-empiriques d'estimation des crues telles que la méthode rationnelle (chap. 9). Elle sert aussi à l'application de la méthode dite des pluies pour le dimensionnement des réservoirs de rétention des eaux de pluie utilisés, par exemple, en milieu urbain (cf. Chocat, 1997).

Les hyétogrammes de projet sont généralement utilisées pour produire une crue de projet. Cette crue peut être utile pour le dimensionnement d'un ouvrage de franchissement ou, sous certaines conditions, d'un ouvrage de rétention. Parmi les différents types de hyétogrammes de projet possibles, ceux construits sur la base des courbes IDF ont pendant longtemps été et sont toujours très populaires : leur obtention est simple et rapide et l'hydrologue n'a de surcroît pas à se soucier de construire les

courbes IDF, celles-ci constituant l'information hydrométéorologique la plus répandue et la plus facilement accessible de par le monde.

Si ces pluies de projet peuvent être utilisées comme base d'un diagnostic sommaire d'ouvrages hydrauliques, elles sont cependant déconseillées pour les études définitives (Chocat, 1997). Une des principales critiques vise la représentativité climatologique des courbes IDF utilisées qui est souvent fortement limitée pour le bassin considéré (en particulier si les IDF sont régionales). Ensuite, la démarche événementielle même présente des limitations importantes, déjà évoquées dans le chapitre 9. La principale d'entre elles est qu'un hyétogramme de projet ne fournit qu'un unique scénario parmi une multitude de scénarios pluviométriques possibles. La démarche événementielle est donc largement insuffisante dès lors qu'il est nécessaire d'analyser un phénomène hydrologique fréquent (cf. fréquence des déversements d'orage sur un réseau d'assainissement, fréquence de fonctionnement et taux de remplissage d'un ouvrage de rétention des eaux de pluie).

Les catalogues de pluies de projet

Pour prendre en compte dans l'analyse hydrologique la diversité des sollicitations pluviométriques, en évitant toutefois la lourdeur supposée des approches basées sur l'utilisation de chroniques pluviométriques complètes, un catalogue limité mais varié d'événements pluviométriques observés de projet est parfois utilisé.

Les pluies du catalogue sont dans un premier temps identifiées dans la série chronologique des observations. Pour en limiter le nombre, elles sont parfois classées suivant leurs principales caractéristiques clés vis-à-vis de l'étude. Une ou plusieurs pluies sont alors sélectionnées pour représenter chaque classe (une probabilité d'occurrence est généralement donnée à chaque représentante sur la base du nombre d'individus par classe). Un catalogue de crues de projet correspondant aux événements pluviométriques de ce catalogue de pluies de projet est ensuite obtenu par simulation. Cette approche est dite multi-événementielle (§ 9.3.2). L'analyse hydrologique se fait alors sur l'ensemble des événements du catalogue de crues.

Une première difficulté est dans ce contexte d'attribuer une période de retour aux événements hydrologiques ainsi obtenus. Une autre difficulté est liée à l'impossibilité de prendre en compte les successions rapprochées d'événements pluviométriques. Cette succession peut avoir une influence importante lorsque la capacité de stockage constitue la caractéristique clé de la réponse hydrologique du système étudié (cf. bassin de rétention des eaux de pluie).

Les séries chronologiques de pluie

Pour permettre de prendre en compte toute la diversité des événements pluviométriques, que ce soit en termes d'intensités moyennes maximales, de volumes précipités, de structures spatiales et temporelles, l'idéal est de pouvoir effectuer l'analyse hydrologique pour une série de débits obtenus par simulation à partir d'une série chronologique complète de pluies. L'analyse fréquentielle, difficile à faire sur les précipitations, est reportée directement sur la variable hydrologique d'intérêt (cf. débits maximaux, niveau de remplissage, débordements...).

Si les séries pluviométriques nécessaires à la simulation hydrologique ne sont pas disponibles sur le bassin d'intérêt, les séries pluviométriques observées à proximité du bassin peuvent être utilisées à cet effet. Il est aussi possible de générer les chroniques requises à l'aide d'un générateur de précipitations approprié (sect. 12.4). L'intérêt de

la génération de longues chroniques continues de précipitations a été évoqué à plusieurs reprises au cours des chapitres précédents. A ce titre, un des principaux attraits des générateurs stochastiques est qu'ils permettent de produire autant de chroniques que souhaitées (§ 9.3.2). Il existe cependant de nombreuses contraintes à respecter afin de générer des chroniques pertinentes. Certaines d'entre elles sont décrites pour mémoire dans l'encadré 12.11.

Encadré 12.11 Contraintes pour la génération de chroniques de précipitations

Parmi les contraintes à respecter afin de générer des chroniques de précipitation pertinentes, quatre d'entre elles méritent une attention particulière. Le générateur doit permettre de reproduire :

- **Les caractéristiques statistiques des précipitations.** Les générateurs sont en général paramétrés pour reproduire certaines caractéristiques statistiques standard des séries de précipitations observées (encadré 12.1). Il est souvent important d'évaluer la capacité du générateur à reproduire les distributions statistiques des événements rares (cf. durées des périodes sèches, intensités des précipitations maximales). La reproduction de ces caractéristiques doit être assurée aux diverses échelles d'espace et de temps importantes pour l'hydrosystème considéré (cf. Mezghani et Hingray, 2009).
- **La variabilité des événements pluviométriques.** Une bonne performance à reproduire les caractéristiques statistiques des précipitations observées ne garantit aucunement que le générateur reproduise correctement la grande variabilité des types de précipitations observables sur une région donnée. Des paramétrisations différenciées, parfois conditionnées au type de temps, sont souvent utilisées pour permettre de reproduire des types de précipitations différents (cf. Over et Gupta, 1994 ; Cowpertwait, 1995 ; Bellone *et al.*, 2000).
- **La variabilité saisonnière des précipitations.** Dans le cas des modèles paramétriques, une approche courante pour reproduire la saisonnalité des précipitations (types, fréquences, intensités, durées...) consiste à estimer les paramètres du modèle pour chaque saison ou chaque mois calendaire. Pour les modèles non paramétriques, il est aussi souvent intéressant de : 1) désaisonnaliser les variables explicatives et les variables expliquées et de 2) restreindre la recherche des situations voisines à l'intérieur d'une fenêtre mobile de 2 ou 3 mois centrée sur le jour courant (cf. Wojcik *et al.*, 2000). Dans tous les cas, une partie de la saisonnalité peut aussi être indirectement simulée en conditionnant le générateur à la circulation atmosphérique.
- **La variabilité inter-annuelle des précipitations.** Une limite des générateurs fréquemment rapportée est leur difficulté à reproduire les variations basse fréquence des précipitations. Dans le même registre, il est fréquent qu'un générateur calibré sur une période humide ne permette pas de générer des scénarios adaptés pour une période sèche et inversement. La seule solution satisfaisante pour répondre à ce défi difficile semble être de conditionner la génération à des indices de circulation atmosphérique à basse fréquence (cf. NAOI ; SOI) connus, dans certaines régions du globe, pour présenter une corrélation significative avec les précipitations (cf. ; Wilby, 1998, Katz *et al.*, 2003).

L'utilisation de la simulation continue pour la production de longues séries de débits est évidemment recommandée s'il s'agit d'analyser un phénomène hydrologique fréquent. Cependant, les critiques souvent formulées par la communauté des hydrologues à l'encontre de cette approche concernent la lourdeur des calculs nécessaires ainsi que la nécessité de disposer d'un modèle hydrologique permettant cette simulation continue.

Pluies de projet pour le milieu urbain

Les différents types de données pluviométriques sont plus ou moins utiles suivant le contexte de l'analyse hydrologique visée. Pour illustration, les pluies de projet possibles ou recommandées pour diverses applications hydrologiques courantes liées à la gestion des eaux de pluie en milieu urbain sont présentées dans la figure 12.23. Les contraintes devant satisfaire les données de précipitations pour ces analyses hydrologiques sont aussi indiquées dans la figure 12.24 (cf. Chocat, 1997 ; Bulter, 2000 ; Berne *et al.*, 2004).

12.6.2 Choix d'une méthode pour la génération de scénarios futurs

Les différentes méthodes de production de scénarios futurs présentent des avantages et des limitations variées, résumés dans le tableau 12.2. Les limites de trois types de méthodes couramment utilisés pour générer des scénarios futurs adaptés aux études d'impact sont également précisées dans l'encadré 12.11.

Par ailleurs, le choix d'une méthode ou d'une autre sera conditionné par différents autres facteurs. Il dépendra tout d'abord des variables météorologiques locales nécessaires à l'étude d'impact visée. Il dépendra ensuite de l'accessibilité des données des expériences climatiques de contrôle et futures. Rappelons, à ce titre que, quelles que soient les données climatiques retenues pour produire les scénarios, il sera toujours nécessaire d'en estimer la qualité – en comparant les données de contrôle aux observations – et éventuellement de les corriger pour en éliminer les biais si ceux-ci ne sont pas trop importants. Il faut à cet égard préciser que les modèles climatiques n'ont pas tous la même performance pour simuler le climat observé récent. Certains d'entre eux présentent par exemple des biais importants pour la reconstitution des champs de certaines variables atmosphériques clés telles que les champs de pression (cf. van Ulden et van Oldenborgh, 2006).

12.6.3 Incertitudes sur les projections et variabilité interne des modèles

Quelles que soient les méthodes retenues pour les produire, les scénarios climatiques futurs sont fortement incertains. Les sources d'incertitudes sont multiples et se combinent. Elles sont en particulier liées aux scénarios d'émission, aux modèles (modèles de climat, modèles de descente d'échelle utilisé pour régionaliser le climat) et à la variabilité interne des modèles (sect. 12.5.2).

- Les incertitudes liées aux modèles se traduisent par le fait que différents modèles présentent des réponses climatiques différentes aux mêmes forçages : différents modèles de climat produisent différents climats pour le même scénario d'émission, différents modèles de régionalisation produisent différents climats régionaux pour les mêmes sorties d'un modèle de climat donné (cf. fig. 12.24 – haut et milieu).

- La variabilité interne d'un modèle se traduit par la dispersion, autour de la réponse climatique du modèle des différents membres obtenus pour ce modèle, pour les mêmes forçages (cf. figure 12.21 – sect. 12.5.2). Elle est censée correspondre à la variabilité naturelle du climat pour des conditions de forçage constantes. Une part importante de la variabilité interne est portée par les GCMs et se traduit par des fluctuations multidécales potentiellement importantes même à conditions de forçage constantes (cf. fig. 12.24 – haut). Une autre composante de la variabilité interne

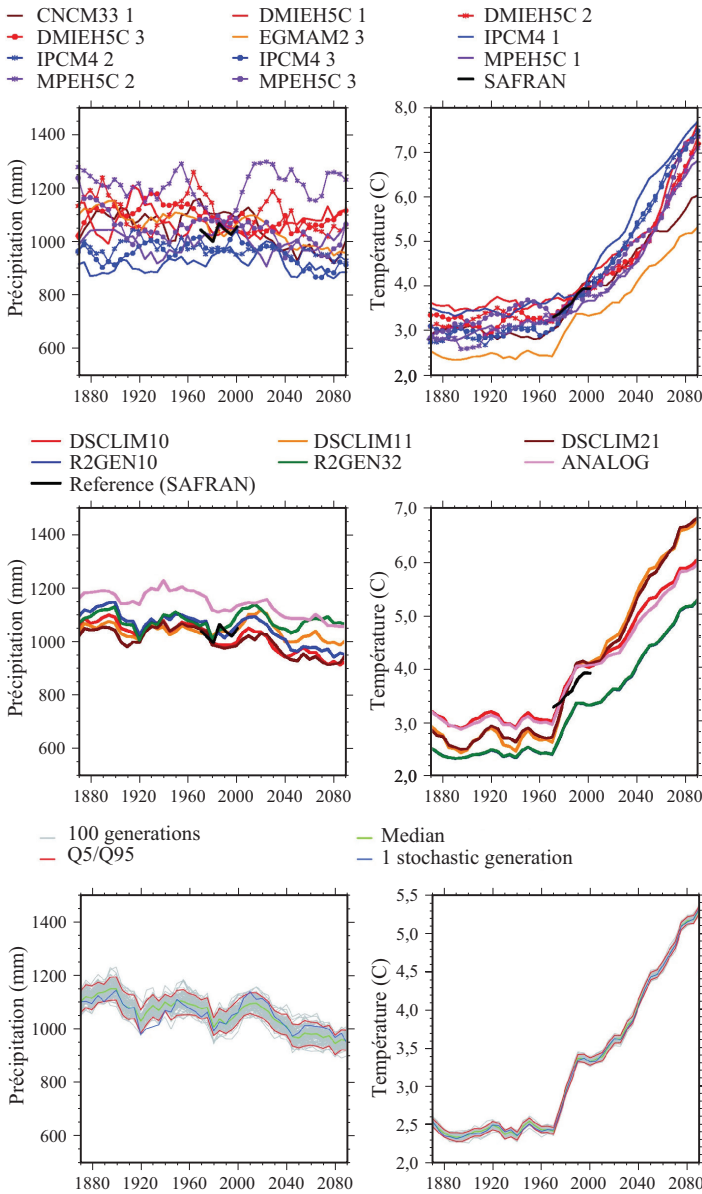


Fig. 12.24 Températures et précipitations interannuelles moyennes (moyennes sur 20 ans) obtenues sur la période 1860-2100 pour le bassin de la Durance supérieure sur la base d'un ensemble de 11 expériences climatiques produites à l'aide de 5 GCMs (3 membres pour 3 d'entre eux) et de 6 modèles de descente d'échelle statistique. Bas : 100 réalisations (lignes grisées) obtenus pour la chaîne de simulation DMIEH5C-1/ANALOG20 (la ligne rouge inférieure, la ligne verte et la ligne rouge supérieure correspondent respectivement aux quantiles 5, 50 et 95% ; la ligne verte correspond à l'un des 100 scénarios). Milieu et haut : scénario moyen (moyenne des 100 réalisations) obtenu avec le modèle de descente d'échelle statistique ANALOG20 lorsqu'il est forcé par les 11 expériences GCM (haut) et obtenu avec tous les modèles de descente d'échelle lorsqu'ils sont forcés par le GCM DMIEH5C-1 (milieu) (adapté de Hingray et Saïd, 2014).

peut être portée par le modèle de régionalisation. Lorsque les scénarios régionaux sont obtenus à l'aide d'une méthode de descente d'échelle statistique, le processus de génération comprend généralement un processus stochastique pour rendre compte des incertitudes dans la relation d'échelle. De ce fait, différentes réalisations du climat régional peuvent être produites pour les mêmes forçages grande échelle du GCM considéré (cf. fig. 12.24, bas).

La contribution des différentes sources d'incertitude diffère suivant la région, la saison, le domaine spatial et la variable météorologique locale considérée. Pour les changements de température par exemple, Rowell (2006) a trouvé que l'incertitude induite par le modèle climatique régional était pour la Grande-Bretagne moins importante que celle induite par le scénario d'émission, l'inverse étant obtenu pour les précipitations. L'incertitude induite par les GCMs est souvent considérée comme étant plus grande que celle induite par les modèles de descente d'échelle. Elles peuvent cependant être équivalentes comme pour les changements des précipitations estivales moyennes sur l'Europe continentale (Dequé *et al.*, 2005 ; Hingray *et al.*, 2007a).

Par ailleurs, les incertitudes liées aux modèles (GCM, RCM, MDES) peuvent être négligeables devant l'incertitude associée à la variabilité interne des modèles (e.g. Hawkins et Sutton, 2011; Lafaysse *et al.*, 2014 ; Hingray et Saïd, 2014). C'est le cas par exemple pour les projections de précipitations régionales produites dans le cadre du projet RIWER2030 (fig. 12.25).

Dans tous les cas de figure, une étude d'impact du changement climatique devrait donc considérer différents scénarios d'émission futurs, différents modèles climatiques, différents modèles de régionalisation du climat (dynamique et/ou statistique) (Christensen *et al.*, 2007 ; Terray et Braconnot, 2007). Cette approche multi-scénarios, multi-modèle est nécessaire pour appréhender les incertitudes sur les tendances long-terme du changement climatique en cours.

Par ailleurs, la variabilité naturelle du climat peut temporairement aggraver ou modérer de façon significative l'effet long-terme du changement en cours. De façon similaire, toute étude d'impact devrait prendre en compte l'incertitude supplémentaire liée à la variabilité interne des chaînes de simulation pour appréhender des réalisations possibles du climat à venir. Prendre en compte cette variabilité est par ailleurs indispensable pour pouvoir estimer la significativité des changements projetés pour une période future donnée. Les changements de précipitations estimés sont classiquement peu significatifs (et souvent, non significatifs même lorsque l'on considère la fin du XXI^e siècle) à l'inverse des changements obtenus pour les variables fortement dépendantes des températures (flux évaporatoires par exemple) (e.g. Hawkins et Sutton, 2009, 2011; Lafaysse *et al.*, 2014 ; Hingray et Saïd, 2014). Prendre en compte la variabilité interne dans une étude d'impact peut s'avérer relativement lourd car cela nécessite de considérer différents membres pour chacun de ces modèles, c'est-à-dire plusieurs membres d'un même GCM de même que plusieurs réalisations d'un même modèle de régionalisation. Le nombre de membres à considérer doit être d'autant plus grand que la variabilité interne de la variable considérée est grande au regard du signal de changement (cf. Deser *et al.*, 2012).

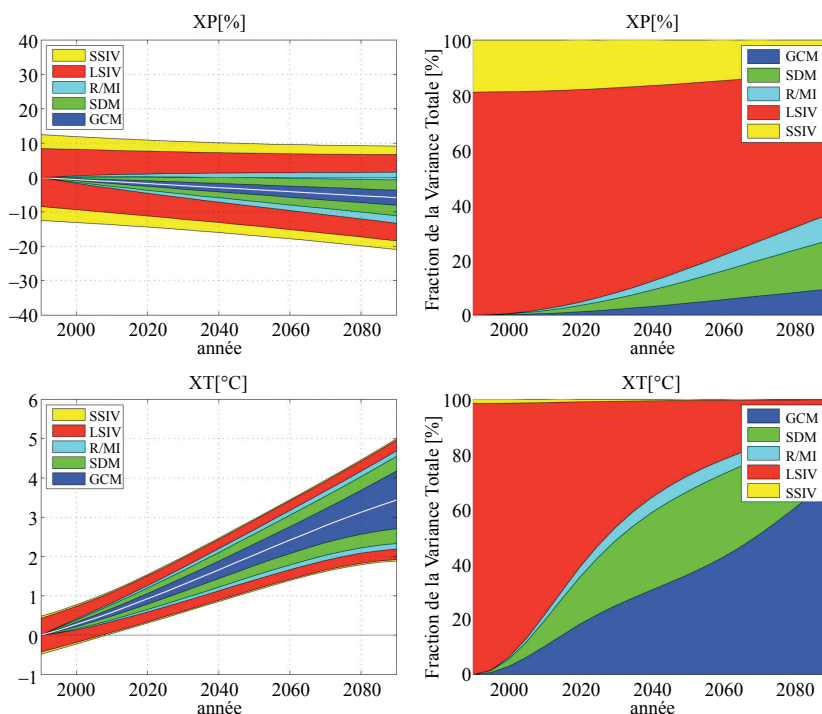


Fig. 12.25 Gauche : Projections de changement de températures (changement absolu en °C) et de précipitations interannuelles moyennes (changement relatif en ratio [–]) (moyennes sur 20 ans, période de référence = 1980-2000) obtenues pour le bassin de la Durance supérieure sur la base d'un ensemble de 5 GCMs (3 membres pour 3 d'entre eux) et de 6 modèles de descente d'échelle statistique. La zone colorée correspond à l'intervalle à 90% de l'incertitude totale obtenue pour ce jeu d'expériences climatiques. Droite : proportion de l'incertitude totale expliquée par chaque source d'incertitude : incertitude modèle associée aux GCMs (bleu), incertitude modèle associée aux MDES (vert), incertitude non attribuée potentiellement liée aux interactions entre modèles GCM/MDES (cyan), variabilité interne grande échelle associée aux différents membres d'un même GCM (rouge), variabilité interne petite échelle associée aux différentes réalisations d'une même chaîne de simulation GCM/MDES (jaune) (adapté de Hingray et Saïd, 2014).

Encadré 12.12 Limitations des méthodes pour la génération de scénarios climatiques futurs

Limites des modèles de descente d'échelle dynamique

Les modèles climatiques régionaux, à l'image des modèles climatiques globaux, sont des représentations imparfaites de la réalité, du fait de la connaissance imparfaite de certains processus océaniques ou atmosphériques clés et du fait aussi de la nécessité de simplifier la description du milieu et de phénomènes météorologiques complexes. Les erreurs systématiques obtenues pour la période de contrôle standard (1961-1990) entre les champs observés et les champs simulés de différentes variables atmosphériques peuvent par suite être importantes. C'est en particulier le cas pour les principales variables nécessaires aux modélisations et analyses hydrologiques, c'est-à-dire, les températures de surface et les précipitations. Pour ces variables, les erreurs systématiques entre contrôle/climatologie étaient au début des années 2000 de l'ordre de 2°C et de 1 mm/jour en moyenne sur l'Europe continentale (cf. Déqué *et al.*, 2005 ; Jacob *et al.*, 2007).

La difficulté des modèles régionaux à simuler correctement le présent est par ailleurs d'autant plus grande que l'on considère des échelles de temps et d'espace petites. S'ils permettent de reproduire grossièrement les distributions spatiales des variables moyennes à l'échelle d'un continent ou d'un sous-continent, leur performance est beaucoup plus modeste à l'échelle régionale. Par suite certains climatologues déconseillent d'utiliser les résultats produits à l'échelle de la maille qui correspond pourtant plus ou moins à l'échelle de travail des hydrologues. Par ailleurs, même si le pas de temps de simulation des GCMs et RCMs est de l'ordre de quelques minutes, la fiabilité des sorties du modèle est très modeste pour des pas de temps inférieurs au mois (Prudhomme *et al.*, 2002). C'est en particulier le cas pour les précipitations : leur caractéristiques statistiques (fréquence, intensité, distribution) sont encore relativement mal reproduites et le biais sur les précipitations journalières maximales serait, pour certains modèles, au mieux du même ordre de grandeur que celui sur les précipitations moyennes (Frei *et al.*, 2006 ; Boroneant *et al.*, 2006). Ces difficultés sont accentuées pour les saisons pendant lesquelles les précipitations résultent principalement de processus atmosphériques locaux dont la modélisation nécessite une paramétrisation (convection). Les précipitations orographiques étant par ailleurs parmi les variables les plus difficiles à simuler par les modèles climatiques (Giorgi et Mearns, 1991), ces difficultés sont aussi accentuées en zone de relief marqué comme l'illustrent les résultats présentés par Frei *et al.*, (2003) pour 5 modèles régionaux évalués sur différentes régions européennes dont les Alpes.

Ceci rend donc délicate l'utilisation directe des variables météorologiques locales produites par ces modèles pour les scénarios climatiques futurs nécessaires aux études d'impact. Cette considération est confortée par le fait que les variations entre les résultats obtenus pour le futur et le contrôle sont plus faibles, pour certaines variables, que les erreurs obtenues entre le contrôle et la climatologie (cf. Déqué *et al.*, 2005).

Limites des méthodes de descente d'échelle statistique

L'utilisation des MDES pour la génération de scénarios météorologiques futurs repose sur 4 hypothèses importantes :

- H1 : les variables utilisées pour décrire la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique sont correctement simulées par les modèles climatiques,
- H2 : elles sont physiquement pertinentes pour expliquer les variables météorologiques locales et doivent présenter un pouvoir explicatif fort,
- H3 : elles doivent permettre de décrire la totalité du changement climatique simulé par le modèle climatique,
- H4 : les relations d'échelle identifiées entre variables locales et synoptiques pour la situation climatique actuelle ne seront pas modifiées dans le futur.

Ces hypothèses concernent aussi, mais dans une mesure moindre les méthodes de descente d'échelle dynamique. La première hypothèse contraint fortement le choix des prédicteurs possibles et conduit à utiliser préférentiellement les variables synoptiques liées à la partie dynamique des modèles et à délaisser certaines variables thermodynamiques qui pourraient être plus pertinentes. La dernière hypothèse est par ailleurs, pour les méthodes statistiques, la plus critique. En particulier, un prédicteur qui semble ne pas être important pour le climat présent peut devenir essentiel dans un climat perturbé. Par exemple, il est probable que les changements futurs de température de surface soient plus liés aux changements des propriétés radiatives de l'atmosphère qu'aux changements de circulation. L'hypothèse de stationnarité temporelle des relations d'échelle est en fait impossible à valider ou à invalider dans la mesure où les données disponibles qui pourraient être utilisées à cet effet couvrent, pour l'heure, une palette de situations atmosphériques a priori peu représentatives de celles qui pourraient être observées dans le futur. Elle peut être cependant appréhendée : 1) par la capacité du modèle à reproduire la variabilité basse fréquence des variables météorologiques locales telle qu'observée au cours des décennies

Tableau 12.2 Avantages et limites des principales méthodes de production de scénarios futurs à l'échelle des études d'impact (d'après IPCC, 2001 modifié et complété).

	Avantages ^a	Inconvénients ^a
Descente d'échelle dynamique	• Fournissent une meilleure description des processus atmosphériques et de la surface terrestre que les GCMs (2) • Fournissent des informations à plus haute résolution que les GCMs (3) • Produisent des scénarios physiquement plausibles (2) • Censés pouvoir mieux représenter les extrêmes (2, 4) • Donnent des scénarios cohérents entre les différentes variables atmosphériques locales considérées (2, 3) • Permettent de prendre en compte les processus de rétroactions (1, 2) • Ne nécessitent pas d'observation sur la région d'intérêt pour la calibration du modèle (5)	• Modèles impossibles à mettre en œuvre par un non-climatologue (5) • Temps de calcul importants, impliquant un nombre limité de scénarios (4, 5) • Qualité des simulations fortement dépendante du forçage GCM (2) • Performance très limitée pour les précipitations et pour les résolutions spatiales et temporelles fines (2, 5) • Nécessite une correction des biais constatés sur les variables d'intérêt (2) • Variables simulées dépendant du GCM et des paramétrisations du RCM retenues (1,2)
Descente d'échelle statistique	• Fournissent des informations à plus haute résolution que les GCMs et pour des régions non uniformes (3) • Relativement rapides, faciles à développer et à mettre en œuvre (5) • Peuvent fournir des variables non simulées par les RCMs, à diverses résolutions spatiales (3) • Peuvent être appliquées rapidement aux sorties d'un RCM ou d'un GCM (4, 5) • Peuvent fournir un grand nombre de scénarios pour un RCM unique (4, 5) • Utilisent comme entrées des données mieux simulées par les RCMs que les variables météorologiques locales (2) • Appropriés aux sites avec peu de moyens de calcul (5)	• Calibration/validation : nécessite de longues séries concomitantes des variables expliquées et explicatives (5) • Données des RCMs ou GCMs nécessaires à l'estimation des variables explicatives pour le futur pas toujours accessibles (5) • Hypothèse de stationnarité de la relation d'échelle non assurée (1, 2) • Pouvoir explicatif des relations d'échelle limité pour les précip. (2) • Cohérence spatiale et physique des scénarios (multivariés) non garantie (1, 2) • Nécessite une correction des biais constatés sur les variables d'intérêt (2) • Résultats des générations dépendant : – du modèle de descente d'échelle et des prédicteurs considérés (2) – du GCM et des paramétrisations du RCM retenues (1, 2)
Perturbation	• Très simple à mettre en œuvre (5) • Données des scénarios de changement climatique pour la moyenne et la variabilité des principales variables météorologiques locales facilement accessibles (3)	• Modification de la structure temporelle des séries observées impossible (2) • Idem pour les structures spatiales (2) • Impossibilité de considérer les changements d'événements exceptionnels (fréquence, durée, intensité) (4) • Impossibilité de considérer les changements de variabilité inter-annuelle (1, 3)

^a Les nombres entre parenthèses à coté d'un «Avantage» ou d'un «Inconvénient» indiquent qu'il est significatif vis-à-vis de l'un des cinq critères considérés suivants : (1) Cohérence au niveau régional avec les projections globales ; (2) Plausibilité et réalisme physique ; (3) Adéquation des informations pour les études d'impact (c'est-à-dire résolutions spatiale et temporelle, type de variables) ; (4) Représentativité de l'amplitude des changements régionaux potentiels ; (5) Accessibilité pour les études d'impact.

passées (e.g. Lafaysse *et al.*, 2014,) ou 2) par la cohérence des résultats produits par la méthode considérée avec les résultats obtenus par des méthodes de descente d'échelle dynamique. Dans ce second cas, la stationnarité peut être testée sur une longue période de temps à l'aide de pseudo-observations obtenues dans le monde virtuel du modèle dynamique (e.g. Frias *et al.*, 2006).

Hormis les difficultés liées à la validation de ces hypothèses, les différents types de MDES présentent des limitations spécifiques à chacun.

Pour les méthodes basées sur la recherche de plus proches voisins ou conditionnées à des types de temps, il est d'abord supposé que les situations atmosphériques synoptiques futures ont toutes été observées aujourd'hui, ce qui n'est vraisemblablement pas le cas. Par exemple, le réchauffement attendu de l'atmosphère conduira à augmenter sa capacité à stocker de la vapeur d'eau et donc l'humidité spécifique des masses d'air. De ce fait, les modifications possibles des variables météorologiques locales, et des précipitations en particulier, ne seront pas uniquement liées aux modifications de fréquence des types de temps observés aujourd'hui (cf. Hewitson et Crane, 2002).

La principale limitation des méthodes basées sur des fonctions de transfert est que les prédictors utilisés ne décrivent souvent qu'une partie de la variabilité des variables météorologiques locales. Le pourcentage de variance expliquée par un modèle d'occurrence des précipitations (respectivement un modèle de hauteurs précipitées) est par exemple souvent inférieur à 50, (respectivement 40 %). Par ailleurs, les scénarios générés pour le futur sont très dépendants des prédictors et des fonctions de transfert choisis (cf. Mezghani, 2009). La principale limitation de la méthode consistant à modifier les paramètres d'un générateur de temps suivant les modifications prévues par les expériences climatiques est finalement précisément liée à la façon souvent arbitraire dont sont modifiés ces paramètres.

Limites des méthodes de perturbation

Les méthodes de perturbation permettent une production immédiate de scénarios futurs. Elles sont cependant fortement limitées pour la raison principale que la structure temporelle des séries perturbées (c'est-à-dire occurrence, persistance, structure interne des différents événements météorologiques) est la même que celle des séries observées. Elles sont donc peu pertinentes en particulier si l'on souhaite pouvoir représenter la modification en fréquence, intensité et durée des phénomènes majeurs que ce soit à l'échelle de l'événement ou de la saison. Les mêmes limitations sont obtenues pour les aspects liés à la variabilité spatiale des phénomènes.

Malgré certaines adaptations visant à limiter la portée des inconvénients ci-dessus (cf. Prudhomme *et al.*, 2002), les méthodes de perturbation ne devraient pas être utilisées pour une finalité autre que celle visant à un diagnostic grossier des impacts hydrologiques possibles résultant d'un scénario de changement climatique donné. Elles peuvent être jugées raisonnables s'il est seulement question d'estimer la modification de la ressource en eau (en termes de volumes et de saisonnalité des apports par exemple). Elles ne peuvent en aucun cas être utilisées pour estimer les modifications des événements hydrologiques extrêmes.

12.7 POINTS CLÉS DU CHAPITRE

Variables météorologiques locales et circulation atmosphérique

- Les variables météorologiques locales, et les précipitations en particulier, sont déterminées par la circulation de l'atmosphère à l'échelle synoptique, les caractéristiques des masses d'air en présence et les caractéristiques de la surface terrestre aux petites échelles.
- La relation d'échelle entre les variables atmosphériques locales et les variables atmosphériques à l'échelle synoptique n'est pas univoque.

Prévisions météorologiques

- La prévision météorologique immédiate des précipitations est principalement effectuée sur la base de l'imagerie radar.
- Les prévisions à court, moyen terme ou saisonnières sont généralement produites sur la base des sorties de modèles numériques de l'atmosphère. La performance de ces modèles pour la prévision des variables météorologiques locales (en particulier les précipitations) est faible.
- Pour les études d'impact, une adaptation météorologique des prévisions météorologiques est nécessaire. Les méthodes d'adaptation statistique et d'adaptation analogique utilisent l'information météorologique synoptique produite par le modèle météorologique.
- Les prévisions météorologiques sont fortement incertaines. La caractérisation des incertitudes associées est incontournable si la prévision se veut utile. Elle se traduit par l'émission d'une prévision probabiliste (décrite par la fonction de distribution de la variable d'intérêt) ou d'une prévision d'ensemble (constituée de différents scénarios).

Scénarios météorologiques pour le contexte climatique actuel

- Les scénarios météorologiques, en particulier pluviométriques, utiles aux analyses hydrologiques dépendent de l'hydrosystème considéré et de l'objectif de l'analyse.
- L'utilisation de pluies de projet traditionnelles, qu'elles soient historiques, basées sur les IDF ou dérivées des pluies maximales probables, est souvent limitée aux analyses hydrologiques de prédimensionnement.
- Les études hydrologiques actuelles nécessitent de plus en plus souvent de pouvoir simuler la réponse hydrologique des hydrosystèmes à une grande variété d'événements pluviométriques, voire de simuler cette réponse en continu sur une longue période de temps.
- Les catalogues de pluies de projet, de même que les séries temporelles, sont couramment simulés à l'aide de générateurs de temps. Ces générateurs sont pour la grande majorité stochastiques et multi-sites. Ils considèrent les observations des variables atmosphériques d'intérêt comme le résultat d'un processus aléatoire. Ils sont paramétriques ou non paramétriques.
- Les modèles de descente d'échelle statistique sont des générateurs de temps conditionnés à la circulation atmosphérique. Certains se basent sur diverses relations d'échelle empiriques établies entre variables atmosphériques à l'échelle synoptique et variables météorologiques locales. La méthode dite des analogues est une méthode de descente d'échelle qui permet de conserver la cohérence physique et spatiale de scénarios multivariés.
- Un modèle de désagrégation spatial et/ou temporel est souvent adjoint aux générateurs de temps pour produire des variables météorologiques locales aux résolutions spatiales et temporelles appropriées à l'hydrosystème.

Scénarios météorologiques pour un contexte climatique perturbé

- Les sorties des expériences climatiques produites par les modèles climatiques globaux ou régionaux sont peu appropriées aux études d'impact. Elles doivent être adaptées.

- Les méthodes de descente d'échelle statistique sont souvent utilisées pour cette adaptation. Les relations d'échelle identifiées pour la période de contrôle entre variables atmosphériques locales et synoptiques sont supposées être identiques pour le contexte climatique perturbé. Ceci constitue une limitation forte de ces méthodes.
- Ici encore, un modèle de désagrégation spatial et/ou temporel est souvent adjoint aux méthodes d'adaptation pour produire des variables météorologiques locales aux résolutions spatiales et temporelles appropriées à l'hydrosystème.
- L'incertitude associée au développement de scénarios climatiques futurs pour un hydrosystème donné est importante. Elle doit être dans l'idéal estimée par la prise en compte de scénarios d'émission, de modèles climatiques, de modèles d'adaptation et de paramétrisations multiples.
- La significativité des changements estimés doit être évaluée au regard de la variabilité interne des modèles. La significativité est potentiellement faible voir nulle pour les changements de précipitations et des autres variables hydro-météorologiques qui en découlent.
- La variabilité interne d'un modèle de climat donné peut être évaluée à l'aide de l'ensemble des membres disponibles pour ce modèles (multiple réalisations pour le même scénario de forçage).

12.8 ANNEXES

12.8.1 Caractéristiques statistiques des précipitations et Courbes IDF

La nature aléatoire des précipitations, ainsi que leur forte variabilité spatiale et temporelle, implique qu'elles soient décrites, de manière synthétique, pour un site ou une région donnée par la distribution statistique de certaines variables pluviométriques caractéristiques.

Si la série de pluies enregistrées à une station est suffisamment longue, une analyse fréquentielle classique peut être envisagée à cet effet sur tout ou partie des variables pluviométriques caractéristiques (cf. intensité moyenne maximale sur une durée donnée, durée des périodes de temps sec). Cette analyse conduit souvent à l'élaboration des courbes Intensité-Durée-Fréquence. Ce point est abordé plus en détail ci-dessous.

La caractérisation des précipitations peut aussi être réalisée par le biais de leurs éventuelles propriétés d'invariance d'échelle. Ce point est abordé dans l'annexe 12.8.2.

Analyse fréquentielle des précipitations

Une loi de distribution statistique théorique peut être ajustée à la loi de distribution empirique déduite de la série d'observations pour la variable d'intérêt. La procédure repose, pour mémoire, sur trois étapes, à savoir : la constitution de la série des valeurs de la variable à analyser, le choix du modèle fréquentiel et enfin l'ajustement du modèle fréquentiel (se référer à l'encadré 8.1 ou à l'ouvrage de Meylan *et al.* (2008) pour plus d'informations à ce sujet). Le modèle d'ajustement fréquentiel permet d'estimer le temps de retour d'une valeur particulière ou inversement le quantile correspondant à un temps de retour choisi.

Courbes « Intensité-Durée-Fréquence »

L'analyse fréquentielle des pluies peut être réalisée, pour une station pluviométrique donnée, sur les intensités moyennes maximales correspondant à différentes durées de pluies. Ceci conduit à l'élaboration des courbes « Intensité-Durée-Fréquence » (IDF) de la station. Ces

courbes synthétisent les relations statistiques existant entre l'intensité moyenne maximale I , la durée D et la fréquence F (fig. 12.12). La procédure à suivre pour les établir est détaillée dans Musy et Higy (2004).

Les courbes IDF sont représentées sous forme graphique et/ou à l'aide de modèles analytiques sous forme synthétique. Les formulations classiques (cf. Talbot, Montana) ont l'expression générale suivante :

$$\bar{i}_{\max}(T, \theta) = \frac{a \cdot T^b}{(c + \theta)^d} \quad (12.9)$$

où T et θ sont respectivement la période de retour [années] et la durée de l'intensité moyenne et où a , b , c et d sont des paramètres fonction du site ou de la région considérée. Les formulations classiques de Talbot et Montana sont parfois aussi combinées (cf. Meylan *et al.*, 2008).

Courbes IDF régionales

Pour permettre une estimation des intensités moyennes maximales en tout point d'un territoire donné, les paramètres des courbes IDF ont souvent été régionalisés. Deux types de régionalisation sont classiquement opérés :

- Les premières conduisent à établir des paramètres régionaux constants au sein de différentes régions du territoire considéré. Les IDF sont donc supposées invariantes au sein d'une région donnée.
- Les secondes conduisent à l'établissement, pour différentes régions, de modèles d'estimation régionaux permettant d'estimer en un site donné les divers paramètres du modèle IDF (modèle régional géostatistique par exemple). Les IDF varient donc a priori au sein d'une région donnée (e.g. fig. 11.6).

Les régions sont les zones au sein desquelles le comportement statistique de la pluviométrie maximale a été identifié comme homogène. Les techniques de régionalisation possibles pour l'identification de régions homogènes et l'élaboration de modèles régionaux sont présentées dans le chapitre 11.

Courbes IDF-Surface

Les courbes IDF sont classiquement obtenues sur la base des données de pluie ponctuelles observées à la station pluviométrique d'intérêt. Or, la pluie locale est souvent peu représentative des lames d'eau tombées sur une surface donnée, en particulier dans les zones géographiques où la variabilité spatiale des précipitations maximales est importante. Les lames d'eau moyennes maximales pouvant précipiter sur une surface donnée sont d'autant plus faibles que la superficie de la surface est grande, toutes choses étant égales par ailleurs.

L'analyse faite sur les intensités moyennes maximales pour différentes durées peut être réalisée sur le même principe avec les lames d'eau maximales précipitées sur différentes surfaces (Koutsoyiannis *et al.*, 1998; Neppel *et al.*, 2006). Cette analyse conduit à la détermination de courbes Lame-Surface-Fréquence. Pour une durée donnée, la structure de ces courbes est généralement similaire à celle des courbes Intensité-Durée-Fréquence (fig. 12.26). Il est par suite généralement supposé que les distributions des lames précipitées sont, pour différentes surfaces, identiques à un facteur d'échelle près. Ce facteur d'échelle est parfois dénommé coefficient d'abattement. Une expression possible d'un modèle IDF-Surface est la suivante :

$$\bar{i}_{\max}(T, \theta, S) = \frac{1}{(e + S)^f} \frac{a \cdot T^b}{(c + \theta)^d} \quad (12.10)$$

où T et θ sont respectivement la période de retour [années] et la durée de l'intensité moyenne sur la surface S considérée, et où a , b , c , d , e et f sont des paramètres fonction de la région. Cette

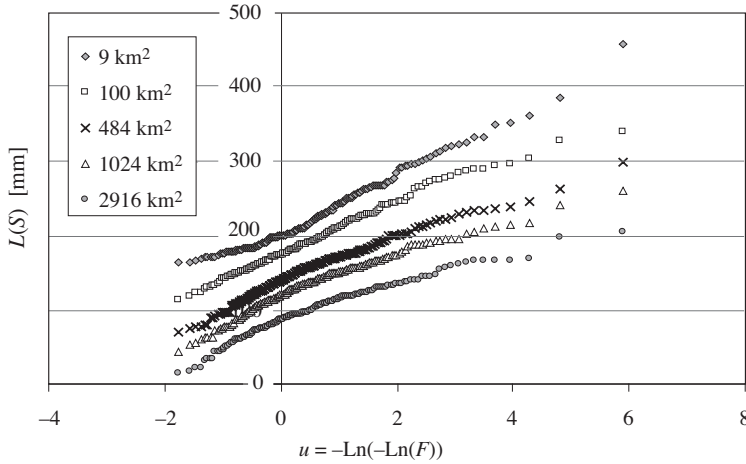


Fig. 12.26 Analyse fréquentielle de la lame d'eau maximum journalière $L(S)$ [mm] pour différentes surfaces [km²]. u : variable réduite de Gumbel; F : fréquence de non dépassement. Région de l'observatoire OMHCV (d'après Neppel *et al.*, 2006).

expression permet de retrouver l'expression des précipitations maximales ponctuelles (12.8) lorsque la surface devient nulle.

L'élaboration de courbes IDF-S n'est pas triviale. La difficulté principale réside dans l'estimation, sur la base de l'information disponible ponctuellement aux stations pluviométriques de la région, des lames d'eau pouvant tomber sur différentes surfaces. Cette estimation, qui peut faire appel à différentes techniques de spatialisations, est source d'incertitudes importantes (chap. 2).

12.8.2 Propriétés d'invariance d'échelle des précipitations et modèles à cascades multiplicatives pour la désagrégation des séries temporelles de précipitation

Propriétés d'invariance d'échelle des précipitations

L'invariance d'échelle implique que la variabilité des précipitations, ou de leurs fluctuations, présente une structure statistique similaire après une normalisation appropriée des coordonnées spatiales et/ou temporelles.

La propriété d'invariance d'échelle sur laquelle les générateurs de précipitations sont généralement basés est celle des moments statistiques d'ordre q des intensités de pluie (moments calculés sur les précipitations agrégées sur différents pas de temps et/ou sur des grilles spatiales de différentes résolutions spatiales r).

Soit par exemple $Z(x_1, x_2)$ le champ aléatoire de l'intensité ponctuelle des précipitations dans l'espace plan bidimensionnel. Soit $S_q(r)$ la fonction de structure d'ordre q de ce champ définie par l'expression suivante :

$$S_q(r) = E \left[\left(\mu_r(x_1, x_2) \right)_{r=const}^q \right] \quad (12.11)$$

avec $\mu_r(x_1, x_2)$ l'intégrale de ce champ sur la grille de dimension $r \times r$:

$$\mu_r(x_1, x_2) = \int_{x_1}^{x_1+r} \int_{x_2}^{x_2+r} Z(x_1, x_2) \cdot dx_1 \cdot dx_2 \quad (12.12)$$

Alors, $Z(x_1, x_2)$ est dit montrer une propriété d'invariance d'échelle (le champ est parfois dit aussi multifractal ou montrer une propriété d'invariance d'échelle multiple) si la fonction de structure $S_q(r)$ est telle que :

$$S_q(r) \sim r^{\zeta(q)} \quad (12.13)$$

où $\zeta(q)$ est une fonction non-linéaire de l'ordre q . « $\sim$ » indique l'égalité à la limite lorsque r tend vers 0. L'exposant $\zeta(q)$ est appelé fonction exposant d'échelle (Gupta et Waymire, 1990).

La nature multifractale des précipitations a été mise en évidence à diverses reprises tant pour le comportement temporel des précipitations que pour leur comportement spatial (cf. Lovejoy, 1981 ; Lovejoy et Mandelbrot, 1985 ; Gupta et Waymire, 1990). Elle est illustrée pour le comportement temporel des précipitations ponctuelles à la station de Pully sur la figure 12.27.

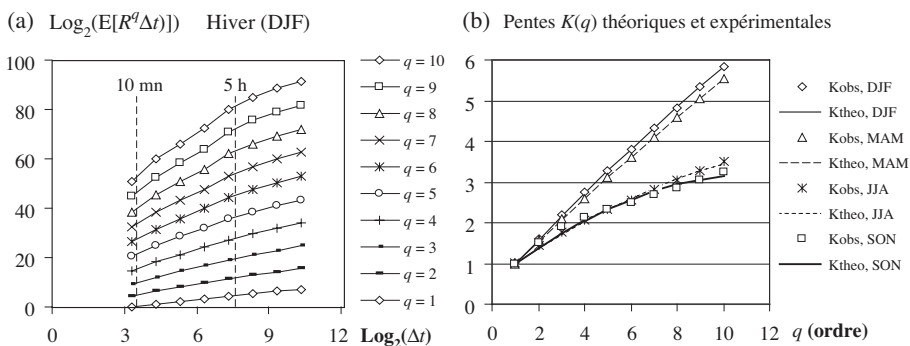


Fig. 12.27 Propriétés d'invariance d'échelle des moments statistiques d'ordre q pour les précipitations de la station de Pully (période 1980-2001). (a) les $q^{\text{èmes}}$ moments statistiques en fonction du pas de temps Δt (saison hivernale). (b) exposants d'échelle $\zeta(q)$ en fonction de q estimés pour les 4 saisons à partir des observations et obtenus par ajustement du modèle fractal théorique dit beta-lognormal (d'après Hingray et Ben Haha, 2005).

Modèles à cascades multiplicatives

Le principe d'un modèle à cascades multiplicatives est de répartir le volume de pluie observé dans un certain domaine espace-temps entre b sous-domaines espace-temps. Par exemple, sur un domaine bidimensionnel, si l'intensité moyenne des précipitations sur la maille initiale est W_0 cette répartition conduit à l'intensité moyenne suivante sur chacune des b sous-grilles: $W_0 W_1(1)$, $W_0 W_1(2)$, ..., $W_0 W_1(b)$, où les W 's sont des variables aléatoires appropriées. Cette opération est répétée pour chacun des sous-domaines et ainsi de suite jusqu'à ce que la résolution finale souhaitée soit atteinte. La clé des cascades est bien entendu la façon dont cette répartition est réalisée à chaque saut d'échelle. On distingue deux types de cascades multiplicatives :

- Les cascades canoniques : elles supposent d'abord que les W 's sont indépendantes et de même distribution statistique. Elles sont ensuite telles que le volume de pluie est conservé, en moyenne, entre deux échelles successives, c'est-à-dire telles que $E[W] = 1$.
- Les cascades micro-canoniques : les W 's sont dépendantes et telles que le volume de pluie est exactement conservé entre deux échelles.

Les cascades canoniques sont plus séduisantes que les cascades micro-canoniques car elles se prêtent bien à l'exploration de leurs propriétés statistiques. Ces propriétés dépendent de la loi statistique de W (cf. Gupta et Waymire, 1993 ; et Over et Gupta, 1996). Par suite, le calage

des paramètres d'une cascade canonique (c'est-à-dire les paramètres de la loi statistique W) est généralement réalisé en minimisant les écarts entre certaines caractéristiques statistiques observées et celles du modèle théorique. Les caractéristiques généralement utilisées à cet effet sont les exposants $\zeta(q)$ estimés pour différentes valeurs de q (cf. exemple ci-dessous). Le fait que les cascades canoniques soient non conservatives peut constituer une limitation importante pour les applications hydrologiques (cf. Hingray et Ben Haha, 2005).

Exemples de cascades pour la désagrégation temporelle des pluies

Deux cascades multiplicatives, l'une canonique, l'autre micro-canonique, sont décrites ci-dessous. Elles sont présentées dans le cadre de la désagrégation temporelle de séries de précipitations pour passer d'un pas de temps horaire à un pas de temps fin (5 ou 10 min). A chaque saut d'échelle, ces cascades répartissent le volume d'un intervalle de temps donné $[t, t + \Delta t]$ sur les deux sous-intervalles de temps $[t, t + \Delta t/2]$ et $[t + \Delta t/2, t + \Delta t]$. Le principe est illustré sur la figure 12.28. Elles ont été appliquées pour la désagrégation de la série temporelle de la station de Pully (22 ans à pas de temps horaire).

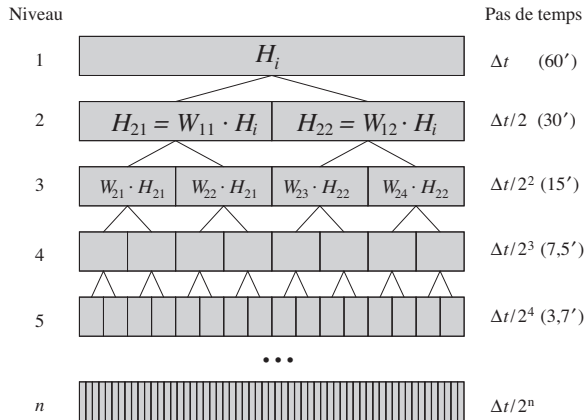


Fig. 12.28 Illustration du principe d'une cascade multiplicative pour la désagrégation d'une série temporelle. Les W sont i.i.d. si la cascade est canonique. Si la cascade est micro-canonique : $W_{12} = 1 - W_{11}$; $W_{22} = 1 - W_{21}$; $W_{24} = 1 - W_{23}$ et ainsi de suite.

Cascade canonique

Le générateur beta-lognormal (Over et Gupta, 1996) est une cascade canonique dont la variable aléatoire W est définie par les fonctions de distribution suivantes :

$$P(W = b^{\beta - \sigma^2 \frac{\log(b)}{2} + \sigma X}) = b^{-\beta} \quad \text{et} \quad P(W = 0) = 1 - b^{-\beta} \quad (12.14)$$

où b , le nombre de sous-domaines, est ici égal à 2, où β et σ^2 sont les deux paramètres du modèle et où X est une variable aléatoire normale standard. La hauteur de pluie générée $R(\Delta t)$ sur un pas de temps Δt quelconque est une variable aléatoire, dont les moments statistiques présentent une propriété d'invariance d'échelle qui peut être décrite par la fonction exposant d'échelle théorique $\zeta_{theo}(q)$. Pour la loi log-normale, $\zeta_{theo}(q)$ est une fonction non linéaire de q :

$$\zeta_{theo}(q) = q - \log_b \left(E[W^q] \right) = 1 - \left[(\beta - 1)(q - 1) + \frac{\sigma^2 \cdot \log b}{2} (q^2 - q) \right] \quad (12.15)$$

Une fonction exposant d'échelle empirique $\hat{\zeta}(q)$ peut être estimée à partir de la série des précipitations observées via le calcul, pour différents niveaux d'agrégation temporelle Δt et pour différentes valeurs de q , de la fonction de structure $S_q(\Delta t)$ (fig. 12.27b). Les valeurs des paramètres du modèle log-normal peuvent être estimées pour chaque saison k en minimisant l'erreur quadratique moyenne entre les valeurs théoriques et les valeurs expérimentales de la fonction exposant d'échelle. Le critère à minimiser est dans ce cas le suivant :

$$f_k = \sum_{q=1}^n \left(\zeta_{theo,k}(q) - \hat{\zeta}_k(q) \right)^2 \quad (12.16)$$

où n est le nombre de moments pris en considération. La fonction $\zeta_{theo}(q)$ obtenue par ajustement des paramètres β et σ^2 du modèle sur la base de ce critère (avec $n = 4$) est présentée pour les précipitations observées à la station de Pully en chacune des 4 saisons sur la figure 12.27b.

Cascade micro-canonique

Une cascade microcanonique possible se base sur les propriétés d'invariance d'échelle de la distribution statistique empirique de la variable $x = R_{i,1}(\Delta t/2)/R_i(\Delta t)$ où $R_i(\Delta t)$ et $R_{i,1}(\Delta t/2)$ sont les volumes précipités sur les intervalles de temps $[t_i, t_i + \Delta t]$ et $[t_i, t_i + \Delta t/2]$. La distribution de probabilité $p(x/1-x)$ de cette variable x est illustrée sur la figure 12.29 pour différents sauts d'échelle et pour deux classes de structures pluviométriques des précipitations (précipitations croissantes sur trois pas de temps consécutifs, précipitations décroissantes). La cascade est complètement définie par la distribution moyenne de cette variable x pour les différents sauts d'échelle considérés. Pour chaque intervalle de temps $[t_i, t_i + \Delta t]$, le principe de la génération avec cette cascade consiste alors : 1) à tirer dans la distribution $p(x/1-x)$ appropriée une valeur de x et 2) à répartir le volume de la pluie R_i correspondant à ce pas de temps en deux fractions $(x \cdot R_i, (1-x) \cdot R_i)$ sur les deux sous-pas de temps correspondants.

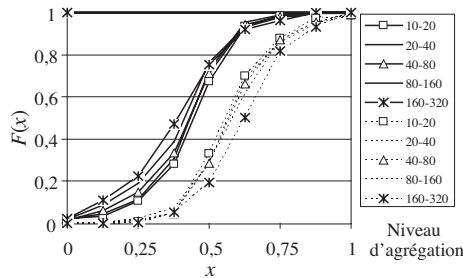


Fig. 12.29 Distribution cumulée $F(x)$ de la fraction x correspondant à la distribution empirique $p(x/1-x)$. (a) pour des précipitations croissantes sur les 3 pas de temps entourant le pas de temps à désagréger (traits pleins, $R_{i+1} > R_i > R_{i-1}$) et (b) pour des précipitations décroissantes (traitillés ; $R_{i-1} > R_i > R_{i+1}$). Station de Pully, saison hiver (d'après Hingray et Ben Haha, 2005).

12.8.3 Construction de profils de pluies synthétiques

La démarche type pour produire des profils adimensionnels de pluies synthétiques consiste : 1) à regrouper les événements pluvieux d'intérêt par familles homogènes sur la base de différents critères à choisir et 2) à identifier une structure type pour chacune de ces familles.

Le regroupement des événements pluvieux est souvent effectué sur la base de caractéristiques clés des précipitations : durée, hauteur, fréquence. Il peut de plus être mené pour une région donnée par type de pluie, de temps, par saison ou encore par rapport au type d'impact considéré.

L'identification d'une structure type pour chacune des familles est difficile, une telle structure n'existant pas forcément. Cette identification se fait souvent par le biais des courbes exprimant le volume précipité cumulé depuis le début de l'averse en fonction du temps écoulé depuis le début de l'averse. Lorsque les courbes correspondant aux différents épisodes pluvieux de la famille considérée sont normalisées (normalisation en abscisse par la durée totale de l'averse, et en ordonnée par le volume précipité total), les courbes adimensionnelles correspondantes peuvent être comparées sur une échelle commune. Les pluies comparées doivent présenter des durées et des volumes similaires à la durée et au volume de la pluie de projet recherchée.

Si les écarts moyens entre courbes d'une même famille demeurent faibles, la méthode la plus simple pour identifier une structure type est de moyenner toutes les courbes adimensionnelles. Une autre approche consiste à diviser l'axe du temps adimensionnel en n intervalles et à calculer pour chaque intervalle le $k^{\text{ième}}$ centile des p valeurs de volume cumulé normalisé correspondant aux p événements sélectionnés pour la famille considérée. Un profil peut alors être proposé en reliant les $k^{\text{èmes}}$ centiles des n intervalles considérés. Les profils correspondant à différents quantiles (cf. 10 %, 50 % (médian) ou 90 %) peuvent ainsi être construits. Il faut noter qu'ils ne correspondent pas forcément à des structures observées et que la probabilité d'apparition de l'un ou l'autre de ces profils est difficile à estimer. Cette approche, initialement proposée par Huff (1967), a récemment été utilisée aux Etats-Unis pour l'élaboration d'un atlas de pluies de projet pour différentes durées et temps de retour (Bonnin *et al.*, 2004).

Remarque : il ne faut en aucun cas produire une structure type en moyennant des structures de pluie très dissemblables. Ceci conduirait à lisser (dans l'espace et/ou dans le temps) le hétérogramme et à sous-estimer par suite l'intensité de la réponse hydrologique de l'hydrosystème considéré (qui est en général une fonction très non-linéaire de la sollicitation météorologique).

12.8.4 Générateurs de précipitations journalières « Occurrence + Hauteur »

Les principes des générateurs mono-site ou multi-sites, traitant successivement l'occurrence et la hauteur précipitée, sont décrits ci-dessous.

Génération mono-site

Modèle d'occurrence des précipitations. La plupart des modèles d'occurrence distinguent deux états définissant respectivement un jour comme pluvieux ou non pluvieux. Un jour pluvieux est généralement défini comme un jour où la lame précipitée moyenne sur la région est supérieure à un seuil fixé (cf. 0,1 mm). Dans le processus de génération, pour déterminer en une station k l'état du jour t , la valeur d'une variable binaire $X_t(k)$ est générée suivant l'expression suivante :

$$X_t(k) = \begin{cases} 1 & \text{(jour pluvieux) si } e_t(k) \leq p_t(k) \\ 0 & \text{(jour non pluvieux) sinon} \end{cases} \quad (12.17)$$

où $e_t(k)$ est une variable aléatoire uniforme sur $[0, 1]$ et où $p_t(k)$ est la probabilité marginale que $X_t(k)$ corresponde à un état pluvieux. $p_t(k)$ est souvent simplement obtenue pour un jour donné par les coefficients de la matrice de transition d'un processus de Markov de premier ordre (la probabilité d'occurrence d'un jour donné est supposée alors ne dépendre que de l'état du jour précédent) :

$$p_t(k) = \begin{cases} p_{01}(k) & \text{si } X_{t-1}(k) = 0 \\ p_{11}(k) & \text{si } X_{t-1}(k) = 1 \end{cases} \quad (12.18)$$

les valeurs des probabilités de transition $p_{01}(k)$ et $p_{11}(k)$ sont obtenues sur la base des séries observées. Lorsque ces probabilités sont supposées constantes, il est souvent plus facile, pour des raisons de commodité (notamment lorsque l'on souhaite estimer ces paramètres pour un

contexte climatique modifié – cf. Wilks, 1999), de caractériser le processus de Markov par les deux paramètres suivants :

$$\pi = \frac{p_{01}}{1 + p_{01} - p_{11}} \quad (12.19)$$

$$r = p_{11} - p_{01} \quad (12.20)$$

qui sont respectivement la probabilité inconditionnelle d'occurrence des précipitations journalières et le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1 de la série d'occurrences (Wilks, 1999).

Les probabilités de transition $p_{01}(k)$ et $p_{11}(k)$ ne sont pas nécessairement constantes dans le temps. Elles peuvent être conditionnées à la saison (Jimoh et Webster, 1999) ou à une information appropriée liée à la circulation atmosphérique. Dans ce second cas, on parle de modèles de Markov non homogènes à états cachés (Hughes *et al.*, 1999, Bellone *et al.*, 2000 ; Mezghani et Hingray, 2009). Dans les modèles mono-site, la probabilité d'occurrence d'un jour pluvieux est par exemple fréquemment estimée sur la base d'une expression similaire à l'expression suivante :

$$p_k(t) = \left(1 + \exp \left[-\beta_0 - \sum_{i=1}^m \beta_i x_i(t) \right] \right)^{-1} \quad (12.21)$$

où les $x_{i,j}$ sont les valeurs des indices de circulation atmosphérique pour le jour j considéré (encadré 12.2) et où les paramètres du modèle β_i , différents suivant que le jour précédent est pluvieux ou non pluvieux, peuvent être estimés sur la base des techniques appropriées pour l'estimation des modèles linéaires généralisés (cf. Brandsma et Buishand, 2002 ; Mezghani et Hingray, 2009).

Modèle de hauteur précipitée. De nombreuses distributions sont classiquement utilisées pour modéliser la hauteur des précipitations journalières en un point donné. Les plus courantes sont les distributions Gamma, exponentielles, exponentielles mixtes ou normales tronquées (cf. Srikanthan et McMahon, 2001). La hauteur précipitée au temps t est généralement générée indépendamment des hauteurs précipitées au pas de temps précédents.

Les paramètres de la distribution retenue ne sont pas nécessairement constants dans le temps. Ils peuvent être conditionnés à la saison (Jimoh et Webster, 1999) ou à une information appropriée liée à la circulation atmosphérique. Par exemple, la hauteur précipitée R_j au jour j est parfois obtenue à partir d'une équation similaire à l'équation suivante (Buishand, 2001 ; Mezghani, 2003, 2009) :

$$R_j = r_j \times E(R_j) \text{ [mm]} \quad (12.22)$$

où r_j une variable aléatoire positive de moyenne 1 définie par $r_j = 1 / \kappa \text{Gam}(\kappa, 1)$ avec $\text{Gam}(\kappa, 1)$ une variable aléatoire issue de la loi Gamma standard $G(\kappa, 1)$ de paramètre de forme κ et de paramètre de dispersion 1, et où $E(R_j)$ est l'espérance de la hauteur précipitée pour le jour j calculée à partir du modèle linéaire généralisé suivant :

$$E(R_j) = \exp \left[\lambda_0 + \sum_{i=1}^m \lambda_i x_{i,j} \right] \quad (12.23)$$

Les λ_i sont les paramètres du modèle et les $x_{i,j}$ sont les valeurs des indices de circulation atmosphérique pour le jour j considéré. Les paramètres peuvent être aussi estimés sur la base des techniques appropriées pour l'estimation des modèles linéaires généralisés (cf. Brandsma et Buishand, 2002).

Génération multi-site

Lorsque la probabilité d'occurrence des précipitations en chacun des sites est conditionnée à la circulation atmosphérique, une corrélation interstations entre occurrence est indirectement générée. La corrélation interstations peut sinon être forcée par le biais d'une variable aléatoire pilote, gaussienne multivariée $\mathbf{w}_t = (w_t(1), w_t(2), \dots, w_t(n))$ (Wilks, 1998). L'occurrence en une station k donnée est dans ce cas donnée par l'expression :

$$X_t(k) = \begin{cases} 0 & \text{si } w_t(k) \leq \Phi^{-1}[p_t(k)] \\ 1 & \text{sinon} \end{cases} \quad (12.24)$$

où $w_t(k) = N(0,1)$ est la $k^{\text{ème}}$ composante de la v.a. $\mathbf{w}_t$ et où $\Phi[\bullet]$ indique la fonction de distribution cumulée de la variable normale standard. L'intérêt de cette formulation est qu'il est facile de générer une variable gaussienne multivariée dont on connaît les propriétés statistiques. La corrélation entre les occurrences de précipitations est induite par la corrélation entre les composantes de cette variable aléatoire $\mathbf{w}_t$. Une méthode pour identifier la matrice de variance-covariance de cette variable est proposée par Wilks (1998). Dans ce type d'approche, la corrélation spatiale peut aussi être modélisée comme une fonction de la distance entre stations (cf. Stehlik et Bardossy, 2002).

Pour la génération multi-sites des hauteurs précipitées, la corrélation spatiale des hauteurs précipitées entre stations peut être obtenue, comme pour l'occurrence, par le biais d'une variable pilote corrélée $\mathbf{s}_t = (s_t(1), s_t(2), \dots, s_t(n))$, celle-ci pouvant être de nouveau obtenue sur la base d'une variable gaussienne multivariée corrélée. Par exemple, dans la version multi-sites de Wilks (1998), la génération en une station k de la hauteur précipitée $z_t(k)$ est obtenue sur la base de l'équation suivante :

$$z_t(k) = z_{\min} - \beta_t(k) \ln [s_t(k)] \quad (12.25)$$

où $z_{\min}$ est le seuil de précipitation en dessous duquel un jour est sec et où $\beta_t(k)$ est choisie de façon appropriée parmi l'une des deux valeurs $\beta_1(k)$ ou $\beta_2(k)$ correspondant respectivement à la médiane de chaque distribution exponentielle composant la distribution mixte utilisée pour décrire la distribution des hauteurs précipitées.

12.8.5 Générateurs de précipitations sur les processus ponctuels de Poisson ou à pulses rectangulaires

Les principes des modèles basés sur les processus ponctuels de Poisson ou à pulses rectangulaires sont décrits ci-dessous.

Générateurs mono-site

La structure des modèles dérive de l'organisation hiérarchique supposée des structures précipitantes et en particulier du processus supposé de regroupement temporel de cellules pluvieuses au sein d'averses indépendantes. Les modèles à pulses rectangulaires NSRPM et BLRPM diffèrent dans la façon de générer les cellules au sein d'une averse. Quel que soit le modèle, l'intensité en un site donné et au temps t , $Z(t)$, est la somme des intensités des cellules actives au temps t :

$$Z(t) = \int_{\theta=0}^{\infty} Y_{t-\theta}(\theta) \cdot dN(t-\theta) \quad (12.26)$$

où $Y_t(\theta)$ est la hauteur précipitée au temps θ pour la cellule qui a démarré au temps τ et où $N(t)$ est le nombre de cellules.

Les séries temporelles générées par ce processus sont continues dans le temps. Pour l'estimation des paramètres du modèle, elles sont agrégées à différents pas de temps de sorte qu'elles soient comparables aux séries observées.

Les variables à générer aléatoirement et les lois de distributions associées généralement utilisées sont, pour le modèle NSRPM :

- L'origine des averses (selon un processus de Poisson).
- Le nombre de cellules dans une averse (loi de Poisson ou loi géométrique).
- La position de chaque cellule dans l'averse (loi exponentielle).
- La durée de chaque cellule (loi exponentielle).
- L'intensité de chaque cellule (loi exponentielle)

Les lois de distributions pour la génération des averses et des cellules au sein des averses sont en fait choisies de sorte qu'il soit possible de déterminer de façon analytique les expressions de diverses caractéristiques statistiques clés des séries de précipitations générées (cf. probabilité d'occurrence des précipitations journalières, durée moyenne des averses, moments d'ordre 2, 3 des précipitations journalières ou horaires). Ces expressions sont fonction des paramètres des distributions statistiques utilisées pour la génération. Le calage du modèle consiste donc simplement à trouver les paramètres des distributions qui minimisent les écarts entre les valeurs observées et les valeurs « modèles » des q caractéristiques dont on aura pu déterminer l'expression analytique. Une fonction de la forme suivante est généralement minimisée pour chaque type de temps ou chaque période calendaire k considérée (mois, saison) :

$$f_k = \sum_{q=1}^n \left(m_{\text{modèle},k}(q) - m_{\text{emp},k}(q) \right)^2 \quad (12.27)$$

où q fait référence à la $q^{\text{ème}}$ caractéristique considérée, ses valeurs modèle et empirique étant pour le mois k respectivement $m_{\text{modèle},k}(q)$ et $m_{\text{emp},k}(q)$.

Générateurs multi-sites

La génération multi-sites se base généralement sur un processus de Poisson maître pour générer l'occurrence des averses. Ce processus est ensuite dégradé pour déterminer l'occurrence des averses en chacun des sites de la région. Chacune des averses du processus maître a une probabilité p_i d'être observé sur le $i^{\text{ème}}$ site de la région. Si le processus Poisson maître a pour paramètre λ , l'arrivée des averses en chaque site suit aussi un processus de Poisson de paramètre $p_i \cdot \lambda$.

Les modèles multi-sites diffèrent ensuite par la façon dont ils prennent en compte la dépendance des cellules individuelles entre les sites. De nombreuses approches, séduisantes par leur conceptualisation des processus, n'ont malheureusement pas d'intérêt pratique parce qu'il est impossible de dériver les expressions analytiques des caractéristiques statistiques nécessaires à l'estimation des paramètres du modèle. Les modèles multi-sites sont donc contraints d'adopter des simplifications drastiques. On peut mentionner les deux stratégies extrêmes suivantes :

- Les cellules générées en une station donnée sont reproduites à l'identique en toutes stations à une homothétie près sur les intensités. Cette génération conduit évidemment à des scénarios irréalistes. Elle est malgré tout parfois utilisée par commodité sur des bassins de petite taille.
- Les cellules sont générées indépendamment en chacune des stations. Les corrélations entre stations induites par le processus sont cependant largement insuffisantes pour reproduire les corrélations observées.

Diverses stratégies intermédiaires sont présentées par Kakou (1997). Elles sont basées sur des hypothèses fortes. Pour le modèle proposé par Cox et Isham (1994) par exemple : occurrences identiques des cellules en tout site, hauteurs des cellules indépendantes et durées des cellules au site i dérivées des cellules au site maître par le biais d'un coefficient multiplicatif constant.

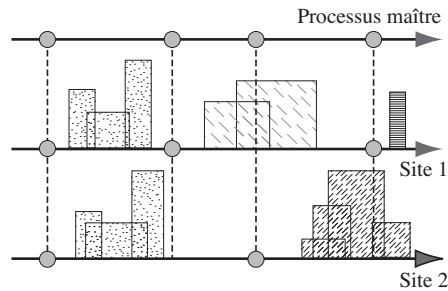


Fig. 12.30 Principe d'un modèle multi-sites basé sur un processus de Poisson ponctuel avec des variables aléatoires corrélées. La durée, l'intensité des cellules ainsi que leur nombre au sein des averses sont des variables aléatoires dépendantes (d'après Favre, 2001).

Une dernière stratégie consiste à générer la corrélation entre stations sur la base de la génération de variables pilotes corrélées. C'est le cas du modèle proposé par Favre *et al.* (2002) (fig. 12.30). La durée (de même l'intensité) des cellules en deux stations distinctes sont supposées suivre une loi de distribution exponentielle bivariée telle que proposée par Lawrence et Lewis (1983). Le nombre de cellules au sein des averses est de même supposé suivre une loi de distribution géométrique bivariée. Cette approche est séduisante car elle ne contraint pas autant le processus de génération que les autres approches. Sa principale limite est liée à l'impossibilité à générer en plus de 2 sites des variables corrélées autres que gaussiennes.

Générateurs spatio-temporels

L'organisation hiérarchique des systèmes précipitants proposée par Le Cam (1961) a conduit au développement des modèles spatio-temporels cellulaires. Ces modèles sont une généralisation à deux dimensions des modèles mono-site à pulses rectangulaires de Barlett-Lewis et Neman-Scott basés sur la génération groupée de cellules au sein d'averses générées par ailleurs. De multiples modèles de ce type ont été proposés, la première version étant celle de Amorcho et Wu (1977). Le processus de génération est hiérarchique et conduit généralement à la génération successive : 1) de bandes pluvieuses, 2) d'averses groupées au sein de ces bandes,

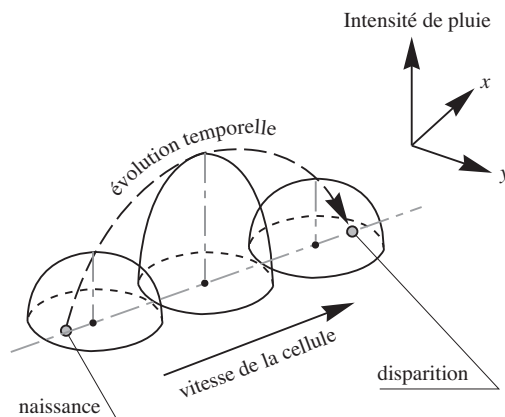


Fig. 12.31 Représentation schématique du cycle de vie type d'une cellule pluvieuse simulée dans un modèle paramétrique spatio-temporel de précipitation basée sur des groupements de cellules.

3) de cellules pluvieuses groupées au sein des averses. L'apparition des bandes, des averses, des cellules ainsi que leurs différentes caractéristiques (durées de vie, dimensions, nombre) sont toutes générées suivant un processus stochastique spécifique. Le champ de pluie résulte de la sommation de l'intensité des différentes cellules. Les cellules de forme prédéfinie (e.g. parabole de révolution) ont une trajectoire, une vitesse de déplacement et un cycle de vie définis (fig. 12.31). La difficulté principale de ces modèles est l'estimation de leurs nombreux paramètres (cf. Cowpertwait, 2006).

12.8.6 Autres générateurs spatio-temporels de précipitations

Modèles paramétriques basés sur les processus de Poisson

Le principe de ces générateurs est présenté dans l'annexe 12.8.4.

Modèles paramétriques forcés par des champs gaussiens

Les champs gaussiens stationnaires du second ordre ont diverses propriétés intéressantes dont celle d'être faciles à générer. La génération peut par exemple être réalisée par la méthode des bandes tournantes introduite par Matheron (1973).

Les champs de pluies ne sont bien entendus pas gaussiens. Les champs gaussiens peuvent cependant être utilisés pour forcer un processus de génération de cellules pluvieuses (cf. Mellor et Metcalfe (1996); Pegram et Clothier, 2001a,b). Par exemple, sur la base d'une méthode des bandes tournantes modifiée, Mellor *et al.*, (1996) génèrent deux trains de bandes pluvieuses parallèles qui se déplacent dans des directions et avec des vitesses fixées (fig. 12.32-1). La superposition de ces bandes, modulée par une fonction appropriée (fig. 12.32-2), détermine un potentiel pluviométrique local (fig. 12.32-3). Ce potentiel définit la variable d'entrée d'un processus de Poisson non homogène, utilisé ensuite pour générer l'occurrence de cellules pluvieuses (fig. 12.32-4). La sommation de ces cellules identiques, décrites par une parabole de

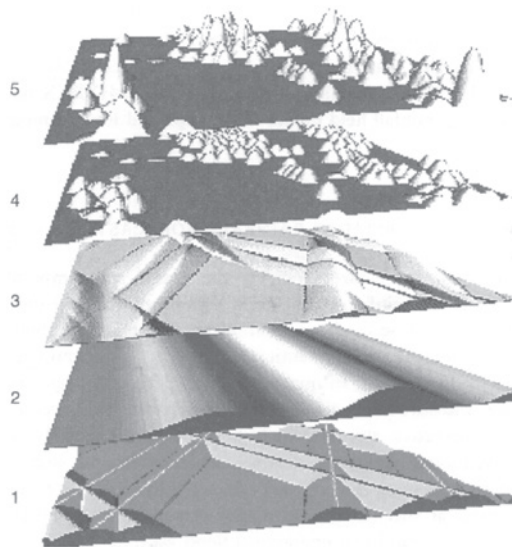


Fig. 12.32 La méthode des bandes tournantes modifiées pour la génération d'un champ de précipitations (extrait de Mellor *et al.*, 2000).

révolution et par un cycle de vie définis, donnent le champ de pluie souhaité (fig. 12.32-5). Il se déforme progressivement avec l'apparition et la disparition des cellules ainsi que le déplacement des trains d'onde. La difficulté principale de la méthode est l'estimation des paramètres du modèle. Une méthode d'estimation a été proposée sur la base d'images radar (Mellor et O'Connell, 1996).

Modèles physiques

Les modèles physiques de l'atmosphère, dont il a déjà été discuté dans la section relative aux prévisions météorologiques, permettent de simuler des scénarios météorologiques spatio-temporels pour un contexte climatique donné. Les limites de ces modèles pour la génération des variables météorologiques sensibles telles que les précipitations ont déjà été évoquées dans le paragraphe 12.2.2. Pour que les sorties de ces modèles constituent des scénarios utilisables pour les applications hydrologiques, elles doivent être adaptées. Les méthodes d'adaptation analogique ou statistique, développées pour le contexte de la prévision quantitative des précipitations, peuvent être, aux modifications appropriées près, utilisées à cet effet. Les modélisations multi-sites évoquées dans le paragraphe 12.4.2 peuvent aussi constituer des méthodes d'adaptation dès lors qu'elles sont conditionnées à des variables de circulation atmosphérique correctement simulées par les modèles atmosphériques. L'utilisation de ces méthodes d'adaptation (aussi nommées méthodes de descente d'échelle) conduit cependant à perdre une partie de l'information spatiale (les scénarios météorologiques adaptés devenant multi-sites).

12.8.7 Utilisation d'une relation d'échelle linéaire pour la production de scénarios pour les périodes futures autres que 2070-2099

Cette méthode, introduite par Santer *et al.* (1990), est basée sur l'hypothèse qu'il existe une relation d'échelle entre le réchauffement moyen à l'échelle du globe (le dénommé facteur d'échelle) et la réponse climatique régionale simulée par le GCM ou le RCM considéré.

Dans de nombreux travaux, la relation d'échelle est supposée linéaire. Dans ce cas, elle est caractérisée pour chaque variable climatique considérée par un rapport d'échelle qui n'est autre que le changement régional attendu par degré de réchauffement global. Dans les travaux de Jones (2000) ou de Hulme *et al.* (2002) par exemple, ce rapport d'échelle est le réchauffement régional saisonnier ou la modification des hauteurs précipitées saisonnières par degré de réchauffement global (resp. en [°C/°C] et en [mm/mm/°C]). L'hypothèse de linéarité semble être raisonnable pour de nombreuses variables climatiques régionales (cf. Santer *et al.*, 1990; Mitchell, 2003). Elle est illustrée sur la figure 12.33 pour le réchauffement hivernal et l'augmentation des précipitations hivernales simulées pour la Suisse occidentale par différents modèles climatiques considérés dans le cadre du projet PRUDENCE (Hingray *et al.*, 2007b).

Si plusieurs expériences climatiques d'un même modèle climatique sont disponibles, les rapports d'échelle peuvent être obtenus par régression linéaire. Ils sont sinon estimés, pour un modèle climatique régional r donné, de la façon simplifiée suivante :

$$Y_{v,s,r} = X_{v,s,r}(t_f) / \Delta T_r(t_f) \quad (12.28)$$

où $X_{v,s,r}(t_f)$ est le changement absolu ou relatif de la variable v pour la saison s tel que simulé par le modèle climatique régional considéré entre la période contrôle et la période future de référence t_f (e.g. $t_f = 2070-2099$), où $Y_{v,s,r}$ est le rapport d'échelle associé à ce changement et où $\Delta T_r(t_f)$ est la valeur du réchauffement global obtenue par le GCM utilisé pour piloter le RCM r . Le vecteur $\mathbf{Y}_r$ des rapports d'échelle pour les différentes variables climatiques régionales considérées définit la sensibilité climatique du climat régional au réchauffement global telle qu'estimée par le modèle climatique r (c'est-à-dire la réponse climatique régionale par degré de réchauffement global).

$$\mathbf{Y}_r = [Y_{v,s,r}]_{v:1..n, s:1..m} \quad (12.29)$$

où n est le nombre de variables climatiques régionales (cf. changement de température et de précipitation en moyenne et/ou variabilité) et où m est le nombre de saisons considérées ($m = 4$ s'il s'agit de l'été, l'automne, l'hiver et le printemps ; $m = 12$ s'il s'agit des 12 mois de l'année).

Un scénario de changement climatique régional $\mathbf{X}_r(t)$ entre la période contrôle et une période future t autre que la période future t_f peut se déduire de la sensibilité climatique $\mathbf{Y}_r$ de la façon suivante :

$$\mathbf{X}_r(t) = \mathbf{Y}_r \cdot \Delta T(t) \text{ avec } \mathbf{X}_r(t) = [X_{v,s,r}(t)]_{v:1..n, s:1..m} \quad (12.30)$$

avec $\Delta T(t)$ une estimation du réchauffement global pour la période future t . Le changement absolu ou relatif de la variable v pour la saison s s'exprime donc pour chaque variable et chaque saison sous la forme : $X_{v,s,r}(t) = Y_{v,s,r} \times \Delta T(t)$.

Le facteur d'échelle, c'est-à-dire le réchauffement global $\Delta T(t)$ pour la période future t d'intérêt, peut être extrait simplement de l'une ou l'autre des multiples fonctions de distributions produites pour en caractériser l'incertitude⁶. Les fonctions de distribution proposées par Wigley et Raper (2001) pour le réchauffement global entre 1990 et 3 périodes futures sont par exemple illustrées sur la figure 12.34.

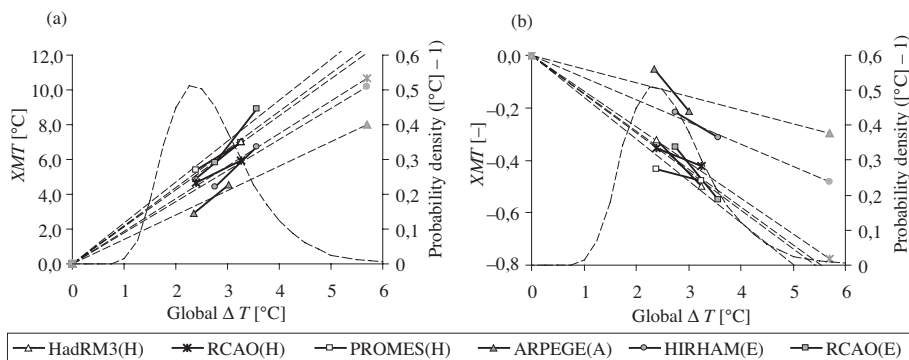


Fig. 12.33 Relations d'échelle entre les changements climatiques estivaux pour la région du plateau suisse et le réchauffement annuel moyen global (ΔT) tels que simulés pour la période 2070-2099 par différents modèles climatiques (GCM+RCM) considérés dans le cadre du projet européen PRUDENCE (d'après Hingray *et al.*, 2007b). (a) Réchauffement régional (XMT en °C) ; (b) changement relatif de précipitation moyenne (XMP en [mm/mm]). Chaque symbole correspond à une des deux expériences climatiques (resp. sous scénario A2 et B2) produite pour chaque modèle climatique. La pente des lignes en traitillés donne pour chaque modèle le rapport d'échelle de la relation d'échelle entre changements régionaux et réchauffement global. Noter que ΔT est spécifique à chaque modèle. La courbe grisée est la fonction de densité de probabilité du réchauffement global entre 1990 et la période 2070-2099 extraites des données de Wigley et Raper (2001).

⁶ Ces fonctions de distributions sont généralement produites à l'aide des dénommés Modèles Climatiques Simplifiés (SCMs) nécessitant des ressources informatiques bien inférieures à celles requises par les GCMs (Wigley *et al.*, 2000). Ces SCMs peuvent donc être utilisés pour estimer le réchauffement global associé à une multitudes de scénarios, permettant par suite de couvrir les incertitudes liées aux principaux facteurs conditionnant le changement climatique (cf. scénario d'émission de gaz à effet de serre pour le XXI^e siècle, sensibilité climatique de la terre à un doublement de la concentration en CO_2 , diffusivité verticale des océans, cycle du carbone, ...) (cf. New et Hulme, 2000 ; Huntingford et Cox, 2000).

La sensibilité climatique régionale telle que définie ci-dessus peut aussi considérer la structure spatiale des changements régionaux (la structure spatiale simulée par le modèle est alors aussi supposée être conservée pour toute période future autre que la période de référence t_f). L'avantage de cette méthode de mise à l'échelle, malgré son extrême simplicité, est qu'elle permet de conserver la cohérence des changements simulés pour la période future de référence t_f par le RCM considéré (cohérence spatiale, saisonnière et pour partie entre variables).

De même que le réchauffement global est fortement incertain, les sensibilités climatiques régionales au réchauffement global sont aussi fortement incertaines. Elles sont par exemple dépendantes du modèle climatique considéré (fig. 12.33). Dans l'idéal, l'incertitude associée devrait être prise en compte dans les analyses d'impact. Les sensibilités pouvant être estimées pour différents modèles climatiques peuvent être par exemple utilisées pour produire autant de scénarios régionaux (cf. Hingray *et al.*, 2007a,b).

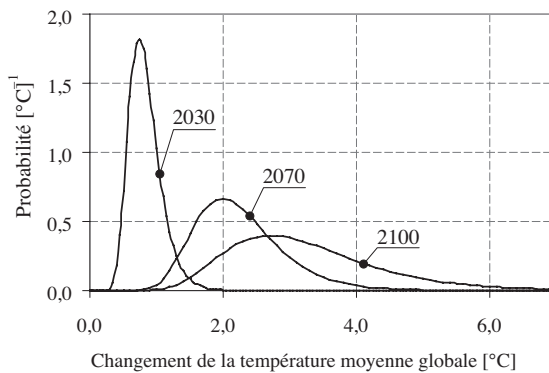


Fig. 12.34 Exemple de fonction de densité de probabilité du réchauffement global entre 1990 et diverses périodes futures (d'après Wigley et Raper, 2001).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBOTT, M.B. and IONESCU, F., 1967. On the numerical computation of nearly-horizontal flows. *Journal of Hydraulic Research*, 5(2): 97–117.
- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., OCONNELL, P.E. and RASMUSSEN, J., 1986a. An Introduction to the European Hydrological System—Système Hydrologique Européen, SHE. 1. History and Philosophy of a Physically-Based, Distributed Modeling System. *Journal of Hydrology*, 87(1-2): 45–59.
- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., OCONNELL, P.E. and RASMUSSEN, J., 1986b. An Introduction to the European Hydrological System—Système Hydrologique Européen, SHE. 2. Structure of a Physically-Based, Distributed Modeling System. *Journal of Hydrology*, 87(1-2): 61–77.
- ABDULLA, F.A. and LETTENMAIER, D.P., 1997. Development of regional parameter estimation equations for a macroscale hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 197(1-4): 230–257.
- ABI-ZEID, I. and BOBEE, B., 1999. The stochastic modeling of low flows: a literature review. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12(3): 459–484.
- AMBROISE, B., 1999. Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 2-Modélisation systémique et dynamique. *Revue des sciences de l'eau*, 12(1): 123–153.
- AMBROISE, B., BEVEN, K. and FREER, J., 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7): 2135–2145.
- AMERMAN, C.R., 1965. Use of Unit-Source Watershed Data for Runoff Prediction. *Water Resources Research*, 1(4): 499–507.
- AMOROCHO, J. and WU, B., 1977. Mathematical-Models for Simulation of Cyclonic Storm Sequences and Precipitation Fields. *Journal of Hydrology*, 32(3-4): 329–345.
- ANCTIL, F., PERRIN, C. and ANDREASSIAN, V., 2003. An output updating of lumped conceptual rainfall/runoff forecasting models. *Journal of the American Water Resources Association*, 39(5): 1269–1279.
- ANCTIL, F., ROUSSELLE, J. and LAUZON, N., 2005. *Hydrologie. Cheminement de l'eau*, 320 pp.
- ANDERSON, E.A., 1976. A Point Energy and Mass Balance Model of Snow Cover, US Department of Commerce, Silver Spring, MD.
- ANDERSON, M.G. and McDONNELL, J.J., 2005. *Encyclopedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester.
- ANDREADIS, K.M. and LETTENMAIER, D.P., 2006. Assimilating remotely sensed snow observations into a macroscale hydrology model. *Advances in Water Resources*, 29(6): 872–886.
- ANDREASSIAN, V., HALL, A., CHAHINIAN, N. and SCHAAKE, J., 2006. Large sample basin experiments for hydrological model parameterisation, IAHS Red Books Series n° 307.
- ANDREASSIAN, V., ODDOS, A. MICHEL, C. *et al.*, 2004. Impact of spatial aggregation of inputs and parameters on the efficiency of rainfall-runoff models: A theoretical study using chimera watersheds. *Water Resources Research*, 40(5).
- ANDREASSIAN, V., SARKISSIAN, V., CHELMICKI, W., STĂNESCU, V.A. and MOUSSA, R., 2001. *Lexique Hydrologique pour l'Ingénieur: Anglais-Français-Arménien-Russe-Polonais-Roumain-Arabe* Cemagref, Antony, 210 pp.

- ANDRIEU, H., DELRIEU, G. and CREUTIN, J.-D., 1995. Identification of vertical profiles of radar reflectivities for hydrological applications using an inverse method. Part 2: Sensitivity analysis and case study. *J. Appl. Meteor.*, 34: 240–259.
- ANDRIEU, H., FRENCH, M.N., THAUVIN, V. and KRAJEWSKI, W.F., 1996. Adaptation and application of a quantitative rainfall forecasting model in a mountainous region. *Journal of Hydrology*, 184(3-4): 243–259.
- ANQUETIN, S., F., MINSICLOUX, J.M.F., CREUTIN, J.-D. and COSMA, S., 2003. Numerical simulation of orographic rainbands. *Journal of Geophysical Research*, 108(D8): 8386, doi:10.1029/2002JD001593.
- ANTOLIK, M.S. 2000. An overview of the National Weather Service's centralized statistical quantitative precipitation forecasts. *Journal of Hydrology*, 239(1-4): 306–337.
- ARNAUD, P. and LAVABRE, J., 2002. Coupled rainfall model and discharge model for flood frequency estimation. *Water Resources Research*, 38(6).
- ARNAUD, P., BOUVIER, C., CISNEROS, L. and DOMINGUEZ, R., 2002. Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Journal of Hydrology*, 260(1-4): 216–230.
- ARNOLD, J.G. and ALLEN, P.M., 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American Water Resources Association*, 35(2): 411–424.
- ARNOLD, N., RICHARDS, K., WILLIS, I. and SHARP, M., 1998. Initial results from a distributed, physically based model of glacier hydrology. *Hydrological Processes*, 12(2): 191–219.
- ARONICA, G., HANKIN, B. and BEVEN, K., 1998. Uncertainty and equifinality in calibrating distributed roughness coefficients in a flood propagation model with limited data. *Advances in Water Resources*, 22(4): 349–365.
- ARR, 1998. Australian Rainfall and Runoff: A Guide to Flood Estimation, Vol. 1, Institution of Engineers, Australia, Editor-in-chief D.H. Pilgrim, Revised Edition 1987 (reprinted edition), Barton, ACT.
- ASCE, 1992. Design & Construction of Urban Stormwater Management Systems. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 77, New York, NY.
- ASCE, 1996. Hydrology Handbook. ASCE Manuals and Reports of Engineering Practice N°28, 2nd Ed., New York.
- ASCE, 2005. The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. American Society of Civil Engineers, 173 pp.
- ASCHWANDEN, H., 1993. Le débit d'étiage Q347: détermination et estimation pour les bassins versants alpins de Suisse: une méthode pratique, Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Service hydrologique et géologique national, Berne.
- ATLAS DE LA SUISSE, 1965–1978. Atlas de la Suisse. Edition du Service topographique fédéral, Berne.
- ATLAS, D. and ULBRICH, C.W., 1977. Path-Integrated and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in 1–3 Cm Band. *Journal of Applied Meteorology*, 16(12): 1322–1331.
- AUBERT, D., LOUMAGNE, C. and OUDIN, L., 2003. Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 280(1-4): 145–161.
- AVISSAR, R. and PIELKE, R.A., 1989. A Parameterization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical-Models and Its Impact on Regional Meteorology. *Monthly Weather Review*, 117(10): 2113–2136.
- BACH, H. and MAUSER, W., 2003. Methods and examples for remote sensing data assimilation in land surface process modeling. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7): 1629–1637.
- BADER, S. and BANTLE, H., 2004. Das Schweizer Klima im Trend—Temperatur und Niederschlagsentwicklung 1864–2001. *MétéoSuisse*, 48 pp.
- BAILLARGON, S., 2005. Le krigeage: revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale des données de précipitation. Master Thesis, Université Laval, Québec.
- BAKER, V.R., 1987. Paleoflood Hydrology and Extraordinary Flood Events. *Journal of Hydrology*, 96(1-4): 79–99.
- BARDOSSY, A. and PLATE, E.J., 1992. Space-Time Model for Daily Rainfall Using Atmospheric Circulation Patterns. *Water Resources Research*, 28(5): 1247–1259.
- BARDOSSY, A., DUCKSTEIN, L. and BOGARDI, I., 1995. Fuzzy Rule-Based Classification of Atmospheric Circulation Patterns. *International Journal of Climatology*, 15(10): 1087–1097.
- BARDOSSY, A., STEHLIK, J. and CASPARY, H.J., 2002. Automated objective classification of daily circulation patterns for precipitation and temperature downscaling based on optimized fuzzy rules. *Climate Research*, 23(1): 11–22.

- BARRÉ DE SAINT VENANT, A.J.C., 1871. Théorie du mouvement non permanent des eaux. Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, 73: 147–154 et 237–240.
- BARRY, R.G. and RICHARD J.C., 1998. Atmosphere, Weather and Climate, Routledge, Seventh Edition.
- BARRY, R.G., 2006. The status of research on glaciers and global glacier recession: a review. Progress in Physical Geography, 30(3): 285–306.
- BASTIAANSEN, W.G.M., MOLDEN, D.J. and MAKIN, I.W., 2000. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. Agricultural Water Management, 46(2): 137–155.
- BATES, B.C., CHARLES, S.P. and HUGHES, J.P., 1998. Stochastic downscaling of numerical climate model simulations. Environmental Modelling & Software, 13(3–4): 325–331.
- BATES, P.D., 2004. Remote sensing and flood inundation modelling. Hydrological Processes, 18(13): 2593–2597.
- BAUR, F., HESS, P. and NAGEL, H., 1944. Kalender der Großwetterlagen Europas 1881–1939, Bad Homburg v. d. H.
- BAUDEZ, J. C., LOUMAGNE, C., MICHEL, C., PALAGOS, B., GOMENDY, V., and BARTOLI, F., 1999. Modélisation hydrologique et hétérogénéité spatiale des bassins. Vers une comparaison de l'approche globale et de l'approche distribuée, Etude et Gestion des Sols, 6, 165–184.
- BAXTER, B.E. and RIFAI, H., 2002. Chapitre 10: GIS Applications in hydrology. pp. 633–658. In: BEDIENT, P.B. and HUBER, W.C. (Editors), Hydrology and Floodplain Analysis. Prentice-Hall Publishing Co., 3rd Ed., Upper Saddle River. Beck, J., 2006. Streambank erosion hazard mapping: concepts, methodology and application on the Venoge River (Switzerland). PhD Thesis, EPFL, Lausanne, 228 pp.
- BECKER, F. and LI, Z.L., 1990. Temperature-Independent Spectral Indexes in Thermal Infrared Bands. Remote Sensing of Environment, 32(1): 17–33.
- BECKER, L. and YEH, W.W.-G., 1974. Optimization of Real-Time Operation of a Multiple Reservoir System. Water Resources Research, 10(6): 1107–1112.
- BEDIENT, P.B. and HUBER, W.C., 2002. Hydrology and Floodplain Analysis, 3rd Ed. Prentice-Hall Publishing Co., Upper Saddle River, 763 pp.
- BELL, V.A. and MOORE, R.J., 2000. Short period forecasting of catchment-scale precipitation. Part II: a waterbalance storm model for short-term rainfall and flood forecasting. Hydrology and Earth System Sciences, 4(4): 635–651.
- BELLONE, E., HUGHES, J.P. and GUTTORP, P., 2000. A hidden Markov model for downscaling synoptic atmospheric patterns to precipitation amounts. Climate Research, 15(1): 1–12.
- BENTO, G. *et al.*, 2004. Use of systematic, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation. Review of scientific methods. Natural Hazards, 31(3): 623–643.
- BENSON, M.A., 1962. Evolution of Methods for Evaluating the Occurrence of Floods. U.S., Ecological Survey, Water Supply Paper, 1580-A.
- BERGSTRÖM, S. and FORSMAN, A., 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. Nordic Hydrology, 4: 147–170.
- BERGSTRÖM, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI report RH07, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden.
- BERGSTRÖM, S., 1992. The HBV model—its structure and applications. SMHI Reports RH, No. 4, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden.
- BERNE, A., DELRIEU, G., CREUTIN, J.D. and OBLED, C., 2004. Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. Journal of Hydrology, 299(3–4): 166–179.
- BÉROD, D., 1994. Contribution à l'estimation des crues rares à l'aide de méthodes déterministes: apport de la description géomorphologique pour la simulation des processus d'écoulement. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 191 pp.
- BÉROD, D.D., SINGH, V.P., DEVRED, D. and MUSY, A., 1995. A Geomorphologic Nonlinear Cascade (Gnc) Model for Estimation of Floods from Small Alpine Watersheds. Journal of Hydrology, 166(1–2): 147–170.
- BERTHIER, E., 2005. Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya). Contribution de l'imagerie satellitaire. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- BERTHIER, E., 2007. Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya). Contribution de l'imagerie satellitaire. La Houille Blanche, 2: 116–121.
- BEVEN, K.J., 2012. Rainfall-Runoff modeling. The Primer, 2nd edition, Wiley-Blackwell, Chichester UK.

- BEVEN, K., 1977. Hillslope Hydrographs by Finite-Element Method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2(1): 13–28.
- BEVEN, K., 1989. Changing ideas in hydrology. The case of physically-based models. *Journal of hydrology*, 105(1-2): 157–172.
- BEVEN, K., KIRBY, M., SCHOFIELD, N. and TAGG, A., 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *J. Hydrol.*, 69: 119–143.
- BEVEN, K.J. and BINLEY, A., 1992. The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction. *Hydrological Processes*, 6(3): 279–298.
- BEVEN, K.J. and KIRBY, M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrologic Sciences Bulletin*, 24: 43–69.
- BEVEN, K.J. and WOOD, E.F., 1993. Flow routing and the hydrological response of channel networks. pp. 99–128. In: BEVEN, K.J. and KIRKBY, M.J. (Editors), *Channel Networks*. Wiley, Chichester, UK.
- BEVEN, K.J., 1996. Equifinality and Uncertainty in Geomorphological Modelling. pp. 289–313. In: RHOADS, B.L. and THORN, C.E. (Editors), *The Scientific Nature of Geomorphology*. Wiley, Chichester, UK.
- BEVEN, K.J., 2000. *Rainfall runoff modelling. The primer*. Wiley, Chichester, UK, 372 pp.
- BEVEN, K.J., KIRKBY, M.J., SCHOFIELD, N. and TAGG, A.F., 1984. Testing a Physically-based Flood Forecasting-Model (Topmodel) for 3 Uk Catchments. *Journal of Hydrology*, 69(1-4): 119–143.
- BLOSCHE, G. and SIVAPALAN, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological Processes*, 9(3-4): 251–290.
- BOBEE, B. *et al.*, 1996a. Presentation and review of some methods for regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 186(1-4): 63–84.
- BOBEE, B. *et al.*, 1996b. Inter-comparison of regional flood frequency procedures for Canadian rivers. *Journal of Hydrology*, 186(1-4): 85–103.
- BOCQUILLON, C., 1978. Propagation des écoulements transitoires intermittents dans les systèmes hydrauliques à surface libre, Note 44/78. Laboratoire d'Hydrologie Mathématique, USTL, Montpellier, 85 pp.
- BOÉ, J. and TERRAY, T., 2008. Régimes de temps et désagrégation d'échelle. *La Houille Blanche*, 2: 45–51.
- BOÉ, J., 2007. Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 pp.
- BOÉ, J., TERRAY, L., HABETS, F. and MARTIN, E., 2006. A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D23).
- BONNIN, G.M. *et al.*, 2004. NOAA Atlas 14—Precipitation—Frequency Atlas of the United States, Volume 2. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Weather Service, Silver Spring, Maryland.
- BONTRON, G., 2004. Prédiction quantitative des précipitations: adaptation probabiliste par recherche d'analogues. Utilisation des Réanalyses NCEP/NCAR et application aux précipitations du Sud-Est de la France. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble, 262 pp.
- BOONE, A. and ETCHEVERS, P., 2001. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an Alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4): 374–394.
- BORONEANT, C., PLAUT, G., GIORGI, F. and BI, X., 2006. Extreme precipitation over the Maritime Alps and associated weather regimes simulated by a regional climate model: Present-day and future climate scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, 86(1-4): 81–99.
- BOUCHET, R.J., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique, IAHS General Assembly of Berkeley. IAHS Publ., No. 62, pp. 134–142.
- BOUDEVILLAIN, B., 2003. Contribution à la définition des caractéristiques d'un radar hydrologique urbain. Prédiction de la pluie à très courte échéance. Thèse de doctorat, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 151 pp.
- BOUDEVILLAIN, B., ANDRIEU, H. and CHAUMERLIAC, N., 2006. Evaluation of RadVil, a radar based very-short term rainfall forecasting model. *J. Hydrometeor.*, 7(1): 178–189.
- BOUGHTON, W. and CHIEW, F., 2007. Estimating runoff in ungauged catchments from rainfall, PET and the AWBM model. *Environmental Modelling & Software*, 22(4): 476–487.
- BOUGHTON, W. and DROOP, O., 2003. Continuous simulation for design flood estimation—a review. *Environmental Modelling and Software*, 18(3-4): 309–318.

- BOUGHTON, W.C., 1993. A hydrograph-based model for estimating water yield of ungauged catchments. Institute of Engineers Australia National Conference, Publ. 93/14, pp. 317–324.
- BOUSSINESQ, J., 1904. Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol. *Journal de mathématiques pures et appliquées*, 10(1 & 4): 5–78 & 63–394.
- BOX, G.E.P. and JENKINS, G.M., 1970. Time series analysis: forecasting and control. Holden-Day series in time series analysis and digital processing. CA: Holden-Day, San Francisco, 575 pp.
- BRAGA, B.P.F., YEH, W.W.G., BECKER, L. and BARROS, M.T.L., 1991. Stochastic Optimization of Multiple-Reservoir-System Operation. *Journal of Water Resources Planning and Management-Asce*, 117(4): 471–481.
- BRAUD, I., DANTASANTONINO, A.C., VAUCLIN, M., THONY, J.L. and RUELLE, P., 1995. A Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model (Sispat) Development and Field Verification. *Journal of Hydrology*, 166(3–4): 213–250.
- BRINGI, V.N. and CHANDRASEKAR, V., 2001. Polarimetric Doppler Weather Radar. Principles and Applications. Cambridge University Press, 629 pp.
- BROWN, R. and GOODISON, B.E., 2005. Snow cover. pp. 2464–2474. In: ANDERSON, M.G. and McDONNELL, J.J. (Editors), *Encyclopedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. and BRUNOT, G., 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128): 13–22.
- BRUN, E., MARTIN, E., SIMON, V., GENDRE, C. and COLEOU, C., 1989. An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting. *Journal of Glaciology*, 35(121): 333–342.
- BRUTSAERT, W. and NIEBER, J.L., 1977. Regionalized Drought Flow Hydrographs from a Mature Glaciated Plateau. *Water Resources Research*, 13(3): 637–644.
- BRUTSAERT, W. and STRICKER, H., 1979. Advection-Aridity Approach to Estimate Actual Regional Evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15(2): 443–450.
- BRUTSAERT, W., 2005. *Hydrology—An introduction*. Cambridge University Press, New York, NY, 605 pp.
- BUISHAND, T.A. and BRANDSMA, T., 1997. Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands. *International Journal of Climatology*, 17(8): 875–889.
- BUISHAND, T.A. and BRANDSMA, T., 2001. Multisite simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine basin by nearest-neighbor resampling. *Water Resources Research*, 37(11): 2761–2776.
- BULTER, D. and DAVIES, J.W., 2000. *Urban Drainage*. Ed. E&FN Spon, London, 490 pp.
- BURN, D.H., 1988. Delineation of Groups for Regional Flood Frequency-Analysis. *Journal of Hydrology*, 104(1–4): 345–361.
- BURN, D.H., 1989. Cluster-Analysis as Applied to Regional Flood Frequency. *Journal of Water Resources Planning and Management-Asce*, 115(5): 567–582.
- BURN, D.H., 1990. Evaluation of Regional Flood Frequency-Analysis with a Region of Influence Approach. *Water Resources Research*, 26(10): 2257–2265.
- BURN, D.H., 1997. Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. *Journal of Hydrology*, 202(1–4): 212–230.
- BUTLER, D. and DAVIES, J.W., 2000. *Urban drainage*. E & FN Spon, London.
- BUTTS, M.B., PAYNE, J.T., KRISTENSEN, M. and MADSEN, H., 2004. An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of hydrology*, 298(1–4): 242–266.
- BUZZI, A. and FOSCHINI, L., 2000. Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the southern Alpine region. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72(2–4): 131–146.
- BWG 2003 Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten, Praxishilfe, Bericht des BWG (Bundesamt für Wasser und Geologie), Serie Wasser No 4, Berne, Switzerland.
- CASATI, B., *et al.*, 2008. Forecast verification: current status and future directions. *Meteorol. Appl.* 15, 3–18. doi:10.1002/met.52.
- CALVER, A., 1988. Calibration, Sensitivity and Validation of a Physically-Based Rainfall Runoff Model. *Journal of Hydrology*, 103(1–2): 103–115.
- CAPPELLAERE, B., 1985. Le modèle STREAM—Application à l'aménagement de la vallée du TARN à Montauban. BCEOM, 16 pp.
- CAPPELLAERE, B., 1997. Accurate diffusive wave routing. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 123(3): 174–181.

- CAPPUS, P., 1960. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. Bassin expérimental de l'Alrance. La Houille Blanche, July–August, 1960, no. A: 493–520.
- CARLIER, M., 1972. *Hydraulique Générale et Appliquée*, 14. Editions Eyrolles, 566 pp.
- CARLSON, R.E. and FOLEY, T.A., 1991a. Radial Basis Interpolation Methods on Track Data, Lawrence Livermore National Laboratory, UCRL-JC-1074238.
- CARLSON, R.E. and FOLEY, T.A., 1991b. The Parameter R2 in Multiquadric Interpolation. *Computers & Mathematics with Applications*, 21(9): 29–42.
- CARPENTER, T.M. and GEORGAKAKOS, K.P., 2001. Assessment of Folsom lake response to historical and potential future climate scenarios: 1. Forecasting. *Journal of Hydrology*, 249(1–4): 148–175.
- CARPENTER, T.M. and GEORGAKAKOS, K.P., 2006. Intercomparison of lumped versus distributed hydrologic model ensemble simulations on operational forecast scales. *Journal of Hydrology*, 329(1–2): 174–185.
- CASSOU, C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 45: 21–32.
- CASTAINGS, W., LE DIMET, F.-X. and DARTUS, D., 2003. Assimilation de données in situ et télédétection pour la modélisation hydrologique. *Bulletin—Société française de photogrammétrie et de télédétection*, 172: 50–60.
- CASTAINGS, W., LE DIMET, F.-X., DARTUS, D. and SAULNIER, G.M., 2006. Potentiel et limitations des méthodes variationnelles pour la modélisation hydrologique, Colloque national sur l'assimilation de données, Toulouse.
- CASTANY, G., 1998. *Hydrogéologie: principes et méthodes*. Ed. Dunod, Paris, 236 pp.
- CASTELLE, T., 1994. Transport de la neige par le vent en montagne: approche expérimentale du site du Col du Lac Blanc. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne.
- CAVADIAS, G.S., 1990. The canonical correlation approach to regional flood estimation, Regionalisation in hydrology. IAHS, Wallingford, Ljubljana, pp. 171–178.
- CFGB, 1994. Les crues de projet des barrages: méthode du GRADEX. Design Flood Determination by the Gradex Method. Bulletin du Comité Français des Grands Barrages N°2, 18° Congrès CIGB-ICOLD, 96 pp.
- CHADWICK, A. and MORFETT, J., 1998. *Hydraulics in Civil and Environmental Engineering*. 3rd edition, Spon, 600 pp.
- CHAHINIAN, N., MOUSSA, R., ANDRIEUX, P. and VOLTZ, M., 2006. Accounting for temporal variation in soil hydrological properties when simulating surface runoff on tilled plots. *Journal of Hydrology*, 326(1–4): 135–152.
- CHALON, J.-P., 2002. *Combien pèse un nuage? Ou pourquoi les nuages ne tombent pas?* EDP Sciences, Les Ulis, France, 187 pp.
- CHAPMAN, T., 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13(5): 701–714.
- CHAPON, B., 2006. Étude des pluies intenses dans la région Cévennes-Vivarais à l'aide du radar météorologique. Régionalisation des traitements radar et analyse granulométrique de la pluie au sol. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble, 197 pp.
- CHARDON, J. *et al.*, 2013. Spatial similarity and transferability of analog dates for precipitation downscaling over France. *J. Climate* (in press).
- CHARLEUX-DEMARGNE, J., 2001. Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie. Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants. Thèse de doctorat, Univ. Marne la vallée, 350 pp.
- CHASTAN, B., GILARD, O., GIVONE, P. and OBERLIN, G., 1994. Le modèle Inondabilité, présent et avenir. Crues et Inondations, 23èmes Journées de l'Hydraulique, Congrès de la SHF, pp. 741–744.
- CHAUDHRY, M.H., 1993. *Open-Channel Flow*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA.
- CHAUVET, P., 1999. *Aide-mémoire de géostatistique linéaire*. Presses de l'Ecole des Mines de Paris, Paris, 370 pp.
- CHIEW, F.H.S. and MCMAHON, T.A., 1991. The Applicability of Morton and Penman Evapotranspiration Estimates in Rainfall-Runoff Modeling. *Water Resources Bulletin*, 27(4): 611–620.
- CHIN, D.A., 2000. *Water Resources Engineering*. Ed. Prentice Hall, New Jersey, US, 750 pp.
- CHOCAT, B., (éd.), 1997. *Encyclopédie de l'Hydrologie Urbaine et de l'Assainissement*. Ed. Lavoisier, Paris, 1124 pp.
- CHOW, V.T., 1959. *Open Channel Hydraulics*. Mc Graw Hill, New York, 197 pp.

- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. and MAYS, L.W., 1988. Applied Hydrology. Civil Engineering Series. McGraw-Hill International Editions, 572 pp.
- CHOWDHURY, J.U., STEDINGER, J.R. and LU, L.H., 1991. Goodness-of-Fit Tests for Regional Generalized Extreme Value Flood Distributions. *Water Resources Research*, 27(7): 1765–1776.
- CHRISTENSEN, J.H., CARTER, T.R., RUMMUKAINEN, M., GEORGIOU, A. *et al.*, 2007. Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change*, 81(1): 1–6.
- CLABOR, B. and MOORE, W., 1970. Numerical simulation of watershed hydrology, University of Texas.
- CLARKE, L., *et al.*, 2007. Scenarios of Greenhouse Gas Emissions and Atmospheric Concentrations. Sub-report 2.1A of Synthesis and Assessment Product 2.1 by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. Department of Energy, Office of Biological & Environmental Research, Washington, 7 DC., USA, 154 pp.
- CLARK, M.P. *et al.*, 2006. Assimilation of snow covered area information into hydrologic and land-surface models. *Advances in Water Resources*, 29(8): 1209–1221.
- CLARKE, R.T., 1973. Mathematical models in hydrology. Irrigation and Drainage paper N° 19. FAO, Rome.
- COIFFIER, J., 2000. Un demi-siècle de prévision numérique du temps. *La Météorologie*, 30: 11–31.
- COLBECK, S.C., 1978. The physical aspects of water flow through snow. *Advances in Hydrosience*, 11: 165–206.
- CONDIE, R. and LEE, K.A., 1982. Flood Frequency-Analysis with Historic Information. *Journal of Hydrology*, 58(1-2): 47–61.
- CONSUEGRA, D. and MUSY, A., 1989. La méthode rationnelle. Teaching notes for Bs hydrological courses, EPFL, Lausanne, 28 pp.
- CONSUEGRA, D., NIGGLI, M. and MUSY, A., 1998. Concepts méthodologiques pour le calcul des crues. Application au bassin versant supérieur du Rhône. *Wasser Energie Luft - Eau Energie Air*, 9/10: 223–231.
- CONWAY, D., WILBY, R.L. and JONES, P.D., 1996. Precipitation and air flow indices over the British Isles. *Climate Research*, 7(2): 169–183.
- COPELAND *et al.*, 2001. Hydraulic Design of Stream Restoration Projects, US Army Corps of Engineers, Washington, DC 20314-1000, 110p + Appendix.
- CORDERY, I. and PILGRIM D. M., 1984. Time Patterns of Rainfall for Estimating Design Floods on a Frequency Basis. *Wat. Sci. Tech.* 16: 155–165.
- CORRADINI, C., MORBIDELLI, R. and MELONE, F., 1998. On the interaction between infiltration and Hortonian runoff. *Journal of Hydrology*, 204(1-4): 52–67.
- CORRIOU, J.P., 1996. Commande des procédés. Génie des procédés de l'Ecole de Nancy, TEC&DOC. Ed. Lavoisier.
- CORTE-REAL, J., QIAN, B.D. and XU, H., 1998. Regional climate change in Portugal: Precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 18(6): 619–635.
- COSENDAY, C. and ROBINSON, M., 2000. Hydrologie continentale. Ed. Armand Colin, Paris, 360 pp.
- COURAULT, D., SEGUIN, B. and OLIOSO, A., 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(3-4): 223–249.
- COUTAGNE, A., 1948. Météorologie et hydrologie. Étude générale des débits et des facteurs qui les conditionnent. 2eme partie: les variations de débit en période non influencée par les précipitations. Le débit d'infiltration (corrélations fluviales internes). *La Houille Blanche*, pp. 416–436.
- COWPERTWAIT, P.S.P., 1995. A Generalized Spatial-Temporal Model of Rainfall Based on a Clustered Point Process. *Proceedings of the Royal Society of London Series a-Mathematical and Physical Sciences*, 450(1938): 163–175.
- COWPERTWAIT, P.S.P., 2006. A spatial-temporal point process model of rainfall for the Thames catchment, UK. *Journal of Hydrology*, 330(3-4): 586–595.
- COWPERTWAIT, P.S.P., O'CONNELL, P.E., METCALFE, A.V. and MAWDSLEY, J.A., 1996. Stochastic point process modelling of rainfall. 2. Regionalisation and disaggregation. *Journal of Hydrology*, 175(1-4): 47–65.
- COX, D.R. and ISHAM, V., 1994. Stochastic models of precipitation. pp. 3–18. In: BARNETT, V.D. and TURKMAN, K.F. (Editors), *Statistics for the Environment*, 2: Water related issues. Wiley, Chichester.
- CRAWFORD, N.H. and LINSLEY, R.K., 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. Stanford Univ., Palo Alto, Calif., Tech. Rep. No. 39.

- CREUTIN, J.D. and OBLED, C., 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields. An objective comparison. *Water Resources Research*, 18(2): 413–431.
- CROCKFORD, R.H. and RICHARDSON, D.P., 2000. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 14(16–17): 2903–2920.
- CUNGE, J.A., 1995. Modèles mathématiques en hydraulique et en hydrologie (Mathematical models in hydraulics and in hydrology). *Techniques de l'ingénieur. Construction*, CB1(C180): C180.1–C180.17.
- CUNGE, J.A., HOLLY, F.M. and VERWEY, A., 1980. *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Monographs and surveys. *Water Resources Engineering*, 3. Pitman Publishing, London, 420 pp.
- CUNGE, J.A., 1969. Au sujet d'une méthode de propagation de crue. *Journal of Hydraulics Research*, 7: 205–230.
- CUNNANE, C., 1988. Methods and Merits of Regional Flood Frequency-Analysis. *Journal of Hydrology*, 100(1–3): 269–290.
- CUNNANE, C., 1989. Statistical distributions for flood frequency analysis. *Operational Hydrology Report No. 33*. World Meteorological Organization, Geneva.
- D'ALMEIDA, C. *et al.*, 2006. A water balance model to study the hydrological response to different scenarios of deforestation in Amazonia. *Journal of Hydrology*, 331(1–2): 125–136.
- DALRYMPLE, T., 1960. Flood-Frequency Analyses. *Manual of Hydrology: Part 3, Flood-Flow Techniques*. Geological Survey Water-Supply Paper: 1543-A. US Geological Survey, Washington, 80 pp.
- DALTON, J., 1802a. Experiments and observations to determine whether the quantity of rain and dew is equal to the quantity of water carried off by the rivers and raised by evaporation; with an enquiry into the origin of springs. *Mem. Lit. Philos. Soc. Manchester*, V, II, pp. 346–372.
- DALTON, J., 1802b. Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam or vapour from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air; on evaporation expansion of gases by heat. *Mem. Lit. Philos. Soc. Manchester*, V, II, pp. 535–602.
- DARCY, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau. Victor Dalmont, Paris.
- DAVISON, B. and PIETRONIRO, A., 2005. Hydrology of Snowcovered Basins, *Encyclopedia of Hydrological Sciences — Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 2506–2524.
- DE ROO, A.P.J., WESSELING, C.G. and RITSEMA, C.J., 1996. LISEM: a single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output. *Hydrological Processes*, 10(8): 1107–1117.
- DEE, D.P., *et al.*, 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597. doi:10.1002/qj.828
- DEGUCHI, A., HATTORI, S. and PARK, H.T., 2006. The influence of seasonal changes in canopy structure on interception loss: Application of the revised Gash model. *Journal of Hydrology*, 318(1–4): 80–102.
- DEIDDA, R., BENZI, R. and SICCARDI, F., 1999. Multifractal modeling of anomalous scaling laws in rainfall. *Water Resources Research*, 35(6): 1853–1867.
- DELLEUR, J.W., 1991. Time series analysis applied to hydrology, V.U.B.-Hydrologie, Brussels, 290 pp.
- DELRIEU, G. *et al.*, 2005. The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 6(1): 34–52.
- DELRIEU, G., ANDRIEU, H. and CREUTIN, J.D., 2000. Quantification of path-integrated attenuation for X- and C-band weather radar systems operating in heavy rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 39(6): 840–850.
- DEMUTH, S., 1993. Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. Band/volume 1. Universität Freiburg, Freiburg.
- DEQUE, M. *et al.*, 2005. Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Climate Dynamics*, 25(6): 653–670.
- DÉQUÉ, M., 2003. La Prévision numérique à l'échelle saisonnière: que sait-on faire et que peut-on espérer? *La Météorologie*, 41: 20–29.
- DESBORDES, M., 1984. Modélisation en hydrologie urbaine. Recherches et applications. Université Montpellier II, Laboratoire d'hydrologie mathématique STU, 183 pp.
- DESER, C., PHILLIPS, A., BOURDETTE, V., TENG, H., 2012. Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Climate Dynamics* 38, 527–546. doi:10.1007/s00382-010-0977-x
- DINGMAN, S.L., 2002. *Physical Hydrology*. Prentice-Hall, New Jersey, 646 pp.

- DOLCINÉ, L., 1997. Prévision quantitative à très courte échéance de la pluie. Modèle global adapté à l'information radar. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier 1, Grenoble, 183 pp.
- DOUVILLE, H., ROYER, J.F. and MAHFOUF, J.F., 1995. A New Snow Parameterization for the Meteo-France Climate Model. 1. Validation in Stand-Alone Experiments. *Climate Dynamics*, 12(1): 21–35.
- DOWNER, C.W., OGDEN, F.L., MARTIN, W.D. and HARMON, R.S., 2002. Theory, development, and applicability of the surface water hydrologic model CASC2D. *Hydrological Processes*, 16(2): 255–275.
- DRAPER, N.R. and SMITH, H., 1981. Applied regression analysis. Second edition, John Wiley & Sons, New York, 736 pp.
- DROGUE, G., HUMBERT, J., DERAISME, J., MAHR, N. and FRESLON, N., 2002. A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *International Journal of Climatology*, 22(5): 599–613.
- DUAN, Q. *et al.*, 2006. Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops. *Journal of Hydrology*, 320(1-2): 3–17.
- DUAN, Q., GUPTA, V. K., and SOROOSHIAN, S., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.*, 28, 1015–1031.
- DUAN, Q.Y., GUPTA, H., SOROOSHIAN, S., ROUSSEAU, A.N. and TURCOTTE, R., 2003. Calibration of watershed models. *Water Science and Application 6*. American Geophysical Union, Washington, DC, 345 pp.
- DUBAND, D., 1970. Reconnaissance dynamique de la forme des situations météorologiques. Application à la prévision quantitative des précipitations. Thèse de doctorat, Faculté des sciences de Paris.
- DUBAND, D., 2002. Imagerie satellitaire et radar au service de l'eau. *La Houille Blanche*, 1: 29–30.
- DUBAND, D., OBLED, C. and RODRIGUEZ, J.Y., 1993. Unit-Hydrograph Revisited—an Alternate Iterative Approach to Uh and Effective Precipitation Identification. *Journal of Hydrology*, 150(1): 115–149.
- DUFRESNE, J.-L. *et al.*, 2006. Simulation du climat récent et futur par les modèles du CNRM et de l'IPSL. *La Météorologie*, 55(45-59).
- DUMAS, A., 2006. Méthode de maximisation: estimation des crues maximales probables (CMP). *La Houille Blanche*, 5: 74–79.
- DUNKERLEY, D., 2000. Measuring interception loss and canopy storage in dryland vegetation: a brief review and evaluation of available research strategies. *Hydrological Processes*, 14(4): 669–678.
- DUNNE, T. and BLACK, R.D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Wat. Resour. Res.*, 6: 478–480.
- DUNNE, T., PRICE, A.G. and COLBECK, S.C., 1976. Generation of Runoff from Subarctic Snowpacks. *Water Resources Research*, 12(4): 677–685.
- DUPONT, S., DEMARGNE, L. and DURAND, P., 1998. Production de MNT à partir de données SAR RADAR-SAT. Rapport Final, Programme AvalSAR, CNES, Toulouse.
- DURAND, M. and MARGULIS, S.A., 2006. Feasibility test of multifrequency radiometric data assimilation to estimate snow water equivalent. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3): 443–457.
- DURRANS, S.R. and KIRBY, J.T., 2004. Regionalization of extreme precipitation estimates for the Alabama rainfall atlas. *Journal of Hydrology*, 295(1-4): 101–107.
- DURRANS, S.R. and TOMIC, S., 1996. Regionalization of low-flow frequency estimates: An Alabama case study. *Water Resources Bulletin*, 32(1): 23–37.
- DÜSTER, H., 1994. Modellierung der räumlichen Variabilität seltener Hochwasser in der Schweiz, *Geographica Bernesia G44*, Geographisches Institut der Universität Bern.
- EAGLESON, P.S., 1970. *Dynamic Hydrology*. McGraw-Hill, New York, pp. 337–366.
- ECKHARDT, K., 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2): 507–515.
- EDIJATNO, N. and MICHEL, C., 1989. Un modèle pluie-débit à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2: 113–121.
- EDIJATNO, NASCIMENTO, N.D., YANG, X.L., MAKHLOUF, Z. and MICHEL, C., 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 44(2): 263–277.
- EL-AWAR, F.A., LABADIE, J.W. and OUARDA, T., 1998. Stochastic differential dynamic programming for multireservoir system control. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 12(4): 247–266.
- ELLIOTT, R.D., 1949. The weather types of N. America. *Weatherwise*, 2: 15–18, 40–43, 64–67, 86–88, 110–113, 136–138.

- ETCHEVERS, P. *et al.*, 2004. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of Glaciology*, 38(1): 150–158.
- ETCHEVERS, P., DURAND, Y., HABETS, F., MARTIN, E. and NOILHAN, J., 2000. Impact of spatial resolution on the hydrological simulation of the Durance high Alpine catchment. *Annals of Glaciology*, 32: 87–92.
- ETCHEVERS, P., GOLAZ, C., HABETS, F. and NOILHAN, J., 2002. Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D16).
- EVIN, G. and FAVRE, A.-C., 2008. A new rainfall model based on the Neyman-Scott process using cubic copulas. *Wat. Resour. Res.*, 44: W03433, doi:10.1029/2007WR006054.
- EWEN, J. and PARKIN, G., 1996. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Method. *Journal of hydrology*, 175(1-4): 583–594.
- FAO, 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, 300 pp.
- FAVRE, A.C., 2001. Single and Multi-Site Modelling of Rainfall based on the Neyman-Scott Process. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 133 pp.
- FAVRE, A.C., MUSY, A. and MORGENTHALER, S., 2002. Two-site modeling of rainfall based on the Neyman-Scott process. *Water Resources Research*, 38(12).
- FAVRE, A.-C., MUSY, A. and MORGENTHALER, S., 2004. Unbiased parameter estimation of the Neyman-Scott model for rainfall simulation with related confidence interval. *J. Hydrol.*, 286(1-4): 168–178.
- FENICIA, F., SAVENIJE, H.H.G., MATGEN, P. and PFISTER, L., 2007. A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 43(3).
- FENICIA, F., SAVENIJE, H.H.G., MATGEN, P. and PFISTER, L., 2008. Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement. *Water Resources Research*, 44.
- FENNESSEY, N. and VOGEL, R.M., 1990. Regional Flow-Duration Curves for Ungauged Sites in Massachusetts. *Journal of Water Resources Planning and Management-Asce*, 116(4): 530–549.
- FIERZ, C. and LEHNING, M., 2001. Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK: thermal and mechanical properties. *Cold regions science and technology*, 33: 123–131.
- FILL, H.D. and STEDINGER, J.R., 1995. Homogeneity Tests Based Upon Gumbel Distribution and a Critical Appraisal of Dalrymple Test. *Journal of Hydrology*, 166(1-2): 81–105.
- FILL, H.D. and STEDINGER, J.R., 1998. Using regional regression within index flood procedures and an empirical Bayesian estimator. *Journal of Hydrology*, 210(1-4): 128–145.
- FLOWERS, G.E. and CLARKE, G.K.C., 2002. A multicomponent coupled model of glacier hydrology, 1, Theory and synthetic examples. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11): 2287, doi:10.1029/2001JB001122.
- FORTIN, J.P., MOUSSA, R., BOCQUILLON, C. and VILLENEUVE, J.P., 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8(1): 97–124.
- FORTIN, V., FAVRE, A.-C. and SAID, M., 2006. Probabilistic forecasting from ensemble prediction systems: Improving upon the best-member method by using a different weight and dressing kernel for each member. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(B) (617): 1349–1369.
- FORTIN, V., OUARDA, T.B.M.J., RASMUSSEN, P.F. and BOBÉE, B., 1997. Revue bibliographique des méthodes de prévision des débits. *Revue des Sciences de l'Eau*, 10(4): 461–487.
- FOUNTAIN, A.G. and WALDER, J.S., 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 36(3): 299–328.
- FOUQUET, P. *et al.*, 1978. Evacuation des eaux pluviales urbaines. Rapport de l'Amicale des Elèves de l'ENPC, 166 p. In Harms R.W., Verworm H.R. (1984).
- FOWLER, H.J., BLENKINSHIP, S. and TEBALDI, C., 2007. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27: 1547–1578.
- FRANCHINI, M., 1996. Use of a genetic algorithm combined with a local search method for the automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 41(1): 21–39.
- FRANÇOIS, B., HINGRAY, B., HENDRICKX, F., CREUTIN, J.D., 2013. Storage water value as a signature of the climatological balance between resource and uses. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 10, 8993–9025.
- FREI, C. *et al.*, 2003. Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D3).

- FREL, C., SCHOLL, R., FUKUTOME, S., SCHMIDLI, R. and VIDALE, P.L., 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D6).
- FRENCH, M.N. and KRAJEWSKI, W.F., 1994. A Model for Real-Time Quantitative Rainfall Forecasting Using Remote-Sensing. 1. Formulation. *Water Resources Research*, 30(4): 1075–1083.
- FRIAS, M.D., ZORITA, E., FERNÁNDEZ, J., RODRIGUEZ-PUEBLA, C., 2006. Testing statistical downscaling methods in simulated climates. *Geophysical research letters* 33, L19807.
- FROIDUROT, S., ZIN, I., HINGRAY, B. and GAUTHERON, A., 2013. On the precipitation phase discrimination over the Swiss Alps. The explanatory power of different near-surface and atmospheric variables. *J. Hydromet.* (in press).
- FUJINO, J., *et al.*, 2006. Multi-gas mitigation analysis on stabilization scenarios using AIM global model. *Multigas Mitigation and Climate Policy. The Energy Journal*, 3 (Special Issue).
- GANGOPADHYAY, S., CLARK, M. and RAJAGOPALAN, B., 2005. Statistical downscaling using K-nearest neighbors. *Water Resources Research*, 41(2).
- GANGOPADHYAY, S., CLARK, M., WERNER, K., BRANDON, D. and RAJAGOPALAN, B., 2004. Effects of spatial and temporal aggregation on the accuracy of statistically downscaled precipitation estimates in the upper Colorado River basin. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6): 1192–1206.
- GAO, X.G., SOROOSHIAN, S. and GUPTA, H.V., 1996. Sensitivity analysis of the biosphere-atmosphere transfer scheme. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101(D3): 7279–7289.
- GAREN, D.C. and MARKS, D., 2005. Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results. *Journal of Hydrology*, 315(1-4): 126–153.
- GASH, J.H.C. and MORTON, A.J., 1978. Application of Rutter Model to Estimation of Interception Loss from Thetford Forest. *Journal of Hydrology*, 38(1-2): 49–58.
- GASH, J.H.C., 1979. Analytical Model of Rainfall Interception by Forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105(443): 43–55.
- GASH, J.H.C., LLOYD, C.R. and LACHAUD, G., 1995. Estimating Sparse Forest Rainfall Interception with an Analytical Model. *Journal of Hydrology*, 170(1-4): 79–86.
- GASH, J.H.C., WRIGHT, I.R. and C.R., L., 1980. Comparative Estimates of Interception Loss from Three Coniferous Forests in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 48(1-2): 89–105.
- GAUME, E., 2007. Un parcours dans l'étude des phénomènes extrêmes en hydrologie. HDR, ENPC, Marne la vallée, 269 pp.
- GAUME, E., LIVET, M. and DESBORDES, M., 2003. Study of the hydrological processes during the Avene river extraordinary flood (south of France): 6–7 October 1997. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28: 263–267.
- GELMAN, A., CANLIN, J., STEIN, H. and RUBIN, D., 1995. *Bayesian Data Analysis*. Chapman and Hall, London, UK, 552 pp.
- GENDREAU, N. and PUECH, C., 2002. L'hydrologie et l'information issue du spatial. *La Houille Blanche*, 1: 31–34.
- GEORGAKAKOS, K.P. and BRAS, R.L., 1982. Real-Time, Statistically Linearized, Adaptive Flood Routing. *Water Resources Research*, 18(3): 513–524.
- GEORGAKAKOS, K.P., SEO, D.J., GUPTA, H., SCHAAKE, J. and BUTTS, M.B., 2004. Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles. *Journal of Hydrology*, 298(1-4): 222–241.
- GERBAUX, M., 2005. Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique. Thèse de doctorat, LGGE, Université Joseph Fourier, Grenoble, 132 pp.
- GILLI, E., MANGAN, C. and MUDRY, J.-N., 2004. *Hydrogéologie: objets, méthodes, applications*. Cours (Coll. Sciences Sup). Ed. Lavoisier, Paris, 302 pp.
- GINGRAS, D. and ADAMOWSKI, K., 1993. Homogeneous Region Delineation Based on Annual Flood Generation Mechanisms. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 38(2): 103–121.
- GIRARD, G., 1975. Application du modèle à discrétisation spatiale à un bassin semi-désertique, Application des modèles mathématiques à l'hydrologie et aux systèmes des ressources en eau. *IAHS Publication N°115, Bratislava*, pp. 104–114.

- GIRARD, G., CHARBONNEAU, R. and MORIN, G., 1972. Modèle hydro-physiographique, Comptes rendus Symposium international sur les techniques de modèles mathématiques appliquées aux systèmes de ressources en eau. Environnement Canada, Ottawa, pp. 190–205.
- GLOOR, R. and WALTER, M., 1986. Estimation des débits d'étiage sur des cours d'eau sans mesures directe. *Beitrag zur Geologie der Schweiz - Hydrologie* nr. 33, pp. 37–100.
- GNEITING, T. and RAFTERY, A.E., 2005. Atmospheric science—Weather forecasting with ensemble methods. *Science*, 310(5746): 248–249.
- GNEITING, T., RAFTERY, A.E., WESTVELD, A.H. and GOLDMAN, T., 2005. Calibrated probabilistic forecasting using ensemble model output statistics and minimum CRPS estimation. *Monthly Weather Review*, 133(5): 1098–1118.
- GOTTARDI, F., OBLED, C., GAILHARD, J. and PAQUET, E., 2012. Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains. *J. Hydrol.*, 432: 154–167.
- GOTTARDI, F., OBLED, C., PAQUET, E. and GAILHARD, J., 2008. Régionalisation des précipitations sur les massifs montagneux français à l'aide de regressions locales et par type de temps. *Climatologie*, 5 pp.
- GOTZINGER, J. and BARDOSSY, A., 2007. Comparison of four regionalisation methods for a distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*, 333(2–4): 374–384.
- GRAF, W.H. and ALTINAKAR, M., 1998. *Hydrodynamique: une introduction*. *Traité de Génie Civil* N°14, 492. Ed. PPUR, Lausanne.
- GRAF, W.H. and ALTINAKAR, M., 2000. *Hydraulique fluviale. Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*. *Traité de Génie Civil* N°16. Ed. PPUR, Lausanne, 627 pp.
- GRAF, W.H., 1998. *Fluvial Hydraulics: Flow and Transport Processes in Channels of Simple Geometry*. In collaboration with M.S. Altinakar, John Wiley and Sons, England, 681 pp.
- GRAYSON, R.B. and BLOESCHL, G., 2000. *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modeling*. Cambridge University Press, UK.
- GRAYSON, R.B., BLOESCHL, G. and MOORE, I.D., 1995. Distributed parameter hydrologic modeling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. pp. 1130–78. In: SINGH, V.P. (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. CO, Water Resour. Publications, Fort Collins.
- GRAYSON, R.B., MOORE, I.D. and MCMAHON, T.A., 1992. Physically-based Hydrologic Modeling II: Is the Concept Realistic? *Water Resources Research*, 28(10): 2659–66.
- GUILBAUD, S. and OBLED, C., 1998. L'approche par analogues en prévision météorologique. *La Météorologie*, 8(24): 21–35.
- GUILLEVIC, P. *et al.*, 2002. Influence of the interannual variability of vegetation on the surface energy balance—A global sensitivity study. *Journal of Hydrometeorology*, 3(6): 617–629.
- GUILLLOT, P. and DUBAND, P., 1967. La méthode du GRADEX pour le calcul des probabilités de crue à partir des pluies. *Journal des sciences hydrologiques*, 84: 560–569.
- GUPTA, V.K. and WAYMIRE, E., 1990. Multiscaling Properties of Spatial Rainfall and River Flow Distributions. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 95(D3): 1999–2009.
- GUPTA, V.K. and WAYMIRE, E.C., 1993. A Statistical-Analysis of Mesoscale Rainfall as a Random Cascade. *Journal of Applied Meteorology*, 32(2): 251–267.
- GUPTA, V.K., MESA, O.J. and DAWDY, D.R., 1994. Multiscaling Theory of Flood Peaks—Regional Quantile Analysis. *Water Resources Research*, 30(12): 3405–3421.
- GURTZ, J., BALTENSWELER, A. and LANG, H., 1999. Spatially distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrological Processes*, 13(17): 2751–2768.
- GUSWA, A.J., CELIA, M.A. and RODRIGUEZ-ITURBE, I., 2002. Models of soil-moisture dynamics in ecohydrology: A comparative study. *Water Resources Research*, 38(9): 5.1–5.15.
- HABERLANDT, U., KLOCKING, B., KRYSANOVA, V. and BECKER, A., 2001. Regionalisation of the base flow index from dynamically simulated flow components—a case study in the Elbe River Basin. *Journal of Hydrology*, 248(1–4): 35–53.
- HABETS, F. *et al.*, 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113 pp.
- HALL, D.K., KELLY, R.E.J., FOSTER, J.L. and CHANG, A.T.C., 2005. Estimation of Snow Extent and Snow Properties. pp. 811–830. In: ANDERSON, M.G. and McDONNELL, J.J. (Editors), *Encyclopaedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester.

- HAMDI, Y., HINGRAY, B. and MUSY, A., 2005. Un modèle de prévision hydro-météorologique pour les crues du Rhône supérieur en Suisse. *Wasser, Energie und Luft*, 11–12: 325–332.
- HANNAH, D. and GURNELL, A.M., 2001. A conceptual, linear reservoir runoff model to investigate melt season changes in cirque glacier hydrology. *Journal of Hydrology*, 246(1-4): 123–141.
- HANSEN, B., 2000. Estimation of surface runoff and water-covered area during filling of surface microrelief depressions. *Hydrological Processes*, 14(7): 1235–1243.
- HANSEN, J.R., REFGAARD, J.C., HANSEN, S. and ERNSTSEN, V., 2007. Problems with heterogeneity in physically based agricultural catchment models. *Journal of Hydrology*, 342(1-2): 1–16.
- HASTINGS, W.K., 1970. Monte Carlo Sampling Methods Using Markov Chains and Their Applications. *Biometrika* 57 (1): 97–109.
- HAWKINS, E. and SUTTON, R., 2009. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 90: 1095–+.
- HAWKINS, E. and SUTTON, R., 2011. The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Clim. Dyn.*, 37: 407–418.
- HAYAMI, S., 1951. On the propagation of flood waves. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, 1: 1–16.
- HEDSTROM, N.R. and POMEROY, J.W., 1998. Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 12(10-11): 1611–1625.
- HEEMINK, A.W. and KLOOSTERHUIS, H., 1990. Data assimilation for non-linear tidal models. *Internat. J. Num. Methods in Fluids*, 11(8): 1097–1112.
- HERVOUET, J.-M., 2003. Hydrodynamique des écoulements à surface libre: Modélisation numérique avec la méthode des éléments finis. Presses de l'ENPC, Paris, 312 pp.
- HEWITSON, B.C. and Crane, R.G., 2002. Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Climate Research*, 22(1): 13–26.
- HEWLETT, J.D., 1961. Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watershed. US forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, North Carolina.
- Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watershed to precipitation in humid areas, *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon, New York.
- HICKS, W.I., 1944. A Method of Computing Urban Runoff. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 109: 1217–1253.
- HIGY, C., 2000. Modélisation conceptuelle et à base physique des processus hydrologiques: application au bassin versant de la Haute-Mentue. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 338 pp.
- HILLEL, D., 1982. *Introduction to Soil Physics*. Academic Press, New York, 392 pp.
- HINGRAY, B. and BEN HABA, M., 2005. Statistical performances of various deterministic and stochastic models for rainfall series disaggregation. *Atmospheric Research*, 77(1-4): 152–175.
- HINGRAY, B. and MEZGHANI, A., 2007. Utilisation des réanalyses NCEP pour la génération de scénarios météorologiques. Application pour la génération de scénarios de crues pour le Rhône à l'amont du Léman. *La Houille Blanche*, 6: 104–110.
- HINGRAY, B. *et al.*, 2006a. Simulation of streamflow by a regionalized lumped rainfall–runoff model over Luxembourg. *IAHS Publ.*, No. 307, pp. 256–263.
- HINGRAY, B. *et al.*, 2006b. Estimation des débits de crue du Rhône à Porte du Scex et autres points amont caractéristiques. *Projet CONSECRU 2. Rapport final*. HYDRAM, EPFL, Lausanne, 190 pp.
- HINGRAY, B., MEZGHANI, A. and BUISHAND, A., 2007a. Development of regional climate change pdf's from uncertain global mean warming and an uncertain scaling relationship. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3): 1097–1114.
- HINGRAY, B. *et al.*, 2007b. Accounting for global warming and scaling uncertainties in climate change impact studies: application to a regulated lakes system. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3): 1207–1226.
- HINGRAY, B., 1999. Comportement et modélisation hydraulique des zones bâties en situation d'inondation: le cas des zones cloisonnées d'habitat individuel de Ouagadougou. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, 389 pp.
- HINGRAY, B., 2003. Multisite and spatial-temporal models for the generation of space-time rainfall fields: a review. *Technical Report*. HYDRAM, EPFL, Lausanne, 50 pp.

- HINGRAY, B. *et al.*, 2012. Etat des lieux et opportunités pour une politique d'observation hydrométéorologique de long terme en zone de montagne. Hydrometeorological observations in mountainous areas. Constraints, limits and perspectives. *La Houille Blanche.*, 2: 5–11.
- HINGRAY, B. *et al.*, 2013. Downscaling of climate model outputs for Climate Related Energies estimation. Scoping Report. COMPLEX “Knowledge based climate mitigation systems for a low carbon economy” EU FP7 research project. Grant 308601, 70 pp.
- HINGRAY, B., PICOUET, C. and MUSY, A., 2009. *Hydrologie 2. Une science de l'ingénieur*. 12 Chapitres. 650 p. Ed. Presses Polytechniques Universitaires Romandes, Lausanne.
- HINGRAY, B. and SAID, M., 2013. Partitioning internal variability and model uncertainty components in a multimodel multireplicate ensemble of hydro-meteorological climate projections. *J. Climate* (in revision).
- HINGRAY, B., SCHAEFLI, B., MEZGHANI, A. and HAMDY, Y., 2010. Signature-based model calibration for hydrologic prediction in mesoscale Alpine catchments. *Hydrol. Sc. Journal*, 55(6): 1002–1016.
- HOBBS, M.T., RAMIREZ, J.A., BROWN, T.C. and CLAESSENS, L., 2001. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: The Complementary Relationship Areal Evapotranspiration and Advection-Aridity models. *Water Resources Research*, 37(5): 1367–1387.
- HOCK, R. and JANSSON, P., 2005. Modelling glacier hydrology. pp. 2647–2655. In: ANDERSON, M.G. and McDONNELL, J.J. (Editors), *Encyclopedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester.
- HOCK, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4): 104–115.
- HOCK, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29(3): 362–391.
- HOFFMANN, L. *et al.*, 2004. Development of regionalized hydrological models in an area with short hydrological observation series. *River Research and Applications*, 20(3): 243–254.
- HOLLAND, J.H., 1975. *Adaptation in Natural and Artificial Systems*. University of Michigan Press, Ann Arbor.
- HOLLINGSWORTH, A., 1980. An experiment in Monte-Carlo forecasting procedure, ECMWF workshop on stochastic dynamic forecasting. ECMWF, UK, pp. 65–97.
- HOLTAN, H.N., 1961. A concept for infiltration estimates in watershed engineering. ARS-41-51. Agricultural Research Service, USDA., Washington, DC.
- HOLTON, J.R., 1992. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, San Diego, 511 pp.
- HOLWERDA, F., SCATENA, F.N. and BRUIJNZEEL, L.A., 2006. Throughfall in a Puerto Rican lower mountain rain forest: A comparison of sampling strategies. *Journal of Hydrology*, 327(3-4): 592–602.
- HOOKE, R. and JEEVES, T.A., 1961. Directed search solutions of numerical and statidal problems. *Journal of the ACM*, 8: 212–229.
- HORTON, P., JABOYEDOFF, M., METZGER, R., OBLED, C. and MARTY, R., 2012. Spatial relationship between the atmospheric circulation and the precipitation measured in the western Swiss Alps by means of the analogue method. *Nat. Hazards and Earth Syst. Sc.*, 12: 777–784.
- HORTON, P., SCHAEFLI, B., MEZGHANI, A., HINGRAY, B. and MUSY, A., 2006. Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes*, 20(10): 2091–2109.
- HORTON, R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 5: 399–417.
- HOSKING, J.R.M. and WALLIS, J.R., 1997. *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*. Cambridge University Press, 224 pp.
- HOUDANT, B., 2004. Contribution à l'amélioration de la prévision hydrométéorologique opérationnelle. Pour l'usage des probabilités dans la communication entre acteurs. Thèse de doctorat, ENGREF, Paris, 209 pp.
- HOZE, R.A., 1993. *Clouds Dynamics*, Academic Press, San Diego, 573 pp.
- HRACHOWITZ, M. *et al.*, 2013. A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) a review. *Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol.*, 58: 1198–1255.
- HUANG, X.M., LYONS, T.J., SMITH, R.C.G. and HACKER, J.M., 1995. Estimation of Land-Surface Parameters Using Satellite Data. *Hydrological Processes*, 9(5-6): 631–643.

- HUBBARD, B. and NIENOW, P., 1997. Alpine subglacial hydrology. *Quaternary Science Reviews*, 16(9): 939–955.
- HUFF, F.A., 1967. Time Distribution of Rainfall in Heavy Storms. *Water Resources Research*, 3(4): 1007–1019.
- HUGHES, J.P., GUTTORP, P. and CHARLES, S.P., 1999. A non-homogeneous hidden Markov chain model for precipitation occurrence. *Applied Statistics*, 48(1): 15–30.
- HULME, M., JENKINS, G.J., LU, X., TURNPENNY, J.R., MITCHELL, T.D., JONES, R.G., LOWE, J., MURPHY, J.M., HASSELL, D., BOORMAN, P., McDONALD, R. and HILL, S., 2002. Climate change scenarios for the United Kingdom: the UKCIP02 Scientific report. Tyndall Centre for Climate Change Research, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, 120 pp.
- HUNTINGFORD, C. and COX, P.M., 2000. An analogue model to derive additional climate change scenarios from existing GCM simulations. *Climate Dynamics*, 16(8): 575–586.
- IEAUST, 1987. A Guide to flood estimation, Chap.14: Urban Stormwater Drainage. Australian Rainfall and Runoff, 1. The Institution of Engineers, Australia, Barton, Australia.
- INDARTO, K., 2002. Découpages spatiaux et conséquences sur le bilan hydrologique—Application au bassin de l’Orb à travers une démarche de modélisation hydrologique distribuée. Thèse de doctorat, ENGREF, Montpellier, 258 pp.
- INSTITUTE OF HYDROLOGY, 1980. Low Flow Studies Report 1–4, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 pp.
- IPCC, 2007. Fourth Assessment Report: Climate Change 2007, Cambridge, UK.
- ISHIDAIRA, H., ISHIKAWA, Y., FUNADA, S. and TAKEUCHI, K., 2008. Estimating the evolution of vegetation cover and its hydrological impact in the Mekong River basin in the 21st century. *Hydrological Processes*, 22(9): 1395–1405.
- IVANOV, V.Y., VIVONI, E.R., BRAS, R.L. and ENTEKHABI, D., 2004. Preserving high-resolution surface and rainfall data in operational-scale basin hydrology: a fully-distributed physically-based approach. *Journal of Hydrology*, 298(1–4): 80–111.
- JACOB, D., BARRING, L. and CHRISTENSEN, O.B., 2007. An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change*, 81: 31–52.
- JAIN, S.C., 2001. Open-Channel Flow. John Wiley and Sons, New York, 328 pp.
- JAKEMAN, A.J., LITTLEWOOD, I.G. and WHITEHEAD, P.G., 1990. Computation of the Instantaneous Unit-Hydrograph and Identifiable Component Flows with Application to 2 Small Upland Catchments. *Journal of Hydrology*, 117(1–4): 275–300.
- JANSSON, P., HOCK, R. and SCHNEIDER, T., 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 282(1–4): 116–129.
- JARVIS, C.S., 1942. Floods, in *Hydrology*, edited by O.E. Meinzer, pp. 531–560, McGraw-Hill, New York.
- JAVELLE, P., 2001. Caractérisation du régime des crues: le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble, 277 pp. + annexes.
- JAVELLE, P., *et al.*, 2002. Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method. *J. Hydrol.*, 258, 249–259.
- JIANG, T. *et al.*, 2007. Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of Hydrology*, 336(3–4): 316–333.
- JIMOH, O.D. and WEBSTER, P., 1999. Stochastic modelling of daily rainfall in Nigeria: intra-annual variation of model parameters. *Journal of Hydrology*, 222(1–4): 1–17.
- JIN, J. *et al.*, 1999. Comparative analyses of physically based snowmelt models for climate simulations. *Journal of Climate*, 12(8): 2643–2657.
- JINNO, K., KAWAMURA, A., BERNDTSSON, R., LARSON, M. and NIEMCZYNOWICZ, J., 1993. Real-Time Rainfall Prediction at Small Space-Time Scales Using a 2-Dimensional Stochastic Advection-Diffusion Model. *Water Resources Research*, 29(5): 1489–1504.
- JOERIN, C., 1995. Méthodes de détermination des débits d’étiage, Diploma thesis at University of Freiburg in Breisgau (Allemagne), Publication IATE/HYDRAM – EPFL, 120 pp.
- JOERIN, C., 2000. Etude des processus hydrologiques par l’application du traçage environnemental: association à des mesures effectuées à l’échelle locale et analyse d’incertitude. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 289 pp.

- JOHNSON, G.L., HANSON, C.L., HARDEGREE, S.P. and BALLARD, E.B., 1996. Stochastic weather simulation: Overview and analysis of two commonly used models. *Journal of Applied Meteorology*, 35(10): 1878–1896.
- JONES, P.D., HULME, M. and BRIFFA, K.R., 1993. A Comparison of Lamb Circulation Types with an Objective Classification Scheme. *International Journal of Climatology*, 13(6): 655–663.
- JONES, R.N., 2000. Analysing the risk of climate change using an irrigation demand model. *Climate Research*, 14(2): 89–100.
- JONG, C., COLLINS, D.N. and RANZI, R., 2005. *Climate and Hydrology of Mountain Areas*. Wiley, 338 pp.
- JORDAN, J.P., P., 1986. Estimation spatiale des précipitations de l'Ouest de la Suisse par la méthode du krigeage IAS, 13: 187–180, 1986b.
- JORDAN, F., 2006. *Modèle de gestion des crues par opérations préventives sur les aménagements hydroélectriques à accumulation*. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 270 pp.
- JORDAN, J.-P., 1992. Identification et modélisation des processus de génération des crues. Application au bassin versant de la Haute Mentue. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 370 pp.
- JOUSSAUME, S., 2000. *Climat d'hier à demain*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 143 pp.
- KAKOU, A., 1997. Point Process based models for rainfall. PhD Thesis, University College, London. UK.
- KALMAN, R. E., 1960. A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems, *Transactions of the ASME - Journal of Basic Engineering* Vol. 82: 35–45.
- KALNAY, E. and COAUTHORS, 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437–471.
- KAMPHORST, E.C. *et al.*, 2000. Predicting depressional storage from soil surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, 64(5): 1749–1758.
- KATZ, R.W., PARLANGE, M.B. and TEBALDI, C., 2003. Stochastic modeling of the effects of large-scale circulation on daily weather in the southeastern US. *Climatic Change*, 60(1-2): 189–216.
- KAVETSKI, D., KUCZERA, G. and FRANKS, S.W., 2003. Semidistributed hydrological modeling: A “saturation path” perspective on TOPMODEL and VIC. *Water Resources Research*, 39(9).
- KEIFER, J.-C. and CHU, H.H., 1957. Synthetic storm patterns for drainage design. *Journal of Hydraulic Division*, 83(4).
- KEIM, R.F. and SKAUGSET, A.E., 2004. A linear system model of dynamic throughfall rates beneath forest canopies. *Water Resources Research*, 40(5).
- KELLY, K.S. and KRZYSZTOFOWICZ, R., 2000. Precipitation uncertainty processor for probabilistic river stage forecasting. *Water Resources Research*, 36(9): 2643–2653.
- KIDD, C., 1978. Rainfall-runoff processes over urban surfaces. *Proceedings of an International Workshop*, Report No. 53. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.
- KITANIDIS, P.K. and BRAS, R.L., 1980. Real-Time Forecasting with a Conceptual Hydrologic Model. 2. Applications and Results. *Water Resources Research*, 16(6): 1034–1044.
- KLAASSEN, W., BOSVELD, F. and de WATER, E., 1998. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. *Journal of Hydrology*, 212–213(1-4): 36–50.
- KLEMES, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1): 13–24.
- KOREN, V., SMITH, M. and DUAN, Q., 2003. Use of a-priori parameter estimates in the derivation of spatially consistent parameter sets of rainfall-runoff models. pp. 239–254. In: DUAN, Q., GUPTA, H.V., SOROOSHIAN S.
- A.N. ROUSSEAU and R. TURCOTTE (Editors), *Calibration of Watershed Models*. Water Science and Application 6. American Geophysical Union, Washington, DC. Koren, V.I. *et al.*, 1999. Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation. *Journal of Hydrology*, 217(3-4): 285–302.
- KOUTSOYIANNIS, D., KOZONIS, D. and MANETAS, A., 1998. A mathematical framework for studying rainfall intensityduration-frequency relationships. *Journal of Hydrology*, 206(1-2): 118–135.
- KOZAK, J.A., AHUJA, L.R., GREEN, T.R. and MA, L.W., 2007. Modelling crop canopy and residue rainfall interception effects on soil hydrological components for semi-arid agriculture. *Hydrological Processes*, 21(2): 229–241.
- KRAJEWSKI, W.F. and SMITH, J.A., 2002. Radar hydrology: rainfall estimation. *Advances in Water Resources*, 25(812): 1387–1394.
- KRZANOWSKI, W.J., 2000. *Principles of multivariate analysis: a user's perspective*. Oxford University Press, Inc., New York, USA.

- KRZYSZTOFOWICZ, R. and HERR, H.D., 2001. Hydrologic uncertainty processor for probabilistic river stage forecasting: precipitation-dependent model. *Journal of Hydrology*, 249(1-4): 46–68.
- KRZYSZTOFOWICZ, R., 1998. Probabilistic hydrometeorological forecasts: Toward a new era in operational forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(2): 243–251.
- KRZYSZTOFOWICZ, R., 1999. Bayesian forecasting via deterministic model. *Risk Analysis*, 19(4): 739–749.
- KRZYSZTOFOWICZ, R., 2001a. Integrator of uncertainties for probabilistic river stage forecasting: precipitation-dependent model. *Journal of Hydrology*, 249(1-4): 69–85.
- KRZYSZTOFOWICZ, R., 2001b. The special issue; Quantitative precipitation forecasting (vol 239, pg 1, 2000). *Journal of Hydrology*, 248(1-4): 224–224.
- KUCHMENT, L.S. and GELFAN, A.N., 1996. The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modeling river runoff generation. *Journal of Hydrology*, 179(1-4): 23–36.
- KUCZERA, G. and Parent, E., 1998. Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: The Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211(1-4): 69–85.
- KUCZERA, G., 1982a. Combining Site-Specific and Regional Information—an Empirical Bayes Approach. *Water Resources Research*, 18(2): 306–314.
- KUCZERA, G., 1982b. Robust Flood Frequency Models. *Water Resources Research*, 18(2): 315–324.
- KUCZERA, G., 1983. Effect of Sampling Uncertainty and Spatial Correlation on an Empirical Bayes Procedure for Combining Site and Regional Information. *Journal of Hydrology*, 65(4): 373–398.
- KUCZERA, G., 1999. Comprehensive at-site flood frequency analysis using Monte Carlo Bayesian inference. *Water Resources Research*, 35(5): 1551–1557.
- KUNSTMANN, H. and STADLER, C., 2005. High resolution distributed atmospheric-hydrological modelling for Alpine catchments. *Journal of Hydrology*, 314(1-4): 105–124.
- KUSTAS, W.P., RANGO, A. and UIJLENHOET, R., 1994. A Simple Energy Budget Algorithm for the Snowmelt Runoff Model. *Water Resources Research*, 30(5): 1515–1527.
- LAAHA, G. and BLOESCHL, G., 2005. Low flow estimates from short stream flow records—a comparison of methods. *Journal of Hydrology*, 306(1-4): 264–286.
- LAAHA, G. and BLOESCHL, G., 2006. A comparison of low flow regionalisation methods—catchment grouping. *Journal of Hydrology*, 323(1-4): 193–214.
- LABADIE, J.W., 2004. Optimal operation of multireservoir systems: State-of-the-art review. *Journal of Water Resources Planning and Management-Asce*, 130(2): 93–111.
- LAFAYASSE, M., HINGRAY, B., ETCHEVERS, P., MARTIN, E. and OBLED, C., 2011. Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *J. Hydrol.* 403: 116–129.
- LAFAYASSE, M., HINGRAY, B., GAILHARD, J. and MEZGHANI, A., 2013. Internal variability and model uncertainty components in a multimodel multireplicate ensemble of hydrometeorological predictions. *Wat. Resour. Res.* (in press).
- LAIO, F., PORPORATO, A., RIDOLFI, L. and RODRIGUEZ-ITURBE, I., 2001. Plants in water controlled ecosystems: Active role in hydrological processes and response to water stress. II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Advances in Water Research*, 24: 707–723.
- LAMB, H.H., 1972. British Isles weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861–1971. *Geophys Mem 110. Meteor. Office, London, UK*.
- LANE, L.J. and NEARING, M.A., 1989. USDA-Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile Model Documentation. National Soil Erosion Research Laboratory, USDA-ARS-MWA, Report N° 2 W, Lafayette, 300 pp.
- LANE, S.N., 1998. Hydraulic modelling in hydrology and geomorphology: A review of high resolution approaches. *Hydrological Processes*, 12(8): 1131–1150.
- LANG, M., LAVABRE, J., SAUQUET, E. and RENARD, B., 2005. Recommandations pour le calcul des aléas hydrologiques dans le cadre des plans de prévention des risques d’inondations. Ministère de l’Ecologie et du Développement Durable, Paris, 134 pp. + annexes.
- LANG, M., OUARDA, T. and BOBEE, B., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology*, 225(3-4): 103–117.
- LANG, M., PERRET, C., RENOUF, E., SAUQUETA, E. and PAQUIER, A., 2006. Incertitudes sur les débits de crue. *La Houille Blanche*, 6: 33–41.
- LARDET, P. and OBLED, C., 1994. Real-Time Flood Forecasting Using a Stochastic Rainfall Generator. *Journal of Hydrology*, 162(3-4): 391–408.

- LARRAS, J., 1972. *Hydraulique et granulats*, 1. Eyrolles, Paris, 254 pp.
- LARRY, M., 2001. *Stormwater Collection Systems Design Handbook*, McGraw-Hill, 1008 pp.
- LAWRANCE, A.J. and LEWIS, P.A.W., 1983. Simple Dependent Pairs of Exponential and Uniform Random-Variables. *Operations Research*, 31(6): 1179–1197.
- LEBEL, T. *et al.*, 1992. Rainfall Estimation in the Sahel—the Epsat-Niger Experiment. *Hydrological Sciences Journal—Journal Des Sciences Hydrologiques*, 37(3): 201–215.
- LEBEL, T., 1997. Variabilité des pluies au Sahel: observation, estimation et modélisation. HDR, INPG, Grenoble, 95 pp. + annexes.
- LEBEL, T., BRAUD, I. and CREUTIN, J.D., 1998. A space-time rainfall disaggregation model adapted to Sahelian mesoscale convective complexes. *Water Resources Research*, 34(7): 1711–1726.
- LECAM, L., 1961. A stochastic description of precipitation, Proc. Of the 4th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability. Neyman, Berkeley, US, pp. 165–186.
- LEDoux, E., GIRARD, G., DE MARSILY, G. and DESCHENES, J., 1989. Spatially distributed modelling: conceptual approach, coupling surface water and ground-water. pp. 435–454. In: SEYTOUX, H.J.M. (Editor), *Unsaturated Flow Hydrologic Modelling—Theory and Practice*. Kluwer Academic NATO, ASI Series C.
- LEHNING, M. *et al.*, 1999. SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, 30(1-3): 145–157.
- LEHNING, M., 2005. Energy balance and thermophysical processes in snowpack, *Encyclopedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 2475–2490.
- LEHNING, M., 2005. Energy balance and thermophysical processes in snowpacks. pp. 2475–2490. In: ANDERSON, M.G. and McDONNELL, J.J. (Editors), *Encyclopedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester.
- LEIJ, F.J., ALVES, W.J., VAN GENUCHTEN, M.T. and WILLIAMS, J.R., 1996. The UNSODA unsaturated soil hydraulic database. User's Manual Version 1.0. National Risk Management Research Laboratory. Office of Research and Development, U.S. EPA, Cincinnati, US.
- LENCASTRE, A., 1999. *Hydraulique générale*. Eyrolles, Paris, 633 pp.
- LEUNG, L.R. *et al.*, 2004. Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the western United States. *Climatic Change*, 62(1-3): 75–113.
- LHOMME, J., 2006. Modélisation des inondations en milieu urbain: approches unidimensionnelle, bidimensionnelle et macroscopique, Université de Montpellier II, 224 pp. + annexes.
- LHOMME, J., BOUVIER, C. and PERRIN, J.L., 2004. Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchments. *Journal of Hydrology*, 299(3-4): 203–216.
- L'HOTE, Y., CHEVALLIER, P., COUDRAIN, A., LEJEUNE, Y. and ETCHEVERS, P., 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrological Sciences Journal—Journal Des Sciences Hydrologiques*, 50(6): 989–997.
- LIANG, X. and XIE, Z.H., 2001. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models. *Advances in Water Resources*, 24(9-10): 1173–1193.
- LIANG, X., LETTENMAIER, D.P., WOOD, E.F. and BURGESS, S.J., 1994. A Simple Hydrologically Based Model of Land-Surface Water and Energy Fluxes for General-Circulation Models. *Journal of Geophysical Research—Atmospheres*, 99(D7): 14415–14428.
- LINDSTROM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M. and BERGSTROM, S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201(1-4): 272–288.
- LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A. and PAULHUS, J.L.H., 1975. *Hydrology for engineers*. McGraw-Hill Education, 416 pp.
- LITRICO, X., 1999. Modélisation, identification et commande robuste de systèmes hydrauliques à surface libre. Thèse de doctorat, ENGREF, Paris, 204 pp.
- LIU, S., 1997. A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies. *Ecological Modelling*, 99: 151–159.
- LIJUNG, L., 1999. *System Identification Theory for the User*. 2nd edition. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 609 pp.
- LLIBOUTRY, L., 1964. *Traité de glaciologie*. Tome 1: Glace, neige, hydrologie nivale. Eds. Dunod, Paris, 428 pp.
- LLIBOUTRY, L., 1965. *Traité de glaciologie*. Tome 2: Glaciers, variations du climat, sols gelés. Eds. Dunod, Paris, 616 pp.

- LLOYD, C.R., GASH, J.H.C., SHUTTLEWORTH, W.J. and MARQUES, A.D.O., 1988. The Measurement and Modeling of Rainfall Interception by Amazonian Rain Forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 43(3-4): 277–294.
- LOHMANN, D., RASCHKE, E., NUSSEN, B. and LETTENMAIER, D.P., 1998. Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 43(1): 131–141.
- LONGCHAMP, R., 2006. Commande numérique de systèmes dynamiques: Cours d'automatique. PPUR, Lausanne, 765 pp.
- LÓPEZ, P., 2007. Impact de la variabilité climatique sur le cryosphere du Campo de Hielo Norte: Apport de la télédétection. Thèse de doctorat, IRD, Université de Montpellier 2, Montpellier.
- LOVEJOY, S. and MANDELBROT, B.B., 1985. Fractal Properties of Rain, and a Fractal Model. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 37(3): 209–232.
- LOVEJOY, S., 1981. Analysis of rain areas in terms of fractals. 20th conf. on radar Meteorology. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 476–484.
- LU, L.H. and STEDINGER, J.R., 1992. Sampling Variance of Normalized Gev Pwm Quantile Estimators and a Regional Homogeneity Test. *Journal of Hydrology*, 138(1-2): 223–245.
- LU, L.H. and STEDINGER, J.R., 1992. Variance of 2-Parameter and 3-Parameter Gev Pwm Quantile Estimators-Formulas, Confidence-Intervals, and a Comparison. *Journal of Hydrology*, 138(1-2): 247–267.
- LUO, L.F. *et al.*, 2003. Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: Results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia. *Journal of Hydrometeorology*, 4(2): 334–351.
- MADSEN, H. and ROSBERG, D., 1997. Generalized least squares and empirical Bayes estimation in regional partial duration series index-flood modeling. *Water Resources Research*, 33(4): 771–781.
- MAIDMENT, D.R., 1993a. GIS and Hydrologic Modeling. pp. 147–167. In: GOODCHILD, M.J., PARKS, B.O., and STEYAERT, L.T. (Editor), *Environmental Modeling with GIS*. Oxford University Press.
- MAIDMENT, D.R., 1993b. *Handbook of hydrology*. McGraw- Hill, Inc., 1424 pp.
- MAILLET, E., 1905. Sur les solutions de certains systèmes d'équations différentielles; applications à un système hydraulique de n réservoirs. *Bulletin de la Société Mathématique de France*, 33: 129–145.
- MAISCH, M., 2000. The long-term signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 23: 139–151.
- MALARDEL, S., 2005. *Fondamentaux de météorologie: A l'école du temps*. Cépaduès, Toulouse, 724 pp.
- MANZI, A.O. and PLANTON, S., 1994. Implementation of the Isba Parametrization Scheme for Land-Surface Processes in a Gcm—an Annual Cycle Experiment. *Journal of Hydrology*, 155(3-4): 353–387.
- MARAUN, D. *et al.*, 2010. Precipitation Downscaling Under Climate Change: Recent Developments to Bridge the Gap Between Dynamical Models and the End User. *Rev. Geophys.*, 48 pp.
- MARCO, O., VILLEMANN, P. and TOUVIER, E., 1998. Snow density measurement using acoustic properties. *La Houille Blanche*, 53(5-6): 117–123.
- MARGOUM, M., 1992. Estimation des crues rares et extrêmes: le modèle Agregee. Conceptions et premières validations. Thèse de doctorat, ENSMP, Paris, 252 pp.
- MARSH, P., 2005. Water Flow Through Snow and Firn. *Encyclopedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 2492–2504.
- MARSHALL, J.S. and PALMER, W.M., 1948. The Distribution of Raindrops with Size. *Journal of Meteorology*, 5(4): 165–166.
- MARSHALL, L.A., SHARMA, D. and NOTT, J., 2006. Modelling the catchment via mixtures: issues of model specification and validation. *Water Resources Research*, 42, W11409, doi:10.1029/2005WR004613.
- MARTI, R., LE PELLETIER, T. and CHATELLIER, V., 1997. Le modèle MRIF: Simulations des crues du bassin de la Seine en région Ile-de-France. *La Houille Blanche*, 8: 64–70.
- MARTIN, E., BRUN, E. and DURAND, Y., 1994. Sensitivity of the French Alps Snow Cover to the Variation of Climatic Variables. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 12(5): 469–477.
- MARTY, R., ZIN, I. and OBLED, C., 2008. On adapting PQPFs to fit hydrological needs: the case of flash flood forecasting. *Atmospheric Science Letters*, 9(2): 73–79.
- MARTY, R., ZIN, I., OBLED, C., BONTRON, G. and DJERBOUA, A., 2012. Toward Real-Time Daily PQPF by an Analog Sorting Approach: Application to Flash-Flood Catchments. *J. Applied Met. and Climatol.*, 51: 505–520.

- MASSMAN, W.J., 1983. The derivation and validation of a new model for the interception of rainfall by forests. *Agricultural Meteorology*, 28: 261–286.
- MATALAS, N.C., SLACK, J.R. and WALLIS, J.R., 1975. Regional Skew in Search of a Parent. *Water Resources Research*, 11(6): 815–826.
- MATGEN, P. *et al.*, 2006. Patterns of remotely sensed floodplain saturation and its use in runoff predictions. *Hydrological Processes*, 20(8): 1805–1825.
- MATHERON, G., 1963. Principles of Geostatistics. *Economic Geol.*, 58: 1246–1268.
- MATHERON, G., 1973. The intrinsic random functions and their applications. *Advances in Applied Probability*, 5: 439–468.
- McCUEN, R.H., 1979. Downstream Effects of Stormwater Management Basins. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 1(1): 21–42.
- McILVEEN, R., 1992. *Fundamentals of Weather and Climate*, Chapman and Hall, London, 497 pp.
- McKERCHAR, A.I. and PEARSON, C.P., 1990. Maps of Flood Statistics for Regional Flood Frequency-Analysis in New-Zealand. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 35(6): 609–621.
- McMAHON, T.A., PEEL, M.C., LOWE, L., SRIKANTHAN, R. and McVICAR, T.R., 2012. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol. and Earth Syst. Sci. Disc.*, 9: 11829–11910.
- MEISCHNER, P., 2003. *Weather radar. Principles and advanced applications*. Springer Verlag, Berlin, 337 pp.
- MELLOR, D. and METCALFE, A.V., 1996. The Modified Turning Bands (MTB) model for space-time rainfall. 3. Estimation of the storm rainband profile and a discussion of future model prospects. *Journal of Hydrology*, 175(1-4): 161–180.
- MELLOR, D. and O'CONNELL, P.E., 1996. The Modified Turning Bands (MTB) model for space-time rainfall. 2. Estimation of raincell parameters. *Journal of Hydrology*, 175(1-4): 129–159.
- MELLOR, D., 1996. The Modified Turning Bands (MTB) model for space-time rainfall. 1. Model definition and properties. *Journal of Hydrology*, 175(1-4): 113–127.
- MELLOR, D., SHEFFIELD, J., O'CONNELL, P.E. and METCALFE, A.V., 2000. A stochastic space-time rainfall forecasting system for real time flow forecasting I: Development of MTB conditional rainfall scenario generator. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(4): 603–615.
- MERRIAM, R.A., 1960. A Note on the Interception Loss Equation. *Journal of Geophysical Research*, 65(11): 3850–3851.
- MERRIAM, R.A., 1961. Surface water storage on annual ryegrass. *Journal of Geophysics Research*, 66: 1833–1838.
- MERZ, B. and PLATE, E.J., 1997. An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. *Water Resources Research*, 33(12): 2909–2922.
- MERZ, R. and BLOESCH, G., 2005. Flood frequency regionalisation-spatial proximity vs. catchment attributes. *Journal of Hydrology*, 302(1-4): 283–306.
- MESSER, H., ZINEVICH, A. and ALPERT, P., 2006. Environmental monitoring by wireless communication networks. *Science*, 312(5774): 713–713.
- METROPOLIS, N., ROSENBLUTH, A.W., ROSENBLUTH, M.N., TELLER, A.H. and TELLER, E., 1953. Equation of state calculation by fast computing machines. *Journal of Chemical Physics*, 21(6): 1087–1092.
- METZGER, R., 2002. *Modélisation des inondations par approches déterministe et stochastique avec prise en compte des incertitudes topographiques pour la gestion des risques liés aux crues*. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 177 pp.
- MEYLAN, P., 1986. Régionalisation de données entachées d'erreurs de mesure par krigeage structural - Application à la pluviométrie. *Hydrologie Continentale*, 1: 25–34.
- MEYLAN, P., FAVRE, A.-C. and MUSY, A., 2012. *Predictive Hydrology: a Frequency analysis Approach*, CRC Press, 180 pp.
- MEYLAN, P., FAVRE, A.-C. and MUSY, A., 2008. *Hydrologie fréquentielle : une science prédictive*. PPUR, Lausanne, 191 pp.
- MEYLAN, P., FAVRE, A.-C. and MUSY, A., 2012. *Predictive hydrology: a frequency analysis approach*. CRC Press, Boca Raton, FL.
- MEZGHANI, A. and HINGRAY, B., 2009. A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables in complex terrain. Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River Basin. *J. Hydrology.*, 377 (3-4): 245–260.

- MEZGHANI, A., 2003. Modélisation des précipitations journalières à partir d'indices de circulation atmosphérique. Application au bassin versant de Mauvoisin. Master Thesis, EPFL, Lausanne.
- MEZGHANI, A., 2008. Génération multisite de variables météorologiques horaires pour la simulation de scénarios de crues en zone alpine. Application au bassin du Rhône-Suisse. Thèse de Doctorat, EPFL, Lausanne.
- MEZGHANI, A., HINGRAY, B. and MUSY, A., 2008. k-NN disaggregation of weather variables generated at regional scale from GLM—Application to the upper Rhone basin in the Swiss Alps. Submitted to *Advances in Water Research* in 2007.
- MEZGHANI, A. and HINGRAY, B., 2009. A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables in complex terrain. Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River Basin. *J. Hydrology*, 377(3-4): 245–260.
- MEZGHANI, A., HINGRAY, B., LAFAYASSE, M., 2014. Predictive power of atmospheric predictors for daily precipitation over France. *JGR-Atm.* (submitted).
- MIGNOT, E., 2005. Etude expérimentale et numérique de l'inondation d'une zone urbanisée: cas des écoulements dans les carrefours en croix. Thèse de doctorat, Ecole Centrale de Lyon, Lyon, 320 pp.
- MIKKELSEN, P.S., MADSEN, H., ARNBJERG-NIELSEN, K., ROSBJERG, D. and HARREMOES, P., 2005. Selection of regional historical rainfall time series as input to urban drainage simulations at ungauged locations. *Atmospheric Research*, 77(1-4): 4–17.
- MILLY, P.C.D. *et al.*, 2008. Climate change—Stationarity is dead: Whither water management? *Science*, 319: 573–574.
- MIMIKOU, M. and KAEMAKI, S., 1985. Regionalization of Flow Duration Characteristics. *Journal of Hydrology*, 82(1-2): 77–91.
- MINISTÈRE DE L'ENVIRONNEMENT, 1985. Guide de prévision des crues. Ministère de l'Environnement, Paris, France.
- MINSHALL, N.E., 1960. Predicting Storm Runoff on Small Experimental Watersheds. *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 86, 86(HY8): 17–38.
- MITCHELL, J.K. and JONES, B.A., 1978. Micro-Relief Surface Depression Storage—Changes During Rainfall Events and Their Application to Rainfall-Runoff Models. *Water Resources Bulletin*, 14(4): 777–802.
- MITCHELL, T.D., 2003. Pattern scaling - An examination of the accuracy of the technique for describing future climates. *Clim. Change*, 60 (3), 217–242.
- MOLINI, A., LA BARBERA, P. and LANZA, L.G., 2002. On the properties of stochastic intermittency in rainfall processes. *Water Science and Technology*, 45(2): 35–40.
- MOLTENI, F., BUIZZA, R., PALMER, T.N. and PETROLIAGIS, T., 1996. The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(529): 73–119.
- MOORE, R.J. and CLARKE, R.T., 1981. A Distribution Function-Approach to Rainfall Runoff Modeling. *Water Resources Research*, 17(5): 1367–1382.
- MORA, R.D., BOUVIER, C., NEPPEL, L. and NIEL, H., 2005. Regional approach for the estimation of low-frequency distribution of daily rainfall in the Languedoc-Roussillon region, France. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 50(1): 17–29.
- MORGAN, R.P.C. *et al.*, 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(6): 527– 544.
- MORIN, G., PAQUET, P. and W., S., 1995. Le Modèle de Simulation de Quantité et de Qualité CEQUEAU. INRS-Eau Rapport de Recherche, No. 433, 341 pp.
- MORTON, F.I., 1969. Potential Evaporation as a Manifestation of Regional Evaporation. *Water Resources Research*, 5(6): 1244–&.
- MOUHOUS, N., 2003. Intérêt des modèles de cascades multiplicatives pour la simulation de séries chronologiques de pluies ponctuelles adaptées à l'hydrologie urbaine. Thèse de doctorat, ENPC, Paris, 170 pp.
- MOUSSA, R. and BOCQUILLON, C., 1996. Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. *Journal of Hydrology*, 186(1-4): 1–30.
- MOUSSA, R. and BOCQUILLON, C., 2000. Approximation zones of the Saint-Venant equations for flood routing with overbank flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2): 251–261.

- MOUSSA, R., 1997. Geomorphological transfer function calculated from digital elevation models for distributed hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 11(5): 429–449.
- MTIR, A., 2004. Modélisation d'un système de prévision de crues pour les différents affluents du Rhône en amont du Léman. Master Thesis, EPFL, Lausanne.
- MUIRHEAD, R.J., 1982. Aspects of multivariate statistical theory. Wiley, New York, 704 pp.
- MUSY, A. and HIGY, C., 2011. Hydrology: a Science of Nature, CRC Press, 386 pp.
- MUSY, A. and HIGY, C., 2004. Hydrologie - Une science de la nature. PPUR, Lausanne, 326 pp.
- MUSY, A. and SOUTTER, M., 1991. Physique du sol. PPUR, Lausanne, 335 pp.
- MUSY, A., DAYNOU, M., HINGRAY, B., SCHAEFLI, B. and METZGER, R., 2005. Short-term hydrological forecasting in Colombia: application to the Magdalena River. FORAC/IDEAM project. HYDRAM, EPFL, Lausanne, 60 pp. + annexes.
- MUZIK, I., 1996. Flood modelling with GIS-derived distributed unit hydrographs. *Hydrol. Process.*, 10: 1401–1409.
- NAKICENOVIC, N. and SWART, R., Eds, 2000. Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge University Press, Cambridge.
- NASCIMENTO, N.O., 1995. Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de doctorat, ENPC, Paris, 550 pp.
- NASH, J.E. and SUTCLIFFE, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3): 282–290.
- NASH, J.E., 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph, *Comptes Rendus et rapport*. General Assembly Toronto. IAHS, Publ., N°45, 3, pp. 114–121.
- NATALE, L. and TODINI, E., 1977. A constrained parameter estimation technique for linear models in hydrology. pp. 109–147. In: CIRIANI, T.A., MAIONE, U. and WALLIS, J.R. (Editors), *Mathematical models of surface water hydrology*. Wiley, London.
- NATHAN, R.J. and MCMAHON, T.A., 1990. Identification of Homogeneous Regions for the Purposes of Regionalisation. *Journal of Hydrology*, 121(1-4): 217–238.
- NAULET, R. *et al.*, 2005. Flood frequency analysis on the Ardeche river using French documentary sources from the last two centuries. *Journal of Hydrology*, 313(1-2): 58–78.
- NEELIN, J.D. *et al.*, 1998. ENSO theory. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C7): 14261–14290.
- NELDER, J.A. and MEAD, R., 1965. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*, 7: 308–313.
- NEPPEL, L., BOUVIER, C. and NIEL, H., 2006. Quelques illustrations des sources d'incertitudes dans l'analyse de l'aléa pluvieux. *La Houille Blanche*, 6: 22–26.
- NERC, 1975. Flood Studies Reports. Department of the Environment. National Environmental Research Council, London.
- NEW, M. and HULME, M., 2000. Representing Uncertainty in Climate Change Scenarios: a Monte Carlo approach. *Integrated Assessment*, 1: 203–213.
- NIADAS, I.A., 2005. Regional flow duration curve estimation in small ungauged catchments using instantaneous flow measurements and a censored data approach. *Journal of Hydrology*, 314(1-4): 48–66.
- NIGGLI, M., 2004. Combinaison bayésienne des estimations régionales des crues: concepts, développements, et validation, thèse de doctorat 2895, EPFL, Lausanne, 220 pp.
- NIGGLI, M. and MUSY, A., 2005. A Bayesian combination method of flood models: Principles and application results. *Agricultural Water Management*, 77(1-3): 110–127.
- NIGGLI, M., CONSUEGRA, D., CRAUSAZ, P.A. and VEZ, E., 1999. Régionalisation des courbes de débits classés du canton de Vaud. *Projet Gesreau. Rapport d'étude.*, HYDRAM, EPFL., Lausanne.
- NIGGLI, M., TALAMBA, D., HINGRAY, B. and MUSY, A., 2001. Estimation des débits de pointe pour des bassins versants non jaugés: Application à la Suisse Occidentale. *Wasser, Energie und Luft*, 9–10.
- NOILHAN, J. and PLANTON, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117: 536–549.
- O'CONNELL, P.E. and CLARKE, R. T., 1981. Adaptive hydrological forecasting—a review/Revue des méthodes de prévision hydrologique ajustables, 26(2), 179–205.
- OBLED, C. and ROSSÉ, B., 1975. Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 12(4): 235–258.
- OBLED, C. and ROSSÉ, B., 1977. Mathematical-Models of a Melting Snowpack at an Index Plot. *Journal of Hydrology*, 32(1-2): 139–163.

- OBLED, C. and ZIN, I., 2004. TOPMODEL: principes de fonctionnement et application. *La Houille Blanche*, 1: 65–77.
- OBLED, C., 1979. Contribution à l'analyse des données en hydrométéorologie. Thèse de doctorat, Institut de Mécanique des Fluides, Université de Grenoble, Grenoble.
- OBLED, C., BONTRON, G. and GARCON, R., 2002. Quantitative precipitation forecasts: a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, 63(3-4): 303–324.
- OBLED, C., WENDLING, J. and BEVEN, K., 1994. The Sensitivity of Hydrological Models to Spatial Rainfall Patterns —an Evaluation Using Observed Data. *Journal of Hydrology*, 159(1-4): 305–333.
- OBLED, C., ZIN, I. and HINGRAY, B., 2008. Choix des pas de temps et d'espace pour des modélisations parcimonieuses en hydrologie des crues, Congrès "Prévisions Hydrométéorologiques". 191ème session du Comité scientifique et technique de la Société Hydrotechnique de France, Lyon.
- OBLED, C., ZIN, I. and HINGRAY, B., 2009. Choix des pas de temps et d'espace pour des modélisations parcimonieuses en hydrologie des crues. *La Houille Blanche*, 5: 81–87.
- CONNELL, P.E. and CLARKE, R.T., 1981. Adaptive Hydrological Forecasting—a Review. *Hydrological Sciences Bulletin-Bulletin Des Sciences Hydrologiques*, 26(2): 179–205.
- OFEG, 2001. Protection contre les crues des cours d'eau. Directives 2001. Office fédéral des eaux et de la géologie, Berne, 72 pp.
- OFEG, 2002. Les crues 2000. Analyse des événements, cas exemplaires. Rapports de l'OFEG, Série Eaux, Nr. 2. Office fédéral des eaux et de la géologie, Berne.
- OFEG, 2003. Evaluation des crues dans les bassins versants de Suisse. Guide pratique—Rapports de l'OFEG, Série eaux n°4. Office fédéral des eaux et de la géologie, Berne, 114 pp.
- OGDEN, F.L. and SAGHAFFAN, B., 1997. Green and Ampt infiltration with redistribution. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce*, 123(5): 386–393.
- OHMURA, A., 2001. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4): 753–761.
- OLIOSO, A. and JACOB, F., 2002. Estimation de l'évapotranspiration à partir de mesures de télédétection. *La Houille Blanche*, 1: 62–67.
- OLIOSO, A., CHAUKI, H., COURAULT, D. and WIGNERON, J.P., 1999. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing of Environment*, 68(3): 341–356.
- ONOF, C. *et al.*, 2000. Rainfall modelling using Poisson-cluster processes: a review of developments. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14(6): 384–411.
- ONSTAD, C.A., 1984. Depressional Storage on Tilled Soil Surfaces. *Transactions of the Asae*, 27(3): 729–732.
- OTTLÉ, C. and VIDALMADIAR, D., 1994. Assimilation of Soil-Moisture Inferred from Infrared Remote-Sensing in a Hydrological Model over the Hapex-Mobilhy Region. *Journal of Hydrology*, 158(3-4): 241–264.
- OTTLÉ, C., LE HÉGARAT, S. and ZRIBI, M., 2003. Applications de la télédétection spatiale en hydrologie. *Revue du Palais de la Découverte*, 304(37-47): 37–47.
- OUARDA, T., GIRARD, C., CAVADIAS, G.S. and BOBEE, B., 2001. Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of Hydrology*, 254(1-4): 157–173.
- OUARDA, T., RASMUSSEN, P.F., BOBÉE, B. and BERNIER, J., 1998. Utilisation de l'information historique en analyse hydrologique fréquentielle. *Revue des sciences de l'eau*, 11(1): 41–49.
- UDIN, L. *et al.*, 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 290–306.
- UDIN, L., 2006a. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent pour un modèle pluie-débit global. Thèse de doctorat, ENGREF, Paris, 496 pp.
- UDIN, L., 2006b. Une formule simple d'évapotranspiration potentielle pour la modélisation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *La Houille Blanche*, 6: 113–120.
- OVER, T.M. and GUPTA, V.K., 1994. Statistical Analysis of Mesoscale Rainfall—Dependence of a Random Cascade Generator on Large-Scale Forcing. *Journal of Applied Meteorology*, 33(12): 1526–1542.
- OVER, T.M. and GUPTA, V.K., 1996. A space-time theory of mesoscale rainfall using random cascades. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101(D21): 26319–26331.

- OVERNEY, O. *et al.*, 1997. Influence des changements climatiques sur le régime hydrologique des cours d'eau. Rapport final PNR31., Hochschule Verlag ETHZ, Zurich.
- OVERNEY, O., 1997. Prédiction des crues par modélisation couplée stochastique et déterministe: méthode et analyse des incertitudes. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne, 174 pp.
- OWE, M., DE JEU, R. and WALKER, J., 2001. A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8): 1643–1654.
- PAILLEUX, J., GELEYN, J.-F. and LEGRAND, E., 2000. La prévision numérique du temps avec les modèles Arpège et Aladin; bilan et perspectives. *La Météorologie*, 30: 32–60.
- PALMER, T.N., BARKMEIJER, J., BUIZZA, R., KLINKER, E. and RICHARDSON, D., 2002. L'avenir de la prévision d'ensemble. *La Météorologie*, 36: 22–30.
- PALMER, T. N. and COAUTHORS, 2004. Development of a European Multimodel Ensemble System for Seasonal-To Prediction (demeter). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 853–872.
- PAPPENBERGER, F. and BEVEN, K.J., 2006. Ignorance is bliss: Or seven reasons not to use uncertainty analysis. *Water Resources Research*, 42(5).
- PAPPENBERGER, F. *et al.*, 2005. Cascading model uncertainty from medium range weather forecasts (10 days) through a rainfall-runoff model to flood inundation predictions within the European Flood Forecasting System (EFFS). *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(4): 381–393.
- PAQUET, E., 2004. A new version of the hydrological model MORDOR: snowpack model at different elevations. *Houille Blanche-Revue internationale de l'eau*, 2: 75–82.
- PAQUET, E., GAILHARD, J. and GARCON, R., 2006. Evolution of the GRADEX method: improvement by atmospheric circulation classification and hydrological modelling. *La Houille Blanche*, 5: 80–90.
- PARAJKA, J. *et al.*, 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins—Part 1: Runoff-hydrograph studies. *Hydrol. and Earth Syst. Sci.*, 17: 1783–1795.
- PARAJKA, J., MERZ, R. and BLOSCHL, G., 2005. A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(3): 157–171.
- PARDÉ, M., 1933. Fleuves et Rivières. Colin, Paris, 224 pp.
- PARENT DU CHATELET, J., 2003. Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations = Aramis, the French weather radar network. *La Météorologie*, 40: 44–52.
- PARENT DU CHATELET, J., TABARY, P. and LAMARQUE, P., 2005. Evolution du réseau radar opérationnel de Météo-France pour une meilleure estimation de la lame d'eau, Ateliers d'Expérimentation et d'Instrumentation (AEI), Toulouse, 4 pp.
- PARENT, E. and BERNIER, J., 2003. Bayesian POT modeling for historical data. *Journal of Hydrology*, 274 (1-4): 95–108.
- PARLANGE, M.B. and KATUL, G.G., 1992. An Advection-Aridity Evaporation Model. *Water Resources Research*, 28(1): 127–132.
- PARR, W.C., 1983. A Note on the Jackknife, the Bootstrap and the Delta Method Estimators of Bias and Variance. *Biometrika*, 70(3): 719–722.
- PARRIAUX, A., 2006. Géologie. Bases pour l'ingénieur. PPUR, Lausanne, 514 pp.
- PATERSON, W.S.B., 1994. The Physics of Glaciers. Pergamon, Oxford, 480 pp.
- PAYRASTRE, O., 2005. Faisabilité et utilité du recueil de données historiques pour l'étude des crues extrêmes de petits cours d'eau—Etude du cas de quatre bassins versants affluents de l'Aude. Thèse de doctorat, ENPC, Paris, 392 pp.
- PAYRAUDEAU, S., 2002. Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse de doctorat, ENGREF, Montpellier, 436 pp.
- Pearson, C.P., 1991a. New Zealand regional flood frequency using L-moments. *Journal of Hydrology (New Zealand)*, 30, 53–64.
- Pearson, C.P., 1991b. Regional flood frequency for small New Zealand basins. 2. Flood frequency group. *Journal of Hydrology (New Zealand)*, 77–92.
- PEGRAM, G.G.S. and CLOTHIER, A.N., 2001a. Downscaling rainfields in space and time, using the String of Beads model in time series mode. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(2): 175–186.
- PEGRAM, G.G.S. and CLOTHIER, A.N., 2001b. High resolution space-time modelling of rainfall: the "String of Beads" model. *Journal of Hydrology*, 241(1-2): 26–41.
- PELLARIN, T. *et al.*, 2002. Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions: Case study for the Ardeche Catchment (France). *Journal of Hydrometeorology*, 3(5): 539–555.

- PENMAN, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. of the Royal Society of London. A* (194), pp. 120–145.
- PENMAN, H.L., 1963. *Vegetation and Hydrology*. Tech. Comm. 53. Commonwealth Bureau of soils, Harpenden, England.
- PEREIRA, L.A.S., 1977. Etudes de tarissement sur des petits bassins versants de montagne, ETHZ, Zürich.
- PERRIN, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble, 287 pp. + annexes.
- PERRIN, C., 2002. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *La Houille Blanche*, 6/7: 84–91.
- PERRIN, C., MICHEL, C. and ANDRÉASSIAN, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279: 275–289.
- PERRIN, C., MICHEL, C. and ANDRÉASSIAN, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.*, 279: 275–289.
- PEUGEOT, C., CAPPELAERE, B., VIEUX, B.E., SEGUIS, L. and MAIA, A., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 224–243.
- PFISTER, L., DROGUE, G., POIRIER, C. and HOFFMANN, L., 2005. Spatial variability of trends in hydrological extremes induced by orographically enhanced rainfall events due to westerly atmospheric circulations. *Water Science and Technology*, 51(5): 15–21.
- PFISTER, L., HUMBERT, J. and HOFFMANN, L., 2000. Recent trends in rainfall-runoff characteristics in the Alzette River basin, Luxembourg. *Climatic Change*, 45(2): 323–337.
- PICOUET, C., 1999. Géodynamique d'un hydrosystème tropical peu anthropisé, le bassin supérieur du Niger et son delta intérieur. Thèse de Doctorat de l'université de Montpellier II (France). 350p. + annexes. <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00006189/>
- PILGRIM, D.H. and MC DERMOTT, G.E., 1982. Design floods for small rural catchments in eastern New South Wales. *Civil Engineering Trans. Inst. Engrs. Aust.*, CE24(3): 226–234.
- PIOCK-ELLENA, U., PFAUNDLER, M., BLÖSCHL, G., BURLANDO, P. and MERZ, R., 2000. Saisonalitätsanalyse als Basis für die Regionalisierung von Hochwässern. *Wasser, Energie und Luft*, 1–2: 13–21.
- PITLICK, J., 1994. Relation between Peak Flows, Precipitation, and Physiography for 5 Mountainous Regions in the Western USA. *Journal of Hydrology*, 158(3-4): 219–240.
- PLANCHON, O. and DARBOUX, F., 2002. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena*, 46(2-3): 159–176.
- POCHAT, R., 1994. Cours d'hydraulique générale. ENGREF, Département Maîtrise de l'Eau, 128 pp.
- POMEROY, J.W. and GRAY, D.M., 1995. Snowcover-accumulations, relocation and management. Report No. 7, National Hydrology Research Institute Science, Saskatoon.
- POMEROY, J.W. *et al.*, 1998a. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modeling. *Hydrological Processes*, 12(15): 2339–2367.
- POMEROY, J.W., PARVIAINEN, J., HEDSTROM, N. and GRAY, D.M., 1998b. Coupled modelling of forest snow interception and sublimation. *Hydrological Processes*, 12(15): 2317–2337.
- PONCE, V.M., 1983. Development of Physically Based Coefficients for the Diffusion Method of Flood Routing, USDA, Soil Conservation Service, Report No. 83110.
- POTTER, K.W. and LETTENMAIER, D.P., 1990. A Comparison of Regional Flood Frequency Estimation Methods Using a Resampling Method. *Water Resources Research*, 26(3): 415–424.
- PREISSMANN, A. and CUNGE, J.A., 1961. Calcul des intumescences sur machines électroniques, *Proceedings of 9th Congress, Dubrovnik*, pp. 656–64.
- PREISSMANN, A., 1961. Propagation des intumescences dans les canaux et rivières, *Proceedings of the First Congress of the French Association for Computation, Grenoble, France*, pp. 433–442.
- PREISSMANN, A., 1965. Difficultés rencontrées dans le calcul des ondes de translation à front raide, 11ème Congrès IAHR, Leningrad, pp. 3–52.
- PRUDHOMME, C., REYNARD, N. and CROOKS, S., 2002. Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? *Hydrological Processes*, 16(6): 1137–1150.
- PUECH, C., 2000. Utilisation de la télédétection et des Modèles Numériques de Terrain pour la connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes. HDR, Université Joseph Fourier, Grenoble, 83 pp. + annexes.
- QIAN, B., CORTE-REAL, J. and XU, H., 2002. Multisite stochastic weather model for impact studies. *International Journal of Climatology*, 22: 1377–1397.

- QUINN, P., BEVEN, K. and CULF, A., 1995. The Introduction of Macroscale Hydrological Complexity into Land Surface-Atmosphere Transfer Models and the Effect on Planetary Boundary-Layer Development. *Journal of Hydrology*, 166(3-4): 421–444.
- QUINTANA-SEGUI, P. *et al.*, 2008. Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1): 92–107.
- RADANOVICS, S., *et al.*, 2013. Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 4189–4208. doi:10.5194/hess-17-4189-2013.
- RAISANEN, J. *et al.*, 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, 22(1): 13–31.
- RAJE, D., MUJUMDAR, P.P., 2010. Constraining uncertainty in regional hydrologic impacts of climate change: Nonstationarity in downscaling. *Water Resources Research* 46, n/a–n/a. doi:10.1029/2009WR008425.
- RAMIREZ, J.A., HOBBS, M.T. and BROWN, T.C., 2005. Observational evidence of the complementary relationship in regional evaporation lends strong support for Bouchet's hypothesis. *Geophysical Research Letters*, 32(15).
- RAMOS, M.H., BARTHOLMES, J., THIELEN, J., KALAS, M. and DE ROO, A., 2006. The additional value of ensemble weather forecasts to flood forecasting: first results on EFAS forecasts for the Danube river basin, Proc. 23rd Conf. Danube Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management, Belgrade.
- RAMOS, M.H., CREUTIN, J.D. and LEBLOIS, E., 2005. Visualization of storm severity. *Journal of Hydrology*, 315(1-4): 295–307.
- RANGO, A., 1996. Spaceborne remote sensing for snow hydrology applications. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 41(4): 477–494.
- RANGO, A., WALKER, A.E. and GOODISON, B.E., 2000. Snow and Ice. pp. 231–270. In: SCHULTZ, G.A. and ENGMAN EDWIN, T. (Editors), *Remote sensing in hydrology and water management*. Springer, Berlin.
- RAO, S. and RIAHI, K. 2006. The role of non-CO2 greenhouse gases in climate change mitigation: Long-term scenarios for the 21st century. *Multigas mitigation and climate policy. The Energy Journal*. 3 (Special Issue), 177–200.
- RAVI, V. and WILLIAMS, J.R., 1998. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models, 1. USEPA, EPA/600/R-97-128a, 26 pp.
- RAWLS, W.J., AHUJA, L.R., BRAKENSIEK, D.L. and SHIRMOHAMMADI, A., 1992. Chapter 5. Soil water movement and infiltration. In: MAIDMENT, D.R. (Editor), *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill.
- REFSGAARD, J.C. and KNUDSEN, J., 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, 32(7): 2189–2202.
- REFSGAARD, J.C. and STORM, B., 1995. Mike She. pp. 809–846. In: SINGH, V.P. (Editor), *Computer models of watershed hydrology*. Wat. Resour. Publications, Colorado, USA.
- REFSGAARD, J.C., 1997. Validation and intercomparison of different updating procedures for real-time forecasting. *Nordic Hydrology*, 28(2): 65–84.
- REICHLE, R.H. and KOSTER, R.D., 2005. Global assimilation of satellite surface soil moisture retrievals into the NASA Catchment land surface model. *Geophysical Research Letters*, 32(2).
- REICHLE, R.H., 2006. Data Assimilation Methods in the Earth Sciences. In: ASWATHANARAYANA, U. and BALAJI, R. (Editors), *Research and Economic Applications of Remote Sensing Data Products*. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- REICHLE, R.H., MCLAUGHLIN, D.B. and ENTEKHABI, D., 2002. Hydrologic data assimilation with the ensemble Kalman filter. *Monthly Weather Review*, 130(1): 103–114.
- RENARD, B., 2006. Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble, 364 pp.
- RENAULT, D., 2004. Satellites météorologiques. *La Météorologie*, 45: 33–47.
- RIAH, K. GRUEBLER, A. and NAKICENOVIC N. 2007. Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. *Technological Forecasting and Social Change* 74, 7, 887-935. Available at <http://dx.doi.org/10.1016/j.techfore.2006.05.026>.
- RIBEIRO, J., LAUZON, N., ROUSSELLE, J., TRUNG, H.T. and SALAS, J.D., 1998. Comparaison de deux modèles pour la prévision journalière en temps réel des apports naturels. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25(2): 291–304.

- RICCARDI, G., 1997. The mathematical modelling of flood propagation for the delineation of flood risk zones, Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty. IAHS Publ., N° 240, pp. 355–364.
- RICHARDSON, C.W., 1981. Stochastic Simulation of Daily Precipitation, Temperature, and Solar-Radiation. *Water Resources Research*, 17(1): 182–190.
- RISBEY, J.S. and STONE, P.H., 1996. A case study of the adequacy of GCM simulations for input to regional climate change assessments. *Journal of Climate*, 9(7): 1441–1467.
- ROCHE, P.A., 1987. Guide de prévision des crues. Ministère de l'Environnement, Société Hydrotechnique de France, Paris, France.
- RODHE, A., 1998. Snowmelt-Dominated Systems. pp. 391–433. In: KENDALL, C. and McDONNELL, J.J. (Editors), *Isotope Traces in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam.
- RODRIGUEZ ITURBE, I. and VALDES, J.B., 1979. Geomorphologic Structure of Hydrologic Response. *Water Resources Research*, 15(6): 1409–1420.
- RODRIGUEZ, F., ANDRIEU, H. and CREUTIN, J.D., 2003. Surface runoff in urban catchments: morphological identification of unit hydrographs from urban databanks. *Journal of Hydrology*, 283(1-4): 146–168.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. and RINALDO, A., 1997. Fractal river basins: chance and self-organization. Cambridge Univ. Press New York, 547 pp.
- ROGERS, J.C., 1984. The Association between the North-Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112(10): 1999–2015.
- ROJAS-SERNA, C., 2005. Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit? Thèse de doctorat, ENGREF, Paris, 225 pp.
- ROSENBROCK, H.H., 1960. An Automatic Method for Finding the Greatest or Least Value of a Function. *The Computer Journal*, 3(3): 175–184.
- ROSNOBLET, J., 2002. Dynamique du bilan hydrique parcellaire au sein de l'espace rural, et conséquences sur les transferts hydrologiques. Thèse de doctorat, INAPG, Paris-Grignon, 145 pp. + annexes.
- ROSSI, F., FIORENTINO, M. and VERSACE, P., 1984. 2-Component Extreme Value Distribution for Flood Frequency-Analysis. *Water Resources Research*, 20(7): 847–856.
- ROSSMAN, L.A., 2005. Storm water management model, version 5: user's manual. U.S. Environmental Protection Agency (EPA) EPA/600/R-05/040, 249 pp.
- ROWELL, D.P., 2006. A demonstration of the uncertainty in projections of UK climate change resulting from regional model formulation. *Climatic Change*, 79(3-4): 243–257.
- RUPP, D.E. and SELKER, J.S., 2006. Information, artifacts, and noise in $dQ/dt-Q$ recession analysis. *Advances in Water Resources*, 29(2): 154–160.
- RUPP, D.E., OWENS, J.M., WARREN, K.L. and SELKER, J.S., 2004. Analytical methods for estimating saturated hydraulic conductivity in a tile-drained field. *Journal of Hydrology*, 289(1-4): 111–127.
- RUTTER, A.J. and MORTON, A.J., 1977. Predictive Model of Rainfall Interception in Forests. 3. Sensitivity of Model to Stand Parameters and Meteorological Variables. *Journal of Applied Ecology*, 14(2): 567–588.
- RUTTER, A.J., MORTON, A.J. and ROBINS, P.C., 1975. Predictive Model of Rainfall Interception in Forests. 2. Generalization of Model and Comparison with Observations in Some Coniferous and Hardwood Stands. *Journal of Applied Ecology*, 12(1): 367–380.
- RUTTER, A.J., ROBINS, P.C., MORTON, A.J. and KERSHAW, K.A., 1972. Predictive Model of Rainfall Interception in Forests. 1. Derivation of Model from Observations in a Plantation of Corsican Pine. *Agricultural Meteorology*, 9(5-6): 367-&.
- SALINAS, J.L. *et al.*, 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins—Part 2: Flood and low flow studies. *Hydrol. and Earth Syst. Sci.*, 17: 2637–2652.
- SALTELLI, A., CHAN, K. and SCOTT, E.M., 2000. Sensitivity Analysis. Wiley, Chichester, 475 pp.
- SANTER, B.D., WIGLEY, T.M.L., SCHLESINGER, M.E. and MITCHELL, J.F.B., 1990. Developing climate scenarios for equilibrium GCM results, MPI report 47, Hamburg.
- SAUQUET, E., 2006. Mapping mean annual river discharges: Geostatistical developments for incorporating river network dependencies. *Journal of Hydrology*, 331(1-2): 300–314.
- SAUVAGEOT, H., 2000. Le radar polarimétrique, une nouvelle approche pour l'observation des champs de précipitations. *La Météorologie*, 31: 25–41.
- SAVENIJE, H.H.G., 2004. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. *Hydrological Processes*, 18(8): 1507–1511.

- SCHAAP, M.G., Leij, F.J. and van Genuchten, M.T., 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3-4): 163–176.
- SCHAEFLI, B., 2005. Quantification of modelling uncertainties in climate change impact studies on water resources: Application to a glacier-fed hydropower production system in the Swiss Alps. PhD Thesis, EPFL, Lausanne, 209 pp.
- SCHAEFLI, B. and GUPTA, H.V., 2007. Do Nash values have value? *Hydrol. Process*, 21: 2075–2080.
- SCHAEFLI, B., HINGRAY, B. and MUSY, A., 2007. Climate change and hydropower production in the Swiss Alps: quantification of potential impacts and related modelling uncertainties. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3): 1191–1205.
- SCHAEFLI, B., HINGRAY, B., NIGGLI, M. and MUSY, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(1-2): 95–109.
- SCHMUGGE, T.J., KUSTAS, W.P., RITCHIE, J.C., JACKSON, T.J. and RANGO, A., 2002. Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25(8-12): 1367–1385.
- SCHNEIDER, T., 2000. Hydrological processes in the wet-snow zone of glacier: a review. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 36(1): 89–105.
- SCHUMANN, G. *et al.*, 2007. Deriving distributed roughness values from satellite radar data for flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*, 344: 96–111.
- SEE, L. and OPENSHAW, S., 2000. A hybrid multi-model approach to river level forecasting. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 45(4): 523–536.
- SEFTON, C.E.M. and HOWARTH, S.M., 1998. Relationships between dynamic response characteristics and physical descriptors of catchments in England and Wales. *Journal of Hydrology*, 211(1-4): 1–16.
- SEGOND, M.L., ONOF, C. and WHEATER, H.S., 2006. Spatiat-temporal disaggregation of daily rainfall from a generalized linear model. *Journal of Hydrology*, 331(3-4): 674–689.
- Sellers, P.J. *et al.*, 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. 1. Model formulation. *Journal of Climate*, 9(4): 676–705.
- SEMENTOV, M.A., BROOKS, R.J., BARROW, E.M. and RICHARDSON, C.W., 1998. Comparison of the WGEN and LARSWG stochastic weather generators for diverse climates. *Climate Research*, 10(2): 95–107.
- SERGEANT, C., POGATCH, E., SUDUL, M. and BOURDELLES, B., 1993. Experimental investigation of optical snow properties. *Annal of Glaciology*, 17: 281–287.
- SERVAT, E. and DEZETTER, A., 1991. Selection of Calibration Objective Functions in the Context of Rainfall-Runoff Modeling in a Sudanese Savannah Area. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 36(4): 307–330.
- SHABALOVA, M.V., VAN DEURSEN, W.P.A. and BUISSHAND, T.A., 2003. Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. *Climate Research*, 23(3): 233–246.
- SHAMSELDIN, A.Y. and NASH, J.E., 1998. The geomorphological unit hydrograph—a critical review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(1): 1–8.
- SHAMSELDIN, A.Y., OCONNOR, K.M. and LIANG, G.C., 1997. Methods for combining the outputs of different rainfallrunoff models. *Journal of Hydrology*, 197(1-4): 203–229.
- SHARIF, H.O., YATES, D., ROBERTS, R. and MUELLER, C., 2006. The use of an automated nowcasting system to forecast flash floods in an urban watershed. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1): 190–202.
- SHARP, M., RICHARDS, K.S. and TRANTER, M., 1998. *Glacier Hydrology and Hydrochemistry*. Wiley, 350 pp.
- SHERMAN, L.K., 1932. Stream flow from rainfall by the unit graph method. *Engineering News-Record*, 108: 501–205.
- SINGH, P. and SINGH, V.P., 2001. *Snow and glacier hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 742 pp.
- SINGH, V.P. and WOOLHISER, D.A., 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7: 270–292.
- SINGH, V.P., 1995. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resource Publications, Highlands Ranch, CO, 1144 pp.
- SINNIGER, R.O. and HAGER, W.H., 1989. *Constructions hydrauliques: écoulements stationnaires*, Vol. 15. PPUR, Lausanne, 456 pp.

- SIVAKUMAR, B., 2001. Is a chaotic multi-fractal approach for rainfall possible? *Hydrological Processes*, 15(6): 943–955.
- SIVAPALAN, M. *et al.*, 2003. IAHS decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 48(6): 857–880.
- SLATER, A.G. *et al.*, 2001. The representation of snow in land surface schemes: Results from PILPS 2(d). *Journal of Hydrometeorology*, 2(1): 7–25.
- SMAKHTIN, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240(3–4): 147–186.
- SMITH, M. *et al.*, 1991. Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Land and Water Development Division, FAO, Rome, Italy.
- SMITH, M.B. *et al.*, 2004. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology*, 298(1–4): 4–26.
- SMITH, R.E., GOODRICH, D.C., WOOLHISER, D.A. and UNKRICH, C.L., 1995. KINEROS: A KINematic. Runoff and EROSION model. pp. 697–732. In: SINGH, V.J. (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resource Publications, Highlands Ranch, CO.
- SMITH, S.J. and WIGLEY T.M.L., 2006. Multi-Gas Forcing Stabilization with the MiniCAM. *The Energy Journal (Special Issue #3)* 373–391.
- SOMMERFELD, R.A. and ROCCHIO, J.E., 1993. Permeability Measurements on New and Equitemperature Snow. *Water Resources Research*, 29(8): 2485–2490.
- SOUTTER, M., 2003. Mise en oeuvre de la formule rationnelle synthétique pour l'estimation des débits de pointe des bassins versants du canton de Vaud, Projet Gesreau, Rapport Hydram/EPFL, Lausanne.
- SOUTTER, M., MERMOUD, A. and MUSY, A., 2007. Ingénierie des sols et des eaux, processus et aménagements. PPUR, Lausanne.
- SRIKANTHAN, R. and MCMAHON, T.A., 2001. Stochastic generation of annual, monthly and daily climate data: A review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(4): 653–670.
- STAHL, K., MOORE, R.D., FLOYER, J.A., ASPLIN, M.G. and MCKENDRY, I.G., 2006. Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(3–4): 224–236.
- STEDINGER, J.R. and LU, L.H., 1995. Appraisal of Regional and Index Flood Quantile Estimators. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 9(1): 49–75.
- STEDINGER, J.R. and TASKER, G.D., 1985. Regional Hydrologic Analysis. 1. Ordinary, Weighted, and Generalized Least-Squares Compared. *Water Resources Research*, 21(9): 1421–1432.
- STEDINGER, J.R., VOGEL, R.M. and FOUFOULA-GEORGIU, E. 1993. Frequency Analysis of Extreme Events. In *Handbook of Hydrology*, edited by D. Maidment, New York McGraw. Hill, Inc.
- STEHLIK, J. and BARDOSSY, A., 2002. Multivariate stochastic downscaling model for generating daily precipitation series based on atmospheric circulation. *Journal of Hydrology*, 256(1–2): 120–141.
- STERL, A., 2004. On the (in)homogeneity of reanalysis products. *Journal of Climate*, 17(19): 3866–3873.
- STONE, R.C., 1989. Weather Types at Brisbane, Queensland—an Example of the Use of Principal Components and Cluster-Analysis. *International Journal of Climatology*, 9(1): 3–32.
- STURARO, G., 2003. A closer look at the climatological discontinuities present in the NCEP/NCAR reanalysis temperature due to the introduction of satellite data. *Climate Dynamics*, 21(3–4): 309–316.
- SUGAWARA, M. and MARIYAMA, F., 1956. A method of prevision of the river. discharge by means of a rainfall model, *Symposia Darcy*, Dijon, pp. 71–76.
- SUJONO, J., SHIKASHO, S. and HIRAMATSU, K., 2004. A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrological Processes*, 18(3): 403–413.
- SZILAGYI, J. and PARLANGE, M.B., 1999. A geomorphologically-based semi-distributed watershed model. *Advances in Water Resources*, 23: 177–187.
- TABARY, P., SCIALOM, G. and PROTAT, A., 2002. Un radar météorologique Doppler: pour quoi faire? *La Météorologie*, 38(30–44).
- TALAMBA-BALIN, D., 2004. Hydrological behaviour through experimental and modelling approaches: application to the Haute-Mentue catchment. PhD Thesis, EPFL, Lausanne, 193 pp.
- TALLAKSEN, L.M., 1995. A Review of Baseflow Recession Analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1–4): 349–370.

- TAPSOBA, D., FORTIN, V., ANCTIL, F. and HACHÉ, M., 2005. Apport de la technique du krigeage avec dérive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige: application aux bassins de la rivière Gatineau. *Revue canadienne de génie civil*, 32(1): 289–297.
- TARBOTON, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2): 309–319.
- TARDY, Y., 1986. *Le cycle de l'eau : Climats, Paléoclimats et Géochimie globale*. Masson.
- TARDY, Y., 1986. *Le cycle de l'eau, climats, paléoclimats et chimie globale*. Masson, Paris.
- TAYLOR, K.E., STOUFFER, R.J., MEEHL, G.A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- TERRAY, L. and BRACONNOT, P., 2007. *Livre blanc ESCRIME. Étude des Simulations Climatiques*. IPSL & Météo-France, Paris, 70 pp.
- TESTUD, J., 2002. Le radar météorologique à diversité de polarisation: un outil prêt à entrer dans l'application opérationnelle (The polarimetric weather radar: a tool ready for operational application). *La Houille Blanche*, 2: 46–49.
- TWELESS, S. and WOBUS, H., 1954. Erification of prognostic charts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 35: 286–296.
- THILLET, J.J., 1997. *La météo de montagne*. Collection les guides du Club alpin français. Seuil, 189 pp.
- THOLIN, A.L. and KEIFER, C.J., 1960. The hydrology of urban runoff. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 125: 1308–1379.
- THOMAS, H.A., 1981. Improved methods for rational water assessment, Washington, Report, Contrat WR. 15249270 US Water Ressources Council, USA.
- TODINI, E., 1996. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175(1-4): 339–382.
- TODINI, E., 2007. A mass conservative and water storage consistent variable parameter Muskingum-Cunge approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1645–1659.
- TOMA, A.C., 1996. Variabilité spatio-temporelle des champs précipitants et application aux méthodes d'estimation. Thèse de doctorat, ENSMP, Paris, 153 pp.
- TOTH, E., BRATH, A. and MONTANARI, A., 2000. Comparison of short-term rainfall prediction models for real-time flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 239(1-4): 132–147.
- TRENBERTH, K.E., 1984. Signal Versus Noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112(2): 326–332.
- TUNG, Y.K., YEH, K.C. and YANG, J.C., 1997. Regionalization of unit hydrograph parameters .1. Comparison of regression analysis techniques. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 11(2): 145–171.
- TURCOTTE, R., ROUSSEAU, A.N., FORTIN, J.P. and VILLENEUVE, J.P., 2003. Development of a process-oriented, multiple-objective, hydrological calibration strategy accounting for model structure. pp. 153–163. In: DUAN, Q.Y., GUPTA, H., SOROOSHIAN, S., ROUSSEAU, A.N. and TURCOTTE, R. (Editors), *Calibration of watershed models*. Water Science and Application 6. American Geophysical Union, Washington, DC.
- UPPALA, S.M. *et al.*, 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612): 2961–3012.
- USACE, 1986. Accuracy of Computed Water Surface Profiles, US Army Corps of Engineers.
- USACE, 1994. Engineering and Design—Flood-Runoff Analysis. Publication Number: EM 1110-2-1417. US Army Corps of Engineers, 213 pp.
- USDA-SCS, 1972. Section 4: Hydrology, National Engineering Handbook. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington DC.
- VALENTE, F., DAVID, J.S. and GASH, J.H.C., 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, 190(1-2): 141–162.
- VALIANTZAS, J.D., 2006. Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. *Journal of Hydrology*, 331(3-4): 690–702.
- VAN DAM, J.C. and FEDDES, R.A., 2000. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology*, 233(1-4): 72–85.
- VAN DIJK, A.I.J.M. and BRUINZEEL, L.A., 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 1. Model description. *Journal of hydrology*, 247(3-4): 230–238.
- VAN GENUCHTEN, M.T., 1980. A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5): 892–898.

- VAN STRATEN, G. and KEESMAN, J., 1991. Uncertainty propagation and speculation in projective forecasts of environmental change: a lake eutrophication example. *Journal of Forecasting*, 10: 163–190.
- VAN VUUREN, D. *et al.*, 2007. Stabilizing greenhouse gas concentrations at low levels: an assessment of reduction strategies and costs. *Climatic Change*. Available at <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-006-9172-9>.
- VAN VUUREN, D. P., *et al.*, 2006. Long-term multi-gas scenarios to stabilise radiative forcing — Exploring costs and benefits within an integrated assessment framework. *Multigas mitigation and climate policy. The Energy Journal*. 3 (Special Issue), 201–234.
- VAN ULDEN, A.P. and VAN OLDENBORGH, G.J., 2006. Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6: 863–881.
- VAW, 1996. Régularisation optimale de la Ile correction des eaux du Jura (Ile CEJ). 3941 F, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich.
- VENABLES, W.N. and RIPLEY, B.D., 1998. *Modern applied statistics with S-Plus*. Springer-Verlag, New York, 501 pp.
- VERSEGHY, D.L., 1991. CLASS—A Canadian Land Surface Scheme for GCMS. I. Soil Model. *International Journal of Climatology*, 11(2): 111–133.
- VERSEGHY, D.L., MCFARLANE, N.A. and LAZARE, M., 1993. A Canadian Land Surface Scheme for GCMS: II. Vegetation model and coupled runs. *International Journal of Climatology*, 13(4): 347–370.
- VERTESSY, R.A., HATTON, T.J., O'SHAUGHNESSY, P.J. and JAYASURIYA, M.D.A., 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis-based catchment model. *Journal of hydrology*, 150(2-4): 665–700.
- VIDAL, J.P., 2005. Assistance au calage de modèles numériques en hydraulique fluviale—Apports de l'intelligence artificielle. Thèse de doctorat, INPT, Toulouse.
- VIDALE, P.L., LUTHI, D., FREI, C., SENEVIRATNE, S.I. and SCHAR, C., 2003. Predictability and uncertainty in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D18).
- VISSMAN, W., JR., KNAPP, J.W., LEWIS, G.L. and HARBAUGH, T.R., 1977. *Introduction to Hydrology*, Second Edition. Harper & Row, New York.
- VIEUX, B.E., 2001a. Radar Rainfall Applications in Hydrology. Chapter 11. pp. 648–681. In: BEDIENT, P.B. and HUBER, W.C. (Editors), *Hydrology and Floodplain Analysis*. Addison-Wesley Publishing Co., Reading, Massachusetts.
- VIEUX, B.E., 2001b. Distributed hydrologic modeling using GIS. *Water Science Technology Series*, 38. Kluwer Academic Publishers, Norwell, Massachusetts, 293 pp.
- VIGLIONE, A. *et al.*, 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins—Part 3: Runoff signatures in Austria. *Hydrol. and Earth Syst. Sci.*, 17: 2263–2279.
- VINCENT, C., 2002. Influence of climate change on French glaciers mass balance over the 20th century. *La Houille Blanche*, 8: 20–24.
- VISCHEL, T. and LEBEL, T., 2007. Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2: Idealized modeling of runoff sensitivity. *Journal of Hydrology*, 333(2-4): 340–355.
- VISCHEL, T., 2006. Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens: modélisation, simulation et désagrégation. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble, 289 pp.
- VIVONI, E.R., IVANOV, V.Y., BRAS, R.L. and ENTEKHABI, D., 2004. Generation of triangulated irregular networks based on hydrological similarity. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(4): 288–302.
- VOGEL, R.M. and FENNESSEY, N.M., 1993. L-Moment Diagrams Should Replace Product Moment Diagrams. *Water Resources Research*, 29(6): 1745–1752.
- VOGEL, R.M. and FENNESSEY, N.M., 1994. Flow-Duration Curves. 2. New Interpretation and Confidence-Intervals. *Journal of Water Resources Planning and Management-Asce*, 120(4): 485–504.
- VOGEL, R.M. and FENNESSEY, N.M., 1995. Flow Duration Curves. 2. A Review of Applications in Water-Resources Planning. *Water Resources Bulletin*, 31(6): 1029–1039.
- VRAC, M., STEIN, M. and HAYHOE, K., 2007. Statistical downscaling of precipitation through nonhomogeneous stochastic weather typing. *Climate Research*, 34: 169–184.
- VRAC, M., STEIN, M.L., HAYHOE, K. and LIANG, X.Z., 2007. A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. *Geophysical Research Letters*, 34 pp.

- WALKER, W.E. *et al.*, 2003. Defining Uncertainty: A Conceptual Basis for Uncertainty Management in Model-Based Decision Support. *Integrated Assessment*, 4(1): 5–17.
- WALTER, M.T. *et al.*, 2005. Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology*, 300(1-4): 65–75.
- WAYMIRE, E. and GUPTA, V.K., 1981. The Mathematical Structure of Rainfall Representations .1. A Review of the Stochastic Rainfall Models. *Water Resources Research*, 17(5): 1261–1272.
- WEBSTER, P.J. and YANG, S., 1992. Monsoon and Enso—Selectively Interactive Systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118(507): 877–926.
- WEINGARTNER, R. and ASCHWANDEN, H., 1986. Die Abflussregimes der Schweiz. Geographisches Institut der Universität Bern, Bern.
- WEINGARTNER, R. and ASCHWANDEN, R., 1992. Abflussregimes als Grundlage zur Abschätzung von Mittelwerten des Abflusses. *Tafel 5.2. hydrologischen Atlas der Schweiz*, Bern.
- WEINGARTNER, R. and MANSER, S., 1997. Möglichkeiten und Grenzen des Hochwasserabschätzung in kleineren schweizerischen Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen. *Wasser, Energie und Luft*, 5/6: 131–138.
- WHEATER, H.S. *et al.*, 2000. Spatial-temporal rainfall fields: modelling and statistical aspects. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(4): 581–601.
- WHEATER, H.S. *et al.*, 2005. Spatial-temporal rainfall modelling for flood risk estimation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19(6): 403–416.
- WIGLEY, T.M.L. and RAPER, S.C.B., 2001. Interpretation of high projections for global-mean warming. *Science*, 293(5529): 451–454.
- WIGLEY, T.M.L., RAPER, S.C.B., SMITH, S. and HULME, M., 2000. The Magicc/ScenGen Climate Scenario Generator: version 2.4: Technical Manual, CRU, UEA, Norwich, U.K.
- WIGMOSTA, M.S., NISSEN, B. and STORCK, P., 2002. The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model. Chapter 2. pp. 7–42. In: FREVERT, V.S.D. (Editor), *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.
- WILBY, R.L. and WIGLEY, T.M.L., 1997. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21(4): 530–548.
- WILBY, R.L. and WIGLEY, T.M.L., 2000. Precipitation predictors for downscaling: Observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology*, 20(6): 641–661.
- WILBY, R.L. *et al.*, 1998. Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resources Research*, 34(11): 2995–3008.
- WILBY, R.L., 1998. Statistical downscaling of daily precipitation using daily airflow and seasonal teleconnection indices. *Climate Research*, 10(3): 163–178.
- WILBY, R.L., CONWAY, D. and JONES, P.D., 2002. Prospects for downscaling seasonal precipitation variability using conditioned weather generator parameters. *Hydrological Processes*, 16(6): 1215–1234.
- WILBY, R.L., HASSAN, H. and HANAKI, K., 1998. Statistical downscaling of hydrometeorological variables using general circulation model output. *Journal of Hydrology*, 205(1-2): 1–19.
- WILKS, D.S. and WILBY, R.L., 1999. The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, 23(3): 329–357.
- WILKS, D.S., 1998. Multisite generalization of a daily stochastic precipitation generation model. *Journal of Hydrology*, 210(1-4): 178–191.
- WILKS, D.S., 1999. Multisite downscaling of daily precipitation with a stochastic weather generator. *Climate Research*, 11(2): 125–136.
- WILKS, D.S., 2012. Stochastic weather generators for climate-change downscaling, part II: multivariable and spatially coherent multisite downscaling. *Wiley Interdiscip. Rev.-Clim. Chang.*, 3: 267–278.
- WILLEMS, P., 2001. A spatial rainfall generator for small spatial scales. *Journal of Hydrology*, 252(1-4): 126–144.
- WILLIAMS, J.R., OUYANG, Y., CHEN, J.-S. and RAVI, V., 1998. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: application of selected mathematical models, volume II. EPA/600/R-97-128b. USEPA, 44 pp.
- WILLIS, I., 2005. Hydrology of glacierized basins. pp. 2601–2631. In: ANDERSON, M.G. and McDONNELL, J.J. (Editors), *Encyclopedia of Hydrological Sciences—Part 14: Snow and Glacier Hydrology*. Wiley, Chichester.
- WILSON, J.W., CROOK, N.A., MUELLER, C.K., SUN, J.Z. and DIXON, M., 1998. Nowcasting thunderstorms: A status report. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(10): 2079–2099.

- WILTSHIRE, S.E., 1985. Grouping Basins for Regional Flood Frequency-Analysis. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 30(1): 151–159.
- WILTSHIRE, S.E., 1986. Regional Flood Frequency-Analysis. 1. Homogeneity Statistics. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 31(3): 321–333.
- WILTSHIRE, S.E., 1986. Regional Flood Frequency-Analysis. 2. Multivariate Classification of Drainage Basins in Britain. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 31(3): 335–346.
- WISE, M.A., *et al.*, 2009. Implications of Limiting CO₂ Concentrations for Land Use and Energy. *Science*, 324:1183–1186.
- WISNER, P. and P'NG, J.C., 1983. OTTHYMO. A Model for Master Drainage Plans, IMPSWM Urban Drainage Modelling Procedures, Department of Civil Engineering, University of Ottawa, Ottawa, Ontario.
- WITTENBERG, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes*, 13(5): 715–726.
- WMO, 1974. International Glossary of Hydrology. World Meteorological Organisation, Genève.
- WMO, 1975. Hydrological forecasting practices. Operational Hydrology. Report N°6, WMO N°425. World Meteorological Organisation, Genève.
- WMO, 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff. Report No. 23. World Meteorological Organisation, Genève.
- WMO, 1986. Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, 2nd edition. Operational Hydrology Report No. 1, WMO - No. 332. World Meteorological Organisation, Genève.
- WMO, 1992. Simulated real-time intercomparison of hydrological models. Operational Hydrology. Report N°38. WMO N°779. World Meteorological Organisation, Genève.
- WMO, 1994. Guide to hydrological practices. Fifth edition. No. 168. World Meteorological Organisation, Genève, 735 pp.
- WOJCIK, R. and BUIHAND, T.A., 2003. Simulation of 6-hourly rainfall and temperature by two resampling schemes. *Journal of Hydrology*, 273(1-4): 69–80.
- WOJCIK, R., BEERSMA, J.J. and BUIHAND, T.A., 2000. Rainfall generator for the Rhine basin. Multisite generation of weather variables for the entire drainage area. KNMI Publication; 186 IV. De Bilt, Netherlands.
- WOOD, E. *et al.*, 2006. Implementation Plan for The Hydrological Ensemble Prediction Experiment (HEPEX), <http://hydis8.eng.uci.edu/hepex/> (02.07.2007). HEPEX.
- WOOD, E., LETTENMAIER, D. and ZARTARIAN, V., 1992. A Land-Surface Hydrology Parameterization with Subgrid Variability for General-Circulation Models. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 97: 2717–2728.
- WOOD, E.F. and RODRIGUEZITURBE, I., 1975. Bayesian Approach to Analyzing Uncertainty among Flood Frequency Models. *Water Resources Research*, 11(6): 839–843.
- WOSTEN, J.H.M., PACHEPSKY, Y.A. and RAWLS, W.J., 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251(3-4): 123–150.
- WURBS, R. A., 1993. Reservoir-system simulation and optimization models. *Journal of water resources planning and management*, 119(4): 455–472.
- XU, C.Y. and CHEN, D., 2005. Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany. *Hydrological Processes*, 19(18): 3717–3734.
- XU, C.Y. and SINGH, V.P., 2005. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. *Journal of Hydrology*, 308(1-4): 105–121.
- XU, C.Y., 1999. From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 23(2): 229–249.
- XU, C.Y., 2003. Chap. 4 Evapotranspiration in Hydrologic Models, *Hydrological Models*. Uppsala University, Uppsala, Sweden.
- Xu, H., CORTE-REAL, J. and QIAN, B., 2007. Developing daily precipitation scenarios for climate change impact studies in the Guadiana and the Tejo basins. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1161–1173.

- YAN, Z., BATE, S., CHANDLER, R.E., ISHAM, V. and WHEATER, H., 2006. Changes in extreme wind speeds in NW Europe simulated by generalized linear models. *Theoretical and Applied Climatology*, 83(1-4): 121–137.
- YANG, C., CHANDLER, R.E., ISHAM, V.S., ANNONI, C. and WHEATER, H.S., 2005. Simulation and downscaling models for potential evaporation. *Journal of Hydrology*, 302(1-4): 239–254.
- YANG, D., HERATH, S., MUSIAKE, K., 2000. Comparison of different distributed hydrological models for characterization of catchment spatial variability, *Hydrological Processes* 14(3), 403–416.
- YOUNG, P.C., 2002. Advances in real-time flood forecasting. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 360(1796): 1433–1450.
- ZAPPA, M., 1999. Untersuchungen zur Aufbereitung unterschiedlicher Rauminformationen für die flächendifferenzierte Einzugsgebietsmodellierung. Diploma Thesis, Geographisches Institut der ETH, Zürich, 106 pp.
- ZECH, Y., SILLEN, X., DJENFA, S. and PAHAUT, T., 1993. Rainfall Runoff modelling of partly urbanised watershed/Comparison between a distributed model using GIS and an other model, 6th Inter. Conf. on Urban Storm Drainage, Niagara Falls, Ontario, Canada, pp. 1452–1457.
- ZHAO, L. and GRAY, D.M., 1999. Estimating snowmelt infiltration into frozen soils. *Hydrological Processes*, 13(12): 1827–1842.
- ZHAO, R.J., 1992. The Xinanjiang Model Applied in China. *Journal of Hydrology*, 135(1-4): 371–381.
- ZIN, I., 2002. Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche. Thèse de doctorat, INPG, Grenoble, 200 pp.
- ZORITA, E. and VON STORCH, H., 1999. The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*, 12(8): 2474–2489.

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES

1D (modèle)	Modèle (de propagation hydraulique) unidimensionnel
2D (modèle)	Modèle (de propagation hydraulique) bidimensionnel
A1, A1B, A2, B1, B2...	Scénarios d'émission standard définis par le GIEC
AAR	Rapport entre la zone d'accumulation et la surface totale d'un glacier (de l'anglais <i>Accumulation Area Ratio</i>)
AISH	Association Internationale des Sciences Hydrologiques (cf. IAHS)
ANN	Réseaux de neurones artificiels (de l'anglais <i>Artificial Neural Network</i>)
ARMAX	Modèle auto-régressif avec moyenne mobile et variable exogène (de l'anglais <i>AutoRegressive Moving Average model with eXogenous variable</i>)
ARX	Modèle auto-régressif avec variables exogènes (de l'anglais <i>AutoRegressive model with eXogenous variable</i>)
ASCE	Association Society of Civil Engineers, USA
BFI	Indice des basses eaux (de l'anglais <i>Base Flow Index</i>)
BLRPM	Générateur de précipitation à Pulses Rectangulaires de Bartlett-Lewis
BREP	Bassin de Rétention des Eaux de Pluie
BSV (équations de)	Equations de Barré de Saint-Venant
BWG	Bundesamt für Wasser und Geologie, Suisse (cf. OFEG)
CEMAGREF	Institut de recherche pour l'ingénierie de l'agriculture et de l'environnement, France
CEN	Centre d'Etudes de la Neige de MétéoFrance, France
CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (cf. ECMWF)
CMP	Crue Maximum Probable (cf. PMF)
CN	de l'anglais <i>Curve Number</i> (méthode du SCS-CN)
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques, France
DCI (modèle)	Modèle d'infiltration par Dépassement de la Capacité d'Infiltration
DCS (modèle)	Modèle d'infiltration par Dépassement de la Capacité de Stockage
DJF	Saison hivernale : Décembre – Janvier – Février
DMIP	Projet international de comparaison de modèles hydrologiques spatialisés (de l'anglais <i>Distributed Model Intercomparison Project</i>)
DPFT (méthode)	Méthode de la Différentielle Première de la Fonction de Transfert
DSD	Distribution dimensionnelle des gouttes de pluie (de l'anglais <i>Drop Size Distribution</i>)
ECL	Ecole Centrale de Lyon
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (cf. CEPMMT)
EDF	Electricité De France, entreprise française
EFAS	Système européen d'alerte de crue (de l'anglais <i>European Flood Alert System</i>)

EFFS	Système européen de prévision des crues (de l'anglais <i>European Flood Forecasting System</i>)
EFS	Système de Prévision d'Ensemble (de l'anglais <i>Ensemble Forecasting System</i>)
ELA	Ligne d'équilibre entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation d'un glacier (de l'anglais <i>Equilibrium Line Altitude</i>)
ENPC	Ecole Nationale Supérieure des Ponts et Chaussées, France
ENSMP	Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, France
ENSO	Phase dite chaude de l'oscillation australe (de l'anglais <i>El-Niño Southern Oscillation</i>)
EPFL	Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse
ERA-40 (réanalyses)	Réanalyses météorologiques produites par le CEPMMT
ET ₀	Evapotranspiration de référence
ETM	Evapotranspiration maximale
ETP	Evapotranspiration potentielle
ETR (ou ET)	Evapotranspiration réelle
GCM	General Circulation Model (cf. MCG)
GCM-VR	Variable Resolution-GCM (cf. MCG-RV)
GEV	Loi des extrêmes généralisée, distribution statistique (de l'anglais <i>Generalised Extreme Value</i>)
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (cf. IPCC)
GLUE	de l'anglais <i>Generalized Likelihood Uncertainty Estimation</i>
GPA	Loi de Pareto généralisée, distribution statistique
GPM	Mission spatiale d'estimation des précipitations planétaires (de l'anglais <i>Global Precipitation Mission</i>)
GPS	Système de positionnement global (de l'anglais <i>Global Positioning System</i>)
GRADEX	GRADient des valeurs Extrêmes
HRU	Unités de Réponse Hydrologique (de l'anglais <i>Hydrological Response Unit</i>)
HSMF	Hydrogramme Synthétique Mono-Fréquence
HU	Hydrogramme Unitaire
HUG	Hydrogramme Unitaire Géomorphologique
HUI	Hydrogramme Unitaire Instantané
HUN	Hydrogramme Unitaire Normé
HYDRAM	Laboratoire HYDRologie et Aménagements, EPFL, Suisse
IAHS	International Association of Hydrological Sciences (cf. AISH)
ICA	Indices de Circulation Atmosphérique
IDF (courbes)	Courbes Intensité (moyenne maximale) - Durée - Fréquence
IGUL	Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne, Suisse
INPG	Institut National Polytechnique de Grenoble, France
INRS	Institut National de la Recherche Scientifique, Québec
IPA	Indice des Précipitations Antérieures
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (cf. GIEC)
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace, France
IRD	Institut de Recherche pour le Développement, France
JJA	Saison estivale : Juin – Juillet – Août
k-PPV (méthode des)	Méthode des k-plus proches voisins
LAI	Indice de surface foliaire (de l'anglais <i>Leaf Area Index</i>)
LAM	Modèle (météorologique ou climatique) à Aire Limitée (de l'anglais <i>Limited Area Model</i>)
LIDAR	Altimétrie laser aéroportée (de l'anglais <i>Light Detection And Ranging</i>)
MAM	Saison printanière : Mars – Avril – Mai
MNA	Modèles Numériques d'Altitude (cf. MNT)
MNT	Modèles Numériques de Terrain (cf. MNA)
MCG	Modèle Climatique Global (cf. GCM)
MCG-RV	MCG à Résolution Variable (cf. GCM-VR)

MCR	Modèle Climatique Régional (cf. RCM)
MDES	Modèle de Descente d'Echelle Statistique (cf. SDSM)
MOS	Statistiques de sortie de modèle (de l'anglais <i>Model Output Statistics</i>)
NAO	Northern-Atlantic Oscillation (cf. ONA)
NCAR	National Center for Atmospheric Research, USA
NCDC	Centre National des Données Climatiques, USA
NCEP	National Center for Environmental Prediction, USA
NCEP (réanalyses)	Réanalyses météorologiques produites par les centres NCEP/NCAR
NSRPM	Générateur de précipitation à Pulses Rectangulaires de Neyman-Scott
OFEG/BWG	Office Fédéral des Eaux et de la Géologie, Suisse (cf. BWG)
OFEV	Office Fédéral de l'Environnement, Suisse
OHMCV	Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais, France
OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie (cf. WMO)
ONA	Oscillation Nord-Atlantique (cf. NAO)
PMF	Crue Maximum Probable (de l'anglais <i>Probable Maximum Flood</i>)
PMP	Précipitation Maximale Probable
PQPF	Prévision quantitative probabiliste de précipitations (de l'anglais <i>Probabilistic Quantitative Precipitation Forecast</i>)
PUB (initiative)	Initiative de l'IAHS pour la Prédiction sur les bassins non-jaugés (de l'anglais <i>Prediction for Ungauged Basins</i>)
PWM (méthode)	Méthode des moments pondérés (de l'anglais <i>Probability-Weighted Moments method</i>)
Q ₃₄₇	Débit journalier qui est dépassé en moyenne 347 jours par an
QDF (courbes)	Courbes Débit (moyen maximum) - Durée - Fréquence
Q _T	Débit maximum de crue de période de retour T
RCM	Regional Climate Model (cf. MCR)
RTC (gestion)	Gestion en temps réel (de l'anglais <i>Real Time Control</i>)
SCM	Modèle Climatique Simplifié (de l'anglais <i>Simplified Climate Model</i>)
SCS	Soil Conservation Service, USA
SDSM	Statistical Downscaling Model (cf. MDES)
SESA	Service des Eaux, Sols et Assainissement du canton de Vaud, Suisse
SHE	Système Hydrologique Européen
SIC	Courbe de laminage (de l'anglais <i>Storage Indication Curve</i>)
SIG	Système d'Information Géographique
SLF	Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches, Suisse
SON	Saison automnale : Septembre - Octobre - Novembre
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SRTM	de l'anglais <i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SVA (interface)	Interface Sol-Végétation-Atmosphère
SVAT (modèle)	Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model (cf. TSVA)
TIN	Réseau triangulaire irrégulier (de l'anglais <i>Triangular Irregular Network</i>)
TOPMODEL	TOPography-based hydrological MODEL
TSVA (modèle)	Modèle de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (cf. SVAT)
UHR	Unité Hydrologique Représentative
UHRH	Unité Hydrologique Relativement Homogène
WGEN	Générateur stochastique de temps (de l'anglais <i>Weather Generator</i>)
WMO	World Meteorological Organisation (cf. OMM)
WSL/SLF	Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches, Suisse

INDEX

A

abattement spatial (coefficient d'), 519
ablation, 335
adaptation hydrologique, 432
adaptation météorologique, 31, 432, **504**
– analogique, 505
– statistique, 504
AGREGEE (méthode), 384
albédo, **297**, 307, 311, 335
aménagements hydrauliques, 26
analogue(s)
– bassin, 354, 471
– (méthode des), 505
analyse(s)
– hydro-météorologiques, 36
– météorologiques, 34
– pluviométriques, 25
– statistique, 4
analyse fréquentielle, 350, 378
– courbes QDF, 381
– crues, 379
– crues historiques, 380
– étiages, 347
– GRADEX (méthode du), 382
– hydro-météorologique, 382
– précipitations, 551
ARMAX (modèle), 422, 425, 427, 444
ARNO (modèle), 169
assimilation de données, 29, **57**, 424, 446

B

Barré de Saint-Venant
– (équations de), **205**, 251, 274
– simplifications, 254, 283
basses eaux, 342
bassin(s) non jaugé(s), 352, 364, 378, 384, **455**

Bayes, 435, 483
BFI (méthode du), 366
bilan énergétique, 303, 335
– interface neige-atmosphère, 303, 335
– interface SVA, 149
bilan glaciaire, 330
bilan hydrique
– à la parcelle, 132
– et production, 133
– infiltration, 134
bilan hydrologique, 135
– production, 135
BLRPM, 559
Boussinesq (équation de), 357, 359
bulletins
– d'alerte, 418
– de vigilance, 418

C

calibration d'un modèle, **93**
– algorithmes d'optimisation, 99
– automatique, 99, 106
– conditions initiales, 104
– équifinalité, 99
– incertitudes, 97
– initialisation, 104
– manuelle, 99, 106
– modèle spatialisé, 105
– multi-critères, 100
– multi-objectifs, 100
– multi-signal, 100, 330
– raisonnée, 103
– séquentielle, 103
capacité au champ, 152
capacité de stockage, 140
– couvert végétal, 140

- du sol, 162, 167
- réservoir racinaire, 152
- variabilité spatiale, 158
- capacité d'infiltration, 155, 159, 162
 - recouvrement, 160
 - variabilité spatiale, 157
- Cappus, **133**, 178
- Caquot (méthode de), 386
- cascades multiplicatives, 553
 - beta-lognormal, 555
 - cascades canoniques, 554
 - cascades micro-canoniques, 554
- célérité
 - onde cinématique, 260
 - onde diffusante, 261
- CEQUEAU (modèle), 127
- chaleur
 - latente, 148, 304, 335
 - sensible, 304, 335
- changement climatique, 3, 528
 - impact, 332
 - modèles hydrologiques, 117
- charge hydraulique, 256
- Chézy (coefficient de), 255
- circulation atmosphérique, 493
 - indices, 498, 505
- coefficient
 - d'abattement, 552
 - de rugosité, 219, **255**, 264
 - de ruissellement, 135, 171, 386, 394
- composantes de l'écoulement, 365
- conditions
 - antécédentes d'humidité, 170, 185, 186
 - aux limites, 251
 - initiales, **73**, 104, 251
 - initiales de saturation, 176
- conductivité hydraulique, 155, 158, 165, 359
- convolution
 - intégrale de, 195
 - discrète, 199
- courbe(s)
 - «Aire-Temps de concentration», **190**, 192, 201, 204, **408**
 - d'emmagasinement, 243
 - de laminage (méthode de la), 248
 - de tarage, 26
 - de tarissement, 342, 357
 - en S, 201
 - hauteur-volume, 248
 - hypsométrique, 319, 325
 - isochrones, 190, 192, 204
 - QDF, 381, 391
- courbes de débits classés, 346, 356
 - méthodes d'estimation, 348
 - modèle régional, 477

- courbes IDF, 386, 514, 551
- courbes IDF-surface, 507, 519, 552
- régionales, 552
- Coutagne, 358
- couvert végétal
 - capacité de stockage, 140, 154
 - indice de surface foliaire (LAI), 140
 - résistance aérodynamique, 140, 150, 153
 - résistance de la surface, 150, 154
- crues, 374
 - diagramme de saisonnalité, 464
 - estimation, 28
- crues de projet
 - catalogue de crues, 395
 - crues historiques, 380, 391
 - estimation, 390
 - extrême, 391
 - hydrogramme synthétique mono-fréquence, 392
 - maximum probable (PMF), 394
 - période de retour, 391
 - simulation, 393
 - simulation continue, 395
- cycle hydrologique, 1

D

- Darcy (modèle de), 158, 359
- débitance, 282
- débits
 - équations de, 244, 278
 - caractéristiques d'étiage, 343
 - de dotation, 368
 - perturbations, 26
 - reconstitutions, 28
 - résiduel minimal, 368
 - validation, 56
 - débits de pointe, 378
- débits de fonte
 - processus, 301
 - transfert, 302
- déficit de saturation, 162, 167
- degré-jour (méthode), 306, 308, 313
- délai d'anticipation, 439, 441
- delta (méthode), 538
- dépressions superficielles, 133
- désagrégation (modèle de), 24, 432, 526, 553
- descente d'échelle
 - dynamique, 534, 547
 - (méthodes de), 31
 - statistique, **498**, 505, 527, 534, 547
- diagramme
 - «Aire-Temps de concentration», 200, 388, **408**
 - Gumbel, 350, 383
 - de sévérité, 519
 - des L-moments, 478
- discretisation spatiale, 80, **84**
 - bassin alpin, 324

données

- géographiques, 37
- historiques, 347, 392
- météorologiques, 12, 18, 29, 31
- thématiques, 44

données climatiques et météorologiques

- sites de diffusion, 62

données hydrologiques, 25, 35, 36

- sites de diffusion, 63
- validation, 56

données spatiales

- sites de diffusion, 64

double calcul (méthode du), 388

DPFT (méthode), 203

Dupuit (hypothèse de), 359

durée critique, 408

E

écoulement(s)

- bidimensionnels, 274
- direct, 135, 190, 365
- de base, 365
- lents, 190, 215
- rapides, 190, 215

El Niño, 499

émissivité, 60

emmagasinement, 363

- (courbe d'), 243

ensoleillement (durée d'), 59, 62

équifinalité, 94

équivalent en eau, 330, 334

erreurs d'un modèle, 71

estimation des paramètres, 91

- calibration d'un modèle, 97, 93
- équifinalité, 94
- fonction objectif, 95
- incertitudes, 97
- loi de tarissement, 369
- modèles régionaux, 93, 455, 470
- optimisation, 99
- spécification, 92

état initial, 73, 375, 393, 416, 423

étiages, 342

- débits caractéristiques, 343
- prédétermination, 347
- prévision, 356

évaluation d'un modèle, 108

évaporation, 133, 135, **147**

- chaleur latente, 148
- de l'eau à surface libre, 148
- de l'eau d'interception, 142, 153
- pertes au ruissellement, 171
- sur sol nu, 150

évapotranspiration, 32, 134, **147**, 150

- de référence (ET_0), 33, 183

- hypothèse de Bouchet, 153
- maximale (ETM), 33
- potentielle (ETP), 33, 150, 183
- principe de complémentarité, 152
- « réelle », 150, 183

F

facteur

- d'échelle, 476
- de croissance, 390, 476
- de fonte, 306

flux évaporatoires, 32

fonction(s)

- de pédotransfert, 165
- de production, 131
- de réponse, 194
- de transfert, 189, 192
- objectif, 95

fonte glaciaire, 310

- méthode degré-jour, 313
- transfert, 314

fonte nivale, 301, **303**

- bilan énergétique, 303
- méthode degré-jour, 306, 308, 313
- transfert, 308

fréquence de non-dépassement, 348

- fréquence empirique, 350
- Hazen, 350

frottement (équation de), 254, 281

- pente de, 255

G

GCMs (modèles), 529, 547

générateurs stochastiques de temps, **520**, 536, 542

- BLRPM (modèle), 523
- désagrégation (modèle de), 526 553
- descente d'échelle statistique (modèles de), 527, 554
- fonctions de transfert, 528
- générateurs multi-sites, 522
- générateurs non paramétriques, 524
- générateurs spatio-temporels, 526, 561, 562
- k -plus proches voisins (méthode des), 524, 526
- modèle de hauteur précipitée, 558
- modèle d'occurrence des précipitations, 557
- NSRPM (modèle), 523

GIEC, 529

glacier, 309

- bilan de masse, 311
- fonte, 310
- ligne d'équilibre, 310
- retrait, 312
- système de drainage, 311
- zone d'ablation, 310
- zone d'accumulation, 310

GR4J (modèle), 126
 GRADEX (méthode du), 382
 gradient altimétrique, 320
 Green et Ampt (modèle de), 160, 186
 GSM-socont (modèle), 337

H

Hayami (modèle d'), 262
 Hazen (fréquence empirique de), 350
 HBV (modèle), 126
 Holtan (modèle de), 163
 Horton, **133**, **156**, 171, 177
 – (formule de), 159, 163, 186
 – méthode modifiée, 160
 Horton-Strahler (rapports de), 204, 229, 230
 Hosking et Wallis (test Z), 488
 – test d'homogénéité, 486
 HUG, 204
 hydrogramme
 – d'écoulement direct, 190
 – de ruissellement direct, 198
 hydrogramme unitaire, 194, **198**, 216
 – convolution discrète, 199
 – courbe en S, 201
 – géomorphologique (HUG), 204, 229
 – identification, 202, 226
 – instantané, 201, 210
 – synthétique, 221, 234
 – théorie de, 197
 hydrosystème, 68

I

IDF, cf. courbes IDF
 incertitude(s), 110, 543
 – débits, 26
 – de prévision, 433
 – méthode GLUE, 113
 – Metropolis-Hasting, 114
 – optimums de Pareto, 102
 – paramètres, 97, 112
 – précipitations, 13, 16
 –
 indice(s)
 – de circulation atmosphérique, 498, 505
 – indice de crue (méthode de l'), 390, 477
 – des précipitations antérieures, 176
 – de surface foliaire, 140, 183
 – topographique, 167
 – W (méthode de l'), 171
 – ϕ (méthode de l'), 171
 inférence bayésienne, 113
 infiltration, 133, 134, 135, 155
 – à la parcelle, 155
 – à l'échelle du bassin, 156, 165

– capacité d', 155
 – et couvert végétal, 178
 – et eau de fonte, 301
 – Green et Ampt (modèle de), 160
 – Holtan (modèle de), 163
 – Horton (formule de), 159, 163
 – modèles à réservoirs, 161, 166
 – et pertes au ruissellement, 171
 – Philip (formule de), 159, 163
 – processus d', 155
 – redistribution spatiale, 155, 165
 – régime d', 155
 initialisation, 104, 417, 423, 445
 inondation, 374
 intensité-durée-fréquence (courbes),
 cf. courbes IDF
 interception, 133, 135, 138
 – estimation, 140
 – et pertes initiales, 170
 – évaporation, 142
 – Merriam (modèle de), 141
 – modélisation, 142
 – processus d', 139
 – Rutter (modèle de), 142
 interface
 – neige-atmosphère, 303
 – sol-neige, 303
 – SVA (sol-végétation-atmosphère), 174
 interpolation spatiale, **14**, 315
 – inverse distance (méthode), 14, 49
 – isohyètes (méthode des), 14, 50
 – krigeage, 16, 50
 – méthode géostatistique, 50
 – précipitations, 316
 – températures, 317, 321
 – Thiessen (méthode de), 14, 49
 inversions de température, 321
 IPCC, 529
 isotherme 0°C, 298, 300, 319

K

Kalman (filtre de), 425
 Karmann (constante de), 184
 k -plus proches voisins (méthode des),
 505, **513**, 524, 526, 528
 krigeage, 16, 50
 – avec dérive externe, 55
 – cokrigeage, 55
 – ordinaire, 53
 – simulation stochastique, 55
 – variogramme, 52

L

Lag and route (méthode de), 264
 LAI (Leaf Area Index), 140

LAMs, 503

limite

- des chutes de neige, 293
- pluie/neige, 298, 320

lit majeur, 239

loi de tarissement

- composé, 360
- courbes caractéristiques, 361
- estimation des paramètres, 361, 369
- exponentielle, 357, 361, 370
- quadratique, 357
- simple, 357, 361, 369

M

Manning-Strickler, 255

manteau neigeux

- albédo, 297
- courbes d'épuisement, 300
- énergie interne, 297, 304
- équivalent en eau, 297, 300
- évolution temporelle, 298
- modélisation hydrologique, 326
- propriétés, 296, 334
- variabilité spatiale, 299

Markov, 558

méthode

- analogique, 353
- degré-jour, 306, 308
- de l'indice de crue, 477
- de Puls, 246
- des isochrones, 207
- des pluies, 540
- du double calcul, 406
- L/V, 386
- rationnelle, **386**, 388, **406**, 408

Métropolis-Hasting (algorithme de), 114

mise à jour (des variables d'un modèle), 424

mise à l'échelle (méthode de), 539, 563

MNA (Modèle Numérique d'Altitude), 38

- données dérivées, 41
- raster, 41
- réseau de drainage, 42
- réseau hydrographique, 43
- sites de diffusion, 64
- TIN, 41

MNE (Modèle Numérique d'Élévation) cf. MNA

MNT (Modèle Numérique de Terrain) cf. MNA

modèle(s)

- à bases physique, 5
- climatiques régionaux, 534
- conceptuels, 6
- de circulation générale, 531
- empiriques, 5
- météorologiques, 502
- numériques d'altitude, cf. MNA

- régional, 457

modèle fréquentiel, 349, 379, 551

- modèle régional, 390, 475, 488

modèle hydrologique

- choix, 118
- composantes, 82
- conditions initiales, 73
- erreurs, 71
- exploitation, 115
- modèles à bases physiques, 79, 120
- modèles à réservoirs, **81**, **207**, 232, 358
- modèles conceptuels, 80, 120
- modèles distribués, **87**, 122, 167
- modèles empiriques, 79
- modèles événementiels, **75**, 123
- modèles globaux, 121
- modèle spatialisé, 105
- modèles semi-spatialisés, 85, 122
- modèles spatialisés, 84, 122
- modèles stochastiques, 74
- paramètres, 73
- structure, 72
- variables d'entrée, 71
- variables de sorties, 71
- variables d'état, 73

modèle à réservoir, **81**, **207**

- linéaire, **210**, 231

- modèle de Nash, 211, 232

- modèles pseudo-linéaires, 218

- non linéaire, 215

modélisation hydrologique

- développement, 75
- discrétisation spatiale, 79, 84
- estimation des paramètres, 91
- évaluation, 107
- pas de temps et d'espace, 90

MOS, 504

Muskingum

- (méthode de), 264, 284
- Muskingum-Cunge, 267
- paramètres, 267

N

Nash (modèle de), 211, 232

Nash-Sutcliffe (critère de), 96

nébulosité, 60

neige

- accumulation, 298
- fusion, 299
- interception, 299
- métamorphose, 299
- sublimation, 299

nombre

- de courant, 258
- de Reynolds, 254

non linéarité

- modèles à réservoir non linéaire, 215
- production, 157
- transfert, 217

NSRPM (modèle), 559

O

onde cinématique

- célérité, 259, 260
- (modèle de), 193, 205, **223**, 254, **258**, 267, 283

onde

- diffusante (modèle de), 205, 254, 261, 268, 283
- dynamique (modèle de), 254, 283

organe de vidange, 245

oscillation

- australe, 499
- nord-atlantique, 499

P

paramètres, 73, 426

paramétrisations, 502

Pardé (coefficients de), 294

PDM (modèle), 167, 169

Penman, 182

- (formule de), 183

Penman-Monteith, 154

- (formule de), 183

pente de frottement, 258

percolation, 134, 136, 151

période de retour, 2, **514**

pertes au ruissellement

- continues, 171
- initiales, 170

pertes de charge, 255

perturbation, 548

perturbation (méthode de), 538, 548

Philip (modèle de), 159, 163, 186

pluie

- bloc, 515
- brute, 135
- équivalente, 326
- maximum probable (PMP), 394, **517**
- nette, **133**, 135, 167, **170**, 190

pluie(s) de projet, 393, 395, 513, 540

- catalogues, 541
 - historique, 514
 - hyétogramme synthétique monofréquence, 516
 - PMP, 394, **517**
 - pour le milieu urbain, 543
 - séries chronologiques, 541
 - spatiales, 518
 - synthétiques, 515
- point de flétrissement, 151

Poisson (processus de), 559

porosité de drainage, 359

PQPF, 512

précipitations, 12

- analyse fréquentielle, 551
 - désagrégation, 24, 432, 526, 550
 - erreur d'estimation, 51
 - facteurs explicatifs, 493
 - incertitude, 13, 54
 - interpolation spatiale, 49, 50
 - invariance d'échelle, 553
 - lame précipitée, 14
 - maximales probables, 517
 - propriétés fractales, 553
 - totales, 133, 135
 - variabilité spatiale, 17, 24
- précipitations solides
- erreurs d'estimation, 334
 - séparation pluie/neige, 324

prédétermination, 2

- étiages, 347

- crues, 373

prédiction d'ensemble, 112

pression capillaire, 158

prévisions hydrologiques

- ajustement (méthode d'), 424, 446
- à moyen terme, 414
- délai de prévision, 412
- d'ensemble, 112, 435, 448, 511
- déterministe, 433
- échéance, 412
- étiages, 356
- hydro-météorologique, 432, 448
- immédiates, 414
- incertitudes, 433
- initialisation, **423**, 445
- modèle de prévision, 416
- probabilistes, 435, 448
- rafraîchissement, 412, 425
- saisonnières, 414

– modèle de simulation, 421

prévisions météorologiques, 500

- à court terme, 502
 - adaptation météorologique, 417
 - adaptation hydrologique, 432
 - à moyen terme, 502
 - immédiates, 500
 - *k*-plus proches voisins (méthode des), 513
 - MOS, 504
 - quantitative probabiliste de précipitations, 512
 - saisonnières, 509
- probabilité
- d'apparition, 405
 - de défaillance, 405
 - de non dépassement, 348

production hydrologique, **131**, 133, 135

- cappusienne, 134, 137, 167, 178
- dunienne, 134, 137, 167, 178
- hortonienne, 134, 137, 157, 177

propagation en rivière, **237**

- Barré Saint-Venant (modèle de), 252
- modèles 2D, 274
- modèles à casier, 276
- Muskingum (modèle de), 265
- Muskingum-Cunge (modèle de), 267

proportionnalité (principe de), 195

Puls modifiée (méthode de), 264

Q

Q_{347} , 346, 348, 354

R

radars météorologiques, 18, 501

rafraîchissement d'une prévision, 412, 425

rapport d'échelle, 539

rayonnement (estimation), 34, 297

- atmosphérique, 60
- extraterrestre, 59
- net, 58, 304, 335
- solaire, 59
- terrestre, 60

RCMs (modèles), 534, 547

réanalyses météorologiques, 29, 506, 536

- ERA-40, 30
- NCEP/NCAR, 30

réflectivité radar, 18

régime

- d'infiltration, 155
- glaciaire, 294
- nival, 295

régionalisation, 4, 352, 354, 364

- débits de crue, 384
- débits d'étiage, 352, 364
- (méthodes de), 455

régions homogènes, 460

régression (modèle de), 352, 363, 390, 473

régulation d'une retenue, 244

ré-infiltration, 136

relations Z-R, 20

réponse

- impulsionnelle, 195
- indicielle, 196
- unitaire, 197

réseau

- hydrographique, 37, 43
- de neurones, 444

réseau de drainage, 42

- fonte glaciaire, 314

résistance aérodynamique (couvert végétal), 140, 183

retenue (ouvrage), 238

retour d'expérience, 36

Richard (équations de), 158, 165

routage, 238

- dans une retenue, 241

- hydraulique en rivière, 251

- hydrologique en rivière, 264

rugosité hydraulique, 219, 255, 264, 282

ruissellement

- cappusien, 156
- de surface, 133, 190
- en nappe, 223
- hortonien, 155

Runge-Kutta, 246, 287

Rutter (modèle de), 181

S

scénarios

- d'émission, 529

- hydro-météorologiques, 6

scénarios climatiques (production de)

- delta (méthode), 538

- descente d'échelle dynamique (modèles de), 546

- descente d'échelle statistique (modèles de), 534, 536

- générateurs stochastiques de temps, 542

- mise à l'échelle (méthode de), 538, 565

- modèles climatiques régionaux, 534

- perturbation (méthode de), 539, 548

- rapport d'échelle (méthode du), 539

SCS

- hydrogramme unitaire synthétique, 234

SCS-CN (méthode du), 170, 172, 184, 186

sécheresses, 342

section composite, 281

sensibilité climatique, 563

séparation

- pluie/neige, 323

séparation des écoulements, 342, 365

- BFI (méthode du), 366

- par filtrage numérique, 367

séries

- « gonflées », 350

- « tronquées », 350

SHE (modèle), 129

simulation continue, **75**, **176**, 395, 423

spatialisation, cf. interpolation spatiale

stationnarité (hypothèse de), 547

stockage dans les dépressions, 133, 135, 138, 144

- capacités de stockage, 145

- estimation, 146

- modélisation, 147

- pertes initiales, 170

- processus, 144

stockage de surface, 135, 140

stock de froid, 297
 storage indication curve (méthode de la), 250
 superposition (principe de), 195
 surface
 – contributive, 135, 320
 – de réponse, 97
 – réduite, 408
 SVAT (modèles), 174
 système
 – de prévision, 417
 – linéaire invariant, 194

T

Talbot (modèle IDF), 408
 tarissement, 342
 – coefficient de, 361
 – voir aussi Loi de tarissement
 télédétection (données de), 45 331, 334
 température, 32
 – gradient altimétrique, 318
 – spacialisation, 317, 321
 temps
 – d'acheminement, 387
 – de montée, 190
 – de parcours, 207
 – de réponse (bassin versant), 190
 – de résidence, 358
 – de ruissellement, 387
 – d'humectation, 163, 386
 temps de concentration, 190, 205, 225, 386, 407
 – durée critique, 407
 temps de retour, 404
 – durée de vie de l'ouvrage, 404
 tests d'homogénéité, 468, 486
 TOPMODEL (modèle), 167
 traceurs environnementaux, 366
 transfert hydrologique, 189
 – et stockage, 191
 – géomorphologique, 193, 203
 – hydrogramme unitaire, 197

– modèles à réservoirs, 207
 – modèles de translation, 207
 transfert de chaleur
 – chaleur latente, 336
 – chaleur sensible, 335
 – conduction, 336
 translation (modèles de), 203
 TSWA (modèles), 174
 types de temps, 496, 527

U

Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRHs), 86
 Unités Hydrologiques Représentatives (UHRs), 87

V

validation (méthodes de), 108
 variabilité spatiale
 – capacité d'infiltration, 157
 – capacités de stockage, 158
 – des processus, 178
 – précipitations, 17, 24
 variable(s) d'un modèle
 – d'entrée, 71, 425
 – d'état, 73, 426
 – d'état (ajustement), 426, 446
 – de sorties, 71
 – réduite, 351, 383
 variogramme, 52
 – climatologique, 53
 VIC (modèle), 169

Z

zone(s)
 – d'ablation, 310
 – d'accumulation, 310
 – racinaire, 151
 – contributives, 136
 – saturées, 136

LISTE DES FIGURES REPRODUITES

Figure 5.19 p. 217 reproduite d'après Minshall (1960) avec l'autorisation de l'ASCE.

Figure 6.18 p. 263 reproduite d'après Graf et Altinakar (2000) avec l'autorisation des Presses polytechniques et universitaires romandes.

Figure 10.3 p. 416 reproduite d'après WMO (1992), figure 10.5 p. 420 reproduite d'après WMO (1975), figure 12.15 p. 514 reproduite d'après WMO (1986); figure 12.17 p. 516 reproduite d'après WMO (1994) avec l'autorisation de l'OMM.

Figure 10.13 p. 437, 12.3 p. 496, 12.4 p. 497, et 12.8 p. 508 reproduites d'après Bontron (2004) avec l'autorisation de l'auteur.

Figure 12.1 p. 493 reproduite d'après les figures 3.3 et 3.5 de Brutsaert (2005) avec l'autorisation de l'auteur et de Cambridge University Press.

Figure 12.16 p. 519 reproduite d'après Ramos *et al.* (2005) avec l'autorisation de Elsevier.

Figure 12.26 p. 553 reproduite d'après Neppel *et al.* (2006) avec l'autorisation de la Houille Blanche – Revue Internationale de l'Eau.

Figures 12.27 p. 554 et 12.29 p. 556 reproduites d'après Hingray et Ben Haha (2005) avec l'autorisation de Elsevier.

Figure 12.32 p. 562 reproduite d'après Mellor *et al.* (2000) avec l'autorisation de Copernicus Publications au nom de l'EGU.

