



HAL
open science

Modélisation précipitations débit sous influence nivale: Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants

Audrey Valéry

► To cite this version:

Audrey Valéry. Modélisation précipitations débit sous influence nivale: Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Sciences de l'environnement. Doctorat Hydrobiologie, Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement AgroParisTech, 2010. Français. NNT: . tel-02594605

HAL Id: tel-02594605

<https://hal.inrae.fr/tel-02594605>

Submitted on 15 May 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° attribué par la bibliothèque

□□□□□□□□□□

Doctorat ParisTech
T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

**L'Institut des Sciences et Industries
du Vivant et de l'Environnement**

(AgroParisTech)

Spécialité : Hydrologie

présentée et soutenue publiquement par

Audrey VALERY

le 23 février 2010

Modélisation précipitations – débit sous influence nivale

Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants

Directeur de thèse : **Vazken ANDREASSIAN**

Jury

M. Charles OBLED

INPG, Grenoble

Président

M. François ANCTIL

Université Laval, Québec

Rapporteur

M. Ludwig BRAUN

Kommission für Glaziologie, Munich

Rapporteur

M. Pierre ETCHEVERS

CEN – Météo-France, Grenoble

Examineur

M. Rémy GARCON

EDF DTG, Grenoble

Examineur

M. Cyril KAO

AgroParisTech, Paris

Examineur

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les membres de mon jury de thèse pour avoir accepté de juger le travail réalisé au cours de ces trois années : François Anctil, professeur à l'université Laval (Québec) et Ludwig Braun, responsable de la commission de glaciologie de l'Académie des Sciences de Bavière qui ont accepté le rôle de rapporteurs ainsi que Pierre Etchevers, chef du Centre d'Étude de la Neige (Météo France, Saint-Martin D'Hères), Rémy Garçon, expert hydrologue au sein du Département Surveillance – DMM, à EDF-DTG (Grenoble), Cyril Kao, directeur scientifique adjoint d'AgroParisTech et Charles Obléd, professeur à l'INPG (Institut National Polytechnique de Grenoble).

J'adresse également mes remerciements aux personnes et organismes qui ont contribué à l'élaboration de la base de données sur laquelle s'est appuyée cette thèse. Tout d'abord, je tiens à remercier Météo France et Laurent Franchisteguy pour la base SAFRAN ; puis EDF-DTG, avec une reconnaissance toute particulière à Thibault Mathevet, Frédéric Gottardi et Emmanuel Paquet pour nous avoir transmis leur base de données sur les massifs montagneux. Je remercie également Météo Suisse et Marianne Giroud Gaillard pour les données météorologiques des stations helvétiques, le SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) et Marcus Flarup pour les données climatiques et hydrologiques suédoises, et enfin le CEHQ (Centre d'Expertise Hydrique du Québec) pour les données québécoises, notamment Richard Turcotte et Thomas-Charles Fortier-Filion.

Je remercie bien sûr l'équipe hydrologie du Cemagref Antony qui m'a accueillie pour réaliser ce travail. Mes premiers remerciements s'adressent à Vazken Andréassian, mon directeur de thèse, pour ses conseils avisés et la grande liberté qu'il m'a laissée pour mener mes travaux théoriques comme pratiques (à travers quelques week-ends de terrain). Merci également à Charles Perrin, co-directeur de thèse (officiel ou officieux peu importe finalement !), qui a indéniablement été une grande aide de par ses conseils, ses relectures pertinentes et sa présence toujours souriante. Merci à Maria-Helena Ramos pour ses relectures, ses idées nouvelles inspirées d'ici et d'ailleurs et son militantisme pour la représentation féminine en Sciences. Merci également à Jean-Louis Rosique et à Julien Peschard pour leurs aides inestimables en SIG, aide sans laquelle la présentation du manuscrit et des diverses communications n'auraient pas eu le même cachet.

Je souhaiterais également remercier les très nombreuses personnes qui font ou ont fait partie de l'équipe : tout d'abord, Mamoutou pour son éternel sourire et sa surveillance accrue en matière d'investissement sportif ; Marine et ses poissons ; les « anciens », Thib, Jean-Luc, MLF, Nicolas qui ont montré l'exemple avec des thèses toujours réussies et propres à chacun ; Lionel, guide idéal pour respecter le timing final ; et les nouveaux doctorants, Gianluca, Raji, Annie et Ioanna, à qui je souhaite du courage bien sûr, mais surtout de profiter de ces trois années uniques dans un cadre privilégié. Merci à tous les post-docs, CDD et stagiaires qui ont intégré l'équipe ces trois dernières années, et qui sont souvent passés par le bureau 129 (avec la lourde responsabilité de la cafetière !) : Houda, Laurent, Thomas-Charles et Pierre présents ces derniers mois. Enfin, un clin d'œil spécial à Simon, nos pauses cafés et les petits déj' improvisés pour bien démarrer les journées de rédaction ! Plus largement, je souhaiterais aussi remercier Michel Penel, directeur régional d'Antony ; Cécile Loumagne, chef d'unité et hydrologue ; Valérie, Sophie et Catherine pour leurs aides dans les diverses tracasseries administratives. Merci également aux adeptes du frisbee du vendredi (et des 4 autres jours !), aux joueurs de badminton ainsi qu'à la DreamTeam du Cemagref et d'ailleurs pour les soirées socialement hydrologiques de la butte aux cailles et le traditionnel NASH !

La thèse est loin d'être un travail personnel, ni même celui d'une petite équipe ; elle s'enrichit par des discussions et des collaborations formelles ou informelles au gré des conférences et des rencontres. Je remercie donc les personnes qui ont suivi les avancées de mon travail à travers les comités de thèse : Pierre Ribstein (UMPC), Charles Obled (INPG), Emmanuel Paquet (EDF-DTG) et Alain Gautheron (SPC Isère). Je souhaiterais tout particulièrement remercier Juliette Blanchet (SLF, Suisse) pour ses suggestions en matière de statistiques qui ont permis d'enrichir le travail réalisé. Sur un plan plus personnel, je tiens à remercier Emmanuelle Bossard, qui m'a fait connaître le domaine de l'hydrologie en m'accueillant en stage de fin d'études à Grenoble. Emmanuelle, toute l'équipe de prévision du CHA, ainsi que les personnes de DMM ont très fortement contribué à me faire apprécier cette discipline et à aiguïser sans cesse ma curiosité jusqu'à choisir d'entamer une thèse dans le domaine.

Enfin, un énorme merci à mes proches, famille et amis, qui ont su être présents pour m'accompagner au cours des week-ends hydrologiques improvisés (ils se souviendront encore certainement de la crue de la Loire le 2 novembre 2008, ainsi que des nombreuses randos et arrêts impromptus pour faire le plein de photos utiles aux présentations orales !). Merci également à eux pour leur soutien dans les moments plus durs mais sans doute inévitables où le doute s'installe, les nuits s'allongent et durant lesquels leur soutien et leurs encouragements ont très largement contribué à la réussite de ce travail.

Résumé

L'influence de la neige sur les écoulements des bassins versants est très variable d'un environnement à l'autre. L'objectif principal de cette thèse est l'amélioration de la prise en compte de la neige dans les modèles précipitations – débit globaux, à travers le développement d'outils simples, parcimonieux et généraux permettant de simuler le débit efficacement aussi bien sur des bassins fortement influencés par la neige que sur des bassins où le phénomène apparaît de façon plus épisodique.

La démarche que nous avons adoptée s'appuie sur un large échantillon de 380 bassins versants répartis dans quatre pays (Canada, France, Suède et Suisse) ainsi que sur des tests systématiques permettant d'évaluer un grand nombre d'idées issues de la littérature. Deux questions essentielles ont été traitées. D'une part, la problématique de l'estimation des données d'entrée (précipitations et températures de l'air) des modèles hydrologiques nous a conduit à développer une méthode de spatialisation. D'autre part, la prise en compte de la dynamique du manteau neigeux à l'échelle du bassin versant pour améliorer la qualité de simulation des débits s'est traduite par le développement d'un module neige.

Les résultats du travail de spatialisation soulignent l'intérêt d'introduire des corrections altitudinales pour estimer les précipitations et les températures de l'air dans des zones de relief. De plus, la confrontation des données issues de la méthode développée et d'une approche sans prise en compte de l'altitude, montre une amélioration significative de la qualité des simulations dès lors que l'altitude est considérée.

Partant d'une structure très simple que nous enrichissons à la seule condition d'un gain de performance significatif, nos travaux de modélisation se sont achevés par la mise au point d'un module neige parcimonieux (deux paramètres libres) et général (baptisé CemaNeige). Testé sur notre échantillon de 380 bassins, CemaNeige est plus performant que cinq des sept modules neige existants testés au cours de nos travaux comme référence externe. Il est aussi meilleur que les deux derniers modules sur notre échantillon de bassins scandinaves. En revanche, CemaNeige présente encore une marge de progression par rapport aux approches globales du module neige MORDOR sur les bassins de forts reliefs (Suisse et France).

Testé également sur un échantillon indépendant de bassins versants français faiblement influencés par la neige, CemaNeige a montré des résultats satisfaisants. Enfin il peut aussi être appliqué à des bassins versants non jaugés, dans la mesure où il fonctionne honorablement sans calage.

Abstract

The level at which snow accumulation and melt impacts streamflow varies from one catchment to another. The main objective of this research was to improve the accounting of snow influences in lumped precipitation-runoff models, by developing simple, parsimonious and general tools to efficiently simulate discharge at the outlet of catchments heavily or lowly influenced by snow processes.

Our work was based on a set of 380 catchments spread over four countries (Canada, France, Sweden and Switzerland) and on systematic tests of ideas proposed in the literature. We focused on two main issues. On the one hand, we developed a spatialization method for estimating model input data (precipitation and air temperature) at the catchment scale. On the other hand, we developed a new snow accumulation and melt routine to account for the dynamics of snow at the catchment scale and to improve the quality of discharge simulations.

The results of the spatialization method highlighted the usefulness of introducing altitude corrections to estimate precipitation and air temperature fields in zones with strong relief. Besides, the comparison of this approach with a more classical one that does not use altitude information, showed a significant improvement in the quality of discharge simulated by the hydrological models.

Starting from a very simple snow routine structure that we tried to complexify provided that the additions to the module would improve model efficiency, we ended up with a parsimonious (two free parameters) and general snow module, called CemaNeige. Tested on our catchment set, it showed better performances than five of the seven existing snow module tested as references. On the Swedish catchments, it also performed better than the two modules that showed the best performances on average on the total catchment set. However, CemaNeige can still be improved on mountainous catchments (France and Switzerland) where the lumped versions of the MORDOR routine outperformed CemaNeige.

Also tested on an independent set of French catchments where the level of influence by snow is low, CemaNeige showed satisfactory results. Last, CemaNeige can easily be adapted for simulation on ungauged catchments, as it shows an acceptable level of performance with default parameter values.

Table des matières

Introduction générale.....	1
Partie I : Champs d'investigation de la thèse	9
Chapitre 1. Présentation de l'échantillon de bassins versants, les terrains d'étude de la thèse	11
1.1. Introduction	11
1.2. Pourquoi travailler sur une grande base de données ?	12
1.3. Description de la base de données.....	15
1.4. Analyse de la diversité des contextes physiographiques, climatiques et hydrologiques	19
1.5. Présentation des bassins versants qui serviront à illustrer les résultats de la thèse.....	26
1.6. Synthèse	30
Chapitre 2. Premier questionnement : quelles définition, mesure et quantification de la neige qui tombe ?	31
2.1. Introduction	31
2.2. Nature des précipitations	32
2.3. Problèmes météorologiques à l'échelle locale.....	37
2.4. Difficultés d'estimation à l'échelle des bassins versants	44
2.5. Aperçu de méthodes de spatialisation	52
2.6. Synthèse	61
Chapitre 3. Deuxième questionnement : quelle évolution spatiale et temporelle de la neige au sol ? De la physique des processus à la modélisation en hydrologie	63
3.1. Introduction	63
3.2. Production de la lame de fonte issue du manteau neigeux.....	64
3.3. Évolution du couvert neigeux sur le bassin versant	73
3.4. Routage de la lame de fonte	77
3.5. Points de départ de la thèse	79
3.6. Synthèse	84

**Partie II : Spatialisation des données de précipitations et de température :
approche par voisinage et prise en compte de l'altitude 85**

Chapitre 4. Principes méthodologiques de la spatialisation..... 87

4.1.	Introduction	87
4.2.	Notre point de départ : le réseau de mesure	88
4.3.	Les deux grands piliers de notre méthode de spatialisation	91
4.4.	Enrichissements possibles de la méthode.....	97
4.5.	Évaluation.....	101
4.6.	Synthèse	106

Chapitre 5. Résultats de la spatialisation des températures de l'air 107

5.1.	Introduction	107
5.2.	Un mot sur le voisinage.....	108
5.3.	Gradients altitudinaux saisonniers	109
5.4.	Influence du temps qu'il fait	112
5.5.	Gradients altitudinaux régionaux	116
5.6.	Influence de la densité du réseau.....	118
5.7.	Spatialisation des températures minimales et maximales	120
5.8.	Synthèse	122

Chapitre 6. Résultats de la spatialisation des précipitations..... 123

6.1.	Introduction	123
6.2.	Résultats de la spatialisation des précipitations	124
6.3.	Influence de la densité du réseau.....	139
6.4.	Erreurs et incertitudes de la spatialisation des précipitations.....	140
6.5.	Synthèse	144

Partie III : Développement d'un module de prise en compte de la neige . 145

**Chapitre 7. Méthodologie adoptée pour le développement d'un module
neige..... 147**

7.1.	Introduction	147
7.2.	Principes de la démarche adoptée	148
7.3.	Présentation des modèles hydrologiques utilisés	150
7.4.	Évaluation.....	153

7.5.	Synthèse	160
Chapitre 8.	État de l'art : que nous apprennent les modules neige existants ?	161
8.1.	Introduction	161
8.2.	Comparaison des sept modules neige.....	161
8.3.	Questions à analyser de façon objective.....	169
8.4.	Synthèse	185
Chapitre 9.	CemaNeige : le module neige développé au cours de la thèse	187
9.1.	Introduction	187
9.2.	Le module neige CemaNeige	188
9.3.	Sensibilité des composantes de CemaNeige	193
9.4.	Sensibilité des paramètres libres de CemaNeige.....	213
9.5.	Synthèse	215
Chapitre 10.	Les impasses croisées en chemin.....	217
10.1.	Introduction	217
10.2.	Formule degrés-jour et énergie disponible.....	218
10.3.	Vers plus de réalisme dans la dynamique de fonte du manteau	223
10.4.	Valorisation des extrema journaliers de température	232
10.5.	Synthèse	234
Partie IV :	Évaluation des résultats de la thèse.....	235
Chapitre 11.	Évaluation des données d'entrée spatialisées	237
11.1.	Introduction	237
11.2.	Données d'entrée sans prise en compte de l'effet de l'altitude.....	238
11.3.	Utilisation des précipitations et températures issues de l'analyse Safran....	248
11.4.	Synthèse	253
Chapitre 12.	Comparaison de CemaNeige à des modules neige existants	255
12.1.	Introduction	255
12.2.	Comparaison avec sept modules neige de la littérature	255
12.3.	Quelques illustrations des différences entre modules neige.....	262
12.4.	Synthèse	274

Chapitre 13. CemaNeige dans un environnement faiblement nival.....	275
13.1. Introduction	275
13.2. Présentation du nouvel échantillon de bassins	276
13.3. Évaluation du module neige CemaNeige	279
13.4. Synthèse	290
Conclusion générale	291
Bibliographie	295
Liste des Figures	305
Liste des Tableaux.....	313
ANNEXES	317
Annexe A. Quelques notions sur la genèse des précipitations	319
Annexe B. Inverting the hydrological cycle: when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas.....	325
Annexe C. Elevation-dependent regionalisation of precipitation and air temperature over high-altitude outlier catchments.....	333
Annexe D. Description de trois modèles précipitations – débit utilisés.	355
Annexe E. Description de six modules neige existants utilisés	363
Annexe F. Étude du module neige MORDOR global	376
Annexe G. Notations utilisées tout au long du manuscrit	403

Introduction générale

Contexte

Les spécificités de la neige pour l'hydrologie du bassin versant...

Les précipitations peuvent être classifiées en fonction de leur nature, solide ou liquide. Suivant la période de l'année et la zone géographique concernée, la part des précipitations solides sera différente, évoluant entre le tout solide (précipitations uniquement sous forme de neige¹) et le tout liquide (uniquement sous forme de pluie).

Lorsque les précipitations tombent sous forme de neige, la réponse hydrologique du bassin versant n'est pas celle observée en cas de pluie : on observe une absence de réaction du bassin versant à court terme, en raison de l'accumulation des précipitations solides sous forme d'un manteau neigeux à la surface du sol. Puis, lorsque les conditions de fonte du manteau sont réunies (ce qui peut survenir plusieurs jours à plusieurs mois après l'occurrence des précipitations), cette eau est remobilisée. Elle entraîne une réaction retardée du bassin versant, avec une dynamique dépendant de l'énergie disponible pour faire fondre le manteau.

Les influences de la neige sur l'hydrologie des bassins versants sont très variées. De manière très schématique, nous pouvons distinguer deux grandes catégories de bassins :

- Certains bassins sont recouverts de neige tout l'hiver (voire même de glace si les altitudes sont suffisamment élevées et les températures suffisamment basses). Ils se situent dans les pays de haute latitude ou en haute montagne. Les écoulements correspondants sont réguliers d'une année à l'autre et présentent une forte saisonnalité. Ils sont faibles en hiver lorsque la couverture neigeuse est présente, puis augmentent lors des crues printanières liées à la hausse des températures et la fonte des neiges : c'est la débâcle (cf. Figure 1-a). Ces quantités d'eau accumulés sur plusieurs mois et transmises en différé à la rivière sont une véritable richesse pour l'homme. Elles sont indispensables au bon fonctionnement de certaines sociétés en leur fournissant de l'eau nécessaire pour l'irrigation, sans avoir besoin de construire d'infrastructure (Asie Centrale, Mésopotamie) : la neige constitue un formidable moyen de stockage de l'eau en montagne. Bien estimer cette quantité de neige et l'écoulement qu'elle générera est alors un atout important pour la gestion de la ressource en eau et son exploitation au cours de l'année.

¹ Nous négligerons dans cette thèse les autres formes de précipitations solides comme la grêle ou le grésil, qui ne présentent pas de caractéristiques très différentes de la pluie d'un point de vue hydrologique.

- D'autres bassins présentent des couverts neigeux beaucoup plus temporaires comme les bassins de moyenne montagne (cf. Figure 1-b) ou de plaine soumis au climat continental. Des épisodes neigeux peuvent avoir lieu au cours de l'hiver (typiquement de novembre à mars – avril dans l'hémisphère nord, sous nos latitudes). Ils sont suivis (souvent assez rapidement) par des périodes de réchauffement, se traduisant par la fonte du stock de neige. Bien que ces épisodes n'aient pas lieu tous les ans, en tout cas rarement à intervalles réguliers, les hydrologues doivent pourtant leur accorder une attention particulière, notamment pour les risques d'inondations qu'ils peuvent engendrer lors de fontes brutales.

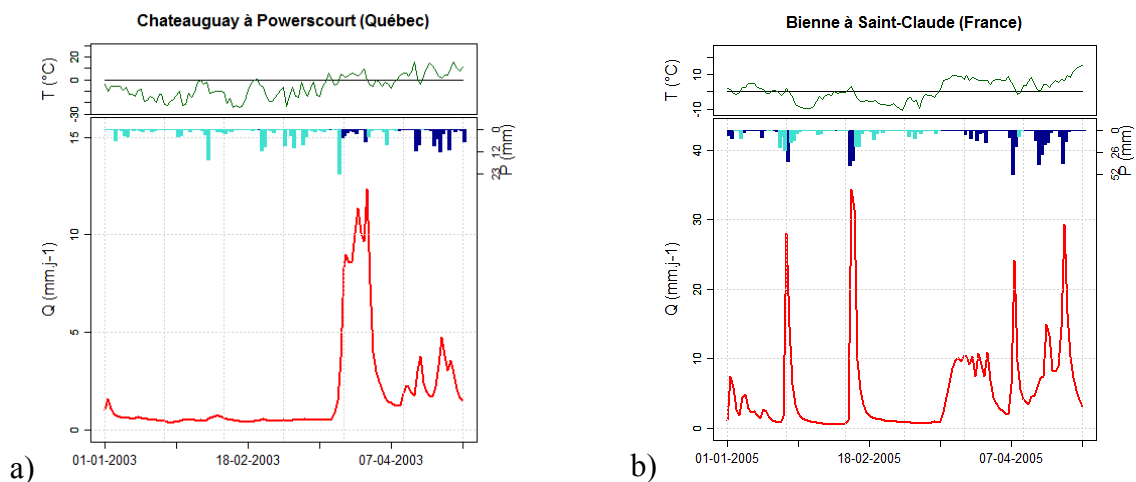


Figure 1 : Chroniques de température de l'air (en vert), de précipitations (hyétogrammes en bleu) et de débit observé (en rouge) pour les bassins versants de a) la rivière Chateauguay à Powerscourt (Québec) et b) de la Bienne à Saint-Claude (France). Les précipitations tombant en-dessous de 0 °C sont en turquoise, celles au-dessus de 0 °C sont en bleu foncé.

... et pour la modélisation hydrologique

Quel que soit le type de bassin, si la lame d'eau solide précipitée est simplement considérée comme son équivalent en eau liquide, la simulation du comportement hydrologique du bassin par un modèle pluie – débit peut se révéler désastreuse. La Figure 2 illustre par exemple les simulations de débit qu'on obtiendrait sur le bassin de l'Isère à Val d'Isère avec un modèle hydrologique ne prenant pas en compte la neige mais considérant toutes les précipitations comme liquides. Ce n'est évidemment pas le cas sur ce bassin situé dans les Alpes françaises, d'une superficie de 46 km², et situé à une altitude médiane de 2680 m. Dans cette configuration, le modèle est incapable de retranscrire la dynamique de l'écoulement. Sur des bassins avec une influence de la neige plus modeste, les résultats seraient moins désastreux, mais le modèle pourrait manquer des événements de crue liés à la fonte, ou simuler des pointes de crue alors qu'il s'agit d'une phase d'accumulation.

Pour éviter ces problèmes et tenir compte de la dynamique particulière des précipitations neigeuses, les hydrologues ont construit des outils de simulation spécifiques, communément appelés modules neige. Ils permettent de représenter sur le bassin l'accumulation des précipitations neigeuses, l'évolution du manteau et la remobilisation au moment de la fonte. Ils sont utilisés conjointement avec les modèles hydrologiques pour fournir une modélisation complète du bassin versant.

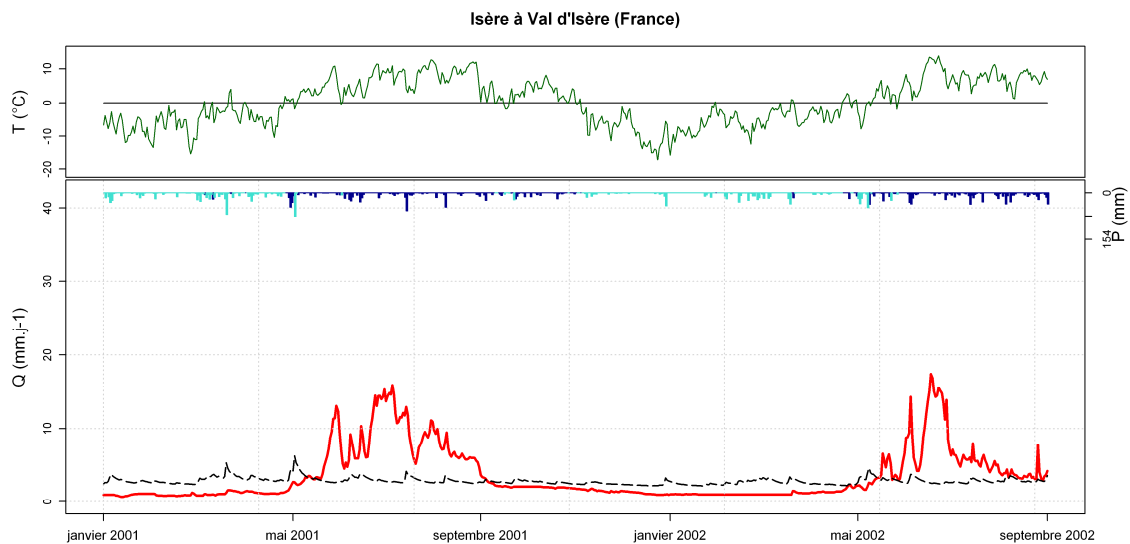


Figure 2 : Chroniques de données sur le bassin de l'Isère à Val d'Isère (France) du 1^{er} janvier 2001 au 1^{er} septembre 2002. Les simulations de débit d'un modèle hydrologique sans module neige sont reportées en pointillés noirs et comparées au débit observé (ligne rouge en gras).

Un autre problème se pose pour le modélisateur quant à la quantification même des précipitations solides à l'échelle du bassin versant. D'une part, la distinction pluie ou neige n'est pas toujours disponible dans les enregistrements de précipitations. Il appartient alors au modélisateur de réaliser cette distinction à l'aide d'autres variables, par exemple la température de l'air. D'autre part, la mesure des quantités de neige précipitée présente de nombreuses difficultés d'ordre métrologique. Il s'agit par exemple des problèmes de captation de la neige par les pluviomètres ou encore de la représentativité limitée des réseaux de mesure à l'échelle du bassin versant, notamment en zone de montagne (stations peu nombreuses en altitude). Le modélisateur doit alors trouver le moyen d'estimer au mieux les lames d'eau précipitées à l'échelle du bassin, pour assurer le meilleur fonctionnement possible de son modèle.

Quelles solutions pour traiter la neige dans une perspective hydrologique ?

Un domaine de recherche déjà largement exploré...

Les questions soulevées précédemment quant à la quantification des précipitations neigeuses, leur devenir sur le bassin versant et leur modélisation hydrologique, ont déjà été largement explorées dans la littérature.

L'estimation et la spatialisation des données d'entrée (précipitations et températures de l'air) à l'échelle du bassin versant et à partir du réseau au sol ont été traitées de manières plus ou moins complexes. Certaines méthodes valorisent uniquement la proximité géographique des stations au bassin (Thiessen, 1911) tandis que d'autres introduisent des relations avec les caractéristiques topographiques du bassin (altitude, exposition, etc.) afin de pallier en partie les lacunes des réseaux de mesure. Ces dernières sont souvent préférées en zone de montagne (Daly et al., 1994; Frei et Schär, 1998). Certains travaux souhaitent apporter une réponse à la fois aux contraintes d'estimations locales et à l'échelle du bassin versant (Gottardi, 2009; Sevruk, 1997).

Pour la représentation du manteau neigeux dans la modélisation hydrologique, une multitude de modules neige existe également, depuis l'approche degrés-jour, peu gourmande en données d'entrée et prisée des hydrologues opérationnels (OMM, 1986a), jusqu'à l'approche physique complète à bilan d'énergie (Bowling et al., 2003; Slater et al., 2001).

... mais avec encore des marges de progression

Malgré ces efforts, la modélisation des bassins versants enneigés reste fortement incertaine, en raison de l'imperfection de la mesure de la neige et des méthodes utilisées pour sa spatialisation et pour sa modélisation à la surface du bassin. Des gains peuvent vraisemblablement être obtenus en analysant les diverses méthodes existantes et en identifiant ce qui constitue leurs forces et leurs faiblesses.

Pour cela, les tester dans des environnements très variés et contrastés doit permettre d'évaluer les domaines d'applicabilité de ces approches et leurs limites, parfois peu claires lorsqu'elles sont testées très localement ou dans des conditions spécifiques. Parmi l'ensemble des outils existants, que ce soit pour la spatialisation des données d'entrée ou pour la modélisation de la neige, très peu ont été développés pour des applications à grande échelle, dans des environnements et des contextes climatiques variés. De plus, partant souvent de l'hypothèse que ce qui fonctionne dans des environnements fortement nivaux doit pouvoir fonctionner sur des bassins à couverts neigeux plus épisodiques, les études spécifiques sur ces derniers sont rares. Elles se cantonnent souvent à l'application grossière (peut-on alors parler d'adaptation ?) de modules neige, et parfois de spatialisation des données d'entrée, développés sur des bassins très influencés par la neige, sans autre forme d'analyse de sensibilité.

Il y a donc un besoin d'évaluation comparative objective et étendue des approches existantes dans des environnements variés, comparaisons qui sont peu nombreuses à l'heure actuelle (celle de l'OMM, (1986a) étant parmi les rares études existantes). Une telle démarche devrait ouvrir la voie à la mise au point d'approches améliorées pour le traitement de la neige dans un contexte de modélisation hydrologique.

Objectifs de la thèse

L'objectif principal de cette thèse est l'amélioration de la prise en compte de la neige dans les modèles précipitations – débit globaux, avec deux questions majeures :

- Comment estimer les précipitations solides et liquides à l'échelle du bassin versant pour servir d'entrée à des modèles précipitations – débit ?
- Comment simuler au mieux la dynamique des précipitations neigeuses à l'échelle du bassin pour améliorer la simulation des débits à l'exutoire ?

Partant d'une analyse et d'une évaluation des approches existantes, nous développerons un module neige permettant de répondre à un certain nombre d'objectifs d'efficacité, de parcimonie et de transposabilité à différents modèles hydrologiques. Un tel outil doit permettre d'améliorer la simulation des débits sur des bassins où la neige est présente régulièrement, mais également de façon plus épisodique. Sur ces derniers, l'enjeu principal est alors de permettre une meilleure simulation sur les rares épisodes neigeux sans dégrader les performances du modèle par ailleurs.

Une originalité de notre travail est de s'appuyer sur un large échantillon de bassins versants, constitué spécifiquement pour ces travaux, avec des bassins issus de quatre pays. Ces bassins versants sont très diversifiés. Ils peuvent subir aussi bien des influences nordiques, continentales ou dues aux reliefs.

C'est sur cet échantillon que nous avons choisi d'évaluer de manière systématique un grand nombre d'idées proposées dans la littérature pour la prise en compte des précipitations neigeuses. Cette évaluation doit nous conduire à la proposition de solutions qui nous semblent les plus robustes et performantes.

Organisation du mémoire

Le mémoire est organisé en quatre parties.

La première partie expose les **champs d'investigation** de la thèse.

Dans le chapitre 1, nous commençons par présenter l'échantillon de bassins versants constitué pour ce travail. Il regroupe quatre zones géographiques différentes : la France, la Suisse, la Suède et la province canadienne de Québec. La diversité des influences liées à la neige est présentée à travers les différentes variables climatiques et hydrologiques de ces bassins. Neuf bassins sont présentés plus en détail et permettront d'illustrer nos résultats tout au long de la thèse.

Les deux chapitres suivants font un tour d'horizon des méthodes existantes relatives aux deux grands questionnements formulés pour répondre aux objectifs de la thèse.

Le chapitre 2 est consacré à la problématique de la neige qui tombe. Nous nous sommes d'abord interrogés sur sa définition (comment déterminer la nature des précipitations ?) puis, sur les problèmes de métrologie localement et à l'échelle des bassins (quelles sont les difficultés de mesure des précipitations et des températures ?) Enfin, nous nous sommes intéressés aux méthodes d'estimation de ces données dans les régions influencées par la neige (quels sont les différents travaux de spatialisation en hydrologie ?).

Le chapitre 3 se concentre sur la problématique de la neige, une fois qu'elle est au sol. Les processus de fonte, d'évolution spatiale et de routage du stock de neige sont introduits, chacun accompagné d'une présentation très générale de leurs transcriptions possibles en modélisation hydrologique. A la fin du chapitre, les études de comparaison ainsi que les modules neige existants qui ont servi de point de départ à nos travaux sont exposés.

La deuxième partie présente la réponse que nous avons apportée à notre premier questionnement : la **méthode de spatialisation des données, simple et parcimonieuse**, développée au cours de cette thèse.

Dans le chapitre 4, nous exposons les principes méthodologiques de notre méthode de spatialisation. Après la description des réseaux de mesure utilisés, nous présentons notre approche qui s'appuie sur deux idées : le voisinage et les corrections avec l'altitude. Des pistes d'enrichissement sont également énoncées, ainsi que la méthode d'évaluation des paramètres et des performances de notre spatialisation.

Les deux chapitres suivants sont consacrés à la présentation des résultats : le chapitre 5 se concentre sur la spatialisation des températures de l'air, le chapitre 6 sur celle des précipitations.

La troisième partie est consacrée au **développement d'un module neige général et parcimonieux**, en réponse au deuxième questionnement que nous avons formulé.

Le chapitre 7 présente la démarche générale qui a guidé nos développements, et qui se place dans le cadre comparatif développé dans l'équipe du Cemagref Antony. Les quatre modèles hydrologiques, les outils d'optimisation et les critères d'évaluation utilisés de manière systématique pour nos travaux de modélisation sont introduits.

Le chapitre 8 présente l'état de l'art des modules neige en débutant par la comparaison de ceux introduits au chapitre 3. Les enseignements de cette première comparaison (et plus largement de la littérature sur les modules neige) nous ont conduit à la formulation de questions à analyser de façon objective. Elles sont organisées autour de quatre principaux axes : le traitement de la donnée précipitation, l'amélioration de la formule degrés-jour, le choix de la résolution spatiale et enfin les enrichissements possibles de la modélisation de la fonte.

Dans le chapitre 9, les différents tests s'appuyant sur les quatre axes du chapitre précédent sont brièvement présentés. La structure du module neige que nous avons baptisé CemaNeige, est ensuite exposée, ainsi que les études de sensibilité sur les composantes et les degrés de libertés du module.

Le chapitre 10 regroupe les impasses que nous avons explorées au cours de nos travaux de développement. Il s'agit de différents tests et résultats qui n'ont pas apporté les gains de performance que nous en escomptions et que n'avons donc pas intégrés à CemaNeige.

Enfin, la quatrième partie est consacrée à **l'évaluation des travaux** que nous avons réalisés.

Le chapitre 11 évalue la pertinence des données issues de notre méthode de spatialisation d'un point de vue hydrologique, c'est-à-dire lorsqu'elles sont utilisées dans un modèle précipitations – débit. Elles sont comparées à des jeux de données issues de méthodes éprouvées par la littérature hydrologique : d'abord à des données estimées à l'aide du voisinage mais sans prise en compte de l'altitude, puis à des données estimées avec l'analyse SAFRAN, qui intègre une correction altitudinale.

Le chapitre 12 compare les performances de CemaNeige aux modules neige que nous avons retenus. Après une comparaison très générale, nous regardons plus en détail quelques illustrations des différences entre CemaNeige et les modules existants.

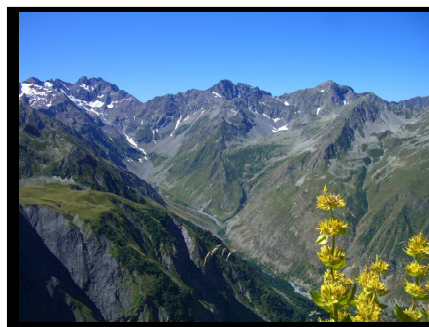
Le chapitre 13 est la mise en situation de CemaNeige dans un environnement (très) faiblement nival. Un des objectifs de la thèse étant de développer un module neige pour des bassins à couvert neigeux très épisodique, nous constituons et présentons un nouvel échantillon de bassins versants français peu voire pas influencés par la neige. CemaNeige est finalement testé sur cet échantillon, en le comparant à l'utilisation d'un modèle hydrologique sans module neige.

Partie I :

Champs d'investigation de la thèse



Le Vénéon à La
Bérarde (Isère)
Juillet 2007



Vallon de Navette, Valgaudemar (Hautes-
Alpes) - Juillet 2009

Chapitre 1.

Présentation de l'échantillon de bassins versants, les terrains d'étude de la thèse

1.1. Introduction

L'hydrologie est une science appliquée. Aussi avant même de manipuler des modèles hydrologiques, des équations mathématiques ou des programmes informatiques, il est indispensable de définir un terrain de jeu sur lequel nos travaux pourront être testés.

Dans ce chapitre, nous présentons notre démarche qui s'appuie sur un large échantillon de bassins versants. Puis, nous décrivons la base de données construite afin d'étudier les diverses influences de la neige sur le débit des rivières : l'origine et la nature des données, les caractéristiques physiographiques et hydro-climatiques et les régimes hydrologiques. Enfin, nous présentons les bassins qui serviront de "fil rouge" tout au long de ce manuscrit, pour illustrer les résultats obtenus.

1.2. Pourquoi travailler sur une grande base de données ?

Une des caractéristiques communes à l'ensemble des travaux de l'équipe Hydrologie du Cemagref d'Antony est l'utilisation d'une large base de données. Depuis les travaux d'Edijatno (1991) qui ont porté sur 110 bassins, la base de données de l'équipe n'a cessé d'évoluer et de s'enrichir. Nous pouvons entre autres citer la thèse de Mathevet (2005) qui a élaboré un échantillon au pas de temps horaire comportant 313 bassins versants répartis sur 5 pays, celle de Payan (2007) qui a construit une base de 77 bassins influencés par les barrages-réservoirs (situés dans 5 pays) ou encore celle de Le Moine (2008) qui a regroupé 1040 bassins versants français au pas de temps horaire pour son étude sur les interactions surface-souterrain.

Au regard du temps (non négligeable !) consacré à l'élaboration de la base de données, il est légitime de s'interroger sur l'intérêt d'utiliser un grand nombre de bassins versants pour les études hydrologiques. Cela présente l'avantage d'obtenir des conclusions plus générales comme le soulignent Perrin et al. (2001) :

"The limited data sets generally make the conclusions very dependent on the hydro-climatic conditions; whereas we believe that a model is all the more reliable if it performs well under highly varied conditions."

L'avantage de cette pratique qui est également adoptée par d'autres auteurs (Boughton et Chiew, 2007; Merz et Blöschl, 2009; Schaake et al., 2001) est reconnu depuis de nombreuses années. Roche (1971) mettait déjà en garde contre la généralisation abusive de résultats obtenus sur des zones ou régions réduites. Linsley (1982) a repris cette idée en soulignant explicitement l'intérêt d'un large échantillon de bassins versants, sur une période suffisante :

"Because almost any model with sufficient free parameters can yield good results, when applied to a short sample from a single catchment, effective testing requires that models be tried on many catchments of widely differing characteristics, and that each trial cover a period of many years".

Travailler avec un large échantillon de bassins est donc le moyen de tester nos travaux dans des conditions hydrologiques et climatiques variées, et de garantir ainsi une certaine généralité des résultats obtenus. Par le passé, plusieurs études consacrées à l'amélioration des modules de neige dans la modélisation précipitations-débit, à la compréhension des caractéristiques nivales et/ou aux zones de montagne ont fondé leurs analyses sur un nombre certain de bassins versants (cf. Tableau 1-1). Il s'agit souvent d'une même volonté de généraliser les résultats comme le souligne l'OMM (1986a) :

"The aims of the project may be summarized as follows: [...] to report on the results of intercomparison and thus offer guidance on the use of the models in various conditions [...]."

Toutefois, le domaine d'étude est souvent concentré sur un pays particulier, voire une région ou une classe homogène de bassins, ce qui rend difficile, voire dangereuse, toute généralisation sans vérification. Lindström (1997) conclut ainsi la description du module neige du modèle HBV-96 :

“These results are strictly specific to runoff simulation under these Swedish conditions, and they may have to be reconsidered, even in Sweden, for smaller catchments of quicker response.”

La spécificité de notre étude tient donc en partie dans la diversité des bassins sur lesquels elle base ses analyses futures : comme l'OMM (1986a) ou Martinec et Rango (1986), notre échantillon englobe plusieurs pays et plusieurs continents.

De plus, en s'appuyant sur un grand nombre de bassins, il devient possible de définir des intervalles de valeurs des paramètres qui seront utiles pour appliquer le modèle à des bassins non jaugés (Burn et Boorman, 1993; Parajka et al., 2005), ou encore pour optimiser les paramètres en partant d'une distribution *a priori* des valeurs des paramètres (Mathevet, 2005).

Toutefois, certains resteront sceptiques sur notre approche, mettant en avant une diminution de la qualité des données lorsqu'on travaille sur un large échantillon : les chroniques n'ayant pas été regardées à la loupe, il peut subsister des données douteuses. Pourtant, en raisonnant avec une approche comparative des modèles hydrologiques, nous choisissons de n'exclure aucun bassin de notre échantillon (hors contraintes fixées par le sujet étudié) :

- Si les données d'un bassin sont litigieuses, l'ensemble des modèles sera en échec (Andréassian et al., 2006). Nous acceptons ici l'existence de "monstres" hydrologiques dont la compréhension du fonctionnement reste à expliciter, souvent au cas par cas.
- Si un seul modèle est en échec sur un ou plusieurs bassin(s), il nous semble préférable de mettre en cause ce modèle plutôt que le(s) bassin(s) en question, chercher d'où vient cette défaillance dans la construction du modèle ou, plus radicalement, retirer ce modèle de notre analyse.

Pour résumer, nous croyons à la robustesse de notre approche basée sur la combinaison de deux choix d'expérimentation : l'utilisation d'un large échantillon de bassins et une comparaison des modèles hydrologiques (partie exposée au chapitre 7).

Références	Nombre de bassins	Superficies (km ²)	Altitude (m)	Localisation(s)
OMM (1986a)	6	[8.4 – 2100]	$Z_{\max}-Z_{\min}$: [100 – 3100]	Europe - Amérique du Nord
Martinec et Rango (1986)	24	[0.77 – 4000]	$Z_{\max}-Z_{\min}$: [150 – 4100]	11 pays (Europe, Amérique et Asie)
Braun et Lang (1986)	5	[3.2 – 1696]	$Z_{\max}-Z_{\min}$: [270 – 2150]	Nord-Est de la Suisse (bassin de la Thur)
Vehvilainen et Lohvansuu (1991)	12	[685 – 27285]	-	Finlande
Lindström et al. (1997)	7	[343 – 5975]	Plaine et reliefs	Suède
Schreider et al. (1997)	2	552 - 1533	Z_{\max} : 1986	Australie
Etchevers et al. (2001)	145	[250- 96500]	$Z_{\text{moyen_BV}}$: [291 – 2224]	France (bassin du Rhône)
Franz (2006)	3	[0.39 – 177]	$Z_{\max}-Z_{\min}$: [100 – 850]	Etats-Unis (Idaho et Californie)
Turcotte et al. (2007)	5	[691 - 2295]	-	Québec (Canada)
Favier et al. (2009)	38	[260 – 7467]	$Z_{\text{minimale_BV}}$: [260 – 3130]	Chili

Tableau 1-1 : Exemples de travaux s'appuyant sur plusieurs bassins versants et traitant de la neige en modélisation hydrologique.

1.3. Description de la base de données

Au cours de cette thèse, nous avons souhaité nous intéresser autant aux bassins versants fortement influencés par la neige qu'aux bassins versants à couverts neigeux plus épisodiques (quelques jours ou semaines par an). Afin de constituer cet échantillon varié et conséquent, nous sommes partis à la « chasse aux bassins » dans différents pays. Bien sûr, il aurait été possible d'enrichir encore la collecte en voyageant aux quatre coins du monde : chaque région, chaque massif pouvant présenter des spécificités intéressantes en matière de relation neige / hydrologie. Cependant, le travail de thèse étant limité dans le temps, il a fallu arrêter des choix. La base de données élaborée regroupe donc 380 bassins versants répartis dans quatre pays : France, Suisse, Suède et la province canadienne de Québec¹ (Figure 1-1).

1.3.1. Critères de sélection des bassins

Lors de la collecte des données, nous avons à l'esprit de pouvoir travailler sur des bassins influencés par la neige bien sûr, mais également de limiter l'introduction de bassins plus complexes pour lesquels d'autres phénomènes pourraient «bruyter» le signal de débit lié à la neige. Nous nous sommes donc attachés à respecter quelques contraintes :

- Le pourcentage de surface glaciaire doit être nul ou limité. Les glaciers interviennent différemment de la neige sur le régime hydrologique : ils contribuent par exemple à l'écoulement une fois que toute la neige stockée pendant la période d'accumulation a fondu (si les conditions sont favorables à la fonte des glaciers). Ils peuvent donc soutenir le débit des bassins tout au long de la saison chaude mais ne sont pas régis par les mêmes mécanismes de fonte. Une des différences majeures est la présence d'une quantité d'eau accumulée depuis de nombreuses années.
- La superficie des lacs doit être limitée (en pourcentage). Comme les glaciers, les lacs peuvent introduire des difficultés dans l'étude des effets de la neige sur les débits : ils peuvent, par exemple, retarder ou atténuer des crues nivales en stockant momentanément une partie de l'eau de fonte.
- Les bassins versants doivent être naturels, c'est-à-dire sans dérivations ou exploitations d'origine anthropique pouvant affecter significativement le débit à l'exutoire.

¹ Nous désignerons parfois le Québec comme un pays dans la suite de cette thèse. Il ne s'agit de notre part que d'un raccourci simplificateur, qui ne se fait l'écho d'aucune revendication !

- Enfin, nous avons cherché à éviter les bassins connus pour leurs pertes ou apports d'eau extérieurs (nappes souterraine ou bassins voisins). Il s'agit ici principalement de bassins karstiques, notamment en Suisse ou en France (Jura, Vercors, Chartreuse, etc.).

1.3.2. Sources de données

Dans un but de modélisation hydrologique, les données couramment utilisées sont les précipitations, les températures de l'air, l'évapotranspiration (ETP) et le débit. Dans chaque pays, un (ou plusieurs) organisme(s) se charge(nt) de leur collecte, archivage, gestion et diffusion.

Nous détaillons ci-dessous les sources des données collectées et utilisées pendant la thèse.

- En France

219 bassins versants ont été sélectionnés sur le territoire français, essentiellement localisés dans les zones de reliefs : Pyrénées, Massif Central, Alpes et Jura (Figure 1-1 a).

La grande majorité des données hydrométriques (201 bassins) est issue de la banque HYDRO du Ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement Durable et de la Mer (MEEDDM). 18 bassins ont également été ajoutés à partir de chroniques de débit fournies par la Division Technique Générale d'Électricité de France (EDF-DTG).

Nous souhaitons également travailler sur les données météorologiques observées au sol (non issues d'un modèle tel que SAFRAN). En accord avec EDF-DTG et Météo-France, nous avons pu exploiter la base de données mise au point par Gottardi (2009), qui a très largement enrichi notre base de précipitations et de températures journalières avec 1824 stations de précipitation et 642 stations de température de l'air (sur la période du 1^{er} janvier 1948 au 31 décembre 2005) réparties sur les massifs français. Parallèlement, les données météorologiques (précipitations et températures de l'air) ont été fournies par Météo France à partir de la grille SAFRAN (Vidal et al., 2009). Les travaux d'extraction et de mise en forme au pas de temps journalier ont été réalisés et décrits par Le Moine (2008).

- En Suisse

Les données météorologiques ont été fournies par Météo Suisse¹. 414 stations de précipitations et 30 stations de température de l'air, couvrant l'ensemble du territoire helvétique, ont été regroupées sur la période du 1^{er} janvier 1995 au 31 décembre 2005.

¹ Site internet : <http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/meteo.html>

Les chroniques de débits sont disponibles sur le site internet de l'Office Fédéral de l'Environnement (OFEV) qui met en ligne les données enregistrées depuis 1993 sur 361 stations de mesures (en grande majorité de débit, mais aussi de niveaux d'eau des lacs, etc.). L'OFEV assure également une actualisation des débits en temps réel. Pour notre étude, 31 bassins ont été sélectionnés en respectant au mieux les contraintes listées au paragraphe 1.3.1 comme la limitation des surfaces glaciaires. Les chroniques de ces 31 bassins ont été téléchargées sur la période 1995-2005 depuis <http://www.hydrodaten.admin.ch/f/index.htm>.

- En Suède

Le Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), situé à Norrköping, gère à la fois le volet « météorologie » et le volet « hydrologie » pour l'ensemble du pays. Une sélection a permis de retenir 94 bassins versants peu influencés par les lacs. De plus, le SMHI a mis à notre disposition l'ensemble de son réseau de mesure au sol. Pour la période sur laquelle nous avons établi notre étude, 1995-2006, nous avons retenu 626 stations de précipitation et 203 stations de température de l'air.

- Au Québec (Canada)

Le Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ) nous a fourni les chroniques journalières de débit sur 36 bassins versants québécois ainsi que 78 stations de précipitation et de température de l'air localisées sur ou à proximité des bassins.

Le Tableau 1-2 récapitule les périodes de disponibilités des données dans chacun des pays :

France	Suisse	Suède	Québec
1995-2005	1995-2005	1995-2006	2001-2007

Tableau 1-2 : Périodes de disponibilité des données dans les quatre pays.

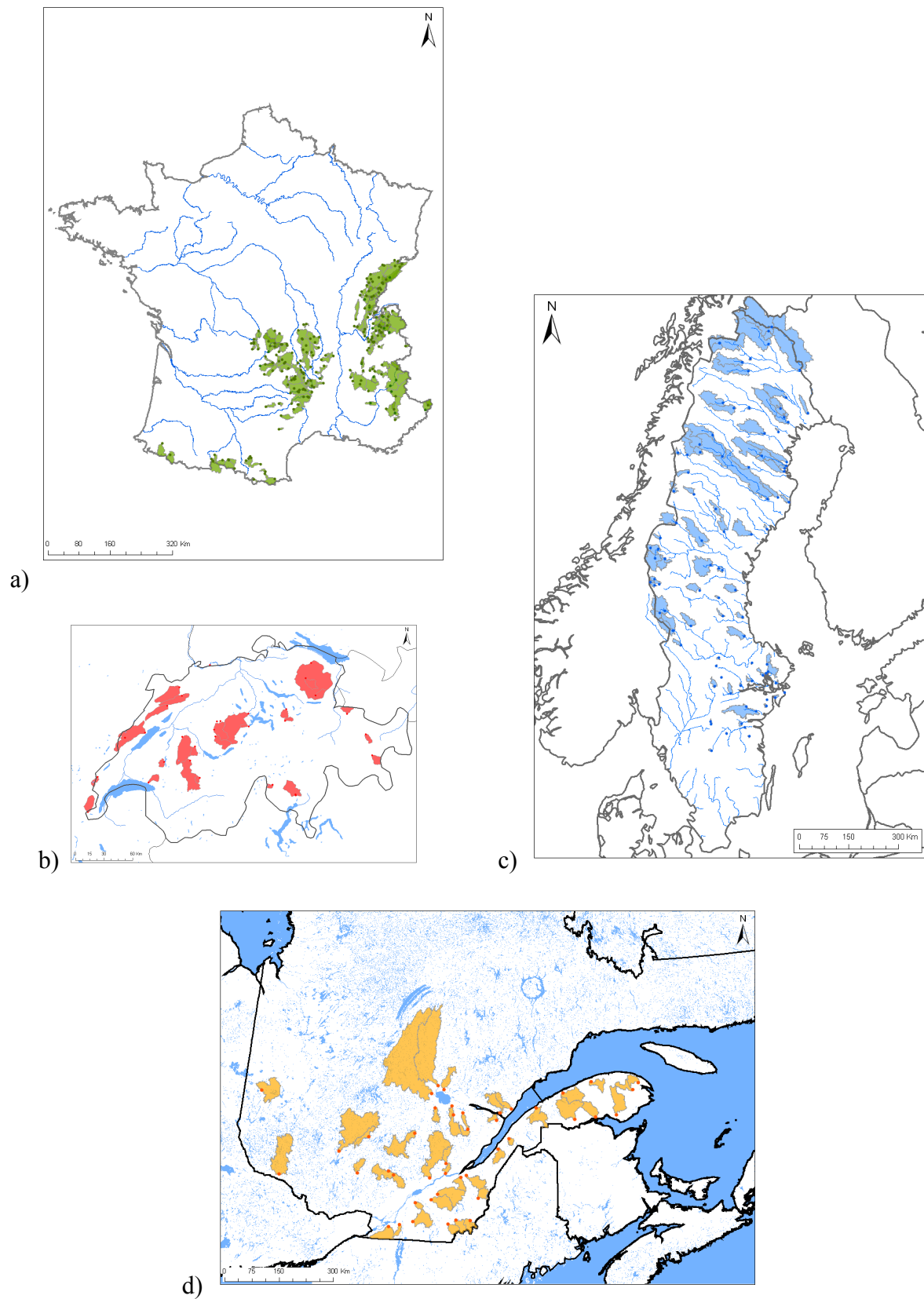


Figure 1-1 : Localisation géographique des bassins versants a) en France (219 bassins), b) en Suisse (31), c) en Suède (94) et d) au Québec (36).

1.3.3. Nature des données

Dans cette thèse, nous avons travaillé au pas de temps journalier avec des données de précipitation (P), de température (T), d'évapotranspiration potentielle (ETP) et de débit (Q). Les pluies et températures de bassin sont issues d'une méthode de spatialisation que nous avons développée au cours de cette thèse (et que nous présentons dans la partie II).

Pour calculer l'évapotranspiration potentielle (exprimée en mm), nous utilisons la formule établie par Oudin et al. (2005a). Cette ETP dépend uniquement de la température de l'air du bassin ainsi que du rayonnement extraterrestre, noté R_e , suivant l'équation ci-dessous :

$$ETP(j) = \frac{R_e}{\lambda \times \rho} \times \frac{T_a(j) + 5}{100} \quad \text{si } T_a(j) + 5 > 0 \quad \text{Eq. 1.1}$$

$$= 0 \quad \text{sinon}$$

avec λ , la chaleur latente de vaporisation de l'eau (2.25 MJ.kg^{-1}) ; ρ , la masse volumique de l'eau (1000 kg.m^{-3}) ; R_e , le rayonnement extraterrestre (en $\text{MJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) calculé à partir de la latitude du bassin (ici prise à l'exutoire) et du jour Julien (Morton, 1983) ; $T_a(j)$, la température de l'air du bassin ($^{\circ}\text{C}$), du jour considéré.

1.4. Analyse de la diversité des contextes physiographiques, climatiques et hydrologiques

La base de données établie englobe un large éventail de caractéristiques hydro-climatiques et physiques. Aussi, dans ce paragraphe, nous abordons les différentes influences possibles de la neige sur les débits, par une présentation détaillée de notre échantillon de bassins. Sans être exhaustive (les bassins sélectionnés n'enregistrent pas tous les phénomènes possibles liés à la neige), cette analyse permet néanmoins d'approcher un nombre conséquent de situations.

1.4.1. Caractéristiques physiographiques des bassins versants

La Figure 1-2 présente un aperçu de la diversité des bassins versants de notre échantillon à travers les distributions de leurs superficies et de leurs caractéristiques altitudinales.

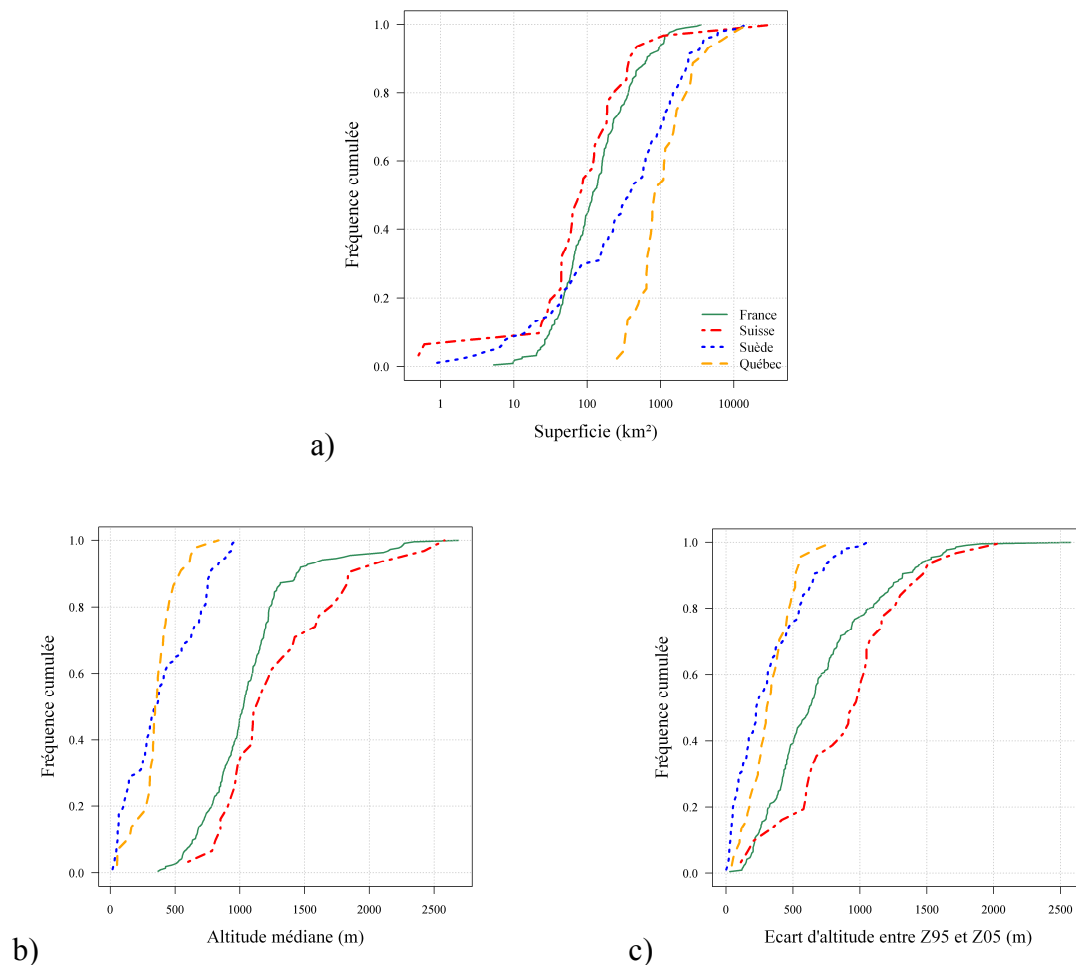


Figure 1-2 : Distributions a) des superficies b) des altitudes médianes et c) des écarts d'altitude ($Z_{95}-Z_{05}$ ¹) des bassins versants pour les quatre pays de l'échantillon.

	Nombre de bassins	Superficie médiane (km ²)	Z_{med_BV} médiane (m)	$Z_{95} - Z_{05}$ médiane (m)	Latitude médiane (degré)
France	219	120	1029	624	45.4
Suisse	31	84	1140	970	46.9
Suède	94	389	356	228	61.9
Québec	35	845	351	310	47.7

Tableau 1-3 : Caractéristiques physiques médianes des bassins versants par pays (Z_{med_BV} : altitude médiane des bassins ; $Z_{95}-Z_{05}$: écart des quantiles 0.95 et 0.05 des altitudes des bassins).

¹ Z_{95} (resp. Z_{05}) représente l'altitude en-dessous de laquelle se trouve 95% (resp. 5%) du bassin versant

Les bassins français et suisses présentent un fort caractère montagneux : ils sont de taille plutôt modeste (90% ont une superficie inférieure à 1000 km²). Ils sont situés à des altitudes assez élevées (50% ont une altitude médiane supérieure à 1000 mètres) et présentent également des reliefs plus marqués que les bassins suédois et québécois (cf. Figure 1-2.b).

Le caractère nival des bassins suédois est principalement dû aux latitudes élevées, situées entre 57°N et 66°N, le cercle polaire étant à 65°N.

Enfin, notre échantillon québécois étant concentré autour du Saint-Laurent, les latitudes sont similaires à celles observées en France et ne sont donc pas responsables du fort enneigement des bassins. Celui-ci résulte en grande partie de l'influence du courant du Labrador qui est un courant glacial arctique ainsi que de l'influence continentale (province située dans la partie est du continent). En Suède et au Québec, les éventuels reliefs accentuent encore la présence de neige et son impact sur les débits. C'est notamment le cas des reliefs suédois à la frontière avec la Norvège (Figure 1-2 c).

1.4.2. Caractéristiques climatiques et hydrologiques des bassins

Les bassins versants de notre base de données présentent des caractéristiques hydro-climatiques variées.

Les cumuls pluviométriques moyens en France et en Suisse sont beaucoup plus élevés qu'en Suède et au Québec, conduisant logiquement à des écoulements moyens plus importants. Les boîtes à moustaches plus resserrées pour les bases de données suédoises et québécoises traduisent des bassins plus homogènes entre eux en termes de précipitations et d'écoulements (Figure 1-3). Enfin, alors que les précipitations annuelles des bassins sont nettement plus importantes en France qu'au Québec, les écoulements moyens sont similaires. Cette différence conséquente de rendement hydrologique s'explique par une évapotranspiration bien supérieure en France (en moyenne de l'ordre de 600 mm/an contre moins de 500 mm/an au Québec).

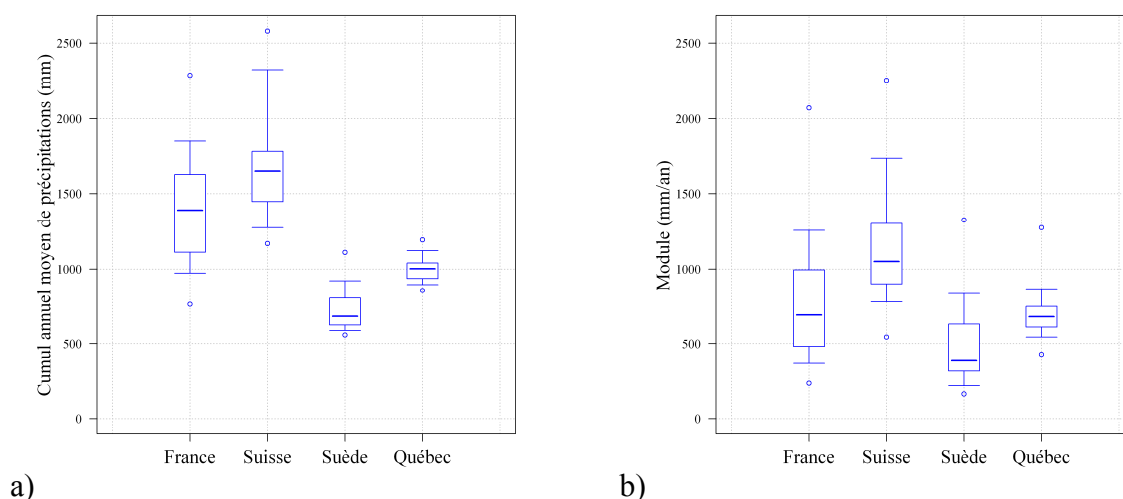


Figure 1-3 : Caractéristiques des bassins versants étudiés présentées sous forme de boîtes à moustaches¹ par pays a) cumul annuel moyen de précipitations et b) module des bassins.

La température de l'air renseigne sur la présence potentielle de neige : la Figure 1-4 souligne une nouvelle fois l'hétérogénéité de notre échantillon de bassins : en moyenne, les bassins français connaissent un climat relativement clément avec moins de 50 jours par an présentant une température négative et moins de 10% des précipitations tombant pendant ces journées-là. En revanche, au Québec, la température est négative presque 150 jours par an, en moyenne, durant lesquels jusqu'à 30% des précipitations se produisent. Les bassins suisses et suédois présentent des caractéristiques intermédiaires et un peu plus contrastées (boîtes à moustaches plus larges), les bassins suisses se rapprochant des français tandis que les bassins suédois traduisent en moyenne des influences météorologiques plus proches de celles du Québec.

¹ Les quantiles représentés dans les boîtes à moustaches sont successivement, du bas vers le haut, le minimum, les quantiles 0.10, 0.25, 0.50, 0.75 et 0.90 et le maximum.

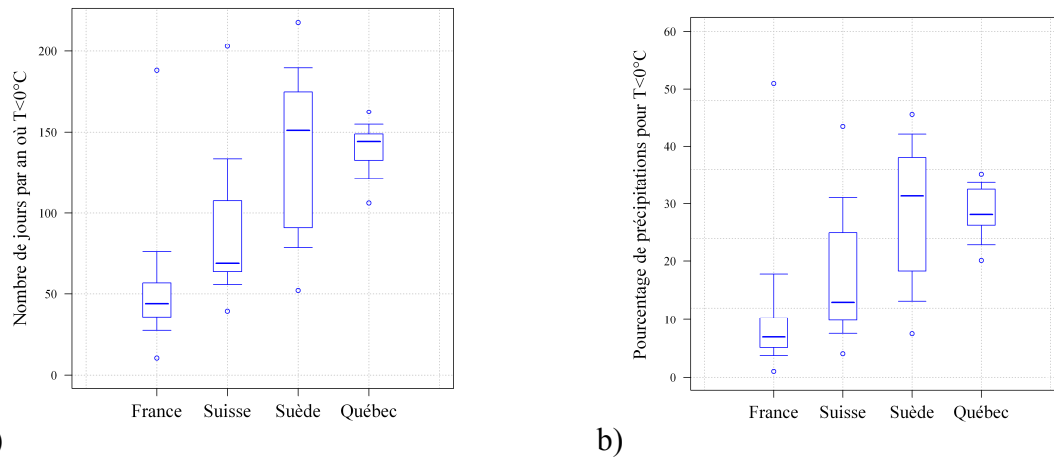


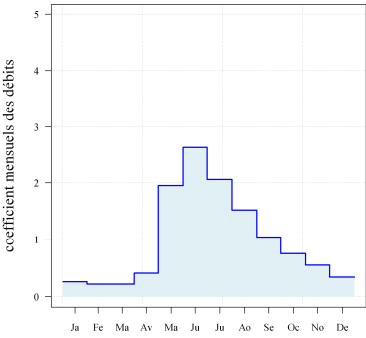
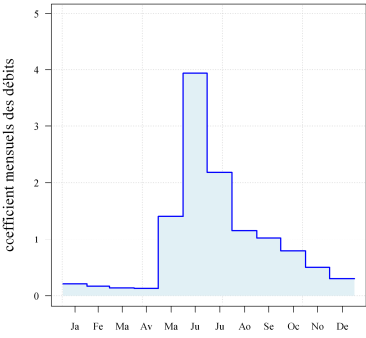
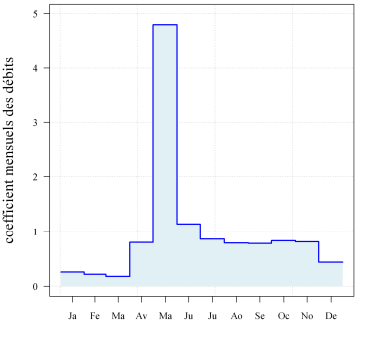
Figure 1-4 : Caractéristiques des bassins versants étudiés présentées sous forme de boîtes à moustaches par pays a) nombre de jours par an où la température moyenne est inférieure à 0°C et b) pourcentage des précipitations tombées en-dessous de 0°C.

1.4.3. Régimes hydrologiques dominés par les influences neigeuses

L'impact de la neige et des caractéristiques propres à chaque bassin peuvent se traduire par différentes répartitions saisonnières des écoulements. En s'appuyant sur les définitions données par Musy et Higy (2004), qui reprennent la classification¹ de Pardé et Kolupaila (1933), nous distinguons quatre régimes hydrologiques gouvernés par la neige et un gouverné par la pluie dans notre base de données. Le Tableau 1-4 les présente succinctement, en partant du régime le plus influencé vers le régime le moins influencé par les facteurs liés à la neige (précipitations solides, température, altitude, etc.). Les graphiques montrent l'évolution du coefficient mensuel de débits² sur l'année.

¹ D'une manière arbitraire, nous avons repris ici les travaux de Musy sur les régimes hydrologiques des bassins versants. De nombreuses autres classifications ont été mises au point par différents auteurs, suivant l'époque, le pays, les bassins, etc. (Sauquet et al., 2000 ; Assani et Tardif, 2004).

² Le coefficient mensuel de débits est le rapport entre le débit moyen mensuel et le module d'un bassin versant donné. Il est calculé à partir de la formule $C_{em} = \frac{Q_{mensuel_moyen}}{Module}$.

<p>Régime nivo-glaciaire</p>	 <p>a) Régime hydrologique de la Dischmabach à Davos (Suisse)</p>	<p>Le régime nivo-glaciaire. Il s'agit d'un régime mixte présentant un coefficient mensuel de débits maximal en début d'été (entre mai et juillet selon les bassins) dû à la fonte du couvert neigeux accumulé l'hiver précédent. Le débit est ensuite soutenu jusqu'à la fin de l'été grâce à la fonte glaciaire et les températures élevées. En automne-hiver, les écoulements sont faibles avec un minimum autour du mois de février. Un faible pourcentage de glacier sur le bassin suffit à caractériser un régime nivo-glaciaire, ce qui explique la présence de ce régime dans notre échantillon malgré les contraintes fixées (cf. 1.3.1). Le bassin de la Dischmabach à Davos avec 2.1% de surface glaciaire illustre les caractéristiques de ce régime (Tableau 1-4 a).</p>
<p>Régime nival de montagne</p>	 <p>b) Régime hydrologique de la Laislalen à Laisvall (Suède)</p>	<p>Le régime nival. C'est un régime simple, c'est-à-dire qu'il présente un unique maximum au cours de l'année. Nous pouvons distinguer deux types différents. Le premier est le régime nival de montagne caractérisé par une crue due à la fonte nivale en mai-juin et une localisation en zone de reliefs, comme le bassin suédois de Laislaven (Tableau 1-4 b).</p>
<p>Régime nival de plaine</p>	 <p>c) Régime hydrologique de la Vuottasbäcken à Vuoddasbäcken (Suède)</p>	<p>Le deuxième type est le régime nival de plaine pour lequel une crue rapide est observée plus tôt dans l'année (en général en avril-mai), puis les écoulements sont limités le reste du temps, comme le montre le régime du bassin suédois de Vuottasbäcken (Tableau 1-4 c).</p>

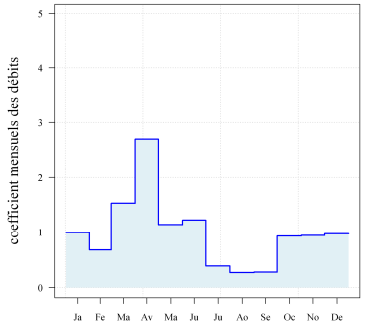
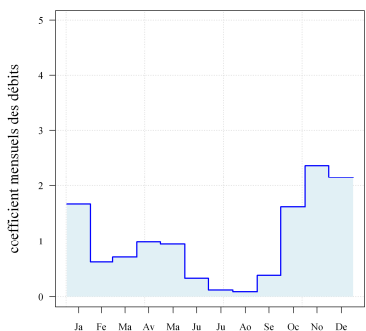
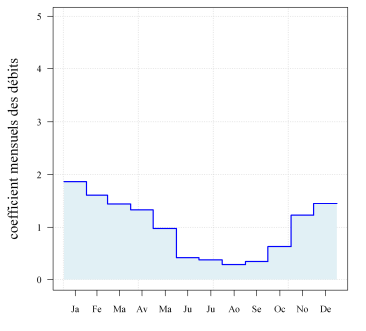
<p>Régime nivo-pluvial</p>	 <p>d) Bassin de Chateauguy à Powerscourt (Québec)</p>	<p>Le régime nivo-pluvial. Ce régime mixte présente deux maxima : le premier dû à la fonte nivale a lieu en général en avril-mai tandis que le deuxième, souvent moins marqué, est fonction des précipitations tombées pendant l'automne (autour du mois de novembre). Deux minima sont observés en janvier-février puis en été. Le bassin de Chateauguy au Québec est un exemple de régime nivo-pluvial (Tableau 1-4 d).</p>
<p>Régime pluvio-nival</p>	 <p>e) Bassin de la Borne à Pont-Nicoulaud (France)</p>	<p>Le régime pluvio-nival. Il s'agit également d'un régime mixte présentant deux maxima, dont l'importance est inversée par rapport au régime précédent : le maxima le plus marqué résulte en général des précipitations liquides d'automne, voire d'hiver tandis que la fonte de printemps crée un deuxième maximum moins important en mars-avril. Le bassin de la Borne à Pont-Nicoulaud (France) a un régime pluvio-nival (Tableau 1-4 e).</p>
<p>Régime pluvial</p>	 <p>f) Bassin de la Dordogne à Bort Les Orgues (France)</p>	<p>Le régime pluvial. Quelques bassins de notre échantillon sont rarement sujets à des précipitations neigeuses (de zéro à quelques fois par an suivant les conditions météorologiques). Ce régime est caractérisé par une forte irrégularité interannuelle liée aux pluies avec, en général, des écoulements plus importants en hiver et des étiages en été. Le bassin de la Dordogne à Bort les Orgues (France) en est un exemple (Tableau 1-4 f).</p>

Tableau 1-4 : Tableau récapitulatif des différents types de régimes hydrologiques présents dans notre échantillon de bassins versants.

En résumé du Tableau 1-4, nous soulignons que :

- Une tendance commune aux trois premiers régimes (Tableau 1-4 a à d) est la relative régularité des écoulements d'une année sur l'autre du fait de leur forte corrélation avec la température de l'air : la quantité d'eau peut varier suivant les précipitations de l'année, mais la forme générale des hydrogrammes évolue peu, la température de l'air présentant une assez grande similarité interannuelle.
- Une caractéristique commune aux 4 régimes gouvernés par la neige est le retard à l'écoulement provoqué par la présence d'un couvert neigeux saisonnier (phase d'accumulation), puis une augmentation des écoulements lors de la fonte.
- Les rares événements neigeux d'un bassin au régime pluvial ne sont pas visibles sur la courbe de régime : les périodes d'accumulation et de fonte durent moins longtemps et changent d'une année sur l'autre.

1.5. Présentation des bassins versants qui serviront à illustrer les résultats de la thèse

Tout au long du manuscrit de thèse nous nous référerons à quelques bassins versants "fil rouge" illustrant les résultats pour les différentes natures de bassins présents dans notre échantillon. Le Tableau 1-5 (resp. Tableau 1-6) récapitule l'ensemble des caractéristiques physiographiques (resp. hydro-climatiques) des 9 bassins "fil rouge" sélectionnés. La Figure 1-5 donne un aperçu en 3 dimensions des bassins versants.

Il apparaît volontairement une grande diversité à travers ces 9 bassins, par exemple :

- certains sont montagneux (la Durance dans les Alpes) tandis que d'autres sont situés en plaine (bassin du Vuottasbäcken en Suède),
- certains ont une part importante des précipitations tombant sous forme de neige (bassin de la Dischmabach en Suisse) tandis que pour d'autres, la neige est un événement rare (bassin de la Dordogne dans le Massif-Central),
- certains ont une ETP faible (bassin suédois de Laïslaven) alors que d'autres ont une ETP forte (bassin québécois de Chateauguay ou encore la Dordogne à Bort Les Orgues).

Nom des bassins	Surface (km ²)	Altitude minimale (m)	Altitude médiane (m)	Altitude maximale (m)
1 – Durance à Serre-Ponçon (France)	3580	777	2109	4050
2 – Gave d'Aspe à Bedous (France)	416	389	1310	2363
3 – Biemme à Saint-Claude (France)	416	416	937	1495
4 – Dordogne à Bort les Orgues (France)	1010	525	777	1755
5 – Dischmabach à Davos (Suisse)	43	1690	2415	3100
6 – Simme à Oberwil (Suisse)	344	790	1610	3244
7 – Läslaven à Laisvall (Suède)	1773	425	766	1533
8 – Vuottasbäcken à Vuoddasbäcken (Suède)	41	193	278	407
9 – Chateauguay à Powerscourt (Québec)	2490	30	58	335

Tableau 1-5 : Caractéristiques physiques des 9 bassins "fil rouge" de notre échantillon.

Sept variables hydro-climatiques ont été retenues pour caractériser les bassins (Tableau 1-6) :

- E_{an} : l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle (mm/an),
- P_{an} : la précipitation moyenne annuelle (mm/an),
- Q_{an} : le module (mm/an),
- $CoefQ$: le coefficient d'irrégularité des débits (%) défini par $CoefQ = \frac{Q_{mx} - Q_{mn}}{Q_m} \times 100$ où Q_{mx} (resp. Q_{mn}) est le débit mensuel moyen du mois le plus productif (resp. le moins productif), en termes d'écoulement et Q_m est le débit moyen mensuel,
- $Rend$ (%) est le rendement du bassin, égal à $\frac{Q_{an}}{P_{an}}$,
- $Nb\ jours$ ($T < 0^\circ C$) : nombre de jours où la température est négative sur le bassin,
- $\%P$ ($T < 0^\circ C$) : pourcentage des précipitations tombant lorsque la température est négative.

Nom des bassins	E_{an}	P_{an}	Q_{an}	CoefQ (%)	Rend (%)	Nb jours ($T < 0^{\circ}C$)	%P ($T < 0^{\circ}C$)
1 – Durance à Serre-Ponçon (France)	442	1091	677	194	62 %	115	31 %
2 – Gave d'Aspe à Bedous (France)	583	2125	1653	125	78 %	32	9 %
3 – Bienne à Saint-Claude (France)	558	1895	1359	100	72 %	59	12 %
4 – Dordogne à Bort les Orgues (France)	618	1250	674	157	54 %	31	5 %
5 – Dischmabach à Davos (Suisse)	270	1480	1205	243	81 %	188	43 %
6 – Simme à Oberwil (Suisse)	431	1603	1103	135	69 %	108	24 %
7 – Laislaven à Laisvall(Suède)	269	882	765	382	87 %	192	43 %
8 – Vuottasbäcken à Vuoddasbäcken (Suède)	340	627	439	467	70 %	171	38 %
9 – Chateauguay à Powerscourt (Québec)	613	1014	494	244	49 %	107	21 %

Tableau 1-6 : Caractéristiques climatiques et hydrologiques des 9 bassins "fil rouge" de notre échantillon.

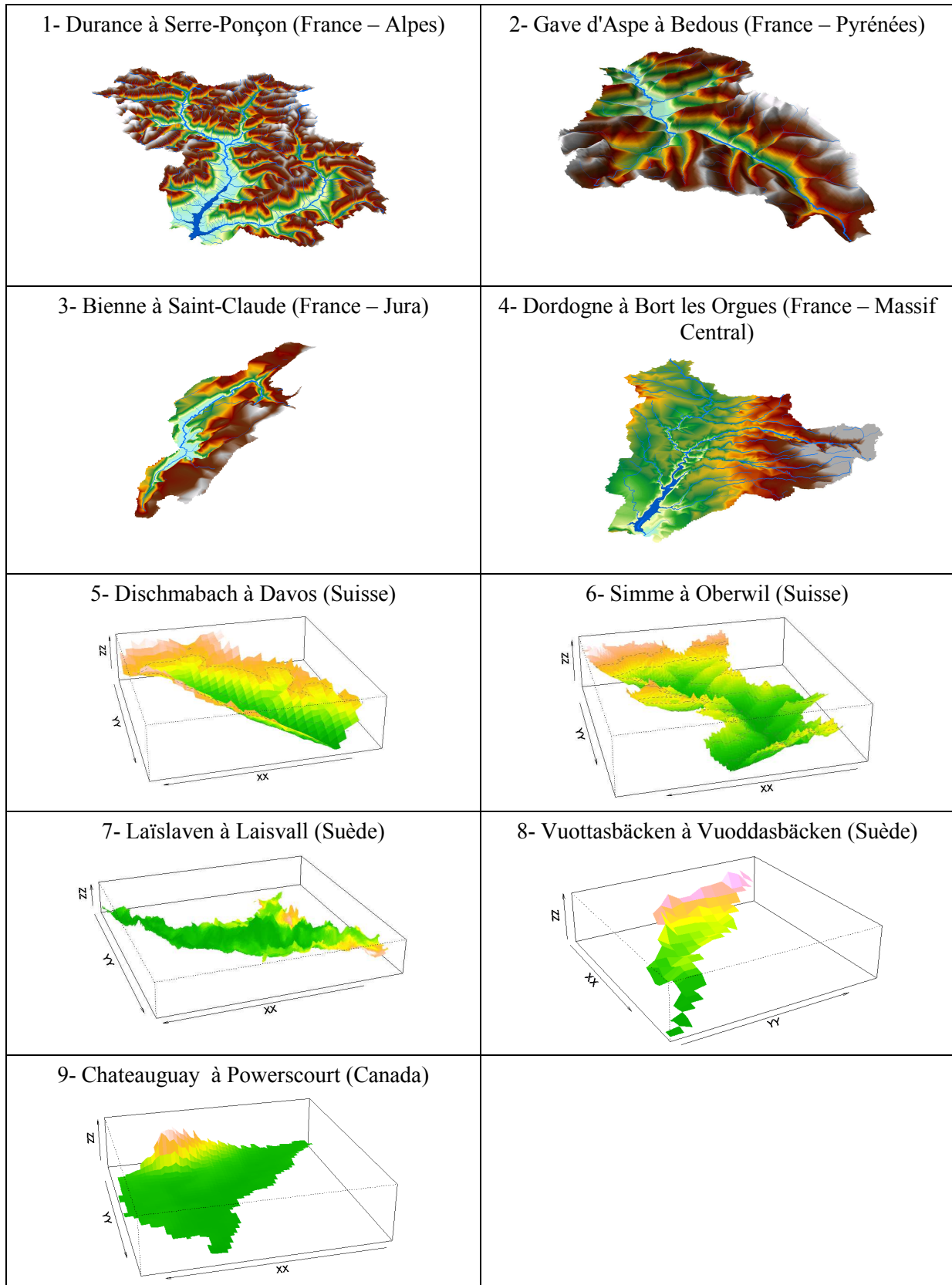


Figure 1-5 : Visualisation 3D des 9 bassins "fil rouge" de notre échantillon.

1.6. Synthèse

Ce premier chapitre nous a permis de donner un bref aperçu de l'échantillon sur lequel va s'appuyer notre étude d'un module neige dans le cadre d'une modélisation précipitation - débit. Il montre également que la constitution d'un tel échantillon ne peut se faire sans collaborations extérieures.

Notre volonté a été de couvrir une grande diversité de situations existantes quant à l'influence de la neige sur l'hydrologie des bassins. Ainsi, notre base de données regroupe quatre pays différents englobant de nombreux massifs soumis à des influences diverses. Les bassins français, majoritaires, sont les plus contrastés, certains présentant des caractéristiques de bassins de montagne (forts reliefs, précipitations et écoulements importants) tandis que d'autres sont plus faiblement influencés par la neige (bassins de moyenne montagne, voire présentant des régimes pluviaux). Les bassins suisses de notre échantillon sont typiquement montagneux. Enfin, les bassins suédois et québécois présentent peu, voire pas, de reliefs mais l'influence de la neige est marquée et régulière d'une saison à l'autre.

L'ensemble de ces 380 bassins et leur grande diversité va donc servir de terrain d'expérimentation pour nos tests de modélisation. Nous tenons à rappeler ici que nos travaux portent sur l'amélioration des modèles hydrologiques et se feront dans un contexte comparatif. Aussi, comme le souligne Le Moine (2008) : baser notre travail sur un grand nombre de bassins apporte un « progrès considérable [...] : pouvoir se consacrer à l'amélioration des modèles *avec les données telles qu'elles existent*, sans se soucier outre mesure de les analyser en détail » (p. 42). Aussi, même si l'élaboration de l'échantillon a toujours été réalisée avec un regard critique et le souci d'établir des chroniques de la meilleure qualité possible, nous n'excluons pas la présence de données douteuses.

Pour finir, afin de visualiser plus concrètement l'impact des tests réalisés, nous aurons à cœur d'illustrer nos propos au travers des 9 bassins "fil rouge" plus spécifiquement sélectionnés pour représenter au mieux l'ensemble des caractéristiques des bassins de l'échantillon.

Dans les deux prochains chapitres, nous introduisons les deux champs d'investigation de la thèse sous forme de questionnements généraux, d'une part sur la mesure et la quantification de la variabilité de la neige (Chapitre 2) et d'autre part sur l'évolution de la neige au sol en tant que processus hydrologique (Chapitre 3).

Chapitre 2.

Premier questionnement : quelles définition, mesure et quantification de la neige qui tombe ?

2.1. Introduction

Pour étudier l'influence de la neige dans les modèles précipitations-débit, nous sommes amenés à considérer une dimension supplémentaire de la donnée "précipitation". Il ne s'agit plus seulement de pluie liquide mais également de neige, c'est-à-dire de précipitations solides. Cette distinction peut sembler des plus triviales... Elle a pourtant occupé, et occupe toujours, des générations de météorologues, climatologues, hydrologues, etc.

Dans un premier paragraphe, nous allons nous demander ce qu'on entend par précipitations et de quel(s) paramètre(s) peut dépendre la nature de celles-ci. Puis, nous aborderons les questions de métrologie et de mesures météorologiques à l'échelle locale, ainsi que les difficultés d'estimation du point de vue de l'hydrologue, c'est-à-dire à l'échelle du bassin versant. Enfin, en vue d'introduire les premiers travaux réalisés au cours de cette thèse, nous présenterons un bref aperçu des méthodes de spatialisation des données d'entrée pour les modèles hydrologiques.

2.2. Nature des précipitations

Une des premières interrogations soulevées au cours de cette thèse a été la détermination de la nature des précipitations : comment savoir si les précipitations enregistrées par les instruments de mesure sont tombées sous forme liquide (pluie) ou sous forme solide (neige) ?

Pour aborder ce sujet, un bref rappel de météorologie générale se trouve en Annexe A et traite de la genèse des précipitations. Dans ce paragraphe, nous nous concentrons sur le type de précipitations qui nous intéresse, à savoir la neige et ses conditions d'apparition, à travers un jeu de questions / réponses. Puis, nous évoquons la question de la différenciation pluie / neige dans la modélisation hydrologique.

2.2.1. Conditions de formation de la neige

1) D'après Météo-France : "97% des précipitations à nos latitudes prennent naissance dans des nuages à température négative"... Cela signifie-t-il que les précipitations sont à l'état solide à l'intérieur du nuage?

Non, pas systématiquement. Un nuage peut contenir des gouttelettes d'eau surfondue à des températures extrêmement négatives (jusqu'à -40°C). Aussi, à une température comprise entre 0 et -10°C , la proportion d'eau liquide sera non négligeable, conduisant à la formation de pluie, et non de cristaux de glace à l'intérieur même du nuage (pourtant déjà froid). Dubé (2003) donne des ordres de grandeur des proportions d'eau liquide et solide en fonction de la température :

"On estime qu'à -10°C , 60 % des nuages contiennent de la glace. A -15°C , la proportion augmente à 90 %, et à -20°C , elle passe à 100 %".

2) Dans le cas de formation de cristaux de glace dans le nuage, restent-ils solides jusqu'à atteindre le sol ?

La nature des précipitations atteignant le sol est étroitement liée à la température de l'atmosphère sous le nuage duquel tombent les cristaux de glace. De nombreuses situations sont possibles dans la réalité. Les plus triviales sont représentées par la Figure 2-1 :

- Lorsque la température est négative¹ de la base du nuage jusqu'au sol, les précipitations tombent sous forme de neige.
- Lorsque la température devient positive, les précipitations atteignant le sol sont liquides.
- Il arrive que l'atmosphère présente un profil de température plus complexe : négative directement sous le nuage, elle devient positive lorsque les précipitations se rapprochent du sol : les précipitations passent à l'état liquide. Puis elle redevient négative à l'approche du sol modifiant une nouvelle fois les précipitations. La nature de celles-ci dépend alors de l'épaisseur de la couche d'air à température négative : si l'épaisseur est suffisante, du grésil est observé au sol, sinon, ce sera de la pluie verglaçante (l'eau reste en surfusion et ne gèle qu'au contact du sol).

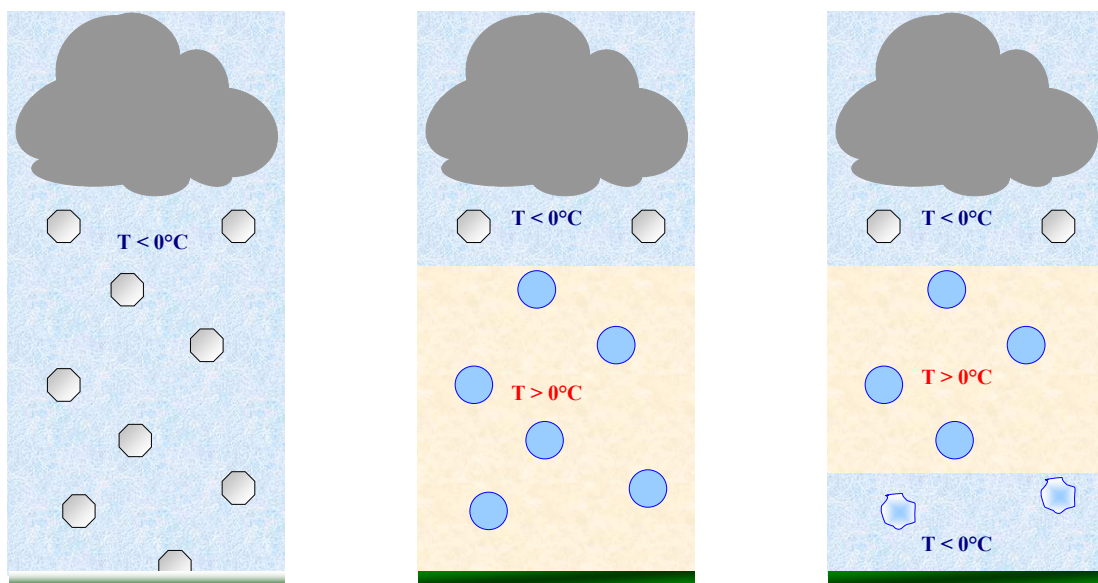


Figure 2-1 : Nature des précipitations atteignant le sol en fonction du profil de température de l'atmosphère. Les hexagones gris représentent la neige, les ronds bleus, la pluie et les polygones bleus et blancs de la pluie retransformée à l'état solide ou en surfusion.

¹ Pour simplifier, nous avons choisi ici de considérer une température seuil égale à 0°C pour déterminer la nature des précipitations. Nous restons tout de même conscient que la réalité n'est pas aussi simple (cf. paragraphes suivants) mais ce seuil permet de comprendre comment peut évoluer une précipitation en atmosphère libre.

3) De quels éléments dépend la nature des précipitations observées ?

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que le profil de température de l'atmosphère joue un rôle primordial dans la détermination de la nature des précipitations au sol. Néanmoins, ce n'est pas l'unique facteur justifiant la présence éventuelle de neige. Murray (1952) a en effet montré que la nature des précipitations pouvait s'expliquer en fonction de divers facteurs météorologiques tels que la largeur des couches 1000-700 mb ou 1000-500 mb, l'altitude de l'isotherme zéro ou encore les températures de l'air mesurées en surface. Qui plus est, en montagne, les pourcentages de pluie ou de neige observés vont fortement dépendre de l'altitude et de la latitude des points considérés. Ainsi, à titre d'illustration, le rapport sur l'hydrologie nivale de l'US Army Corps of Engineers (1956) donne quelques ordres de grandeur pour l'Amérique du Nord¹ :

"... On the average approximately 95 percent of occurrences of winter precipitation at 7000 feet are in the form of snow, while at 4000 feet about 50 percent are on snow. At 1000 feet, only 2 percent of the occurrences are snow. [...] with increasing latitudes there would be a slight lowering of the elevation levels [...] an approximate decrease of 1000 feet per 10 degrees of latitude."

Finalement, des éléments tels que l'intensité des précipitations ou encore la vitesse du vent viennent souvent complexifier la détermination de la nature des précipitations. Aussi, en pratique, de la neige a déjà été observée à température positive, et inversement, de la pluie à température négative. La détermination de la nature des précipitations n'est donc pas une mince affaire puisqu'elle dépend d'un grand nombre de facteurs, tous n'étant pas mesurés ni mesurables.

¹ Les ordres de grandeurs sont indiqués dans le système de mesure anglo-saxon qui utilise notamment des pieds à la place des mètres (unité du Système International. Les équivalences sont 1 m = 3.3 pieds, et inversement 1 pied = 0.3 m. Ainsi, 1000 pieds représentent environ 305 m.

2.2.2. Comment les hydrologues déterminent-ils qu'il neige ?

Les paragraphes précédents montrent que la genèse et la nature des précipitations dépendent de mécanismes, de facteurs et d'interactions complexes. Pourtant, l'étape de détermination de la nature des précipitations est fondamentale pour la modélisation hydrologique sur des bassins influencés par la neige, comme le souligne l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM, 1986a) :

"Whether precipitation falls as rain or snow can have a very significant influence on the estimation of runoff; model performance is therefore sensitive to decisions made concerning the form of precipitation."

Nous savons avec une quasi certitude qu'il neige en-dessous de -5°C et qu'il pleut au-dessus de $+5^{\circ}\text{C}$ mais l'enjeu est d'évaluer le plus précisément possible les proportions liquide et solide autour de la valeur 0°C . La Figure 2-2 a) montre que la très grande majorité de notre échantillon a au moins 20% des précipitations tombant dans cet intervalle de température (seuls les pourcentages de quelques bassins français sont en-dessous de ce seuil).

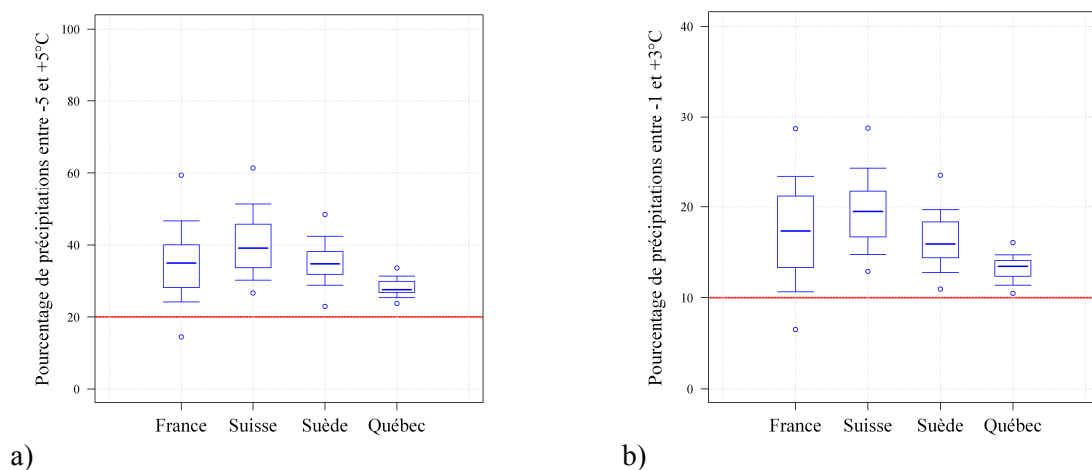


Figure 2-2 : Distributions par pays des pourcentages des précipitations tombant a) entre -5 et $+5^{\circ}\text{C}$ et b) entre -1 et $+3^{\circ}\text{C}$, pour les bassins versants de notre échantillon.

Les hydrologues vont plutôt concentrer leurs efforts sur des méthodes de détermination *a priori* de la nature des précipitations, très souvent en fonction de la température de l'air qui reste le facteur météorologique pertinent le plus facilement mesurable et accessible. Pour justifier ce choix, le chapitre III du rapport "Snow Hydrology" (US Army Corps of Engineers, 1956) reprend les conclusions de Murray (1952) :

"The study showed that surface air temperature (approx. 4 feet) is as reliable as any other of the variables tested for differentiating between rain and snow."

Différentes solutions sont envisagées pour déterminer la phase liquide ou solide des précipitations en fonction des mesures de température de l'air. Parmi elles, nous pouvons notamment citer :

- L'utilisation d'une unique température seuil, encore appelée température critique. Au-dessus de cette température, les précipitations seront liquides ; en-dessous, elles seront solides. Ce seuil peut être fixé quelque soit la nature des bassins étudiés, ou optimisé pour chaque bassin (Anderson, 1973). De plus, même s'il est généralement considéré constant sur l'année, certains auteurs ont introduit une variation saisonnière en fonction des conditions climatiques (Kienzle, 2008; Martinec et al., 1998).
- La détermination d'un intervalle de température pour lequel un mélange pluie / neige est possible. Cet intervalle peut être déterminé comme dans les travaux présentés par les auteurs du rapport "Snow hydrology" (US Army Corps of Engineers, 1956, chapitre 3) : ils ont en effet réalisé et exploité une campagne de mesure qui répertorie le nombre d'occurrences de pluie et de neige en fonction de la température sur un site donné. Ils en ont déduit qu'un mélange pluie / neige est possible entre -0.5 et 3.5°C approximativement (cf. Figure 2-3 a). L'Hôte et al. (2005) ont également comparé les relations existant entre la nature des précipitations (pluie ou neige) et la température de l'air sur deux sites très distincts (dans les Andes et en Suisse). Ils ont trouvé une grande similarité pour les deux régions: un mélange pluie / neige est observé entre -1 et $+3^{\circ}\text{C}$ et les fractions solides dans cet intervalle sont relativement proches entre les deux sites. La Figure 2-2 b) révèle que 10 % au moins des précipitations ont lieu dans cet intervalle critique pour la quasi-totalité de notre échantillon de bassins. D'autres auteurs ont préféré valoriser les mesures journalières de températures minimales et maximales de l'air pour déterminer les fractions liquide et solide des précipitations dans un intervalle de température autour de 0°C (Turcotte et al., 2007).

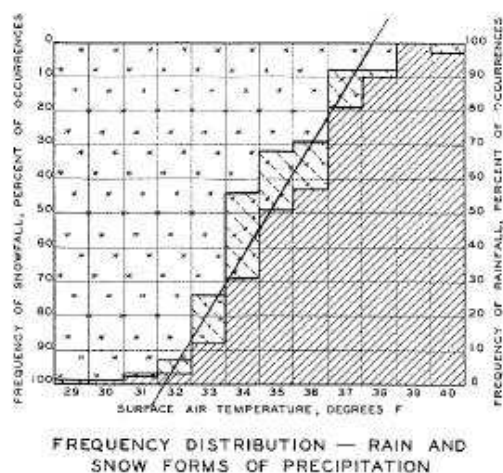


Figure 2-3 : Distribution de la forme des précipitations - pluie ou neige (Source : US Army Corps of Engineers, 1956, chapitre 3).

Nous n'avons présenté ici que quelques exemples de détermination possible de la répartition pluie / neige dans le cadre d'une modélisation hydrologique sur des bassins influencés par la neige. Nous reviendrons plus en détail sur ce point dans le Chapitre 8.

2.3. Problèmes métrologiques à l'échelle locale

2.3.1. Les problèmes de sous-captation des stations pluviométriques

Une vision réaliste et objective des problèmes de mesure des précipitations est indispensable pour aborder correctement la question de l'influence de la neige dans la modélisation précipitations – débit (US Army Corps of Engineers, 1956). Peck (1997) le souligne dans le résumé même de son étude centrée sur les régions froides :

"The overall value of an operational hydrometeorological network is dependent upon how consistent and representative of average conditions the collected records are, especially for mountainous areas in cold regions".

Il est en effet largement admis que les instruments de mesure présentent des erreurs systématiques dans l'estimation des précipitations. Plusieurs sources d'erreurs interagissent (cf. Tableau 2-1). Parmi elles, on peut notamment citer les erreurs dues à l'effet aérodynamique (Figure 2-4), aux pertes par évaporation et contact avec les parois des instruments de mesure, ou encore aux éclaboussures et autres déviations hors de la station.

Références	Formules exprimant les erreurs de mesure des précipitations
Allerup et Madsen (1980)	$R = f(R_i, R_{iE}, R_{iW}, R_{iA}, R_{iP}, R_{iS}, R_{iD}, R_{iR})$ <p>Où R, la précipitation réelle, est une fonction de R_i, la précipitation mesurée, R_{iE}, les pertes par évaporation, R_{iW}, les pertes par mouillage, R_{iA}, les pertes dues aux effets aérodynamiques, R_{iP}, les pertes résultant d'une localisation inadaptée, R_{iS}, les pertes par éclaboussures, R_{iD}, les pertes dues aux défauts de la station et R_{iR}, les erreurs de lecture ou tout autre incident imprévu.</p>
Sevruk (1983)	$P_k = k \times (P_g + \sum \Delta P_i)$ <p>Où P_k est la précipitation réelle ; k est le facteur de correction prenant en compte les erreurs systématiques causées par la déformation du vent autour de l'orifice de la station et $\sum \Delta P_i$ représente les corrections à apporter pour les pertes par mouillage, par évaporation, les éclaboussures, l'accumulation ou le soufflage de la neige.</p>

Tableau 2-1 : Exemples de formulations de prise en compte des erreurs systématiques de mesure des précipitations.

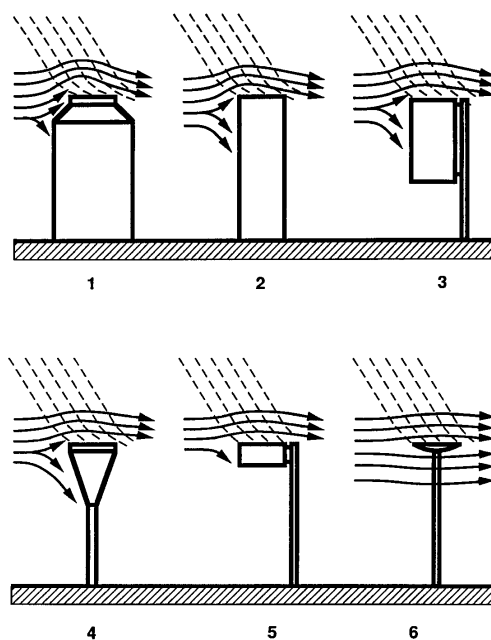


Figure 2-4 : Extrait du rapport de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (Goodison et al., 1998) montrant les différentes formes possibles des pluviomètres. Le pluviomètre 1 présente les pires propriétés aérodynamiques, le pluviomètre 6, les meilleures propriétés. Les flèches horizontales représentent les lignes de flux et les lignes pointillées, la trajectoire des précipitations.

De manière générale, les erreurs liées à l'effet aérodynamique¹ sont les plus importantes. Il engendre une déviation de la trajectoire des particules d'eau qui, alors, ne seront pas captées par la station (cf. Figure 2-4). Il est important de préciser que cet effet n'est pas seulement dépendant de la hauteur de la station de mesure, mais aussi fonction de la vitesse du vent, du type de station de mesure utilisée ainsi que de la nature et de l'intensité des précipitations. La mesure de neige est ainsi plus impactée que la mesure de pluie.

2.3.2. Les corrections apportées

De nombreux auteurs se sont penchés sur cette question pour tenter de corriger les erreurs systématiques des instruments de mesure :

- Très tôt, Jevons (1861) expliqua que le vent était un élément systématiquement responsable du problème de sous-captation des instruments de mesure situés à une certaine hauteur du sol. Aussi, des recherches sur l'amélioration du matériel ont été menées. Niepher (1878) introduisit un écran autour de la station pour limiter l'effet du vent et donc la sous-captation des précipitations. L'inconvénient majeur de cet écran était sa rigidité engendrant une accumulation importante de neige au niveau de la station, et parfois même une sur-captation (Koschmieder, 1934). Par la suite, Alter (1937) opta pour un écran flexible autour des stations (cf. Figure 2-5 c). Des travaux de comparaison menés par l'OMM (Goodison et al., 1998) ont également recommandé l'utilisation du DFIR ("Double Fenced Intercomparison Reference") comme station de référence pour des sites où la quantité de neige est non négligeable (cf. Figure 2-5 b).
- Dans le but de supprimer les effets aérodynamiques, il a été envisagé et recommandé d'utiliser des stations à même le sol ("pit gauges", cf. Figure 2-5 a) pour mesurer les précipitations (Koschmieder, 1934; Neff, 1977; Rodda, 1968; Sevruk et Hamon, 1984). Le but est de supprimer les effets du vent et donc la sous-captation des précipitations. L'inconvénient majeur de ce système est son inefficacité lorsque le pourcentage de neige devient non-négligeable par rapport aux précipitations totales. En effet, la formation de congères (due au vent) ou le recouvrement de l'orifice du seau par la neige interdit toute mesure pendant la période concernée par la chute de neige.

¹ L'effet aérodynamique se traduit par une déformation de l'air environnant la station de mesure (principalement au niveau de l'orifice captant les gouttes d'eau), à cause de son installation à une certaine hauteur du sol, en général 1 à 2 m au-dessus de la surface.

- Même protégées du vent par des écrans, les stations de mesure continuent de sous-estimer les précipitations par rapport à une station au ras du sol. Aussi, des études de quantification des erreurs ont cherché à comparer des stations entre elles afin d'appliquer une correction systématique par rapport à une référence. Green (1970) a tenté d'établir une relation entre des cumuls réalisés sur une station exposée au vent et sur une station protégée. Hamon (1972) a fait de même entre une station sans écran et une station avec écran de protection contre le vent. Neff (1977) s'est quant à lui intéressé à la quantification de la sous-captation de stations classiques à 1 m du sol par rapport aux cumuls captés sur des stations à même le sol. Les conclusions de ces travaux montrent en général une grande disparité en termes de pourcentage de sous-captation, en fonction de l'intensité des précipitations, de leur nature, de la vitesse du vent, etc., sans que des relations satisfaisantes aient pu être établies.
- Les stations pluviométriques classiques ont tendance à sous-estimer les précipitations liquides, mais plus encore la neige. Sevruk (1983) a proposé une méthode pour corriger les précipitations en utilisant des observations complémentaires afin d'enrichir son échantillon de données plus pertinentes : les stations de mesure de neige et d'équivalent en eau. A l'issue de ses travaux, il insiste sur le fait que son approche n'est ni parfaite, ni générale (c'est-à-dire qu'elle n'est pas applicable dans d'autres régions en l'état). Plus récemment, Gottardi (2009) a proposé une méthode de correction des précipitations journalières en introduisant les données de mesure de neige accumulée au sol et un facteur correctif dépendant de la fraction solide des précipitations afin de prendre en compte les erreurs de sous-captation.
- Enfin, certains auteurs ont proposé des formules de corrélations entre le déficit de captation et la vitesse du vent (Fortin et al., 2006; Sevruk et al., 2000; Yang et al., 1998) sans que cela soit complètement satisfaisant. Les corrections à apporter sont très variables : elles dépendent notamment de la nature des précipitations (pluie ou neige), des régions considérées, de l'intensité des précipitations ainsi que de la vitesse du vent. Qui plus est, en pratique, rares sont les stations de précipitations équipées d'instruments de mesure de la vitesse du vent, de préférence à l'endroit même de la station (et non à quelques centaines de mètres) et à hauteur de son orifice (et non à quelques mètres au-dessus).

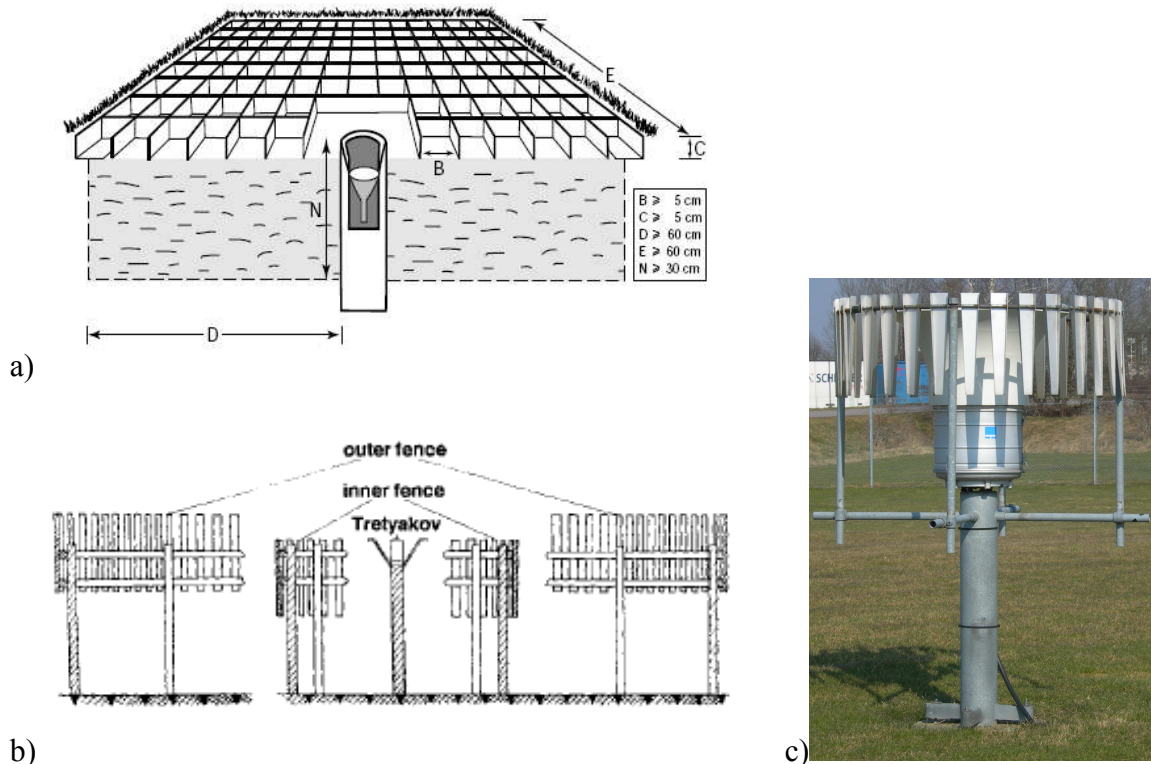


Figure 2-5 : Différentes stations de mesures des précipitations a) station au sol (pit gauge) pour les précipitations liquides (OMM, 1994), b) station DFIR recommandée par l'OMM pour mesurer les précipitations solides (Goodison et al., 1998) et c) station avec écran de protection de type Alter (photo prise au SMHI, Norköping).

2.3.3. Recommandations sur la mesure des précipitations

De nombreux auteurs ont donc travaillé à l'amélioration des mesures de précipitations et à la réduction des erreurs systématiques faites par les instruments. Néanmoins, aucun n'a semblé-t-il apporté de solution pleinement satisfaisante et les erreurs systématiques subsistent encore aujourd'hui. De plus, l'ensemble de la communauté scientifique se rejoint sur un point particulier, à savoir que les erreurs de mesure augmentent considérablement dès lors qu'il s'agit de précipitations neigeuses et non de pluie. Sevruck (1987) évalue les erreurs de sous-captation faites sur la pluie à hauteur de 15% maximum des précipitations réelles alors que les erreurs sur la neige sont comprises entre 20 et 50%. Une comparaison des mesures entre différents types d'instruments montre même des différences encore plus significatives : inférieures à 5% pour la pluie mais jusqu'à 110% en cas de neige (Barry, 2008). Strangeways (2004) souligne ainsi la spécificité de la neige et les difficultés associées :

"Although rainfall is difficult enough to measure, even more remains to be done to improve snowfall measurement."

Ces difficultés supplémentaires concernant la neige ont amené l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) a réalisé une étude spécifique à ce sujet (Goodison et al., 1998). Quelques points de ce rapport peuvent être soulignés :

- Il est primordial de corriger les mesures de précipitations solides en raison des fortes sous-estimations causées par le vent, des pertes par évaporation et par contact avec les parois des instruments ;
- Les mesures issues de stations possédant un écran de protection contre le vent doivent aussi être corrigées ;
- Il est recommandé de mesurer la vitesse du vent en parallèle de la précipitation (et à la même hauteur dans la mesure du possible) ;
- Il est recommandé de ne pas utiliser de pluviomètres chauffants pour mesurer les précipitations à cause des pertes par évaporation qu'ils engendrent ;
- Enfin, l'OMM suggère la création d'archives des métadonnées pour chacune des stations afin de renseigner au mieux les futurs utilisateurs sur les caractéristiques des données qu'ils vont exploiter.

Finalement, l'importante littérature disponible sur ce sujet nous amène à la conclusion qu'aucune mesure des précipitations, qu'elles soient liquides mais plus encore solides, ne représente correctement les précipitations réellement tombées : aucune n'élimine complètement les erreurs systématiques des instruments de mesure. C'est pourquoi nous garderons en mémoire les conclusions de Court (1960) qui déclare que :

"the largest source of error connected with rain-gage readings was in assuming that they represented the actual site precipitation".

Ainsi, ayant conscience des erreurs de mesure et partant du principe que la sous-estimation des précipitations est beaucoup plus importante pour la neige que pour la pluie, certains hydrologues ont décidé d'introduire un facteur de correction spécifique à la neige afin de prendre en compte le phénomène de sous-captation dans leurs travaux de modélisation hydrologique (Kongoli et Bland, 2000; OMM, 1986a). Nous discuterons de ce point lors de l'étude du module neige.

2.3.4. Problèmes de mesure des stations de température de l'air

Les mesures de température de l'air ne sont pas non plus exemptes d'erreurs et les conditions de mesure doivent respecter un certain nombre de critères afin d'être les plus fiables possible :

- Le capteur de température doit être sous abri, c'est-à-dire protégé pour ne pas être directement chauffé par le rayonnement solaire.
- L'abri doit avoir une inertie thermique la plus faible possible pour représenter au mieux les conditions extérieures de température. Pour cela, il doit être correctement ventilé, peint en blanc, situé hors des zones d'ombre et abrité des rayonnements parasites c'est-à-dire loin de tout bâtiment, surface bétonnée ou point d'eau. C'est pourquoi, les abris de température (Figure 2-6 a) sont généralement situés dans des sites dégagés, orientés vers le nord, à 1 m 50 ou 2 m du sol (OMM, 1994).



Figure 2-6 : Stations de mesure de la température de l'air a) parc d'instruments de mesure Météo France à Toulouse (source : Météo France) et b) stations du Mas de la Barque (source : EDF-DTG, CHA).

Comme pour les précipitations, une station idéale dans un lieu idéal n'existe pas. De plus, les conditions extrêmes (froid, précipitations solides, vent) rendent difficiles les mesures de températures de l'air. En effet, la formation de givre à l'intérieur de l'abri ou une épaisseur importante de neige peuvent fausser les enregistrements (cf. Figure 2-6 b). Cependant, nous garderons à l'esprit que ces erreurs de mesure sont nettement moins fréquentes et moins importantes que celles des précipitations. L'OMM (1994) considère une plage d'erreur de $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ comme suffisamment précise pour la mesure des températures de l'air, la précision des sondes (et de l'étalonnage) étant en moyenne estimée à $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$.

2.4. Difficultés d'estimation à l'échelle des bassins versants

A propos de la modélisation de l'hydrologie de montagne, Klemeš (1990) considère les problèmes métrologiques à l'échelle locale comme le second problème par ordre d'importance (il utilise alors le terme "accuracy"). Il l'encadre par deux difficultés majeures concernant l'estimation des données hydrométéorologiques à l'échelle des bassins versants de montagne : l'accessibilité et la représentativité.

2.4.1. Accessibilité et construction du réseau de mesure

La première difficulté liée aux régions montagneuses est leur manque d'accessibilité. Les reliefs et les territoires froids, climatiquement éprouvants, représentent des milieux peu peuplés où l'installation et l'entretien de stations de mesure sont souvent délicats :

"The problem often is not what, from the scientific point of view, should be measured and observed, but what can be observed given the available logistics. The most formidable problem is accessibility, on a continuous basis." (Klemeš, 1990)

Aussi, les stations de mesure sont souvent installées dans les zones les moins difficiles d'accès, par exemple dans les vallées. Très peu de stations seront ainsi présentes sur les reliefs, ce qui engendre des lacunes importantes sur la connaissance des conditions en altitude. Il en va de même dans les régions froides : au Québec par exemple, la majorité des stations se trouvent dans la partie sud de la province, là où les hivers sont un peu moins rudes.

Jusqu'à récemment, l'estimation des données météorologiques en montagne se basait sur quelques rares stations de mesure de neige (épaisseur et/ou équivalent en eau) pour lesquelles des campagnes de collecte et de maintenance des instruments devaient être organisées. Outre le coût financier non négligeable de telles expéditions, les données collectées étaient ponctuelles dans le temps et nécessitait un travail conséquent pour leur exploitation. Aujourd'hui, la valorisation des données radars en continu et en montagne se développe (Andrieu et al., 1997; Creutin et al., 1997). Il reste cependant à résoudre le problème de l'isotherme 0°C (et donc la mesure en cas de neige). Qui plus est, grâce au progrès technique, certains pays ont développé un réseau conséquent de stations au sol. En Suisse, le réseau automatique ANETZ¹ a vu le jour dans les années 1980 fournissant des mesures toutes les 10 minutes sur 72 stations (Barry, 2008). Par la suite, l'Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches (ENA/SLF) a développé un réseau automatique à haute altitude nommé

¹ ANETZ : Automatisches NETZ der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt = réseau de l'Institut Suisse de Météorologie.

IMIS¹. Il regroupe une centaine de stations depuis 1999 transmettant des données météorologiques toutes les demi-heures. D'une manière générale, la qualité des données est jugée satisfaisante même si des problèmes peuvent apparaître, en cas de givre notamment. Environ 50 de ces stations sont équipées de pluviomètres à l'heure actuelle, même si mesurer la pluie n'est pas leur vocation première (les pluviomètres installés ne sont, *a priori*, ni réchauffeur, ni à pesée²). De manière analogue, Météo-France a mis en place le réseau Nivose qui comptait environ 25 stations en 2009.

Les régions froides ont bénéficié des progrès techniques au même titre que les zones de montagne avec le développement des moyens de communication et de stations automatiques plus résistantes aux conditions extrêmes, à travers des projets comme "Hydro-sensor-FLOWS" créé dans le cadre de l'année polaire internationale pour l'étude de glaciers dans les régions polaires.

Aujourd'hui, même si beaucoup reste encore à faire, les progrès techniques permettent notamment une meilleure accessibilité aux endroits jusque-là peu instrumentés.

2.4.2. Représentativité du réseau de mesure sur les bassins

La deuxième difficulté (à la 3^{ème} place dans la classification de Klemeš (1990)) est la représentativité des réseaux de mesure. Directement liée aux deux premiers éléments (l'accessibilité et la précision des mesures), elle fait référence à la fois au problème de réseaux trop épars et mal répartis (exposition, altitude) sur les bassins versants mais également à la grande variabilité en termes de précipitations, de température et des caractéristiques de ces milieux (topographie, végétation, types de temps, etc.).

"The third major problem in this category is representativeness. [...] Here, the ubiquitous heterogeneity of the soil is combined with heterogeneities of the topography, ground cover, and with the extreme variability of most of hydrological and meteorological components." (Klemeš, 1990)

L'OMM (1994) a publié des recommandations concernant les densités minimales des réseaux de mesures suivant le type de terrain étudié. Aussi, le Tableau 2-2 met en évidence la nécessité d'un réseau beaucoup plus dense en montagne par rapport aux régions moins contrastées. L'OMM recommande donc une station de mesure tous les 100 à 250 km² (Barry, 2008) pour la modélisation de bassins versants en zone de montagne (typiquement les bassins français, suisses et suédois à la frontière norvégienne de notre échantillon). Qui plus est, elle

¹ IMIS : Interkantonales Mess-und Informations System = système intercantonal de mesure et d'information

² Pour plus d'information à ce sujet, on pourra se reporter au site Internet : http://www.slf.ch/index_FR

conseille également de mesurer spécifiquement la neige lorsque c'est possible (p.271 du rapport de l'OMM (1994)). La densité minimale alors recommandée est d'une station tous les 2000 à 3000 km² en terrain hétérogène (typiquement les montagnes) et tous les 5000 km² dans les plaines. Enfin, il est important que toutes les gammes d'altitude, d'exposition et de végétation soient instrumentées pour la mesure de neige.

Type de terrain	Densité minimale recommandée (surface en km ² par station)
Côtes	900
Montagnes	250
Plaines intérieures	575
Terrains vallonnés	575
Petites îles	25
Régions polaires ou arides	10000

Tableau 2-2 : Densité minimale requise pour construire un réseau de stations de précipitations suivant le type de terrain, extrait de l'OMM (1994).

Néanmoins, il faut garder à l'esprit que ces densités sont des indications minimales. Lessmann et Stanescu (1972) ont notamment montré que cette densité est insuffisante dans les montagnes colombiennes. Pour bien représenter les précipitations lors des tempêtes tropicales, il faudrait une densité de une station tous les 25 km², soit 20 000 stations en Colombie. Cette conclusion, impossible à mettre en œuvre en pratique pour des raisons évidentes de financement et d'accessibilité, souligne encore une fois la grande hétérogénéité des précipitations et la complexité de leur représentation à l'échelle des bassins versants. De même, pour des applications en prévision de crue sur des petits bassins versants, les densités requises sont probablement beaucoup plus fortes (i.e. les superficies par instrument plus faibles).

2.4.3. Illustrations sur notre échantillon de données

Afin d'avoir une idée de la représentativité du réseau de mesure au sol dont nous disposons par rapport aux caractéristiques de nos bassins versants, nous pouvons regarder la situation des stations sélectionnées pour estimer les précipitations et les températures des bassins par rapport aux caractéristiques altitudinales de ces derniers.

La Figure 2-7 souligne les éventuelles lacunes du réseau dans la représentation des précipitations et températures des bassins à travers trois exemples de notre échantillon. Pour chaque bassin, les stations ont été sélectionnées avec la méthode des polygones de Thiessen (cf. paragraphe 2.5.2.1). Leurs altitudes sont reportées sur la courbe hypsométrique des bassins (cette courbe permet de visualiser le pourcentage du bassin en-dessous d'une altitude donnée). Sur la Bienne à Saint-Claude (Figure 2-7-a), les stations sont bien réparties aux différentes altitudes du bassin. En revanche, les deux autres bassins sont très mal instrumentés sur leurs parties hautes : seuls les 30% les moins élevés du bassin suédois sont pourvus de stations, et la Dischmabach à Davos (Suisse) n'a qu'un seul poste disponible, légèrement en-dessous de l'exutoire du bassin. Nous pouvons alors nous interroger sur la possibilité d'estimer correctement les conditions climatiques à 3000 mètres d'altitude sur ce petit bassin de montagne.

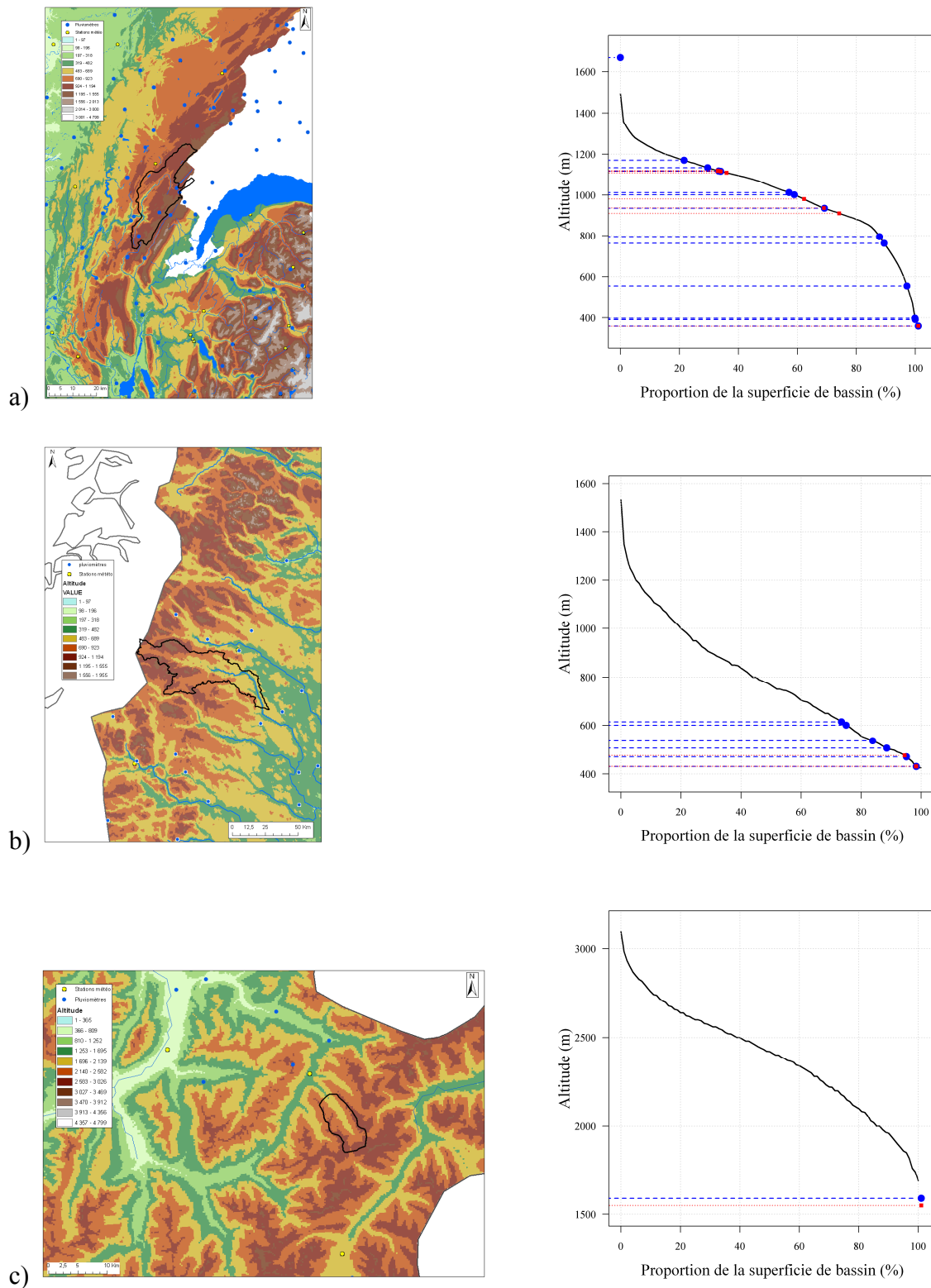


Figure 2-7 : Courbes hypsométriques de a) la Bienne à Saint-Claude (France), b) La Laislaven à Laisvall (Suède) et c) la Dischmabach à Davos (Suisse). Les points bleus représentent les altitudes des stations pluviométriques et les carrés rouges (points jaunes sur les cartes), celles des stations de température de l'air, sélectionnées via la méthode des polygones de Thiessen.

Enfin, en s'intéressant au bassin du Gave d'Aspe à Bedous (Pyrénées françaises), nous pouvons avoir une idée de la grande hétérogénéité des précipitations suivant l'épisode sélectionné et la région concernée. Deux stations sont situées sur ce bassin de montagne de 416 km², et trois autres sont à proximité, lui conférant une densité acceptable au sens des recommandations de l'OMM (1994).

La Figure 2-8 montre les cumuls de précipitations observés sur deux épisodes : pour le mois de décembre 1997 (graphes de gauche en bleu) et pour le mois de décembre 2004 (graphes de droite en rouge) sur les 5 stations. Concernant le 1^{er} épisode de 1997, alors que les stations du Baralet et de Forges-Abel (toutes deux sur le bassin) présentent des cumuls très importants les 16 et 17 décembre 1997, les autres stations n'enregistrent pratiquement aucune précipitation. Or ces trois stations hors bassin ont pourtant un poids non négligeable dans le calcul de la pluie spatiale, pouvant conduire pour cet événement particulier à une sous-estimation de la pluie de bassin, ou au contraire contrebalancer les forts cumuls dans le cas où l'épisode n'aurait affecté que la partie haute du bassin. De plus, Baralet et Forges-Abel, distantes de moins de 10 km, présentent des cumuls allant du simple au double (respectivement 82 et 200 mm sur les deux jours), illustrant la très forte hétérogénéité des champs de précipitations, même localement. A l'inverse, l'épisode de décembre 2004 semble avoir assez faiblement affecté les stations du bassin tandis que des cumuls plus forts ont été observés à Lourdios et Le Hourat.

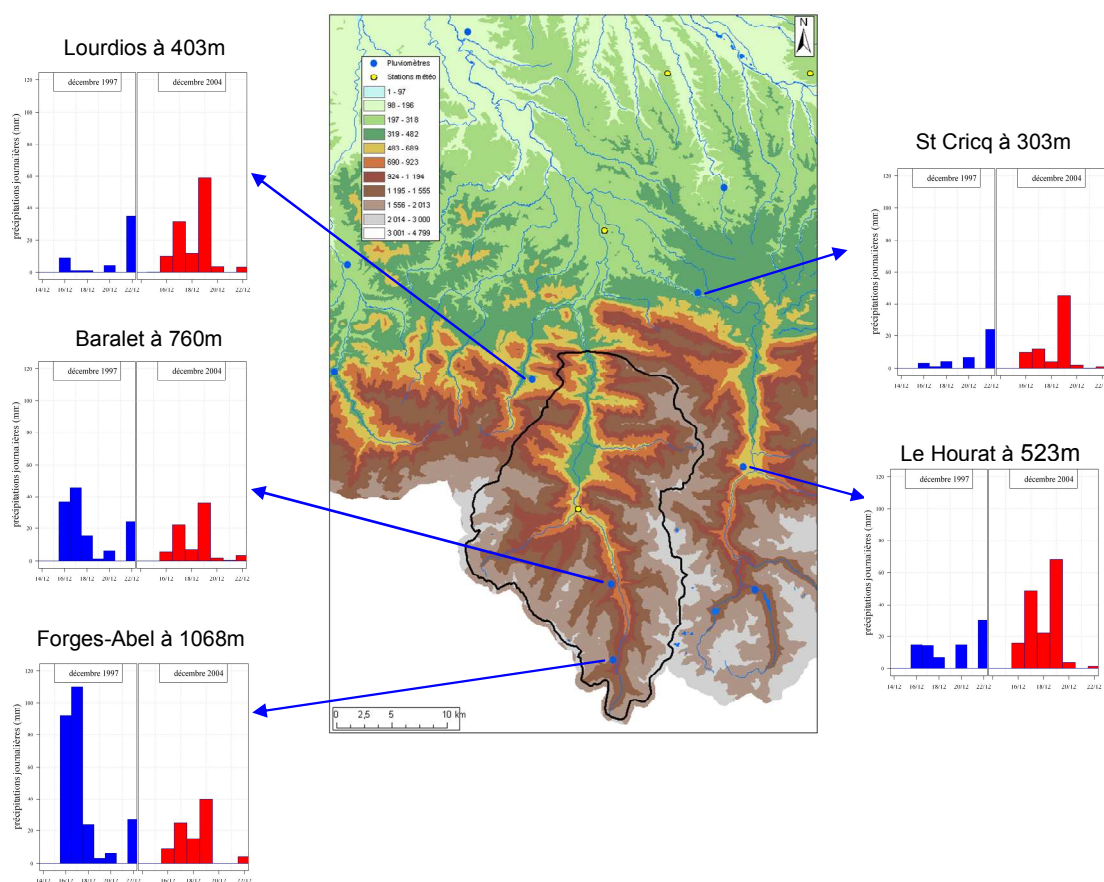


Figure 2-8 : Représentation de deux épisodes pluvieux sur les stations de mesure autour et sur le bassin du Gave d'Aspe à Bedous (Pyrénées, France). Les graphes de gauche (en bleu) montrent l'épisode de décembre 1997 et les graphes de droite (en rouge), celui de décembre 2004.

Cet exemple met en évidence la grande variabilité spatiale des champs de précipitations et l'intérêt d'un réseau le plus dense possible. Néanmoins, nous n'aborderons pas ici l'ensemble des éléments à prendre en compte : la sous-captation n'est par exemple pas illustrée (ces épisodes ayant eu lieu à des températures positives, en considérant l'altitude médiane du bassin à 1310 m, nous pouvons espérer qu'elle est peu importante).

Enfin, si nous regardons les cumuls moyens mensuels interannuels pour chacune des cinq stations (Figure 2-9), nous notons des régimes saisonniers et des cumuls différents. Alors que la station de St Cricq présente peu de contraste, les autres stations montrent des cumuls hivernaux nettement plus marqués. De plus, la station de Lourdios, à seulement 400 m d'altitude, présente un cumul moyen interannuel élevé, contrairement à celles de St Cricq et Le-Hourat, plus abrités. Enfin, les stations de Baralet et Forges-Abel ont des variations saisonnières similaires mais les cumuls sont plus importants à Forges-Abel, 300 m plus haut

en altitude. Cette caractéristique pourrait résulter des facteurs topographiques influant sur les précipitations.

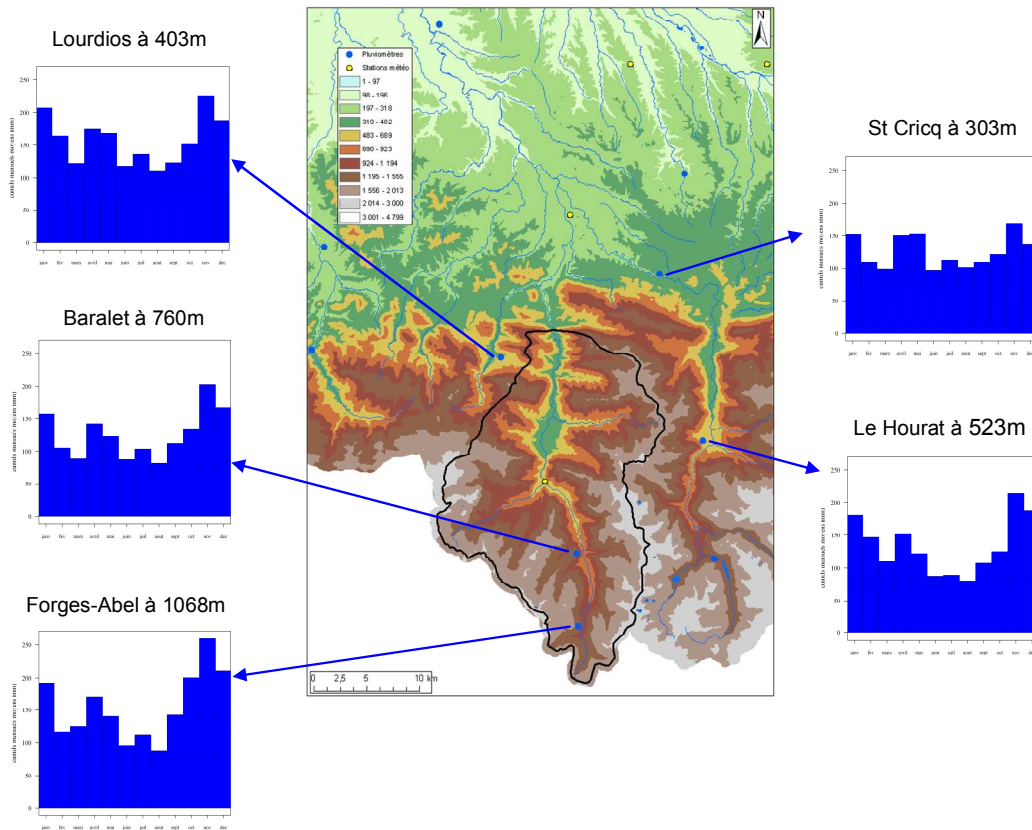


Figure 2-9 : Cumuls moyens mensuels pour les cinq stations de précipitations autour et sur le bassin versant du Gave d'Aspe à Bedous (Pyrénées, France).

	Lourdios	Baralet	Forges-Abel	St Cricq	Le Hourat
Altitude	403 m	760 m	1068 m	303 m	523 m
Cumul moyen annuel	1891 mm/an	1512 mm/an	1854 mm/an	1602 mm/an	1515 mm/an

Tableau 2-3 : Récapitulatif des altitudes et cumuls moyens interannuels des stations sur et autour du bassin du Gave d'Aspe à Bedous.

2.5. Aperçu de méthodes de spatialisation

Au vu des nombreuses difficultés d'estimation des données météorologiques, que ce soit à l'échelle locale de la station ou à l'échelle du bassin versant, nous nous sommes intéressés à l'utilisation de méthodes d'interpolation/extrapolation des précipitations et des températures de l'air. L'objectif de ce premier travail, en amont de toute modélisation hydrologique, est l'amélioration du réalisme des données d'entrées des modèles précipitations – débit. Encore une fois, nous nous appuyons sur les recommandations de Klemeš (1990) concernant la modélisation hydrologique en montagne :

"Unlike in a standard hydrological model, the inputs typically are not simply "entered" into it but must themselves be first modelled. [...]. Its aim is to estimate, from the scarce and ineffectively located point measurements of precipitation and energy component, the areal and elevation distributions of (a) precipitation amounts, (b) precipitation form, and (c) energy (or at least temperature)."

Par la suite, Ferguson (1999) a également diagnostiqué l'extrapolation des données d'entrée comme la première étape à considérer pour l'étude de la neige dans les modèles précipitations - débit.

2.5.1. Méthodes de spatialisation des températures de l'air

D'après le paragraphe 2.2.1, la nature des précipitations (pluie ou neige) peut être déterminée à partir de la température de l'air, donnée météorologique aisément mesurable au niveau des stations, mais pas forcément représentative d'un bassin versant donné (cf. Figure 2-7). Ainsi, dans le cadre de notre étude sur l'influence de la neige dans les modèles précipitations – débit, la température joue un rôle prépondérant. Il faut donc apporter autant de soin à la précision de l'estimation de la température de l'air qu'à celle de la lame d'eau spatiale.

Il est admis depuis longtemps que la température de l'air diminue avec l'altitude, ce qui s'exprime souvent à l'aide d'un gradient altitudinal de température. De Saussure fut le premier à en expliquer les causes à la fin du XVIII^{ème} siècle (Barry, 2008)¹. Depuis, de nombreux travaux ont porté sur l'étude de l'évolution spatiale de la température (cf. Tableau 2-4). Malgré les différentes approches possibles, les conclusions apportées par ces quelques études sont très similaires, et peuvent être résumées par les points suivants :

¹ Nous ne détaillons pas les explications physiques de la dépendance de la température avec l'altitude. Les plus curieux pourront ouvrir le livre de Barry (2008). Le chapitre 1 fournit un certain nombre de concepts et de références à ce sujet.

- La température dépend de l'altitude, mais pas seulement. Elle diminue également avec la latitude, bien que cette décroissance soit 1000 fois moins rapide que celle liée à l'élévation (Conrad et Pollak, 1962).
- Le gradient altitudinal varie au cours de l'année. Il est en général élevé au printemps-été et plus faible en automne-hiver.
- Le gradient altitudinal est fonction de facteurs topographiques tels que la localisation du site (fond de vallée ou pente), l'exposition des versants (ubac ou adret), l'environnement proche (forêt, présence de lacs ou de rivières), etc. Il est aussi dépendant de facteurs météorologiques (Geiger, 1957), comme le type de temps ou encore la présence de nuages ou de précipitations qui ont tendance à diminuer la valeur des gradients.
- Les erreurs faites sur la spatialisation des températures sont plus importantes et plus nombreuses en hiver à cause des phénomènes d'inversion¹. Les estimations sont donc plus fiables en été avec des gradients altitudinaux mieux définis.
- La spatialisation de la température maximale est plus aisée que celle de la température minimale (Barry, 2008, p260). Les effets locaux peuvent grandement influencer cette dernière, comme par exemple des poches d'air froid stationnées dans certaines vallées encaissées.
- De même que la température, l'amplitude de température ($T_{max}-T_{min}$) décroît avec l'altitude, la saison et les caractéristiques topographiques du site.
- La très grande majorité des travaux présentés dans la littérature s'appuient sur des méthodes de régression linéaire (simple ou multiple) pour relier la température et différents facteurs l'influençant. De plus rares études ont choisi d'utiliser des méthodes d'interpolation spatiale, plus complexes telles que le krigeage (Hudson et Wackernagel, 1994; Tveito, 2004). Comparant ces différentes approches, Bolstad et al. (1998) ont notamment conclu que le krigeage, plus difficile à implémenter et nécessitant plus de temps de calcul, est pourtant moins efficace qu'un modèle de régression. Ainsi, récemment, les auteurs ayant eu besoin de développer un modèle d'extrapolation des températures ont très majoritairement utilisé la régression linéaire pour caler un gradient altitudinal, soit constant en toutes circonstances (Johansson, 2000), soit variable avec la saison (Gomez et al., 2008; Gyalistras, 2003; Paquet, 2004). Nous placerons nos travaux

¹ Le phénomène d'inversion se caractérise par des températures plus élevées en altitude par rapport à la plaine, ou, au moins, par une évolution ne correspondant plus au gradient altitudinal (faible différence de température proportionnellement à la différence d'altitude). Pouvant être d'origines diverses, les zones d'inversion présentent une grande stabilité (pas ou peu de vent ni de précipitations) pouvant perdurer plusieurs jours.

présentés au niveau de la partie II dans cette dernière catégorie, en ajoutant la notion de voisinage.

Référence	Cadre de l'étude	Conclusions
Douguédroit et De Saintignon (1970)	Localisation : Alpes du Sud (France) Période : 1959-1965 Relations linéaires altitude - température Distinction des températures moyenne, minimale et maximale Etude de l'influence de la topographie	"nous avons confirmé la décroissance linéaire de la température en fonction de l'altitude, donné une évaluation plus précise du gradient et démontré le rôle des situations topographiques majeures en montagne, adret, ubac et fond de vallée pour lesquelles, à altitude égale, les températures ne sont pas identiques."
Pielke et Mehring (1977)	Localisation : Virginie et Virginie Occidentale (US) Période : 1958-1973 Relation linéaire altitude-température Amélioration des cartes de températures moyennes mensuelles	Détermination de gradients altitudinaux mensuels Résultats différents selon les saisons : en été, les gradients sont plus importants et les corrélations meilleures par rapport à l'automne ou au début de l'hiver (inversions plus fréquentes)
Leffler (1981)	Localisation : Appalaches (US) Période : 1941-1970 Détermination des températures sur les sommets des Appalaches	Estimation des températures en un sommet non instrumenté à partir des données mesurées sur un sommet voisin. Méthode utilisant l'altitude et la latitude pour estimer les températures.
Bolstad et al. (1998)	Localisation : Appalaches (US) Période : 1986-1995 Comparaison du krigeage avec une méthode de régression altitude-température Evaluer l'influence des caractéristiques locales (exposition, ...)	Évolution de la température maximale plus aisée que celle de la température minimale Krigeage moins performant que la méthode de régression. Erreurs d'estimation dues à l'absence de prise en compte fine de la topographie (exposition, etc).

Tableau 2-4 : Exemples d'études sur les méthodes d'extrapolation spatiale de la température.

2.5.2. Méthodes d'estimation des précipitations

L'estimation des précipitations à l'échelle des bassins versants apparaît bien plus difficile que celle de la température. D'une part, aucune méthode n'apporte de solution entièrement satisfaisante pour corriger les erreurs systématiques de sous-captation des instruments de mesure (cf. paragraphe 2.3). D'autre part, les précipitations présentent, par nature, une très grande variabilité dans le temps et dans l'espace, contrairement aux températures plus homogènes. Cette caractéristique rend difficile l'estimation des paramètres des méthodes de spatialisation et la détermination d'éventuelles relations avec des facteurs météorologiques et/ou topographiques, à partir des observations ponctuelles au sol

Pourtant, les scientifiques développent continuellement de nouvelles approches visant à améliorer l'estimation des précipitations sur les bassins versants, et la littérature existant à ce sujet est extrêmement abondante. Nous présentons un aperçu des différents travaux dans la suite de ce paragraphe.

2.5.2.1. Méthodes « classiques » d'estimation des précipitations sur un bassin versant

Par le terme « classiques », nous faisons référence à des méthodes qui utilisent uniquement les mesures de précipitations pour déterminer la lame d'eau spatiale à l'échelle des bassins versants. Nous distinguons trois grandes familles :

- Des méthodes de spatialisation simples prenant en compte uniquement la proximité géographique. Les facteurs topographiques et physiques ne sont alors pas explicitement introduits dans l'explication de la précipitation spatiale. La plus célèbre est sans doute l'estimation des précipitations par la méthode des polygones de Thiessen (1911). Elle consiste à associer chaque point d'un bassin versant à la station la plus proche. Chacune des stations de précipitations est pondérée par le pourcentage du bassin qu'elle représente (cf. Figure 2-10). Plus dense est le réseau, meilleure est l'estimation de la lame d'eau spatiale. Sa simplicité d'implémentation et sa relative robustesse en font une méthode encore très utilisée actuellement, notamment pour des bassins de plaine. Cependant, elle atteint ses limites en montagne où les zones d'altitude sont très peu instrumentées et connaissent des régimes de précipitations différents des vallées. Cette méthode n'introduit en effet aucune correction, tel qu'un gradient orographique pour exprimer l'augmentation des précipitations avec l'altitude par exemple. D'autres travaux peuvent être assimilés à cette famille, notamment la méthode de cartographie des isohyètes (Kwan et al., 1968; Peck et Brown, 1962).

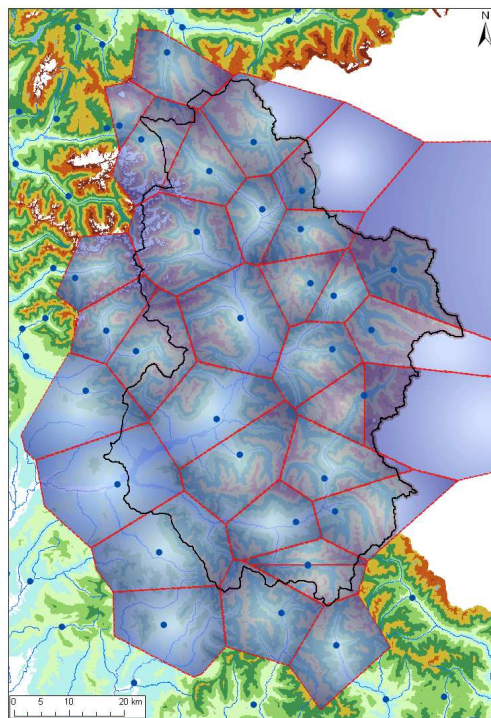


Figure 2-10 : Exemple de pondération des stations de précipitations par la méthode des polygones de Thiessen pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (France).

Références	Résumé des travaux
Spren (1947)	Etude au Colorado (Etats-Unis) Etude des corrélations entre les précipitations et les effets topographiques, notamment l'altitude, l'exposition, l'orientation ou encore l'effet de barrière (le plus haut sommet dans un rayon donné autour du point considéré)
Dawdy et Langbein (1960)	51 stations de précipitations en zone de montagne, Idaho, Etats-Unis Etude de la relation précipitation / altitude à l'aide de cumuls pluriannuels
Hutchinson (1969)	Etude des précipitations en Nouvelle-Zélande, région d'Otago Estimation des précipitations (cumuls mensuels et annuels) en fonction de différents facteurs topographiques dont l'altitude (qui est considérée comme le plus important), la distance à la côte, l'exposition, ...
Rydén (1972)	Etude sur un bassin suédois de montagne (1500 m de dénivelé) Mise en évidence d'une relation quasi-linéaire entre les cumuls pluviométriques et l'altitude en été.
Bleasdale et Chan (1972)	Etude basée sur 6500 stations pluviométriques au Royaume-Uni Détermination d'une relation précipitation / altitude. Suggestion pour introduire des facteurs explicatifs supplémentaires tels que l'exposition ou encore la saisonnalité.
Houghton (1979)	Etude sur un bassin de montagne aux Etats-Unis (Nevada, Utah) Régressions linéaires multiples pour 72 paires de stations pluviométriques et incluant 10 facteurs topographiques. Les deux facteurs importants expliquant le mieux l'évolution spatiale sont la différence d'altitude entre les stations et la distance à l'océan Pacifique.
Alpert (1986)	Trois sites à forts reliefs (Andes, Himalaya, Sierra Nevada) Distribution des précipitations en montagne bien corrélée avec la diminution de l'humidité, notamment aux hautes altitudes. Mise en évidence d'une altitude maximale de précipitation (dépendant du gradient atmosphérique et de la hauteur des montagnes).
Basist et al. (1994)	Dix régions montagneuses à travers le monde Etude de 6 facteurs topographiques à travers des régressions linéaires multiples. Les meilleures relations ont été établies en utilisant des facteurs combinés (altitude + exposition ou pente + orientation).
Sevruk (1997)	340 stations de précipitations sur toute la Suisse Grande hétérogénéité des gradients altitudinaux de précipitation suivant les régions considérées (notamment Nord et Sud). Possibilités d'améliorer les gradients en introduisant des facteurs topographiques et des caractéristiques des stations. Remarque : les données de précipitations ont été d'abord corrigées des erreurs systématiques de mesure.
Sevruk et Miegli (2002)	60 vallées en Suisse Etude de nombreux facteurs sur les gradients de précipitation au pas de temps journalier : la topographie, les régions, les saisons, les conditions climatiques, les cumuls pluviométriques ou encore la vitesse du vent.

Tableau 2-5 : Exemples d'études sur les méthodes "absolues" de spatialisation des précipitations.

- Des méthodes exprimant les précipitations en tout point comme une fonction explicite de leurs caractéristiques topographiques. Nous les désignerons par la suite de méthodes **absolues**. Elles établissent des relations, très souvent linéaires, entre les précipitations mesurées et des facteurs tels que l'altitude (Z), la latitude (lat), l'exposition (exp), la pente (α), etc. selon des équations du type :

$$P_{cible} = f(Z_{cible}, lat_{cible}, exp_{cible}, \alpha_{cible}, \dots) \quad \text{Eq. 2-1}$$

Les paramètres sont calés à partir d'observations sur un échantillon de stations. Une fois la relation établie, nous pouvons alors calculer les précipitations en chaque point d'une surface donnée, et en déduire aisément la lame d'eau spatiale des bassins versants. Une sélection de travaux ayant utilisés ce type de méthodes sont présentés dans le Tableau 2-5.

- Enfin, une dernière famille regroupe les méthodes explicitant les précipitations en tout point à l'aide de leurs caractéristiques topographiques de manière **relative**. Il s'agit de méthodes d'interpolation locales, souvent appelées méthodes géostatistiques. La corrélation spatiale ou les covariances jouent alors un rôle prépondérant dans l'explication des variables. Faisant par exemple dépendre les précipitations de l'altitude, de telles méthodes s'exprimeraient sous la forme :

$$P_{cible} = f(P_{voisin}, Z_{voisin}, Z_{cible}) \quad \text{Eq. 2-2}$$

où l'indice « cible » représente le point au niveau duquel on souhaite connaître la lame d'eau tombée et « voisin » représente le(s) point(s) voisin(s) où les précipitations sont mesurées. Comme pour les méthodes absolues, les précipitations sont estimées en tout point, ce qui permet ensuite de calculer la lame d'eau spatiale. De nombreux travaux ont été développés, certains reprenant la procédure de krigeage au sens strict ; d'autres implémentant des procédures d'interpolation proches. Le Tableau 2-6 propose un aperçu de quelques méthodes d'interpolation/extrapolation développées récemment (et s'appuyant très souvent sur les travaux antérieurs dont une partie est présentée dans le Tableau 2-5).

Les méthodes de type Thiessen (1911) présentent l'avantage d'être simples à implémenter et considèrent la proximité géographique comme l'unique facteur de sélection. En revanche, elles ne tiennent pas compte des relations existant entre les précipitations et les caractéristiques topographiques, climatiques, etc., contrairement aux méthodes plus élaborées. D'autres facteurs influençant la variabilité des précipitations peuvent être introduits dans les approches relatives et absolues, par exemple les types de temps, traduisant l'influence météorologique variable en plus de celle de l'altitude (Gottardi, 2009). Enfin, les méthodes relatives présentent un double avantage : des facteurs correctifs (typiquement les gradients altitudinaux) sont introduits, mais surtout, sont calculés localement, en s'appuyant sur le réseau situé dans le voisinage de chacun des points considérés.

Références	Résumé des travaux
De Montmollin et al. (1980)	45 stations en Suisse, situées entre Lausanne et la frontière du Jura. Méthode des anomalies améliorée : détermination de relations lissées précipitations / altitude puis krigeage des anomalies. Suggestions pour introduire d'autres facteurs topographiques dans des travaux ultérieurs.
Bénichou et Le Breton (1987)	Mailles de 5km en France – exemple pris dans le Massif-Central. Régression linéaire entre les mesures de précipitations et la topographie locale (définie en termes de "paysage") puis krigeage des résidus de la régression. Une comparaison avec un krigeage direct montre que cette méthode est meilleure dans les régions peu instrumentées (typiquement les zones de montagne).
Dingman (1988)	120 stations (New Hampshire le Vermont, Etats-Unis) dont 7 pour la validation. Comparaison de deux types de krigeage : le 1 ^{er} appliqué directement aux cumuls annuels moyens de précipitations, le 2 ^{ème} aux cumuls moyens une fois les effets orographiques pris en compte. Supériorité de la 2 ^{ème} approche, les erreurs étant plus lissées.
Daly et al. (1994)	Applications aux Etats-Unis sur les cumuls mensuels et annuels. Développement du modèle PRISM (Precipitations-elevation Regressions on Independent Slopes Model) : régressions linéaires précipitations / altitude à l'échelle locale (assurant ainsi une homogénéité topographique et climatique). Comparaison avec le krigeage et le cokrigeage montrant de meilleurs résultats pour PRISM (erreur absolue et biais plus faibles).
Pardo et Iguzquiza (1998)	51 stations pluviométriques réparties sur un bassin du sud de l'Espagne. Comparaison de la méthode de Thiessen avec 3 méthodes de krigeage : krigeage, cokrigeage et krigeage avec dérive externe. La dernière méthode est préférée, combinant les informations de précipitations et de topographie (contrairement au krigeage classique) et étant plus facile à implémenter que le cokrigeage.
Frei et Schär (1998)	Mailles de 25km sur l'ensemble de l'arc alpin (9 pays européens) – 6600 stations de précipitations avec des données journalières sur 20 ans. Adaptation de SYMAP (SYnagraphic MAPping system) : méthode d'interpolation déterminant pour chaque point, un environnement propre par une pondération des stations du réseau.
Gyalistras (2003)	Suisse : interpolation des données mensuelles de température et précipitation sur 50 ans (1951-2000). Adaptation de la méthode AURELHY (Benichou et Le Breton, 1987) en considérant des relations à l'échelle locale et une pondération des stations par l'inverse de la distance.
Gottardi (2009)	Mailles de 1km sur les massifs montagneux français au pas de temps journalier. Couplage de PRISM (Daly et al., 1994) avec une classification en 8 types de temps. Assimilation des données d'enneigement (en amont de l'interpolation) corrigeant le déficit de captation des instruments de mesure. Calcul des distances entre points intégrant le relief. Validation de la méthode avec des données de neige et des bilans hydrologiques.

Tableau 2-6 : Exemple d'études sur les méthodes "relatives" de spatialisation des précipitations.

2.5.2.2. Estimation des précipitations par bilan hydrique

Les travaux présentés au paragraphe précédent, qu'ils soient relativement simples (Thiessen, 1911) ou plus élaborés (Daly et al., 1994) ont pratiquement tous les mêmes limites : ils considèrent la donnée observée comme la réalité, ne tenant pas compte des erreurs de sous-captation des mesures de précipitations. Aussi, quelques études, plus rares, ont tenté d'introduire une nouvelle référence indépendante du réseau de stations météorologiques, à savoir le débit :

"Lang (1985) recommended that precipitation in mountain areas should be seen as the remaining element in water balance, i.e. in concrete terms, that precipitation should be calculated on the basis of run-off, evaporation and change in water storage, instead of using explicit precipitation measurements." Extrait de (Weingartner et al., 2007)

En effet, sur une superficie donnée, l'écoulement à l'exutoire est un intégrateur de la quantité des précipitations réellement tombées, à condition toutefois de respecter certains principes :

- Le bassin versant doit être conservatif dans la mesure du possible, c'est-à-dire que les échanges d'eau avec ses voisins ou la nappe profonde doivent être limités.
- Le pas de temps considéré doit être suffisamment long pour que le bassin ait intégré et transformé la pluie en débit. Ainsi, pour un bassin de type pluvial réagissant extrêmement rapidement à un événement de pluie, on pourra considérer de faibles pas de temps (typiquement les Gardons en France). En revanche pour des bassins influencés par la neige, on aura plutôt tendance à raisonner au pas de temps annuel, voire pluriannuel, les précipitations d'hiver se retrouvant à l'exutoire du bassin au printemps ou à l'été.

Remplissant ces deux conditions, il est alors possible de combiner une méthode « classique » d'estimation des précipitations à partir du réseau de mesures et un modèle précipitations – débit dont l'efficacité permettra d'évaluer la méthode d'interpolation. De plus, la validation n'est plus locale mais réalisée à l'échelle du bassin versant.

Danard (1971) a notamment utilisé ce procédé pour valider son estimation des précipitations sur quatre bassins de montagne en Colombie Britannique (Canada). Plus récemment, Weingartner et al. (2007) ont proposé une méthode d'estimation des bilans en eau sur l'ensemble de la Suisse, en considérant la précipitation comme la donnée à estimer à partir du débit, de l'évapotranspiration et des variations de stockage d'eau. Enfin, Gottardi (2009) a consacré un chapitre entier de sa thèse à la vérification de sa méthode par des bilans hydrologiques sur 175 bassins versants des massifs français. Ce contrôle lui a permis de mettre en évidence une sous-estimation des précipitations à haute altitude, et donc d'enrichir son approche d'une correction de la mesure de neige. Tous soulignent pourtant les difficultés de cette vérification, liées aux incertitudes dans la mesure des précipitations bien sûr, mais aussi du débit et du calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

Pour finir, nous soulignons une nouvelle fois le principal avantage de cette approche : sa robustesse en extrapolation. Une information supplémentaire (celle du débit) est exploitée pour compenser l'absence de connaissance sur les régions non instrumentées (zones parfois très importantes, notamment sur des bassins d'altitude comme le montre la Figure 2-7). En revanche, il faut réfléchir à la meilleure façon d'évaluer à la fois la méthode de spatialisation et le modèle précipitations – débit, ce dernier ayant aussi des incertitudes. L'Annexe B présente les travaux que nous avons réalisés à ce sujet et qui ont été présentés à la conférence de l'AISH à Hyderabad en 2009 (Valéry et al., 2009).

2.6. Synthèse

Au travers de ce chapitre, nous avons analysé le contexte météorologique de l'étude de l'influence de la neige sur les modèles précipitations-débit. Considérer qu'il neige en-dessous de 0°C et qu'il pleut au-dessus est un raccourci trop rapide des conditions d'apparition de la neige au sol. Nous avons vu que cela pouvait dépendre de nombreux facteurs. Ainsi, en tant qu'hydrologues, nous sommes forcés de simplifier grandement l'étape de détermination de la phase des précipitations. Nous garderons cependant à l'esprit ces approximations dans l'analyse de nos résultats hydrologiques futurs.

Nous avons également mis en relief les problèmes d'estimation des précipitations. Ils sont dus à la précision des mesures à l'échelle locale, notamment les erreurs systématiques des instruments, qui sont décuplées en cas de neige et de fort vent. Ils apparaissent également à l'échelle des bassins versants où la part tombant sur les reliefs est mal connue (difficultés d'accessibilité des sites et de représentativité du réseau).

Enfin, ces premiers questionnements sur les spécificités de la neige et de sa variabilité nous ont conduits à définir la première étape de notre travail à savoir, la spatialisation des données d'entrée aux modèles hydrologiques : précipitations et températures de l'air (Ferguson, 1999; Klemeš, 1990). Nos propres travaux seront développés dans la partie II de cette thèse et se placeront plutôt dans la catégorie des méthodes d'interpolation relatives. Avant de les exposer, nous présentons le deuxième questionnement de la thèse. Aussi, le chapitre suivant va s'intéresser aux caractéristiques de la neige une fois qu'elle se trouve au sol, c'est-à-dire une fois qu'elle devient une composante à part entière des modèles hydrologiques.

Chapitre 3.

Deuxième questionnement : quelle évolution spatiale et temporelle de la neige au sol ? De la physique des processus à la modélisation en hydrologie

3.1. Introduction

Après nous être interrogés sur les conditions d'accumulation de la neige et leur estimation, nous nous intéressons à présent au devenir de cette neige une fois au sol. Si les conditions sont réunies, les précipitations neigeuses s'accumulent pendant une période plus ou moins longue pour former un véritable réservoir d'eau sous forme solide. Ce chapitre introduit la question suivante : comment évolue ce stock au cours de la saison ?

Dans une première partie, nous nous pencherons sur les processus physiques de fonte du manteau et nous examinerons ses transcriptions possibles en modélisation. Puis, nous aborderons les questions liées à la variabilité spatiale de la couverture neigeuse et au routage de la lame de fonte. Enfin, la littérature ainsi que la définition de nos objectifs permettront d'explicitier les bases du développement d'un nouveau module neige.

3.2. Production de la lame de fonte issue du manteau neigeux

3.2.1. Physique des processus de fonte de la neige

En se penchant sur la fonte de la neige, nous touchons à la thermodynamique du manteau neigeux. Il s'agit d'un sujet complexe qui démarre dès l'accumulation jusqu'à la disparition du stock en passant par la métamorphose de la neige (Llamas, 1993). Sans rentrer dans autant de considérations, il est intéressant de regarder les processus en jeu pour la fonte, et se faire une idée de leur importance relative. La fonte est le résultat de nombreux transferts de chaleur et de masse entre le manteau neigeux et son environnement (atmosphère et sol). Les différents processus responsables de ces transferts ont une importance très variable en fonction du lieu (forêt ou clairière, zones tropicales ou hautes latitudes, etc.) et du moment (début ou fin de la saison de fonte, jour ou nuit, etc.). L'US Army Corps of Engineers (1956) a répertorié l'ensemble des processus modifiant la quantité de chaleur au sein du manteau neigeux, et contribuant ainsi à la fonte. Ils sont décrits ci-dessous :

- Les transferts par rayonnement net. Ils englobent :
 - les radiations de courtes longueurs d'onde (rayonnement solaire incident et réfléchi), notée Q_{C_NR} . Elles dépendent, entre autres, de la couverture nuageuse, de l'albédo du stock de neige, de la transmittance¹ de l'atmosphère et du couvert végétal. Elles sont prépondérantes dans le bilan d'énergie en cas de beau temps, c'est-à-dire de fort ensoleillement (Kuusisto, 1986).
 - les radiations de fortes longueurs d'onde et les radiations terrestres (ondes incidentes et réfléchies par la végétation, l'atmosphère, les nuages, etc. et ondes émises par le manteau neigeux lui-même). Elles seront notées Q_{L_NR} .

Nous regrouperons l'ensemble de ces rayonnements sous la notation Q_{NR} .

- Les transferts d'énergie par convection entre la neige et l'atmosphère. Ils peuvent être de deux types :
 - sous forme de chaleur sensible. Cette grandeur est très souvent positive (elle apporte de l'énergie au manteau). Elle dépend notamment de la vitesse du vent et des températures

¹ La transmittance de l'atmosphère est le rapport entre la puissance rayonnante transmise par l'atmosphère et la puissance rayonnante incidente.

de l'air et de la surface du manteau. Elle est d'autant plus importante que l'ensoleillement est faible, la vitesse du vent élevée et le site découvert (Ferguson, 1999). Nous la noterons Q_H .

- sous forme de chaleur latente de vaporisation (valeur négative) ou de condensation (valeur positive). Elle dépend entre autres de la vitesse du vent, de l'humidité relative, de la température de l'air et de celle du manteau. Nous la noterons Q_E .
- La chaleur apportée par la pluie sur le couvert neigeux. Elle est généralement inférieure à la chaleur sensible et sera notée Q_P .
- La chaleur apportée par le sol à la base du manteau de neige. Elle est souvent négligeable par rapport aux autres processus (ce qui est d'autant plus vrai que le pas de temps est faible). Elle sera notée Q_G .

Ces différents transferts d'énergie sont calculés à partir de formules physiques et en introduisant des paramètres établis empiriquement. Nous ne détaillerons pas plus ces processus, de nombreux travaux les explicitant et les commentant largement (Dingman, 1994; Kuusisto, 1986; Tarboton et al., 1995; US Army Corps of Engineers, 1956). Néanmoins, il nous semble judicieux de rappeler les principales conclusions de Kuusisto (1986) concernant ces différents termes. Nous retiendrons que les rayonnements et les échanges convectifs sont les deux principales composantes contribuant à la fonte du manteau, la première étant prépondérante les jours de beau temps et dans des sites protégés (forêts), la deuxième, les jours nuageux ou pluvieux et dans des endroits non protégés.

3.2.2. Approche physique par bilan énergétique et bilan de masse

L'utilisation du bilan d'énergie dans les modules neige des modèles hydrologiques permet de prendre en compte l'ensemble des processus présentés au paragraphe 3.2.1. Pour les traduire en problème mathématique, les auteurs établissent, en général, un système à plusieurs équations entre deux instants t et $(t + \Delta t)$.

Llamas (1993) présente un système à deux équations pour exprimer la variation de la quantité de chaleur stockée dans le manteau, ΔQ . La première relation est un bilan énergétique entre le stock et l'extérieur (atmosphère ou sol). La deuxième relation exprime les transferts de masse et d'énergie au sein même du manteau neigeux rendant compte des changements de quantité d'eau et de température du stock.

$$\left\{ \begin{array}{l} \bullet \quad \Delta Q = Q_{NR} + Q_H + Q_E + Q_P + Q_G \quad \text{Eq. 3-1} \\ \bullet \quad \Delta Q = e \times \rho_s \times \left[(C_i \times T_s)^{t+\Delta t} - (C_i \times T_s)^t \right] + L_f \times \rho_w \times (W^{t+\Delta t} - W^t) \quad \text{Eq. 3-2} \end{array} \right.$$

où les quantités ΔQ , Q_{NR} , Q_H , Q_E , Q_P , Q_G , définies précédemment, sont exprimées en J.m^{-2} et représentent des variations ou des flux entre les deux moments, t et $(t + \Delta t)$. De plus, e représente l'épaisseur du manteau neigeux (m), ρ_s (respectivement ρ_w) la masse volumique de l'eau solide (resp. liquide) du manteau (kg.m^{-3}), C_i la capacité calorifique de la glace ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), L_f la chaleur latente de fusion de la glace (égale à $3.34 \times 10^5 \text{ J.kg}^{-1}$), T_s la température de la quantité solide du manteau neigeux (K) et W la quantité d'eau liquide dans le manteau neigeux (m).

Des transcriptions équivalentes, parfois un peu différentes dans la formulation, ont été développées par Tarboton et al. (1995), ou encore par Météo-France via le modèle CROCUS (Martin, 2006). L'approche physique peut être schématisée par les graphes de la Figure 3-1.

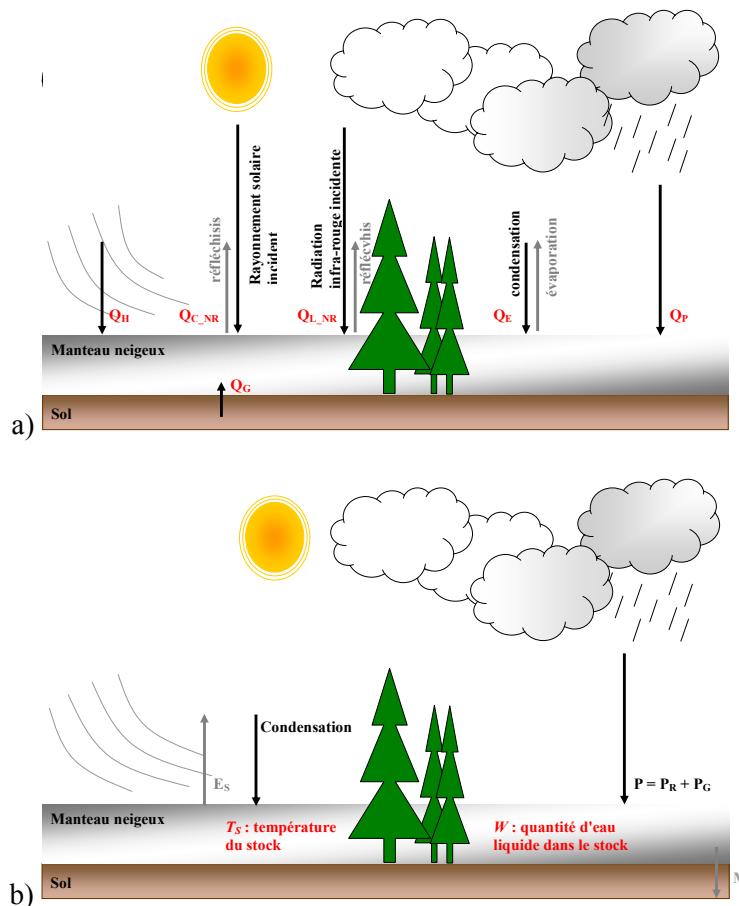


Figure 3-1 : a) Bilan d'énergie et b) bilan de masse du manteau neigeux. Les flèches noires (respectivement grises) représentent des flux d'énergie et de masses d'eau entrants (respectivement sortants) dans le manteau.

Réaliser un bilan énergétique couplé à un bilan de masse requiert la connaissance de nombreuses données météorologiques. Outre la température de l'air et les précipitations, sont également nécessaires la vitesse du vent, l'humidité relative, les radiations, la pression de vapeur d'eau, etc. Or, ces données présentent des évolutions spatiales et temporelles rapides, et parfois importantes. Pour une bonne utilisation de la méthode, il semble judicieux de raisonner à des pas de temps fins (de l'ordre de quelques heures), permettant leur valorisation (notamment pour la vitesse du vent ou l'ensoleillement).

Le bilan d'énergie donne des résultats très satisfaisants au niveau ponctuel que ce soit en termes de quantité d'eau stockée dans le manteau et de fonte (DeBeer et Pomeroy, 2009) ou pour représenter l'état thermique du manteau neigeux (Obled et Rosse, 1975). Toutefois, il faut que l'ensemble des variables requises soient mesurées sur le même site. A l'échelle du bassin versant, l'application de cette approche physique devient problématique du fait des nombreuses simplifications nécessaires, notamment les approximations et moyennes des données estimées sur une surface¹. Malgré cela, l'application d'un module neige à bilan d'énergie s'avère parfois bien adaptée, principalement sur les bassins versants montagneux de taille modeste (Blöschl et al., 1990; Braun et Lang, 1986).

3.2.3. Approche conceptuelle par degrés-jour

Approche degrés-jour classique

L'approche degrés-jour est une méthode conceptuelle d'estimation de la fonte en fonction de la température de l'air uniquement. C'est une alternative au bilan d'énergie qui se justifie par le rôle de la température de l'air sur l'évolution de la quasi-totalité des termes du bilan d'énergie (Ohmura, 2001) : le lien peut être direct (radiations grandes longueurs d'ondes émises par le sol/couvert neigeux) ou indirect (rayonnement solaire). La température de l'air revêt alors une dimension intégratrice de l'ensemble des processus conduisant à la fonte du stock. D'une manière très générale, l'expression de la fonte par la méthode degrés-jour est :

$$\begin{cases} M = K_f \times (T_a - T_f) & \text{si } T_a > T_f \\ M = 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad \text{Eq. 3-3}$$

¹ Au chapitre précédent, nous avons déjà abordé les problèmes de mesures et de spatialisation des précipitations et des températures de l'air sur un bassin versant. On imagine aisément les difficultés encore plus importantes pour l'estimation de données telles que la vitesse du vent (très variable spatialement et temporellement), l'humidité ou encore les flux radiatifs !

où M est la quantité de fonte du manteau neigeux sur une journée (exprimée en mm.j^{-1}), K_f est le facteur de fonte ($\text{mm.}^\circ\text{C}^{-1}$), T_a est la température de l'atmosphère ($^\circ\text{C}$) et T_f est la température seuil ($^\circ\text{C}$) au-dessus de laquelle une lame de fonte est calculée.

Principaux éléments influençant K_f	K_f faible	K_f élevé
Saison	Début de la saison de fonte (hiver)	Fin de la saison de fonte (printemps ou été)
Moment de la journée	Radiation solaire faible (début et fin de journée)	Radiation solaire forte
Type de surface / végétation	Forêt dense	Zone découverte (clairières)
Facteurs topographiques	Pentes orientées au nord et à l'est Ombre des reliefs voisins	Pentes orientées au sud et à l'ouest
Types de temps	Présence de nuages	Période ensoleillée

Tableau 3-1 : Facteurs influençant la variation du facteur de fonte K_f .

Malgré son extrême simplicité apparente, cette équation est pourtant l'objet de nombreuses discussions, tous ses termes pouvant être adaptés ou modifiés.

Tout d'abord, la température seuil T_f , peut être fixée à 0°C de manière intuitive... Mais ce n'est pas toujours le cas. Dans certains modules neige comme ceux des modèles HBV (Lindström et al., 1997) ou CEQUeau (Morin, 1997), T_f est un paramètre libre à optimiser. En pratique, ce degré de liberté supplémentaire peut servir à compenser un décalage dans l'estimation de la température du bassin en entrée de la modélisation¹.

La température de l'atmosphère T_a est généralement la température moyenne pour le pas de temps considéré. Dans le cas d'un modèle journalier, elle peut être calculée comme la demi-somme des températures minimale et maximale de chaque jour, la moyenne ou encore la médiane de l'ensemble des mesures (horaires par exemple). Pourtant, certains modules

¹ Un exemple fréquent en montagne est le cas des bassins versants présentant de forts reliefs et pour lesquels les stations de mesure sont situées en vallée. Dans le cas où aucun gradient altitudinal de température n'est appliqué, une température seuil T_f largement positive permet alors d'approcher une température seuil proche de zéro à l'altitude médiane, qui elle, est représentative des bassins.

proposent des estimations de T_a plus raffinées. Ainsi, MORDOR par bandes d'altitude (Paquet, 2004) introduit un paramètre libre pour pondérer T_{min} et T_{max} suivant les bassins.

Enfin, le facteur de fonte K_f est l'objet des discussions les plus vives. L'approche la plus simple considère un facteur de fonte constant quelle que soit la période de l'année, la nature du bassin ou de la région considérée (Bengtsson, 1976). Néanmoins, il est reconnu qu'un facteur de fonte variable améliore considérablement les simulations du stock de neige (Obled et Rosse, 1975; Rango et Martinec, 1995). Lang et Braun (1990) ont notamment mené une étude critique dans les Alpes suisses à propos de l'utilisation d'un facteur de fonte constant, soulignant les limites de cette hypothèse. Le Tableau 3-1 répertorie différents éléments influençant la valeur et l'évolution du facteur de fonte. De nombreuses études ont ainsi cherché à prendre en compte ces variations, soit à l'aide de campagnes de mesures ponctuelles (lysimètres), soit en introduisant des degrés de liberté supplémentaires au sein des modèles, soit en exploitant les états internes du module neige (température du stock par exemple). Le Tableau 3-2 récapitule quelques travaux menés sur ce sujet.

Références	Résumé des travaux et conclusions
Martinec (1960)	Évolution du facteur de fonte en fonction de la densité du manteau neigeux. Cette densité est soit mesurée (1 à 2 fois par mois), soit estimée (modèle fonction de l'ancienneté du stock et du tassement des couches).
Anderson (1973)	Évolution du facteur de fonte au cours de l'année selon une sinusoïde : valeur minimale au 21 décembre et maximale au 21 juin. Ces deux extrema sont des paramètres libres du modèle.
Kuusisto (1980)	Variabilité du facteur de fonte en fonction du type de végétation et du pourcentage de forêt. Étude basée sur de nombreuses mesures de hauteur de neige et de densité du stock en Finlande. Dans une moindre mesure, évolution de K_f en fonction de la saison, de la densité de la neige dans le stock et de l'intensité des pluies.
OMM (1994)	Recommandation des valeurs de K_f en fonction de la végétation, de la saison et de la localisation géographique. Les ordres de grandeurs ont été établis à partir de vastes campagnes de mesures (notamment lysimétriques).
Morin (1997)	Introduction de deux facteurs de fonte, le premier utilisé pour les zones forestières, le deuxième pour les surfaces découvertes. Il s'agit de deux paramètres libres, à caler lors de l'optimisation du modèle.
Paquet (2004)	Introduction d'un paramètre libre dans la formule degrés-jour, activé uniquement lorsque la température du stock est nulle (le manteau neigeux est alors considéré mûr, et on augmente la lame de fonte).

Tableau 3-2 : Aperçu de travaux sur la prise en compte de la variabilité du facteur de fonte dans les modules neige de type degrés-jour.

Nous avons maintenant une idée plus précise de la méthode degrés-jour et de sa complexité liée, principalement, à la détermination du (voire des) facteur(s) de fonte. Mais, au fait, quel est l'ordre de grandeur de K_f ? L'intervalle varie suivant les auteurs, et dépend de la région considérée, de la différenciation ou non selon la végétation, la saison, s'il s'agit de neige ou plutôt de glace, etc. Nous retiendrons que, pour la neige, K_f est généralement compris entre 2 et 6 $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$, même si certaines estimations peuvent atteindre 10 $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$ (Hock, 2003).

La méthode degrés-jour a été très largement adoptée par la communauté hydrologique, notamment pour les études en ingénierie opérationnelle. Hock (2003) détaille les avantages qu'elle possède par rapport au bilan d'énergie :

- les températures de l'air (seule entrée indispensable) sont largement disponibles ;
- l'extrapolation et la prévision de ces températures est relativement aisée (surtout en comparaison à d'autres données comme les précipitations, la vitesse du vent, etc.) ;
- les performances obtenues sont (très) acceptables malgré la simplicité de la méthode ;
- la mise en œuvre est relativement facile.

Dès lors qu'il a été possible de déterminer les paramètres du modèle (facteur de fonte, voire température seuil), cette méthode montre des résultats satisfaisants en termes de simulations de la fonte, et donc du débit des bassins versants sur un large panel de situations. L'OMM (1986a) a notamment testé et validé son efficacité sur des bassins présentant aussi bien un régime pluvio-nival (bassin de la Dunajec en Pologne) que nivo-glaciaire (bassin de la Dischmabach en Suisse). Enfin, Singh et al. (2000) l'ont appliqué avec succès pour l'étude de bilan de masse des glaciers himalayens.

Néanmoins, cette approche n'a pas pour vocation de représenter physiquement les processus de fonte de la neige, mais plutôt de la simuler à grande échelle (celle du bassin versant). Aussi, le rôle intégrateur de la température (qui est la force de cette méthode) disparaît lorsque le raisonnement est appliqué à des échelles spatiale et temporelle réduites (un point de mesure, pas de temps horaire). De même, l'évolution des états internes (température du manteau, teneur en eau liquide, changement d'albédo, etc.) est, en général, moins bien modélisée qu'en utilisant une méthode par bilan d'énergie.

Approche degrés-jour combinée

Zuzel et Cox (1975) ont mis en évidence que la température de l'air est, certes, le meilleur indicateur pour estimer la fonte d'un manteau neigeux, si on doit n'en retenir qu'un. Cependant, en introduisant des informations supplémentaires, comme la vitesse du vent, le rayonnement net et la pression de vapeur d'eau, les erreurs du modèle peuvent diminuer jusqu'à 13%. Partant de cette constatation, des approches combinant les degrés-jours et le

bilan d'énergie ont été étudiées. Kustas et al. (1994) présentent une méthode appelée "approche degrés-jour restreinte" dans laquelle la fonte est calculée suivant :

$$M = Kf_R \times (T_a - T_f) + m_Q \times Q_{NR} \quad \text{Eq. 3-4}$$

où M est la quantité de fonte du manteau neigeux entre les deux instants t et $(t + \Delta t)$ (exprimée en mm), Kf_R est le facteur de fonte restreint ($\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), T_a représente la température de l'atmosphère ($^\circ\text{C}$), T_f est la température seuil ($^\circ\text{C}$), m_Q est le facteur de conversion du flux d'énergie en fonte ($\text{mm} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{W}^{-1}$) et Q_{NR} est le rayonnement net ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$).

Ce type d'approche a l'avantage de tenir compte, de manière explicite, d'une partie de la physique des processus de fonte. Ainsi, les termes de rayonnement, prépondérants les jours ensoleillés, sont explicités dans Q_{NR} tandis que les échanges convectifs sont traduits par le facteur de fonte restreint. Les travaux de Martinec (1989) ont mis en évidence des valeurs plus faibles pour Kf_R et moins de variabilité en fonction de la végétation ou des saisons. Concernant Q_{NR} , il est soit mesuré, soit calculé à partir d'un modèle utilisant des données de température de l'air, d'humidité relative et de couvert neigeux.

Les résultats des méthodes combinées (Brubaker et al., 1996; Cazorzi et Dalla Fontana, 1996; Kustas et al., 1994), chacune ayant été testée sur un petit bassin expérimental ou au niveau d'une station d'altitude (poste lysimétrique), montrent un gain de performance par rapport à l'approche degrés-jour classique. La qualité des simulations est alors très proche de celle issue d'un bilan d'énergie complet. Les simulations sur des bassins versants sont également bonnes. Mais, bien que ces approches combinées requièrent moins de données qu'un bilan d'énergie complet, elles sont tout de même exigeantes : il n'est pas toujours possible, en pratique, de disposer d'informations sur le couvert neigeux, l'humidité relative, l'ensoleillement et la radiation solaire.

D'autres types de travaux d'enrichissement de la méthode degrés-jours ont été menés : ajout d'une capacité de rétention d'eau liquide dans le manteau, d'un facteur de regel indexé sur la température, etc. Ces modifications présentent l'avantage de ne nécessiter aucune entrée supplémentaire pour la modélisation. Elles visent à retranscrire en partie les processus internes du manteau afin de simuler la fonte en définissant de nouveaux paramètres libres (c'est-à-dire à caler).

3.2.4. Récapitulatif : avantages et inconvénients de chacune des deux approches

Le Tableau 3-3 récapitule les forces et les faiblesses des approches par bilan d'énergie et degrés-jour.

	Bilan d'énergie	Approche degrés-jour
Qualité de la simulation des lames de fonte	☺ à l'échelle locale ☹ sur les bassins versants	☹ à l'échelle locale ☺ sur les bassins versants
Qualité de la simulation des états internes du manteau	☺ à l'échelle locale	☹ en général (sauf pour des approches combinées)
Disponibilité des données d'entrées nécessaires	☹ : grand nombre de données d'entrées nécessaires et pas toujours mesurées / mesurables	☺ pour l'approche classique (température de l'air seulement) ☹ pour des approches combinées
Facilité d'extrapolation et de spatialisation des données d'entrées	☹ : grande variabilité de la vitesse du vent, etc.	☺ pour la température de l'air
Simplicité de mise en œuvre	☹ à l'exception des bassins très bien instrumentés (bassins de recherche)	☺☺

Tableau 3-3 : Forces (☺) et faiblesses (☹) des deux approches (bilan d'énergie et degrés-jour) pour la modélisation de la lame de fonte.

Nous retiendrons que, si la méthode du bilan d'énergie permet de bien détailler l'ensemble des processus liés à la fonte, elle ne donne des simulations de bonne qualité qu'en des lieux très bien instrumentés. Une méthode combinée (degrés-jour et bilan d'énergie simplifié) permet également d'obtenir de bons résultats localement, mais pose fatalement des difficultés de mise en œuvre (disponibilité, estimation des données nécessaires). Ainsi, les hydrologues préféreront s'orienter vers une approche degrés-jour, plus adaptée au travail opérationnel et à ses contraintes. Couplée avec un modèle précipitations-débit, elle présente de bonnes performances à l'échelle du bassin versant (Cazorzi et Dalla Fontana, 1996; Hock, 2003). Hock (2003) conclut notamment :

"The classical degree-day method is only adequate for 'average conditions', spatially defined to the catchment scale and temporally restricted to periods exceeding a couple of days [...]. Nevertheless, in connection with runoff models, temperature-index melt models generally yield good results even on a daily basis, as daily deviations are smoothed by the basin response."

3.3. Évolution du couvert neigeux sur le bassin versant

En parallèle de l'attention portée à la modélisation de la fonte, une réflexion sur la prise en compte de la variabilité spatiale du manteau neigeux et de son évolution au cours de la saison nivale doit être menée, à l'échelle du bassin versant.

3.3.1. Variabilité du manteau à l'échelle du bassin versant

Le bassin versant n'est ni une surface plate et régulière, ni sujet à des phénomènes homogènes en tout point. Par conséquent, la couverture neigeuse, quand elle est présente, est répartie et évolue très différemment selon les zones du bassin (Ferguson, 1999). Plusieurs éléments influent sur la quantité de neige accumulée et sur la vitesse de disparition du manteau :

- La variabilité des conditions météorologiques, combinée à la topographie du bassin, joue un rôle prépondérant sur la répartition du couvert neigeux. Les gradients altitudinaux de température et de précipitations favorisent des accumulations de neige plus importantes pour les altitudes élevées¹ (cf. Figure 3-2). Le vent joue également un rôle important puisqu'il déplace et redistribue la neige, allant parfois jusqu'à la formation de congères (notamment dans des lieux particulièrement bien abrités). Néanmoins, la communauté scientifique est partagée concernant la prise en compte de la redistribution du couvert neigeux par le vent. D'une part, Luce et al. (1998), puis Anderton et al. (2004), estiment que la simulation de la fonte est améliorée en la considérant explicitement dans leurs modèles, et ce malgré les difficultés liées à sa quantification. D'autre part, Lang et Rohrer (1987) et Kokkonen et al. (2006) postulent que cette redistribution est négligeable à l'échelle du bassin versant, la neige déplacée restant *a priori* sur ce même bassin (et donc se retrouvant finalement à l'exutoire).

¹ Nous verrons dans la partie II de la thèse que la température diminue avec l'altitude (hors phénomène d'inversion) et que les précipitations sont en général plus importantes quand on s'élève en altitude. Ces deux phénomènes contribuent à une augmentation de la quantité de neige au fur et à mesure qu'on se rapproche des altitudes les plus élevées.

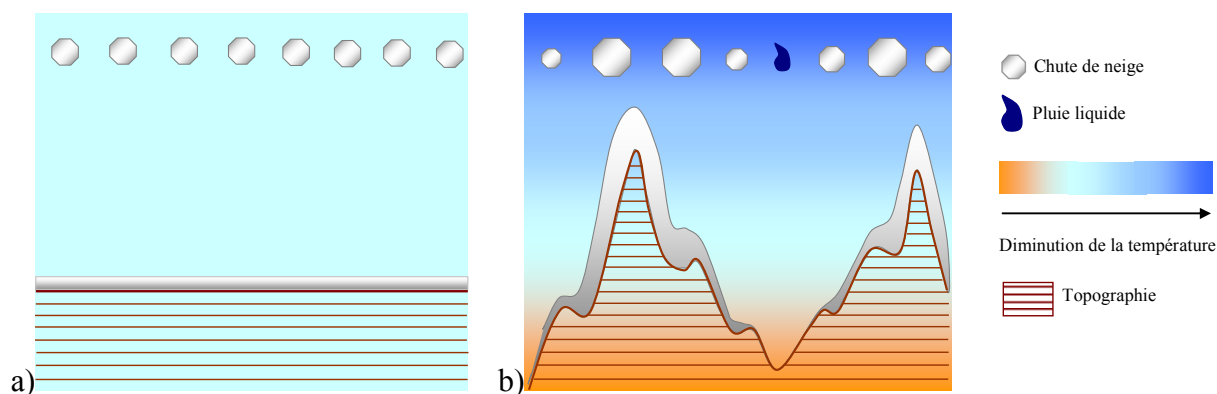


Figure 3-2 : Influence de la variabilité des conditions météorologiques et de la topographie sur la couverture neigeuse a) les conditions sont identiques en tout point du bassin (modélisation globale avec des entrées identiques en tout point du bassin) alors que b) en réalité, les précipitations sont plus fortes et la température plus faible quand l'altitude augmente (neige au sommet, pluie en vallée).

- La physiographie du bassin accentue encore la disparité du couvert neigeux (cf. Figure 3-3). Ainsi, l'hétérogénéité du terrain (bosses et creux) engendre des quantités stockées plus importantes, et plus durables, au niveau des dépressions. L'exposition des versants influe fortement sur l'évolution du stock de neige : les versants orientés au sud et à l'ouest connaîtront une disparition du manteau neigeux plus rapide que ceux exposés au nord et à l'est, le rayonnement solaire étant plus faible et de plus courte durée sur ces derniers (Figure 3-3). La pente peut avoir un effet sur la variabilité du manteau : une pente importante augmentera le rayonnement solaire par unité de surface et favorisera les avalanches (pour grossir ainsi les stocks plus en aval, Figure 3-3.a). Enfin, la végétation (ou l'absence de végétation) accentue cette variabilité : les zones boisées perturbent les champs de vent tandis que les zones découvertes, et au vent, sont particulièrement soumises au phénomène de redistribution.

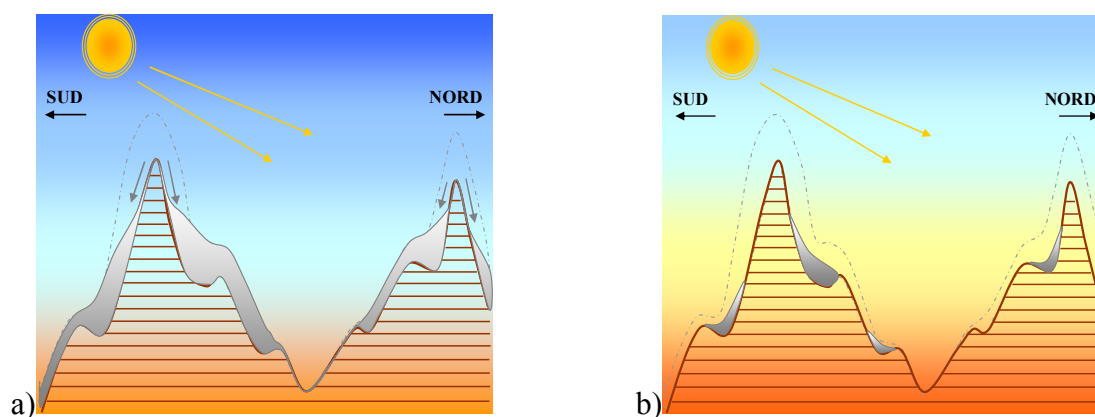


Figure 3-3 : Influence a) de la pente sur la variabilité du manteau, b) de l'exposition des versants sur son évolution (en fin de période de fonte : il n'y a presque plus de stock sur les versants orientés Sud, contrairement aux versants Nord).

La Figure 3-4 illustre, sur un cas concret (commune de Névache, Hautes-Alpes), une grande partie des phénomènes responsables de l'hétérogénéité du manteau. La comparaison des deux photos prises pendant la période de fonte (début mai 2008) montre une couverture neigeuse plus importante sur le versant exposé au nord. Le versant sud (ici la combe des Thures, Figure 3-4-c) met en évidence différents facteurs conduisant à la disparité de la couverture de neige. Tout d'abord, la surface boisée (à gauche) présente plus de neige au sol que la surface découverte (à droite). De plus, un amas de neige au-dessus de la zone boisée est sans doute le reste d'une ancienne corniche façonnée par le vent. Enfin, au niveau de la zone découverte, de la neige est encore présente dans les dépressions (notamment le fond de la combe) du fait d'une épaisseur accumulée plus importante pendant la saison hivernale.

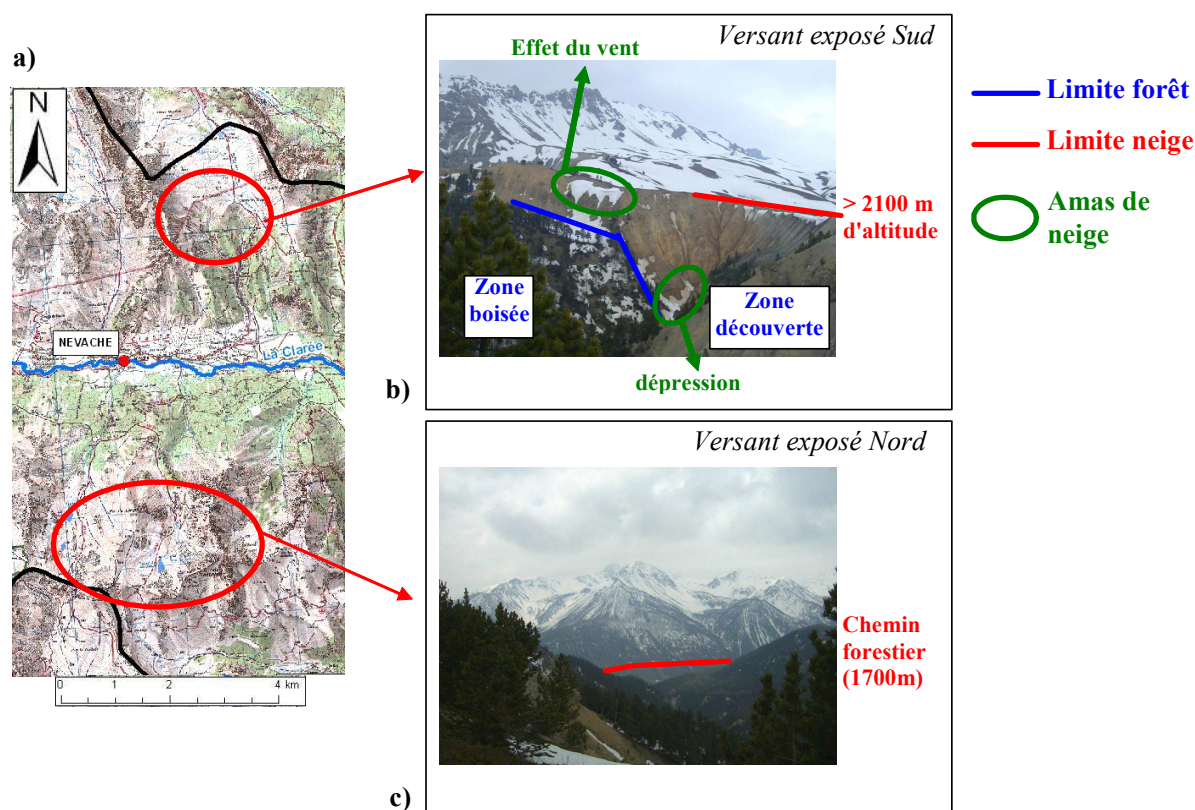


Figure 3-4 : Exemple de la variabilité du manteau neigeux au-dessus de la commune de Névache (Hautes-Alpes) au 9 mai 2008. a) Situation géographique (carte IGN), b) photo de la combe des Thures sur le versant exposé au sud (limite neigeuse supérieure à 2100 m) et c) photo du versant opposé, exposé au nord (limite neigeuse inférieure à 2000 m).

3.3.2. Transcription dans les modèles précipitations - débit

Il est délicat de suivre l'évolution réelle du manteau sur les bassins versants. L'idéal est sans doute d'adapter l'échelle considérée (c'est-à-dire la distribution du bassin) à la variabilité spatiale des phénomènes que nous souhaitons expliquer (Kirnbauer et al., 1994). Pourtant, le problème lié à la disponibilité des données nécessaires subsiste à l'échelle du bassin versant :

"site scale models of snow cover processes are fairly advanced but much is left to be done at the catchment scale. Specifically, more emphasis needs to be directed towards measuring and representing spatial variability in catchments as well as on spatially distributed model evaluation." (Kirnbauer et al., 1994)

Nous retiendrons deux stratégies possibles (Eckert, 2002; Ferguson, 1999) :

- La modélisation du manteau neigeux. Le bassin versant est distribué (en bandes d'altitude ou selon une grille) pour être modélisé. Sur chaque zone ainsi déterminée, les données d'entrée (précipitation, température, etc.) sont estimées et un stock de neige est calculé (en termes d'équivalent en eau). Il est alors possible d'estimer la couverture neigeuse en sommant l'ensemble des superficies des zones avec un stock non nul. On en déduit donc un pourcentage de bassin enneigé, une estimation de la répartition du stock, ainsi que la lame de fonte. Cette approche est en général continue, et donc incrémentée à chaque pas de temps. De très nombreux modules ont opté pour cette approche, et certains sont présentés à la fin de ce chapitre (cf. Tableau 3-7).
- L'établissement de courbes d'épuisement du stock de neige à l'aide d'observations de surface. Ces observations sont des images obtenues à l'aide d'outils de télédétection (satellites) grâce auxquels il est aisé de déterminer les surfaces enneigées. Avec des séries temporelles collectées à chaque saison nivale, un lien statistique peut être établi entre le pourcentage de surface enneigée et des variables telles que la date, la température, ou encore la fonte cumulée. Ces relations permettent finalement d'estimer la surface enneigée en fonction de l'épaisseur du stock modélisée. On peut ainsi en déduire la lame de fonte. Appliquée de manière globale ou distribuée (en bandes d'altitude), chaque courbe est unique pour la surface sur laquelle elle a été établie (Blöschl et al., 1991). En pratique, cette méthode requiert une donnée d'entrée supplémentaire : la surface enneigée du bassin. Les modules neige SNOW17 (Anderson, 1973), SRM (Martinec et al., 1998) ou encore SWAT (Fontaine et al., 2002) utilisent cette approche.

3.4. Routage de la lame de fonte

D'après Ferguson (1999), l'eau issue de la fonte s'écoule rapidement hors du stock de neige pour rejoindre le sol (à moins d'être retardée par d'éventuelles couches de glace). Puis, elle adopte un déplacement identique à celui de l'eau de pluie. Aussi, nous reprendrons les idées présentées par Eckert (2002) qui écrit :

"la plupart des modèles considèrent que le temps de transfert de l'eau de fonte est suffisamment court pour éviter l'introduction d'un réservoir de routage spécifique à l'eau de fonte."

En effet, les modules neige disponibles dans la littérature adoptent une solution quasiment unanime à ce sujet : la fonte est directement ajoutée à la pluie de bassin, le total servant d'entrée au modèle précipitations - débit (cf. Tableau 3-7). Nous soulignons quelques rares exceptions comme le module neige du modèle hydrologique MORDOR (Garçon, 1996). Dans ce cas, une partie de la lame de fonte est directement dirigée vers le ruissellement tandis qu'une autre partie est ajoutée soit à l'amont du modèle (dans le réservoir de surface), soit au niveau du réservoir nappe. La répartition se fait à l'aide d'un paramètre à optimiser lors de la phase de calage.

Références	Région étudiée	Nature de la comparaison	Conclusions
Charbonneau et al. (1981)	Durance à Briançon (Alpes, France) 1 bassin versant	3 aspects étudiés : description physiographique du bassin, bilan d'énergie ou degrés-jour et estimation/extrapolation des données d'entrée	1) échec des méthodes degrés-jour dans des zones où le temps est très variable et la topographie très marquée. 2) erreurs les plus importantes liées à l'extrapolation des données et non au choix du module de fonte.
Braun et Lang (1986)	Thur à Andelfigen (nord-est, Suisse) 5 bassins versants de tailles différentes	5 modules de fonte depuis l'approche degrés-jour simple jusqu'au bilan d'énergie complet	1) bilan d'énergie plus performant pour les bassins de petite taille (<1000 km ²). 2) pas de différence significative sur les grands bassins.
Blöschl et Kirnbauer (1991)	Un site de mesure du Tyrol (Alpes, Autriche)	2 approches d'un même module neige à bilan d'énergie : une version distribuée et une version globale	Préférence de l'approche distribuée plus appropriée sur l'ensemble de la période, l'approche globale étant peu performante pour la simulation des processus internes du stock de neige.
Braun et al. (1994)	Romanche au Chambon (Alpes, France) 1 bassin versant	Modules neige de différentes complexités et différentes données d'entrée	1) modèles conceptuels performants au pas de temps journalier. 2) modèles physiques plus adaptés au pas de temps fins. 3) Importance d'une bonne représentativité des entrées.
Kustas et al. (1994)	Un site de mesure (Suisse, Weissfluhjoch) Un bassin versant (Dischmabach à Davos, Suisse)	3 modules de fonte : approches degrés-jour, bilan d'énergie et degrés-jour restreinte	1) niveau local : approche degrés-jour restreinte atteint quasiment les performances du bilan d'énergie. 2) bassin versant : approche degrés-jour restreinte améliore les performances de simulation.
Franz (2006)	3 bassins versants des États-Unis	2 modules neige : une approche degrés-jour utilisée en opérationnel (SNOW17) et une méthode de bilan d'énergie (SAST)	Les deux approches conduisent à des performances similaires pour la simulation du débit comme de l'équivalent en eau des stocks de neige.

Tableau 3-4 : Aperçu de quelques travaux de comparaison de différents modules neige sur des régions très localisées.

3.5. Points de départ de la thèse

Jusqu'à présent, nous avons dressé un aperçu des différents éléments nécessaires à l'élaboration d'un module neige : depuis l'attention particulière qui doit être portée à la représentativité des données d'entrée (Chapitre 2) jusqu'aux différents processus à considérer pour calculer la fonte sur les bassins (Chapitre 3). Il est maintenant temps d'exposer les lignes directrices et les travaux sur lesquels vont s'appuyer nos développements de modélisation.

3.5.1. Études antérieures et orientations

Quel que soit le thème de recherche (neige, bassins non jaugés, étiages, etc.), il est très instructif de regarder les études ayant opté pour une démarche de comparaison. Parmi elles, nous distinguons deux démarches avec des objectifs différents :

- D'une part, celle dont le but est de comparer des méthodes de natures différentes. Riches en enseignements, ces travaux concluent en général de manière claire et précise sur la supériorité d'un type d'approche. Le Tableau 3-4 récapitule quelques exemples d'études qui ont confronté des modules neige de différentes natures. Pour ce type de travaux, il faut toujours rapporter les conclusions au cadre particulier (et en général restreint) dans lequel a été menée l'étude (zone géographique souvent limitée, disponibilité et qualité des données, pas de temps, climatologie, etc.).
- D'autre part, celle dont l'objectif est de tracer des lignes directrices, de proposer des recommandations. Sans chercher à "vendre" une approche, le but est plutôt d'accompagner l'utilisateur à réaliser ses propres choix en fonction de ses contraintes. Concernant le sujet qui nous intéresse, nous pouvons a priori bénéficier des enseignements de deux grands projets de comparaison à l'échelle internationale :
 1. Le SMIP (Snow Model Intercomparison Project) est une étude regroupant plus de 30 instituts, autour de l'étude de modules neige couplés avec des modèles atmosphériques (Bowling et al., 2003; Slater et al., 2001). Les objectifs de cette comparaison n'étant pas directement hydrologiques, nous ne présenterons pas les détails de ce projet¹.

¹ Quelques éléments sur SMIP : Les sorties des routines sont destinées à être injectées dans des modèles atmosphériques. Ceux-ci ont notamment besoin de connaître la température à la surface du manteau ou encore les flux turbulents de chaleur et d'humidité. L'estimation de tels états n'est possible qu'avec des routines à bilan d'énergie et de nombreuses données d'entrées. Pour plus d'informations sur SMIP, on pourra se reporter aux travaux de Slater et al. (2001) et de Bowling et al. (2003).

2. La comparaison menée par l'OMM (1986a) semble représenter un bon point de départ à notre travail. L'objectif est clair :

« il s'agissait non pas de trouver le modèle qui convenait le mieux en toutes circonstances mais de donner aux utilisateurs la possibilité d'examiner les performances des modèles dans diverses conditions. » (OMM, 1986a).

Cette étude a rassemblé 11 modèles hydrologiques utilisés en opérationnel et les a testé sur 6 bassins versants pour lesquels étaient disponibles des données classiques (précipitations, température de l'air et débit). Le Tableau 3-5 reporte quelques-unes de leurs conclusions et recommandations quant à l'élaboration et l'utilisation des modules neige pour la modélisation hydrologique.

-
- | | |
|------|---|
| i) | La méthode de type degrés-jour a été retenue pour l'ensemble des 11 modules neige testés. <i>"This was because the temperature index approach generally produced good results and because there was a lack of real-time data for the alternative energy budget approach" (OMM, 1986b).</i> |
| ii) | La distribution des bassins versants en plusieurs bandes d'altitude est conseillée pour une meilleure prise en compte des données météorologiques en entrées (gradients altitudinaux de température et de précipitation). |
| iii) | Un travail sur la qualité des données d'entrée doit être mené en amont de toute modélisation, notamment en ce qui concerne la sélection des stations météorologiques disponibles, les gradients altitudinaux et les facteurs de correction des mesures de précipitation (éléments que nous avons déjà soulignés au chapitre 2). |
| iv) | La majorité des modules neige suppriment tout écoulement pendant la phase de mûrissement du manteau. Les processus internes au manteau neigeux (regel, rétention d'eau liquide, percolation) sont souvent modélisés ensemble, du fait de leurs interactions. Ils ont été peu étudiés ou remis en cause jusqu'à présent et il serait intéressant de mener une étude plus approfondie pour une meilleure compréhension de leurs rôles et leurs impacts. |
| v) | L'utilisation des données de répartition de la couverture neigeuse (images satellites et radars) doit être valorisée, cette approche permettant de développer des modules simples et opérationnels étant donné les progrès techniques facilitant l'accès à ces images. |
| vi) | Différents critères de validation doivent être utilisés afin de regarder et de tester différents aspects des simulations obtenues, en termes de performance. |
-

Tableau 3-5 : Principales conclusions et recommandations de l'OMM (1986a) sur les modules neige.

De l'ensemble de ces travaux de comparaison, nous retiendrons l'importance de choisir une méthode en accord avec nos moyens et objectifs. Rappelons à ce stade que la thèse a pour but d'enrichir un modèle conceptuel global d'un module neige pour une utilisation dans des régions froides et/ou montagneuses, de manière opérationnelle. La finalité est donc la bonne simulation des débits à l'exutoire des bassins versants, avec si possible une bonne représentation du stock de neige. Aussi, même si une modélisation réaliste des variables internes au stock de neige (étendue, équivalent en eau, voire quantité d'eau liquide ou température) est un plus, elle n'est pas la priorité. Sans dénigrer le bilan d'énergie, nous nous orienterons vers un module neige de type degrés-jour, plus adapté aux données dont nous disposons sur l'ensemble de notre échantillon, et à notre modèle hydrologique.

Enfin, nous noterons d'ores et déjà que de nombreux points sont encore à développer. La question du routage de l'eau de fonte n'a pas été abordée par l'OMM (1986a). Elle reste une question importante, bien que nous n'ayons pas eu le temps de l'aborder dans le cadre de nos travaux. La modélisation des processus internes au manteau neigeux peut être investiguée plus en détail. Kokkonen et al. (2006) ont par exemple conclu qu'ils pouvaient simplifier le module neige en supprimant le coefficient de regel qui n'apporte pas d'amélioration des performances. Ainsi, de nombreux développements (et améliorations ?) semblent envisageables, en s'inspirant des structures déjà existantes (au moins dans un premier temps).

3.5.2. Modules neige existant testés au cours de la thèse

Il existe de très nombreux modules neige dans la littérature, presque autant que de modèles hydrologiques développés pour des bassins influencés par la neige. Aussi, avant de développer un n -ième module propre au Cemagref, il nous a semblé intéressant de regarder plus en détail quelques-uns des modules existants. Le Tableau 3-6 présente ceux sur lesquels nous allons nous appuyer. Ils correspondent à une sélection de modules variés dans leurs conceptions et dans leurs fonctionnements. Bien entendu, cette sélection n'a pas de prétention à l'exhaustivité et mériterait d'être étendue. Nous l'avons jugée cependant suffisante dans le cadre de nos travaux.

Module	Organismes / Auteurs	Objectifs de développement	Applications	Quelques références
CEQUEau	Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) - Eau	Étude de la ressource en eau et prévision opérationnelle	Québec mais aussi reste du Canada, Mexique, Etats-Unis, Europe, etc.	Morin (2002)
HBV	Swedish Meteorological & Hydrological Institute (SMHI)	Étude de la ressource en eau et prévision opérationnelle	D'abord en Suède, puis applications dans plus de 40 pays.	Bergström (1995) Lindström et al. (1997)
MOHYSE	Environnement Canada	Enseignement (but pédagogique)	Québec (Canada)	Fortin et Turcotte (2007)
MORDOR global	Électricité De France (DTG)	Étude de la ressource en eau et prévision opérationnelle	France (surtout massifs montagneux), Suisse	Garçon (1996)
MORDOR SNE ¹	Électricité De France (DTG)	Étude de la ressource en eau et prévision opérationnelle	France (régions de montagne)	Paquet (2004)
NAM	Danish Hydraulic Institute (DHI)	Outils d'ingénierie (fait partie du système MIKE)	Danemark puis testé dans d'autres régions (Afrique, Asie)	DHI (2009)

Tableau 3-6 : Présentation des modules neige retenus pour la thèse, leurs concepteurs, leurs objectifs et les régions sur lesquelles elles ont été testées.

L'Annexe E détaille chacun de ces modules neige à l'aide d'une fiche technique et d'un schéma conceptuel. Enfin, le Tableau 3-7 offre un aperçu succinct et comparatif du contenu de chacun d'entre eux. Ces modules seront étudiés et testés sur notre échantillon de 380 bassins au Chapitre 8.

Notons que deux versions du module neige MORDOR global (à 4 et 10 paramètres respectivement) seront testées, suite aux travaux d'analyse de sensibilité réalisés sur ce module (voir Annexe F). Ce sont donc au total sept modules neige qui seront testés et analysés et qui serviront de référence à nos recherches.

¹ SNE signifie Stocks de Neige Etagés et fait référence à une approche semi-distribuée par bandes d'altitude (en opposition avec la version globale).

Modules	Paramètres	Etats internes ¹	Distribution	Type d'accumulation	Facteur de fonte	Mûrissement du stock		Pluie absorbée par stock	Fonte à la base du stock	Routage	Particularités
						Rétention d'eau liquide	Regel de l'eau liquide				
CEQUeau	3	3	Oui (carreaux)	Intervalle de température	Constant + terme ensoleillement	Non	Non	Oui	Non	Entrée du modèle P/Q	Différenciation forêt et clairière (paramètres différents par type)
HBV	3	2	Oui (bandes d'altitude)	Intervalle de température	Constant	Oui	Oui	Non	Non	Entrée du modèle P/Q	Facteur correctif de la quantité de neige
MOHYSE	2	1	Non	Température seuil	Constant	Non	Non	Non	Non	Entrée du modèle P/Q	-
MORDOR global	4 ou 10	4	Non	Fonction de l'hypsométrie	Constant	Non	Non	Non	Oui	Ajout à ≠ stocks	Calcul pourcentage de surface enneigée
MORDOR SNE	7	2	Oui (bandes d'altitude)	Intervalle de température type USACE	Constant	Non (annulé)	Oui	Non (annulé)	Oui	Ajout à ≠ stocks	Augmentation de la fonte quand le stock est à 0°C
NAM	3	2	Oui (bandes d'altitude)	Température seuil	Constant	Oui	Oui	Oui	Non	Entrée du modèle P/Q	ETP nulle si un stock de neige est présent + Terme d'avalanches (option)

Tableau 3-7 : Caractéristiques des modules neige étudiés au cours de la thèse. Ce tableau s'appuie sur les versions originales des modules neige tels qu'ils sont présentés dans la littérature (à l'exception de MORDOR SNE qui correspond à une version révisée de celle de Paquet (2004)).

¹ Par états internes, on entend par exemple la quantité de neige dans le stock, sa température, la surface enneigée du bassin ou de la bande considérée, etc.

Chaque module présente des particularités. Que ce soit le nombre de paramètres libres, la prise en compte ou la neutralisation de certains processus internes au stock de neige, chacun simule à sa manière la neige sur le bassin versant. Les différences de structures sont le résultat de nombreux facteurs parmi lesquels nous soulignerons le type de modèle hydrologique auquel le module doit être associé, la nature des bassins mais aussi la démarche et l'expérience personnelles du concepteur.

3.6. Synthèse

Une fois la neige accumulée au sol, le manteau ainsi formé n'est pas une masse d'eau inerte. De nombreux processus sont à l'origine de transferts d'énergie et de masse à l'intérieur du stock de neige, ainsi que de son évolution spatiale.

Modéliser le stock de neige à l'échelle du bassin versant peut se faire de manières variées. Pour calculer la fonte, nous pouvons choisir un modèle physique de bilan d'énergie ou plutôt une approche conceptuelle de type degrés-jour. Puis, une fois la méthode choisie, de très nombreuses options sont alors envisageables pour la mettre en pratique. Au calcul de la fonte, nous devons ajouter un moyen de simuler l'évolution spatiale de la couverture neigeuse. De même, il faut réfléchir au devenir (routage) de la lame de fonte ainsi estimée.

Afin de faire des choix parmi l'ensemble de ces possibilités, il était intéressant de nous tourner vers la littérature, en gardant à l'esprit nos propres objectifs et les moyens dont nous disposons. En croisant ces deux éléments, des orientations et une méthode se dessinent d'ores et déjà, comme le choix d'une formule degrés-jour. Des interrogations surgissent telles que le routage de la fonte ou encore le mûrissement du stock. Finalement, pour tenter de construire (ou d'adapter) un nouveau module neige, nous tâcherons d'étendre les études antérieures de comparaison en travaillant sur un plus large échantillon de bassins, dans des contextes différents, et de tirer profit de la grande variété de modules existants. Une des étapes clef de la thèse va donc être d'étudier les modules neige existants afin d'évaluer leurs forces et leurs faiblesses sur notre échantillon de bassins. Pour cela, nous les comparerons et les décortiquerons afin d'en extraire les idées essentielles qui aideront à l'élaboration d'un module neige simple et général avec, si possible, des résultats améliorés par rapport à ces conceptualisations existantes. Ce sera l'objet de la partie III.

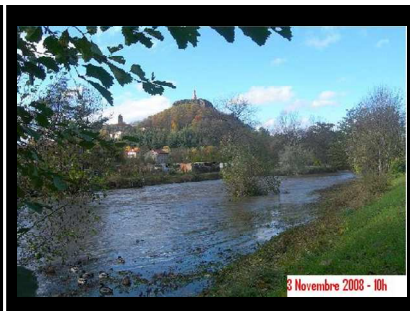
Partie II :
Spatialisation des données de précipitations et de
température : approche par voisinage et prise en
compte de l'altitude



La Loire à Chadrac - 2 novembre 2008 (~12 h)



La Borne au Puy en Velay



Chapitre 4.

Principes méthodologiques de la spatialisation

4.1. Introduction

L'origine de notre travail de spatialisation démarre avec une idée en tête : le soin apporté aux données d'entrée, représentatives des bassins étudiés, est tout aussi indispensable que le travail de modélisation, à la bonne simulation du comportement hydrologique des bassins. Cela est d'autant plus vrai en montagne et dans les régions froides, là où les mesures sont délicates à réaliser et plus fréquemment entachées d'erreurs (Ferguson, 1999; Klemeš, 1990).

Comment valoriser le réseau de mesure disponible pour estimer au mieux les données d'entrée des modèles hydrologiques ? Voici la question sur laquelle nous souhaitons nous pencher. Pour tenter d'y répondre, nous avons opté pour une méthode de spatialisation estimant les données d'entrée en tout point des bassins versants. L'objectif visé est double. D'une part, nous souhaitons améliorer l'estimation des précipitations et des températures de l'air en entrée de la modélisation. D'autre part, nous voulons être en mesure de distribuer ces données d'entrée sur les bassins si nécessaire (notamment en bandes d'altitude, approche classique pour la modélisation nivale).

Dans ce chapitre, nous exposons les principes méthodologiques de notre spatialisation. Nous commençons par un rapide aperçu des données dont nous disposons. Puis nous présentons les bases de notre méthode ainsi que les enrichissements possibles. Enfin, la dernière partie est consacrée aux principes d'évaluation de la méthode et de ses résultats.

4.2. Notre point de départ : le réseau de mesure

Parce que toute spatialisation de variables météorologiques s'appuie sur des observations, nous présentons ci-dessous les réseaux de mesure que nous avons exploités.

Les réseaux de stations de température de l'air sont illustrés à la Figure 1-1, et leurs caractéristiques sont données dans le Tableau 1-3.

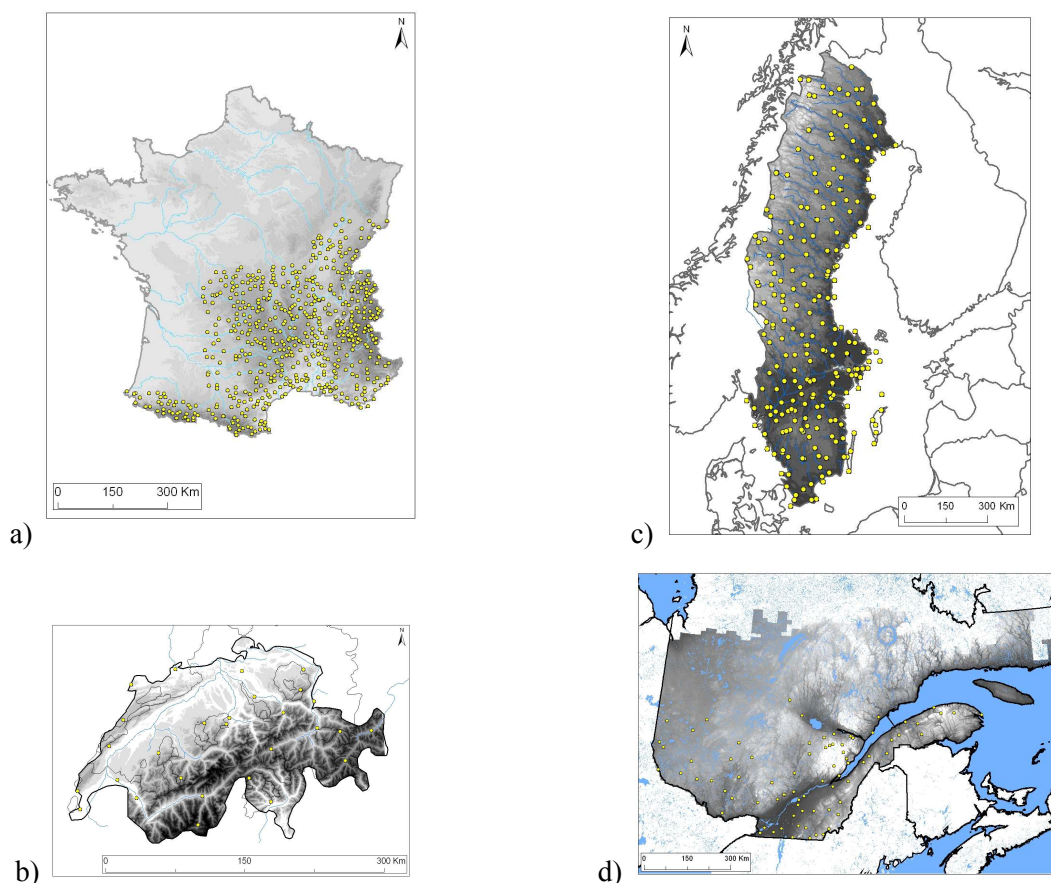


Figure 4-1 : Localisation géographique des stations de température de l'air a) en France (642 postes), b) en Suisse (48), c) en Suède (203) et d) au Québec (78).

	Nombre stations	Densité (km ² /poste)	<i>Q10</i> des altitudes (m)	<i>Q50</i> des altitudes (m)	<i>Q90</i> des altitudes (m)	Altitude maximale (m)
France	642	520	80	450	1180	2880
Suisse	30	1365	440	1020	1760	2490
Suède	203	2215	10	150	440	800
Québec	78	5770	43	255	490	730

Tableau 4-1 : Caractéristiques des réseaux de mesure des températures de l'air (*Q10*, *Q50* et *Q90* représentent les quantiles 10 %, 50 % et 90 % des altitudes des stations pour chacun des quatre pays).

La Figure 4-2 et le Tableau 4-2 donnent un aperçu des réseaux de postes pluviométriques et de leurs principales caractéristiques.

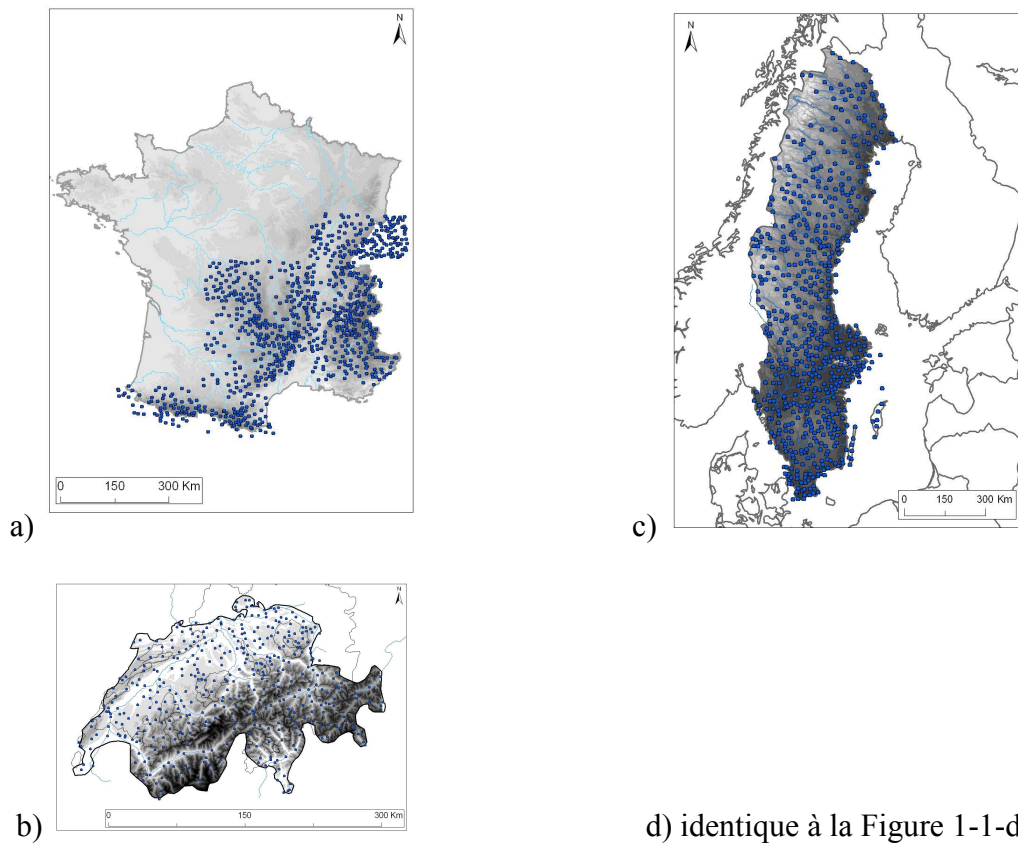


Figure 4-2 : Localisation géographique des stations de précipitations a) en France (996 postes), b) en Suisse (414), c) en Suède (626) et d) au Québec (78).

	Nombre stations	Densité (km ² /poste)	Q10 des altitudes (m)	Q50 des altitudes (m)	Q90 des altitudes (m)	Altitude maximale (m)
France	918	360	160	570	1245	2480
Suisse	414	100	485	740	1060	3315
Suède	626	720	15	145	430	815
Québec	78	5770	43	255	490	730

Tableau 4-2 : Caractéristiques des réseaux de mesure des précipitations (Q10, Q50 et Q90 représentent les quantiles 10 %, 50 % et 90 % des altitudes des stations).

Nous remarquons que les réseaux de précipitations sont nettement plus denses que ceux des températures, notamment en Suisse. A l'exception de quelques rares stations, nous observons un déficit d'instrumentation en altitude (cf. Figure 4-3). En Suède par exemple, les 10% les plus élevés du territoire ne sont pas équipés du tout (au-delà de 800 m d'altitude). La

spatialisation sera donc intéressante pour estimer les données sur les hauteurs des bassins versants de notre échantillon : une comparaison entre le Tableau 4-2 et le Tableau 1-3 montre que les quantiles 90 % des altitudes des postes pluviométriques sont du même ordre de grandeur que les altitudes médianes des bassins pour les quatre pays. Cette dernière remarque souligne une nouvelle fois le manque d'instrumentation en altitude.

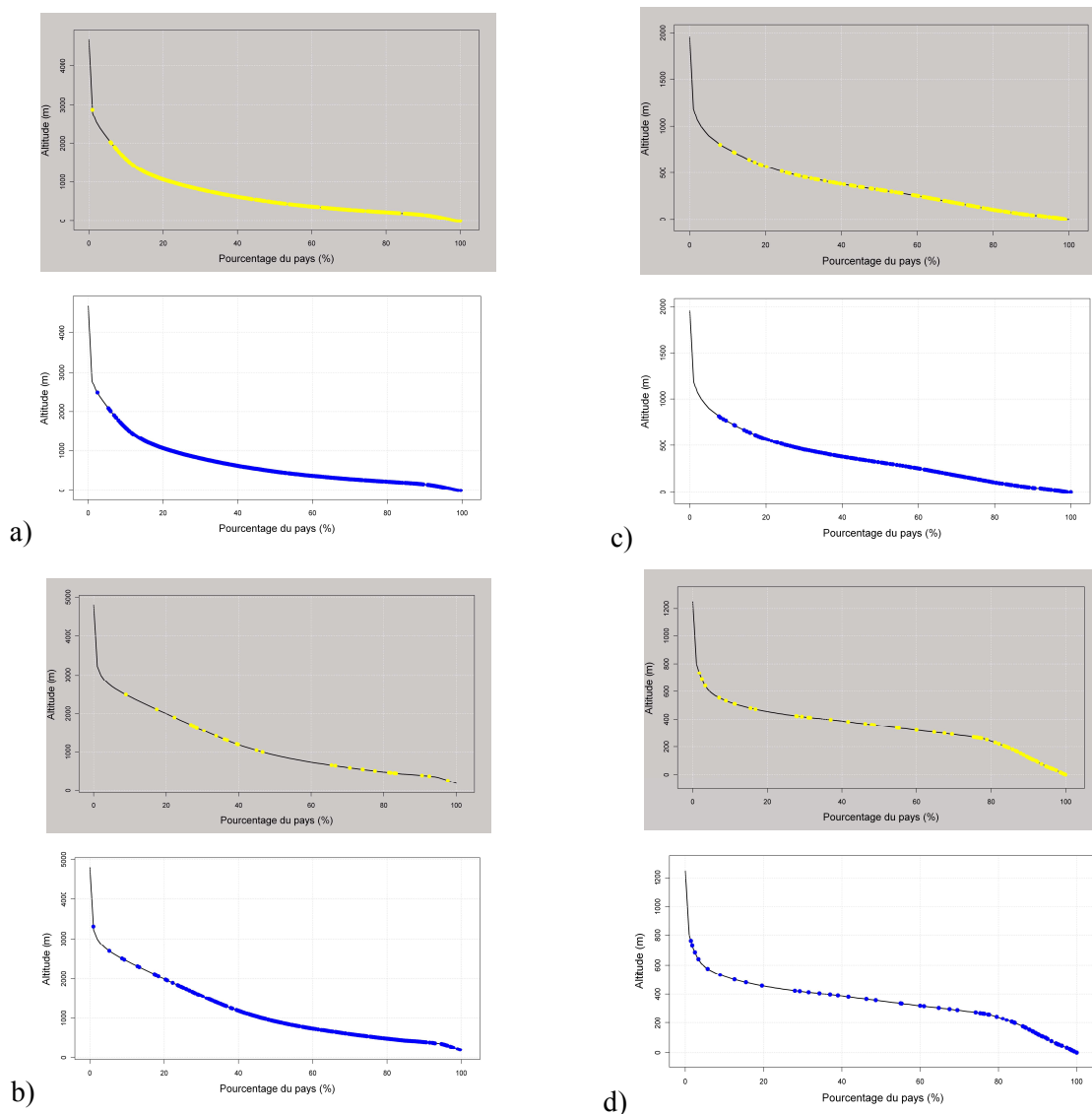


Figure 4-3 : Localisation des altitudes des stations de température (en jaune sur fond grisé) et pluviométriques (en bleu sur fond blanc) sur la courbe hypsométrique¹ pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec.

¹ On rappelle que la courbe hypsométrique permet de connaître le pourcentage d'une surface donnée en-dessous d'une certaine altitude.

4.3. Les deux grands piliers de notre méthode de spatialisation

Deux éléments sont pris en compte pour la spatialisation. Nous les exposons dans ce paragraphe : d'une part, les mesures disponibles au voisinage de chacun des pixels "cibles" et d'autre part, l'introduction d'une correction altitudinale entre le pixel et ses voisins.

4.3.1. Voisinage : définition, sélection et pondération

Qu'entendons-nous par "voisinage" ?

Pour un pixel "cible" donné¹ (*a priori* non instrumenté), le voisinage est défini comme l'ensemble des stations de mesure qui vont contribuer à l'estimation de la précipitation ou de la température de l'air en ce point. Il est caractérisé par la notion de proximité des stations avec la cible. Celle-ci est exprimée en termes de distance dont il existe plusieurs définitions illustrées par la Figure 4-4 :

- La distance euclidienne horizontale (cf. Eq. 4-1) ;
- La distance euclidienne classique qui prend aussi en compte la différence d'altitude ;
- La distance du randonneur qui intègre les dénivelés positif comme négatif. Elle pénalise en général les distances entre deux points situés de part et d'autre d'une crête par rapport à deux points dans la même vallée, voire sur le même versant.

Pour définir le voisinage, notre spatialisation s'appuie sur des distances euclidiennes horizontales. Simples à calculer, elles ne sont pas si différentes de la distance du randonneur (cf. Figure 4-4) qui est généralement considérée comme plus pertinente. Aussi, entre une cible C (de coordonnées x_c, y_c) et son voisin $V(x_v, y_v)$, la distance sera calculée selon l'expression² :

$$d_{CV} = \sqrt{(x_c - x_v)^2 + (y_c - y_v)^2} \quad \text{Eq. 4-1}$$

¹ Pour simplifier, nous utiliserons désormais indifféremment le terme de pixel "cible" donné et son raccourci la cible.

² L'Eq. IV-1 requiert des coordonnées en unité de longueur (mètres par exemple). Dans le cas où les coordonnées des points seraient en unité d'angles, on utilisera plutôt l'expression suivante (où $R=6367.45\text{km}$) :

$$d_{CV} = 2 * R * \arcsin \left\{ \sqrt{\left(\sin\left(\frac{lat_c - lat_v}{2}\right)\right)^2 + \cos(lat_c) * \cos(lat_v) * \left(\sin\left(\frac{long_c - long_v}{2}\right)\right)^2} \right\}$$

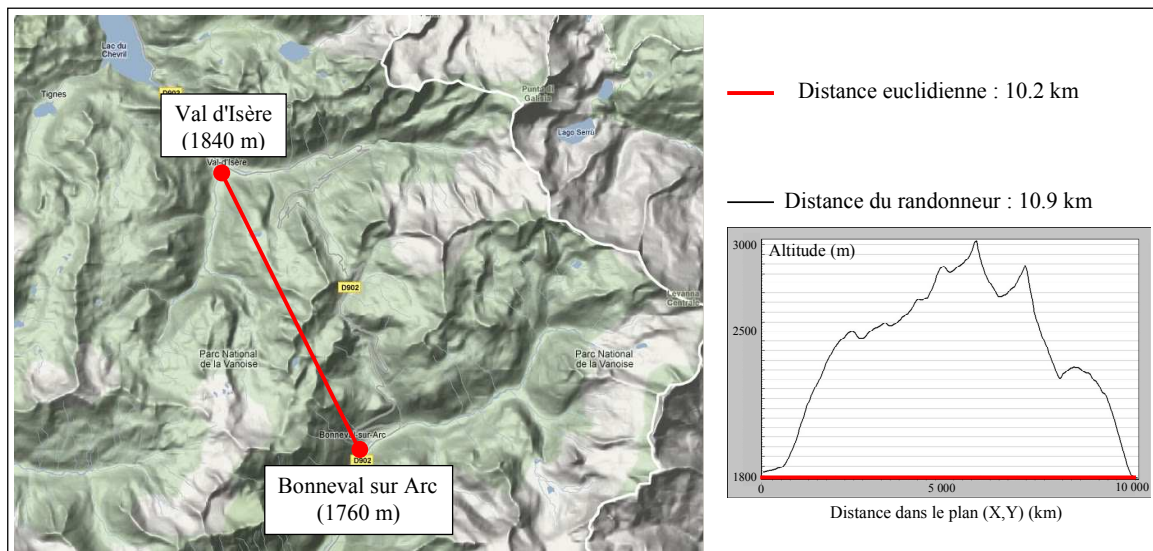


Figure 4-4 : Calcul de la distance entre Val d'Isère et Bonneval sur Arc (Savoie, France). Le trait rouge représente la distance euclidienne (ici, les points étant presque à la même altitude, les distances euclidiennes horizontale et classique sont égales) et le trait gris, celle du randonneur.

Sélection des postes

Une fois le terme de voisinage défini, il s'agit maintenant de décider quelles stations vont participer à l'estimation des variables¹ au niveau du pixel et quelles stations vont être jugées non pertinentes. Pour cela, nous définissons une limite au-delà de laquelle les stations ne font plus partie du voisinage de la cible. Deux approches sont possibles du point de vue de notre spatialisation : soit un nombre constant de stations est fixé, soit un rayon maximum est autorisé autour du pixel. La Figure 4-5 illustre ces deux possibilités en deux points du territoire suédois. Les stations représentées en rouge sont les 10 stations les plus proches de chacun des points tandis que celles dans le cercle jaune sont situées à moins de 50 km des cibles. Nous pouvons d'ores et déjà souligner la différence de sélection suivant la méthode retenue et la densité du réseau disponible : pour un même rayon de 50 km autour du pixel, le voisinage du point situé au nord, dans la partie montagneuse n'est composé que de trois stations tandis que le point au sud, situé en plaine, possède plus de quinze voisins.

¹ Dans ce chapitre, le terme "variables" désigne l'ensemble des données que nous souhaitons spatialiser, c'est-à-dire les températures de l'air et les précipitations.

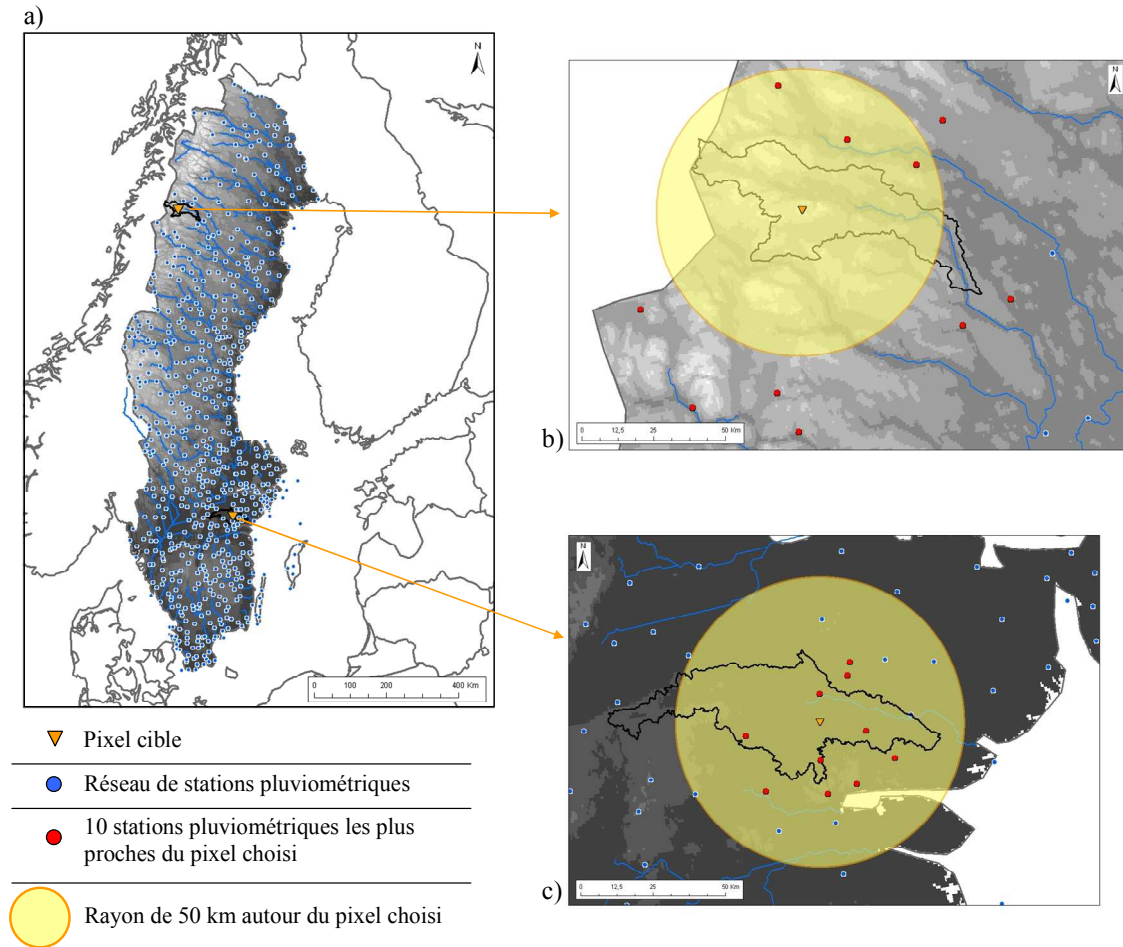


Figure 4-5 : Illustration des deux méthodes de sélection possibles des stations dans le cas d'une estimation des précipitations en deux points de la Suède : b) dans les montagnes, au Nord du pays et c) en plaine, dans une région plus peuplée (réseau de stations plus dense). En choisissant un rayon maximal de 50 km, on sélectionne toutes les stations à l'intérieur du cercle jaune. En choisissant les 10 stations les plus proches du pixel, on travaille avec les stations représentées en rouge.

Des tests ont été réalisés afin de déterminer la meilleure option, voire si une combinaison des deux (rayon et nombre de stations) était préférable. Comme Gottardi (2009) l'avait noté, définir un nombre constant de stations, quel que soit le pixel considéré, est satisfaisant. Ce choix nous permet notamment de pallier certaines faiblesses du réseau. Ainsi, sur la Figure 4-5-b), utiliser un rayon de 50 km autour du pixel limiterait à 3 stations le panier de sélection alors que d'autres stations, proches du rayon maximal mais à l'extérieur, peuvent aussi apporter de l'information pertinente. Dans la suite, le nombre de stations voisines pour la spatialisation de la température (respectivement des précipitations) sera noté N_T (respectivement N_p).

Pondération des postes

Reprenant l'exemple de la Figure 4-5 et au vu de leurs positions géographiques respectives, il est logique d'attribuer des poids différents aux voisins pour estimer la précipitation au niveau du pixel "cible". Aussi, la sélection du panier de stations doit s'accompagner d'une méthode efficace de pondération. Considérant que plus deux points sont proches, plus les variables climatiques sont corrélées, nous pondérons chaque voisin par l'inverse de sa distance avec la cible. Une puissance a été ajoutée à cette pondération permettant de moduler l'importance des stations les plus proches de la cible. Finalement, pour une cible C , une des stations de son entourage, notée V_i , sera pondérée par le terme :

$$w_{CV_i} = \frac{1}{(d_{CV_i})^\alpha} = \frac{1}{\left(\sqrt{(x_C - x_{V_i})^2 + (y_C - y_{V_i})^2}\right)^\alpha} \quad \text{Eq. 4-2}$$

où d_{CV_i} est la distance euclidienne horizontale entre la cible C et la station V_i et α (≥ 0) est un paramètre donnant plus ou moins de poids aux stations les plus proches (plus α est grand, plus les stations les plus proches de la cible auront un poids important par rapport aux plus éloignées). Nous verrons par la suite comment α sera fixé pour chaque réseau de mesures.

4.3.2. Effet de l'altitude

Définition de la prise en compte de l'altitude

Notre régionalisation par voisinage est enrichie d'un terme supplémentaire : une correction fonction de la différence d'altitude entre la cible et ses stations voisines (cf. Figure 4-6).

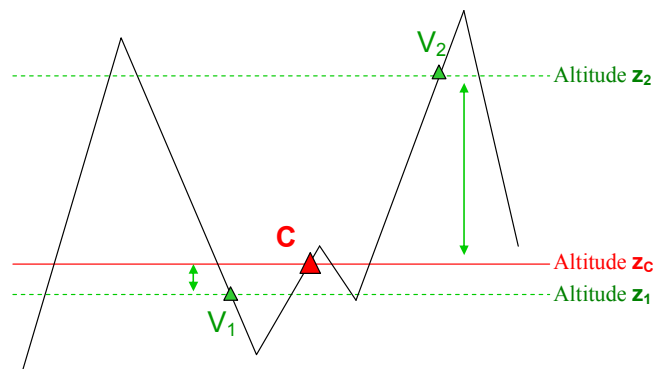


Figure 4-6 : Schéma en 2D d'un pixel "cible" C pour lequel on chercherait à estimer la variable X en fonction des observations X_1 et X_2 réalisées respectivement en-dessous (station V_1) et au-dessus (station V_2) du pixel C , en termes d'altitude.

Cette correction altitudinale permet de prendre en compte la variabilité des données météorologiques avec l'altitude. Néanmoins, étant données les caractéristiques propres aux températures et aux précipitations, nous adapterons l'introduction de l'effet de l'altitude à chacune des deux variables.

Spécificité de la température de l'air

Il est largement admis que la température a tendance à diminuer avec l'altitude. La Figure 4-7 illustre ce phénomène sur deux stations situées dans la même vallée (Haute-Isère), mais à 1000 m d'altitude d'écart. Pour rendre compte de cette évolution, nous avons opté pour une approche classique consistant à introduire un gradient altitudinal : une relation linéaire de type additive et symétrique¹. Estimer la température de l'air au niveau du pixel cible C par rapport à son plus proche voisin, V_1 , revient à calculer, pour un pas de temps j donné :

$$T_C(j) = T_{V_1}(j) + \theta_{altitude} \times (Z_C - Z_{V_1}) \quad \text{Eq. 4-3}$$

En prenant en compte les N_T stations de température les plus proches, l'estimation pour un pixel cible C et un pas de temps j donnés, sera :

$$T_C(j) = \frac{\sum_{i=1}^{N_T} w_{V_i \rightarrow C} \times [T_{V_i}(j) + \theta_{altitude} \times (Z_C - Z_{V_i})]}{\sum_{i=1}^{N_T} w_{V_i \rightarrow C}} \quad \text{Eq. 4-4}$$

où $T_C(j)$ est la température estimée au point cible (°C), $T_{V_i}(j)$ est la température mesurée au $i^{\text{ème}}$ voisin le plus proche de C (°C), $w_{V_i \rightarrow C}$ est le poids accordé à la station V_i (donné par l'Eq. 4-2), Z_C et Z_{V_i} sont les altitudes respectives de C et V_i (m) et $\theta_{altitude}$ est le gradient altitudinal de température (°C/m).

Cette méthode de spatialisation de la température de l'air fait intervenir trois paramètres : $\theta_{altitude}$, α et N_T . Leur détermination est présentée au Chapitre 5. La spatialisation sera appliquée aux températures moyennes journalières de l'air, ainsi qu'aux minima et maxima journaliers.

¹ Une méthode est dite symétrique si elle assure la propriété suivante : partant du point A dont la variable mesurée est X_A , on reconstitue la donnée, X_B , au point B. Si on repart de B, la reconstitution en A doit être égale à X_A .

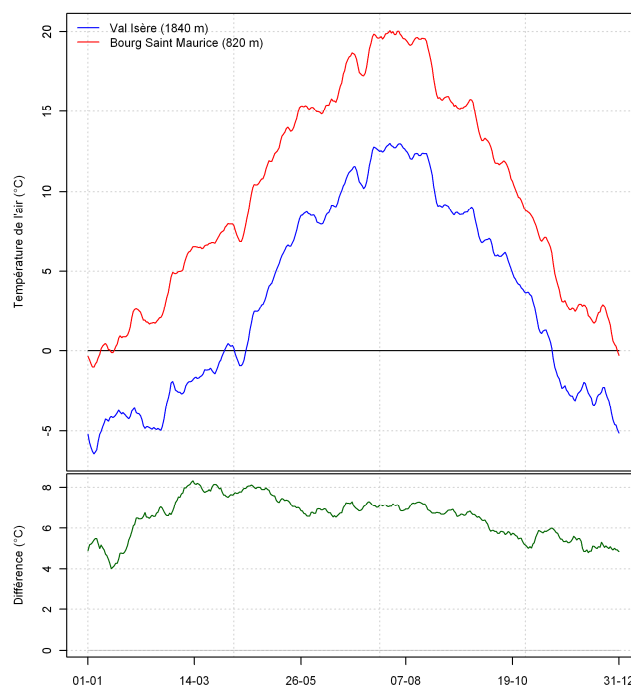


Figure 4-7 : Profil des températures de l'air moyennes interannuelles sur deux sites de la vallée de la Tarentaise (Haute-Isère). Le graphe du bas représente la différence de température entre Bourg Saint Maurice et Val d'Isère (situé 1000 m plus haut).

Spécificité des précipitations

Pour traduire l'effet de l'altitude dans l'estimation des précipitations en des points non instrumentés, nous avons choisi une méthode un peu différente de celle des températures de l'air : une correction multiplicative a été préférée à la traditionnelle correction additive. En effet, la donnée précipitation est soit positive, soit nulle. Utiliser une méthode additive obligerait à introduire un seuil (en pratique, cela signifie que si la reconstitution est négative, alors on la considère nulle). Or, nous souhaitons conserver la symétrie de la méthode, ce qu'empêche l'introduction d'un seuil. Qui plus est, ce choix consiste à dire que, pour une même différence d'altitude, la correction apportée va également dépendre de la quantité de précipitation tombée : il s'agira d'un pourcentage de la précipitation tombée (Johansson, 2000; Schaepli et al., 2005) et non d'une quantité d'eau fixe quelle que soit le cumul observé¹.

¹ Regardons les différences de correction avec des gradients additifs ou multiplicatifs à travers un exemple. Pour un cumul observé de 1 mm (respectivement 100 mm) et une différence de 500 m, si on considère un gradient additif de 2 mm / 100 m, on estimera la précipitation 500 m plus haut à 11 mm, (resp. 110 mm). En revanche, considérant un gradient multiplicatif de 5%/100 m, la précipitation sera estimée à 1.25 mm (resp. 125 mm).

Une mise en forme simple satisfaisant cette contrainte est le calcul d'un gradient sur le logarithme des précipitations. Aussi, estimer la précipitation au niveau du pixel cible C par rapport à son plus proche voisin, V_1 , se fait grâce à l'équation :

$$\ln(P_C(j)) - \ln(P_{V_1}(j)) = \beta_{altitude} \times (Z_C - Z_{V_1}) \quad \text{Eq. 4-5}$$

encore exprimée sous la forme :

$$P_C(j) = P_{V_1}(j) \times \exp[\beta_{altitude} \times (Z_C - Z_{V_1})]$$

Dans l'équation ci-dessus, $\beta_{altitude}$ sera appelé facteur de correction altitudinale des précipitations. Il est exprimé en m^{-1} . L'équation est ensuite généralisée au N_P stations de précipitations les plus proches. Pour un pixel cible C et un pas de temps j donnés, nous estimerons la précipitation suivant :

$$P_C(j) = \frac{\sum_{i=1}^{N_P} w_{V_i \rightarrow C} \times [P_{V_i}(j) \times \exp[\beta_{altitude} \times (Z_C - Z_{V_i})]]}{\sum_{i=1}^{N_P} w_{V_i \rightarrow C}} \quad \text{Eq. 4-6}$$

Où $P_C(j)$ est la précipitation estimée au point cible (mm), $P_{V_i}(j)$ est la précipitation mesurée au $i^{ème}$ voisin le plus proche de C (mm), $w_{V_i \rightarrow C}$ est le poids accordé à la station V_i (donnée par l'Eq. 4-2), Z_C et Z_{V_i} sont les altitudes respectives de C et V_i (m) et $\beta_{altitude}$ est le facteur de correction altitudinale de précipitation (m^{-1}).

Les résultats et les valeurs des paramètres sont présentés dans le Chapitre 6.

4.4. Enrichissements possibles de la méthode

Dans le paragraphe précédent, nous avons présenté les principes qu'on pourrait qualifier de "minimalistes", relativement aux contraintes que nous nous sommes fixés (approche par voisinage et prise en compte de l'effet de l'altitude). De nombreuses adaptations peuvent être étudiées et éventuellement intégrées à la spatialisation à condition que l'amélioration des performances qui en découle soit significative.

4.4.1. Gradients altitudinaux évoluant en fonction du temps

Les études citées au Chapitre 2 montrent de manière générale que l'effet de l'altitude sur les températures de l'air et les précipitations n'est pas le même suivant l'époque de l'année (Bleasdale et Chan, 1972; Pielke et Mehring, 1977; Sevruk et Mieglitz, 2002), ni même suivant les conditions de temps (Gottardi, 2009; Sevruk et Mieglitz, 2002). Il nous a donc

semblé intéressant de considérer ces deux aspects du temps¹ dans la détermination de nos corrections altitudinales.

Le temps qui passe

La Figure 4-7 présente les températures moyennes journalières interannuelles (1984-1998) enregistrées à Bourg Saint Maurice, à 820 m d'altitude (en rouge) et à Val d'Isère, à 1840 m (en bleu). Le graphe du haut est sans équivoque : il fait nettement plus froid à Val d'Isère quelle que soit la saison. Le graphique du bas apporte une autre information. Représentant la différence de température entre les deux sites, il révèle que cet écart varie au cours de l'année : alors qu'en hiver, il fait en moyenne 5°C de moins à Val d'Isère, cette différence passe à 8°C au printemps (mars à mai).

Dans le paragraphe suivant, nous regarderons si l'introduction d'une saisonnalité des corrections altitudinales permet d'améliorer la qualité de reconstitution des variables.

Le temps qu'il fait

Pour regarder l'influence du temps qu'il fait sur la détermination des corrections altitudinales, nous étudierons l'ajout d'une différenciation temps sec / temps pluvieux sur les gradients altitudinaux de température de l'air (Paquet, 2004). Concernant les précipitations, nous reprendrons la classification utilisée par Gottardi (2009) pour l'appliquer à nos échantillons français et suisse.

Il convient de noter dès à présent que ces deux éléments (époque et conditions météorologiques) interagissent. Ainsi, à titre d'exemple, l'été correspond à la période des orages (relations précipitations-altitude mal définies en général) tandis que l'hiver est plus propice aux épisodes pluvieux longs et étendus (effets orographiques plus facilement identifiables).

¹ Dans ce paragraphe, la notion de temps fait référence soit à l'époque de l'année, c'est-à-dire au temps qui passe, soit aux conditions météorologiques, c'est-à-dire au temps qu'il fait.

4.4.2. Gradients altitudinaux en fonction du lieu

De la même façon que l'effet de l'altitude varie avec le temps, il peut varier dans l'espace. Pour tenir compte de leurs différences géographiques, nous étudierons indépendamment chacun des quatre pays dans la détermination de leurs corrections altitudinales respectives.

Néanmoins, raisonner à l'échelle du pays peut paraître encore trop grossier étant donnée la très forte hétérogénéité des relations $P-Z$ et $T-Z$ sur d'aussi vastes territoires. Une distinction plus fine pourrait être envisagée. En Suisse par exemple, Sevruck (1997) a distingué jusqu'à onze régions différentes et calculé des corrections altitudinales propres à chacune. Daly et al. (1994), et plus récemment Gottardi (2009), ont opté pour la détermination de gradients locaux, fonction de l'espace (c'est-à-dire définis en chaque pixel à l'aide d'une relation linéaire et d'une pondération sophistiquée utilisant la distance entre les points). Cependant, il faut souligner que ces travaux concernaient des gradients absolus (très dépendants des cumuls de précipitations localement) et non des gradients relatifs (beaucoup plus robustes à cet égard). Nous nous demanderons au chapitre suivant quel est l'intérêt d'établir des relations $P-Z$ et $T-Z$ régionales.

Enfin, les facteurs de correction peuvent varier avec l'altitude, notamment pour les précipitations. Ranzi (2009) souligne la difficulté d'estimer des gradients au-dessus d'une certaine limite (qu'il place à 2000 m d'altitude), étant donnée la localisation des stations et les difficultés de mesure au-delà de cette limite. Barry (2008, p 284-285) montre des gradients altitudinaux de précipitation qui diminuent, voire s'inversent, à partir d'une certaine altitude et suivant la région du globe étudiée. Ainsi, il existe une incertitude croissante avec l'altitude. Nous avons donc étudié l'introduction d'une altitude limite au-delà de laquelle les corrections altitudinales n'évoluent plus, et regarder l'impact sur la spatialisation. Les résultats n'ont pas montré de différence par rapport à une approche sans altitude limite. Nous n'avons pas plus creusé ce point spécifique.

4.4.3. Impact de la densité de réseau

Outre les corrections altitudinales sur lesquelles s'appuie notre méthode de spatialisation, la configuration du réseau de stations disponibles (sa densité) joue un rôle prépondérant. Si chacun des pixels était instrumenté, la spatialisation deviendrait alors superflue. Ce n'est malheureusement pas le cas. Qui plus est, il peut survenir des problèmes de données manquantes ou de valeurs aberrantes dans les chroniques. Nous regarderons donc l'influence d'une diminution du réseau de stations disponibles pour chacun des quatre pays. Quel impact cette diminution a-t-elle sur la détermination des paramètres du modèle de correction ? Quel impact a-t-elle sur la qualité des reconstitutions (*i.e.* jusqu'à quel point notre méthode est-elle robuste ?) ?

4.4.4. Correction des erreurs systématiques de mesure

Reprenons les travaux de Sevruc (1997) en Suisse : l'établissement de gradients altitudinaux de précipitation est, selon lui, indissociable de la détermination de facteurs correctifs. Ces derniers visent à compenser les erreurs systématiques faites par les instruments de mesure (augmentant avec la présence de vent et de neige). Au cours de nos propres travaux, nous avons tenté de suivre cette voie et de prendre en compte des facteurs de correction des précipitations solides. Cette question est complexe à traiter puisque les deux effets sont intimement corrélés : plus on s'élève en altitude, plus les erreurs systématiques augmentent. Ainsi, en corrigeant les précipitations solides, les cumuls des stations les plus élevées seront plus largement impactés : le gradient altitudinal de précipitation va être modifié d'autant plus fortement que la correction appliquée sera grande. La Figure 4-8 reprend la méthode de Sevruc (1997) appliquée aux 34 stations de précipitations dont nous disposons dans les vallées de l'Arve et du Fier (Alpes du Nord). La conclusion est claire : plus on corrige fortement les précipitations solides, plus le gradient altitudinal calé est augmenté.

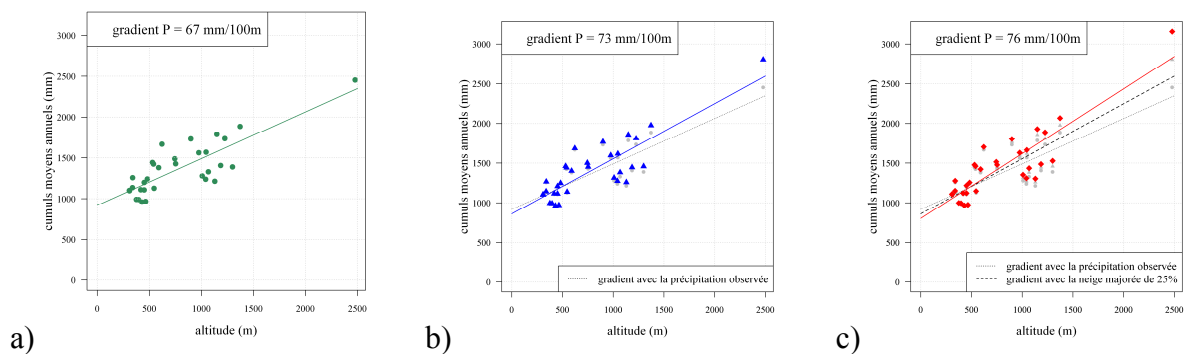


Figure 4-8 : Graphiques montrant les cumuls moyens annuels a) observés, b) corrigés de +25% sur la neige et c) corrigés de +50% sur la neige en fonction de l'altitude. gradient P indique la pente des régressions linéaires.

Dès lors que l'on s'attaque aux questions de sous-captation des pluviomètres, un autre problème se pose : quelle référence utiliser puisque nous corrigeons la donnée même qui nous sert de référence pour établir les facteurs de correction altitudinale ? S'inspirant de travaux antérieurs (Danard, 1971; Ranzi et al., 2003; Weingartner et al., 2007), nous avons essayé de valoriser l'information hydrologique que représente le débit. Nos travaux sur ce sujet sont reportés en Annexe B et Annexe C.

4.5. Évaluation

A ce stade, nous avons présenté la méthode de spatialisation qui va nous permettre d'estimer les précipitations et les températures de l'air en tout point de nos bassins versants. Il s'agit d'une méthode paramétrée avec trois degrés de liberté à optimiser : le facteur de correction altitudinale, l'exposant donnant plus ou moins de poids au voisinage proche et le nombre de stations à prendre en compte pour chaque reconstitution. Il est maintenant temps de présenter les outils nécessaires à l'optimisation de ces paramètres.

4.5.1. Technique du Jackknife

La technique du Jackknife (voir par exemple, Poinot, 2004, Chapitre 4), encore appelée validation croisée, permet de caler les paramètres régissant l'interpolation de la précipitation ou de la température de l'air en tout point instrumenté de l'espace considéré. Il s'agit de calculer les variables au niveau des points de référence (indépendamment des mesures qui y sont réalisées), puis d'utiliser les mesures afin de calculer l'erreur réalisée.

Le principe que nous allons appliquer est le suivant : nous considérons un échantillon de N stations mesurant les variables X_{obs} . Nous retirons successivement chacun des postes de l'échantillon et nous reconstituons les données estimées, notées X_{sim} , en utilisant les $(N-1)$ autres stations disponibles. A l'issue de ce travail, nous disposons, pour chacun des N points de mesure, d'une série de données observées (X_{obs}) et d'une série de données estimées (X_{sim}). Ces deux séries sont comparées et un critère numérique de qualité de la reconstitution peut être estimé.

4.5.2. Critères d'évaluation

Pour évaluer la pertinence des valeurs des paramètres, nous introduisons des critères de performance. Le critère retenu comme fonction objectif est la formulation bornée (Mathevet, 2005) du critère d'efficacité de Nash et Sutcliffe (1970). Il s'agit d'un critère dont les valeurs sont comprises entre -1 (modèle très mauvais) et +1 (reconstitution parfaite des mesures observées). Une valeur nulle signifie que la méthode testée a la même performance qu'une méthode naïve de référence donnant à chaque pas de temps la valeur moyenne de la variable observée. Nous retiendrons donc les valeurs des paramètres pour lesquelles le critère est maximal. Enfin, la formulation du critère est adaptée à la spatialisation sur les températures de l'air d'une part et sur les précipitations d'autre part.

Critère pour la spatialisation des températures de l'air

Le critère d'évaluation est calculé pour chaque poste de température sur l'ensemble de la chronique journalière disponible suivant la formule :

$$C_{2M}T(i) = \left\{ 1 - \frac{\sum_{j=1}^{NAX} (T_{obs}(i, j) - T_{sim}(i, j))^2}{\sum_{j=1}^{NAX} (T_{obs}(i, j) - T_{mens_moy})^2} \right\} / \left\{ 1 + \frac{\sum_{j=1}^{NAX} (T_{obs}(i, j) - T_{sim}(i, j))^2}{\sum_{j=1}^{NAX} (T_{obs}(i, j) - T_{mens_moy})^2} \right\} \quad \text{Eq. 4-7}$$

où $T_{obs}(i, j)$ est la température mesurée au niveau du poste i et pour le jour j , $T_{sim}(i, j)$ est la température interpolée au niveau de la station grâce à la technique du Jackknife, T_{mens_moy} est la température moyenne mensuelle interannuelle servant de référence à battre pour notre spatialisation (méthode naïve) et NAX est le nombre de jours sur lequel le critère est calculé.

Lors de l'évaluation sur notre échantillon, nous obtenons donc un critère $C_{2M}T(i)$ par station, soit au total N_{totT} critères qui sont moyennés pour obtenir une seule valeur $C_{2M}T$ (cf. Eq. 4-8) : c'est la fonction objectif à maximiser en faisant varier les paramètres :

$$C_{2M}T = \frac{1}{N_T} \times \sum_{i=1}^{N_{totT}} C_{2M}T(i) \quad \text{Eq. 4-8}$$

Critère pour la spatialisation des précipitations

Comme pour la température, nous calculons un critère $C_{2M}P(i)$ pour chaque station de précipitations suivant la formule :

$$C_{2M}P(i) = \left\{ 1 - \frac{\sum_{m=1}^{NAXm} (\sqrt{P_{obs}(i, m)} - \sqrt{P_{sim}(i, m)})^2}{\sum_{m=1}^{NAXm} (\sqrt{P_{obs}(i, m)} - \sqrt{P_{mens_moy}})^2} \right\} / \left\{ 1 + \frac{\sum_{m=1}^{NAXm} (\sqrt{P_{obs}(i, m)} - \sqrt{P_{sim}(i, m)})^2}{\sum_{m=1}^{NAXm} (\sqrt{P_{obs}(i, m)} - \sqrt{P_{mens_moy}})^2} \right\} \quad \text{Eq. 4-9}$$

où $P_{obs}(i, m)$ est la précipitation mesurée au niveau du poste i et pour le mois m , $P_{sim}(i, m)$ est la précipitation interpolée au niveau de la station, P_{mens_moy} est le cumul pluviométrique mensuel moyen servant de référence et $NAXm$ est le nombre de mois sur lequel le critère est calculé.

Plusieurs différences sont à souligner par rapport au critère sur les températures :

- Nous raisonnons ici au pas de temps mensuel. Deux raisons expliquent principalement ce choix. D'une part, il nous semble primordial d'adapter notre échelle temporelle à celle des processus qui nous intéressent : une bonne reconstitution des cumuls mensuels est en adéquation avec la dynamique des phénomènes neigeux que nous cherchons à modéliser. D'autre part, les précipitations présentent une très grande variabilité spatiale et temporelle, plus délicate à retranscrire au pas de temps journalier. Aussi les cumuls mensuels doivent permettre de faire ressortir les grandes tendances des effets orographiques (il y a moins de « bruit » qu'au pas de temps journalier).
- Nous optons pour un calcul sur les racines carrées des précipitations mensuelles. Ce choix permet notamment de ne pas donner trop de poids aux forts cumuls par rapport aux cumuls mensuels plus faibles¹.

Finalement, nous moyennons les $Ntot_p$ critères obtenus pour calculer la fonction objectif $C_{2M}P$ qui servira à optimiser les paramètres de notre méthode :

$$C_{2M}P = \frac{1}{N_p} \times \sum_{i=1}^{Ntot_p} C_{2M}P(i) \quad \text{Eq. 4-10}$$

Enfin, pour analyser plus en détail la pertinence des paramètres définis dans la spatialisation des précipitations, nous regarderons également deux autres critères basés sur les cumuls moyens annuels :

- Le coefficient de corrélation entre les cumuls moyens annuels simulés et observés :

$$R^2_P = \frac{\sum_{i=1}^{Ntot_p} (P_{obs}(i) - \overline{P_{obs}}) \times (P_{sim}(i) - \overline{P_{sim}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{Ntot_p} (P_{obs}(i) - \overline{P_{obs}})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^{Ntot_p} (P_{sim}(i) - \overline{P_{sim}})^2}} \quad \text{Eq. 4-11}$$

où $P_{obs}(i)$ (respectivement $P_{sim}(i)$) est le cumul annuel pluviométrique moyen mesuré, (respectivement estimé), de la station i , $\overline{P_{obs}}$ (respectivement $\overline{P_{sim}}$) est la moyenne des cumuls annuels pluviométriques observés (respectivement estimés) des N_p stations. Ce coefficient de corrélation permet d'évaluer rapidement avec quelle efficacité sont reconstituées les $Ntot_p$ stations. Il peut mettre en évidence certaines faiblesses de la méthode (par exemple pour les stations les plus ou les moins arrosées).

¹ Les écarts de température étant plus faibles, nous n'avons pas fait ce choix pour le critère de température.

- Nous calculons également le biais au niveau de chacune des stations disponibles, c'est-à-dire le rapport entre la précipitation simulée et la précipitation observée. Ainsi, pour une station i , il s'exprime suivant la formule :

$$BIAIS(i) = \frac{P_{annuel_simulées}(i)}{P_{annuel_observées}(i)} \quad \text{Eq. 4-12}$$

Il nous permet notamment de regarder s'il existe des tendances géographiques au niveau des erreurs de reconstitution, c'est-à-dire si les erreurs sont plus importantes dans certaines régions en particulier, en altitude, etc. Nous pouvons également en déduire le biais moyen sur l'échantillon total.

4.5.3. Erreurs et incertitudes de la méthode

4.5.3.1. Erreurs d'interpolation

Une fois le voisinage et les corrections altitudinales optimisés, nous calculons les erreurs d'interpolation faites en chacun des points de mesure de nos réseaux selon la formule :

$$Erreur(i) = \frac{P_{annuel_simulées}(i) - P_{annuel_observées}(i)}{P_{annuel_observées}(i)} \times 100 \quad (\%) \quad \text{Eq. 4-13}$$

où $Erreur(i)$ est l'erreur d'interpolation faite sur l'estimation du cumul de la station i , $P_{annuel_observées}(i)$ est le cumul annuel moyen observé pour la station i , et $P_{annuel_simulées}(i)$, le cumul annuel moyen simulé.

4.5.3.2. Incertitude liée au paramètre de correction altitudinale

Nous avons jugé intéressant de quantifier les erreurs standards de simulation faites par rapport au paramètre de correction altitudinale des précipitations¹. Le but était de calculer une incertitude au niveau des pixels où la variable est estimée. Un nouveau test a été mis en place.

- Suivant que nous souhaitons raisonner sur une incertitude spatiale ou temporelle, nous calculons, pour chaque station ou pour chaque pas de temps, une valeur du paramètre $\beta_{altitude}$, c'est-à-dire la valeur permettant de reconstituer au mieux la série temporelle mesurée en ce point en fonction des mesures voisines ou pour ce pas de temps sur l'ensemble du territoire.
- Nous pouvons en déduire l'erreur standard du paramètre $\beta_{altitude}$:

$$std(\beta_{altitude}) = \sqrt{\frac{Variance(\beta_{altitude})}{N}} = \sqrt{\frac{\frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N (\beta_{altitude}(i) - \overline{\beta_{altitude}})^2}{N}} \quad \text{Eq. 4-14}$$

où $std(\beta_{altitude})$ est l'erreur standard associée au paramètre de correction altitudinale, $Variance(\beta_{altitude})$ est la variance du paramètre, N est le nombre total de données dont nous disposons (nombre de stations ou nombre de pas de temps), $\beta_{altitude}(i)$ est le facteur de correction altitudinale optimal pour la station ou le pas de temps i et $\overline{\beta_{altitude}}$ est la moyenne des facteurs de correction altitudinale sur l'ensemble des N données.

- Enfin, nous appliquons la méthode delta (Oehlert, 1992) qui permet de déduire l'erreur standard de simulation faite au niveau des pixels reconstitués à partir de $std(\beta_{altitude})$ suivant la formule :

$$std(P(k)) = std(\beta_{altitude}) \times |P'(k)| \quad \text{Eq. 4-15}$$

où $std(P(k))$ est l'erreur standard associée à la simulation de précipitation au niveau du pixel k et $|P'(k)|$ est la valeur absolue de la dérivée de $P(k)$ par rapport à $\beta_{altitude}$.

Ce dernier test nous permet de quantifier les erreurs associées à notre méthode par rapport au paramètre de correction altitudinale $\beta_{altitude}$. Les résultats apportent ainsi une information

¹ Ce travail a été réalisé afin de tester la robustesse de notre approche. Concernant sa formulation de type exponentiel, il a souvent été évoqué le risque de reconstituer des cumuls, avec des incertitudes associées, trop importants (pour ne pas dire complètement irréalistes !) dès lors que la différence d'altitude devient grande. Nous souhaitons donc apporter quelques éléments de réponse à ce propos.

supplémentaire quant aux incertitudes liées à la méthode de spatialisation des précipitations et à l'approche de type exponentiel.

4.6. Synthèse

Les bases de notre méthode de spatialisation sont désormais posées. Nous avons eu à cœur de développer une approche simple et parcimonieuse s'appuyant sur les réseaux de stations disponibles, et introduisant l'effet de l'altitude dans l'estimation des variables.

Deux types de données d'entrées sont spatialisées : les températures de l'air et les précipitations. Conservant les mêmes éléments (voisinage et influence de l'altitude), la méthode a été adaptée aux spécificités de chaque variable. Pour les précipitations notamment, une correction relative évite l'introduction d'un seuil.

Enfin, des efforts particuliers ont été menés pour enrichir la spatialisation d'une estimation des incertitudes associées à notre approche, et plus précisément au choix de la formulation exponentielle et du paramètre de correction altitudinale.

Les deux prochains chapitres sont consacrés à la présentation des résultats de la spatialisation sur notre échantillon, d'abord pour les températures de l'air (Chapitre 5), puis pour les précipitations (Chapitre 6).

Chapitre 5.

Résultats de la spatialisation des températures de l'air

5.1. Introduction

La spatialisation des températures de l'air est souvent perçue comme une question triviale à résoudre. On considère en effet comme acquis, pour ne pas dire évident, que plus on monte en altitude, plus la température diminue. Reste ensuite à déterminer combien de degrés sont perdus pour un dénivelé donné. A ce propos, de nombreuses références s'accordent autour de la valeur de $-0.65^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ (ICAO, 1993).

Pourtant, nous avons cherché à vérifier si cette question est aussi simple que sa réputation le laisse croire. Si c'était le cas, pourquoi a-t-elle fait l'objet de nombreuses études plus approfondies ? Douguedroit et De Saintignon (1970), Pielke et Mehring (1977), Leffler (1981), Bolstad et al. (1998), et très récemment Gottardi (2009) ont, entre autres, travaillé sur des approches plus fines et plus efficaces d'estimation des températures en altitude.

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de nos propres essais de spatialisation des températures de l'air en appliquant la méthode présentée au chapitre précédent sur les températures journalières moyennes des quatre pays de notre échantillon. Dans un premier temps, nous définissons le voisinage optimal à utiliser. Puis nous regardons l'influence d'enrichissements possibles de la méthode (prise en compte du temps et du lieu). Nous examinons l'impact d'une diminution des mesures disponibles sur la qualité de la spatialisation. Enfin, nous appliquons notre méthode aux extrema journaliers de température.

5.2. Un mot sur le voisinage

Deux paramètres contribuent à la définition du voisinage optimal : le nombre de stations à considérer, N_T et l'exposant α , présent dans le terme de pondération (cf. Eq. 2-2). En théorie, nous pouvons penser qu'il n'y a pas besoin de limiter N_T , l'exposant se chargeant de rendre l'impact des stations lointaines négligeable. Mais, d'une part, nos essais montrent qu'il y a un intérêt à borner N_T (Figure 5-1) et d'autre part, ce choix permet de réduire le temps de calcul. Afin de déterminer leurs valeurs optimales respectives, nous avons exploré différentes valeurs de ces deux paramètres tout en calant un gradient altitudinal de température constant. Les intervalles de recherche sont respectivement $[1;20]$ pour le nombre de voisins N_T et $[0;4]$ pour l'exposant α . Les graphes de la Figure 5-1 synthétisent les résultats :

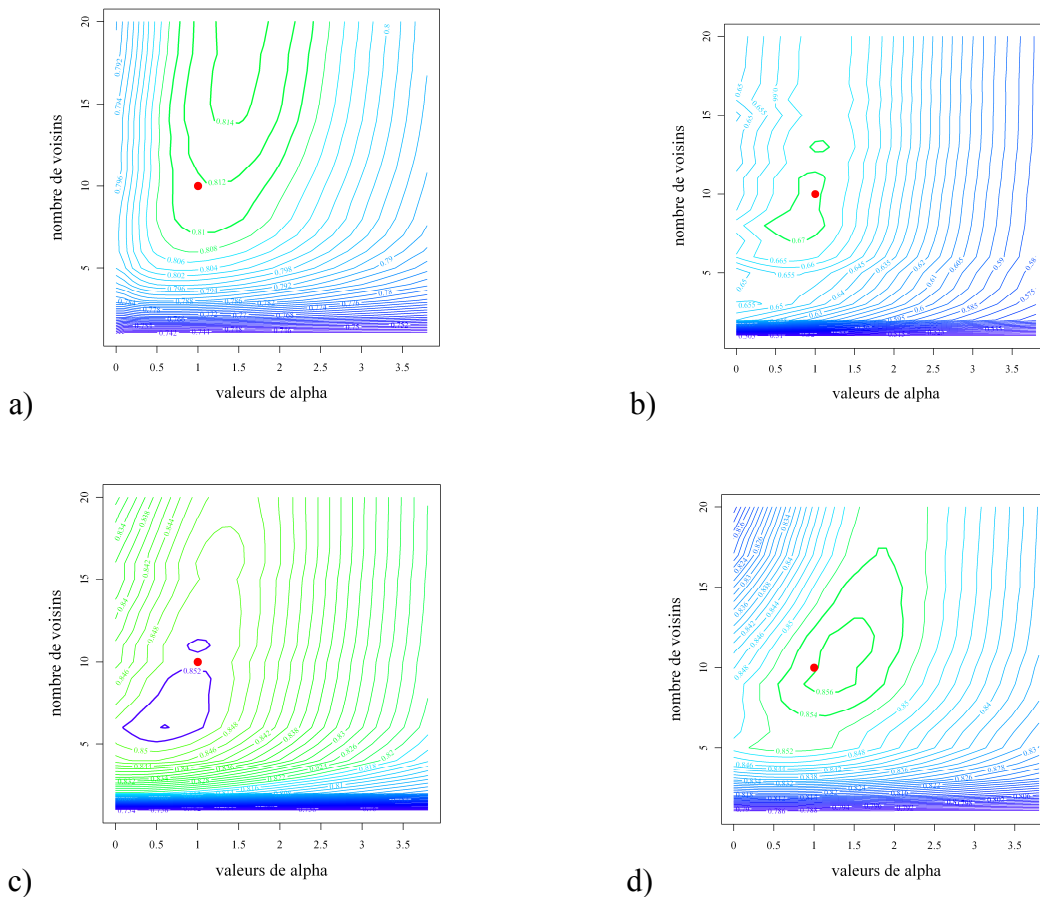


Figure 5-1 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_T (en ordonnée) pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec. Le point désigne l'optimum retenu pour les quatre pays.

Les graphes précédents montrent qu'il n'y a pas une seule solution optimale du couple $(N_T; \alpha)$ mais plutôt une famille de couples pour lesquels le critère de performance est maximal. Parmi les quatre échantillons de données, nous remarquons que le couple (10;1) se situe toujours dans les zones où le critère est maximal, ou très proche du critère maximal (en France par exemple, il est à 0.002 point du maximum, ce qui est négligeable). Nous retiendrons donc ces valeurs, à savoir $N_T = 10$ et $\alpha = 1$, identiques pour les quatre pays.

5.3. Gradients altitudinaux saisonniers

Une fois le voisinage défini, nous étudions la saisonnalité des gradients altitudinaux et son impact sur la qualité des reconstitutions. Pour cela, au lieu de caler un gradient pour chacun des pays quelle que soit la période de l'année, nous considérons désormais douze gradients par pays, un pour chaque mois. L'évolution saisonnière des gradients de température ainsi que les performances associées sont reportées dans les graphes du Tableau 5-1.

A l'exception du Québec, nous observons une nette variation des gradients altitudinaux au cours de l'année. L'évolution du gradient est très similaire d'un pays à l'autre. Il atteint son maximum (en valeur absolue) au printemps (avril à juin) et son minimum en hiver (décembre – janvier). L'amplitude de variation diffère suivant qu'on se situe à des latitudes modérées (France et Suisse) ou à de hautes latitudes (Suède) : elle est voisine de 0.20 °C/100 m en France et en Suisse (la similitude est d'ailleurs rassurante du fait de leur proximité géographique) et de 0.60 °C/100 m en Suède. Aussi, constatant une saisonnalité bien marquée sur ces trois pays, il semble intéressant de la prendre en compte dans notre spatialisation.

Pour valider ou infirmer cette décision, nous comparons les critères de performance obtenus avec les gradients mensuels (courbes bleues), un gradient constant et optimisé (courbes rouges en trait) et un gradient nul (courbes pointillées vertes) sur les graphes de droite du Tableau 5-1. Quel que soit le pays, il apparaît indispensable d'introduire un gradient altitudinal pour une bonne spatialisation des températures de l'air : les performances sont nettement détériorées lorsque $\theta_{altitude} = 0$. Seule la Suisse présente un gain significatif de performance avec l'introduction d'une saisonnalité du gradient de température : nous gagnons jusqu'à 0.05 points pour le mois d'avril. Les trois autres pays présentent des reliefs moins marqués, ce qui réduit l'impact du gradient altitudinal sur la qualité des reconstitutions. Nous sélectionnons donc un sous-échantillon de stations pour lesquelles l'introduction de gradients altitudinaux joue plus fortement sur les reconstitutions. Les stations retenues sont les 25% de l'échantillon présentant les plus fortes différences d'altitude entre elles et leurs voisines (cf. Tableau 5-2).

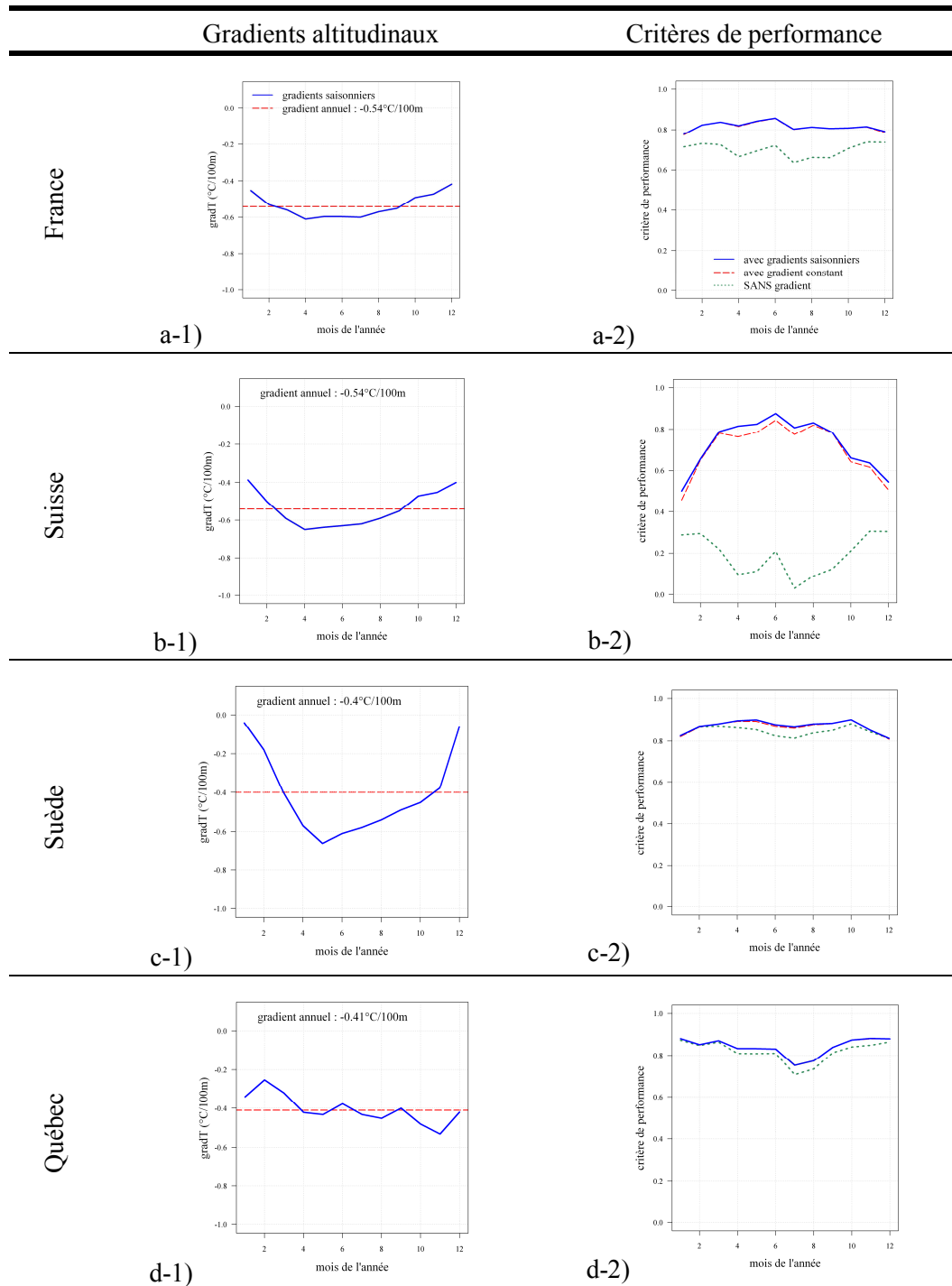


Tableau 5-1 : La colonne de gauche présente les gradients optimisés pour a-1) la France, b-1) la Suisse, c-1) la Suède et d-1) le Québec. La colonne de droite compare les performances moyennes de reconstitution pour a-2) la France, b-2) la Suisse, c-2) la Suède et d-2) le Québec. En traits pleins bleus sont représentés les résultats pour des gradients saisonniers, en traits rouges pour des gradients constants et en pointillés verts quand aucun gradient n'est introduit.

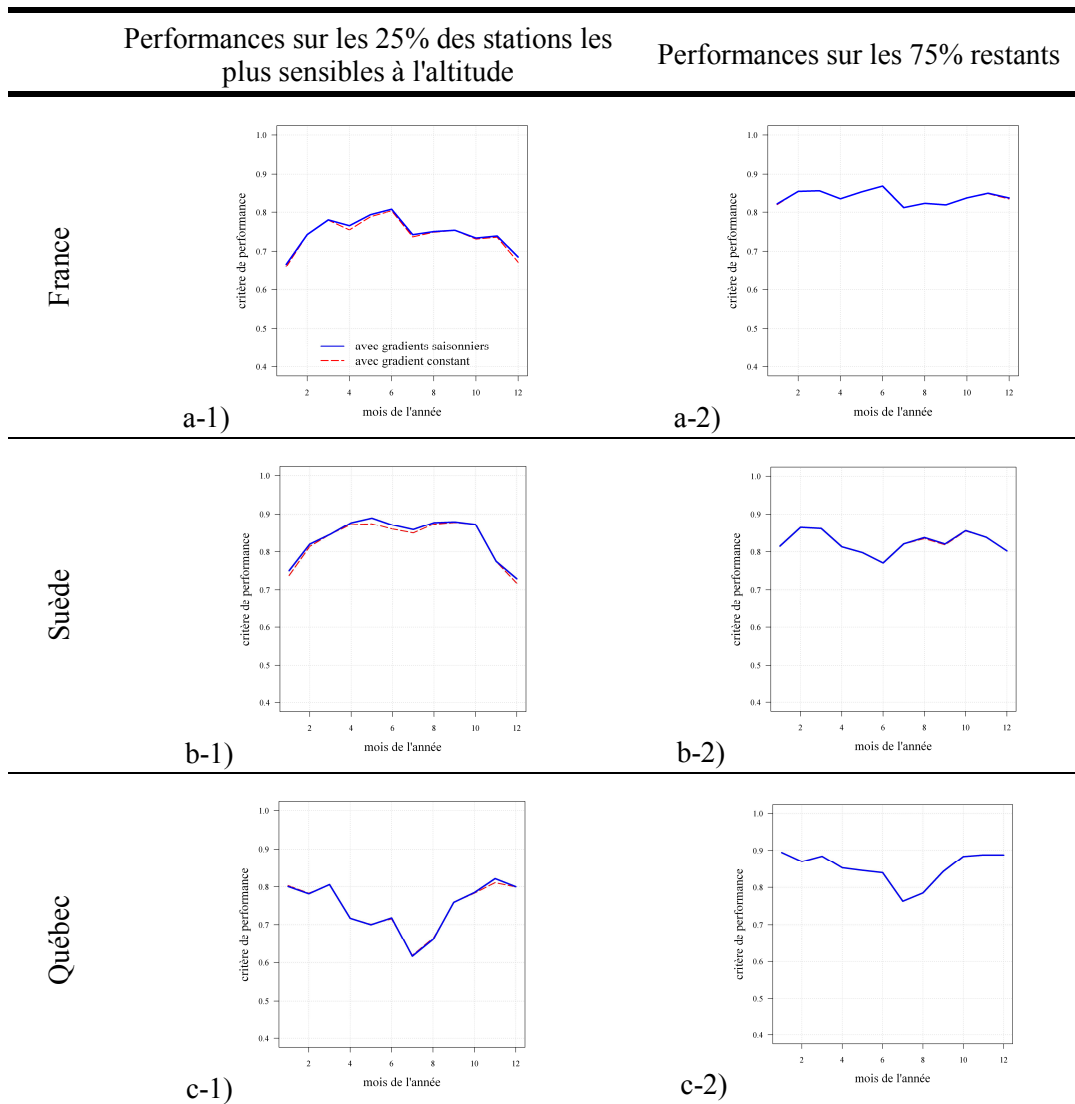


Tableau 5-2 : Distinction des performances pour le quart des stations présentant les plus grandes différences d'altitude avec leurs voisins (colonne de gauche) et les autres stations (colonne de droite) pour a) la France, b) la Suède et c) le Québec. Les lignes bleues (respectivement les traits rouges) indiquent l'utilisation de gradients saisonniers (respectivement constants).

En s'intéressant aux 25% des stations les plus sensibles à l'effet de l'altitude, nous remarquons que les performances mensuelles moyennes sont améliorées en France et en Suède. Par contre, les critères n'évoluent pratiquement pas au Québec (à l'exception de novembre). Aucune différence de performance n'est à noter sur les 75% restant des échantillons. Des gradients saisonniers permettent donc d'augmenter la qualité des reconstitutions lorsque la cible présente une forte différence d'altitude avec son voisinage sur trois des quatre pays.

Enfin, nous pouvons remarquer une tendance commune à ces trois pays (France, Suisse et Suède) : en hiver, les gradients sont plus faibles et les performances chutent (c'est particulièrement visible en Suisse). Cette observation s'explique par la présence de phénomènes météorologiques locaux (et donc non régionalisables) propres à la saison froide. Il s'agit des inversions de température, assez fréquentes lors de périodes anticycloniques hivernales (et que nous avons déjà évoquées au paragraphe 2.5.1).

5.4. Influence du temps qu'il fait

De même que la correction à apporter avec l'altitude peut varier sur l'année, elle peut dépendre des conditions météorologiques. La température est sensible à la présence de nuages qui modifient les quantités de chaleur échangées dans l'atmosphère. Une approche intéressante aurait pu être l'introduction de l'information "nébulosité" mesurée par certaines stations. Ne disposant pas de cette donnée, nous avons testé deux autres options permettant d'approcher cette information.

5.4.1. Distinction par la présence de précipitations

Dans un premier temps, nous décidons d'utiliser l'information "précipitation" pour discriminer deux types de temps : des journées sèches pour lesquelles on appliquera un gradient sec, noté θ_{alt_SEC} , et des journées humides où un gradient humide, θ_{alt_HUMIDE} , sera appliqué dès que la précipitation mesurée à la station cible sera non nulle¹.

Le Tableau 5-3 présente les résultats obtenus. Dans la colonne de gauche sont reportées les valeurs des gradients altitudinaux optimisés. Nous pouvons mettre en évidence des disparités selon les pays. En France et en Suisse, les deux gradients sont égaux (ou du moins très voisins pour la France) d'avril à août, puis le gradient humide devient supérieur au gradient sec. En revanche, en Suède, le gradient sec est toujours nettement inférieur au gradient humide quelle que soit la saison. Enfin, les gradients québécois présentent un aspect plus chaotique mais, étant donné les incertitudes autour des valeurs calées, nous pouvons considérer qu'ils ne présentent pas de différences significatives entre eux.

¹ Cette approche considérant un gradient par beau temps et un gradient par mauvais temps reste relativement basique. En effet, les jours de ciel gris où il ne pleut pas sont comptés dans « beau temps » alors que le temps est couvert et se rapprocherait donc plutôt d'un temps humide en termes d'évolution de la température de l'air. La précipitation est néanmoins une information pertinente, dont nous disposons facilement. Enfin, par le passé, elle a déjà été choisie comme critère de distinction (Paquet, 2004).

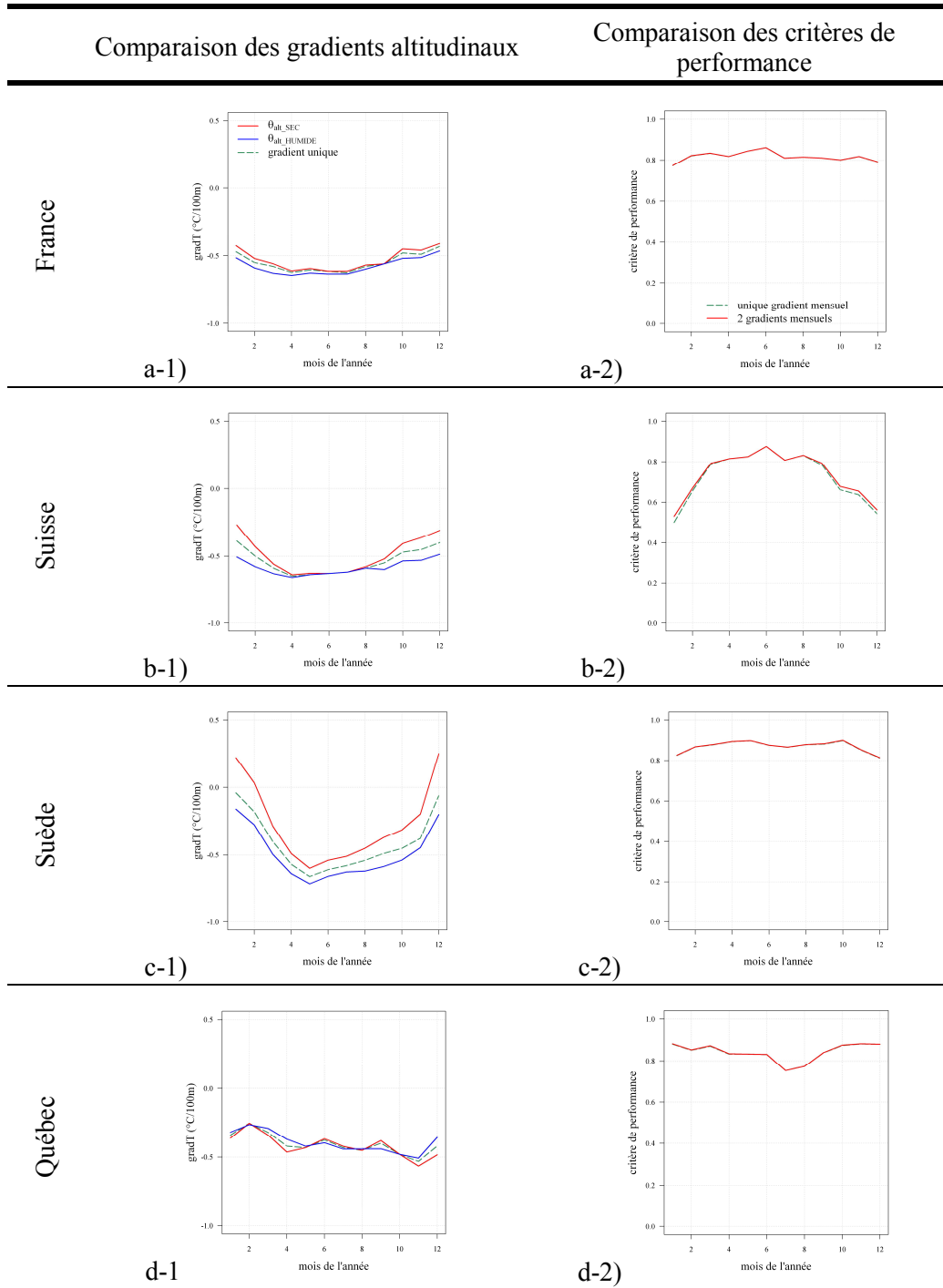


Tableau 5-3 : Calage des gradients saisonniers secs (courbes rouges) et humides (courbes bleues) dans la colonne de gauche et comparaison avec un unique gradient mensuel (courbes vertes pointillées). A droite sont comparées les performances de reconstitution des températures avec deux gradients mensuels (en traits pleins rouges) et un seul gradient (en traits pointillés verts).

Enfin, sur la question de fond qui reste de savoir si l'introduction de deux gradients plutôt qu'un améliore les reconstitutions, les graphes de la colonne de droite ne montrent aucune augmentation du critère de performance à l'exception de la Suisse pour les mois d'octobre à février. Ce dernier résultat est toutefois intéressant puisqu'il permet d'améliorer légèrement les reconstitutions de la période la plus critique sur le territoire helvétique (le critère y est inférieur à 0.8, ce qui n'est pas le cas le reste de l'année, ni pour les trois autres pays).

Aussi cette première étude de la prise en compte du temps qu'il fait (présence ou absence de précipitations) pour la spatialisation des températures de l'air montre une nette différence des gradients sec et humide en Suède et pour les mois d'hiver en France et en Suisse¹. Néanmoins, leur introduction n'est pas très concluante en termes d'amélioration des performances, à l'exception de la Suisse pour les mois d'automne - hiver.

5.4.2. Distinction suivant les types de temps

Une autre possibilité pour étudier l'influence du temps qu'il fait sur la température est de différencier les gradients suivant le type de temps². Pour tester cette option, nous avons repris la classification en type de temps réalisée par Joël Gailhard (EDF-DTG) et utilisée dans plusieurs travaux récents à EDF (Gottardi, 2009; Paquet et al., 2006). Sans entrer dans les principes de la méthode d'élaboration des types de temps, nous retiendrons simplement qu'il en existe huit (cf. le Tableau 5-4). Cette classification est spécifique à la région pour laquelle elle a été élaborée, c'est-à-dire la France, et plus particulièrement sur les massifs montagneux, zones surveillées par EDF-DTG. Ainsi, à chaque journée est attribué un numéro entre 1 et 8 indiquant son type de temps. Ce numéro est identique quel que soit le lieu considéré (c'est-à-dire quelle que soit la station considérée dans notre échantillon français).

La classification que nous avons utilisée a été fournie par EDF-DTG.

¹ La comparaison des valeurs optimisées des gradients secs et humides peut paraître surprenante puisque le gradient humide est plus important que le gradient sec (Tableau 5-3). Or, d'un point de vue purement thermodynamique, les gradients secs sont plus importants (en valeur absolue) que les gradients humides. Une des explications peut être le fait que les jours secs sont des jours sans perturbations, et donc propices au développement des inversions de température, abaissant ainsi la valeur moyenne optimisée des gradients secs.

² Une méthode plus courante d'apprécier la présence de nuages à partir d'observations climatiques courantes repose sur l'écart infra-journalier de température. Néanmoins, nécessitant l'introduction d'un paramètre supplémentaire, nous n'avons pas testé cette troisième approche.

	Nom du type de temps	Répartition 1995-2005 (%)
1	Onde atlantique	8 %
2	Flux atlantique stationnaire	22.9 %
3	Circulation du Sud-Ouest	7.6 %
4	Circulation du Sud	18 %
5	Flux du Nord-Est	6.4 %
6	Retour d'Est	5.2 %
7	Dépression Centrale	3.3 %
8	Circulation anticyclonique	28.6 %

Tableau 5-4 : Dénomination des huit types de temps suivant la classification EDF-DTG.

Nous travaillons donc uniquement sur l'échantillon français. Nous optimisons 8 gradients mensuels (un par type de temps) et nous regardons les résultats en termes d'évolution des gradients et surtout de performance (Figure 5-2).

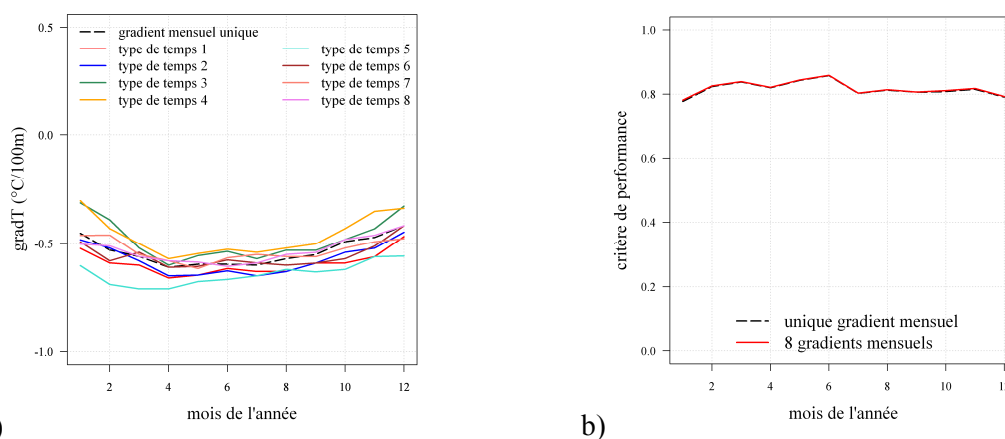


Figure 5-2 : a) Comparaison des valeurs mensuelles optimisées des gradients altitudinaux de températures suivant les types de temps (huit courbes en traits pleins) et sans l'introduction des types de temps (courbe pointillée). b) Comparaison des performances avec distinction des types de temps (courbe pleine rouge) et sans distinction (pointillés verts).

Le graphe a) de la Figure 5-2 montre des gradients par type de temps assez proches des valeurs du gradient unique (en pointillés noirs), sauf pour le type de temps 5 (circulation du Nord-Est) qui présente des gradients plus forts toute l'année ou encore pour les types de temps 3 et 4 (circulations du Sud-Ouest et du Sud) qui, au contraire, ont des gradients plus faibles. Néanmoins, la comparaison des performances ne montre pas d'amélioration du critère en calant huit gradients mensuels plutôt qu'un seul. Ce résultat trouve son explication dans l'occurrence des types de temps sur la période que nous avons sélectionnée. Le type de temps n°8 qui représente presque 30% des journées de 1995 à 2005 montre des valeurs de gradients quasiment identiques à celles du gradient unique. De plus, regardant les types de temps n°2 et 4 (environ 20 % des journées chacun), l'un présente des gradients calés plus fort (type de temps n°2), l'autre des gradients plus faibles : la moyenne des deux devient voisine des valeurs du gradient unique.

L'introduction de l'information type de temps ne nous apparaît donc pas convaincante dans le cadre de notre spatialisation, au moins concernant la France. Pour les autres pays, il faudrait chercher des classifications adaptées et pertinentes mais, en raison de l'absence d'amélioration sur l'échantillon français, nous ne considérons pas cet élément comme primordial pour une bonne spatialisation des températures.

5.5. Gradients altitudinaux régionaux

Nous souhaitons étudier les éventuelles améliorations apportées par l'optimisation de gradients régionaux (et non plus nationaux). Pour tester l'impact de paramètres plus locaux, nous reprenons l'échantillon français en distinguant quatre massifs différents : le Jura, les Alpes, le Massif Central et les Pyrénées (cf. Figure 5-3). Pour chacun, des gradients altitudinaux propres sont optimisés et nous étudions l'impact de cette approche sur la qualité de reconstitution des températures de l'air par rapport à l'utilisation de gradients nationaux.

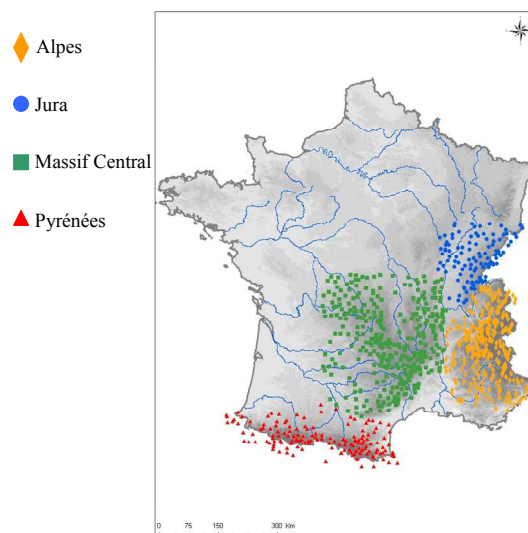


Figure 5-3 : Distinction des quatre régions françaises pour la détermination d'un paramètre adapté sur chacune d'elles.

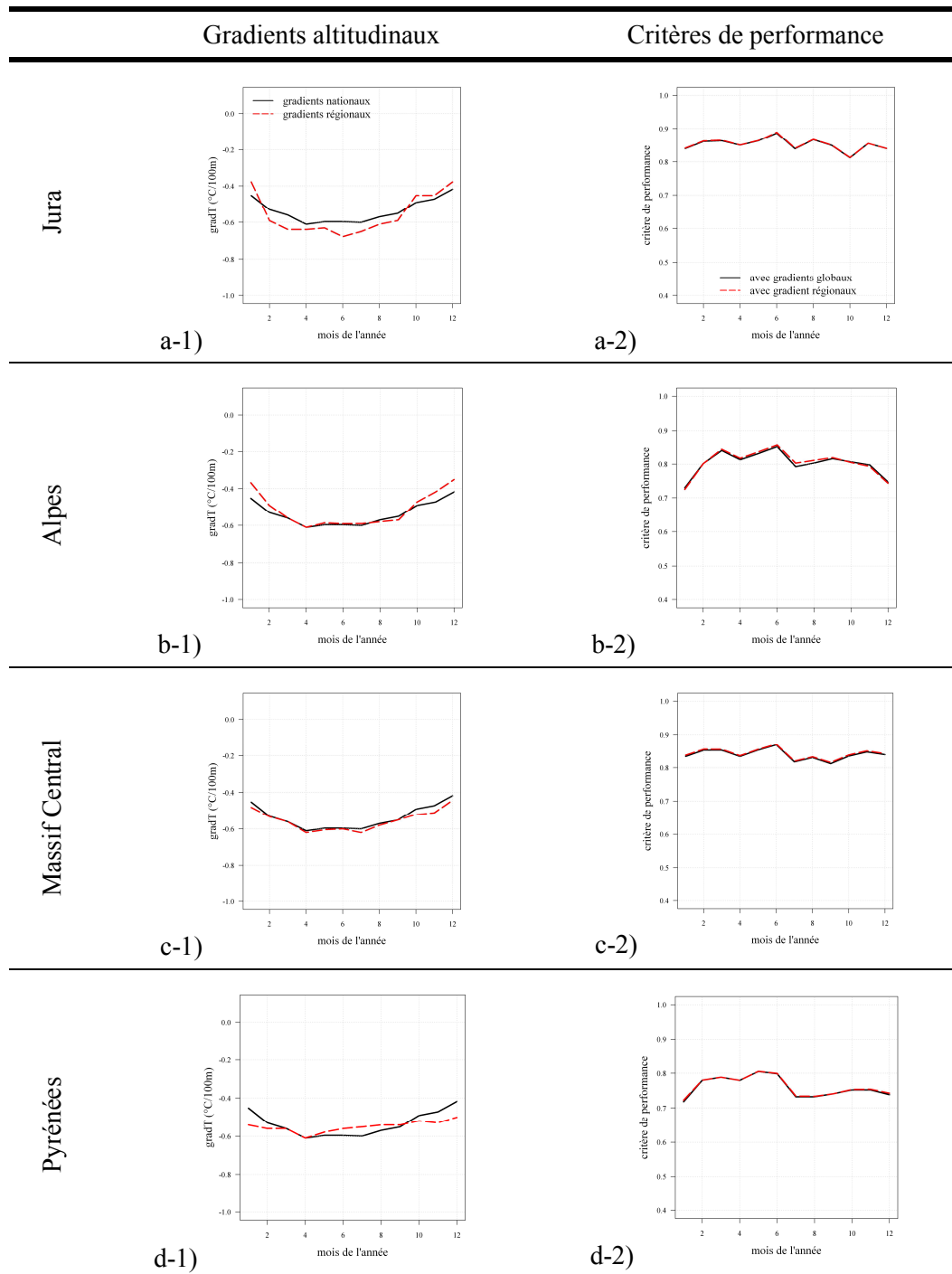


Tableau 5-5 : Comparaison des résultats obtenus en optimisant des gradients régionaux, par massif (courbes rouges pointillées) et un gradient global pour toute la France (courbes noires). La colonne de gauche présente les gradients optimisés pour a-1) le Jura, b-1) les Alpes, c-1) le Massif-Central et d-1) les Pyrénées. La colonne de droite compare les performances moyennes de reconstitution des séries de température pour les quatre massifs.

Les graphes du Tableau 5-5 montrent des gradients régionaux assez similaires aux gradients globaux sur l'ensemble du territoire. Nous pouvons tout de même noter que l'amplitude saisonnière est plus importante que la moyenne nationale dans les Alpes et le Jura, et au contraire moins marquée dans les Pyrénées. En termes de performance, il n'y a pas d'amélioration significative de la qualité des reconstitutions lorsqu'on différencie les gradients par massifs, à l'exception d'un léger gain dans les Alpes. Même si nous n'avons pas poussé l'étude jusqu'au bout en calant des gradients locaux (en chaque point) comme l'a fait Gottardi (2009), une approche plus régionale des gradients de température ne semble donc pas apporter de résultats significativement meilleurs sur la France, conclusion également obtenue par Gottardi (2009).

5.6. Influence de la densité du réseau

En pratique, il peut arriver qu'une station tombe en panne, ou enregistre des données aberrantes pendant une période plus ou moins longue. Il faut alors être capable de spatialiser les températures sans prendre en compte cette station. Il est intéressant de tester notre méthode dans de telles conditions afin d'avoir une idée de sa robustesse et de ses limites.

Pour cela, nous diminuons progressivement la densité du réseau disponible et nous étudions l'évolution des performances de reconstitution. Pour réduire le réseau, nous définissons un pourcentage de stations disponibles (par rapport au réseau total) et nous éliminons aléatoirement des postes pour chacune des cibles reconstituées. Ainsi, pour un poste cible donné, si on imagine que seulement 50% du réseau est disponible, on peut aller chercher le 20^{ème} voisin le plus proche, voire le 17^{ème} ou le 25^{ème} suivant les stations écartées. Les graphes de la Figure 5-4 montrent la dégradation moyenne de la qualité des reconstitutions en Suisse et en Suède (les résultats sur la France et le Québec sont similaires) : plus nous réduisons l'échantillon (et nous augmentons la distance entre la cible et ses voisins), plus les performances sont faibles.

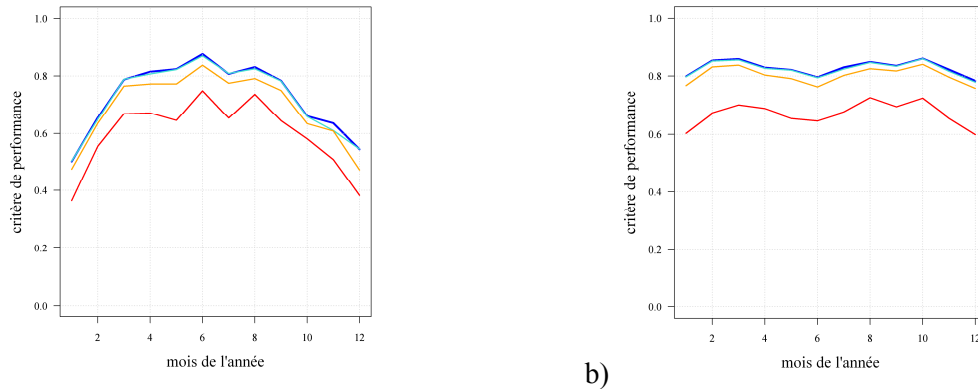


Figure 5-4 : Impact d'une diminution de la densité de réseau sur la qualité de reconstitution des températures de l'air a) en Suisse et b) en Suède. Le bleu représente 100% du réseau disponible, le turquoise, 90%, le orange, 50% et le rouge, seulement 10% du réseau d'origine.

Enfin, il est intéressant de regarder l'évolution des gradients altitudinaux quand survient une perte de quantité de l'information. Les graphes de la Figure 5-5 montrent que, plus nous diminuons le réseau de mesure disponible, plus le signal devient chaotique et la saisonnalité des gradients est moins marquée (élément visible lorsque seulement 10% du réseau d'origine est disponible).

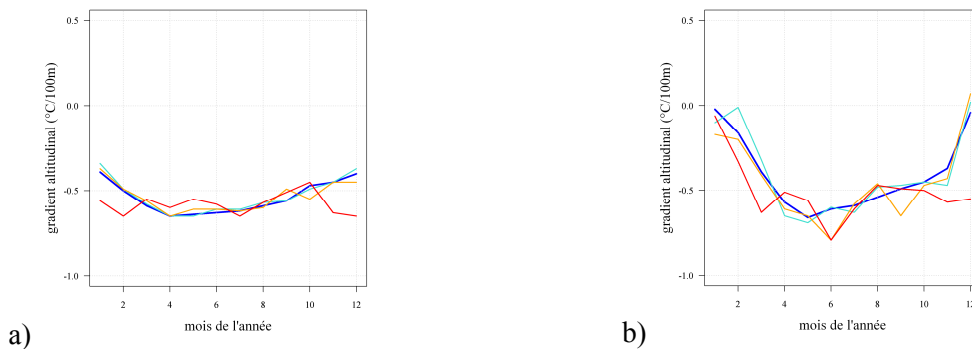


Figure 5-5 : Impact d'une diminution de la densité de réseau sur l'optimisation des gradients altitudinaux de température a) en Suisse et b) en Suède. Le bleu représente 100% du réseau disponible, le turquoise, 90%, le orange, 50% et le rouge, seulement 10% du réseau d'origine.

Nous retiendrons qu'une perte modérée d'information (par exemple 10% d'information en moins par rapport au réseau total) ne dégrade pratiquement pas les performances de reconstitution, ni les gradients altitudinaux. En revanche, il faudra être beaucoup plus prudent dès lors que la quantité de données est drastiquement réduite.

5.7. Spatialisation des températures minimales et maximales

Nous avons mené des travaux identiques pour spatialiser les températures minimales et maximales journalières pour chacun des quatre pays. Suite à différents tests, il s'est avéré que conserver le même voisinage est satisfaisant ($N_T = 10$ et $\alpha = 1$). Des gradients mensuels ont donc été optimisés pour chaque série de données et les résultats sont rassemblés dans le Tableau 5-6.

A l'exception du Québec pour lequel aucune tendance n'est mise en évidence, il apparaît de nettes différences entre les gradients des températures minimales et maximales sur les trois autres pays. Pour les températures minimales, l'amplitude saisonnière est peu marquée. En Suisse par exemple, la différence entre le gradient maximal (en avril) et minimal (en janvier) est de $0.15^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (elle est de $0.26^\circ\text{C}/100\text{ m}$ pour les températures moyennes). De plus, la diminution des températures minimales avec l'altitude est moins importante. Le gradient peut même devenir positif en hiver pour les minima (cas des inversions de température déjà citées au paragraphe 5.3). En revanche, concernant les températures maximales, l'amplitude saisonnière est accentuée par rapport aux températures moyennes (en Suisse, elle est de $0.39^\circ\text{C}/100\text{ m}$). Les gradients altitudinaux sont également plus importants. Finalement, il y a de moins grandes différences de température avec l'altitude pour les minimales que pour les maximales.

En s'intéressant aux graphes de la colonne de droite récapitulant les performances, la dégradation des critères pour les températures minimales par rapport aux autres données est significative : il est beaucoup plus difficile de spatialiser les températures minimales. Une des raisons est qu'elles sont beaucoup plus dépendantes de la topographie locale (exposition, endroit encaissé ou plutôt ouvert, etc.) que de l'altitude (Barry, 2008).

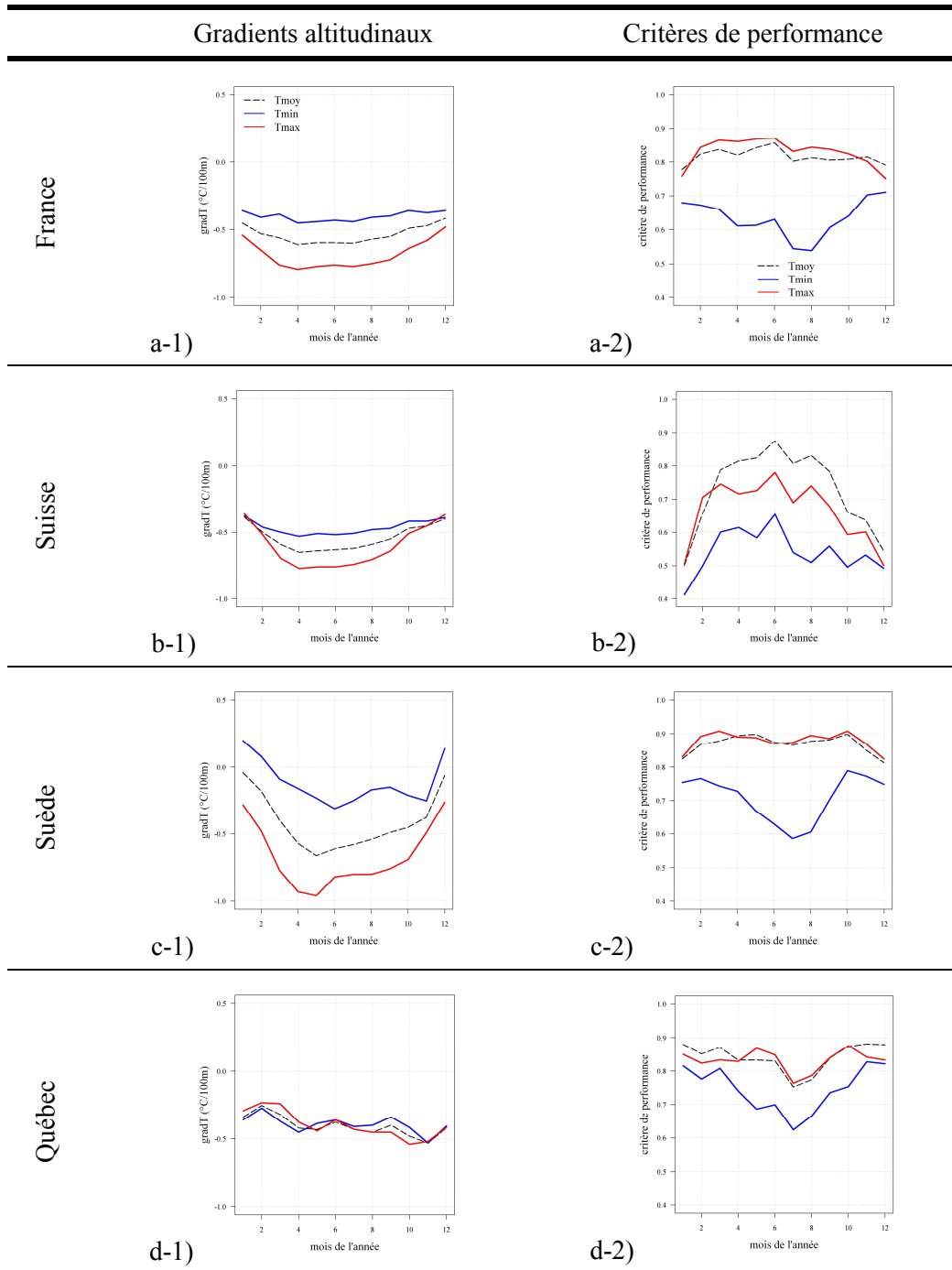


Tableau 5-6 : Dans la colonne de gauche, sont représentés les gradients altitudinaux pour les températures maximales (courbes rouges) et minimales (courbes bleues) et comparaison avec ceux des températures moyennes (courbes noires pointillées). A droite sont comparées les performances de reconstitution pour les températures maximales (rouge), minimales (bleu) et moyennes (pointillés noirs).

5.8. Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons présenté les résultats de notre méthode de spatialisation des températures de l'air sur les quatre pays séparément. Les gradients auxquels nous aboutissons sont différents de celui calculé en météorologie ($-0.65^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$) : de l'ordre de $-0.54^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ en France et en Suisse et $-0.40^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ en Suède et au Québec. Les valeurs très proches des gradients altitudinaux suisses et français sont rassurantes compte-tenu de leur proximité géographique. La similitude des gradients suédois et québécois est trompeuse : les gradients suédois varient fortement avec la saison, contrairement aux québécois.

Nos efforts pour améliorer les performances de reconstitution en prenant en compte le temps qu'il fait ou encore des éventuelles spécificités régionales se sont révélés sans grand succès. Seule l'introduction de la saisonnalité permet une amélioration significative des critères de performance en France, en Suisse et en Suède dès lors qu'il existe une nette différence d'altitude entre la cible et ses voisins. Or c'est bien la situation où nous nous trouvons pour extrapoler les températures vers les hauteurs des bassins versants. Au Québec, en revanche, aucune saisonnalité n'a été détectée. Cette conclusion peut être en partie liée à la très faible densité du réseau dont nous disposons pour la province.

En termes de performances, nous obtenons des résultats satisfaisants dans l'ensemble avec, malgré tout, une dégradation pendant la saison froide (principalement en Suisse). Il faudra garder en tête ce résultat pour nos futurs travaux de modélisation nivale puisque nous allons justement nous intéresser à cette période froide pendant laquelle se forme le stock de neige. En revanche, la spatialisation montre de bonnes performances pendant la période de fonte qui est la plus sensible du point de vue de notre modélisation.

L'étude de l'impact d'une diminution de la densité du réseau sur la qualité des reconstitutions montre une dégradation progressive des performances. Néanmoins, avec 90% du réseau d'origine disponible, ces dernières ne sont quasiment pas affectées, de même que les valeurs des gradients optimaux.

Enfin, nous avons réalisé ce même travail sur les extrema des températures journalières. Alors que la spatialisation des maxima semble assez facile, celle des minima est plus difficile. La raison principale réside vraisemblablement dans la forte influence de la topographie locale sur les températures minimales. Il nous faudra donc être vigilant quant à l'utilisation des températures journalières minimales.

Chapitre 6.

Résultats de la spatialisation des précipitations

6.1. Introduction

L'estimation des précipitations à l'échelle des bassins versants est particulièrement délicate en montagne et dans les régions froides, là où les réseaux de stations disponibles sont à la fois peu denses et confrontés aux difficultés de captation de la neige. De nombreux travaux ont été, et sont encore, réalisés sur cette thématique, pour des régions plus ou moins étendues, avec une variété d'approches et de concepts.

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de notre méthode de spatialisation de type multiplicative. Cette approche a pour vocation d'être simple d'utilisation, intuitive et robuste.

Nous commençons par étudier le voisinage à considérer ainsi que les corrections altitudinales optimales sur notre échantillon. Nous étudions également différentes améliorations possibles de la méthode. Puis, l'impact d'une modification de la densité du réseau disponible est exposé. Enfin, nous enrichissons nos résultats de précisions statistiques quant aux erreurs d'interpolation et aux incertitudes liées à la détermination des corrections altitudinales.

6.2. Résultats de la spatialisation des précipitations

6.2.1. Un mot sur le voisinage

Comme pour la spatialisation des températures de l'air, nous explorons les valeurs des paramètres définissant le voisinage optimal. Les réseaux de stations pluviométriques étant plus denses, nous explorons N_p , le nombre de stations à considérer, dans l'intervalle $[1;30]$ et α , l'exposant influençant la pondération par l'inverse de la distance, dans l'intervalle $[0;4]$. Les graphes de la Figure 5-1 présentent les résultats.

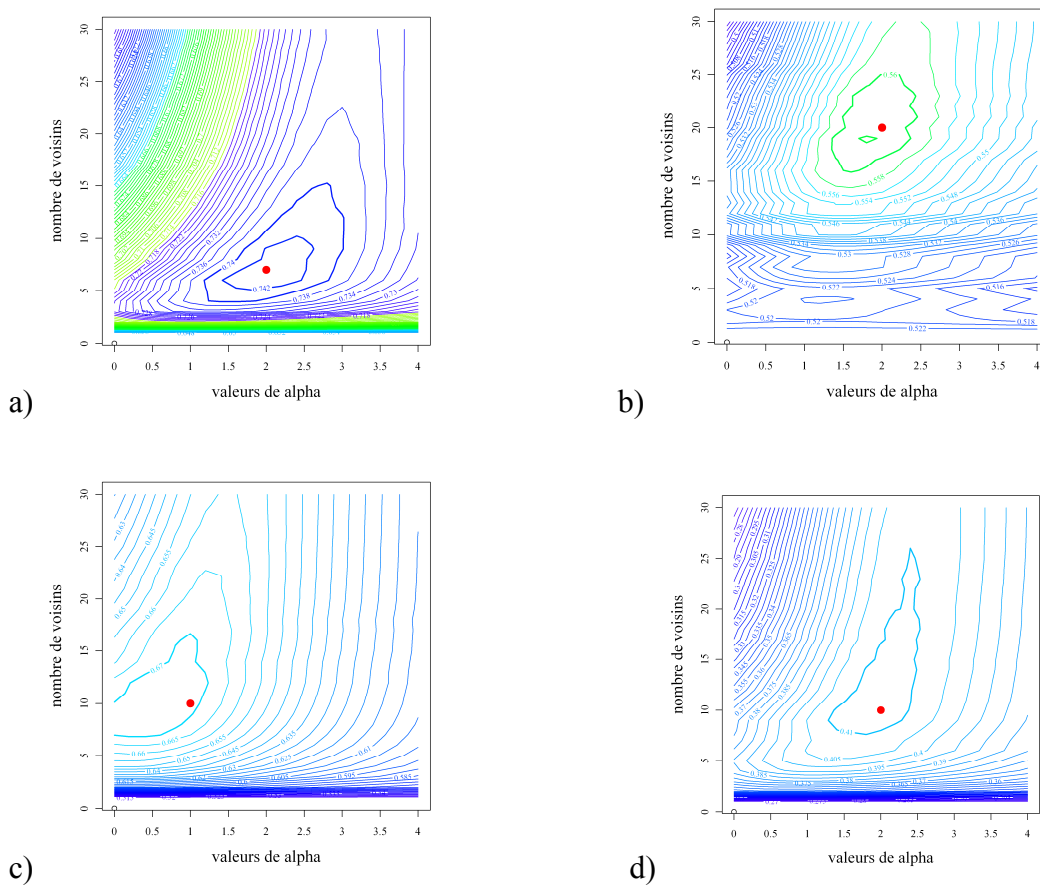


Figure 6-1 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_p (en ordonnée) pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec.

Ces graphes mettent en évidence des régions plutôt qu'un couple unique pour lequel le critère est maximal. Les valeurs de N_p et α retenus pour chaque pays sont reportés dans le Tableau 6-1. Le rapport de 3 entre la France et la Suisse pour N_p est à rapprocher du même rapport existant entre les deux densités de réseau dont nous disposons.

	France	Suisse	Suède	Québec
Densité	360 km ² /poste	110 km ² /poste	720 km ² /poste	5770 km ² /poste
N_p	7	20	10	10
α	2	2	1	2

Tableau 6-1 : Définition du voisinage optimal pour chaque pays de l'échantillon. N_p représente le nombre de stations pluviométriques à considérer et α l'exposant à appliquer à l'inverse de la distance pour le calcul de la pondération.

6.2.2. Optimisation des facteurs de corrections altitudinales

L'étape suivante est l'étude de la saisonnalité des corrections altitudinales de précipitation. Au lieu de caler une correction constante pour chaque pays, nous optimisons désormais une correction mensuelle et nous regardons leur évolution saisonnière ainsi que l'impact sur les critères de performance.

Les corrections altitudinales évoluent de façon semblable en France, en Suisse et en Suède (colonne de gauche du Tableau 6-2). Elles sont maximales de décembre à février, et minimales de juin à août. L'amplitude de variation est faible en France (égale à $2.7 \times 10^{-4} m^{-1}$) et quasiment identique à la correction optimisée en Suisse ($3.1 \times 10^{-4} m^{-1}$) et en Suède ($6.5 \times 10^{-4} m^{-1}$). Au Québec, les corrections altitudinales montrent une évolution saisonnière inverse : elles sont négatives en hiver – printemps (c'est-à-dire qu'il tombe moins d'eau aux altitudes élevées qu'aux basses altitudes), puis positives en été – automne. La province canadienne présente cependant peu de reliefs : la spatialisation des précipitations est beaucoup moins sensible à la valeur de la correction altitudinale (la valeur constante est très proche de zéro) qu'à la définition du voisinage.

Pour statuer sur la pertinence d'introduire des corrections altitudinales, les critères de performance de trois options sont comparés dans la colonne de droite du Tableau 6-2. A l'exception du Québec, les courbes pointillées vertes (pas de prise en compte de l'effet de l'altitude) montrent des critères plus faibles : il est intéressant de prendre en compte une correction altitudinale en France, en Suisse et en Suède. En revanche, nous n'observons aucune différence de performance entre l'utilisation de corrections constantes (en traits rouges) et mensuelles (ligne bleue), sur l'ensemble des réseaux de stations de chacun des pays.

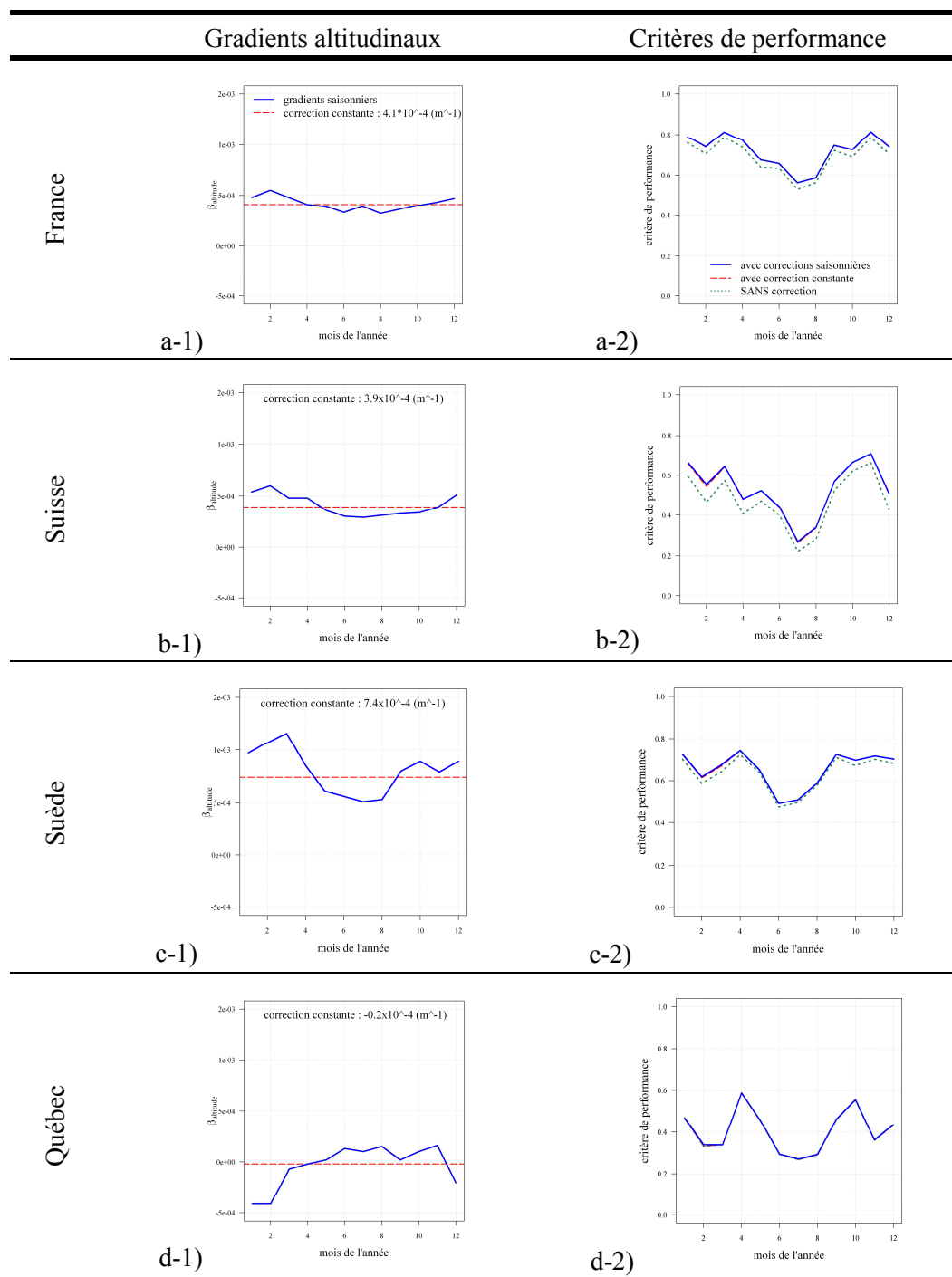


Tableau 6-2 : La colonne de gauche présente les corrections altitudinales optimisées pour a-1) la France, b-1) la Suisse, c-1) la Suède et d-1) le Québec. La colonne de droite compare les performances mensuelles moyennes de reconstitution pour a-2) la France, b-2) la Suisse, c-2) la Suède et d-2) le Québec. En bleu sont représentés les résultats pour des corrections saisonnières, en traits rouges pour des corrections constantes et en pointillés verts quand aucune correction n'est introduite ($\beta_{altitude} = 0$).

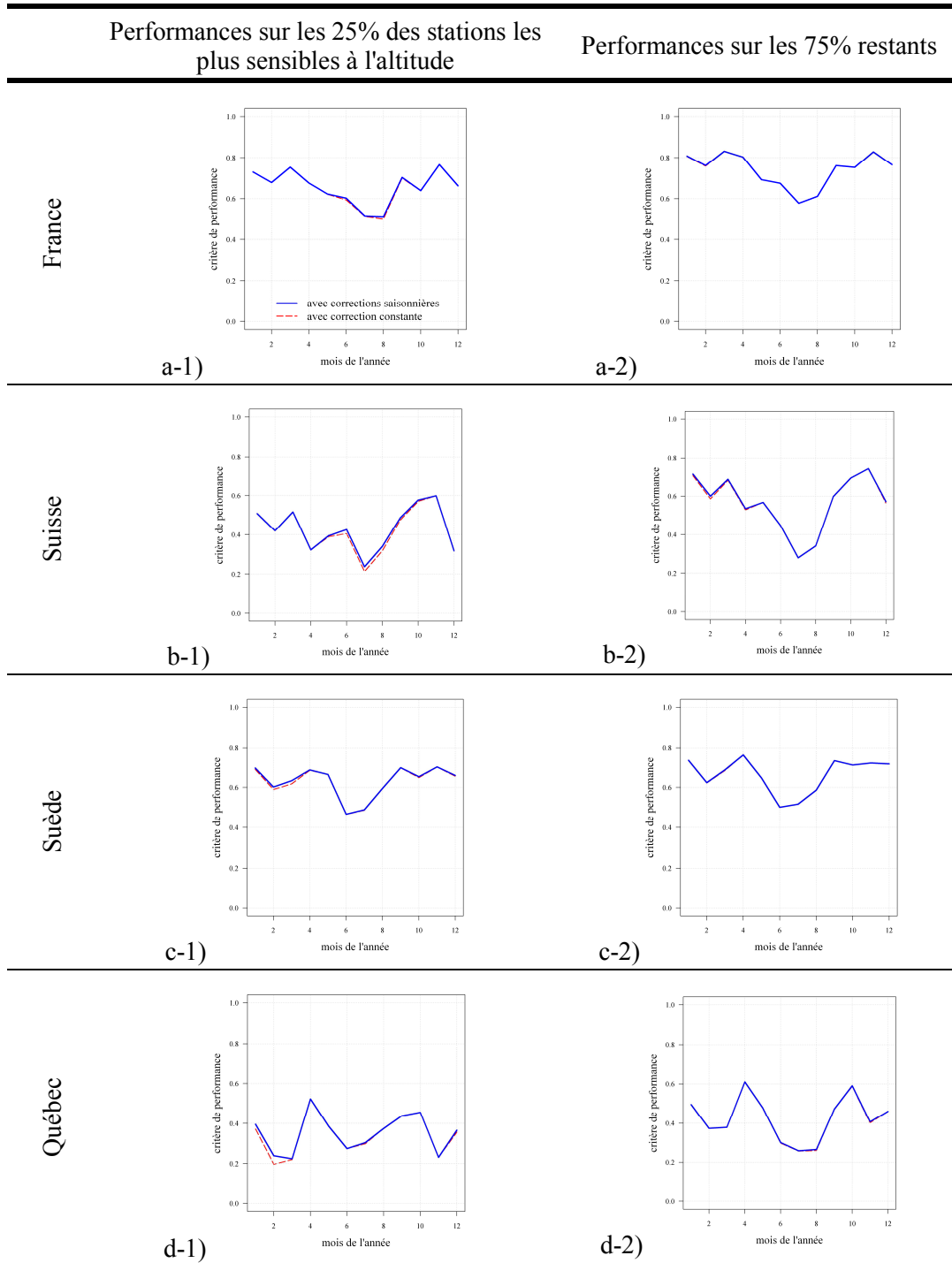


Tableau 6-3 : Distinction des performances pour le quart des stations présentant les plus grandes différences d'altitude avec leurs voisines (colonne de gauche) et les autres stations (colonne de droite) pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec. Les lignes bleues (respectivement les traits rouges) indiquent l'utilisation de corrections saisonnières (respectivement constantes).

Le Tableau 6-3 différencie deux sous-échantillons parmi le réseau total : à gauche, les 25 % des stations présentant les plus grandes différences d'altitude avec leurs voisines et à droite le reste des postes. L'idée est de savoir si nous améliorons les reconstitutions avec l'introduction de la saisonnalité pour ces 25 % de stations plus influencées par le terme $\beta_{altitude}$. Nous n'observons pas de différence marquée à l'exception de la Suisse de juin à août. Cette légère amélioration est néanmoins intéressante puisqu'elle concerne les mois où la précipitation est la plus difficile à reconstituer : en été – automne, les champs de précipitations sont généralement moins structurés dans l'espace (les événements convectifs sont alors plus fréquents que les événements orographiques), rendant plus délicate la détermination d'une relation précipitation – altitude. Cette diminution estivale des performances est générale aux quatre pays de l'échantillon.

Pour finir, nous regardons deux autres résultats : la distribution du biais sur chaque échantillon (Figure 6-2) ainsi que les coefficients de corrélation entre les cumuls annuels moyens observés et simulés (Tableau 6-4).

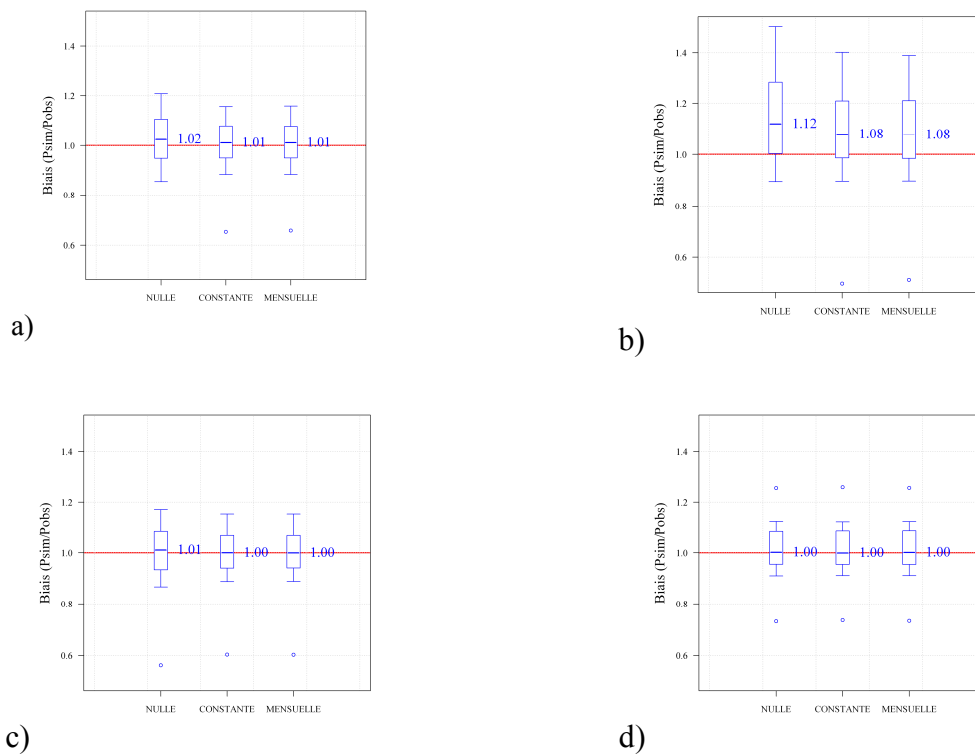


Figure 6-2 : Boîtes à moustaches représentant la distribution des biais des stations pluviométriques a) en France, b) en Suisse, c) en Suède et d) au Québec. Les boîtes contiennent 50 % des stations et les moustaches 80 %. Les valeurs médianes sont affichées.

	France	Suisse	Suède	Québec
SANS correction altitudinale	0.85	0.67	0.75	0.66
Correction CONSTANTE	0.91	0.75	0.82	0.66
Correction MENSUELLE	0.91	0.75	0.82	0.66

Tableau 6-4 : Coefficients de corrélation R^2_p entre les cumuls annuels moyens observés et simulés par pays et suivant le choix de la correction altitudinale appliquée.

Ces deux critères d'évaluation supplémentaires vont dans le même sens. Le Tableau 6-4 montre des coefficients de corrélation nettement plus élevés dès qu'une correction altitudinale est appliquée en France, en Suisse et en Suède. De même, sur ces trois pays, les graphes de la Figure 6-2 présentent des boîtes à moustaches plus resserrées autour de la valeur 1 (synonyme d'absence de biais) et des valeurs médianes meilleures dès que $\beta_{altitude} \neq 0$. Néanmoins, alors qu'en France et en Suède, il n'y a pas de biais (ou presque) en moyenne, en Suisse, nous n'arrivons pas à corriger complètement la surestimation des reconstitutions (+8 % en moyenne). Ce résultat peut être lié au problème de sous-captation de la neige par les instruments de mesure : pour les postes exposés au vent et à la neige, les cumuls reconstitués avec des voisins moins sensibles à ces phénomènes peuvent être largement supérieurs aux cumuls observés (déficitaires par rapport à la réalité). Il est également possible que la densité du réseau soit trop faible par rapport à la variabilité des précipitations due au relief. Les résultats sur le Québec avec ou sans correction altitudinale sont identiques.

Finalement, introduire une correction altitudinale apporte de l'information pour spatialiser les précipitations sur trois des quatre pays de l'échantillon. En revanche, bien que les tendances observées par saison semblent physiquement justifiées, leur prise en compte n'améliore pas significativement les reconstitutions. A l'exception du Québec pour lequel l'altitude ne sera pas prise en compte dans la méthode de spatialisation ($\beta_{altitude} = 0$), nous considérons désormais des facteurs constants de correction altitudinale, optimisés pour chaque pays (les valeurs sont reportées sur les graphes de gauche du Tableau 6-2).

6.2.3. Prise en compte des types de temps

Plus que la saisonnalité, il est probable que les conditions météorologiques influencent la valeur des corrections altitudinales à appliquer. Nous avons voulu étudier ce point en reprenant la classification en type de temps déjà présentée au chapitre précédent. Nous souhaitons donc savoir si, au lieu de considérer une seule correction altitudinale, le fait d'en considérer 8 (une par type de temps) améliore la qualité des reconstitutions. Ce test a été réalisé en France, zone pour laquelle la classification retenue est adaptée (Gottardi, 2009).

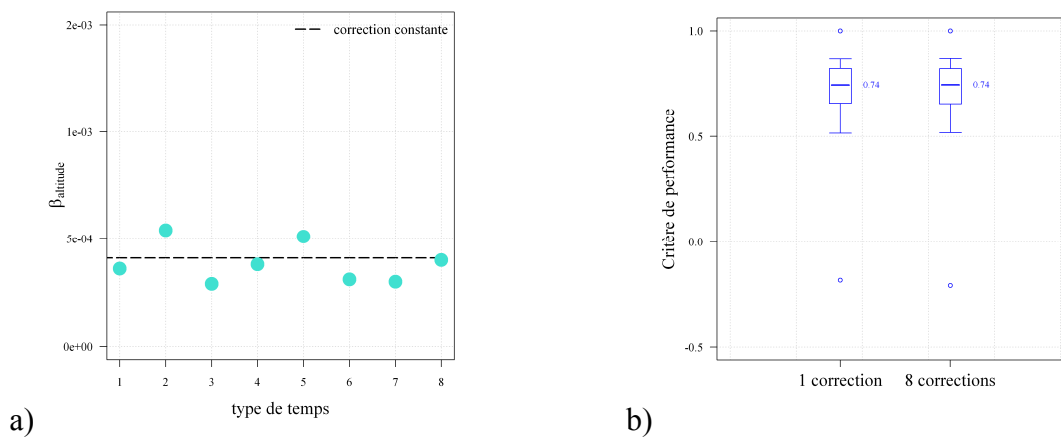


Figure 6-3 : Prise en compte des types de temps pour la détermination des corrections altitudinales de précipitations en France. a) Valeurs des huit corrections altitudinales optimisées et b) boîtes à moustaches des distributions des critères de performance.

	1 correction CONSTANTE	8 corrections par type de temps
R^2_P	0.91	0.91
Biais médian	1.01	1.01

Tableau 6-5 : Coefficients de corrélation et biais entre les cumuls annuels moyens observés et simulés et suivant le choix de la correction altitudinale appliquée.

Sur le graphe a) de la Figure 6-3, nous remarquons que les corrections des types 2 et 5 sont plus fortes que la moyenne tandis que celles des types 3, 6 et 7 sont plus faibles. Ces évolutions sont relativement importantes. Par exemple, considérant une différence d'altitude de 1000 mètres entre une cible et sa voisine, une correction égale à $4.1 \times 10^{-4} m^{-1}$ (valeur optimisée sur toute la période) augmente de 50 % la précipitation au niveau de la cible par rapport à sa voisine, tandis qu'une correction voisine de $5.0 \times 10^{-4} m^{-1}$ (valeur optimisée pour les types de temps 2 et 5) l'augmente de 65 %.

Néanmoins, le graphe b) montre une distribution identique des résultats, de même que le Tableau 6-5 indique des coefficients de corrélation et des biais égaux : aucun gain n'est observé lorsque les corrections altitudinales varient en fonction des conditions météorologiques. La raison de cette insensibilité des performances doit en partie venir du fait que presque 50 % des journées appartiennent aux types de temps 4 ou 8. Or les corrections altitudinales de ces deux types de temps sont égales à la valeur sans prise en compte des types de temps.

6.2.4. Variabilité spatiale des corrections altitudinales

Nous nous intéressons maintenant à une éventuelle dépendance des paramètres de notre étude de spatialisation au lieu considéré.

En France

Nous distinguons quatre régions françaises, correspondant aux quatre massifs montagneux de notre échantillon, à savoir les Alpes, le Jura, le Massif central et les Pyrénées (cf. Figure 5-3).

Les deux paramètres réglant le voisinage ont de nouveau été explorés pour chacun des quatre massifs séparément. Il s'avère que conserver le même voisinage, à savoir N_p égal à 7 et α égal à 2 est satisfaisant (cf. Figure 6-4).

Le Tableau 6-6 récapitule l'ensemble des résultats lorsqu'on raisonne à l'échelle d'un massif français et non plus du pays dans sa globalité. Concernant les valeurs optimales de $\beta_{altitude}$, elles évoluent très peu pour le Jura et les Pyrénées et un peu plus fortement sur les Alpes et le Massif Central. Néanmoins, en termes de performances, quel que soit le critère regardé, aucune amélioration significative n'est observée. Des études plus détaillées ont été menées sur des régions encore plus restreintes (en différenciant par exemple les Cévennes du reste du Massif Central) sans plus de succès en termes d'amélioration des critères.

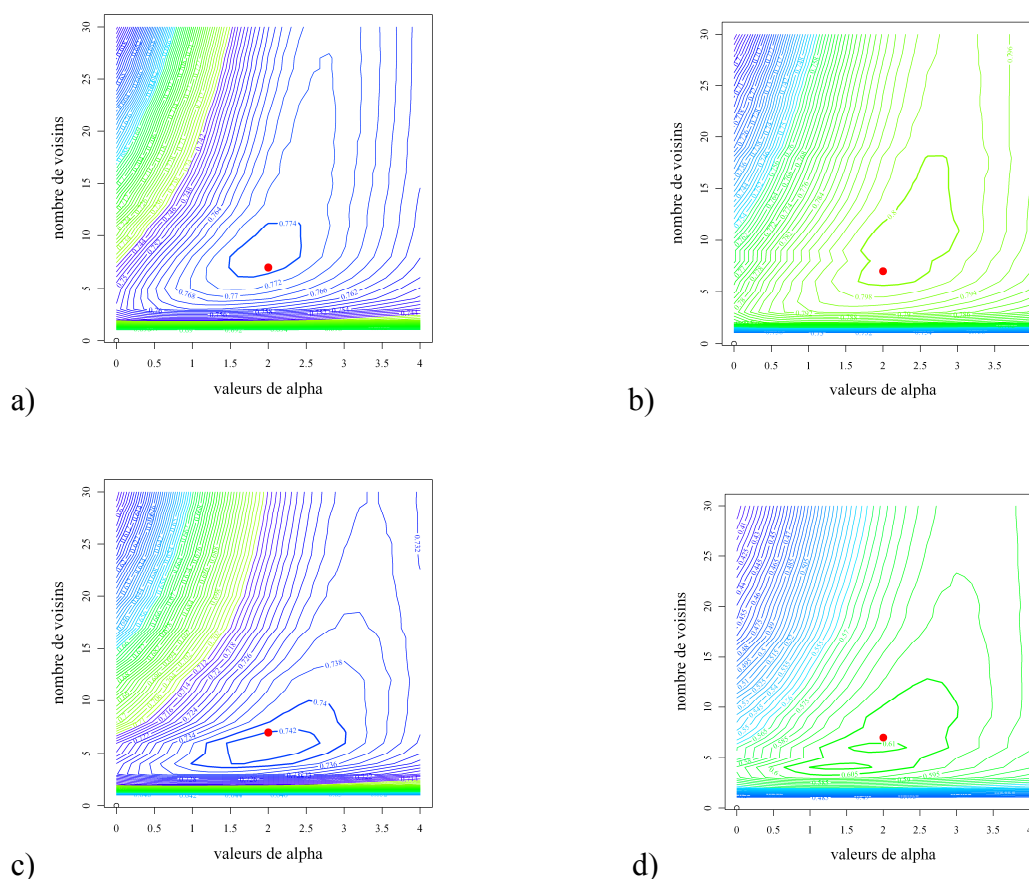


Figure 6-4 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_p (en ordonnée) pour a) les Alpes, b) le Jura, c) le Massif Central et d) les Pyrénées.

Région	Nombre de Stations	Paramétrage régional				Paramétrage national			
		$\beta_{altitude}$	C_{2MP}	<i>Biais</i>	R^2_p	$\beta_{altitude}$	C_{2MP}	<i>Biais</i>	R^2_p
Alpes	247	3.7×10^{-4}	0.77	1.00	0.89	4.1×10^{-4}	0.77	1.00	0.89
Jura	199	4.2×10^{-4}	0.80	1.00	0.92		0.80	1.01	0.92
Massif-central	325	4.5×10^{-4}	0.74	1.02	0.90		0.74	1.02	0.91
Pyrénées	147	4.3×10^{-4}	0.61	1.02	0.86		0.61	1.03	0.86

Tableau 6-6 : Résultats du calage d'une correction altitudinale régionale sur les quatre massifs montagneux français. Comparaison des critères C_{2MP} , du *biais* et du coefficient de corrélation R^2_p par rapport à l'utilisation d'une correction altitudinale optimisée à l'échelle nationale.

En Suisse

Nous réalisons également des tests sur le territoire helvétique en distinguant quatre régions différentes, correspondant à quatre zones relativement homogènes d'un point de vue des influences climatiques (Figure 6-5) : le nord du pays (limité au Sud par ce que Sevruk (1997) nomme le "*Main Alpine Ridge*"), la région du Valais (Haut-Rhône en amont du lac Léman), les régions du Tessin et de l'Engadine et le nord et centre des Grisons (Haut-Rhin en amont du lac de Constance).

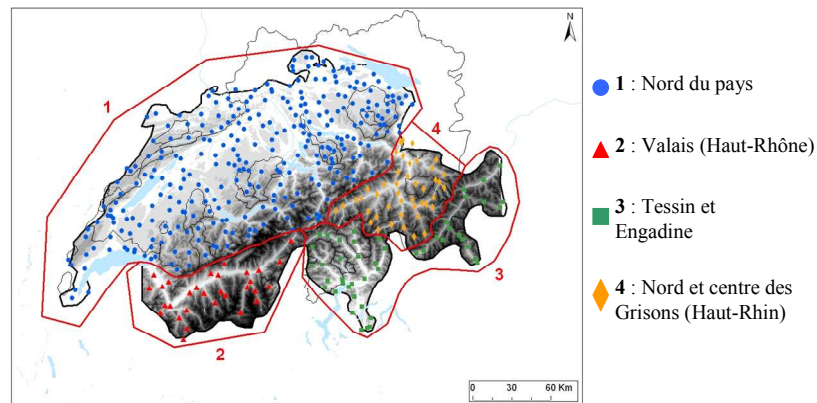


Figure 6-5 : Distinction des quatre régions suisses pour la détermination d'un paramètre adapté sur chacune d'elles.

Une nouvelle étude du voisinage montre des différences significatives, notamment pour les régions du Valais d'une part et du Haut-Rhin d'autre part (Figure 6-6). Nous modifions donc le voisinage en l'adaptant à chacune des quatre zones avec leur réseau de mesure réduit (Tableau 6-7).

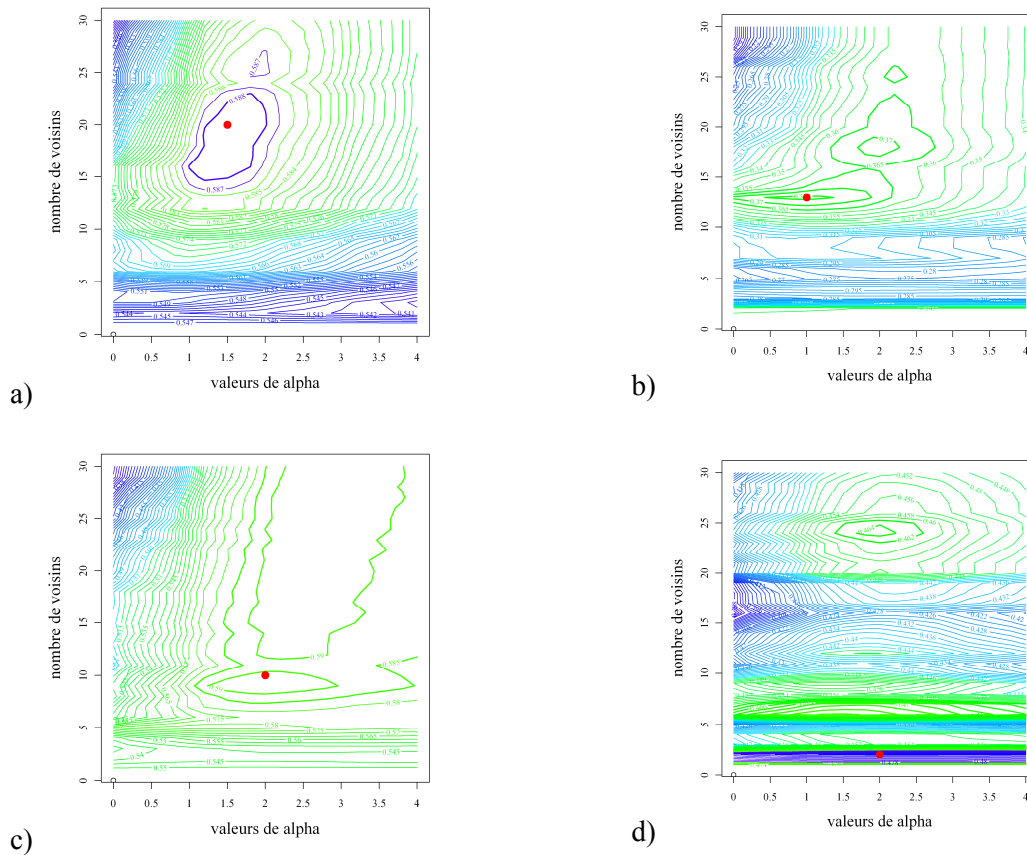


Figure 6-6 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_p (en ordonnée) pour a) le Nord de la Suisse, b) le Valais, c) les régions Tessin et Engadine et d) le Haut-Rhin (en amont du lac de Constance).

	Nord du pays	Valais	Tessin - Engadine	Haut-Rhin
N_p	20	13	10	2
α	1.5	1	2	2

Tableau 6-7 : Définition du voisinage optimal pour chaque pays de l'échantillon. N_p représente le nombre de stations pluviométriques à considérer et α l'exposant à appliquer à la pondération.

Les valeurs de $\beta_{altitude}$ calées régionalement sont nettement différentes de celles optimisées globalement. Ce résultat se répercute sur les critères de performance : C_{2MP} et R^2_p sont améliorés pour les trois régions du sud, plus petites. Néanmoins le biais médian est dégradé pour le Tessin – Engadine : en considérant une approche régionale, nous augmentons la surestimation des cumuls annuels en général sur les 48 stations du sous-échantillon. Aucune différence significative n'est observée sur le Nord du pays en termes de performance (la correction optimisée est proche de la valeur calée pour tout le pays). Toutefois, ces résultats pourraient présenter des problèmes de robustesse pour le Haut-Rhin : le voisinage optimal se compose des deux plus proches voisins uniquement. Ce voisinage extrêmement réduit introduit une diminution de la robustesse de l'approche et de la confiance que nous pouvons accorder à la spatialisation (surtout en extrapolation et dans un cadre opérationnel). Enfin, en comparant nos $\beta_{altitude}$ aux valeurs établies par Sevruk (1997) à partir de 340 postes au total¹, nous constatons certaines similitudes : les plus faibles valeurs sont obtenues pour les régions du Tessin et de l'Engadine, puis pour le Haut-Rhin. Néanmoins, nous déterminons une correction plus forte pour le Valais par rapport au Nord du pays.

Région	Nombre de Stations	Paramétrage régional				Paramétrage national			
		$\beta_{altitude}$	C_{2MP}	<i>Biais</i>	R^2_p	$\beta_{altitude}$	C_{2MP}	<i>Biais</i>	R^2_p
Nord du pays	292	4.7×10^{-4}	0.59	1.07	0.76	3.9×10^{-4}	0.59	1.07	0.78
Valais	30	6.0×10^{-4}	0.38	1.07	0.69		0.35	1.07	0.49
Tessin Engadine	48	1.1×10^{-4}	0.59	1.11	0.77		0.56	1.08	0.71
Haut-Rhin	44	2.5×10^{-4}	0.49	1.04	0.53		0.46	1.15	0.52

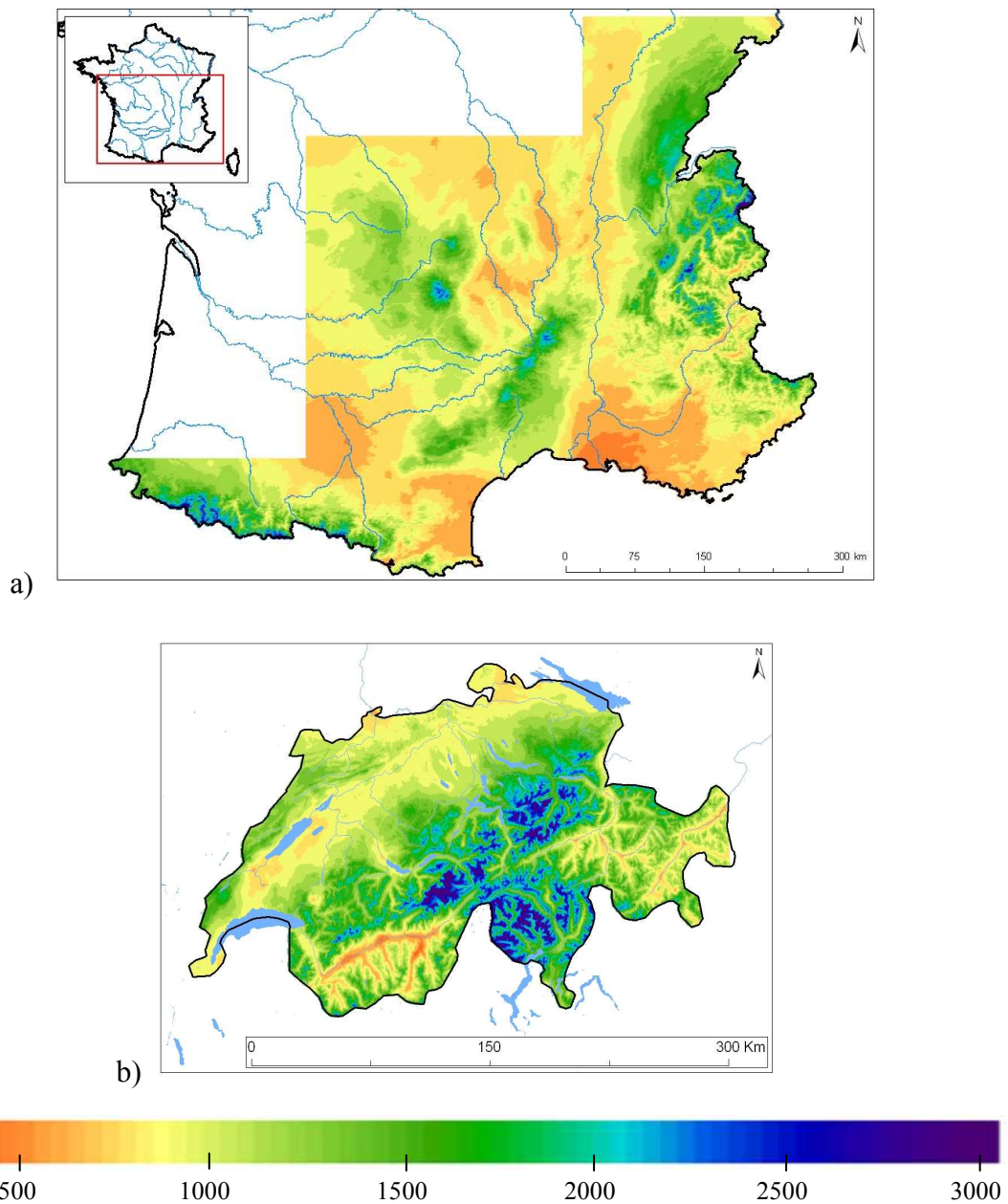
Tableau 6-8: Résultats du calage de corrections altitudinales régionales sur les quatre régions helvétiques. Comparaison des critères C_{2MP} , du *biais* et du coefficient de corrélation R^2_p par rapport à l'utilisation d'une correction altitudinale nationale.

¹ Cette comparaison est intéressante mais ne peut conduire à des conclusions fermes et définitives. Sevruk (1997) applique une correction du déficit de captation dans un premier temps (avant la correction altitudinale), chose que nous choisissons de ne pas faire étant donné l'absence d'information sur la sous-captation. De plus, la correction de Sevruk est additive.

Alors qu'en France, nous n'avions pas réussi à améliorer les reconstitutions en introduisant des corrections altitudinales locales (par massif), cette approche semble plus bénéfique en Suisse, bien qu'elle soulève des interrogations quant à sa robustesse pour de petites régions.

6.2.5. Résultats cartographiques de la spatialisation

Appliquant notre méthode de spatialisation (voisinage et correction altitudinale constante) optimisée pour chacun des quatre pays de l'échantillon, nous obtenons les cartes de cumuls annuels de précipitations (sur 1995-2005 en France et en Suisse, 1995-2006 en Suède et 1995-2007) présentées sur la Figure 6-7.



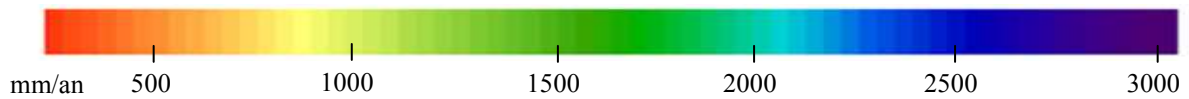
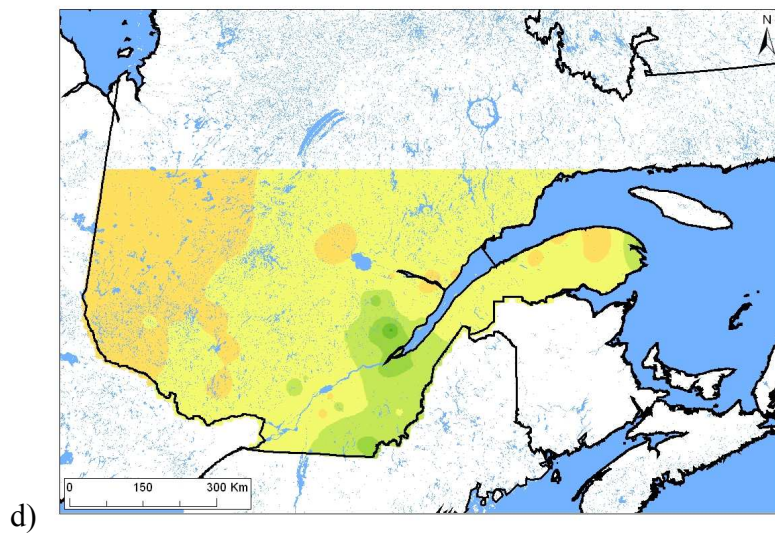
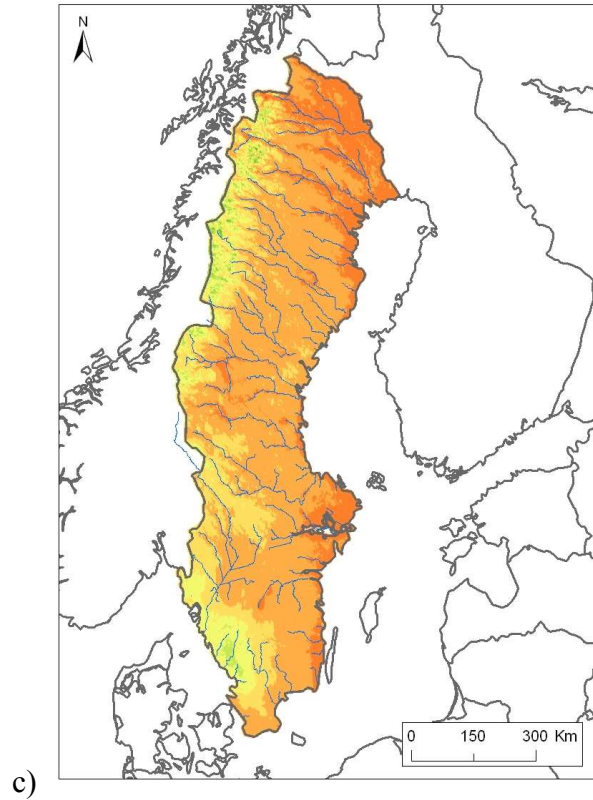


Figure 6-7 : Cumuls annuels moyens de précipitations estimés en considérant une correction altitudinale constante et le voisinage optimal a) en France, b) en Suisse c) en Suède et sans correction altitudinale d) au Québec.

Quelques éléments peuvent être soulignés :

- En France, nous distinguons les principales zones très arrosées comme les Monts du Cantal dans le Massif Central, la barrière des Cévennes, la façade atlantique des Pyrénées ou encore les Pré-Alpes. Le Jura reçoit également des quantités importantes de précipitations (entre 1500 et 2000 mm/an) de façon assez homogène. En comparant avec les résultats de Gottardi (2009) établis sur 1957-1973¹, nous retrouvons ces mêmes zones arrosées. Quelques différences sont à noter, comme des cumuls semblent-ils moins importants dans les Écrins pour nos résultats.
- En Suisse, notre spatialisation peut être comparée avec la carte des hauteurs annuelles moyennes de précipitations (1971-1990) publiée dans l'Atlas hydrologique de la Suisse (Office Fédéral de l'Environnement (OFEV), 2007)². Les deux cartes sont globalement très similaires. Elles présentent un déficit de précipitations dans la région du Valais et les cumuls les plus importants dans le Tessin et le long du "*Main Alpine Ridge*" (Sevruk, 1997). Quelques différences sont à souligner, notamment dans le Jura où nos cumuls semblent moins importants.
- En Suède, les plus forts cumuls sont concentrés le long de la frontière norvégienne et au niveau des reliefs. Les valeurs annuelles sont nettement moins importantes que celles estimées en France ou en Suisse : seules quelques petites zones dépassent les 2000 mm/an de précipitations pour ce pays.
- Enfin, le Québec montre les cumuls plus importants autour de l'embouchure du Saint-Laurent. La faible densité du réseau dont nous disposons ne nous permet pas d'établir une carte plus détaillée des hauteurs précipitées.

¹ Certains pourront argumenter que des cartes établies sur différentes périodes sont difficilement comparables entre elles, ce qui est tout à fait vrai dans l'absolu. Néanmoins, nous raisonnons sur des cumuls annuels moyens de précipitation, établis sur plusieurs années et les comparons de manière relative, c'est-à-dire sans entrer dans des détails (comme savoir s'il pleut 2500 ou plutôt 3000 mm/an au Mont Aigoual). Nous pouvons par exemple nous demander si les cumuls estimés dans la vallée du Rhône sont inférieurs ou supérieurs à ceux des Cévennes sur les deux cartes.

² Nous avons d'ailleurs repris l'échelle des couleurs de cette carte.

6.3. Influence de la densité du réseau

Comme pour les températures de l'air, il est souhaitable de tester la méthode de spatialisation dans des situations où la densité des stations disponibles est plus faible (panne de stations, valeurs aberrantes, etc.). Il s'agit d'avoir une idée de la robustesse de la méthode et surtout de ses limites. Nous appliquons la même procédure que celle présentée au paragraphe 5.6 pour les températures.

La Figure 6-8-a montre une dégradation des performances au fur et à mesure que la densité du réseau disponible diminue pour les quatre pays. Jusqu'à une disponibilité d'environ 50% du réseau initial, il n'y a que peu ou pas de dégradation des performances. En revanche au-delà, les critères diminuent. C'est particulièrement vrai en Suisse, la région qui présente les reliefs les plus contrastés : on perd 0.15 points en moyenne si seulement 10% des 414 stations de départ sont utilisées. Enfin, la Figure 6-8-b montre l'impact de la densité du réseau sur l'optimisation des facteurs de corrections altitudinales : jusqu'à 60% environ du réseau initial disponible, les valeurs de $\beta_{altitude}$ évoluent peu ; ensuite, les valeurs optimisées peuvent être très différentes et peu dignes de confiance (en Suède par exemple, elles sont comprises entre $10^{-4} m^{-1}$ et $20 \times 10^{-4} m^{-1}$ si on dispose de 10 à 30 % du réseau initial de 626 stations) : le calage d'une correction devient très difficile étant donné le manque d'informations.

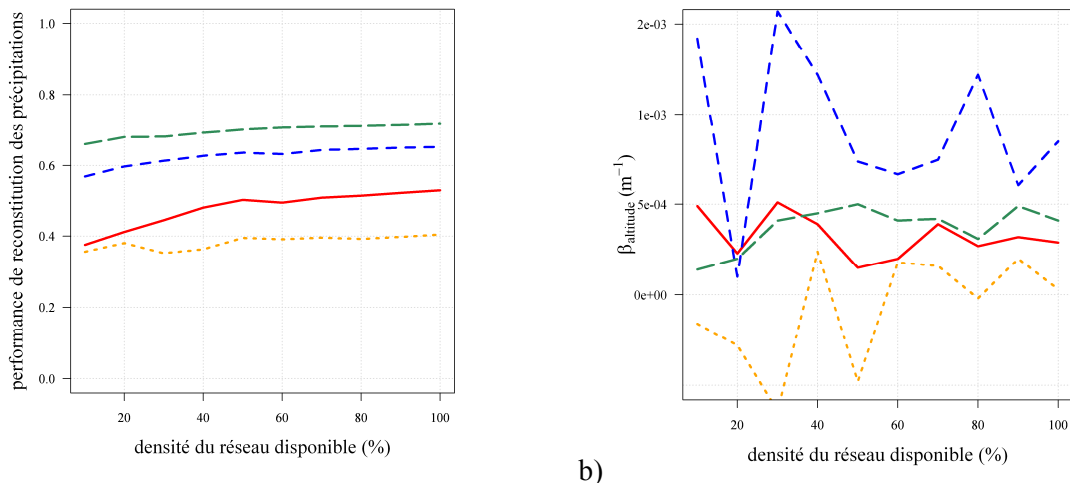


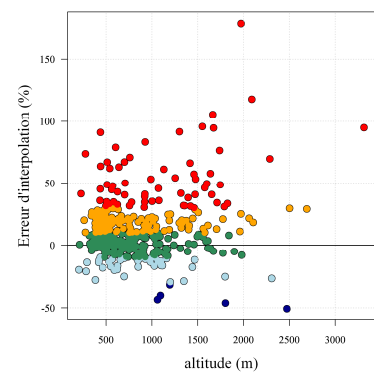
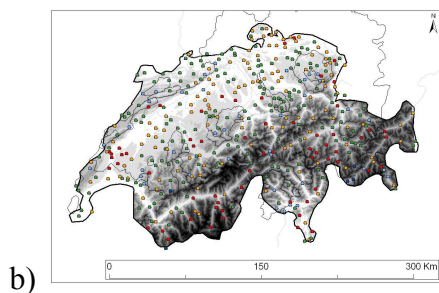
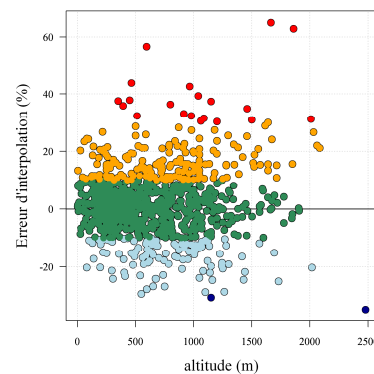
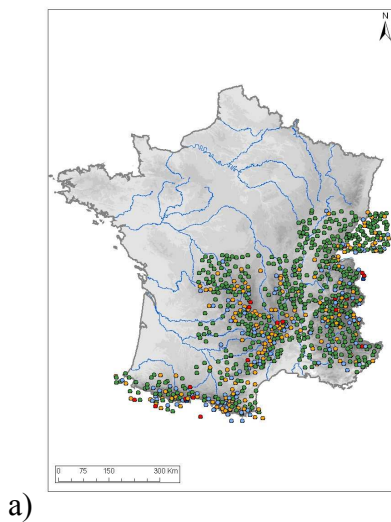
Figure 6-8 : Impact de la densité de réseau disponible a) sur la qualité de reconstitutions des précipitations avec une correction altitudinale constante (et optimisée pour 100% du réseau disponible) et b) sur l'optimisation de la correction altitudinale. Les traits larges verts représentent les résultats pour la France, la ligne pleine rouge pour la Suisse, les traits bleus pour la Suède et les pointillés oranges pour le Québec.

Ainsi, la méthode est assez robuste sur les quatre pays de l'échantillon à condition que la densité du réseau de mesure initial ne soit pas réduite de plus de 30 à 40%. Au-delà, les valeurs des critères de performances chutent et les corrections altitudinales optimales peuvent évoluer fortement.

6.4. Erreurs et incertitudes de la spatialisation des précipitations

6.4.1. Erreurs d'interpolation des précipitations

Pour chacun des quatre pays de l'échantillon, nous calculons les erreurs d'interpolation faites au niveau des stations de mesure à partir de l'Eq. 4-13. Les erreurs sont ensuite reportées sur la Figure 6-9.



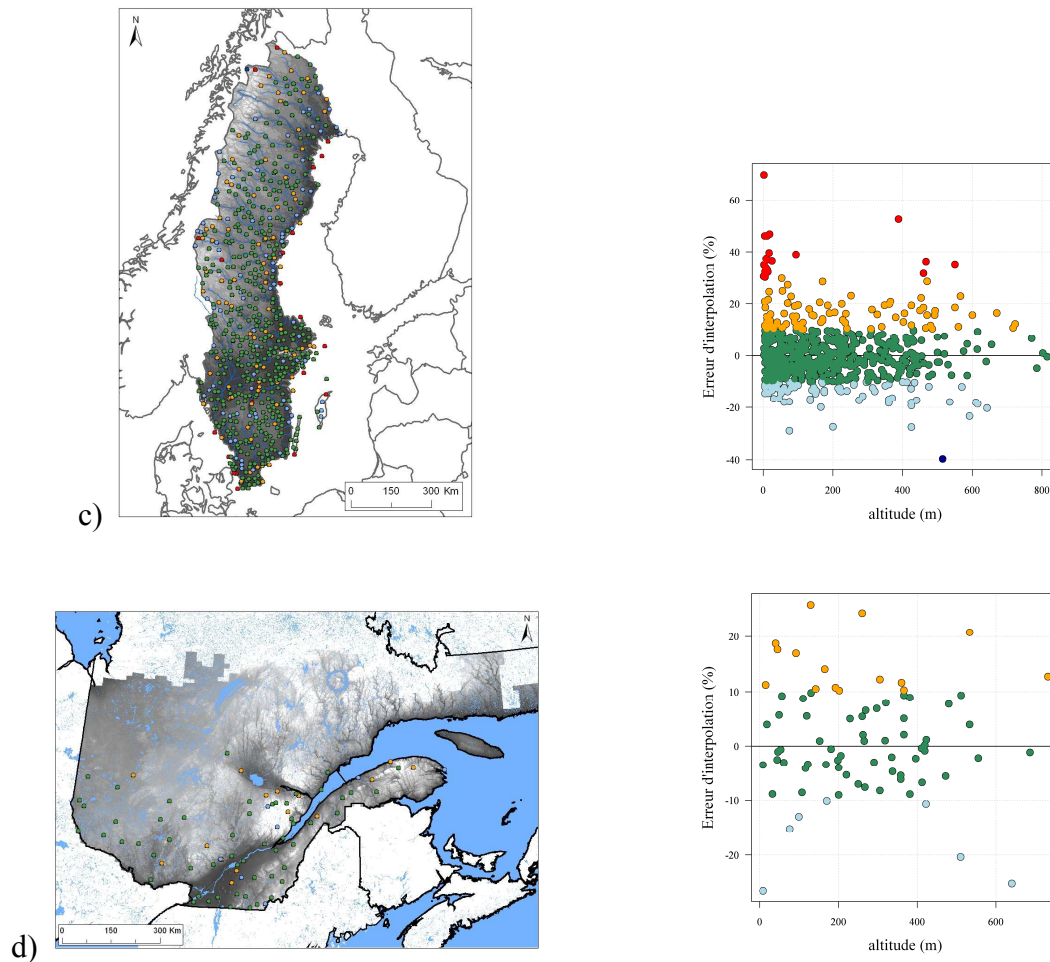


Figure 6-9 : Représentation cartographique des erreurs d'interpolation en chaque point de mesure et graphes des erreurs en fonction de l'altitude des stations sur notre échantillon a) français, b) suisse, c) suédois et d) québécois. Une erreur inférieure à -30% est en bleu foncé (forte sous-estimation des cumuls annuels moyens), une erreur comprise entre -30 et -10 % est en bleu clair, entre -10 et +10 % en vert, entre +10 et +30 % en orange et supérieure à +30 % en rouge (surestimation importante des cumuls annuels moyens).

Les cartes précédentes ne nous montrent aucune corrélation spatiale claire des erreurs. Nous pouvons toutefois noter une tendance à la surestimation des cumuls annuels moyens sur les Cévennes en France (entre +10 et +30 %), ou encore dans le Valais ou le Haut-Rhin en Suisse (supérieure à +30 %) sans que cela soit pour autant systématique. De plus, si nous regardons les erreurs d'interpolation en fonction d'indicateurs physiographiques tels que l'altitude des stations, aucune tendance marquée ne peut être mise en évidence : l'erreur d'interpolation (sous ou surestimation) n'augmente pas nécessairement avec l'altitude. Enfin, la tendance de surestimation des reconstitutions est confirmée en Suisse : 63 stations présentent une erreur d'interpolation supérieure à 30 % (seulement 20 en France, 21 en Suède et aucune au Québec).

6.4.2. Incertitudes liées au paramètre de correction altitudinale

En plus des erreurs d'interpolation, nous pouvons estimer une incertitude liée au paramètre de correction $\beta_{altitude}$. Les résultats sont présentés sur l'échantillon suisse de 414 stations. Du fait des reliefs importants, la Suisse est l'endroit où les incertitudes liées à $\beta_{altitude}$ sont les plus importantes. Une analyse analogue sur les trois autres pays donne des conclusions similaires.

6.4.2.1. Incertitudes liées à $\beta_{altitude}$ d'un point de vue spatial

Nous appliquons la méthode présentée au paragraphe 4.5.3.2 du Chapitre 4 : un $\beta_{altitude}(i)$ est optimisé au niveau de chaque station pluviométrique i . La distribution obtenue permet de calculer l'erreur standard du paramètre : 80% des valeurs de $\beta_{altitude}(i)$ sont comprises dans l'intervalle $[-4 \times 10^{-4}; 2.2 \times 10^{-3}]$ et l'erreur standard est $sdt(\beta_{altitude}) = 8.15 \times 10^{-5} m^{-1}$.

A l'aide de la méthode delta de référence, nous estimons l'incertitude sur le cumul annuel moyen de chacune des stations en fonction de $\overline{\beta_{altitude}} = 3.9 \times 10^{-4} m^{-1}$ (valeur calée sur l'ensemble du réseau disponible). La Figure 6-10 présente l'erreur standard rapportée au cumul annuel observé ($\frac{std(P(i))}{P_{obs}(i)}$) en fonction de l'altitude pour chaque station : cette erreur relative a tendance à augmenter avec l'altitude des stations (Figure 6-10).

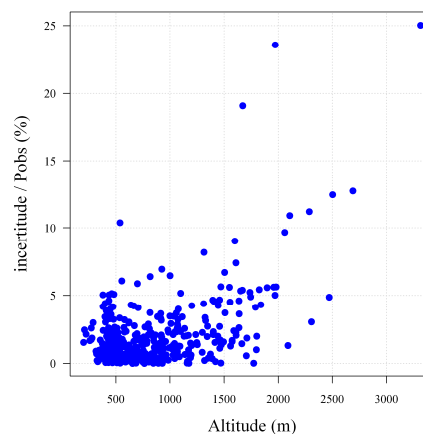


Figure 6-10 : Erreur standard de $\beta_{altitude}$ rapportée au cumul annuel moyen observé en fonction de l'altitude des 414 stations pluviométriques suisses.

Néanmoins, pour arriver à ce résultat, nous avons eu besoin de faire appel au théorème central limite (Poinsot, 2004). Or, celui-ci requiert entre autres l'indépendance des valeurs $\beta_{altitude}(i)$ en chacun des postes, hypothèse non vérifiée dans notre cas puisque les mêmes données (en l'occurrence, les mêmes voisins) peuvent être utilisés plusieurs fois pour déterminer plusieurs $\beta_{altitude}(i)$ (même si la pondération est différente *a priori*).

6.4.2.2. Incertitudes liées à $\beta_{altitude}$ d'un point de vue temporel

Afin de garantir l'indépendance des $\beta_{altitude}$ optimisés, nous pouvons raisonner temporellement, et considérer $\beta_{altitude}(m)$ où m représente un mois donné (et non plus une station de l'échantillon). En effet, les précipitations observées pour chaque pas de temps (chaque mois) sont indépendantes les unes des autres et nous remplissons donc les hypothèses du théorème central limite. Considérant un $\beta_{altitude}(m)$ pour chaque mois (soit $11 \times 12 = 132$ valeurs pour la Suisse), 80% des valeurs de $\beta_{altitude}(m)$ sont compris dans l'intervalle $[-2.3 \times 10^{-4}; -6.2 \times 10^{-4}]$ et l'erreur standard est $sdt(\beta_{altitude}) = 1.35 \times 10^{-5} m^{-1}$. La distribution est beaucoup plus resserrée autour de la valeur moyenne : $\beta_{altitude}(m)$ est mieux défini dans le temps que dans l'espace. Appliquant la méthode delta, nous obtenons les résultats synthétisés par la Figure 6-11. Comme dans le paragraphe précédent, les incertitudes augmentent avec l'altitude. En revanche, elles sont beaucoup plus faibles (seulement 4 % du cumul observé à 3300 mètres d'altitude contre 25 % sur la Figure 6-10).

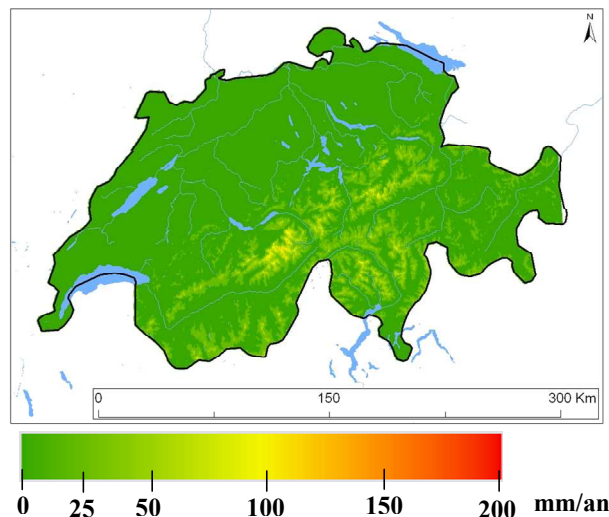


Figure 6-11 : Incertitudes associées à $\beta_{altitude}$ en tout pixel du territoire Suisse exprimées (en mm/an). Ici, nous raisonnons d'un point de vue temporel pour garantir l'indépendance des $\beta_{altitude}(m)$.

6.5. Synthèse

Notre méthode de spatialisation des précipitations englobe deux éléments importants : la détermination d'un voisinage adapté et l'optimisation d'une correction altitudinale constante pour chaque pays séparément. Le Québec présente la particularité de ne nécessiter aucun facteur de correction altitudinale ($\beta_{altitude} = 0$), contrairement aux trois autres pays pour lesquels $\beta_{altitude} \neq 0$ permet d'améliorer les performances de reconstitution des précipitations.

Les tests réalisés pour trouver une relation entre la correction altitudinale et le temps (soit le temps qu'il fait, soit l'époque de l'année) ne nous ont pas permis d'améliorer les performances de notre spatialisation en général. De même, aucune dépendance régionale des corrections altitudinales n'a pu être établie en France. Seule la Suisse présente une légère sensibilité au temps et au lieu. D'une part, les performances sont un peu améliorées en été avec l'introduction de facteurs mensuels de correction altitudinale. D'autre part, considérer séparément les trois régions du sud du pays améliore légèrement la qualité des reconstitutions à condition de redéfinir l'ensemble du paramétrage de la spatialisation (correction altitudinale et surtout voisinage). Néanmoins, le nombre réduit de stations de ces régions et le voisinage optimal fixé pour un très faible nombre de voisins soulèvent des problèmes de robustesse à cette échelle régionale.

La densité du réseau a également un rôle important que ce soit pour assurer un certain niveau de qualité des reconstitutions ou pour la détermination des facteurs $\beta_{altitude}$.

Enfin, une étude statistique a permis d'enrichir nos résultats d'estimation de l'incertitude associée au paramètre $\beta_{altitude}$, et donc indirectement de justifier le choix que nous avons fait d'une méthode multiplicative. Il s'avère que les incertitudes sont faibles par rapport aux cumuls observés, ainsi que par rapport aux erreurs d'interpolation qui, elles, sont intrinsèques à toute méthode de spatialisation.

Nous arrêtons à ce stade nos investigations en matière de spatialisation et d'amélioration des données d'entrée. Nous nous concentrons désormais sur le développement d'un module neige.

Partie III :

Développement d'un module de prise en compte de la neige



La Santoire à la Boudio
février 2009



L'Isère à l'aval du barrage de Tignes
janvier 2010

Chapitre 7. Méthodologie adoptée pour le développement d'un module neige

7.1. Introduction

Le développement d'un module neige nécessite de définir au préalable un cadre et des conditions à respecter. Aussi, dans l'esprit des travaux antérieurs du Cemagref et de l'équipe Hydrologie d'Antony, nous cherchons à développer un module neige général, robuste, parcimonieux et transposable à différents environnements. In fine, nous souhaitons que ce module puisse être utilisé avec le modèle GR4J, sans qu'il soit cependant uniquement spécifique à ce modèle hydrologique.

Avant de nous plonger complètement dans l'étude et le développement du module, nous détaillons le cadre dans lequel s'inscrit ce travail, ainsi que les outils sur lesquels nous nous sommes appuyés.

Après une description de la démarche générale adoptée et de nos choix méthodologiques, nous présentons les modèles hydrologiques sur lesquels ont été testés les modules neige. Les paragraphes suivants sont consacrés aux aspects déterminants de calage des paramètres libres et d'évaluation des performances obtenues par les modèles et modules. Enfin, nous détaillons la présentation générale retenue pour les résultats dans les chapitres suivants.

7.2. Principes de la démarche adoptée

La démarche s'inscrit dans la continuité des travaux réalisés en hydrologie au Cemagref Antony, telle qu'elle a été présentée par Michel et al. (2006). Ses choix méthodologiques sont les suivants :

- **L'utilisation de modèles précipitations – débit globaux.** Ce premier point peut sembler discutable pour traiter de la neige, sujet pour lequel une division des bassins en bandes d'altitude est largement répandue et recommandée (OMM, 1986a). Néanmoins, ces deux approches ne sont pas incompatibles. Nous souhaitons conserver une représentation globale des bassins versants pour la partie modélisation hydrologique, la partie « neige » pouvant avoir une distribution en bandes d'altitude si nécessaire. Ce choix est fait dans certains modèles tels que HBV, présenté au paragraphe 7.3.2.
- **Une approche empirique et conceptuelle basée sur les données disponibles.** A ce propos, Klemeš (1982) affirme :

«The fundamental reason for empirical modeling is the availability of data combined with a lack of understanding of the relationships among the phenomena they describe. This combination is conducive to the adoption of a "let-the-data-speak-for-themselves" philosophy.»

Une telle démarche signifie que nous souhaitons juger les modèles seulement sur leur capacité à reproduire le fonctionnement observé des bassins versants, c'est-à-dire le débit à l'exutoire. Elle s'oppose à la démarche mécaniste qui consiste à introduire une connaissance *a priori* des processus physiques supposés être en jeu sur les bassins.

- **Une complexification progressive de la structure,** en fonction de l'amélioration des performances. Nous appuyant sur l'approche descendante («downward approach») présentée par Klemeš (1982), nous démarrons avec une structure du module neige la plus simple possible. Les améliorations et ajouts successifs ne seront conservés qu'à la seule condition d'apporter un réel gain de performance en termes de qualité des simulations. Cette recherche assure une certaine robustesse de la méthode (pas de composantes superflues *a priori*) ainsi que la parcimonie du modèle en termes de paramètres libres (ces derniers augmentant en général avec la sophistication des structures). La démarche inverse est également plus difficile pour le modélisateur, d'un point de vue psychologique. En effet, partant d'un module complet, il est toujours très dur de le simplifier sans un (petit) pincement au cœur pour telle ou telle composante tandis qu'avec l'approche descendante, nous limitons ce risque :

"Going from complex to simpler model structures requires an open mind, because it is frustrating to have to abandon seemingly elegant concepts and theories. It is normally

much more stimulating, from an academic point of view, to show significant improvement of the model performance by increasing complexity." (Bergström, 1991)

- **La recherche d'une structure doublement générale.** Pour y parvenir, nous nous appuyons sur différents modèles hydrologiques (présentés dans le paragraphe 7.3). Ainsi, la structure du module neige n'est pas testée uniquement sur un modèle hydrologique, et nous ne pouvons pas la soupçonner de lui être spécifique. D'autre part, les tests réalisés sur un grand nombre de bassins versants (présentés au Chapitre 1) doivent permettre d'utiliser le module neige dans des conditions climatiques variées et pour des bassins aux caractéristiques bien différentes. Cette condition contribue à élargir le domaine d'application du module neige, mais également à mieux connaître ses forces et ses faiblesses.

"Il faut avant tout se méfier de sa propre expérience, surtout si ses investigations ou ses préoccupations portent sur un champ d'études relativement restreint du point de vue du climat et de celui de la morphologie. Combien d'auteurs ont vraiment cru posséder un instrument universel alors qu'ils n'avaient mis au point qu'un arrangement régional de paramètres inutilisables ailleurs." (Roche, 1971)

- **L'évaluation des structures par comparaison.** En effet, comment déterminer si un modèle est bon ou mauvais ? La seule chose dont nous soyons sûrs est justement que nous ne savons pas représenter exactement la réalité : l'ensemble des modèles hydrologiques et des modules neige (ainsi que toutes les composantes possibles qui peuvent être ajoutées) sont faux, dans le sens où ce ne sont que de grossières représentations des phénomènes. Qui plus est, il n'existe pas de critère absolu d'évaluation : l'efficacité de Nash et Sutcliffe (1970) par exemple estime la performance d'une structure par rapport à un modèle naïf de référence. Néanmoins, il existe différents degrés dans la qualité des modélisations et les erreurs faites par les modèles et modules. Aussi, nous évaluons un modèle en raisonnant de manière relative, c'est-à-dire en le comparant à d'autres modèles pour le situer sur une échelle de performances. Pour le développement du module neige, nous comparons donc la structure de notre module à celle de différents autres modules neige présentés dans la littérature, toutes choses étant égales par ailleurs (couplage avec un modèle hydrologique donné, même jeu de données d'entrée, même procédure de calage, etc.).

Les bases de notre démarche de développement d'un module neige sont désormais posées. Pour finir, nous précisons que nous avons choisi de travailler au pas de temps journalier. Il s'agit d'une unité de temps très largement utilisée en hydrologie appliquée, du fait de la disponibilité des données notamment. Ce choix est également en adéquation avec la dynamique des processus étudiés (la neige) : s'accumulant sur plusieurs jours, semaines ou mois, le stock de neige disparaît en général beaucoup plus rapidement (quelques jours, voire semaines).

7.3. Présentation des modèles hydrologiques utilisés

Quatre modèles hydrologiques ont été sélectionnés afin de tester notre module neige sur différentes structures. Un modèle se distingue des autres puisque c'est celui que nous avons cherché à enrichir d'une composante nivale : il s'agit du modèle GR4J (Perrin et al., 2003). Nous présentons donc celui-ci plus en détail avant d'exposer succinctement les grandes lignes des trois autres modèles.

7.3.1. Le modèle GR4J

GR4J est un modèle empirique et conceptuel global. Il appartient à la famille des modèles hydrologiques GR (pour Génie Rural) qui ont été établis pour différents pas de temps depuis les modèles annuels et mensuels (Mouelhi, 2003) jusqu'au modèle horaire (Mathevet, 2005). Ils sont aussi utilisés pour différents objectifs que ce soit en simulation (Perrin, 2000) ou en prévision (Tangara, 2005). Depuis sa première version au pas de temps journalier (Michel, 1983), le modèle a progressivement évolué et s'est enrichi de diverses composantes (Le Moine, 2008; Payan, 2007) afin de pouvoir être efficace et utilisable sur un large échantillon de bassins versants. L'ensemble de ces travaux ont été réalisés en suivant une démarche similaire à celle présentée au paragraphe 7.2, pour garantir des qualités de parcimonie, de robustesse, de généralisation et d'efficacité. Enfin, bien que des travaux antérieurs aient été réalisés sur la neige (Eckert, 2002; Makhlouf, 1994; Meslier, 1999), les modules existants n'avaient jamais pu être testés sur un grand nombre de bassins fortement influencés par la neige.

La version de GR4J avec laquelle nous travaillons est celle présentée par Perrin et al. (2003) à quatre paramètres¹. Sa structure, représentée à la Figure 7-1, fait intervenir deux modules : un module de production et un module de routage (aussi appelé transfert).

Le module de production (en bleu sur la Figure 7-1) se compose de trois fonctions. La première est une fonction de neutralisation de la lame d'eau liquide² par l'ETP. La deuxième

¹ Une version plus performante a été proposée par Le Moine (2008). Cependant, n'étant pas encore disponible au démarrage de ces travaux, elle n'a pas été utilisée ici.

² Le terme « lame d'eau liquide » remplace les mots « pluie » ou « précipitation » utilisés dans la littérature. En effet, quand la neige est prise en compte dans la modélisation, la donnée de précipitation est modifiée par le module neige en entrée du modèle hydrologique : elle est soit diminuée (de sa fraction solide stockée par le manteau neigeux), soit augmentée (de la quantité d'eau fondue au pas de temps considéré). Nous préférons donc le terme de lame d'eau liquide pour le différencier des entrées avant application du module neige.

est une fonction de rendement gérée par le réservoir de production. Celui-ci est alimenté par une partie de l'eau liquide après interception et se vidange soit par évaporation, soit par percolation de manière plus anecdotique. Enfin, il possède une fonction d'échange avec l'extérieur du bassin (échanges souterrains notamment).

Le module de transfert (en vert sur la Figure 7-1) se divise en deux composantes. D'une part, un premier hydrogramme avec une unique phase de montée, gère le transfert de 90% de la lame d'eau liquide efficace vers le réservoir de routage (non linéaire). D'autre part, un deuxième hydrogramme, composé d'une montée puis d'une descente, gère le transfert des 10% restants directement vers l'exutoire.

Finalement, les quatre paramètres à optimiser du modèle GR4J sont :

- $ROUT$ (mm) : capacité maximale du réservoir de routage,
- $PROD$ (mm) : capacité maximale du réservoir de production,
- CES (mm) : paramètre d'échange,
- TB (j) : temps de base des hydrogrammes unitaires.

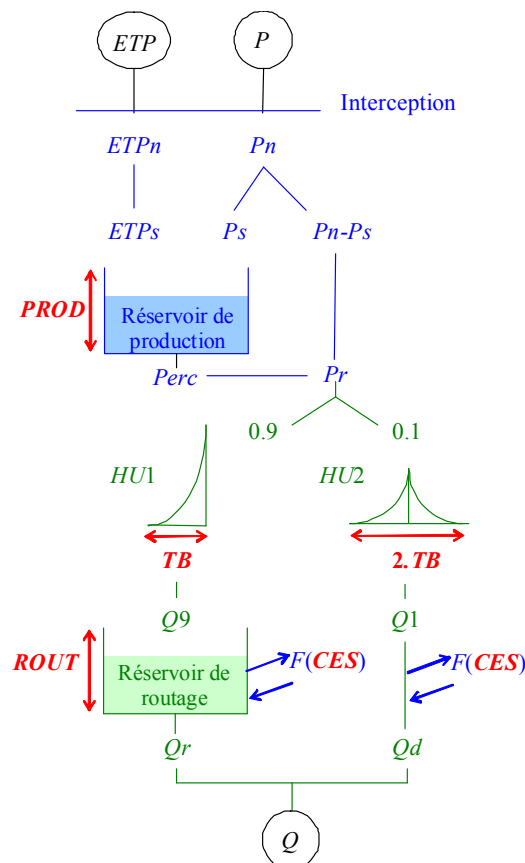


Figure 7-1: Schéma du modèle GR4J (Perrin et al., 2003). Le module de production est représenté en bleu, le module de routage en vert et les paramètres libres en rouge.

7.3.2. Les trois autres modèles retenus

Les trois modèles sélectionnés en plus de GR4J sont largement reconnus et utilisés par la communauté hydrologique (TOPMODEL et HBV parmi les scientifiques internationaux, MORDOR principalement en France). Deux d'entre eux ont été développés pour être appliqués dans des environnements où la composante nivale revêt une réelle importance (HBV en Suède et MORDOR sur les bassins de montagne en France) : leurs modules neige sont utilisés dans le cadre de cette étude comme référence indépendante. Ces deux modèles hydrologiques seront utilisés dans leurs versions simplifiées décrites par Mathevet (2005). Enfin, TOPMODEL a été développé au Royaume-Uni par Beven et Kirkby (1979). Choisi pour son niveau reconnu de performance, nous utiliserons ici la version modifiée par Michel et al. (2003) à huit paramètres.

Ces modèles sont conceptuels. Néanmoins, ils présentent des structures et des degrés de complexité différents. Ces éléments sont intéressants pour tester la robustesse et la généralité de notre travail. Le Tableau 7-1 récapitule leurs caractéristiques principales (plus de détails sont présentés dans l'Annexe D).

Nom du modèle	Nombre de paramètres libres	Nombre de réservoirs ¹	Module neige intégré	Références
MORDOR	6	4	Oui	Garçon (1999), Paquet (2004)
TOPMO	8	3	Non ²	Beven et Kirkby (1979), Michel et al. (2003)
HBV	9	3	Oui	Bergström (1995), Lindström et al. (1997)

Tableau 7-1 : Caractéristiques principales des trois modèles hydrologiques (en plus de GR4J) sur lesquels va être testé le module neige développé.

¹ Le nombre de réservoirs ne comprend pas les réservoirs d'un éventuel module neige déjà présent dans le modèle.

² Le modèle hydrologique TOPMODEL est très largement utilisé pour de nombreuses applications, y compris sur des bassins influencés par la neige. Une routine neige a alors été ajoutée en amont du modèle par les auteurs sans qu'elle ait été développée spécifiquement pour TOPMODEL : Holko et Lepistö (1997) reprennent par exemple un module neige développé en Suède.

7.4. Évaluation

7.4.1. La procédure d'évaluation

La procédure d'évaluation sélectionnée est celle du calage-contrôle sur deux périodes indépendantes (Klemeš, 1986). Nous avons appliqué ici une version simplifiée n'incluant que le premier des quatre tests préconisés par Klemeš (1986), à savoir le "*split-sample test*" (cf. Figure 7-2).

La première étape est le calage du modèle hydrologique (enrichi de son module neige), c'est-à-dire son adaptation au bassin versant. En pratique, il s'agit d'optimiser les paramètres libres du modèle hydrologique en s'appuyant sur les informations disponibles, à savoir les données d'entrée et de sortie. Nous cherchons la combinaison des données d'entrée et des paramètres libres qui permet de représenter au mieux les données de sortie (les débits) sur la période considérée. Une fonction objectif (présentée au paragraphe 7.4.2.1) permet d'exprimer la distance entre sorties du modèle et observations correspondantes.

Différentes méthodes de calage existent dans la littérature (Mathevet, 2005, chapitre 4). Nous utilisons ici la méthode « pas à pas » (Edijatno, 1991; Michel, 1989). C'est une méthode locale, automatique et directe, largement éprouvée au Cemagref (Mathevet, 2005; Nascimento, 1995; Perrin, 2000). Nous lui associons une procédure de pré-filtrage de l'espace des paramètres proposée par Mathevet (2005). Il s'agit, par une exploration grossière et ponctuelle de l'espace des paramètres, d'identifier la zone de convergence qui paraît la plus intéressante. Les points testés correspondent aux quantiles (souvent au nombre de deux ou trois) des paramètres issus de distributions *a priori*. Le jeu de paramètres obtenant la meilleure valeur de la fonction objectif est finalement choisi comme point de départ de la méthode pas à pas¹.

Une fois le calage terminé, la deuxième étape consiste à tester le jeu de paramètres obtenu (et donc le modèle hydrologique complet) sur une période indépendante de celle utilisée pour l'optimisation : il s'agit de l'étape de validation ou de contrôle. Désormais, sans modifier les paramètres optimisés, nous simulons les débits à partir des données d'entrée et nous les comparons aux débits observés sur cette même période. C'est l'étape qui permet de calculer les critères de performance pour évaluer le modèle, les performances en phase de validation

¹ Notons que, lors du calage, tous les paramètres du modèle (module neige et modèle hydrologique) sont optimisés simultanément.

étant plus représentative des capacités réelles du modèle que celles utilisées en phase de calage.

Quelques détails méritent enfin d'être soulignés. Tout d'abord, les conditions de remplissage des réservoirs sont déterminantes pour un bon fonctionnement du modèle. Aussi, une année entière est consacrée à l'initialisation du modèle au début de chaque période (calage et contrôle). Elle permet d'éviter les erreurs liées à la méconnaissance des conditions initiales en début de période de simulation. Cette année n'est pas prise en compte dans le calcul des critères de performance. Enfin, pour valoriser au mieux les données disponibles sur notre échantillon, nous divisons la période totale disponible sur chaque bassin versant en deux, chacune des deux sous-périodes jouant successivement le rôle de période de calage et de contrôle (Figure 7-2).

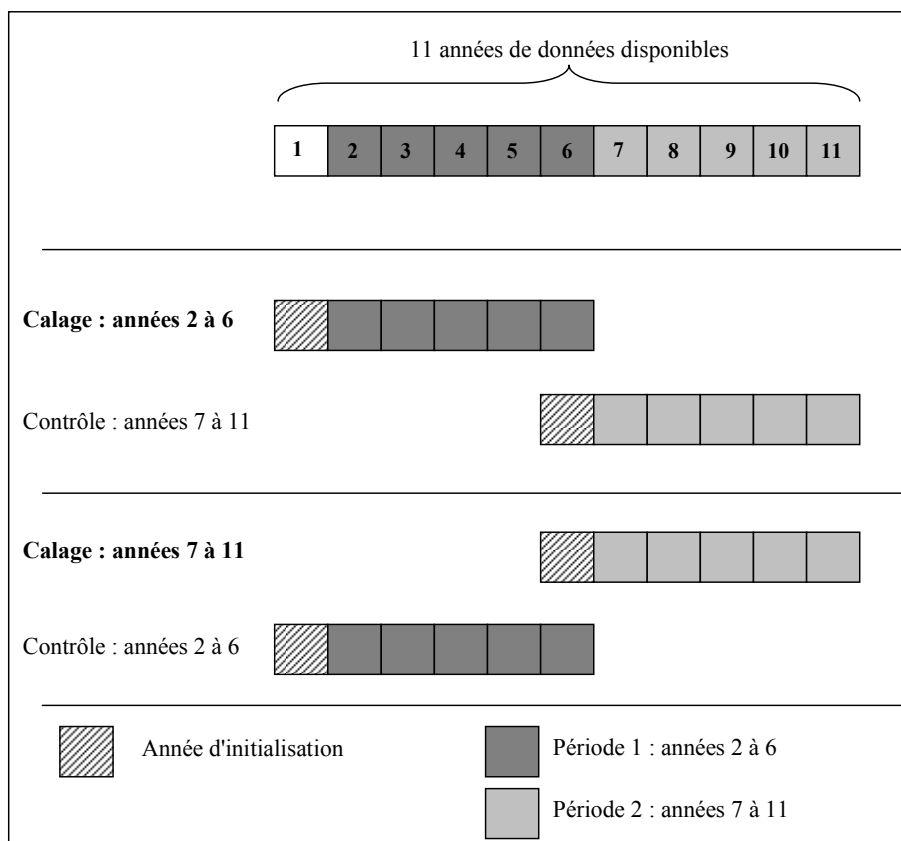


Figure 7-2 : Procédure du "split-sample test" (Klemeš, 1986). Le schéma présente la méthode que nous avons appliquée pour valoriser l'ensemble des données disponibles sur un bassin versant. En séparant la période totale en deux, le calage se fait sur la première et le contrôle sur la deuxième, puis inversement. Une année complète est toujours conservée pour l'initialisation.

7.4.2. Les critères d'évaluation

7.4.2.1. Fonction objectif et critère de validation¹

Il n'existe pas de critère universel permettant une évaluation globale des modèles hydrologiques. Les critères les plus souvent utilisés sont ceux de type quadratique, mais bien d'autres existent. L'évaluation des modèles dépendant des objectifs qui leur sont assignés (Oudin et al., 2006), les critères quadratiques sont souvent calculés :

- sur les débits, lorsqu'il s'agit de travailler sur les crues et les forts débits,
- sur les logarithmes népériens des débits, pour une étude des étiages et des faibles débits,
- sur les racines carrées, quand aucune gamme de débits en particulier n'est privilégiée.

Notre travail va se placer dans cette dernière catégorie qui consiste à représenter au mieux l'ensemble de la chronique des débits. Aussi, l'optimisation et l'évaluation des modèles, et surtout des modules neige testés, se base sur la version bornée (Mathevet et al., 2006) du critère d'efficacité défini par Nash et Sutcliffe (1970), et calculée sur les racines carrées des débits². Sa formulation est donnée par l'Eq. 7-1 :

$$C_{2M} = \frac{1 - \frac{F}{F_0}}{1 + \frac{F}{F_0}} \quad \text{Eq. 7-1}$$

avec

$$F = \sum_{j=1}^N \left[\sqrt{Q_{obs}(j)} - \sqrt{Q_{sim}(j)} \right]^2 : \quad \text{l'erreur quadratique moyenne entre la série de débits observés et la série de débits simulés}$$

$$F_0 = \sum_{j=1}^N \left[\sqrt{Q_{obs}(j)} - \sqrt{\overline{Q_{obs}}} \right]^2 : \quad \text{la variance de la série de débits observés}$$

$$\sqrt{\overline{Q_{obs}}} = \frac{1}{N} \times \sum_{j=1}^N \sqrt{Q_{obs}(j)} : \quad \text{la moyenne de la série de débits observés}$$

¹ Nous utilisons le même critère pour la fonction objectif qui sert à caler le modèle et son module neige et le critère de validation qui est calculé sur la période de contrôle pour évaluer leur efficacité.

² Pour plus de détails sur la version bornée du critère d'efficacité de Nash et Sutcliffe (1970), nous suggérons au lecteur de se reporter au chapitre 3 de la thèse de Mathevet (2005).

Par rapport au critère classique de Nash et Sutcliffe (1970), il s'agit d'une simple transformation donnée par :

$$C_{2M} = \frac{Nash}{2 - Nash} \Leftrightarrow Nash = \frac{2 \times C_{2M}}{1 + C_{2M}} \quad \text{Eq. 7-2}$$

Son principal avantage est de ne pas conférer une importance disproportionnée aux valeurs très mauvaises puisqu'il est borné entre -1 et 1, alors que le critère usuel est compris dans l'intervalle $]-\infty ; 1]$. Il conserve la même facilité d'interprétation que le critère de *Nash* : une valeur de 1 signifie que le modèle représente parfaitement les observés, et une valeur nulle nous dit que le modèle est équivalent à prendre la moyenne des débits observés (modèle naïf).

La Figure 7-3 suggère enfin qu'il faut modifier notre idée des ordres de grandeur du critère quand on raisonne avec le C_{2M} . Par exemple, un critère de *Nash* de 0.90 correspond à une valeur de 0.82 en termes de C_{2M} .

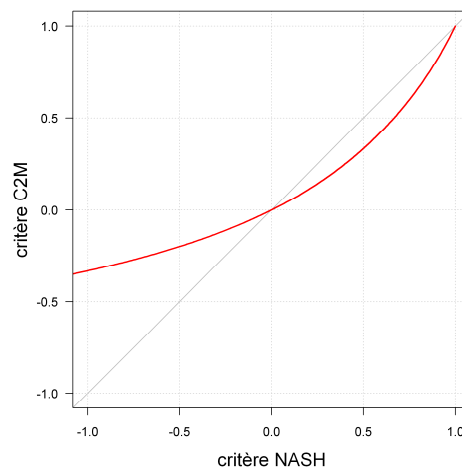


Figure 7-3 : Visualisation graphique de la relation entre le critère de Nash et Sutcliffe (1970) et sa version bornée, le critère C_{2M} (Mathevet, 2005).

7.4.2.2. Critères spécifiques à l'étude de la neige

En fonction de l'influence des processus nivaux sur chacun des bassins versants, il n'est pas toujours suffisant de ne s'intéresser qu'au seul critère de validation précédent calculé sur l'ensemble de la chronique. En effet, la neige n'influence pas toute la chronique des débits mais seulement une partie, durant une période plus ou moins restreinte de l'année. Il est alors judicieux d'établir des critères plus spécifiques, pour mieux évaluer les modifications engendrées par le module neige. Nous en proposons deux, qui correspondent au calcul d'un C_{2M} sur des périodes réduites et caractéristiques de l'année :

- Un critère dit "de neige" qu'on note $C_{2M}N$. Il est calculé sur les six mois les plus propices à l'apparition d'un couvert neigeux et à son influence sur les débits. L'objectif est d'inclure dans ce critère les périodes d'accumulation du manteau (qui peut commencer au début de

l'hiver) et de fonte (beaucoup plus variable d'un bassin à l'autre). Pour l'ensemble des 380 bassins de notre échantillon, ce critère est calculé du 1^{er} décembre au 31 mai : c'est la zone bleutée des graphiques de la Figure 7-4.

- Un critère dit "de fonte" qu'on note $C_{2M}F$. L'objectif est d'évaluer la qualité des simulations sur la période la plus critique, à savoir la période de fonte du manteau neigeux (les écoulements sont alors augmentés du fait de la disparition progressive du stock). En général assez réduite dans le temps, cette période n'excède pas un mois pour la plupart des bassins et peut varier d'une année à l'autre (elle démarre plus ou moins tôt suivant l'évolution de la température et du réchauffement printanier). Suite à différents tests de sensibilité, nous avons établi une période de deux mois pour le calcul de $C_{2M}F$. Pour les bassins fortement influencés par la neige, $C_{2M}F$ est calculé du 1^{er} avril au 31 mai. Pour les bassins moins impactés par la composante nivale¹, $C_{2M}F$ est calculé du 1^{er} février au 31 mars : ces périodes sur les bassins de la Durance à Serre-Ponçon et de la Dordogne à Bort Les Orgues (France) sont représentées par la zone hachurée en rouge sur la Figure 7-4.

	Critère Neige $C_{2M}N$	Critère Fonte $C_{2M}F$
France – bassins peu neigeux		1 ^{er} février – 31 mars
France – bassins neigeux	1 ^{er} décembre	
Suisse	-	1 ^{er} avril
Suède	31 mai	-
Québec		31 mai

Tableau 7-2 : Périodes de calcul des critères spécifiques à l'étude de la neige pour les bassins de natures différentes.

Nous avons également introduit un critère sur les volumes (rapport entre le volume simulé et le volume observé sur la période de validation). Néanmoins, n'étant pas très discriminant, nous ne l'utilisons pas dans la présentation des résultats au cours des prochains chapitres.

¹ Pour le critère $C_{2M}F$, nous discriminons les bassins neigeux fortement influencés et les bassins peu influencés par la neige : sont considérés comme peu neigeux, les bassins français présentant, en moyenne, moins d'un trimestre dans l'année où la température est inférieure à 0 °C sur une zone représentant les 9/10^{ème} les plus élevés du bassin. Les bassins suisses, suédois et québécois sont tous considérés comme fortement influencés par la neige.

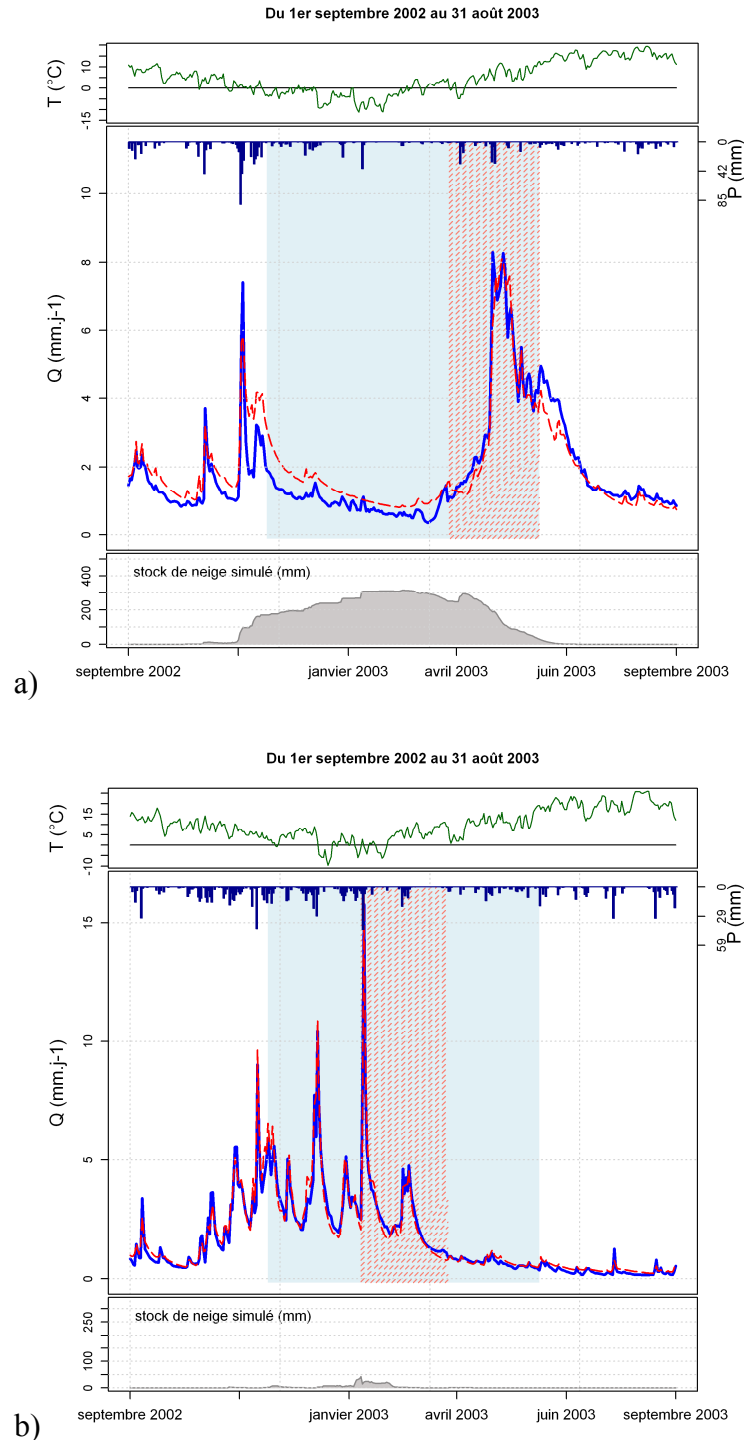


Figure 7-4 : Visualisation des chroniques de débits observés (courbe bleue) et simulés (en traits rouges) avec le modèle GR4J enrichi d'un module neige a) sur la Durance à Serre-Ponçon (considéré comme très influencé par la neige) et b) sur la Dordogne à Bort Les Orgues (considéré comme peu influencé par la neige). Dans la fenêtre centrale, la zone bleutée (respectivement hachurée en rouge) représente la période pour le calcul de $C_{2M}N$ (respectivement $C_{2M}F$). La fenêtre du bas représente, en gris, le stock de neige simulé par le modèle.

7.4.3. Illustrations

Nous présentons les deux graphiques « type » qui vont principalement être utilisés dans les chapitres suivants pour évaluer et comparer les performances des modules neige :

- Les boîtes à moustaches, « boxplot » en anglais, (cf. Figure 7-5 a) synthétisent la distribution du critère pour l'ensemble des bassins versants de l'échantillon. Une boîte à moustaches décrit la distribution des données qu'on souhaite représenter : dans notre cas, la boîte inclut 50% des valeurs et les moustaches, 80% (sont représentées dans la boîte la médiane par une barre horizontale et la moyenne par une croix). Il s'agit ensuite de comparer différentes structures entre elles : sur la Figure 7-5 a), le module 2 est meilleur que le module 1 sur la distribution des performances sur les 380 bassins de l'échantillon (les quantiles et la médiane ont des valeurs supérieures pour le module 2).
- La comparaison des performances entre deux structures en traçant les critères obtenus par une structure en fonction des critères obtenus par l'autre pour chaque bassin versant de l'échantillon. Ces graphes seront généralement réalisés pour chaque pays afin de mettre en valeur le comportement des modules dans des contextes différents. Sur la Figure 7-5 b), le module 2 est meilleur que le module 1 pour les bassins suisses, suédois et français et très similaire en termes de performance pour les bassins québécois. Pour la France, nous distinguons en général les bassins nivaux (vert clair) et les bassins moins influencés par la neige (vert foncé).

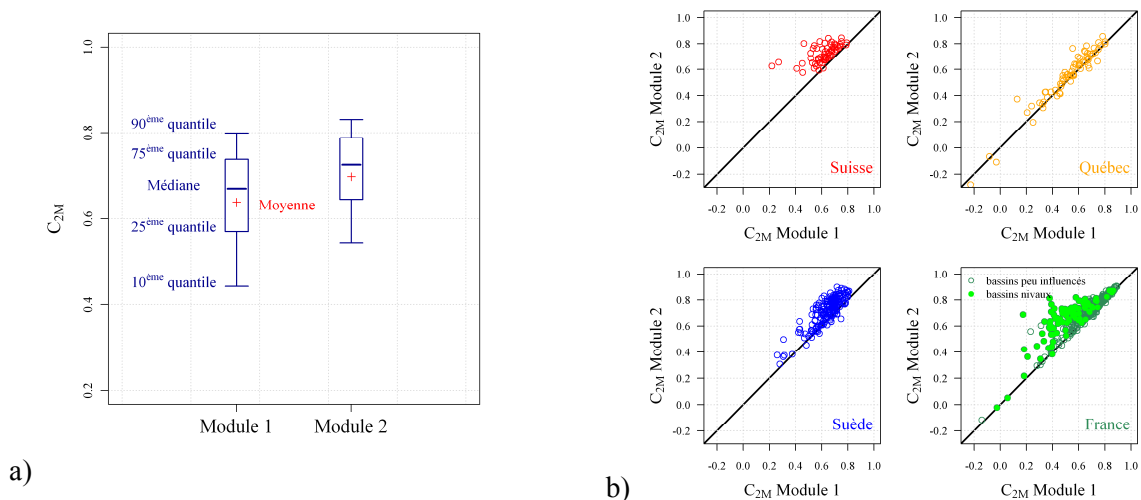


Figure 7-5 : Illustration des critères de performance obtenus avec deux modules neiges différents (toute chose étant égale par ailleurs : même modèle hydrologique, même échantillon de bassins versants, etc.). a) Représentation sous forme de boîtes à moustaches et b) expression des performances du module 2 en fonction de celles du module 1 pour chaque bassin, sur chaque pays séparément.

Enfin, malgré le grand nombre de bassins versants qui rend l'exercice délicat, les chroniques des débits, ainsi que l'évolution du stock de neige, seront analysées grâce à des graphiques du type de la Figure 7-4. Nous nous intéressons en particulier aux 9 bassins fil-rouge décrits au Chapitre 1.

7.5. Synthèse

Le cadre dans lequel s'inscrit le développement du module neige est désormais posé. Nous suivons une approche empirique et nous partirons d'une structure simple qui sera progressivement complexifiée à la condition que des gains significatifs de performance soient obtenus. Qui plus est, partant du principe que tous les modèles, et les modules neige, sont imparfaits, nous basons notre travail sur un large échantillon de bassins versants et une approche comparative : différents modules neige serviront de référence. Enfin, différents modèles précipitations – débit et un large échantillon de bassins versants permettront de tester la transposabilité et la généralité des modules neige, et d'évaluer les forces et les faiblesses de chacun.

Finalement, parce que la neige n'est pas un processus dominant sur toute l'année en termes de réponse du bassin versant aux précipitations qu'il reçoit, nous avons introduit deux critères spécifiques. Le but est d'étudier plus en détail l'impact des modules neige sur la modélisation en se concentrant sur les périodes critiques et fortement influencées par la composante nivale.

Chapitre 8.

État de l'art : que nous apprennent les modules neige existants ?

8.1. Introduction

Avant de nous lancer dans le développement d'un module neige, nous nous sommes d'abord intéressés aux structures existantes, publiées dans la littérature hydrologique, et plus spécialement aux sept modules présentés au Chapitre 3. L'objectif de cette première étape est d'essayer d'évaluer les forces et les faiblesses de ces structures et d'énoncer des axes de recherche pour notre propre travail.

Nous débutons ce chapitre par la comparaison des sept modules, testés en association avec quatre modèles hydrologiques et évalués à l'aide des critères présentés au chapitre précédent. Une analyse des résultats de ces tests est ensuite menée. Enfin, nous exposons une liste de questions à aborder de façon objective pour le développement de notre propre module neige.

8.2. Comparaison des sept modules neige

8.2.1. Résultats graphiques et numériques

Les résultats graphiques et numériques des tests réalisés permettent de comparer les sept modules neige que nous avons retenus. Pour chacun des quatre modèles hydrologiques avec lesquels les modules ont été évalués, une page est consacrée à la synthèse graphique des résultats. Les performances sans module neige ainsi que celles obtenues par le module « au choix » (sélectionné sur la base des critères de calage pour chaque bassin versant) ont été ajoutées en plus des sept modules neige. Ensuite, une page rassemble les performances moyennes pour les sept modules sur les quatre modèles hydrologiques.

Afin de pouvoir comparer les structures des modules entre elles, un certain nombre d'éléments ont été homogénéisés. Ainsi, la totalité de la lame d'eau écoulée (en sortie du module neige) est introduite en tête du modèle hydrologique (pas de routage spécifique). De plus, lorsqu'une distribution en bandes d'altitude est présente, nous avons considéré 10 zones quel que soit le bassin.

Test avec le modèle hydrologique GR4J

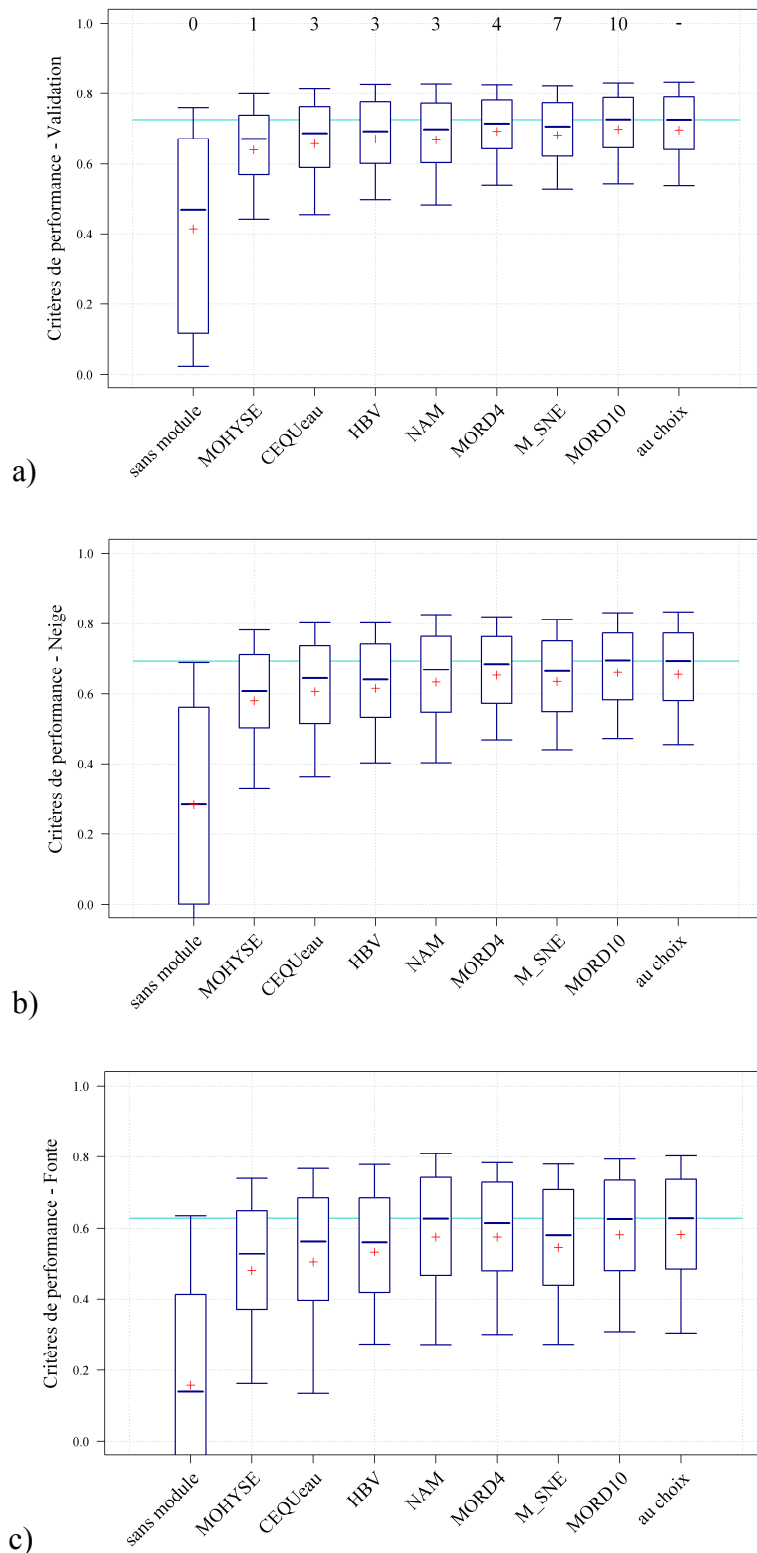


Figure 8-1 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèle hydrologique GR4J et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres neige libres de chaque module.

Test avec le modèle hydrologique HBV

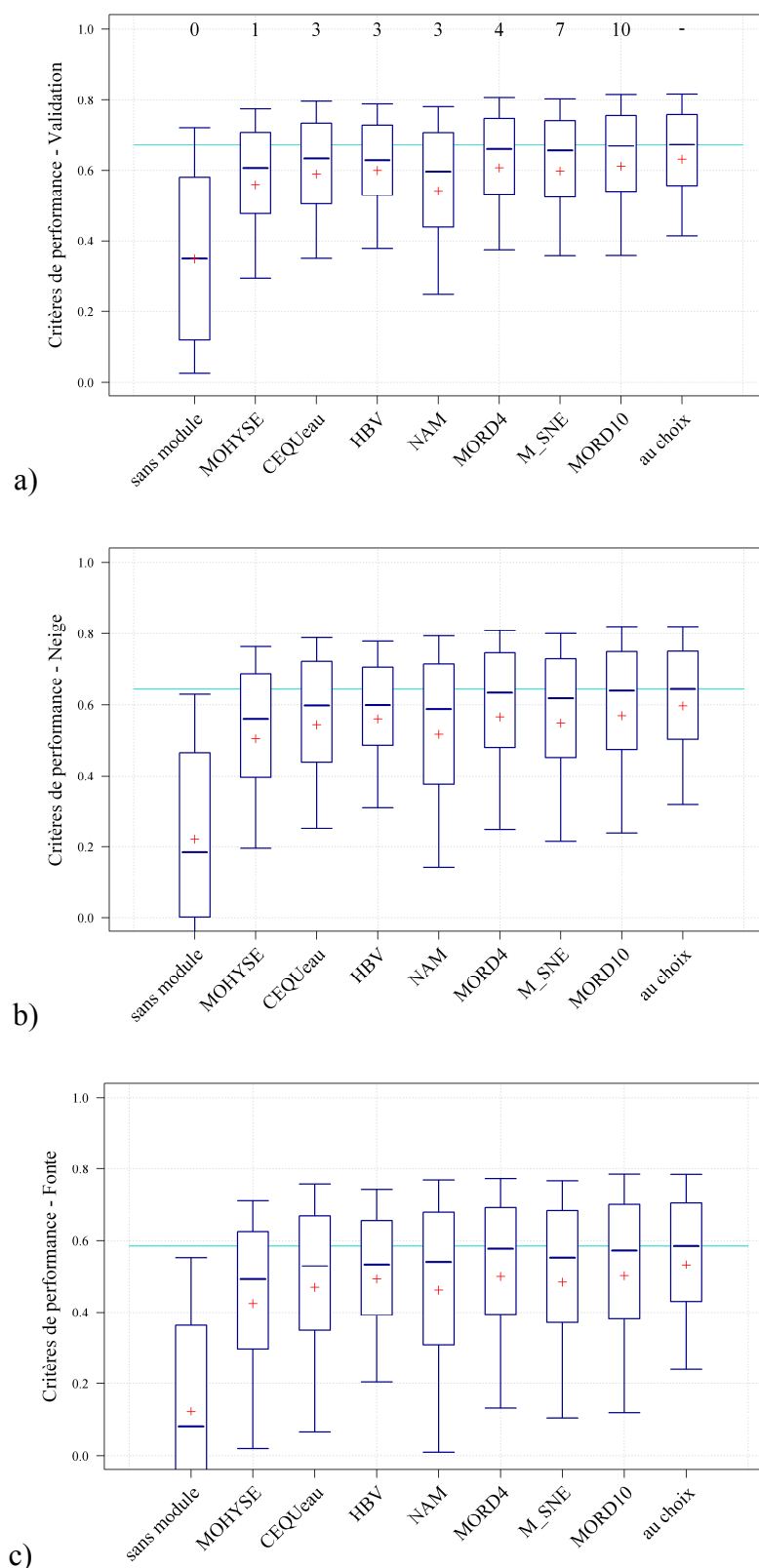


Figure 8-2 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèle hydrologique HBV et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.

Test avec le modèle hydrologique MORDOR à 6 paramètres

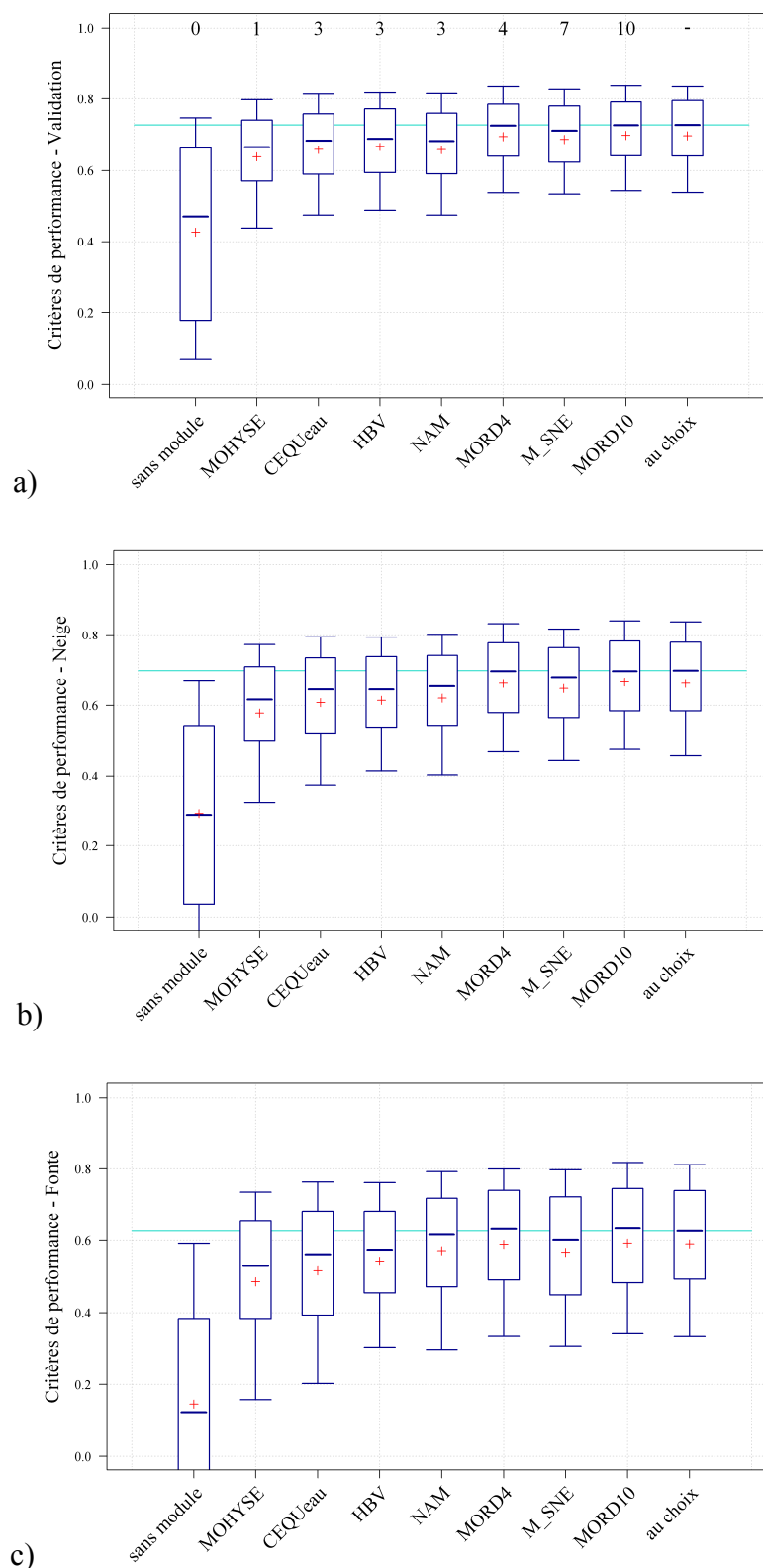


Figure 8-3 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèles hydrologique MORDOR à 6 paramètres et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.

Test avec le modèle hydrologique TOPMO

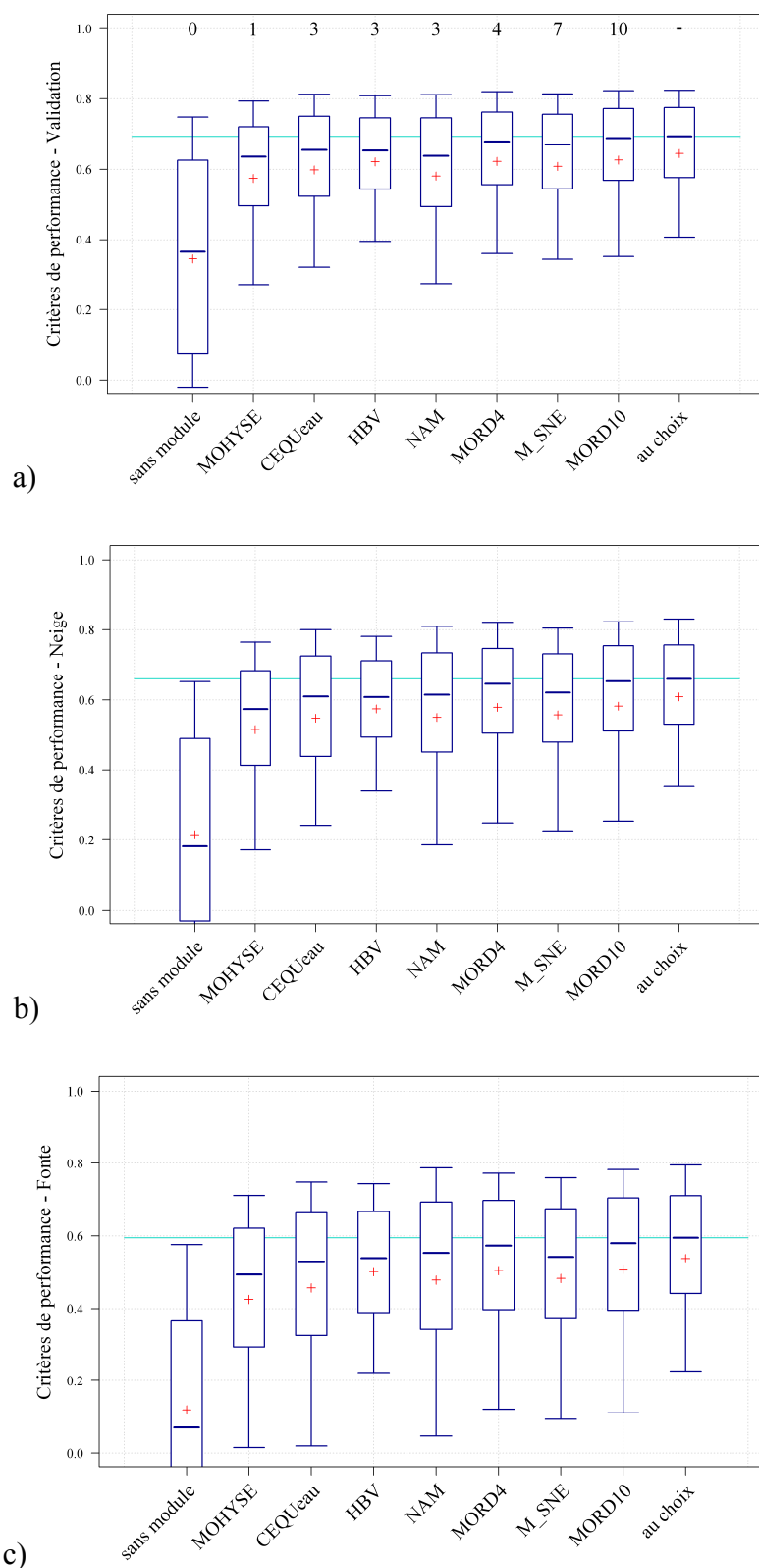


Figure 8-4 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèle hydrologique TOPMO et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.

Synthèse numérique des performances moyennes

a)

	Sans module	MOHYSE	CEQUeau	HBV	NAM	MORD4	M_SNE	MORD10	Module au choix
GR4J	0.415	0.640	0.657	0.671	0.668	0.692	0.681	0.698	0.696
HBV	0.348	0.560	0.590	0.600	0.543	0.607	0.598	0.611	0.631
MORDOR 6 paramètres	0.427	0.638	0.658	0.667	0.658	0.696	0.698	0.699	0.699
TOPMO	0.344	0.574	0.598	0.621	0.581	0.622	0.618	0.626	0.644

b)

	Sans module	MOHYSE	CEQUeau	HBV	NAM	MORD4	M_SNE	MORD10	Module au choix
GR4J	0.285	0.580	0.606	0.615	0.633	0.652	0.634	0.660	0.655
HBV	0.221	0.504	0.545	0.561	0.516	0.567	0.549	0.570	0.597
MORDOR 6 paramètres	0.293	0.578	0.607	0.614	0.620	0.661	0.647	0.665	0.661
TOPMO	0.214	0.513	0.547	0.574	0.550	0.579	0.557	0.582	0.609

c)

	Sans module	MOHYSE	CEQUeau	HBV	NAM	MORD4	M_SNE	MORD10	Module au choix
GR4J	0.157	0.481	0.504	0.535	0.576	0.576	0.547	0.582	0.583
HBV	0.122	0.425	0.470	0.493	0.462	0.500	0.485	0.502	0.534
MORDOR 6 paramètres	0.145	0.485	0.515	0.542	0.570	0.588	0.566	0.591	0.589
TOPMO	0.121	0.425	0.456	0.500	0.478	0.503	0.482	0.507	0.538

Tableau 8-1 : Valeurs moyennes des tests avec quatre modèles hydrologiques et neuf options pour traiter la composante nivale (sans module neige, avec sept modules différents et un module au choix où on a retenu, pour chaque bassin, le module neige ayant obtenu les meilleures valeurs en calage) sur les 380 bassins versants de l'échantillon pour le critère a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.

8.2.2. Analyse et enseignement de la comparaison

Analyse des résultats avec GR4J

Les premiers résultats que nous regardons sont ceux du module MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007), c'est-à-dire la version la plus simple qui puisse exister pour prendre en compte la composante nivale en modélisation¹. Les boîtes à moustaches ainsi que les résultats numériques montrent invariablement des performances inférieures à celles obtenues avec les six autres modules. Néanmoins, en comparant MOHYSE et une simulation sans module neige, l'ajout d'un module neige, même extrêmement simple, permet une amélioration significative des performances sur les 380 bassins de notre échantillon, et ce quel que soit le critère retenu.

Si on s'intéresse maintenant aux autres modules neige, MORDOR à 10 paramètres (noté MORD10) présente les meilleurs résultats pour l'ensemble des critères. Cette supériorité peut paraître étonnante puisqu'il s'agit du seul module élaboré² qui conserve une approche entièrement globale. Nous pourrions argumenter que ses très bons résultats sont dus au grand nombre de degrés de liberté qu'il possède (10 paramètres libres). Même si cela est en partie vrai, ce n'est pas l'unique raison de son succès : la version MORDOR à 4 paramètres (notée MORD4) présente des performances très proches de MORD10. Elle possède la même structure que la version à 10 paramètres, conserve l'approche globale mais est plus parcimonieuse (la seule différence réside dans la neutralisation, voire l'élimination, de 6 paramètres libres, cf. Annexe F).

MORDOR SNE (Paquet, 2004), qui considère une distribution par zones d'altitude, montre des performances proches de celles de MORD4 en validation mais inférieures sur les critères Neige et Fonte. Il possède pourtant plus de degrés de liberté (7 dans la version testée).

Les performances du module neige de NAM (DHI, 2009) sont proches de celles des modules de type MORDOR (globaux ou distribué). La médiane et la moyenne du critère de Fonte atteignent même les valeurs de MORD10. Nous soulignons tout de même que les boîtes à moustaches sont en général plus larges (l'écart-type est donc plus grand). Cela signifie qu'il y a plus de contrastes : pour certains bassins versants, NAM est plus performant que les autres modules, sur d'autres bassins, il est moins bon (surtout par rapport à MORD10 et MORD4).

¹ La version du module MOHYSE utilisée ici est une version à un seul paramètre (le facteur de fonte). Des tests de sensibilité sur la température de fonte ont en effet mis en évidence l'intérêt de fixer T_f à la valeur 0 °C pour tous les bassins : les performances sont en effet améliorées.

² Le terme "élaboré" est utilisé ici en opposition avec la structure extrêmement simple de MOHYSE.

Les modules HBV (Bergström, 1975) et CEQUeau¹ (Morin, 1997) présentent des performances supérieures à celles du module MOHYSE mais en général inférieures à celles des modules MORDOR et de NAM. Les boîtes à moustaches de HBV sont assez resserrées soulignant une certaine homogénéité des résultats. Au contraire, les quantiles 10 % et 25 % de CEQUeau ont des valeurs basses (même si elles restent supérieures à celles de MOHYSE en général).

Finalement, les différentes versions du module MORDOR, surtout les approches globales MORD10 et MORD4, ainsi que le module NAM présentent des performances prometteuses pour nos développements futurs avec le modèle hydrologique GR4J. Ce seront principalement ces modules qui serviront de référence à atteindre, voire à dépasser par le module que nous cherchons à construire.

Analyse des résultats avec les trois autres modèles hydrologiques

Les résultats obtenus en remplaçant GR4J par les modèles hydrologiques HBV, MORDOR6 ou TOPMO montrent les mêmes grandes tendances, à savoir :

- MOHYSE présente les résultats les moins bons parmi les sept modules testés, mais une amélioration toujours significative par rapport à l'utilisation d'un modèle précipitations – débit sans module neige.
- MORD10 est toujours au-dessus des autres modules en termes de performance.

Si nous comparons maintenant les performances entre les quatre modèles hydrologiques, il est intéressant de noter que les modules neige de type MORDOR (globaux ou distribué) sont particulièrement bien adaptés au couplage avec le modèle hydrologique du même nom. Qui plus est, les performances obtenues avec TOPMO et HBV (respectivement à 8 et 9 paramètres) sont significativement inférieures à celles obtenues avec GR4J et MORDOR6. On retrouve ici des résultats obtenus par Mathevet (2005) et Le Moine (2008) sur des échantillons de bassins différents.

¹ La version du module neige CEQUeau utilisée ici diffère de celle décrite par Morin (1997) sur deux aspects principaux. D'une part, nous considérons des bandes d'altitude et non des carreaux sur les bassins versants. D'autre part, les zones de forêt et de clairière ne sont pas séparées.

8.3. Questions à analyser de façon objective

Cette comparaison de plusieurs modules neige qui ont des niveaux de complexité et de performance variables, ainsi que les recommandations rédigées par l'OMM (1986a) et résumées au Chapitre 3, sont très enrichissantes. Néanmoins, au regard des processus présents ou absents dans chacun des modules neige et de la variabilité des performances, il est difficile de tirer des conclusions claires sur la base de cette seule comparaison. C'est d'autant plus vrai qu'il n'y a pas un module qui prévale systématiquement sur tous les autres : la Figure 8-5 montrant la proportion de chacun des modules avec les meilleures performances en calage met en évidence que chaque module peut être le mieux adapté pour un bassin particulier et suivant un modèle hydrologique donné. En effet, bien que MORD10 représente plus de 50 % du module au choix (avec GR4J ou HBV), ce dernier contient aussi une fraction non négligeable des autres modules. Il nous semble donc primordial de considérer des tests plus systématiques afin de construire notre module neige. Pour cela, nous avons établi un inventaire des éléments à considérer. Nous nous sommes attachés à poser les questions de manière très concrète, et nous avons cherché, dans leur formulation, à ne pas confondre les variables du module avec les processus physiques que nous imaginons représenter. En effet, les échelles d'espace et de temps¹ auxquelles nous travaillons ne nous permettent pas de faire, *a priori*, le lien entre les paramètres du module et les processus physiques. Nous rappelons ici que notre approche se veut empirique. Enfin, une table de toutes les notations utilisées se trouve en Annexe G selon un classement par ordre alphabétique.

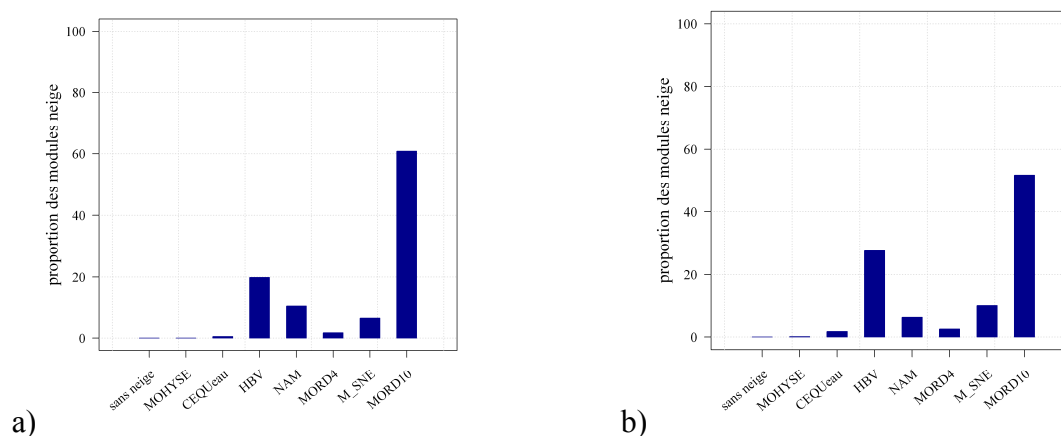


Figure 8-5 : Proportion des modules neige composant le module au choix pour les tests avec a) GR4J et b) HBV.

¹ L'espace est ici le bassin versant ou les zones d'altitude du bassin versant (si une approche distribuée est envisagée) tandis que le temps que nous considérons est celui de la journée.

8.3.1. Questions liées à la donnée d'entrée "précipitations"

Cette première étape correspond à la détermination de la nature et de la quantité des précipitations tombées : c'est la phase d'accumulation du stock de neige.

8.3.1.1. Comment déterminer la nature des précipitations ?

Lors de la mise au point d'un module neige, cette première question est cruciale pour identifier la quantité de neige qui va s'accumuler dans le stock. Il s'agit de savoir si les précipitations sont liquides (pluie) ou solides (neige), l'élément discriminant utilisé étant la température de l'air. De nombreuses façons d'y répondre sont possibles. Nous pouvons notamment nous demander s'il faut utiliser une température seuil ou plutôt considérer qu'un mélange pluie / neige est possible sur un intervalle de température donné. Nous retiendrons quelques solutions extraites des modules neige de la littérature :

- Utilisation d'une température seuil T_{seuil} . Cette approche est la plus basique : au-dessus de cette température, il pleut et en-dessous, il neige. Les modules neige MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007), NAM (DHI, 2009) ou encore SIMHYD (Chiew et al., 2002) ont choisi cette option.
- Possibilité d'un mélange pluie / neige sur un intervalle de température ΔT_s donné :
 - Un intervalle de température ΔT_s et une température « pivot » T_{50} sont introduits. Ces deux grandeurs sont adaptées pour chaque bassin versant : il s'agit de paramètres libres du modèle. Les modules neige CEQUeau (Morin, 2002), HBV (Bergström, 1975) ou encore SNOWMOD (Singh et Jain, 2003) utilisent cette approche. Ils optimisent ces deux paramètres ou en fixent tout ou partie en amont du calage.
 - Des campagnes de mesures réalisées dans différents pays (L'Hôte et al., 2005; US Army Corps of Engineers, 1956) sont arrivées aux mêmes ordres de grandeurs pour la détermination de l'intervalle ΔT_s : en-dessous de -1°C , il neige, au-dessus de $+3^\circ\text{C}$, il pleut, et entre les deux, un mélange pluie / neige est possible (cf. Chapitre 3). Nous pouvons donc utiliser cet intervalle de température défini empiriquement pour discriminer la phase des précipitations. Les fractions liquides et solides sont calculées à l'aide d'une fonction seuil empirique pouvant prendre différentes formes sur ΔT_s . Nous envisageons une fonction linéaire, au moins dans un premier temps (cf. Figure 8-6 où ΔT_s est remplacé par $[-1^\circ\text{C};+3^\circ\text{C}]$).
 - Les températures minimales et maximales journalières sont valorisées pour déterminer la nature des précipitations. Le module neige d'Hydrotel (Turcotte et al., 2007) fournit un exemple : si la température maximale est négative, toute la précipitation est sous

forme solide. Si la température minimale est positive, il s'agit de pluie. Dans le cas intermédiaire, la fraction solide pour le pas de temps j est donnée par la formule :

$$FracNeige(z, j) = 1 - \frac{T_{\max}(z, j)}{T_{\max}(z, j) - T_{\min}(z, j)} = - \frac{T_{\min}(z, j)}{T_{\max}(z, j) - T_{\min}(z, j)} \quad \text{Eq. 8-1}$$

$FracNeige(z, j)$ est compris entre 0 et 1. On en déduit la fraction liquide suivant :

$$FracPluie(z, j) = 1 - FracNeige(z, j)$$

Cette formulation peut être adaptée au cas où on considère une température seuil différente de 0 °C. le module neige de PRMS (Leavesley et Stannard, 1995) utilise ainsi la formule :

$$FracNeige(z, j) = 1 - \frac{T_{\max}(z, j) - T_{\text{seuil}}}{T_{\max}(z, j) - T_{\min}(z, j)} \quad \text{Eq. 8-2}$$

- L'hypsométrie du bassin versant est prise en compte conjointement à une fonction seuil empirique du type $FracNeige = f(T)$. Le module neige de MORDOR global (Garçon, 1999) détermine la nature des précipitations sur un intervalle ΔT_s donné (US Army Corps of Engineers, 1956), suivant une sigmoïde définie par quatre paramètres. Ces derniers sont déterminés en fonction des caractéristiques altitudinales du bassin versant et de celles du point de mesure de la température de l'air.

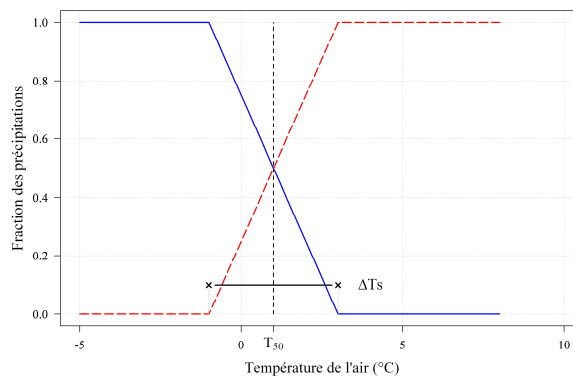


Figure 8-6 : Fonction seuil empirique de forme linéaire représentant les fractions solide (ligne continue) et liquide (ligne pointillée) en fonction de la température de l'air. Un mélange pluie / neige est possible sur l'intervalle ΔT_s (ici, nous avons représenté l'intervalle issu des travaux de l'USACE (1956)).

8.3.1.2. Faut-il corriger les précipitations ?

Il est largement admis que la mesure des précipitations en montagne est particulièrement délicate et un déficit de captation est généralement observé. Il est d'autant plus important que les précipitations sont solides et que le vent est fort (cf. Chapitre 2). Certains modules neige ont donc introduit un coefficient de correction des précipitations afin de prendre en compte la sous-captation. Ainsi, HBV (Bergström, 1975) considère distinctement un coefficient de correction de la neige, C_G , (généralement à caler) et un coefficient correctif de la pluie, C_P , (souvent fixé en amont du calage). SRM (Martinec et al., 1998) possède également un coefficient correcteur des précipitations solides qui peut évoluer au cours de la saison et suivant l'altitude¹.

8.3.2. Questions liées à la fonte – la méthode degrés-jour

La méthode degrés-jour est, sans contestation possible, la plus répandue dans les modèles hydrologiques ayant un module neige, principalement du fait de sa simplicité d'utilisation. Elle n'a besoin en données d'entrée que de la précipitation et de la température de l'air, données aisément disponibles en pratique. Dans ce paragraphe, nous abordons les éléments liés à la fonte qui nous semblent les plus importants à considérer dans un module neige de ce type (le paragraphe 8.3.4 abordera ensuite les questions relatives à des modélisations plus raffinées de la fonte).

La formulation mathématique générale la plus simple de l'approche degrés-jour est :

$$\text{Si } T(z, j) > T_f, \text{ FONTE}(z, j) = K_f \times (T(z, j) - T_f) \quad \text{Eq. 8-3}$$

$$\text{Sinon, } \text{FONTE}(z, j) = 0$$

où $\text{FONTE}(z, j)$ est la quantité d'eau fondue (mm) pour la zone z et le pas de temps j considérés, $T(z, j)$ est la température de l'air (°C), T_f est la température de fonte (°C) (en-dessous il n'y a pas de fonte) et K_f est le facteur de fonte (mm/°C).

¹ Ce degré de liberté supplémentaire (variabilité du coefficient correcteur des précipitations au cours de la saison ou suivant l'altitude) a pour but de traduire la présence de vent plus importante en altitude et des températures plus basses, d'où des corrections plus fortes à appliquer *a priori*.

8.3.2.1. Faut-il utiliser un facteur de fonte constant ou variable au cours de la saison ?

L'approche la plus simple consiste à utiliser la formulation de la méthode degrés-jour telle qu'elle se présente dans l'Eq. 8-3 avec un facteur de fonte constant quelles que soient les conditions. De nombreux modules ont fait ce choix parmi lesquels nous retiendrons HBV (Bergström, 1975), MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007), les différentes versions de MORDOR (Garçon, 1999; Paquet, 2004) ou encore NAM (DHI, 2009). Néanmoins, il est aussi possible de raffiner cette approche en considérant :

- un facteur de fonte variable avec la saison. Au fur et à mesure que la saison avance, la valeur de K_f augmente, reflétant l'augmentation des apports énergétiques (et la diminution de l'albédo). Le module neige SIMHYD (Chiew et al., 2002) considère par exemple une augmentation progressive du facteur de fonte passant de 3.0 mm/°C en début de saison de fonte à 4.2 mm/°C en fin de saison pour des bassins australiens. Le module neige SNOW17 (Franz, 2006) utilisé par le *National Weather Service* aux Etats-Unis ou encore SWAT (Lévesque et al., 2008) voient leur facteur de fonte évoluer entre une valeur minimale (au 21 décembre) et maximale (au 21 juin) suivant une sinusoïde (Figure 8-7).
- un facteur de fonte dépendant d'autres éléments tels que le couvert végétal du bassin. Dans sa version initiale décrite par Morin (1997), le module neige CEQUeau distingue ainsi deux lames de fonte différentes : une en terrain découvert et une en terrain boisé. Pour chacune des zones, des valeurs différentes des deux paramètres K_f et T_f sont considérées.

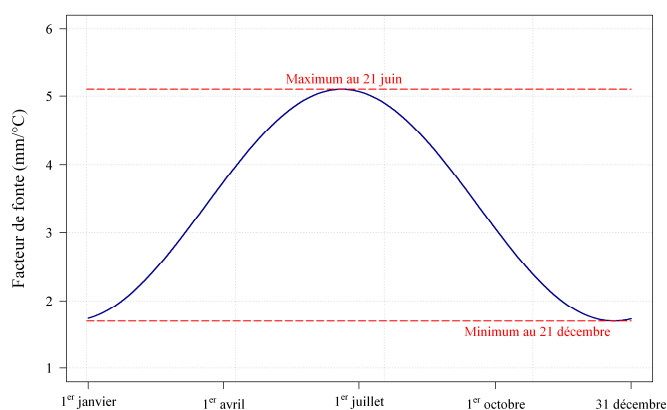


Figure 8-7 : Évolution saisonnière du facteur de fonte suivant une sinusoïde entre une valeur minimale au 21 décembre et une valeur maximale au 21 juin (ces deux grandeurs étant à optimiser ou à fixer par le modélisateur).

8.3.2.2. Quelle température de fonte faut-il utiliser ?

Deux solutions sont envisagées pour déterminer la valeur de la température de fonte, T_f :

- T_f est un paramètre libre du module neige à optimiser de la même façon que les autres paramètres. CEQUeau (Morin, 1997) ou encore HBV (Bergström, 1975) ont opté pour cette solution.
- T_f est un paramètre à fixer en amont de l'étape de calage. En général, la valeur choisie est de 0 °C mais peut être adaptée. Elle dépend alors des caractéristiques du bassin versant et permet surtout de corriger d'éventuelles différences d'altitude (et donc de température représentative), par exemple entre le point de mesure et l'altitude médiane du bassin ou de la zone d'altitude. MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007) et NAM (DHI, 2009) fonctionnent avec ce système.

Néanmoins, au cours de leurs travaux, Kokkonen et al. (2006) ont mis en évidence l'existence d'une interaction forte entre T_f et K_f dans le cas où ces deux paramètres sont laissés libres pour l'optimisation du module neige. Pour cette raison, nous chercherons à fixer T_f en amont du calage.

Enfin, les versions globales du module neige MORDOR (MORD10 et MORD4) n'utilisent pas de température de fonte telle que les autres approches l'entendent. Une comparaison de deux indices de température a été préférée, ces indices étant des pondérations différentes de $T(z, j)$, des pas de temps précédents et d'autres éléments plus indirects tels que le pourcentage de bassin enneigé ou l'hypsométrie des bassins (cf. Annexe F).

8.3.2.3. Faut-il préférer une approche degrés-jour restreinte ?

Nous avons vu au Chapitre 3 que certains auteurs préconisaient l'utilisation d'une formule degrés-jour enrichie d'un terme de rayonnement afin de mieux prendre en compte les processus de fonte. Ainsi Hock (2003) suggère l'ajout d'un terme de radiation suivant :

$$\text{Si } T(z, j) > T_f, \text{ FONTE}(z, j) = K_f \times (T(z, j) - T_f) + \alpha_R \times \text{Ray}(j) \quad \text{Eq. 8-4}$$

Sinon, $\text{FONTE}(z, j) = 0$

où, par rapport à l'Eq. 8-3, un deuxième terme a été introduit pour calculer la fonte, avec α_R le coefficient de rayonnement ($\text{mm}/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$) et $\text{Ray}(j)$ la radiation pour le pas de temps j considéré ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$). Ce dernier terme peut être la radiation nette, la radiation de courtes longueurs d'ondes, etc.

N'ayant pas à notre disposition de données de radiation nette ou même d'ensoleillement, nous pouvons cependant imaginer utiliser le rayonnement extraterrestre. Exprimé en $W.m^{-2}$, celui-ci ne dépend que du jour julien et de la latitude du point considéré. Cette variable augmente d'autant plus qu'on est proche du 21 juin, ce qui a pour conséquence d'accélérer progressivement la vitesse de fonte du stock de neige d'après l'Eq. 8-4. La Figure 8-8 montre ainsi des rayonnements extraterrestres quasiment identiques en France, en Suisse et au Québec, les latitudes étant du même ordre de grandeur. Nous pouvons d'ores et déjà noter un risque de double-emploi avec le premier terme de l'Eq. 8-4. En effet, la température $T(z, j)$ est déjà un intégrateur de l'accélération de la fonte avec le réchauffement de l'atmosphère. Les deux termes de l'équation vont donc en général dans le même sens.

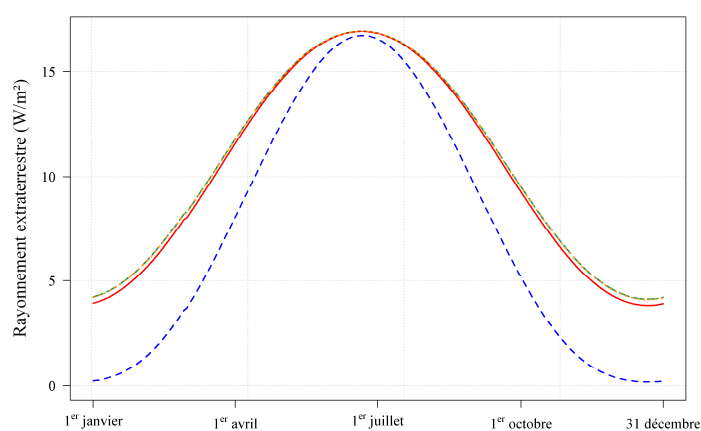


Figure 8-8 : Évolution du rayonnement extraterrestre pour une année calculé pour quatre bassins versants. Le bassin français est représenté par les traits larges verts, le suisse par la ligne rouge, le suédois par les traits bleus et le québécois par les pointillés orange.

8.3.2.4. Faut-il calculer un bilan des énergies nécessaires à la fonte et l'ETR ?

En pratique, l'énergie disponible à un pas de temps j donné ne peut pas être utilisée deux fois : elle sert soit pour la fonte, soit pour l'évapotranspiration réelle. Nous nous sommes donc interrogés sur le bien-fondé de poser un bilan d'énergie simple afin de respecter ce principe. Pour ce faire, il faut choisir à quel phénomène la priorité est donnée (fonte ou ETR), puis établir un bilan d'énergie pour déterminer la part d'ETP restante pour le phénomène non prioritaire. Il ne s'agit pas ici de réaliser un bilan d'énergie complet, délicat (voire impossible !) à l'échelle globale du bassin versant ou des bandes d'altitude, à laquelle nous raisonnons. Nous souhaitons savoir s'il est préférable d'éviter la double utilisation de l'énergie disponible dans la donnée d'entrée qu'est l'ETP.

Cette approche a été utilisée par Makhlouf (1994). Il considère que la fonte est "prioritaire" sur l'ETR. Il calcule la lame d'eau qu'il serait possible d'évaporer avec l'énergie utilisée par la fonte suivant la formule :

$$L_f \times FONTE(j) = L_v \times ETP_f(j) \Leftrightarrow ETP_f(j) = \frac{FONTE(j)}{7.5} \quad \text{Eq. 8-5}$$

où L_f est la chaleur latente de fusion de la glace (égale à 334 kJ.kg^{-1} à 0°C), L_v est la chaleur latente d'évaporation de l'eau (égale à 2501 kJ.kg^{-1} à 0°C), $FONTE(j)$ est la lame de fonte calculée à partir de la formule degrés-jour (Eq. 8-3) pour le pas de temps j considéré et $ETP_f(j)$ est la quantité d'eau qu'il aurait été possible d'évaporer avec l'énergie mobilisée pour la fonte pour ce même pas de temps j .

Se basant sur l'inégalité $ETP_f(j) + ETR(j) \leq ETP(j)$ pour un pas de temps j donné, l'évapotranspiration réelle restante peut être déduite.

8.3.3. Questions de résolution spatiale

8.3.3.1. Faut-il distribuer le bassin en bandes d'altitude ?

Le bassin versant peut être considéré dans sa globalité ou divisé en bandes d'altitude sur lesquelles le module neige est appliqué indépendamment. Cette approche est classique dans le traitement de la composante nivale du fait de la très grande variabilité du phénomène avec l'altitude : à l'exception des versions globales¹ du module MORDOR (Garçon, 1999) qui montrent pourtant les meilleures performances et du module très simple MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2007), les autres modules retenus considèrent tous une distribution avec l'altitude pour le traitement de la neige.

Aussi, pour chaque zone d'altitude, le module neige est considéré séparément, c'est-à-dire que les données d'entrée (précipitations et température) sont estimées par zone, comme la quantité de neige accumulée et la quantité fondue. Les lames de fonte sur chaque zone sont ensuite agrégées pour former une unique lame d'eau écoulée du module neige à l'échelle du bassin.

¹ L'approche MORDOR (MORD10 et MORD4) est en effet globale. Néanmoins, ces versions du module neige considèrent un état interne calculé pour chaque pas de temps qui est le pourcentage de bassin enneigé (se reporter à l'Annexe F pour plus de détails).

8.3.3.2. Quel type de distribution appliquer ?

La distribution en bandes d'altitude peut se faire de différentes façons :

- L'approche la plus répandue est de considérer des zones d'égale hauteur (c'est-à-dire d'égale dénivelé ΔZ) comme le font HBV (Bergström, 1975) ou NAM (DHI, 2009).
- Dans sa version originale, MORDOR par bandes d'altitude (Paquet, 2004) utilise une distribution plus recherchée où les bandes centrales en altitude sont plus finement discrétisées que les bandes du bas et du haut du bassin. Les auteurs considèrent que le bas du bassin est moins fortement influencé par la composante nivale et que le haut représente peu de surface. Les zones du milieu sont les plus contributives en termes d'écoulement (les surfaces sont souvent plus importantes) et méritent donc d'être bien détaillées.
- CEQUeau (Morin, 1997), qui est un modèle distribué, discrétise le bassin en carreaux.
- Enfin, nous étudions la distribution en bandes d'altitude d'égale surface pour chaque bassin versant. Peu voire pas utilisée, cette dernière solution est pourtant justifiée d'un point de vue hydrologique. Reprenant les arguments de Paquet (2004), il nous semble peu pertinent de considérer une ou plusieurs zones de très petites superficies aux hautes altitudes. Qui plus est, des zones d'égale hauteur peuvent présenter un risque lié aux fortes extrapolations qu'elles induisent : on peut imaginer dans le pire des cas, des extrapolations de températures toujours négatives quelle que soit la saison, conduisant à une accumulation infinie de neige (rappelons ici que nous n'étudions pas la composante glaciaire et nous ne considérons pas des possibilités d'avalanche d'une zone à l'autre). Aussi, considérer des zones d'égale surface permet de ramener les extrapolations à des altitudes médianes plus raisonnables et surtout plus significatives à l'échelle du bassin versant et de l'écoulement qui nous intéresse. La Figure 8-9 montre la différence de distribution suivant l'élément choisi (dénivelé ou surface) pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon : considérant par exemple 10 zones et une distribution en zone d'égale hauteur (graphe a), nous obtenons des bandes de 330 m de dénivelé dont les trois plus hautes représentent moins de 1 % de la superficie totale du bassin et sont au-dessus de 3000 m d'altitude.

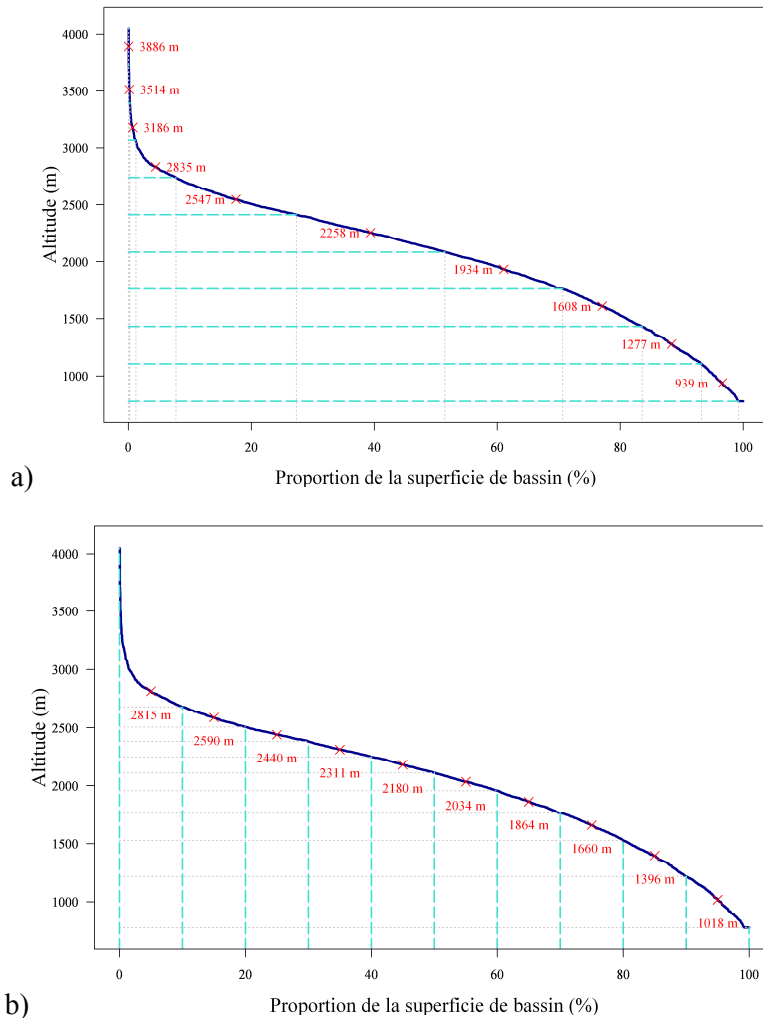


Figure 8-9 : Distribution en 10 zones d'altitude du bassin versant de la Durance à Serre-Ponçon (France) avec a) des bandes d'égale hauteur (330 m de dénivelé environ) et b) d'égale superficie (10 % du bassin chacune). Les altitudes reportées en rouge sont les altitudes médianes de chaque zone.

8.3.3.3. Peut-on déterminer a priori le nombre de bandes d'altitude ?

Quel que soit le type de distribution sélectionnée, le nombre de zones d'altitude considéré peut jouer un rôle important. Il est donc intéressant d'analyser les résultats de cette distribution et de voir si un nombre optimal de zones d'altitude peut être déterminé quel que soit le bassin versant étudié ou si ce nombre dépend de chaque bassin (en fonction par exemple de la différence $Z_{\max} - Z_{\min}$ des bassins, de leur superficie, etc.). Si tel est le cas, il faudra alors introduire le nombre de zones, N_Z , comme un nouveau paramètre du module neige à caler ou à fixer au préalable. Le module neige MORDOR par bandes d'altitude (2004) considère au maximum 10 zones d'altitude pour un bassin versant, mais ce nombre peut diminuer suivant la nature du bassin étudié.

8.3.3.4. Peut-on considérer une autre approche que la distribution par bandes d'altitude ?

Nous avons vu au paragraphe 8.2 que les meilleures performances sont obtenues avec un module global, à savoir MORDOR à 10 paramètres (Garçon, 1999). Au regard de ces résultats et contrairement aux recommandations de l'OMM (1986a), la distribution des bassins en bandes d'altitude pour traiter la composante nivale ne semble plus tout à fait si indispensable. Par quelle fonction ce modèle compense-t-il son approche globale ? En réalité, il calcule une fraction enneigée du bassin et une fraction enneigée qui ne fondra pas pour chaque pas de temps, puis pondère l'estimation de la lame de fonte par la différence de ces deux termes. Dans le même état d'esprit, le module NAM (DHI, 2009) multiplie sa lame de fonte par le pourcentage de surface enneigée pour chacune des zones d'altitude considérées (cf. Eq. 8-6). Il s'agit d'une adaptation de l'utilisation des courbes d'épuisement du stock (Anderson, 1973; Martinec et al., 1998) présentées au Chapitre 3 : les données d'observation de surface, nécessaires pour établir ces courbes mais indisponibles, sont remplacées par des paramètres libres à caler pour chaque bassin.

$$p_{\text{enneigé}}(z, j) = \text{MAX} \left\{ 1 ; \frac{G(z, j)}{G_{\text{seuil}}} \right\} \quad \text{Eq. 8-6}$$

$$\text{Puis, } \text{FONTE}(z, j) = p_{\text{enneigé}}(z, j) \times K_f \times (T(z, j) - T_f)$$

avec $p_{\text{enneigé}}(z, j)$, le pourcentage enneigé du bassin ou de la zone d'altitude z au pas de temps j ; $G(z, j)$, la quantité de neige pour la zone z et le pas de temps j et G_{seuil} , la quantité de neige au-dessus de laquelle tout le bassin ou la zone d'altitude est recouverte de neige (mm).

Nous étudierons l'intérêt de prendre en compte le pourcentage enneigé du bassin que ce soit pour un module global ou un module déjà distribué en zones d'altitude.

8.3.4. Questions additionnelles sur les processus de fonte

8.3.4.1. Gagne-t-on à utiliser les températures minimales et maximales ?

Les extrema journaliers de température, qui caractérisent l'amplitude thermique journalière, peuvent apporter des informations intéressantes telle que la possibilité d'un regel ou d'un redoux de courte durée alors que la température moyenne occulte en général ces tendances. Le module neige de MORDOR par bandes d'altitude (Paquet, 2004) valorise ainsi $T_{\min}(j)$ et $T_{\max}(j)$ en adaptant, pour un bassin versant donné, la pondération de chacun des deux termes dans le calcul d'une température utilisée pour la fonte mais aussi d'un indice utilisé pour simuler l'état thermique du manteau. Le module neige de UBC (Quick et Pipes, 1977) valorise également les extrema journaliers pour le calcul de la lame de fonte (la fonte n'est d'ailleurs

possible qu'à condition que la température minimale du jour soit positive pour ce module). Comme nous l'avons vu dans la partie 8.3.1.1, cette information peut également être utilisée dans la détermination de la fraction neigeuse des précipitations (cas des modules neige d'Hydrotel (Turcotte et al., 2007) et de PRMS (Leavesley et Stannard, 1995)).

Ayant à disposition les températures minimales et maximales spatialisées (cf. Chapitre 5), nous regarderons si ces données peuvent être plus informatives que la seule température moyenne journalière.

8.3.4.2. Faut-il introduire une variable d'état interne au module neige représentant l'état thermique du manteau ?

Le développement d'un module neige est indissociable de l'introduction d'un état interne représentant le stock des précipitations solides. Une fois un manteau neigeux présent sur le bassin, ses caractéristiques évoluent au cours du temps. Il possède notamment une certaine inertie thermique qui est une différence de température entre le manteau (c'est-à-dire la neige qui est, au maximum, à 0 °C) et l'atmosphère extérieure (à la température de l'air). De nombreux modules introduisent un nouvel état interne : l'état thermique du manteau, plus fréquemment qualifié de température du stock de neige (en °C). On le notera $eT_G(z, j)$ pour une zone d'altitude z et un pas de temps j donnés. Parmi les modules que nous avons retenus, CEQUeau (Morin, 1997), HBV (Bergström, 1975) et les différentes versions du module neige MORDOR (Garçon, 1999; Paquet, 2004) utilisent cet état interne, chacun à leur manière. L'idée est en général de pondérer la température de l'air en tenant compte des pas de temps précédents pour traduire ainsi l'inertie thermique du manteau. Un ou plusieurs paramètres sont introduits pour assurer cette pondération entre la température de l'air $T(z, j)$ au pas de temps j et l'état thermique du pas de temps précédent $eT_G(z, j-1)$ suivant :

$$eT_G(z, j) = C_{T_G} \times eT_G(z, j-1) + (1 - C_{T_G}) \times T(z, j) \quad \text{Eq. 8-7}$$

où C_{T_G} est un coefficient (adimensionnel) de pondération de l'état thermique du manteau compris entre 0 et 1.

Nous pouvons aussi considérer que l'état thermique du manteau dépend de la quantité de neige dans le réservoir en plus de la température de l'air pour un pas de temps j considéré. Une expression possible devient alors :

$$eT_G(z, j) = \frac{G(z, j-1)}{coeffG} \times eT_G(z, j-1) + \left(1 - \frac{G(z, j-1)}{coeffG}\right) \times T(z, j) \quad \text{Eq. 8-8}$$

où $coeffG$ est un coefficient gérant l'influence de la quantité de neige sur l'évolution de l'état thermique du manteau (en mm) pour la zone d'altitude z et le pas de temps j considérés.

Ce nouvel état interne, $eT_G(z, j)$, peut être valorisé à différents stades du fonctionnement du module neige :

- soit au niveau du déclenchement de la fonte. Tant que $eT_G(z, j)$ n'est pas supérieur à un seuil donné, la fonte ne peut pas être amorcée car le manteau neigeux est encore trop froid et doit d'abord "mûrir", c'est-à-dire se réchauffer. Ce seuil peut être fixe (classiquement égal à 0 °C) ou progressif autour d'une valeur T_{Gseuil} à caler ou à fixer (cf. Figure 8-10). La lame de fonte sera alors multipliée par une fonction $f(eT_G(z, j), T_{Gseuil})$ comprise entre 0 et 1 .
- soit au niveau du mûrissement du manteau neigeux comme nous le verrons au paragraphe 8.3.4.3.

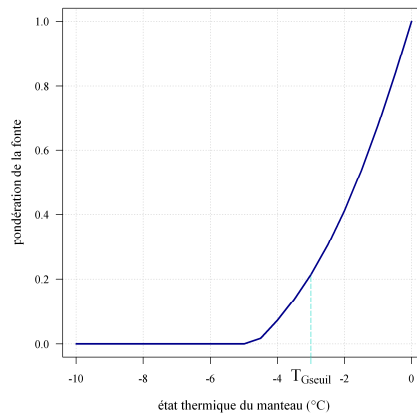


Figure 8-10 : Démarrage progressif de la fonte suivant la valeur de l'état thermique du manteau et d'un paramètre à caler T_{Gseuil} .

Nous souhaitons rappeler ici que l'état thermique du manteau ne représente en aucun cas la température du stock de neige présent sur le bassin ou la bande d'altitude considérée. En effet, $eT_G(z, j)$ est ici une variable intégrée (pour un bassin ou une zone d'altitude). A l'inverse, la température d'un manteau neigeux est une variable complexe qui présente des profils spécifiques et locaux, suivant la hauteur à laquelle on se trouve dans le manteau, les conditions extérieures (température de l'air, vent, etc.) et internes au stock (quantité de neige, d'eau liquide, etc.).

8.3.4.3. Faut-il représenter la présence d'eau liquide dans le manteau ?

Les modules neige de HBV (Bergström, 1975), MORDOR par bandes d'altitude (Paquet, 2004) et NAM (DHI, 2009) autorisent le stockage d'eau liquide dans le manteau et/ou le regel possible d'une certaine quantité d'eau liquide et/ou de fonte. Pour ce faire, un réservoir supplémentaire est généralement introduit : $G_L(z, j)$ qui est le stock d'eau liquide contenu

dans le manteau neigeux pour la zone d'altitude z et au pas de temps j . Sa capacité maximale est alors un pourcentage de la quantité de neige déjà présente : C_{RE} , la capacité de rétention d'eau liquide du manteau, à caler ou à fixer au préalable. Dingman (1994) l'évalue à 6% pour une neige ayant une densité de 500 kg/m^3 et on admet que le stock d'eau liquide est en général compris entre 1 et 10 % de la quantité de neige présente dans le manteau.

Qui plus est, en cas de refroidissement de l'air, cette eau liquide contenue dans le manteau peut être (re-)transformée à l'état solide. Plusieurs solutions sont envisageables pour exprimer ce phénomène de regel dans un module neige :

- Le refroidissement peut se baser sur l'évolution de la température de l'air $T(z, j)$, mais plus vraisemblablement sur l'évolution de l'état thermique du manteau $eT_G(z, j)$: l'eau considérée se trouve en effet piégée dans le manteau, la température environnante de cette eau étant plus proche de $eT_G(z, j)$ que de $T(z, j)$.
- La vitesse de regel peut être gouvernée par un facteur de regel, noté K_{regel} , à caler ou à fixer en amont de l'optimisation. Une approche plus simple consiste à dire qu'en cas de refroidissement, toute l'eau liquide regèle d'un coup (dès qu'elle est en-dessous de 0 °C par exemple).

Nous tâcherons d'étudier les différentes combinaisons possibles et d'analyser leur impact en termes de performance des modèles hydrologiques.

8.3.4.4. Faut-il tenir compte de l'apport calorifique de la pluie sur la couverture neigeuse ?

Un épisode de pluie sur une partie du bassin recouverte de neige peut contribuer à l'accélération de la fonte de ce stock de neige. L'apport calorifique de la pluie liquide et sa pénétration à l'intérieur du manteau se traduisent par un réchauffement du manteau sur son épaisseur, et plus seulement en surface. De nombreux modules ont pris en compte ce processus parmi lesquels CEQUeau (Morin, 1997), SNOW17 du National Weather Service (US Army Corps of Engineers, 1991) ou encore SNOWMOD (Singh et Jain, 2003).

Néanmoins, ce processus d'accélération de la fonte est considéré comme mineur par certains auteurs. Ainsi, les évolutions récentes du module neige de MORDOR par bandes d'altitude (Paquet, 2004) ont vu disparaître cette composante. De même, SRM (Martinec et al., 1998) ne la prend en compte qu'à condition que la quantité de pluie soit supérieure ou égale à 60 mm.

Prenons quelques instants pour nous faire notre propre idée de l'importance du phénomène en reprenant l'approche physique utilisée par SNOWMOD (Singh et Jain, 2003). Si le manteau neigeux est très froid (typiquement à une température négative), la pluie contribue d'abord à

son réchauffement progressif. En revanche, si le manteau est mûr (c'est-à-dire $eT_G(z, j) = 0^\circ\text{C}$), une fonte induite par la pluie est observée suivant la formule¹ :

$$F_{\text{pluie}}(z, j) = \frac{C_{\text{eau}} \times [T(z, j) - eT_G(z, j)] \times P_L(z, j)}{L_f \times B} \Leftrightarrow F_{\text{pluie}}(j) = \frac{4.2 \times T(z, j) \times P_L(z, j)}{334 \times B} \quad \text{Eq. 8-9}$$

où $F_{\text{pluie}}(z, j)$ représente la quantité d'eau de fonte induite par la pluie en mm pour la zone d'altitude z et le pas de temps j considérés, $T(z, j)$ (respectivement $eT_G(z, j)$) est la température de l'air (respectivement l'état thermique du manteau neigeux) en $^\circ\text{C}$, $P_L(z, j)$ est la quantité de pluie liquide tombée en mm, C_{eau} est la chaleur spécifique de l'eau (égale à $4.20 \text{ kJ.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$), L_f est la chaleur latente de fusion de la glace (égale à 334 kJ.kg^{-1}) et B est un coefficient de qualité thermique de la neige compris entre 0.95 et 0.97.

Se plaçant dans le cas où la fonte induite sera la plus élevée ($B = 0.95$), la Figure 8-11 montre les lames d'eau fondues induites par la pluie pour $T(z, j)$ et $P_L(z, j)$ donnés. Des températures de l'air inférieures ou égales à 5°C limitent fortement la quantité de fonte induite par la pluie (elle sera inférieure à 5 mm, même pour une pluie liquide de 60 mm). Or, les événements de pluie sur neige ont généralement lieu à température peu élevée, la présence d'un manteau neigeux témoignant d'une certaine fraîcheur.

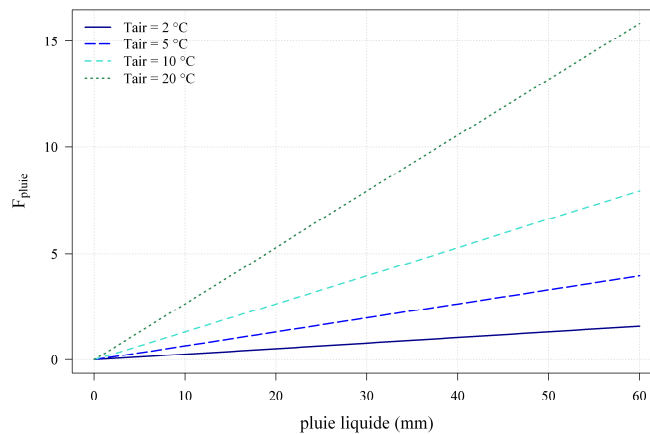


Figure 8-11 : Lame de fonte induite par la pluie en fonction de la quantité de pluie liquide tombée et pour une température de l'air donnée.

¹ Dans cette formule, la pluie liquide est supposée être à la température de l'air $T(z, j)$, ce qui n'est pas forcément le cas en pratique.

8.3.4.5. Faut-il prendre en compte une fonte à la base du stock de neige ?

En plus de calculer la fonte résultant de la température extérieure, les événements de pluie sur neige, etc., il est possible de considérer la fonte induite par la chaleur transférée du sol vers le manteau. Il se produit ainsi un écoulement régulier à la base du manteau neigeux (Obled et Rosse, 1975). Certains modules neige ont choisi d'introduire ce processus :

- SSARR (US Army Corps of Engineers, 1991) puis MORDOR par bandes d'altitude (Paquet, 2004) ajoutent un paramètre supplémentaire à caler ou à fixer. Il est souvent assez faible, compris entre 0.025 et 1.2 mm/jour.
- Le module neige de MORDOR global (Garçon, 1999) introduit un paramètre à optimiser qui sera multiplié par le pourcentage de bassin enneigé. Ainsi, la fonte à la base n'est plus constante mais dépend de la superficie enneigée du bassin à un pas de temps donné.

$$F_{base}(z, j) = K_{f_base} \times p_{enneigé}(z, j) \quad \text{Eq. 8-10}$$

où $F_{base}(z, j)$ représente la quantité d'eau de fonte à la base du manteau neigeux en mm pour la zone d'altitude z et le pas de temps j considérés, $p_{enneigé}(z, j)$ est le pourcentage de surface enneigée et K_{f_base} est la quantité d'eau fondue à la base du stock quand toute la surface considérée est recouverte de neige, en mm.

8.4. Synthèse

Des tests comparatifs de modules neiges existants ont été réalisés en amont de notre travail de développement. Leur analyse a pu mettre en évidence la supériorité de certains modules par rapport à d'autres. Une structure simplifiée à l'extrême de type MOHYSE apporte déjà de l'information par rapport à une modélisation sans module neige sur les bassins de notre échantillon. Néanmoins, elle est perfectible au regard des meilleures performances obtenues par les autres modules plus sophistiqués. De plus, il est intéressant de souligner que le module global MORDOR (à 10 voire à 4 paramètres) présente les meilleurs résultats alors même qu'il n'a pas fait le choix d'une distribution en bandes d'altitude pour traiter la composante nivale, contrairement à la majorité des structures.

De ces comparaisons de structures et de performances, nous avons établi une liste de questions à analyser de façon objective (c'est-à-dire en ne regardant que les éventuelles améliorations de performance et non d'autres critères qu'ils soient d'ordre esthétique ou reconnus comme pertinents par la majorité). L'ensemble des idées qui en ressortent peut être organisé autour de quatre grands axes de recherche à savoir :

- le traitement de la donnée précipitation,
- l'amélioration de la formule degrés-jour,
- le choix de la résolution spatiale,
- les enrichissements potentiels à prendre en compte dans le processus de fonte.

Le chapitre suivant apportera des éléments de réponse à ces quatre principaux points à travers la présentation des résultats de nos propres travaux de développement.

Chapitre 9.

CemaNeige : le module neige développé au cours de la thèse

9.1. Introduction

Ce chapitre présente le module neige développé au cours de cette thèse et que nous avons baptisé CemaNeige. Il aurait été beaucoup trop long de montrer chaque étape de sa construction, chaque question, chaque élément ayant été l'objet de longues discussions... C'est pourquoi nous avons préféré exposer très brièvement les principaux tests et chemins que nous avons suivi pour arriver à ce module neige. Ce sera l'objet de la première partie du chapitre. La structure du module est ensuite détaillée dans la seconde partie. La troisième partie est consacrée à l'étude plus précise des différentes composantes de CemaNeige et à la justification des choix qui ont été réalisés. Enfin, la dernière partie est une étude de sensibilité des degrés de liberté du module.

9.2. Le module neige CemaNeige

9.2.1. Comment en est-on arrivé à CemaNeige ?

Pour commencer, nous présentons brièvement les différents tests réalisés (ou au moins les plus déterminants) qui nous ont permis de développer CemaNeige. Nous avons choisi une représentation en forme d'arbre descendant. La croissance de certaines branches a été stoppée assez vite tandis que d'autres ont été explorées plus en détails. Fidèles à la méthodologie présentée au Chapitre 7 et aux quatre axes de recherche définis au Chapitre 8, nous sommes partis du module le plus simple (module MOHYSE présenté en Annexe E) pour nous orienter vers une complexification progressive, et justifiée en termes d'amélioration des performances.

Chaque "feuille" explorée au sein de l'arbre des possibles est représentée par une boîte où apparaissent les informations essentielles relatives à la version testée du module neige (cf. Figure 9-1).

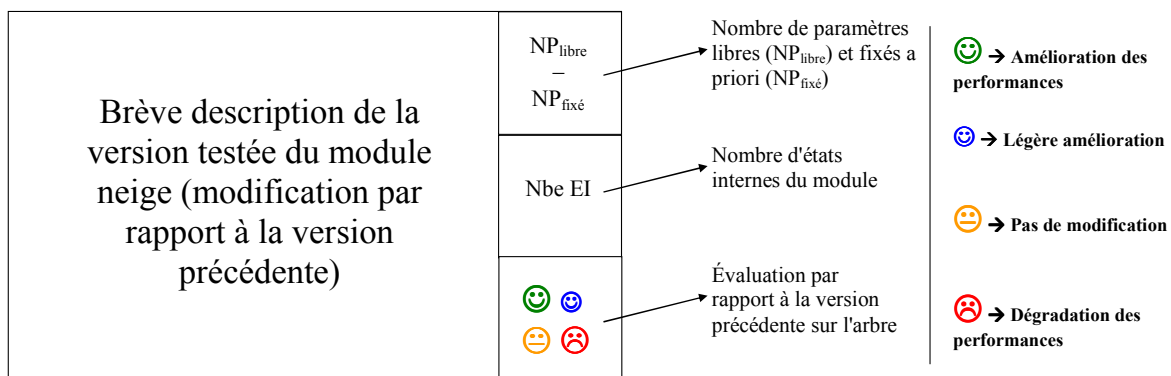


Figure 9-1 : Représentation générique des "feuilles" illustrant les différentes versions testées pour l'élaboration du module neige CemaNeige. Les têtes de couleurs différentes synthétisent les conséquences en termes d'évolution des performances en validation par rapport à la feuille (version testée) immédiatement en amont.

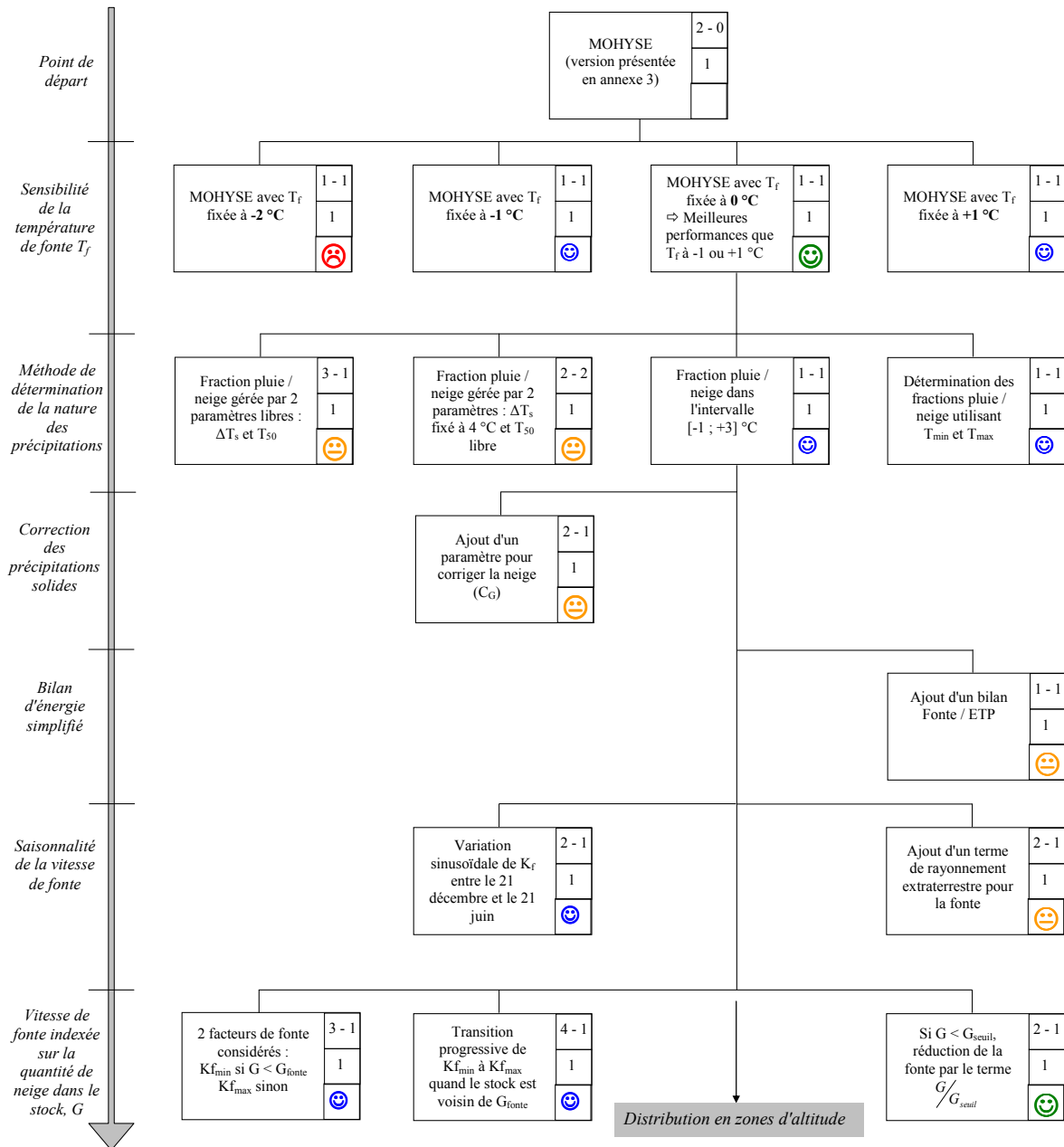


Figure 9-2 : Arbre illustrant les principaux tests réalisés pour le développement d'un module neige en conservant une approche entièrement globale.

De ces premiers tests qui conservent l'approche globale pour le traitement de la neige (Figure 9-2), nous retenons qu'il est préférable de fixer la température de fonte T_f hors du calage. De plus, un intervalle de température empirique pour déterminer la nature des précipitations est préféré à l'introduction de paramètres libres supplémentaires, et, au moins dans un premier temps, à la valorisation des extrema journaliers de température. Enfin, les tests faisant dépendre la vitesse de fonte du stock de neige présent sur le bassin sont prometteurs.

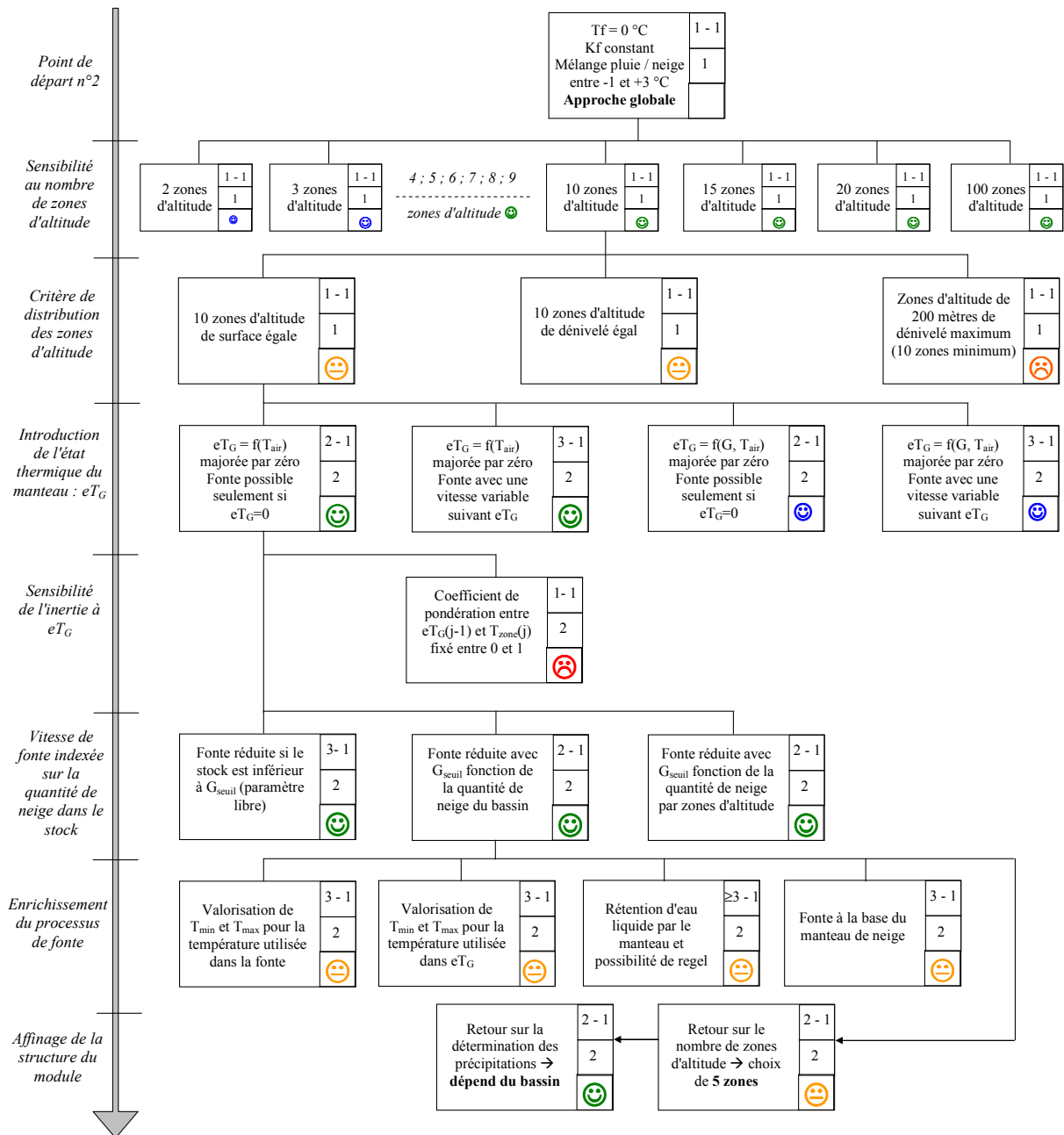


Figure 9-3 : Arbre illustrant les principaux tests réalisés pour le développement d'un module neige en raisonnant avec une distribution par zones d'altitude.

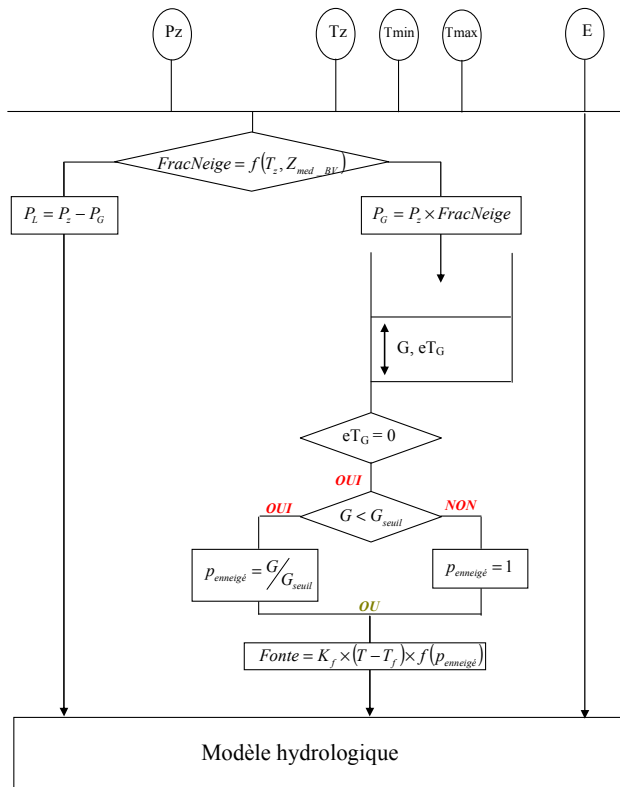
Le passage du global au distribué permet d'améliorer significativement les performances dès 3 zones d'altitude (Figure 9-3). Au-delà de 10 zones, les performances n'évoluent presque plus. Par la suite, un état thermique du manteau a été ajouté avec succès, tout comme la notion de pourcentage de surface enneigée : cette dernière joue sur la vitesse de fonte en fonction du stock de neige présent sur la zone. D'autres tentatives d'enrichissement pour calculer la fonte

sont restées infructueuses. Enfin, un retour sur la fonction de détermination de la nature des précipitations a montré toute l'importance du choix à faire suivant le type de bassin étudié.

9.2.2. Présentation de CemaNeige

La structure du module CemaNeige est présentée à la Figure 9-4.

On réalise une boucle pour chaque zone d'altitude, notée z .



- Extrapolation des données d'entrée

$$T_z = T + \theta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV})$$

$$P_z = P \times \exp[\beta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV})]$$
- Calcul de la fraction solide
 - Si $Z_{med_BV} < 1500m$,

$$FracNeige = f(T_{min}, T_{max})$$
 - Si $Z_{med_BV} \geq 1500m$,

$$FracNeige = f([-1; +3^\circ C])$$

$$P_G = P_z \times FracNeige \text{ et } P_L = P_z - P_G$$
- Accumulation

$$G = G + P_G$$

$$eT_G = C_{T_G} \times eT_G + (1 - C_{T_G}) \times T_z$$
- Calcul de la fonte potentielle
 - Si $eT_G = 0$ et $T_z > T_f$, $F_{pot} = K_f \times (T_z - T_f)$
 - Si $F_{pot} > G$, $F_{pot} = G$
- Calcul pourcentage de la zone enneigée
 - Si $G < G_{seuil}$, $p_{enneigé} = G / G_{seuil}$, = 1 sinon
- Calcul de la fonte effective

$$FONTE = [(1 - V_{min}) \times p_{enneigé} + V_{min}] \times F_{pot}$$
- Actualisation réservoir neige

$$G = G - FONTE$$
- Calcul de la lame d'eau transmise au modèle hydrologique

$$Lame_eau = P_L + FONTE$$

Figure 9-4 : Structure du module neige CemaNeige pour une bande d'altitude. Les paramètres libres sont entourés en rouge. L'ensemble des notations utilisées est reporté sur la feuille récapitulative.

Le module neige CemaNeige possède :

- Une distribution en 5 zones d'altitude d'égale surface : la première zone représente les 20 % du bassin les plus bas en termes d'altitude et la cinquième, les 20 % les plus élevés. Pour chacune, la température et la précipitation du bassin sont extrapolées à l'aide des corrections altitudinales optimisées au Chapitre 5 et au Chapitre 6 : ce sont Pz et Tz .
- Deux fonctions de détermination de la nature des précipitations (solide ou liquide) sont utilisées suivant l'altitude médiane du bassin considéré (cf. Tableau 9-1). Si $Z_{med_BV} < 1500m$, alors nous appliquons la fonction $f(T_{min}, T_{max})$, utilisée dans les modules Hydrotel (Turcotte et al., 2007) ou PRMS (Leavesley et Stannard, 1995). Elle valorise les températures minimale et maximale du pas de temps et de la zone considérés. Dans le cas contraire, on se sert de l'intervalle de température $[-1 ; +3]$ °C, établi empiriquement par l'US Army Corps of Engineers (1956) et utilisé plus récemment par l'Hôte et al. (2005) en Suisse et dans les Andes (c'est-à-dire dans des environnements à forts reliefs). C'est la fonction que nous avons notée $f([-1; +3^{\circ}C])$. Notons qu'en absence de mesure des températures minimales et maximales, la seconde approche sera préférée.
- Deux états internes pour chacune des zones d'altitude, à savoir le stock de neige, $G(z, j)$ et l'état thermique du stock, $eT_G(z, j)$ pour une zone z et un pas de temps j donnés.
- Deux paramètres libres qui sont le facteur de fonte, K_f et le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau, C_{T_G} .
- Quatre paramètres fixes, déterminés empiriquement. Il s'agit de :
 - ΔT_S , l'intervalle de température dans lequel les fractions liquide et solide des précipitations sont estimées si l'option USACE est retenue. Il est égal à $[-1 ; +3]$ °C.
 - T_f , la température de fonte fixée à 0 °C.
 - G_{seuil} , le stock de neige à partir duquel toute la zone d'altitude considérée est recouverte de neige. Il est égal au $\frac{9}{10}$ ^{ème} du cumul annuel moyen de neige tombant sur un bassin donné (noté G_{50}).
 - V_{min} , le pourcentage de K_f correspondant à la vitesse de fonte minimale (c'est-à-dire la vitesse atteinte quand le stock est très faible). Il est égal à 0.1, soit 10 % de K_f pour $G(z, j) = 0$.

Fonction $f([-1;+3^{\circ}C])$, type USACE (US Army Corps of Engineers, 1956)	Fonction $f(T_{\min}, T_{\max})$, type Hydrotel (Turcotte et al., 2007)
Si $Tz < -1^{\circ}C$, $FracNeige = 1$	Si $Tz_{\max} \leq 0^{\circ}C$, $FracNeige = 1$
Si $Tz > +3^{\circ}C$, $FracNeige = 0$	Si $Tz_{\min} \geq 0^{\circ}C$, $FracNeige = 0$
Si $Tz \in [-1;3]^{\circ}C$, $FracNeige = 1 - \frac{Tz - (-1)}{3 - (-1)}$	Sinon, $FracNeige = 1 - \frac{Tz_{\max}}{Tz_{\max} - Tz_{\min}}$

Tableau 9-1 : Deux fonctions de détermination de la nature des précipitations. Le choix de l'une ou l'autre se fait suivant l'altitude médiane du bassin versant considéré.

9.3. Sensibilité des composantes de CemaNeige

Les différents éléments du module CemaNeige ainsi que les justifications des choix réalisés sont présentés plus en détail dans les paragraphes qui suivent. Bien que, tout au long du développement, le module ait été testé avec quatre modèles hydrologiques différents, nous ne montrons les résultats qu'avec GR4J et parfois MORDOR à 6 paramètres.

9.3.1. Détermination de la nature des précipitations

Toutes choses étant égales par ailleurs, nous testons différentes fonctions de détermination de la nature des précipitations. Quatre options sont comparées à celle de CemaNeige :

- " $T_{seuil} = 0$ " : une température seuil égale à $0^{\circ}C$ est considérée. La précipitation est liquide si $Tz(z, j) > 0^{\circ}C$, solide sinon. C'est l'exemple le plus simple qu'on puisse imaginer.
- " T_{50} et ΔT_s " : un intervalle de température est considéré et adapté à chaque bassin à l'aide de deux paramètres, T_{50} et ΔT_s . T_{50} est à caler pour chaque bassin tandis que ΔT_s , centré sur T_{50} , est fixé à $4^{\circ}C$ (même intervalle que celui de l'USACE (1956)).
- "USACE" : la fonction type USACE (US Army Corps of Engineers, 1956) est appliquée en considérant l'intervalle $[-1 ; +3]^{\circ}C$ pour le mélange pluie / neige.
- "Hydrotel" : la fonction type Hydrotel (Turcotte et al., 2007) est appliquée¹.

¹ Une version type PRMS (Leavesley et Stannard, 1995) a également été testée avec un paramètre libre supplémentaire, T_{seuil} . La médiane de ce paramètre étant très proche de $0^{\circ}C$, c'est-à-dire de la version Hydrotel, nous ne reportons pas ici les résultats de cette version plus complexe et de performances semblables.

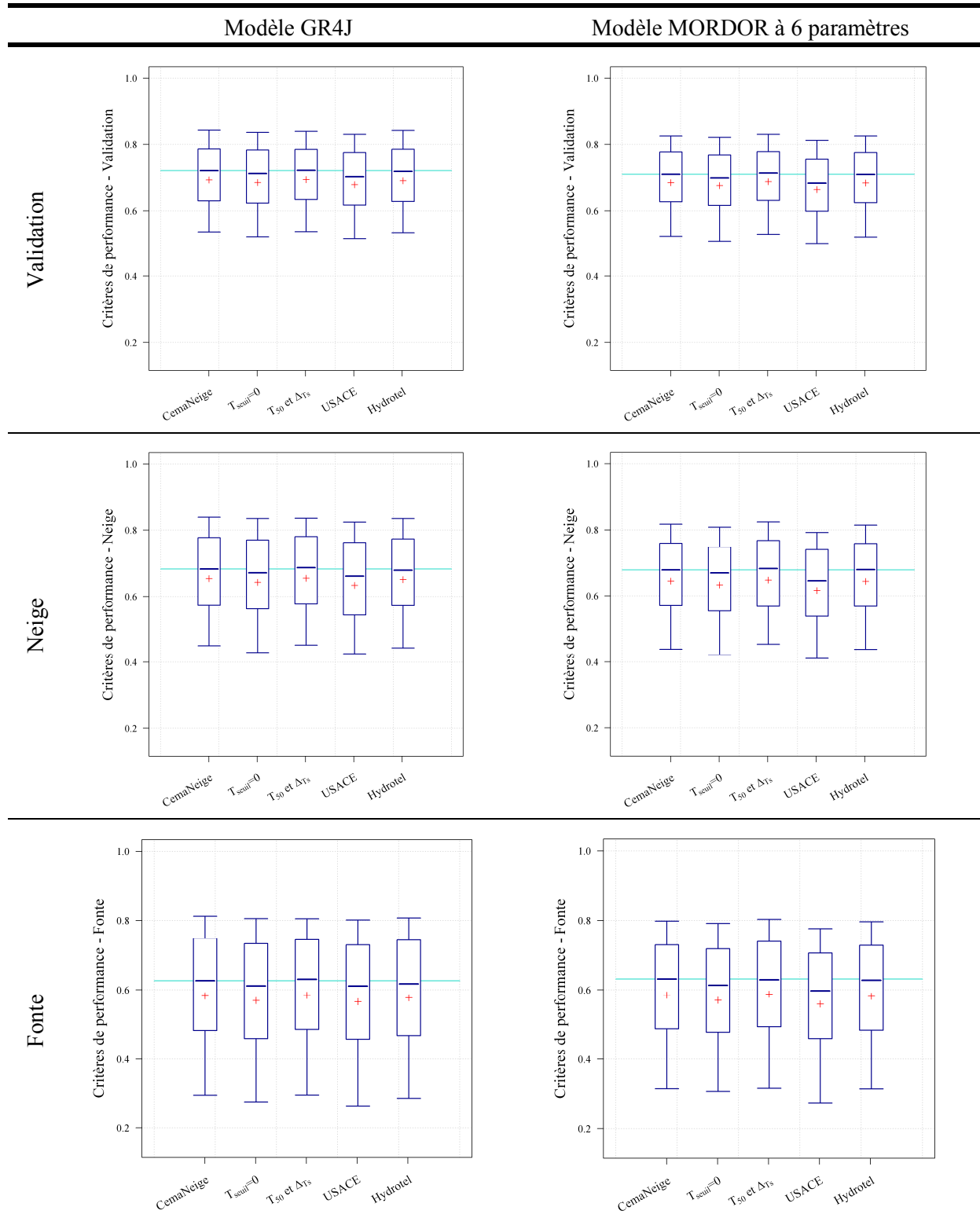


Tableau 9-2 : Comparaison des performances de CemaNeige avec les quatre options pour lesquelles la fonction de détermination de la nature des précipitations a été modifiée. La droite turquoise représente la médiane des critères obtenus avec CemaNeige.

Les graphes du Tableau 9-2 comparent les performances des quatre options par rapport à celles de CemaNeige pour les trois critères (validation, neige et fonte) et pour deux modèles hydrologiques. Les versions " $T_{seuil} = 0$ " et "USACE" présentent des distributions de performances inférieures aux autres versions du module neige. " T_{50} et ΔT_S " montre des distributions des critères très proches de celles de CemaNeige. Les valeurs médianes sont même très légèrement supérieures. Néanmoins, cette version introduit un paramètre supplémentaire sans que les performances soient significativement améliorées. Il serait intéressant de relier T_{50} , dont la médiane est à $+0.2$ °C, à d'éventuelles caractéristiques des bassins afin de fixer *a priori* la valeur de ce paramètre. Pourtant, les différents tests sont restés infructueux. La Figure 9-5 montre tout de même qu'en Suisse, T_{50} a tendance à augmenter avec l'altitude médiane des bassins ou encore la quantité de neige. Nous ne trouvons pas de relation pour les autres bassins (d'autres indicateurs comme la température moyenne des bassins ont été testés sans plus de succès). Qui plus est, les valeurs de T_{50} en Suisse se situent autour de 1 °C (la majorité sont entre 0 et 2 °C) : on retombe alors sur la fonction USACE.

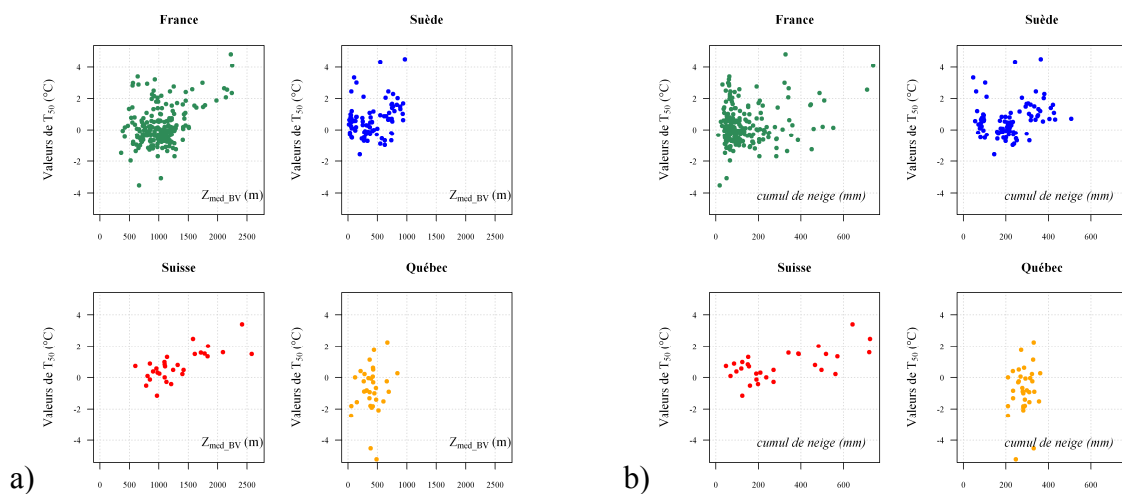


Figure 9-5 : Valeurs optimisées de T_{50} en fonction de a) l'altitude médiane des bassins et b) le cumul annuel moyen de neige pour les quatre pays séparément.

Enfin, les boîtes à moustaches de la version "*Hydrotel*" sont très similaires à celles de " T_{50} et ΔT_S " pour les critères de validation et de neige. "*Hydrotel*" présente l'avantage de ne pas introduire de paramètre libre supplémentaire, en valorisant les extrema journaliers de température. En revanche, la distribution du critère de fonte d'"*Hydrotel*" avec GR4J présente une dégradation des performances : cette fonction, bien qu'adaptée pour la majorité des bassins, ne semble pourtant pas optimale pour tous.

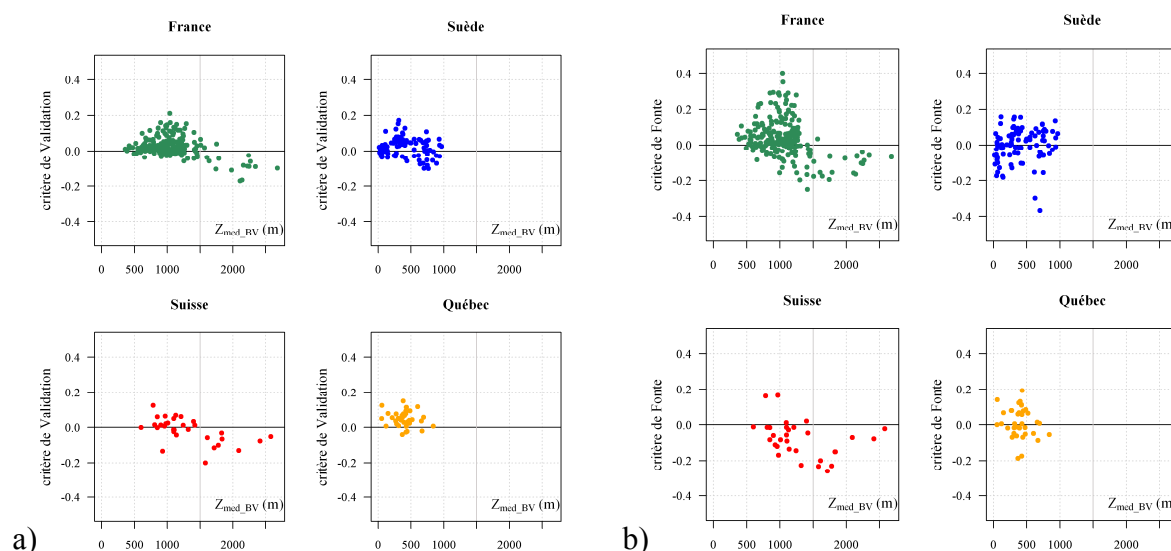


Figure 9-6 : Performances relatives de la version "Hydrotel" en prenant comme référence celles de la version "USACE" pour le critère de a) validation et b) fonte avec le modèle GR4J, en fonction de l'altitude médiane des bassins versants. Séparation de l'échantillon suivant les quatre pays.

La Figure 9-6 présente les critères de la version "Hydrotel" en prenant comme modèle naïf ceux de la version "USACE"¹. Nous retiendrons qu'une valeur positive du critère signifie que "Hydrotel" est meilleure que "USACE", et inversement pour une valeur négative. Les graphes montrent les critères en fonction de l'altitude médiane des bassins : en France et en Suisse, les critères de validation sont presque toujours négatifs dès lors que l'altitude médiane est supérieure à 1500 m. Pour le critère de fonte, la fonction USACE est plus performante que la fonction Hydrotel en Suisse quel que soit le bassin et en France pour Z_{med_BV} supérieure à 1300 m. En Suède et au Québec, nous retrouvons la supériorité d'Hydrotel sur le critère de validation, moins marquée sur le critère de fonte.

Une interprétation possible de la mauvaise adaptation de la fonction Hydrotel aux bassins suisses et français de montagne est la difficulté d'extrapolation des extrema de température, et en particulier des températures minimales. Les résultats du Chapitre 5 montrent en effet une forte dégradation des performances de reconstitution des extrema, principalement en Suisse : les effets locaux, plus importants que le rôle de l'altitude, combinés à la faible densité de stations de température utilisées pour cette thèse (seulement 30 postes sur 41 000 km²) peuvent rendre dangereuse l'extrapolation des températures minimales (et maximales).

¹ Il s'agit ici de calculer un critère en modifiant le modèle naïf de référence afin de comparer deux versions entre elles. Le chapitre 4 de la thèse de Lerat (2009) présente plus en détail ce type de critère.

Pour CemaNeige, nous avons donc choisi de conserver cette altitude seuil de 1500 m pour adapter à chaque bassin la fonction de détermination de la nature des précipitations qui sera utilisée par le module neige¹. Ce choix est en accord avec les objectifs de parcimonie et d'efficacité énoncés au Chapitre 7.

9.3.2. Interactions entre K_f et T_f

Certains modules neige considèrent T_f comme un paramètre à caler (Bergström, 1975; Fortin et Turcotte, 2007; Morin, 1997). Nous souhaitons justifier ici le choix de fixer T_f à 0 °C. Les performances et les distributions des paramètres pour le module CemaNeige sont comparées à la version " $T_f L$ " (T_f libre, optimisé pour chaque bassin) pour le modèle hydrologique GR4J (les autres modèles conduisant à des résultats similaires).

Le Tableau 9-3 montre des distributions de performance quasiment identiques en calage pour les deux versions du module neige. " $T_f L$ ", qui possède un degré de liberté supplémentaire, présente des quantiles très légèrement supérieurs à CemaNeige sans que cela soit significatif. En revanche, les distributions des critères de performance en contrôle présentent des dégradations de plus en plus importantes au fur et à mesure que le critère se concentre sur la période nivale. Aussi, l'introduction de ce degré de liberté supplémentaire dans le module neige affecte la robustesse et l'adaptabilité de sa structure.

¹ Des études plus approfondies pourront être menées pour déterminer plus finement l'altitude seuil à considérer (des tests ont été réalisés avec des altitudes de 1000 et 1300 m mais les meilleures performances en validation sont obtenues avec 1500 m), ou encore pour tenter de définir une température T_{50} qui permettrait d'appliquer le même type de fonction quels que soient les bassins. Pour l'instant, les tests réalisés en ce sens sont restés infructueux (cf. Figure X-5).

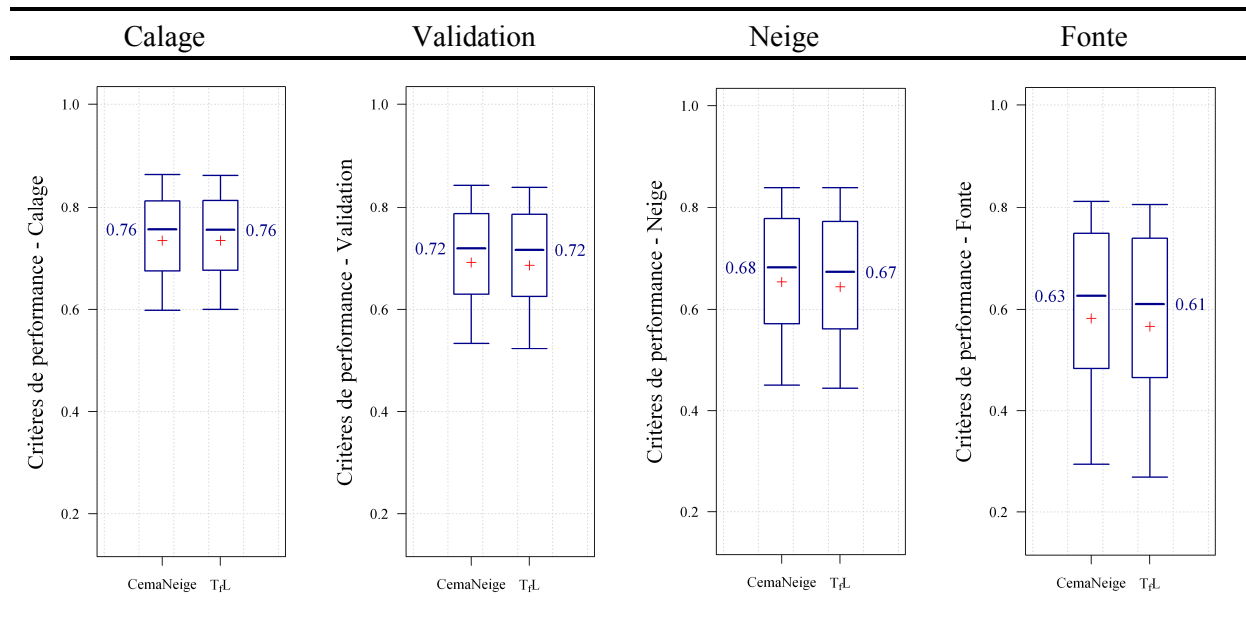


Tableau 9-3 : Performances de CemaNeige et de la version " T_fL " pour laquelle la température de fonte est un paramètre supplémentaire à optimiser. Valeurs obtenues avec GR4J.

Comparant les distributions des paramètres optimisés (Figure 9-7), nous remarquons que, dans la version " T_fL ", T_f est généralement optimisée à une valeur négative : la fonte démarre ainsi plus tôt. Cela crée des interactions avec :

- K_f , qui a tendance à diminuer (graphe a). La lame de fonte est augmentée pour chaque pas de temps par le terme $K_f \times (-T_f)$. Une diminution de la valeur de K_f compense alors ce terme.
- C_{T_G} , qui présente des valeurs beaucoup plus importantes (graphe b). T_f étant souvent en-dessous de 0 °C, la fonte peut avoir lieu par des températures négatives. De fortes valeurs de C_{T_G} permettent d'augmenter l'inertie du stock de neige et retarder ainsi le démarrage de la fonte (qui n'a lieu que lorsque l'indice d'état thermique du manteau est égal à 0 °C dans CemaNeige).

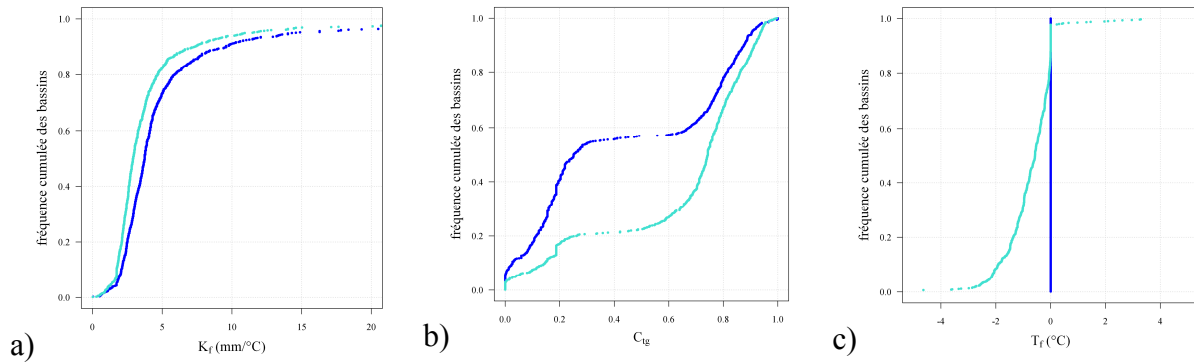


Figure 9-7 : Distribution des valeurs des paramètres optimisés pour a) le facteur de fonte, b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau et c) la température de fonte. CemaNeige est en bleu foncé et la version " $T_f L$ " en turquoise.

9.3.3. Distribution en zones d'altitude

Détermination du nombre de zones d'altitude à considérer

Une première étape consiste à étudier l'influence du nombre de zones d'altitude sur la distribution des performances. Pour cela, nous comparons quatre versions différentes d'un même module neige :

- "*Global*" : un module neige avec une approche entièrement globale ;
- "*5zo*"¹ : un module neige avec une distribution en 5 zones d'altitude ;
- "*10zo*" : un module neige avec une distribution en 10 zones d'altitude ;
- "*Nz optimal*" : un module neige où le nombre de zones retenu est celui donnant les meilleures performances en calage (le nombre de zones est compris entre 1 et 20).

¹ Cette version diffère de CemaNeige puisque la fonction de détermination de la nature des précipitations est celle d'USACE (1956). Cette différence explique les différences de valeurs médianes indiquées sur la Figure 10-8. De plus, les trois versions auxquelles « 5zo » est comparée utilisent également la fonction USACE : seule la distribution en zones d'altitude que nous étudions ici les différencie.

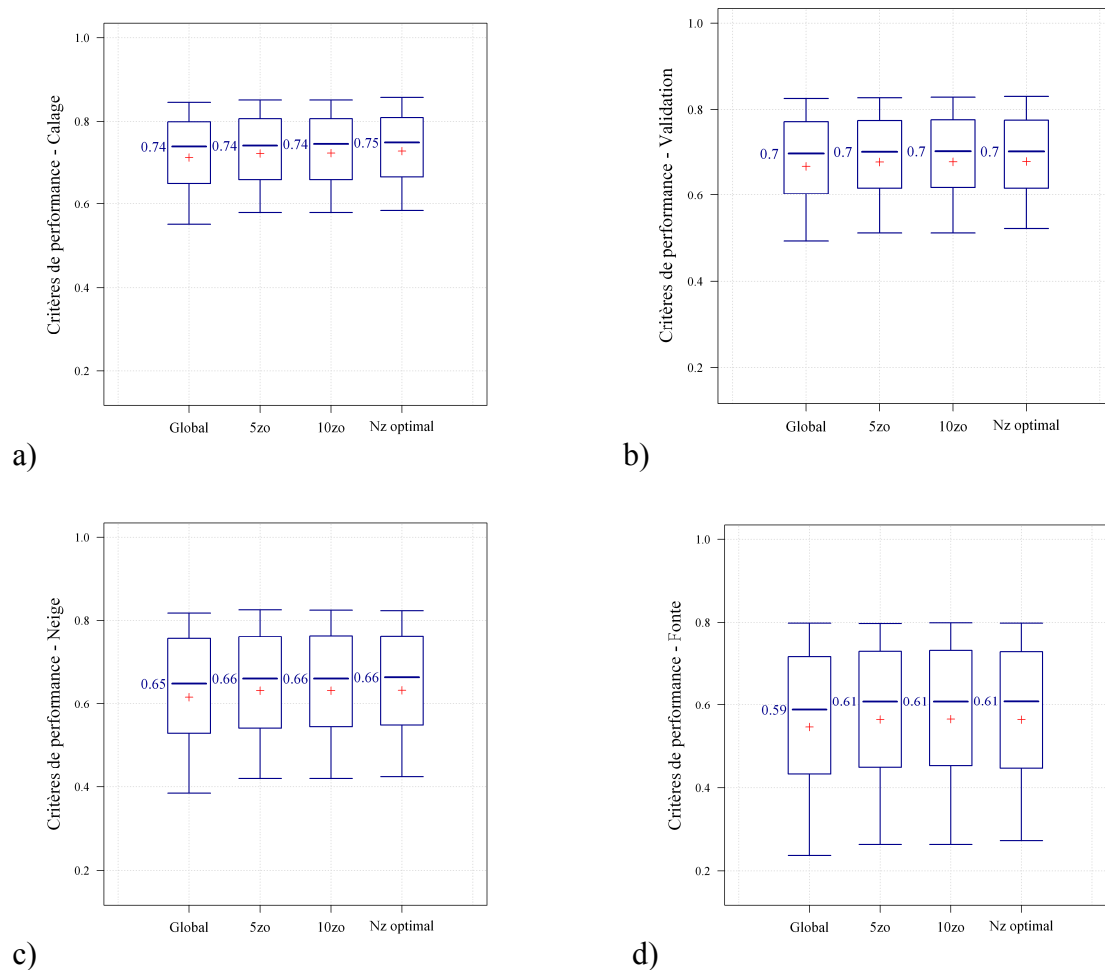


Figure 9-8 : Boîtes à moustaches représentant les performances en a) calage, b) validation, c) neige et d) fonte pour quatre versions du module neige différant par leurs distributions en zones d'altitude. Valeurs obtenues avec GR4J (les autres modèles hydrologiques présentent des résultats similaires).

La Figure 9-8 montre les moindres performances de la version "*Global*" : il est intéressant d'introduire une distribution en bandes d'altitude pour traiter la composante nivale en modélisation hydrologique. Le graphe a) de la Figure 9-8 montre que, si *Nz* (le nombre de zones d'altitude considéré dans le module neige) est optimisé pour chaque bassin, nous gagnons un point sur la médiane des critères de calage. Néanmoins, ce gain de performance disparaît dès lors que nous regardons les performances en validation par rapport à une version du module neige avec 5 ou 10 zones quel que soit le bassin. *Nz* peut donc être fixé en dehors du calage. Enfin, aucune différence n'est notée entre les versions "*5zo*" et "*10zo*". Pour limiter le temps de calcul et respecter la démarche de simplicité que nous avons choisie, nous adoptons une distribution des bassins en 5 zones d'altitude pour le module neige.

Choix de la distribution spatiale retenue

Une deuxième étape consiste à remettre en question le choix de la distribution spatiale. Nous nous sommes orientés vers une distribution en zones d'égal surface. Or, il est beaucoup plus répandu d'utiliser une distribution en zones d'égal dénivelé. Un des arguments avancé est la volonté de raisonner sur des zones où la température et la précipitation peuvent être considérées comme homogènes : si la différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas de la zone est trop grande, cette relative homogénéité n'est plus envisageable. Il est admis qu'au-delà de 400 m de dénivelé, les différences peuvent être conséquentes (un exemple de la différence entre des bandes d'altitude d'égal surface et des bandes d'égal dénivelé a été présenté à la Figure 8-9). Afin d'étudier les différences, les avantages et les inconvénients de chacune des deux méthodes, nous avons comparé CemaNeige à "5zo H", une version qui considère cinq zones d'altitude d'égal dénivelé quel que soit le bassin.

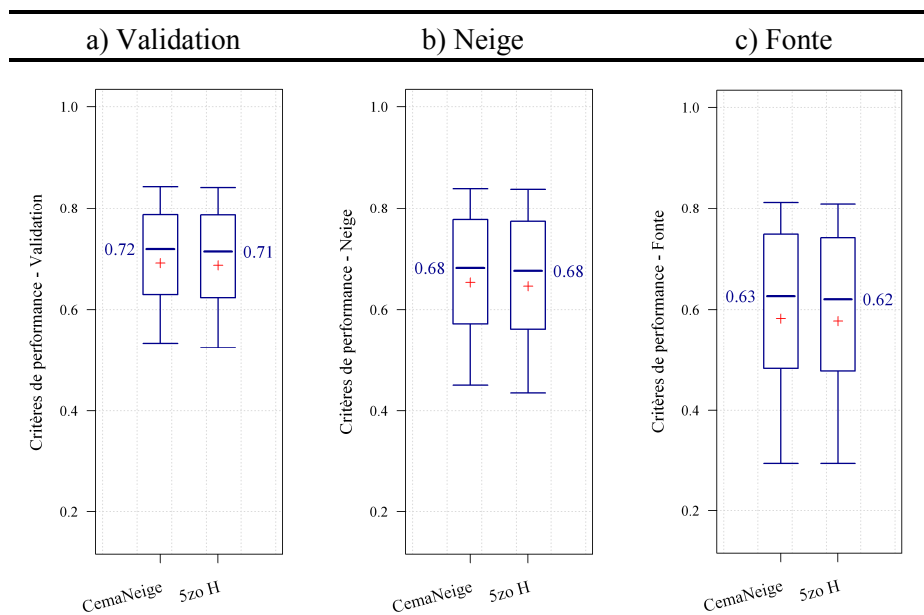


Tableau 9-4 : Performances de CemaNeige et de la version "5zo H" pour laquelle les cinq zones sont d'égal hauteur en termes d'altitude. Valeurs obtenues avec GR4J pour la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.

Même si les différences sont faibles, les boîtes à moustaches du Tableau 9-4 montrent de meilleures distributions pour CemaNeige quel que soit le critère. Néanmoins, la principale raison qui nous a orientés vers une distribution en zones d'égal surface est autre : il s'agit du risque de créer artificiellement des stocks de neiges éternelles sur les zones les plus hautes des bassins avec une distribution en hauteur égale. La Figure 9-9 compare les simulations réalisées par CemaNeige (graphe a) et "5zo H" (graphe b) sur le bassin de l'Arve à Arthaz (Alpes françaises). En considérant des zones d'égal hauteur, la zone la plus haute a une altitude médiane supérieure à 3900 m : les précipitations y sont alors quasiment toujours

solides et ne fondent pratiquement jamais. La quatrième zone (altitude médiane supérieure à 3100 m) présente le même problème. Néanmoins, pour ce bassin versant, les altitudes sont tellement élevées qu'on accumule certes des stocks irréalistes, mais on ne les retrouve pas dans l'écoulement (du moins sur les années simulées) : les températures extrapolées étant quasiment toujours négatives, ces stocks ne fondent jamais. Le problème peut être autrement plus délicat sur des bassins où les zones les plus hautes accumulent de la neige d'une année sur l'autre mais peuvent aussi faire fondre le stock accumulé plusieurs années après l'accumulation. C'est le cas de la Durance à Serre-Ponçon (cf. Figure 9-10) : alors qu'en début d'hiver 2002, le stock de neige est non nul sur la zone n°5, il disparaît complètement à la fin de l'été 2003 (été de la canicule). Nos bassins ayant été sélectionnés avec des surfaces glaciaires réduites, nous ne devrions pas observer ce genre de phénomènes pluriannuels (surtout sur la période 1995-2005 qui n'est pas réputée pour sa forte accumulation glaciaire mais plutôt une ablation importante !)¹.

Tout ce raisonnement est certes à relativiser étant donnée la contribution très faible des zones les plus élevées (et les plus problématiques) sur de tels bassins (respectivement 1.1 % et 0.2 % du bassin pour l'Arve à Arthaz et la Durance à Serre-Ponçon). Néanmoins, il ne peut être ignoré tout à fait au vu des stocks de neige simulés, même pondérés par le pourcentage de bassin représenté par chaque zone. On imagine ainsi ce que pourraient donner les simulations dans le cadre d'une étude sur le changement climatique et la hausse des températures de l'air au fil des années...

¹ Nous ne discutons pas ici de la présence possible ou non de glaciers à une altitude donnée, mais plus du caractère robuste du module neige que nous souhaitons conserver. Prenant l'exemple des reliefs français, on distingue une zone d'accumulation (le glacier gagne de la masse), une zone d'ablation (il en perd) et une ligne d'équilibre (le bilan annuel est nul) dont l'altitude se situe aux environs de 2900 m dans les Alpes. Aussi, l'accumulation de neige au-dessus de 3000 m n'est pas irréaliste (ce qui est d'autant plus vrai que le versant est au nord par exemple). Néanmoins, ne traitant « que » la partie neige, il n'est pas robuste de créer du glacier avec notre module neige et sur la période que nous considérons.

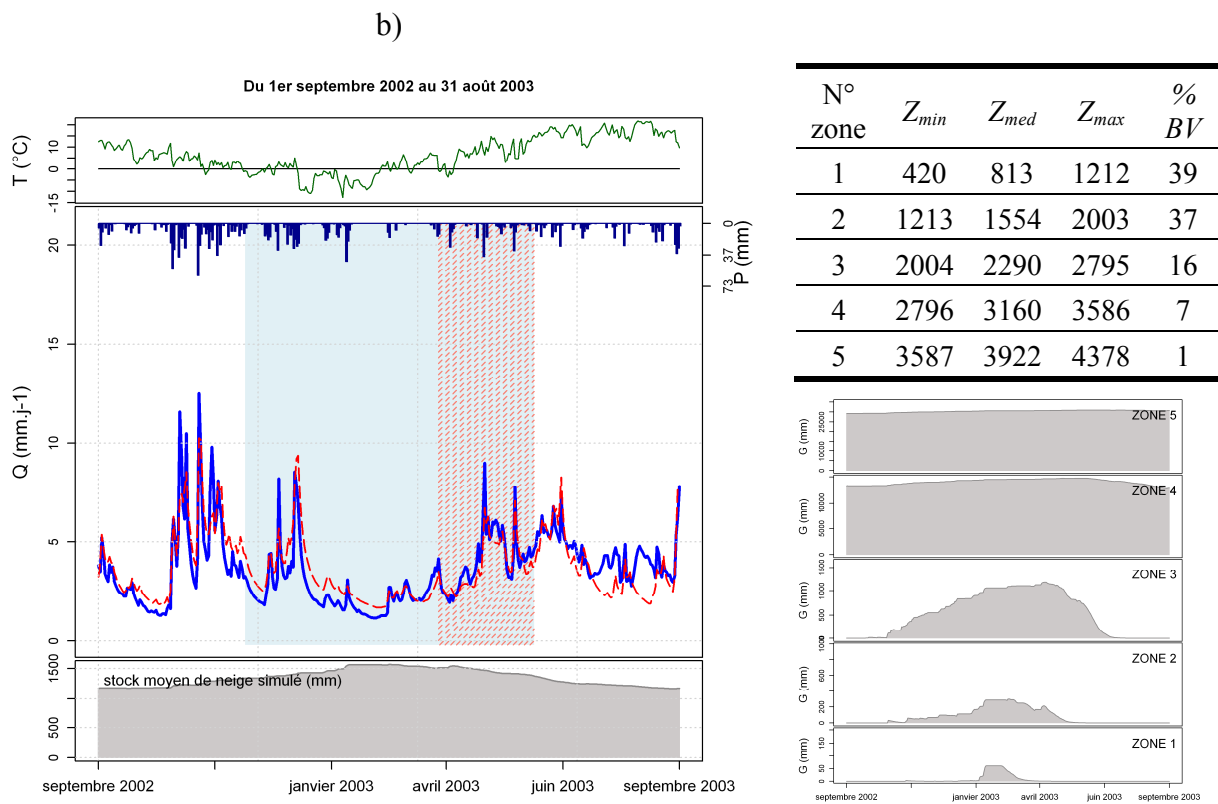
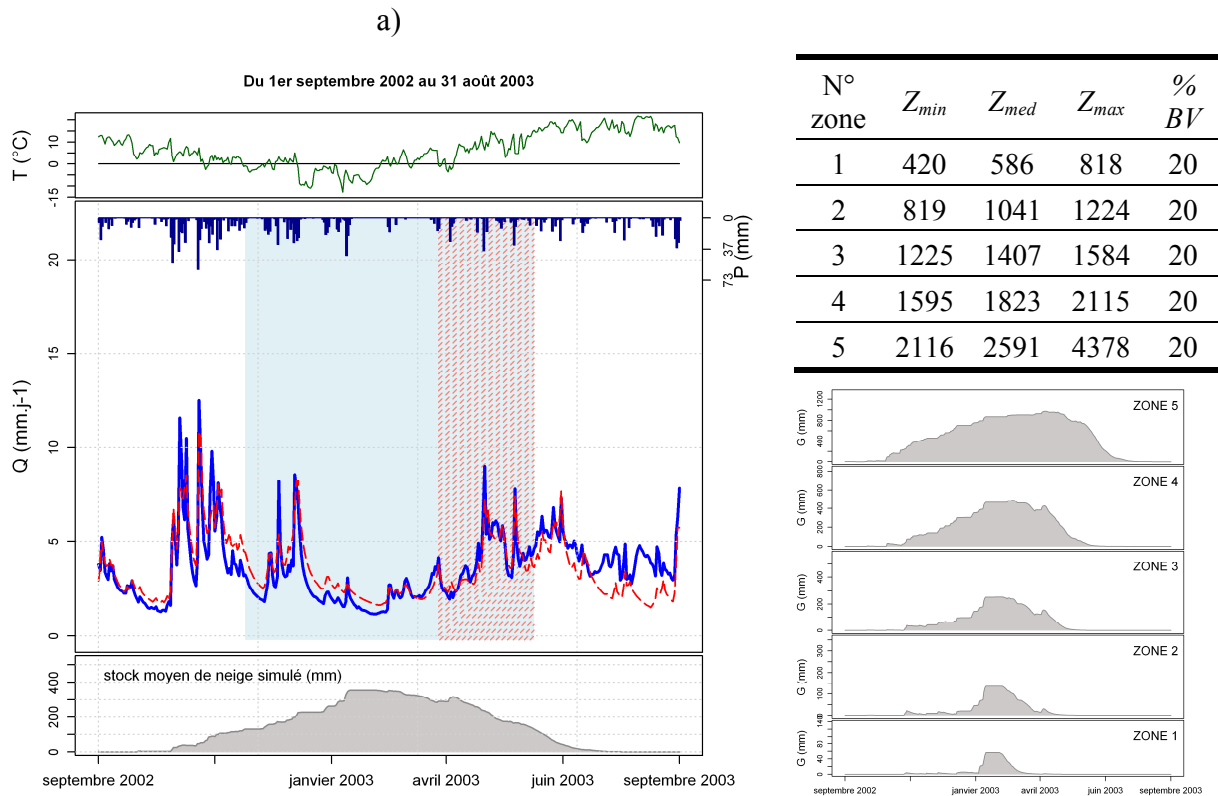


Figure 9-9 : Simulation pour le bassin de l'Arve à Arthaz (France) avec une distribution en zones d'altitude a) d'égal surface et b) d'égal dénivelé.

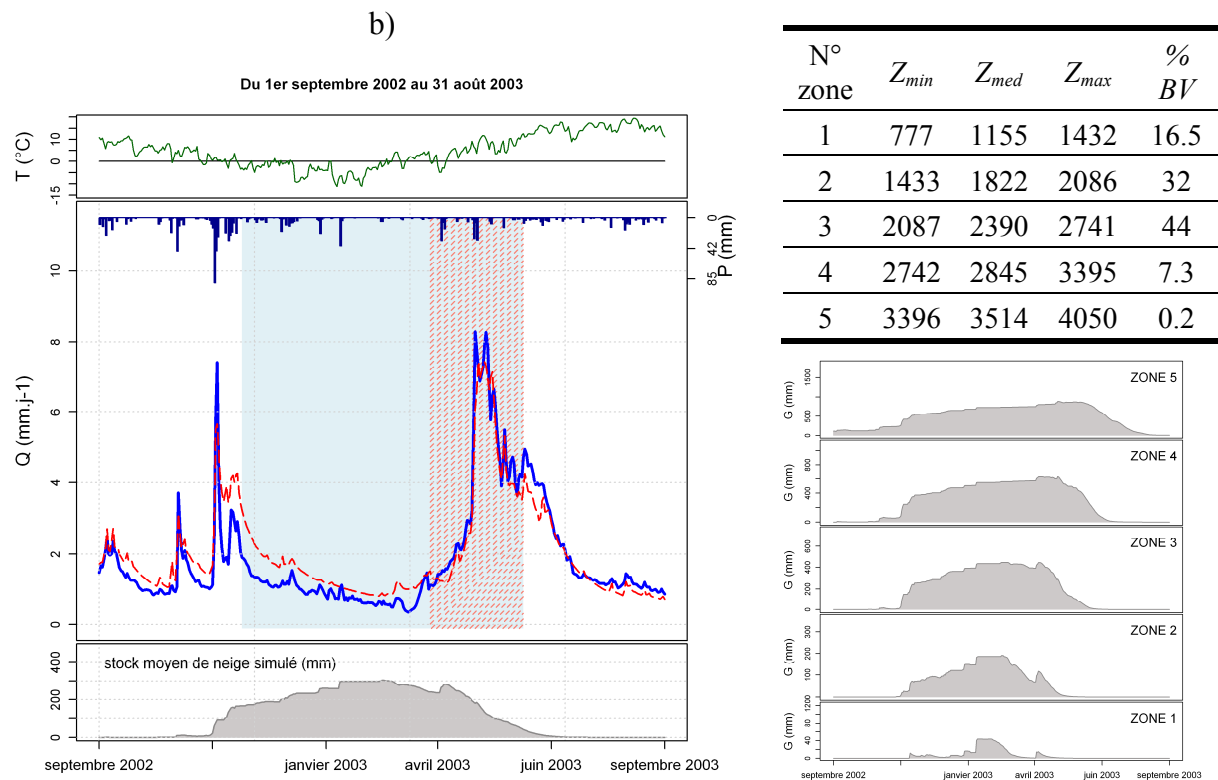
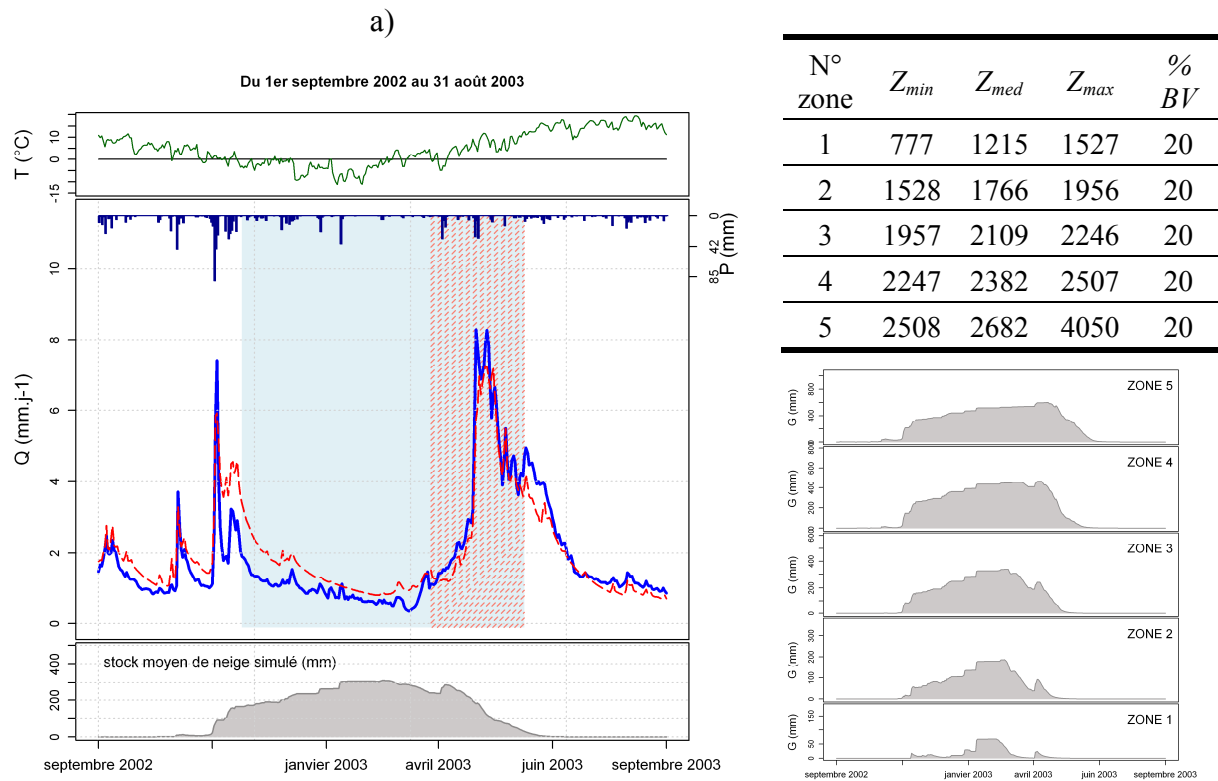


Figure 9-10 : Simulation pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (France) avec une distribution en zones d'altitude a) d'égale surface et b) d'égale dénivellé.

9.3.4. État thermique du manteau

Intérêt de la prise en compte du processus

L'introduction d'un état thermique du manteau a pour effet de retarder le déclenchement de la fonte puisque, dans CemaNeige, il faut attendre que celui-ci soit à 0 °C pour qu'une lame de fonte soit calculée. Pourquoi avoir fait le choix d'introduire un nouvel état interne au module neige ? Nous comparons ici les performances de CemaNeige avec deux versions différentes :

- Version " NT_G " : aucun état thermique n'est considéré. La fonte est possible dès que $Tz(z, j)$ est supérieure à T_f pour la zone d'altitude z et le pas de temps j .
- Version " T_{Gseuil} " : un démarrage de fonte progressif est considéré. Il remplace le seuil de 0 °C que doit atteindre $eT_G(z, j)$ pour activer la fonte. Une fraction de pondération, comprise entre 0 et 1, est calculée en fonction de l'état thermique du manteau, $eT_G(z, j)$ et d'un paramètre supplémentaire, T_{Gseuil} (cf. Figure 8-10). Elle est ensuite appliquée à la lame de fonte potentielle. Cette version est une complexification de CemaNeige.

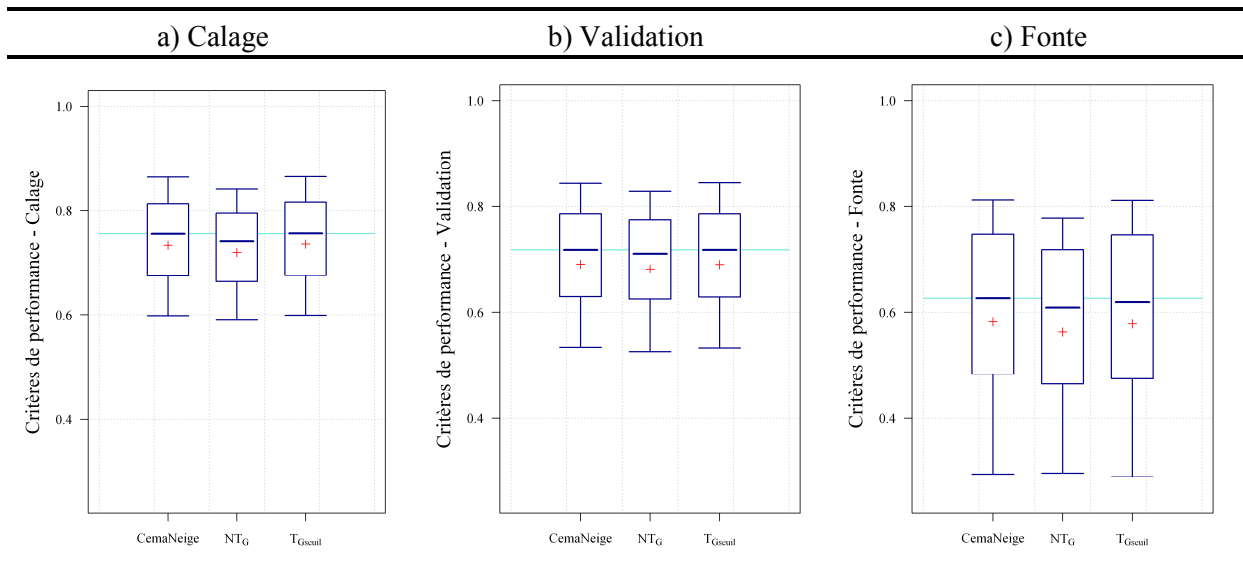


Tableau 9-5 : Performances de CemaNeige et des versions " NT_G " et " T_{Gseuil} " avec GR4J et pour les critères de a) calage, b) validation et c) fonte.

Les graphes du Tableau 9-5 montrent que supprimer purement et simplement l'état thermique du manteau (version " NT_G ") dégrade les performances quel que soit le critère considéré. L'introduction d'un paramètre supplémentaire conduit à une meilleure distribution des performances de la version " T_{Gseuil} " pour le critère de calage. En revanche, nous ne retrouvons

pas cette supériorité pour le critère de validation. Les performances de fonte sont même dégradées (médiane inférieure à celle de CemaNeige).

Tests de détermination a priori du paramètre introduit

Nous avons cherché une solution pour déterminer empiriquement la valeur de C_{T_G} sans induire une chute de performance du module neige. Regarder l'évolution des valeurs calées de C_{T_G} en fonction d'indicateurs caractérisant les bassins versants s'est révélé vain, ainsi que de faire dépendre ce paramètre de la quantité de neige présente dans le réservoir au pas de temps j et pour la zone z considérés. Nous avons alors réalisé une étude de sensibilité sur les valeurs de C_{T_G} :

- " C_{T_G} Med" : le paramètre C_{T_G} est fixé à la valeur médiane de sa distribution sur les 380 bassins de l'échantillon.
- " C_{T_G} pays" : le paramètre C_{T_G} est fixé à la valeur médiane de sa distribution sur les quatre pays de l'échantillon (cf. Tableau 9-6).
- " $C_{T_G} = x$ " : le paramètre C_{T_G} est fixé à la même valeur x sur les 380 bassins de l'échantillon. Nous avons fait varier x entre 0.05 et 0.9 (une valeur égale à 0 revient à la version " NT_G " du paragraphe précédent tandis qu'une valeur de 1 indiquerait un état thermique constant dans le temps quel que soit la température de l'air).

	France	Suisse	Suède	Québec	Échantillon global
Valeur médiane de C_{T_G}	0.19	0.18	0.79	0.25	0.25

Tableau 9-6 : Tableau récapitulatif des valeurs médianes de C_{T_G} issues de la distribution du paramètre optimisé sur un échantillon de bassins donné.

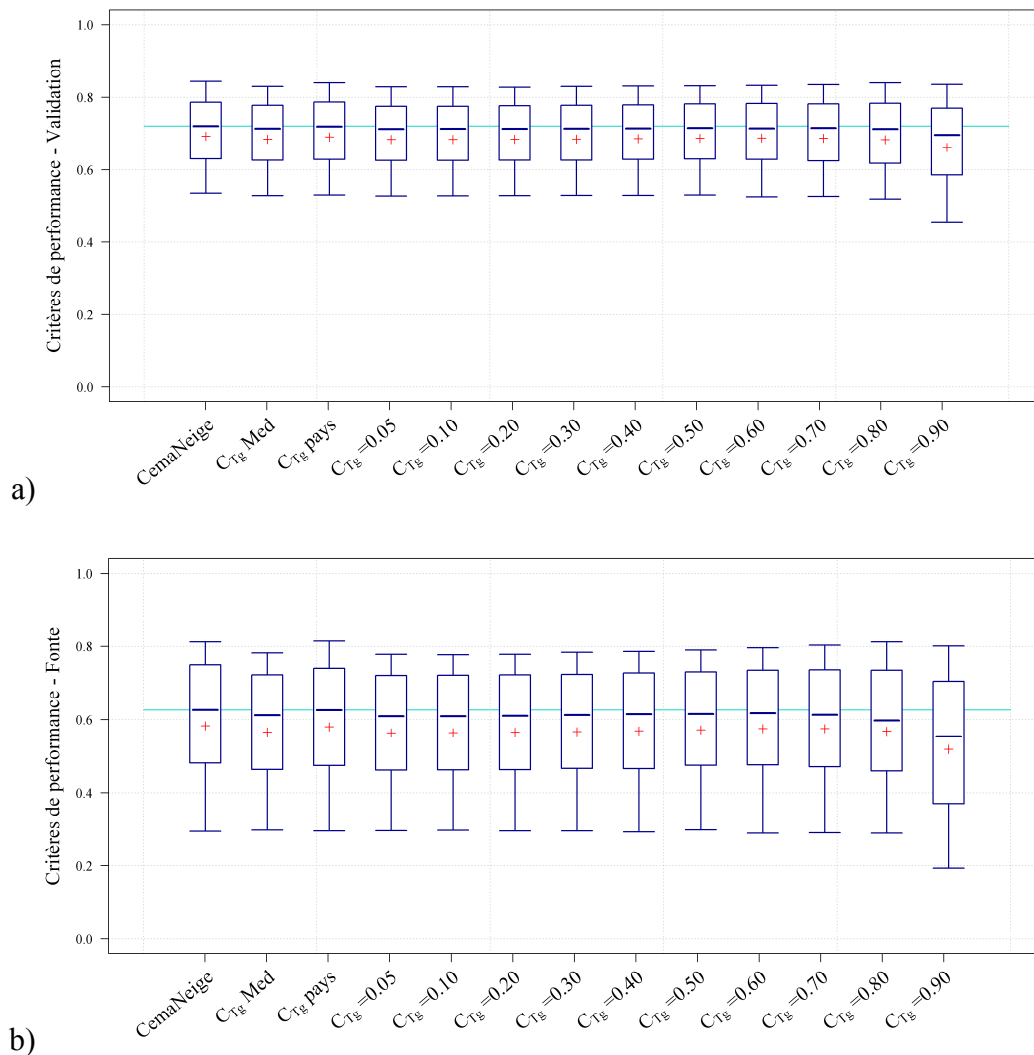


Figure 9-11 : Distributions des performances pour les différentes versions analysant la sensibilité du paramètre C_{T_G} pour a) le critère de validation et b) le critère d'influence de la fonte. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés sur MORDOR 6 conduisent à des représentations similaires).

Les graphes de la Figure 9-11 montrent des dégradations dans la distribution des performances dès lors que le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau est fixé à une valeur identique pour les 380 bassins de l'échantillon, notamment pour le critère de fonte. En revanche, la version " C_{T_G} pays" présente une distribution très similaire à celle de CemaNeige : il serait donc possible de fixer une valeur a priori de C_{T_G} pour chaque pays, ou du moins zone géographique (les valeurs médianes en France et en Suisse sont très similaires). Nous choisissons de ne pas fixer *a priori* C_{T_G} , n'ayant pas établi de relation avec des indicateurs physiographiques ou climatiques des différentes régions ou bassins.

9.3.5. Pourcentage de bassin enneigé

Intérêt de la prise en compte du processus

Le pourcentage de bassin (ou de zone) enneigé(e) permet de tenir compte de la répartition spatiale non uniforme du couvert neigeux. Quel est l'intérêt d'introduire cette notion supplémentaire ? Pour justifier ce choix, nous comparons CemaNeige à une version "NGs" pour laquelle, si la neige est présente au sol, toute la zone considérée est recouverte de neige : $p_{enneigé}$ est soit nul, soit égal à 1 (cf. Eq. 9-1).

$$\text{Si } G(z, j) \neq 0, p_{enneigé}(z, j) = 1 \quad \forall G(z, j) \quad \text{Eq. 9-1}$$

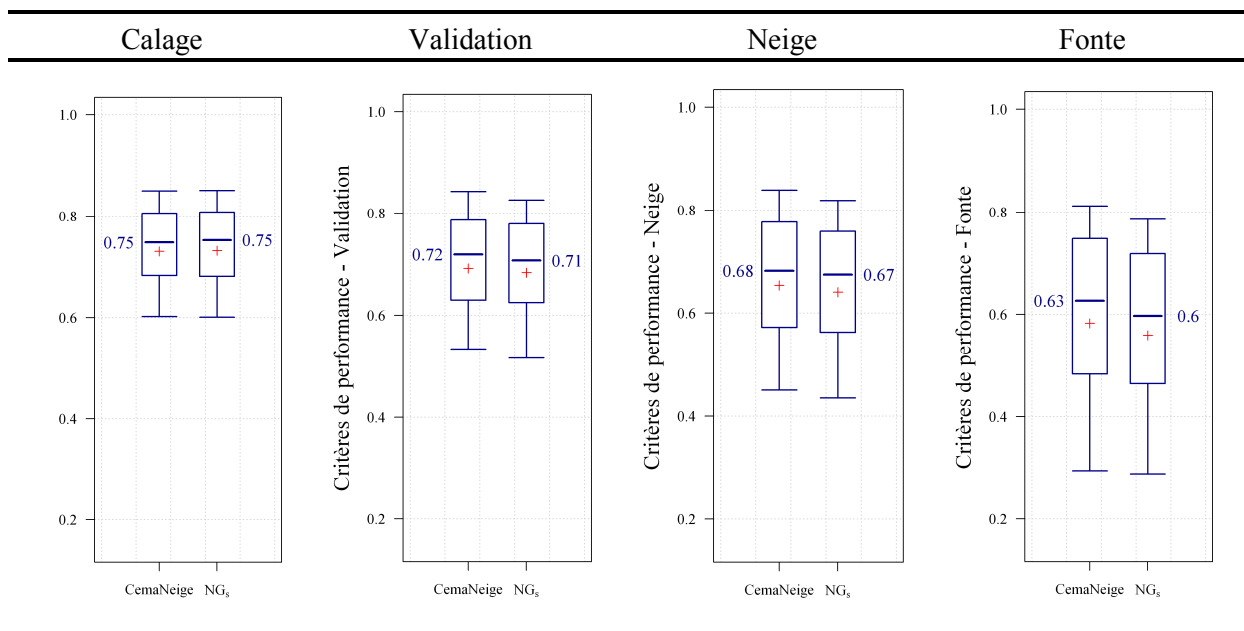


Tableau 9-7 : Performances de CemaNeige et de la version "NGs" pour laquelle la neige, si elle est présente, est répartie uniformément sur la zone considérée. Valeurs obtenues avec GR4J.

Les graphes du Tableau 9-7 montrent des performances déjà dégradées sur la période de validation pour la version "NGs". Elles le sont d'autant plus qu'on se concentre sur la période où la fonte est importante (et donc responsable de l'écoulement). Si nous distinguons les critères par pays, ce sont les bassins suédois qui sont les plus sensibles à la prise en compte de ce processus : la version "NGs" dégrade les performances de -4 points sur la médiane des critères de validation et -10 points sur la médiane des critères de fonte.

Il est donc très intéressant de combiner une distribution par bandes d'altitude à la prise en compte d'une couverture neigeuse non uniformément répartie en-dessous d'une certaine quantité de neige G_{seuil} .

Enfin, il faut être conscient qu'introduire un nouveau paramètre G_{seuil} influence directement les valeurs des autres paramètres libres, notamment K_f . Ainsi, avec CemaNeige, la distribution des K_f présentent des valeurs plus élevées par rapport à la version "NGs". Considérant $p_{enneigé}$, K_f représente désormais la vitesse de fonte à taux potentiel, et non un compromis entre une fonte importante en début de saison et une fonte réduite lorsque la neige subsiste dans les endroits les plus protégés. La vitesse de fonte est désormais modulée par $p_{enneigé}$ (qui dépend lui-même de G_{seuil}).

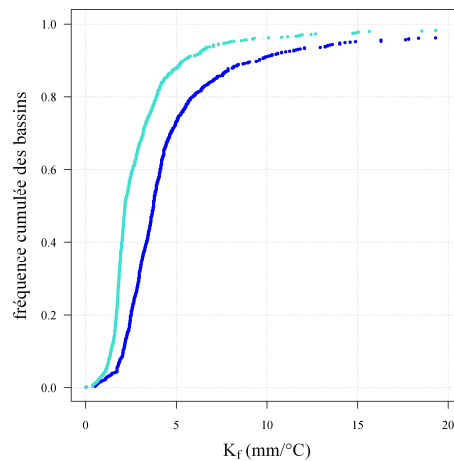


Figure 9-12 : Distribution des valeurs optimisées de K_f pour le module CemaNeige en bleu foncé et la version "NGs" en turquoise.

Détermination a priori de la valeur de G_{seuil}

Nous avons cherché à établir une relation empirique pour fixer la valeur de G_{seuil} . Représentant une quantité de neige sur une surface donnée, nous l'avons d'abord exprimée en fonction de la quantité de neige maximale modélisée par le module. L'hypothèse sous-jacente est qu'à partir d'une certaine fraction de $G_{max}(an)$ ¹, toute la surface est recouverte de neige.

Des tests ont été réalisés en ce sens. Ils ont permis de montrer qu'en fixant G_{seuil} à la valeur médiane des $G_{max}(an)$ pour chaque bassin versant, les performances étaient similaires à une version du module neige avec G_{seuil} libre. Pourtant, cette valeur médiane, notée G_{50} , est une donnée modélisée, directement issue du module neige, ce qui soulève quelques difficultés.

¹ $G_{max}(an)$ représente le stock maximal de neige modélisé par le module neige, pour une année an donnée (cf. table des notations).

Ainsi, nous ne connaissons pas sa valeur au départ du travail de modélisation. Qui plus est, dans le cas d'une simulation peu performante, le crédit accordé à une valeur simulée peut être remis en question. Nous avons donc cherché à exprimer G_{50} en fonction d'indicateurs caractéristiques des bassins versants, tels que l'altitude médiane, la différence d'altitude, le pourcentage de précipitations tombant sous forme solide ou encore la quantité de neige tombée. Des différents tests réalisés, une très bonne corrélation a été trouvée entre G_{50} et la quantité de neige annuelle moyenne pour chacun des bassins de l'échantillon¹ (cf. Figure 9-13).

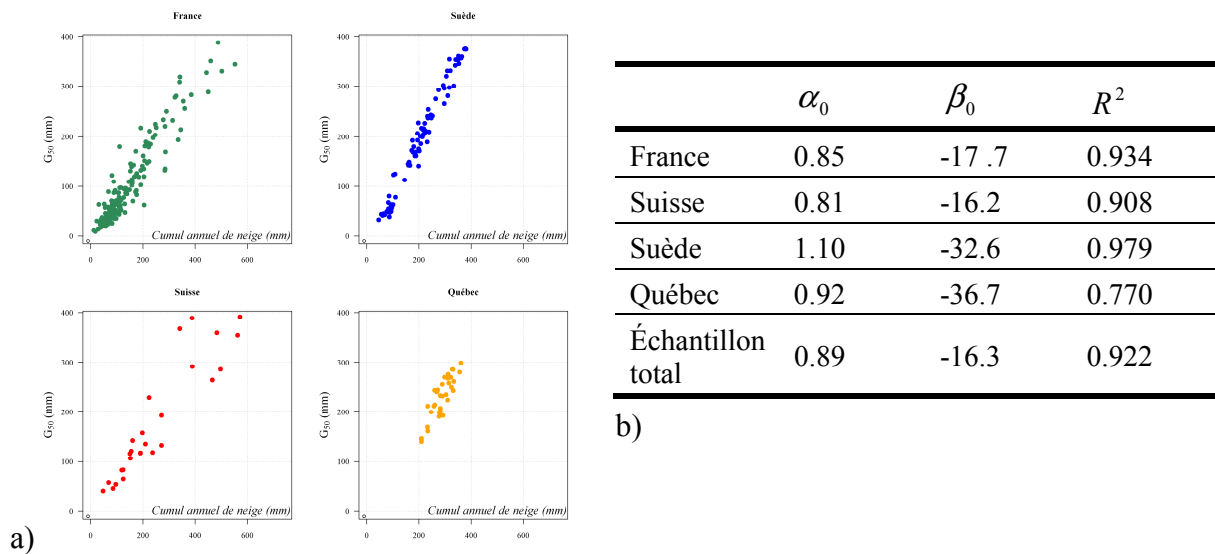


Figure 9-13 : a) G_{50} en fonction des cumuls annuels moyens de neige pour chaque pays séparément. b) Coefficients des régressions linéaires entre G_{50} et $QteN_{BV}$, le cumul annuel moyen de neige tels que $G_{50} = \alpha_0 \times QteN_{BV} + \beta_0$. R^2 est le coefficient de corrélation des régressions linéaires.

Plusieurs déterminations de G_{50} , et donc G_{seuil} , sont alors envisageables :

- L'exprimer en fonction de $QteN_{BV}$ pour chaque pays séparément à l'aide des coefficients α_0 et β_0 du tableau b). C'est la version "Reg par pays".
- L'exprimer en fonction de $QteN_{BV}$ et de la régression linéaire établie à partir de l'ensemble des 380 bassins. C'est la version "Gseuil=f($QteN_{BV}$)".

¹ Le cumul annuel moyen de neige est déterminé ici à partir d'une température seuil fixée à 0 °C. Des études a posteriori recalculant $QteN_{BV}$ avec les fonctions Hydrotel ou USACE suivant que l'altitude médiane du bassin est inférieure ou supérieure à 1500 m ont conduit à des résultats très similaires en termes de régressions linéaires.

- Supprimer β_0 dont les valeurs sont faibles au regard de celles de G_{50} et tester différentes valeurs de α_0 . Ce sont les versions suivantes présentées à la Figure 9-14.

Les boîtes à moustaches de la Figure 9-14 ne montrent pas de gain en considérant des régressions linéaires par pays ou en conservant β_0 . Qui plus est, les performances sont très similaires lorsque α_0 est compris entre 0.85 et 1. Les quantiles 10 % et 90 % étant légèrement meilleurs pour $\alpha_0 = 0.9$, c'est la valeur que nous conserverons.

Désormais, nous fixons $G_{seuil} = 0.9 \times QteN_{BV}$ pour chaque bassin de l'échantillon et cette valeur est identique sur les cinq zones d'altitude.

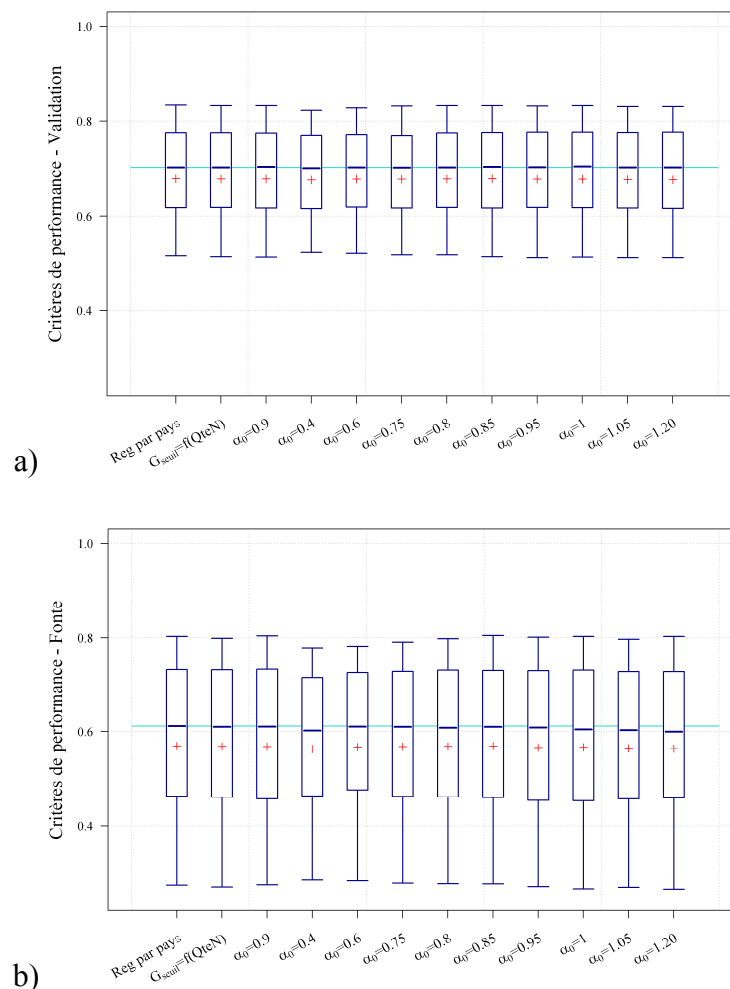


Figure 9-14 : Performances des douze versions du module neige pour lesquelles G_{seuil} est une expression linéaire de $QteN_{BV}$, le cumul annuel moyen de neige pour chaque bassin versant, pour le critère de a) validation et b) fonte. Performances obtenues avec GR4J (le critère de neige présente des résultats similaires, de même que les tests réalisés avec d'autres modèles hydrologiques).

Détermination de V_{min}

Un dernier élément a été fixé empiriquement : il s'agit de V_{min} , la vitesse minimale de fonte quand le stock de neige est très faible. Nous avons exploré des valeurs fixées entre 0 et 0.9 par pas de 0.10 (une valeur égale à 1 est équivalente à la version "NGs" testée au début de ce paragraphe).

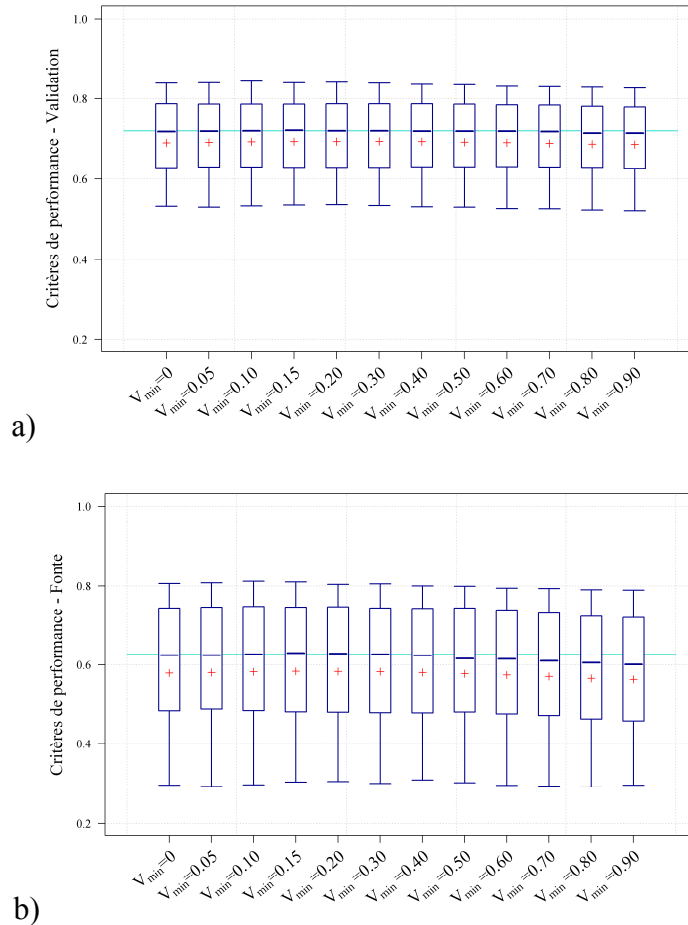


Figure 9-15 : Performances de douze versions dérivées du module neige CemaNeige pour lesquelles C_{T_G} est fixée à une valeur comprise entre 0 et 0.9 pour le critère de a) validation et b) d'influence de la fonte. Performances obtenues avec GR4J.

La Figure 9-15 montre qu'une valeur de V_{min} supérieure à 0.3 conduit à de moins bonnes distributions des performances, particulièrement sur le critère de fonte. Qui plus est, les moustaches pour $V_{min} = 0.30$ présentent de légères dégradations. Enfin, les distributions sont quasiment identiques pour des valeurs de V_{min} comprises entre 0 et 0.20. Nous retiendrons donc une valeur moyenne égale à 0.10 pour CemaNeige.

9.4. Sensibilité des paramètres libres de CemaNeige

De la même façon que nous avons cherché à simplifier le module neige MORDOR global en Annexe F, nous étudions les solutions qui réduisent le nombre de degrés de liberté de CemaNeige. Nous analysons systématiquement les évolutions au niveau des performances, pour l'échantillon complet (Figure 9-16), puis en distinguant par région (Tableau 9-8 et Tableau 9-9). Trois versions sont comparées à CemaNeige :

- " $K_f = 3.74 \text{ mm.j}^{-1}$ ". Le paramètre K_f est fixé à sa valeur médiane de la distribution des valeurs calées sur les 380 bassins versants de l'échantillon avec GR4J. C_{T_G} est libre.
- " $C_{T_G} = 0.25$ ". Le paramètre C_{T_G} est fixé à sa valeur médiane, K_f est libre.
- " $Neige_0$ ". Les deux paramètres sont fixés à leurs valeurs médianes respectives pour tous les bassins versants.

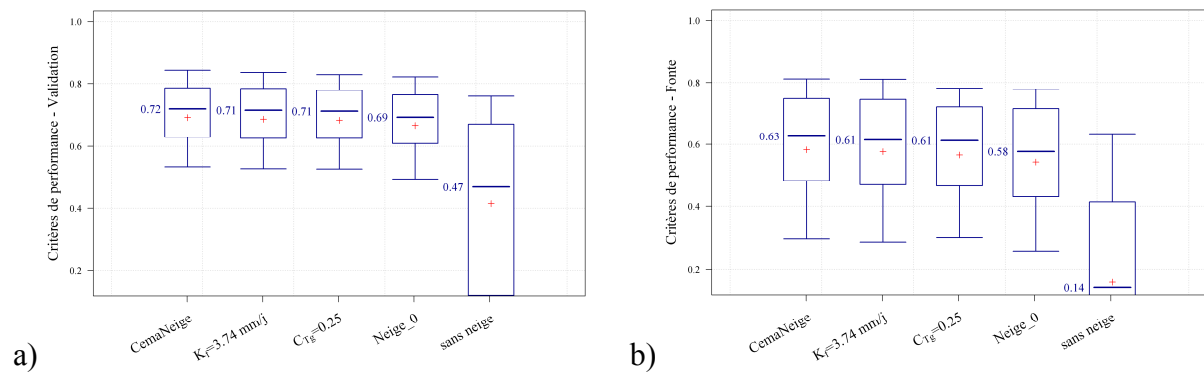


Figure 9-16 : Boîtes à moustaches des performances de CemaNeige, des trois versions où les degrés de liberté ont été réduits et de GR4J sans module neige pour les critères a) de validation et b) d'influence de la fonte.

Les distributions des performances sur les 380 bassins de l'échantillon montrent de légères dégradations lorsque le module neige ne possède plus qu'un paramètre libre. Quand les deux paramètres sont fixés à leurs valeurs médianes, les dégradations sont un peu plus prononcées. Néanmoins, l'ensemble des critères pour ces versions est très au-dessus de ceux obtenus avec GR4J sans module neige. L'introduction d'un module neige sans paramètres libres (mais avec des grandeurs fixées *a priori* par des tests empiriques), améliore déjà significativement les performances pour des bassins influencés par la neige. Ce résultat pourra être valorisé dans certaines études comme celles des bassins versants non jaugés pour lesquels il est déjà difficile de déterminer les valeurs des paramètres du modèle hydrologique.

Enfin, en étudiant séparément les évolutions des performances par pays, nous observons que la sensibilité aux paramètres peut être différente. Ainsi, les performances sur les bassins suisses sont plus fortement dégradées lorsque K_f est fixé. A l'inverse, les bassins suédois montrent les dégradations les plus importantes pour la version " $C_{T_g} = 0.25$ ". En effet, pour cette région particulière, la valeur médiane de C_{T_g} est plutôt voisine de 0.75.

Finalement, si nous disposons d'informations suffisantes, il est préférable de conserver les deux degrés de liberté de CemaNeige.

Versions	Degrés de liberté	380 bassins	France	Suisse	Suède	Québec
CemaNeige	2	0.692	0.699	0.692	0.730	0.548
$K_f = 3.74 \text{ mm.j}^{-1}$	1	0.686	0.697	0.680	0.719	0.544
$C_{T_g} = 0.25$	1	0.684	0.698	0.692	0.710	0.546
<i>Neige_0</i>	0	0.667	0.695	0.675	0.652	0.529
Sans neige	0	0.415	0.582	0.372	0.157	0.105

Tableau 9-8 : Performances moyennes en validation des différentes versions de CemaNeige à deux paramètres libres ou moins, avec le modèle hydrologique GR4J. Ajout des performances obtenues sans introduction de module neige.

Versions	Degrés de liberté	380 bassins	France	Suisse	Suède	Québec
CemaNeige	2	0.582	0.549	0.563	0.681	0.547
$K_f = 3.74 \text{ mm.j}^{-1}$	1	0.577	0.550	0.546	0.668	0.527
$C_{T_g} = 0.25$	1	0.565	0.547	0.559	0.612	0.543
<i>Neige_0s</i>	0	0.543	0.543	0.534	0.561	0.502
Sans neige	0	0.157	0.297	0.153	-0.026	-0.212

Tableau 9-9 : Performances moyennes sur la période d'influence de la fonte des différentes versions de CemaNeige à deux paramètres libres ou moins, avec le modèle hydrologique GR4J. Ajout des performances obtenues sans introduction de module neige.

9.5. Synthèse

Le module CemaNeige a ainsi été développé en partant d'un module le plus simple possible et en l'enrichissant progressivement à la condition que les performances sur les 380 bassins versants de notre échantillon s'en trouvent améliorées. Pour ce faire, nous avons majoritairement suivi les quatre axes de recherche présentés au Chapitre 8. De très nombreuses pistes parmi toutes celles qui ont été testées n'ont pas conduit au gain qu'on pouvait en attendre *a priori*. Pourtant, à défaut d'améliorer les performances du module neige, ces « impasses » ont au moins eu le mérite d'éliminer des processus qui sont superflus au sens où nous ne sommes pas capables de les prendre en compte efficacement avec l'information dont nous disposons.

Notre approche de développement étant itérative, nous nous sommes également autorisés des possibles retours en arrière. Ceux-ci nous ont notamment permis de réduire à cinq le nombre de zones d'altitude du bassin versant, les performances étant similaires et le temps de calcul s'en trouvant réduit. Nous avons également montré toute l'importance du choix de la fonction de calcul de la fraction neigeuse des précipitations, en fonction des bassins versants et des données disponibles.

Les études de réduction du nombre de degrés de liberté ont, quant à elles, souligné l'intérêt d'un module comme *Neige_0* (sans paramètre libre) pour des bassins influencés par la neige. Bien que les performances soient dégradées par rapport à CemaNeige, elles apportent de l'information par rapport à une modélisation sans module.

Finalement, au terme de ces pérégrinations, nous retenons un module neige possédant deux degrés de liberté : un facteur de fonte et un coefficient de pondération de l'état thermique du manteau, ainsi que quatre paramètres fixés empiriquement. CemaNeige présente également une distribution en cinq zones d'altitude d'égale surface sur lesquelles deux états internes sont incrémentés : le stock de neige et l'état thermique de ce stock. L'un des deux degrés de liberté (le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau) peut être économisé si on choisit de le fixer par pays. Or nous n'avons pas réussi à relier la valeur de ce paramètre à des caractéristiques physiques ou climatiques. Nous ne l'avons donc pas fixé car nous préférons proposer un module généraliste.

Aussi, avant d'évaluer le module neige CemaNeige en le comparant à ses pairs et dans des environnements différents, il nous a semblé intéressant d'accorder un peu de temps aux « impasses » rencontrées au cours du développement. C'est l'objet du Chapitre 10.

Chapitre 10.

Les impasses croisées en chemin

10.1. Introduction

Parmi les nombreuses idées testées au cours du développement du module neige, toutes n'ont pas été couronnées de succès. Un certain nombre d'entre elles n'ont ainsi pas été retenues. Les qualifiant d'impasses, nous avons tout de même souhaité les présenter afin de laisser au lecteur le soin de juger par lui-même des résultats auxquels nous avons abouti, et de permettre à ceux qui nous suivront et qui voudraient ré-explore ces voies, de connaître les issues que nous leur avons trouvées.

Dans une première partie, nous présentons les idées qui visent à améliorer la formule degrés-jour, soit en introduisant la notion de saisonnalité, soit celle de bilan d'énergie simplifié. Dans une seconde partie, nous exposons les différents travaux sur le mûrissement du manteau neigeux et sa dynamique de fonte. Enfin, dans une dernière partie, nous revenons sur quelques tests de valorisation des extrema de température dans le calcul des différents indices thermiques utiles au module neige.

10.2. Formule degrés-jour et énergie disponible

10.2.1. Prise en compte du rayonnement dans la formule degrés-jour

Nous avons voulu tester la modification recommandée par certains auteurs (Brubaker et al., 1996; Kustas et al., 1994) en introduisant un terme de radiation à la formule degrés-jour classique. Le terme supplémentaire décrit par l'équation Eq. 8-3 est ajouté à CemaNeige avec un nouveau paramètre à optimiser : α_r compris dans l'intervalle $[0;+\infty[$, ainsi qu'une donnée d'entrée supplémentaire, à savoir la radiation extraterrestre. Cette version est notée «Ray».

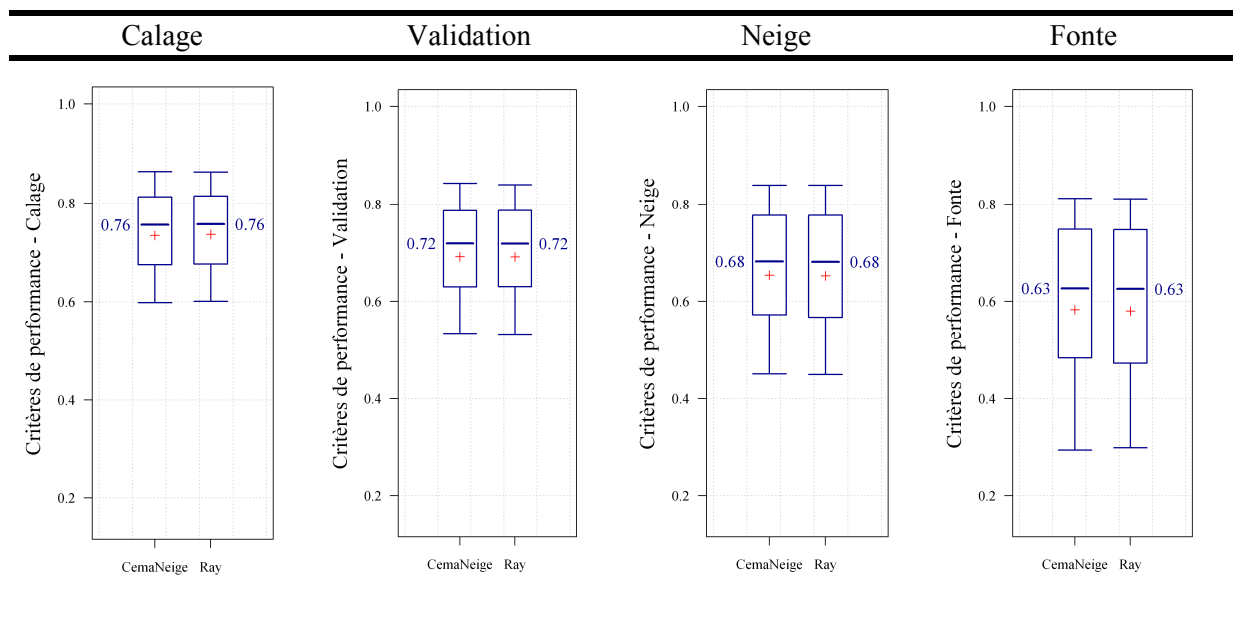


Tableau 10-1: Distributions des performances de CemaNeige et de la version «Ray» ajoutant un terme fonction de la radiation extraterrestre dans l'expression de la formule degrés-jour. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés avec MORDOR à 6 paramètres présentent des résultats similaires).

Le Tableau 10-1 montre des distributions de performance quasiment identiques en calage entre les modules CemaNeige et «Ray», malgré l'introduction d'un degré de liberté supplémentaire dans ce dernier. Les distributions en validation et sur les deux critères d'influence de la neige sont aussi très semblables. Pour comprendre les raisons de cette absence de gain, nous avons regardé l'évolution des valeurs optimisées des paramètres pour les deux versions du module neige (cf. Figure 10-1).

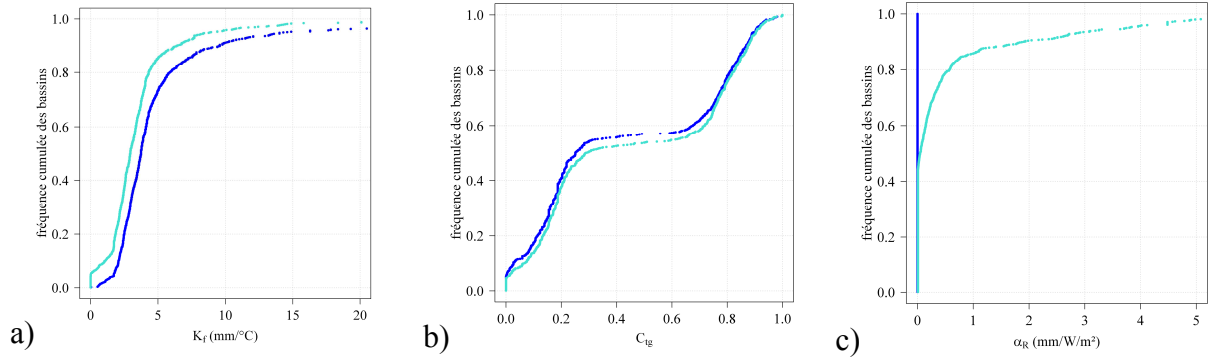


Figure 10-1 : Distributions des valeurs optimisées des paramètres neige a) le facteur de fonte, b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau et c) le coefficient de rayonnement. Le module CemaNeige est en bleu et la version "Ray" en turquoise.

Les valeurs optimisées du facteur de fonte sont différentes pour CemaNeige et «Ray» : avec «Ray», K_f diminue sur un nombre significatif de bassins (décalage de la distribution du graphe a) vers la gauche). Le coefficient de pondération de l'état thermique du stock, C_{T_G} , évolue très peu entre les deux modules. Enfin, pour environ 50 % des bassins, α_R se cale à une valeur non nulle (graphe c). La Figure 10-2 met en évidence l'interaction existant entre K_f et α_R : alors que sur les bassins avec α_R calé à zéro, la valeur de K_f n'évolue pratiquement pas entre CemaNeige et «Ray» (graphe a), une valeur strictement positive de α_R induit une diminution de K_f (graphe b). Les valeurs des deux paramètres jouent des rôles similaires : ils se compensent, expliquant ainsi l'absence de gain de performance avec la version «Ray».

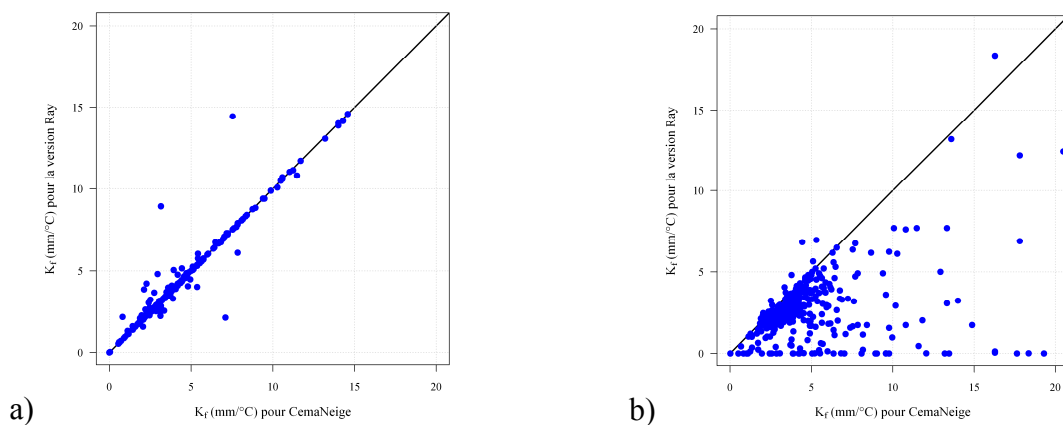


Figure 10-2 : Facteurs de fonte optimisés dans la version "Ray" du module neige en fonction des facteurs de fonte optimisés avec CemaNeige, lorsque α_R se cale a) à des valeurs nulles et b) à des valeurs strictement positives.

Ainsi, nos tests sur les possibilités de valoriser une formule degrés-jour restreinte utilisant des termes de rayonnement, et avec les données dont nous disposons, se sont révélés infructueux. Ce résultat n'est pas complètement surprenant : la fonte de la neige s'explique par la saisonnalité du rayonnement qui est « incluse » dans celle de la température.

10.2.2. Variation saisonnière du facteur de fonte

Au tout début de nos travaux sur le module neige (cf. Figure 9-2), nous avons testé l'approche utilisée par SNOW17 (Anderson, 1973; Franz, 2006). Celle-ci consiste à faire varier le facteur de fonte entre une valeur minimale au 21 décembre et maximale au 21 juin selon une sinusoïde : il n'y a plus un mais deux facteurs de fonte à optimiser (cf. Figure 8-7). Ajoutée à un module neige global et extrêmement simple (de type MOHYSE avec $T_f = 0^\circ C$ et une fonction de calcul de la fraction solide issue des travaux de l'USACE (1956)), cette approche conduisait à une amélioration des performances sur les 380 bassins versants de notre échantillon. Ces améliorations étant alors moins importantes que la prise en compte d'un pourcentage de surface enneigée, nous avons mis de côté cette option au profit de la seconde. Il est maintenant intéressant de la tester à nouveau avec CemaNeige qui possède une structure plus élaborée que le module de départ. C'est la version " K_{f_sin} " avec trois paramètres libres.

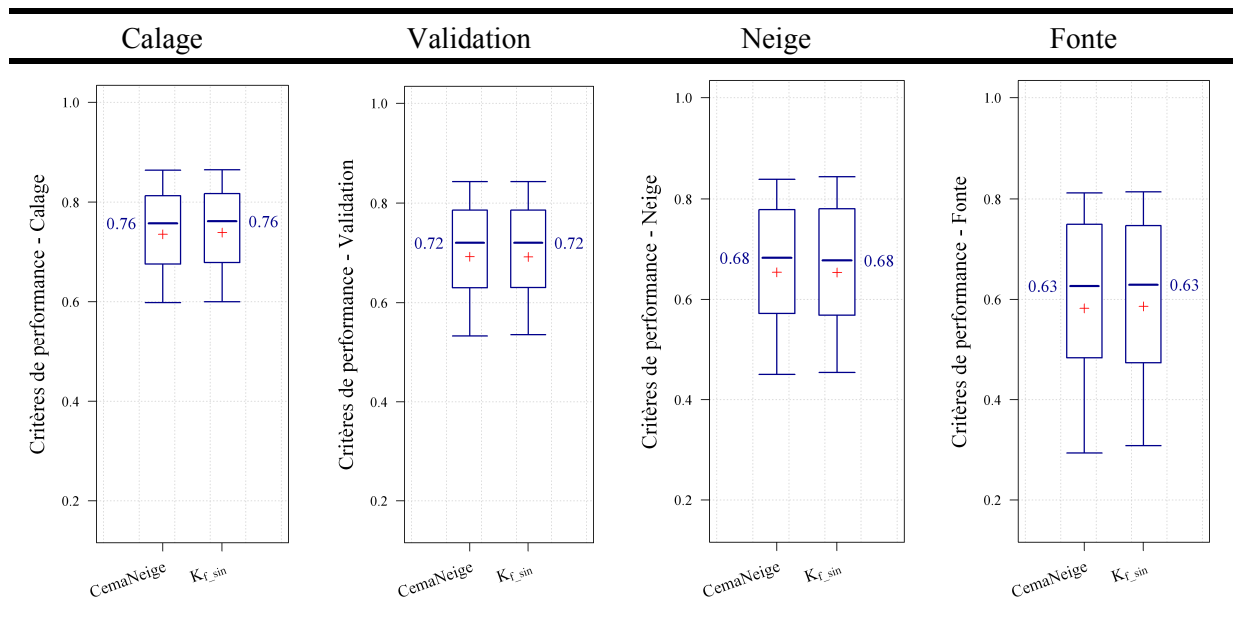


Tableau 10-2: Distributions des performances de CemaNeige et de la version « K_{f_sin} » considérant une évolution saisonnière du facteur de fonte entre le 21 décembre et le 21 juin. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés avec MORDOR à 6 paramètres présentent des résultats similaires).

Les graphes du Tableau 10-2 montrent des distributions de performance très semblables entre CemaNeige et la version " K_{f_sin} " : les valeurs médianes sont identiques quel que soit le critère auquel on s'intéresse. Seules les valeurs des quantiles 10 % semblent légèrement améliorées avec " K_{f_sin} ". A l'inverse, le quantile 25 % est dégradé sur le critère d'influence de la fonte. Aussi, introduire une saisonnalité du facteur de fonte dans CemaNeige, en plus de la condition de mûrissement du manteau et de la prise en compte du pourcentage de surface enneigée, n'améliore pas significativement ses performances, et ce, malgré le degré de liberté supplémentaire qu'il introduit.

10.2.3. Introduction d'un bilan d'énergie "ETP / fonte"

Cette idée, exploitée par Makhlouf (1994) et qui permet de ne pas utiliser deux fois la même énergie (cf. paragraphe 8.3.2.4), a été ajoutée à CemaNeige. Contrairement aux deux paragraphes précédents, elle n'introduit pas de paramètre libre supplémentaire. Il s'agit, pour un pas de temps donné et en cas de fonte du manteau, de réduire l'ETP de la quantité d'énergie consommée par la fonte, qui ne sera donc pas ensuite utilisée dans les fonctions d'évapotranspiration du modèle. Notée « ETP_f », les performances de cette version sont comparées à CemaNeige dans le Tableau 10-3.

Nous avons d'abord analysé les résultats obtenus en utilisant les modèles hydrologiques GR4J et MORDOR à 6 paramètres. La version « ETP_f » avec GR4J présente de meilleures distributions de performance que celles de CemaNeige : ajouter cette composante semble donc bénéfique pour améliorer la qualité des simulations sur notre échantillon. Avec MORDOR à 6 paramètres, les distributions des deux versions du module neige sont très similaires à l'exception du critère d'influence de la fonte pour lequel « ETP_f » donne de meilleurs résultats.

Forts de ces résultats encourageants, nous avons élargi le cadre de comparaison en regardant les évolutions avec les modèles hydrologiques TOPMO et HBV. Les résultats obtenus sont plus nuancés. D'une part, pour TOPMO, les quantiles forts ont tendance à être augmentés et les quantiles faibles diminués avec « ETP_f » par rapport à CemaNeige. D'autre part, pour HBV, ajouter un bilan ETP/fonte dégrade les performances pour les quatre critères, notamment pour les quantiles faibles et les médianes. Ces deux modèles ne disposent pas de fonctions non conservatives d'ajustement des bilans contrairement à GR4J et MORDOR à 6 paramètres. Il se peut que l'utilisation d'une partie de l'ETP au niveau de la fonte crée alors un déséquilibre des fonctions de suivi d'humidité de certains bassins. Ce point mériterait de plus amples investigations pour être élucidé.

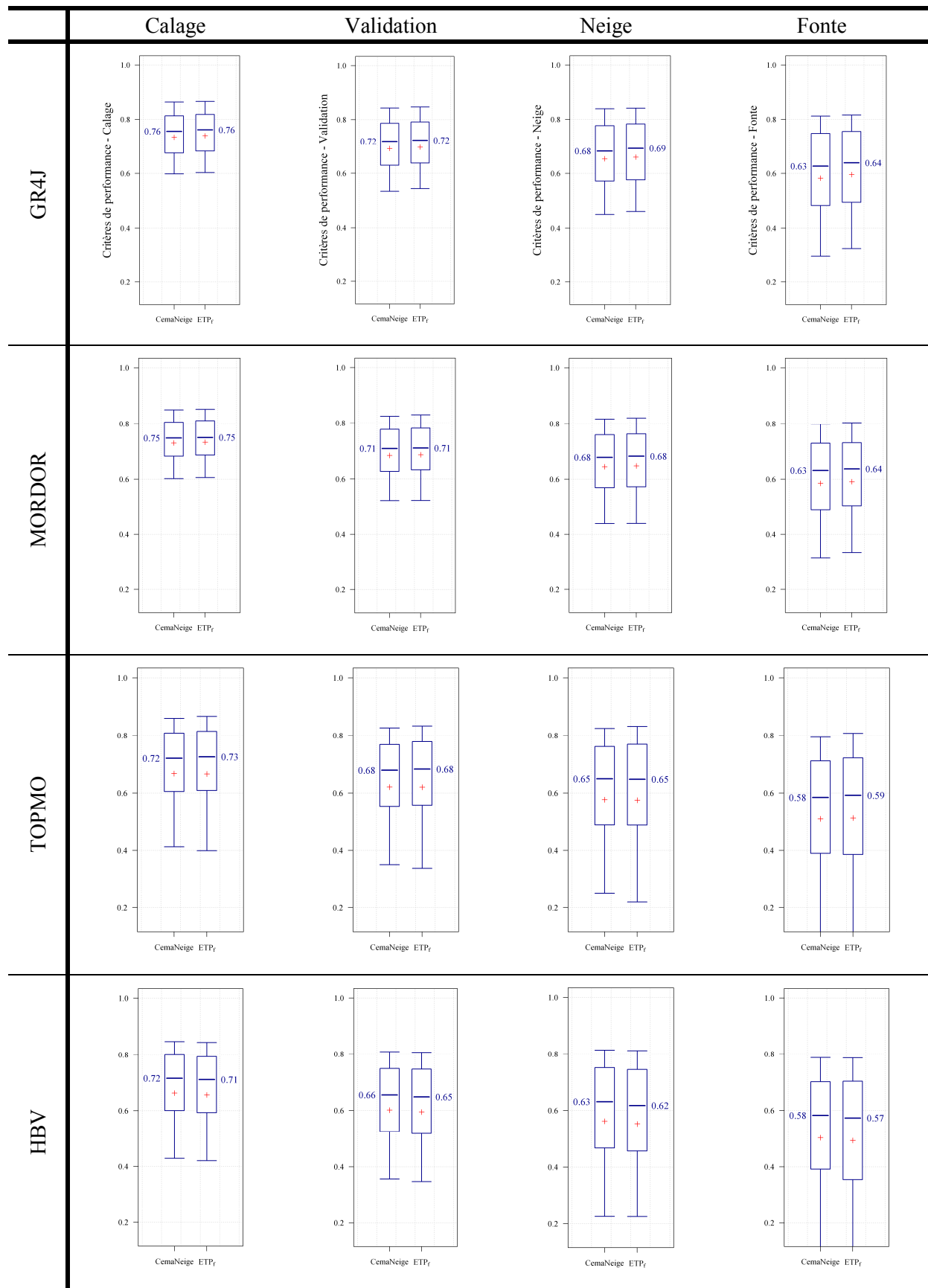


Tableau 10-3 : Distributions des performances de CemaNeige et de la version "ETP_f" avec quatre modèles hydrologiques.

L'ajout d'un bilan d'énergie simplifié entre la fonte et l'ETP dans le module neige n'est donc pas neutre. Son impact peut être soit positif, soit négatif suivant le modèle hydrologique utilisé. Souhaitant conserver une structure générale et transposable du module neige, nous n'ajoutons pas cette composante à CemaNeige. Néanmoins, cela n'empêche pas de l'ajouter au module neige pour des travaux spécifiques, notamment avec le modèle hydrologique GR4J.

10.3. Vers plus de réalisme dans la dynamique de fonte du manteau

A l'exception de l'état thermique du manteau, incrémenté à chaque pas de temps et pour chaque zone d'altitude, CemaNeige ne prend pas en compte les processus internes ayant lieu au sein du manteau neigeux. La raison en est l'absence d'amélioration significative des performances lorsque nous les introduisons dans le module neige, comme en témoignent les paragraphes suivants.

10.3.1. Capacité de rétention d'eau liquide du manteau et possibilité de regel

Nous avons vu au paragraphe 8.3.4.3 que ces deux processus (capacité de rétention d'eau liquide du manteau et regel) sont pris en compte dans divers modules neige de la littérature (Bergström, 1975; DHI, 2009; Paquet, 2004), souvent de manières bien différentes. Néanmoins, en général, deux grandeurs sont introduites : la capacité de rétention en eau liquide du manteau, notée C_{RE} , et le facteur de regel, noté K_{regel} . Abordant ce point sans idées préconçues, différentes approches ont été testées afin de déterminer si une ou plusieurs d'entre elles permettent d'améliorer les performances de CemaNeige sur notre échantillon de bassins :

- Des versions introduisant uniquement des termes fixés *a priori* (comme le module neige HBV). On les note " $C_{RE} + T_{regel}$ " où C_{RE} indique la valeur qu'on attribue à la capacité de rétention d'eau liquide du manteau et T_{regel} représente la température utilisée pour calculer la lame d'eau liquide regelée : soit $Tz(z, j)$, la température de l'air, soit $eT_G(z, j)$, l'état thermique du manteau pour la zone z et le pas de temps j . Ainsi, une version du module considérant une capacité de rétention d'eau liquide égale à 10 % du manteau et calculant le regel à partir de $eT_G(z, j)$ est notée " $0.10 + eT_G$ ".

- Des versions considérant C_{RE} comme un paramètre libre du module, K_{regel} étant égal à K_f (comme le module neige NAM). Suivant l'indice thermique utilisé pour le regel, on les note " $C_{RE} + Tz$ " et " $C_{RE} + eT_G$ ".
- Des versions considérant K_{regel} comme un paramètre libre (comme le module neige MORDOR par bandes d'altitude), C_{RE} étant fixée : " $K_{regel} + Tz$ " et " $K_{regel} + eT_G$ ".
- Des versions où C_{RE} et K_{regel} sont optimisés pour chaque bassin versant. On les note " Tz " et " eT_G " suivant l'indice thermique utilisé pour le calcul de la lame de regel.

Les graphes de la Figure 10-3 montrent que les distributions de performance sont au mieux au même niveau que celles de CemaNeige : il s'agit alors des versions qui considèrent C_{RE} , K_{regel} ou les deux paramètres comme des degrés de liberté. Même le critère de calage de ces versions ne présente pas de meilleure distribution que celle de CemaNeige. En fixant K_{regel} à la valeur optimisée du facteur de fonte et C_{RE} à 2 % du stock total, les dégradations sont légères. En revanche, les distributions sont plus nettement dégradées lorsque C_{RE} est fixée à 5 ou 10 %, y compris en calage puisque le module n'a pas la possibilité d'éliminer ces processus. Aucune différence significative n'est observée suivant qu'on utilise la température de l'air $Tz(z, j)$ ou l'état thermique du manteau $eT_G(z, j)$ pour calculer la lame de regel.

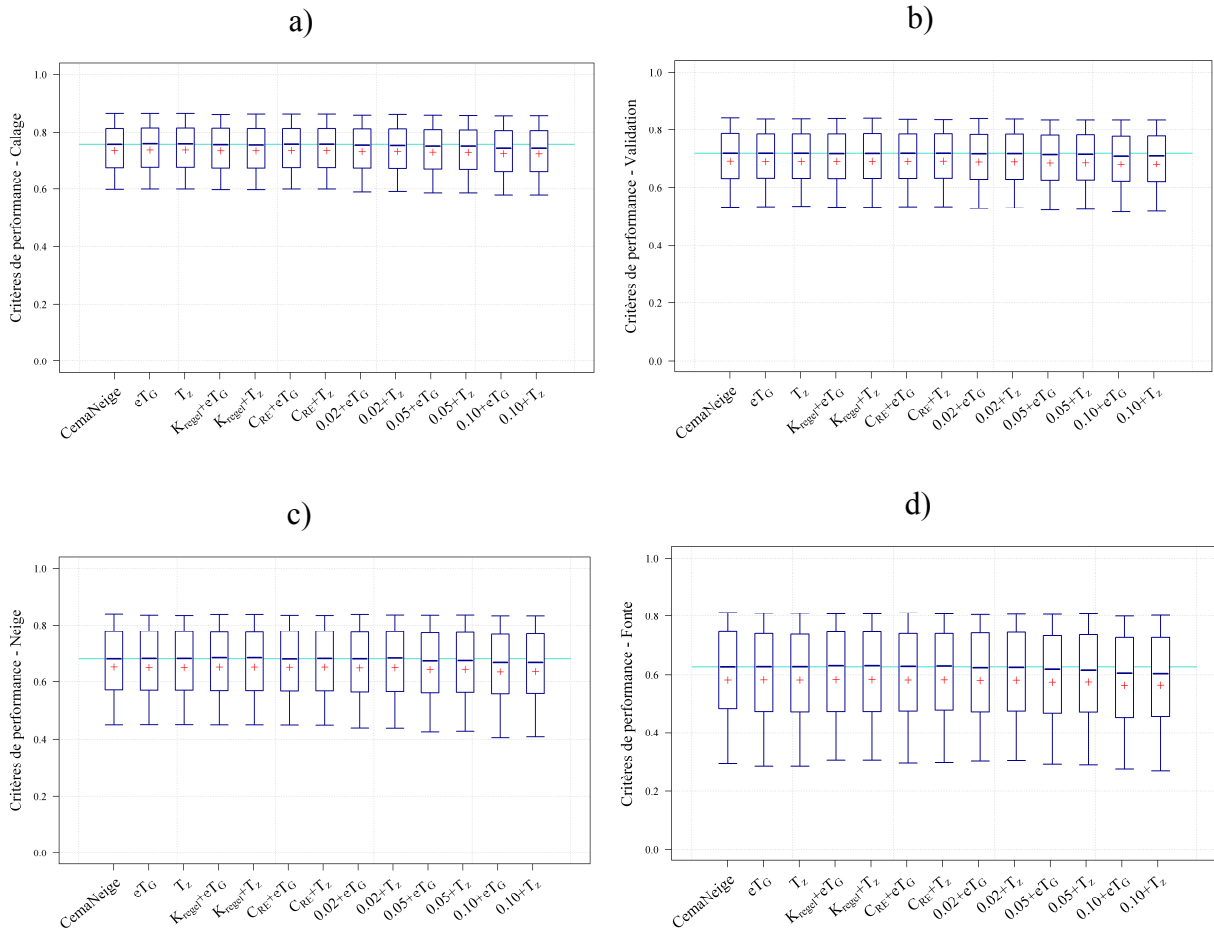


Figure 10-3 : Distributions des performances de CemaNeige et de différentes versions du module introduisant une possibilité de rétention d'eau liquide du manteau de neige et de regel de cette eau liquide pour les critères a) de calage, b) de validation, c) d'influence de la neige et d) d'influence de la fonte. Tests réalisés avec GR4J (les tests effectués avec MORDOR à 6 paramètres conduisent à des résultats similaires).

Nous nous concentrons sur les versions " T_z " et " eT_G " pour lesquelles C_{RE} et K_{regel} sont libres, pour essayer de comprendre comment est perçue l'introduction de ces processus par le module CemaNeige. En laissant le modèle optimiser la capacité de rétention, C_{RE} se cale à 0 pour presque 50 % des bassins de l'échantillon (cf. Figure 10-4 a) : la moitié des bassins ne voit donc pas d'intérêt à prendre en compte ces processus dans la simulation de la composante nivale, et les élimine dès le calage. Les distributions du facteur de regel, tracées uniquement pour $C_{RE} > 0$ (Figure 10-4 b) montrent que sur plus de 20 % des bassins restants, K_{regel} présente une forte valeur, supérieure à 5 mm/j : l'eau liquide du manteau règle alors très vite.

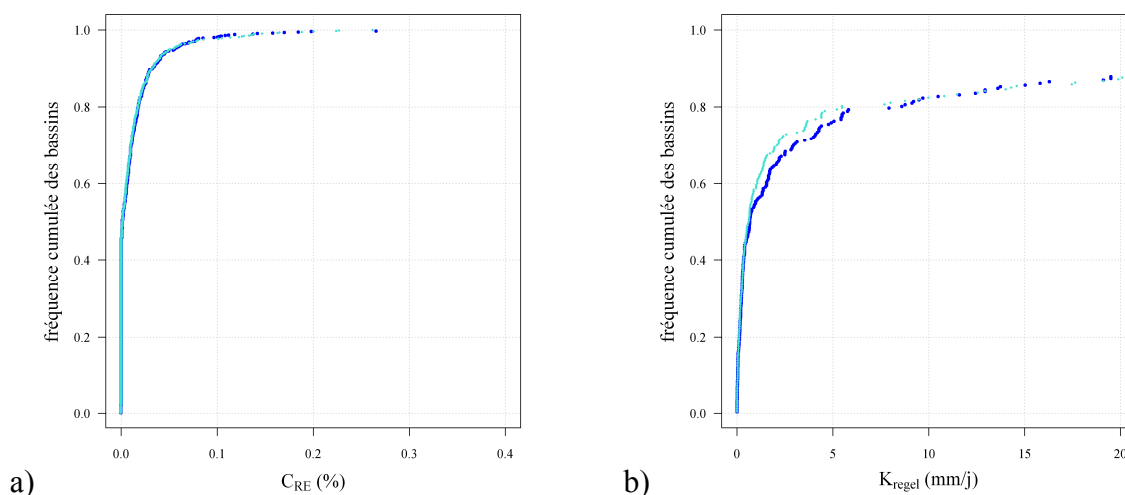


Figure 10-4 : Distributions des valeurs optimisées des paramètres a) C_{RE} (sur 380 bassins) et b) K_{regel} (lorsque C_{RE} est optimisée à une valeur strictement positive), pour les versions testées à quatre paramètres. La version " eT_G " est en bleu foncé et la version " Tz " en turquoise.

La Figure 10-5 présente les distributions de performance uniquement pour les bassins sur lesquels C_{RE} est optimisée à une valeur supérieure à 1 % (soit 118 bassins). Un gain significatif est observé pour les versions " eT_G " et " Tz " en calage. Néanmoins, leurs distributions du critère de validation sont toujours similaires à celles de CemaNeige. Enfin, sur les critères d'influence de la neige et de la fonte, les valeurs médianes des distributions sont meilleures pour " eT_G " et " Tz " mais les boîtes (quantiles 25 et 75 %) et surtout les moustaches (quantiles 10 et 90 %) sont dégradées par rapport à CemaNeige. Au vu de l'absence de gain significatif malgré la complexification croissante du module neige, et du fait que près de la moitié des bassins éliminent purement et simplement cette composante lors du calage, nous n'introduisons pas de possibilité de rétention d'eau liquide et de regel au sein du stock de neige dans CemaNeige.

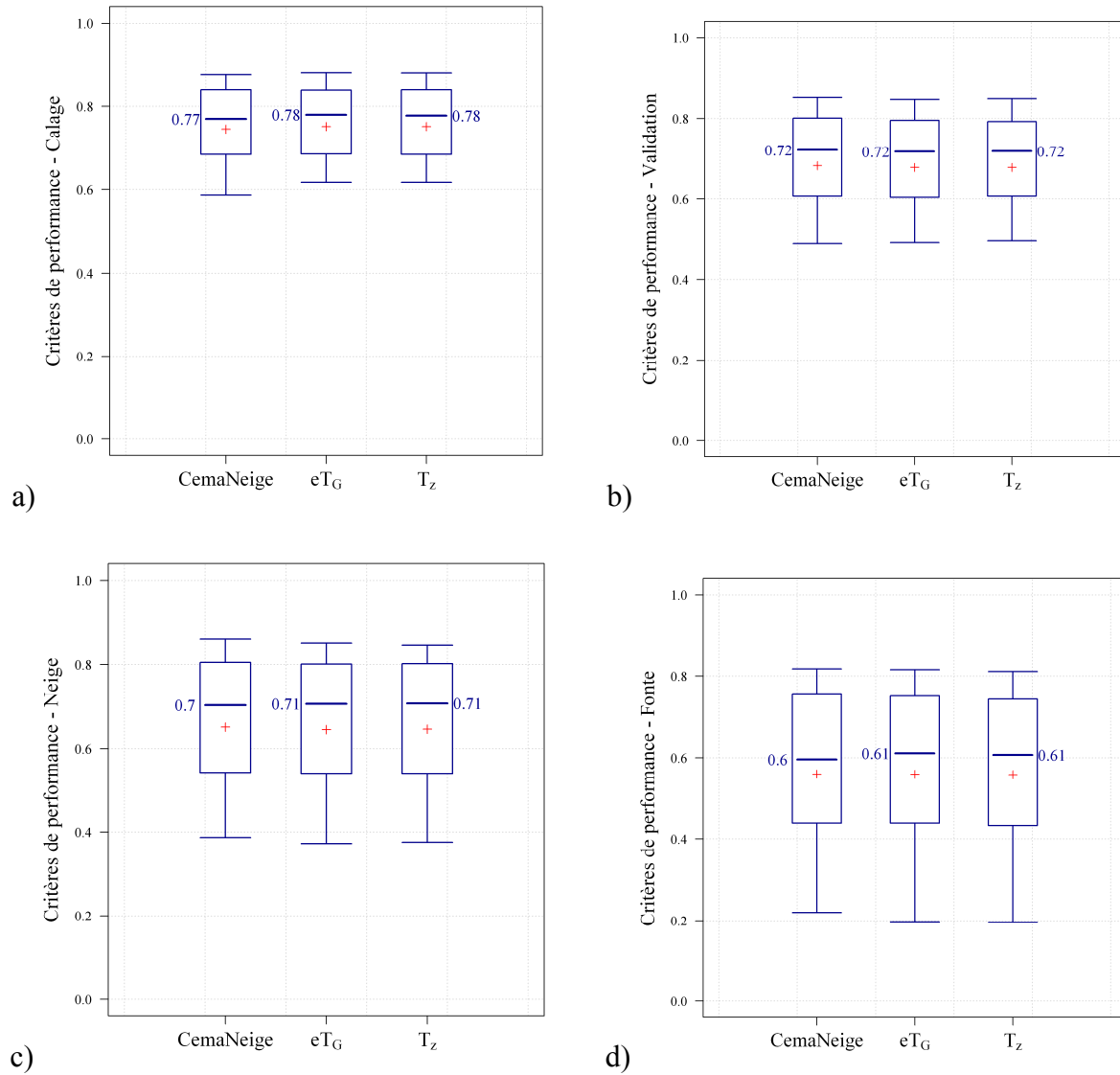


Figure 10-5 : Comparaison des distributions de performance de CemaNeige et des versions à quatre paramètres libres (" eT_G " et " T_z ") sur les bassins où C_{RE} est optimisée à une valeur supérieure à 1 % pour le critère a) de calage, b) de validation, c) de neige et d) de fonte, avec GR4J.

10.3.2. Événements de pluie sur le manteau neigeux

Le paragraphe 8.3.4.4 décrit l'approche physique permettant de calculer la fonte induite par une pluie sur un manteau mûr (c'est-à-dire à 0 °C). La Figure 8-11 souligne également qu'il faut une quantité de pluie conséquente et des températures assez élevées pour observer une fonte importante du manteau. Nous avons testé cette approche, notée « F_{pluie} » et comparé les performances obtenues avec celles de CemaNeige.

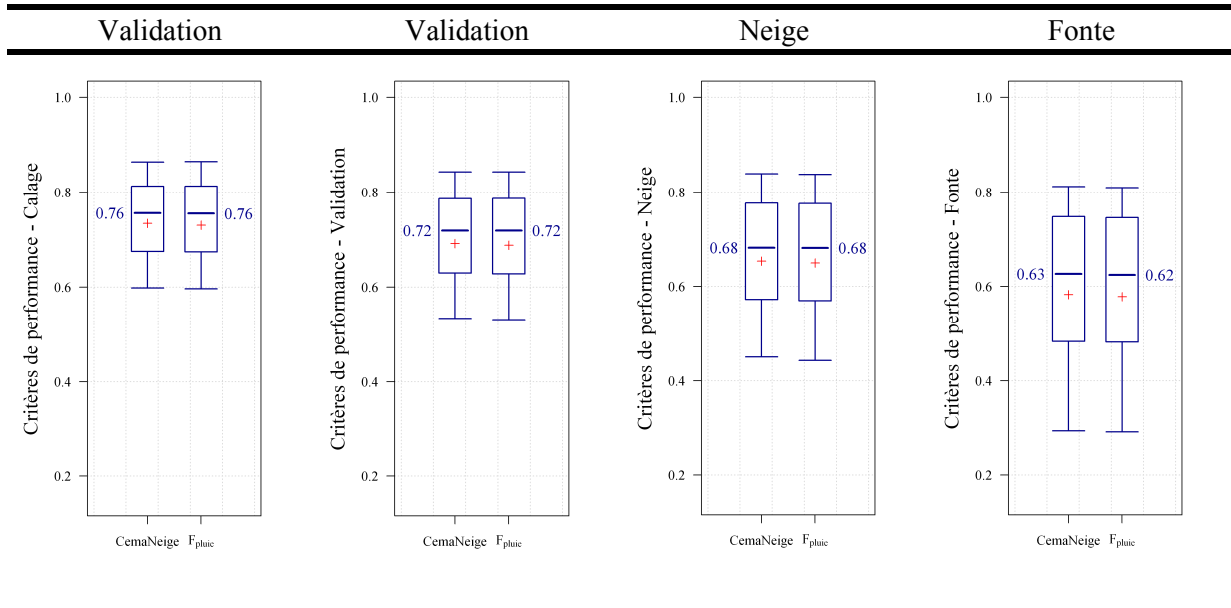


Tableau 10-4: Distributions des performances de CemaNeige et de la version « F_{pluie} » prenant en compte les événements de pluie sur neige qui induisent une fonte. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés avec MORDOR à 6 paramètres présentent des résultats similaires).

Au regard des distributions de performance présentées par le Tableau 10-4, prendre en compte les événements de pluie sur un manteau neigeux mûr ($eT_G = 0$) n'améliorent pas la qualité des simulations quel que soit le critère auquel on s'intéresse. Qui plus est, les distributions des paramètres ne sont pas modifiées (cf. Figure 10-6).

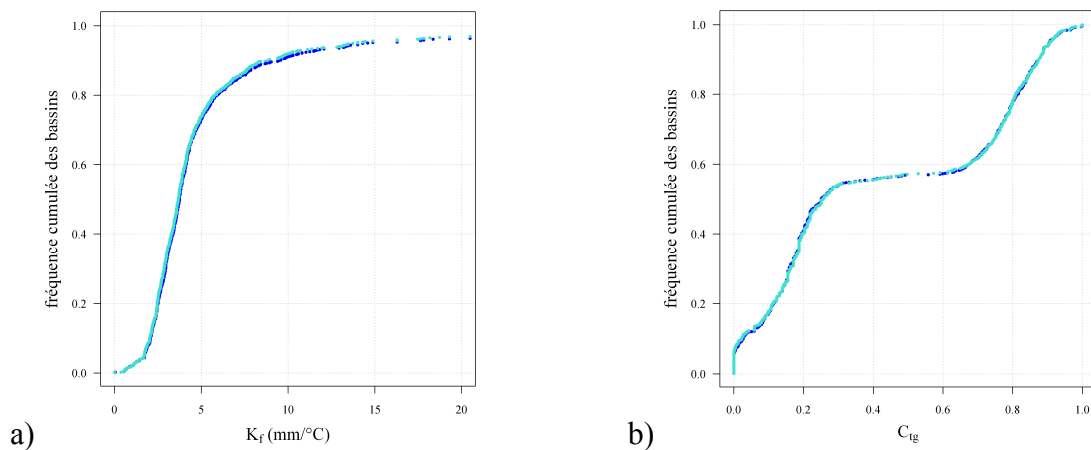


Figure 10-6 : Distribution des paramètres optimisés pour a) le facteur de fonte et b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau. CemaNeige est en bleu foncé et « F_{pluie} » en turquoise. Le modèle hydrologique utilisé est GR4J.

Si on s'intéresse au nombre moyen de jours par an pour lesquels la lame de fonte induite par la pluie, F_{pluie} , est supérieure à un seuil donné (cf. Figure 10-7), nous observons que ce phénomène est en réalité, très marginal. Quel que soit le pays auquel on s'intéresse, plus de 90 % des bassins présentent moins de six jours par an avec $F_{pluie} \geq 0.5$ mm/j et aucune journée où la lame de fonte dépasse 5 mm/j.

Au vu de ces résultats et de la faible occurrence du phénomène, nous ne jugeons pas utile d'inclure ce processus au sein du module neige CemaNeige. Néanmoins, si un utilisateur souhaitait l'ajouter, il a toutes les cartes en main pour le faire.

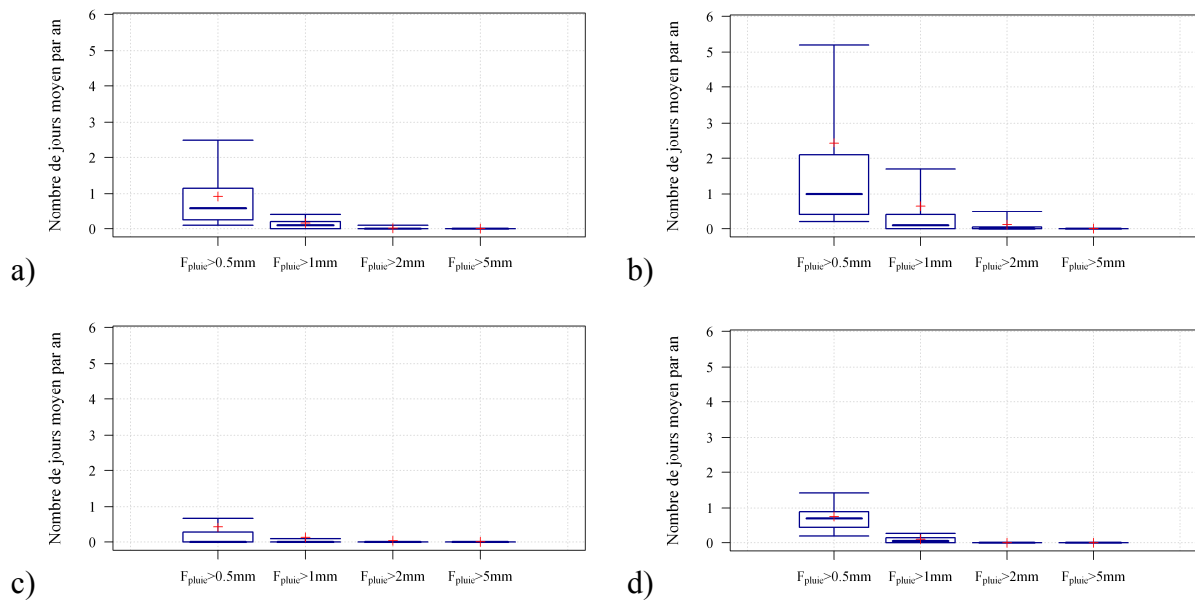


Figure 10-7 : Nombre moyen de jours par an où la lame de fonte induite par une pluie sur le manteau neigeux est supérieure à un seuil donné (indiqué en abscisse) pour a) les 219 bassins français, b) les 31 bassins suisses, c) les 94 bassins suédois et d) les 36 bassins québécois.

10.3.3. Fonte à la base du manteau

Pour introduire cette composante dans CemaNeige, deux versions ont été testées. D'une part, on considère un nouveau paramètre à optimiser (K_{f_base}) : c'est la version « $K_f B$ ». D'autre part, on considère une fonte constante de 0.2 mm.j^{-1} à la base de la partie enneigée (valeur issue des tests réalisés avec le module neige MORDOR, cf. Annexe F) : c'est la version « $K_f = 0.2$ ». Les résultats sont synthétisés dans le Tableau 10-5.

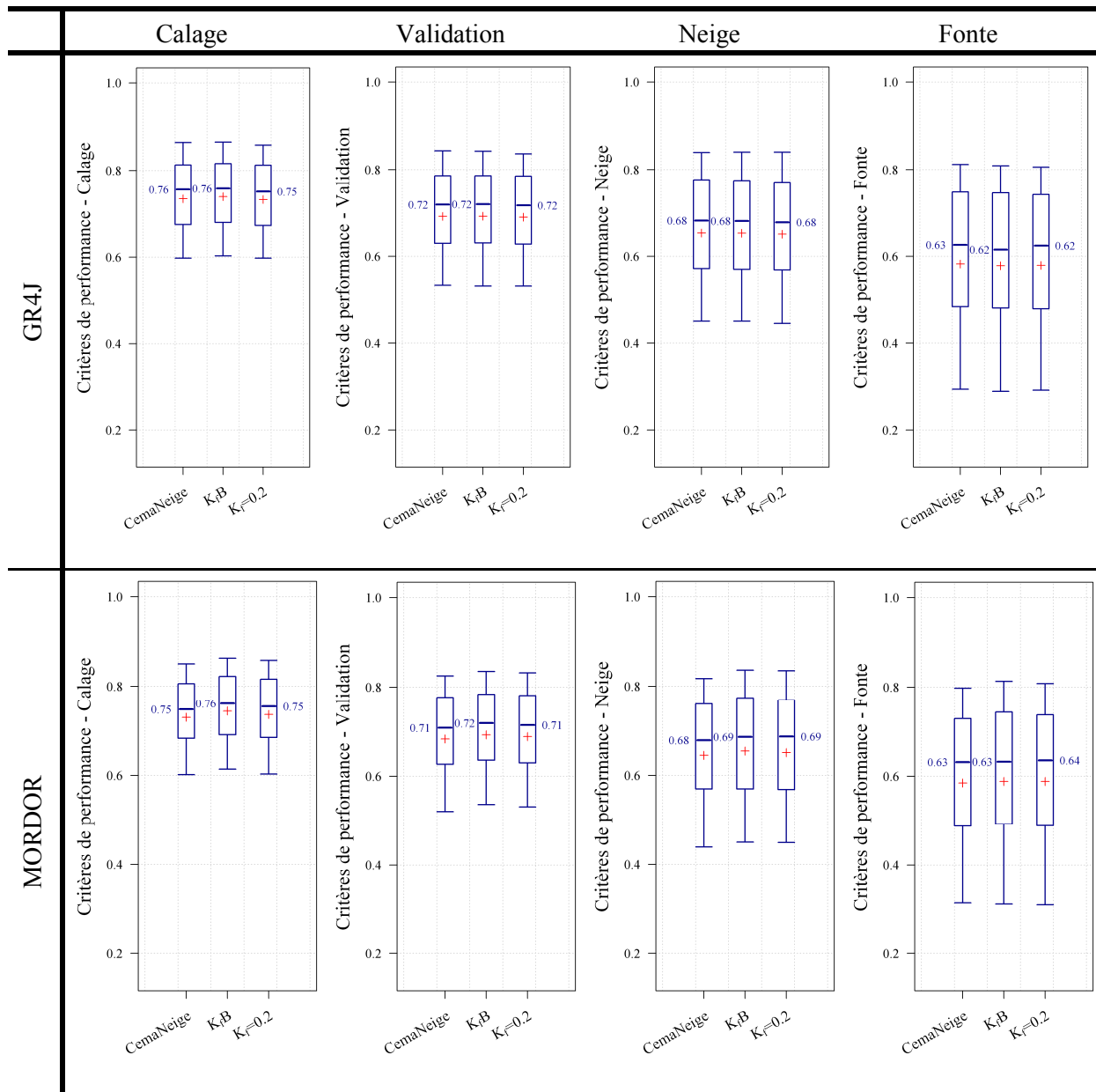


Tableau 10-5 : Distributions des performances de CemaNeige et des versions « $K_f B$ » et « $K_f = 0.2$ » considérant une lame de fonte constante à la base du manteau de neige. La première ligne regroupe les résultats avec le modèle hydrologique GR4J et la seconde, ceux avec MORDOR à 6 paramètres.

Lorsque le modèle hydrologique est GR4J, la comparaison des distributions de performance de CemaNeige avec les deux versions ne montre aucun gain significatif en introduisant une fonte à la base du stock : les trois boîtes à moustaches sont similaires pour le critère de validation et d'influence de la neige, celles du critère d'influence de la fonte montrent même une légère dégradation, notamment des valeurs médianes. Il n'est donc pas justifié de prendre en compte ce processus pour traiter la composante nivale avec GR4J. En revanche, les

résultats sont différents avec le modèle hydrologique MORDOR à 6 paramètres. Les boîtes à moustaches présentent de meilleures distributions dès lors que le module neige prend en compte une fonte à la base du manteau. C'est particulièrement vrai pour le critère de validation.

Nous comparons les valeurs optimisées du facteur de fonte à la base du stock de la version « $K_f B$ » avec GR4J d'une part et MORDOR d'autre part (cf. Figure 10-8). Avec le modèle GR4J, K_{f_base} est optimisé à zéro pour 60 % des bassins versants : le processus est éliminé au cours de l'étape de calage. En revanche, avec le modèle MORDOR, K_{f_base} est nul pour seulement 20 % des bassins et semble présenter un intérêt pour le reste de l'échantillon.

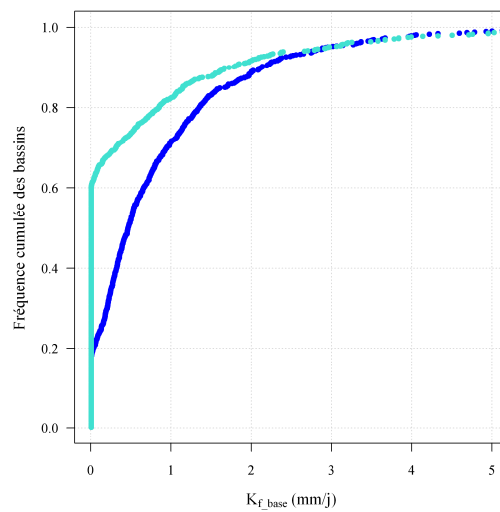


Figure 10-8 : Distributions des valeurs optimisées de K_{f_base} (version " $K_f B$ ") avec les modèles hydrologiques GR4J (en turquoise) et MORDOR à 6 paramètres (en bleu).

Ces résultats, qui diffèrent suivant le modèle hydrologique utilisé, montrent que l'introduction de ce processus est difficilement généralisable. Il peut poser des problèmes de robustesse, notamment si nous choisissons un facteur de fonte fixé *a priori* (version « $K_f = 0.2$ ») : un nombre important de bassins sont dégradés avec cette composante, et l'éliminent au calage si on leur en donne la possibilité (cf. Figure 10-8). Parce que les résultats dépendent du modèle hydrologique utilisé et afin de respecter l'approche présentée au Chapitre 7, nous n'incluons pas de calcul de la fonte à la base du manteau dans le module CemaNeige.

10.4. Valorisation des extrema journaliers de température

En nous inspirant de l'approche du module neige MORDOR par bandes d'altitude (Paquet, 2004), nous avons cherché à valoriser les températures journalières minimales et maximales au niveau de la fonte. Pour ce faire, deux indices de température, qui sont des pondérations des extrema journaliers de température, remplacent désormais la simple utilisation de la température moyenne de l'air :

- $T_{fonte}(z, j)$, un indice thermique utilisé pour l'ensemble des termes relatifs à la fonte :

$$T_{fonte}(z, j) = C_{Tf} \times T_{\min}(z, j) + (1 - C_{Tf}) \times T_{\max}(z, j) \quad \text{Eq. 10-1}$$

- $T_{eT_G}(z, j)$, un indice thermique utilisé pour incrémenter l'état thermique du stock :

$$T_{eT_G}(z, j) = C_{Tstock} \times T_{\min}(z, j) + (1 - C_{Tstock}) \times T_{\max}(z, j) \quad \text{Eq. 10-2}$$

Pour chaque indice thermique, un nouveau coefficient de pondération des températures minimales et maximales est introduit. Il est à caler ou à fixer *a priori*. Trois versions ont été testées et comparées à CemaNeige: " $C_{Tf} + C_{Tstock}$ " (les deux paramètres sont optimisés au cours de l'étape de calage), " C_{Tf} " (le coefficient est libre, C_{Tstock} est fixé à 0.5) et " C_{Tstock} " (le coefficient est libre, C_{Tf} est fixé à 0.5).

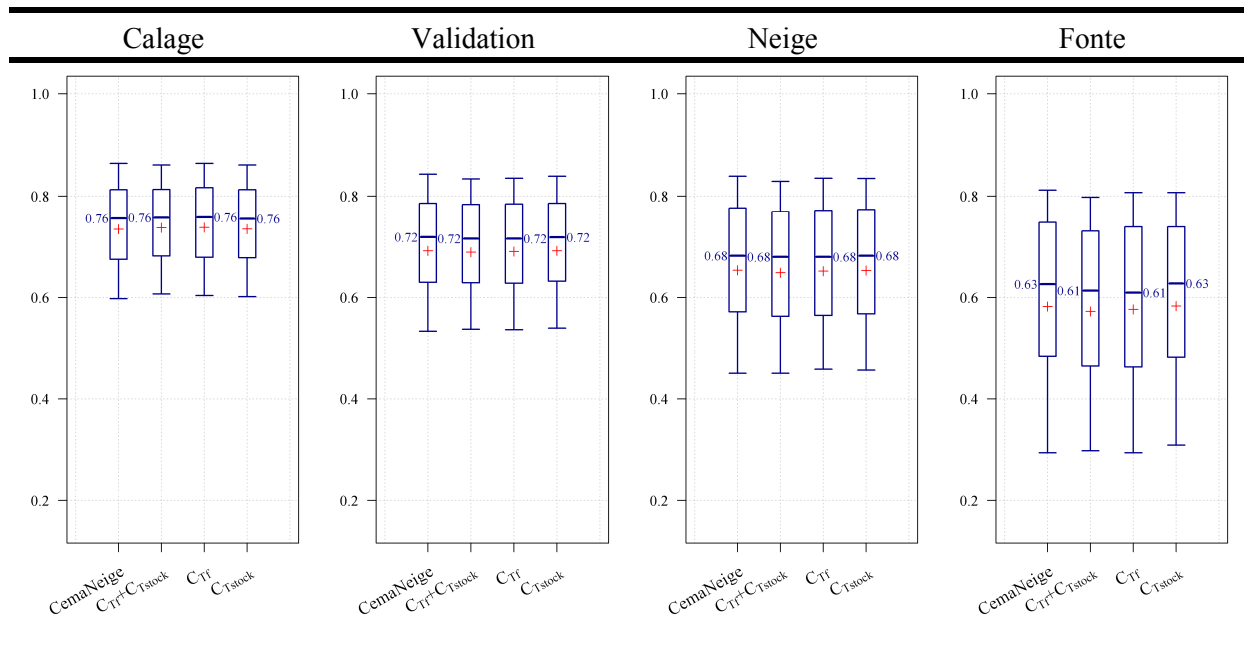


Tableau 10-6 : Distributions des performances de CemaNeige et des versions « $C_{Tf} + C_{Tstock}$ », « C_{Tf} » et « C_{Tstock} » avec le modèle hydrologique GR4J.

Les distributions de performance en calage ne montrent pas d'amélioration significative pour les trois nouvelles versions par rapport à CemaNeige (cf. Tableau 10-6), alors même qu'elles possèdent un, voire deux, degrés de liberté supplémentaires. Nous constatons une dégradation des distributions de performance pour les critères de validation, d'influence de la neige et de la fonte. Cette perte de performance est plus importante lorsqu'on remplace la température moyenne par $T_{fonte}(z, j)$ qui intervient directement dans le calcul de la lame de fonte. En laissant libre C_{Tf} et en utilisant les extrema journaliers à la place de la température moyenne de l'air, nous n'arrivons pas à retrouver l'efficacité du module CemaNeige.

En revanche, la version " C_{Tstock} " est la moins dégradée des trois, et présente même des quantiles 10 % légèrement meilleurs que ceux de CemaNeige. $T_{eT_G}(z, j)$ intervient uniquement dans le calcul de l'état thermique du manteau. L'impact de C_{Tstock} est ainsi lissé sur plusieurs pas de temps. Qui plus est, il interagit avec le paramètre C_{T_G} . La Figure 10-9 montre les distributions de ce dernier avec CemaNeige (en bleu) et la version " C_{Tstock} " en turquoise : en ajoutant le coefficient C_{Tstock} , la distribution est modifiée, mais surtout, il est difficile d'optimiser C_{T_G} qui reste égal à sa valeur initiale (0.2) pour plus de 30 % des bassins. Ce résultat n'est pas satisfaisant non plus d'un point de vue de la parcimonie que nous cherchons à conserver.

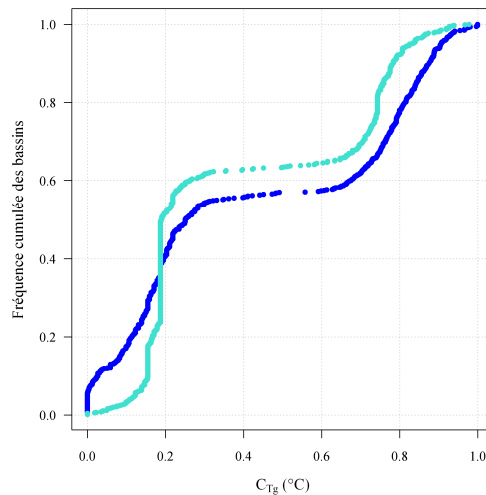


Figure 10-9 : Distribution du paramètre C_{T_G} pour CemaNeige (en bleu) et la version " C_{Tstock} " (en turquoise) avec le modèle hydrologique GR4J.

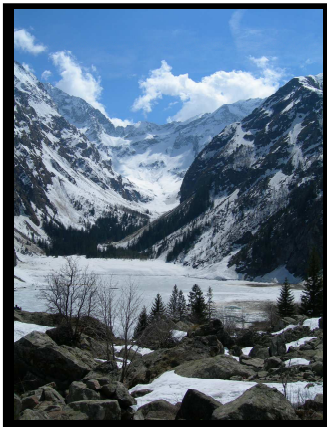
Les différents tests de valorisation des extrema journaliers de température dans le calcul de la fonte se sont révélés insatisfaisants. Nous conservons notre approche avec la température moyenne journalière de l'air.

10.5. Synthèse

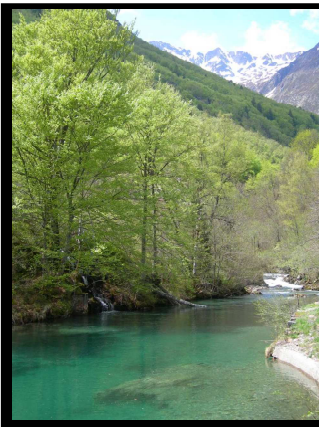
Parmi les voies d'amélioration que nous avons passées en revue et que nous avons finalement considérées comme des impasses, toutes n'ont pas été rejetées pour les mêmes raisons. Certaines n'apportent rien, ou pratiquement rien, en termes d'efficacité du module neige, tout en introduisant pourtant des degrés de liberté supplémentaires. C'est le cas de nos tentatives pour prendre en compte la saisonnalité de la fonte dans la formule degrés-jour ou encore la présence d'eau liquide dans le manteau neigeux. D'autres tests comme le calcul d'une fonte due aux événements de pluie sur neige n'ont pas d'impact en raison de leur faible occurrence. Enfin, des idées qui paraissent prometteuses avec un modèle hydrologique donné peuvent jouer un rôle négatif avec d'autres modèles. Ainsi, considérer une fonte à la base du manteau est apprécié par MORDOR à 6 paramètres mais n'a quasiment pas d'impact sur les performances avec GR4J. De même, un bilan entre l'ETP et la fonte est performant lorsque le module neige est utilisé avec GR4J mais dégrade les simulations avec HBV.

Finalement, ces quelques points soulignent que toutes les idées ne sont pas bonnes à être conservées pour un module neige que nous souhaitons parcimonieux et général, c'est-à-dire facilement transposable d'une structure à l'autre et dans différents environnements. Il ne s'agit pas d'impasse à proprement parler, mais plutôt d'options jouant un rôle de deuxième ordre pour la simulation des débits : elles ne sont probablement pas inutiles pour la représentation de l'évolution d'un manteau neigeux (mais nous n'avons pas le moyen de les valider sans données supplémentaires, sur les stocks de neige par exemple). Cependant elles ne sont pas utiles pour la représentation des débits à l'exutoire.

Partie IV : Évaluation des résultats de la thèse



Lac du Lauvitel (Isère)
Avril 2006



Artigue (Ariège)
Mai 2007



La Clarée (Hautes-Alpes)
Mai 2008

Chapitre 11.

Évaluation des données d'entrée spatialisées

11.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous souhaitons revenir sur l'importance de la qualité des données d'entrée (précipitations et températures de l'air) pour la modélisation hydrologique. C'est également un moyen de confronter les données issues de notre méthode de spatialisation (et utilisée pour l'ensemble des travaux présentés jusque-là) à d'autres méthodes d'estimation des précipitations et des températures de l'air, plus largement utilisées et éprouvées par la littérature.

Associant le modèle hydrologique GR4J et le module neige CemaNeige, nous comparons d'abord les performances obtenues avec les données issues de notre méthode de spatialisation (qui introduit des corrections altitudinales) et avec une méthode d'estimation sans prise en compte de l'effet de l'altitude : nous employons la méthode de polygones de Thiessen (1911), très classiquement utilisée en hydrologie. Puis, dans une deuxième partie, nous comparons les simulations réalisées avec nos données à celles issues de l'analyse SAFRAN (Le Moigne, 2002) de Météo France qui introduit également une correction avec l'altitude.

Notons que ces analyses de sensibilité sont dynamiques, dans le sens où nous avons réalisé un calage du modèle (et du module neige associé) pour chaque type d'entrées, par opposition à une approche statique où nous n'aurions pas laissé cette marge de manœuvre au modèle (Andréassian et al., 2004).

11.2. Données d'entrée sans prise en compte de l'effet de l'altitude

Au paragraphe 2.5.2.1, nous avons présenté le principe de la méthode des polygones de Thiessen (1911) avec un exemple sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. Elle permet de sélectionner et pondérer les stations de précipitation et de température des réseaux dont nous disposons. Mais, elle ne prend pas en compte l'effet de l'altitude. Nous avons appliqué cette méthode pour estimer des pluies et températures de bassin.

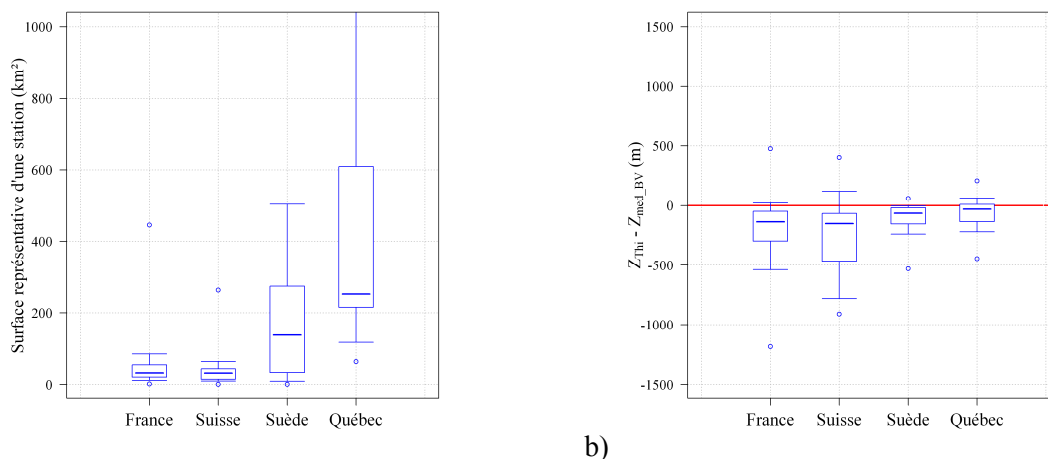
11.2.1. Présentation des données d'entrée estimées par la méthode des polygones de Thiessen

Caractéristiques des stations de pluie sélectionnées avec la méthode des polygones de Thiessen

Au regard des recommandations de l'OMM (1994), qui préconisent une densité minimale d'une station pour 250 km² en zone de montagne, le nombre de stations pluviométriques sélectionnées par la méthode des polygones de Thiessen¹ en France, en Suisse et en Suède semble tout à fait acceptable (Figure 11-1 a). En revanche, la moitié des bassins versants québécois ont une densité de stations supérieure à 250 km², et même, pour 10 % des bassins, supérieure à 1300 km², ce qui peut avoir une influence notable sur l'estimation des précipitations de bassin.

Pourtant, avoir un réseau suffisamment dense (au sens de l'OMM (1994)) ne garantit pas pour autant une bonne représentativité de la précipitation sur le bassin. Un indicateur intéressant est de comparer Z_{Thi} , l'altitude des stations sélectionnées avec Thiessen et pondérées de leurs coefficients représentatifs, avec Z_{med_BV} , l'altitude médiane des bassins versants, comme nous l'avons vu au Chapitre 5. Le graphe b) de la Figure 11-1 souligne ainsi que Z_{Thi} est très souvent inférieure à Z_{med_BV} : en général, les postes sont situés plus bas que les bassins versants de notre échantillon. Alors que ces différences sont assez réduites en Suède et au Québec, elles peuvent être supérieures à 500 m pour 10 % des bassins français et 25 % des bassins suisses. Ainsi, la différence est d'environ 700 m sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (France) ou encore de 800 m sur le bassin de la Dischmabach à Davos (Suisse).

¹ Par commodité, nous utilisons aussi bien la formulation complète « estimation par la méthode des polygones de Thiessen » que le raccourci « estimation avec Thiessen ».



a) b)
 Figure 11-1 : Caractéristiques de la méthode des polygones de Thiessen appliquée aux stations de précipitation. a) Distributions des surfaces moyennes représentatives des stations pour chacun des bassins versants et b) distributions des différences entre Z_{Thi}^1 , l'altitude de Thiessen, et Z_{med_BV} , l'altitude médiane des bassins versants (m).

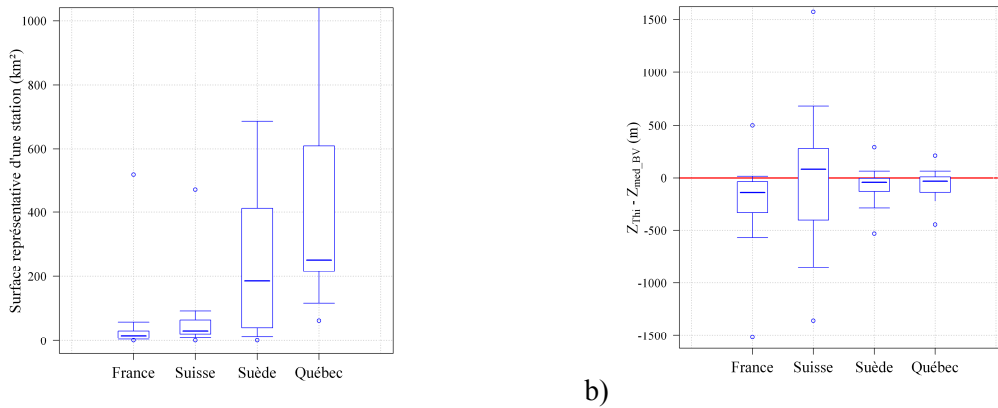
Caractéristiques des stations de températures sélectionnées avec la méthode des polygones de Thiessen

Comme pour la précipitation, les densités des stations de température sélectionnées avec Thiessen sont dans la limite des recommandations faites par l'OMM (1994) à l'exception du Québec² (graphe a de la Figure 11-2). Les différences d'altitude en Suède et au Québec sont négatives, mais assez réduites pour la majorité des bassins versants. En France, les stations sont clairement situées en vallée par rapport aux bassins versants de notre échantillon. Le bassin de l'Artigue à Auzat (Ariège – Pyrénées, 24 km²) présente une différence supérieure à 1500 m entre son altitude médiane à 2250 m et la station de Aulus-les-Bains située à 700 m d'altitude seulement (c'est la seule station servant à l'estimation de la température pour ce bassin). Enfin, en Suisse, les différences d'altitude sont importantes et aussi bien positives que négatives (graphe b de la Figure 11-2) : les stations sélectionnées avec Thiessen sont rarement représentatives de l'altitude médiane des bassins versants correspondants. Or, pour prendre en compte la composante nivale, il est nécessaire de bien estimer la température de l'air qui régit aussi bien les processus d'accumulation que de fonte. Avec de telles différences d'altitude

¹ Z_{Thi} représente, pour un bassin versant donné, l'altitude estimée à partir de celles des stations sélectionnées par la méthode des polygones de Thiessen, et pondérées par le poids de chacune de ces stations. Elle nous permet d'avoir une idée de l'altitude représentative de la pluie de bassin calculée.

² Le réseau de stations québécoises dont nous disposons est identique pour les mesures de précipitations et de température de l'air.

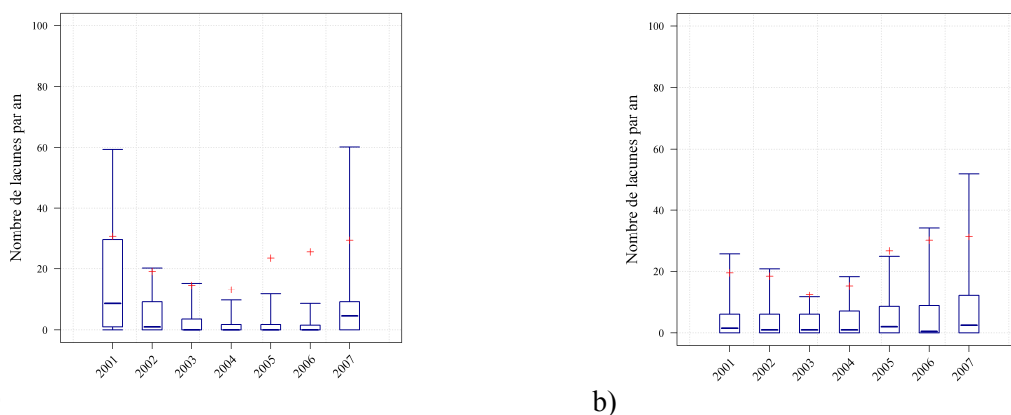
entre les points de mesure des températures et les bassins, il y a fort à parier que nos modèles auront de la peine à simuler les débits.



a) Figure 11-2 : Caractéristiques de la méthode des polygones de Thiessen appliquée aux postes de température de l'air. a) Distributions des surfaces moyennes représentatives des stations pour chacun des bassins versants et b) distributions des différences entre Z_{Thi} , l'altitude de Thiessen, et Z_{med_BV} , l'altitude médiane des bassins versants (m).

Étude du cas québécois

Au Québec, nous ne disposons que de 78 stations de mesure des précipitations et températures de l'air. De plus, les données présentent un nombre non négligeable de lacunes au niveau des précipitations et des températures (cf. Figure 11-3). Au vu de la faible densité des stations par rapport à l'étendue de la zone concernée, il est difficilement envisageable de combler les lacunes par des méthodes utilisant les stations voisines à disposition. Ces lacunes se répercutent donc au niveau des estimations de pluie et de température de bassin réalisées avec la méthode des polygones de Thiessen. Aussi, nous ne traiterons pas les bassins québécois dans la comparaison à venir entre deux jeux de données d'entrée.



a) Figure 11-3 : Distributions du nombre de lacunes par an sur les 78 stations de mesure québécoises pour a) les données de précipitations et b) les températures moyennes de l'air. La période 2001-2007 correspond à l'intervalle de temps sur lequel nous disposons d'informations de débit sur les bassins.

11.2.2. Comparaison des différentes options de spatialisation des données d'entrée

Nous comparons les données estimées par la méthode des polygones de Thiessen, notées $D_{Thiessen}$, avec les données estimées par notre méthode de spatialisation, notée $D_{Cemagref}$. D représente la précipitation, le cumul de neige ou encore la température de l'air.

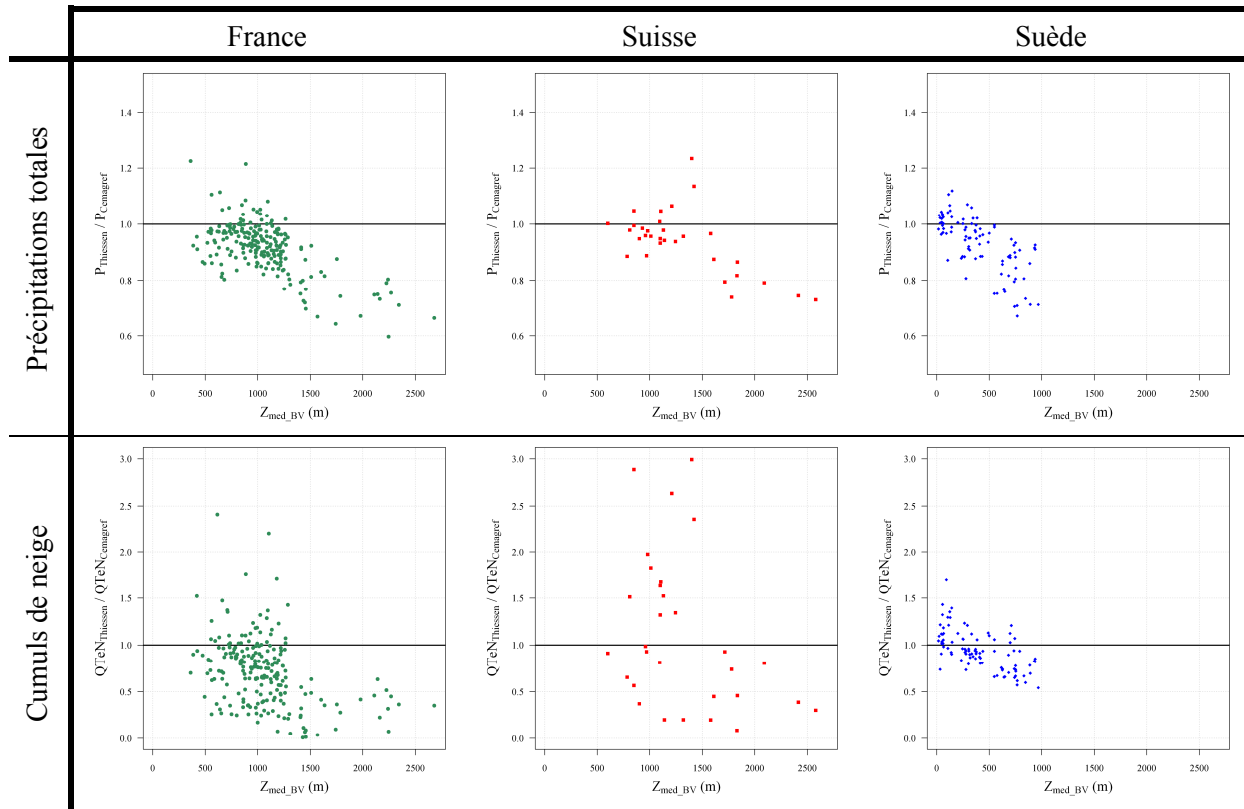


Tableau 11-1 : Rapport des grandeurs estimées avec la méthode des polygones de Thiessen et notre méthode de spatialisation. La première ligne présente le rapport des cumuls annuels moyens (précipitations totales) en fonction de l'altitude médiane des bassins. La deuxième ligne présente le rapport des cumuls annuels moyens de neige (la différenciation se fait avec $T_{seuil} = 0^{\circ}C$) en fonction de l'altitude médiane des bassins.

Les graphes de la première ligne du Tableau 11-1 montrent que les cumuls moyens annuels de $P_{Cemagref}$ sont généralement plus importants que ceux de $P_{Thiessen}$. De plus, la différence entre les deux cumuls augmente avec l'altitude médiane des bassins versants. Au-delà d'une certaine altitude (1300 m en France, 1500 m en Suisse et 300 m en Suède), $P_{Cemagref}$ est même systématiquement supérieure à $P_{Thiessen}$.

Les graphes de la deuxième ligne du Tableau 11-1 présentent le rapport des cumuls annuels moyens de neige en fonction de Z_{med_BV} . Comme pour les précipitations totales, les quantités de neige estimées avec Thiessen sont inférieures à celles estimées avec les précipitations issues de notre méthode de spatialisation en France et en Suède. Les différences sont plus marquées pour les cumuls de neige en France : sur certains bassins, la quantité de neige est divisée par un facteur supérieur à 4 avec la méthode de Thiessen (ratio inférieur à 0.25). En Suisse, les ratios des cumuls de neige présentent des résultats très contrastés : parfois largement supérieurs à 1 lorsque les stations de température sélectionnées avec Thiessen sont nettement au-dessus de l'altitude médiane des bassins et parfois nettement inférieurs à 1 dans la situation inverse (cf. Figure 11-4). Ces fortes différences sont directement liées à la méthode de sélection et de pondération des postes, sans application de gradient altitudinal de température.

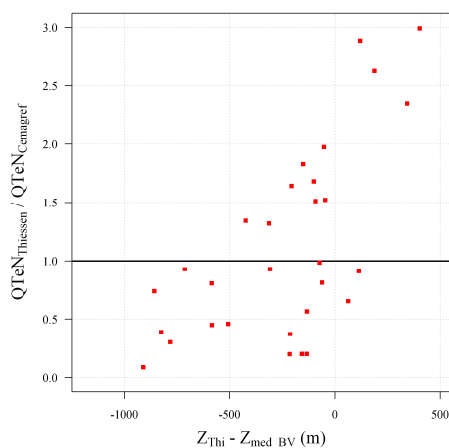


Figure 11-4 : Rapport des cumuls annuels moyens de neige avec Thiessen et avec notre spatialisation en fonction de la différence d'altitude entre Z_{Thi} et Z_{med_BV} en Suisse.

Enfin, nous regardons les distributions des différences de température moyenne interannuelle pour chacun des trois pays de l'échantillon.

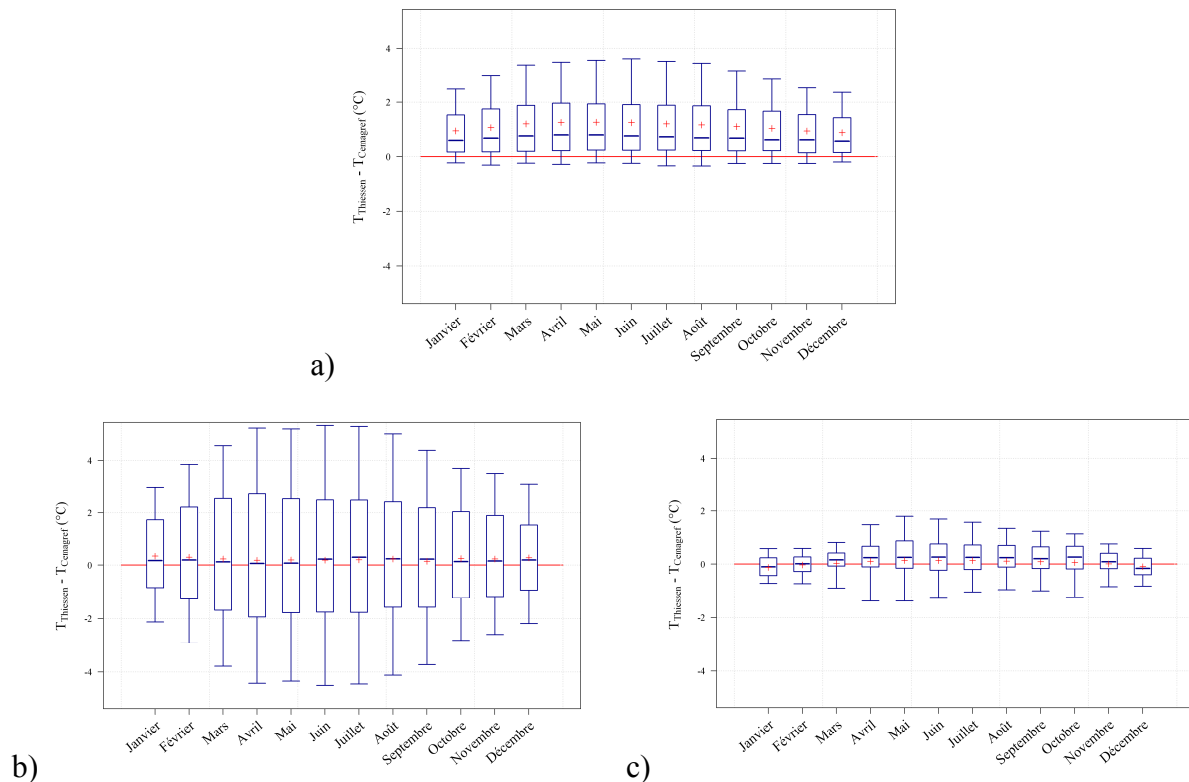


Figure 11-5 : Différence entre la température de bassin estimée par la méthode des polygones de Thiessen et par notre méthode de spatialisation pour les températures moyennes mensuelles interannuelles sur les échantillons a) français, b) suisse et c) suédois.

Le graphe a) de la Figure 11-5 présente la différence entre les températures moyennes mensuelles estimées avec Thiessen et avec notre méthode de spatialisation sur les bassins français. Comme nous avons vu que les stations sont plutôt situées en vallées par rapport aux bassins versants, nous notons une nette tendance à la surestimation des températures de Thiessen par rapport à notre méthode de spatialisation en France. En Suisse, les boîtes à moustaches sont centrées autour de la valeur 0 mais présentent une très grande dispersion : on observe des écarts supérieurs à ± 2 °C toute l'année pour la moitié des bassins suisses. Ces écarts de température vont vraisemblablement induire des différences au niveau du comportement du module neige, gouverné en grande partie par la température de l'air. Enfin, en Suède, les distributions des différences sont centrées sur 0 °C et assez réduites en termes d'amplitude.

Un dernier élément important à souligner est le fait que les distributions des écarts de température sont plus resserrées de novembre à mars (période au cours de laquelle les gradients altitudinaux sont les plus faibles), puis plus larges d'avril à juin. Ce phénomène va

sans aucun doute engendrer des différences dans la modélisation des processus de fonte qui ont généralement lieu en avril-juin pour les bassins fortement influencés par la composante nivale.

11.2.3. Résultats et évaluation

Les boîtes à moustaches du Tableau 11-2 montrent une nette dégradation des performances lorsque les données utilisées en entrée sont estimées par la méthode des polygones de Thiessen, quel que soit le pays considéré. Les critères sur les bassins suisses sont les plus dégradés que ce soit en validation ou sur la période d'influence de la fonte.

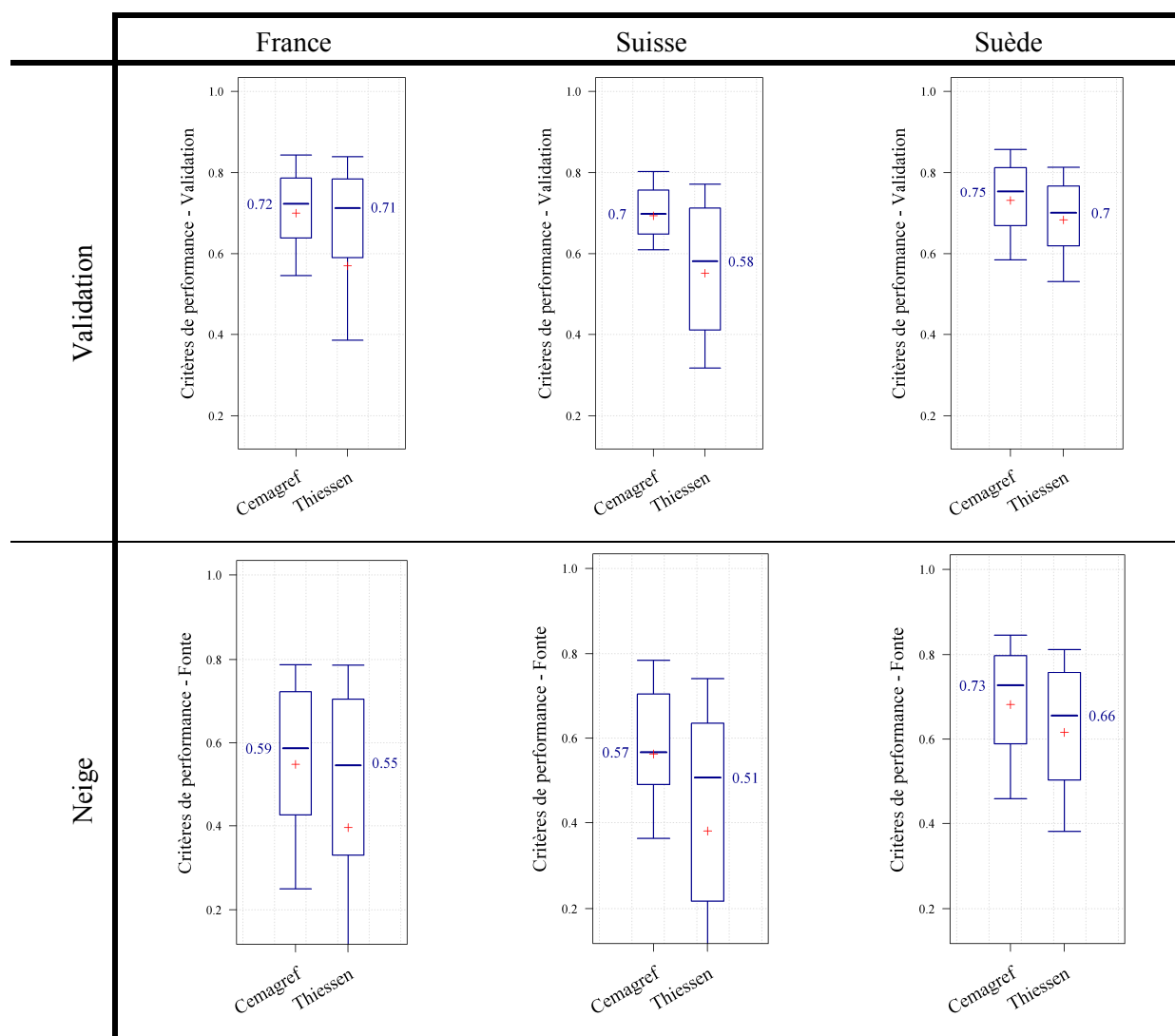


Tableau 11-2 : Distributions des performances obtenues avec $D_{Cemagref}$, les données d'entrées spatialisées par la méthode Cemagref et $D_{Thiessen}$, les données estimées avec Thiessen pour le critère de validation et le critère d'influence de la fonte. Le modèle hydrologique GR4J et le module neige CemaNeige sont utilisés.

Les graphes de la Figure 11-6 présentent l'évolution des différences entre critères de performance en fonction de l'altitude médiane des bassins. En Suisse, à l'exception de quelques bassins isolés, utiliser les données d'entrée estimées avec Thiessen dégrade systématiquement les performances en validation, indépendamment de leurs caractéristiques altitudinales. Les résultats sur les bassins français et suédois montrent des dégradations plus importantes des performances obtenues avec $D_{Thiessen}$ lorsque Z_{med_BV} augmente. Prendre en compte l'effet de l'altitude dès le travail de préparation des données, c'est-à-dire en amont de la modélisation, représente bien une étape essentielle pour l'hydrologue, notamment pour les bassins situés dans les zones de reliefs.

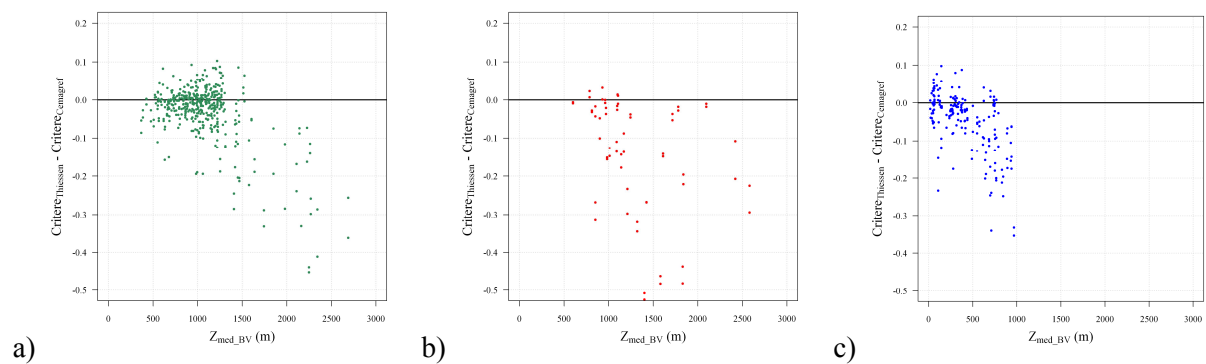


Figure 11-6 : Différences des performances obtenues avec $D_{Thiessen}$ et $D_{Cemagref}$ en fonction de Z_{med_BV} pour le critère de validation sur les bassins a) français, b) suisses et c) suédois. Le modèle hydrologique GR4J et le module neige CemaNeige sont utilisés.

Enfin, représenter la différence de critère en fonction de $Critère_{Cemagref}$ (obtenus avec les données d'entrées estimées par notre méthode de spatialisation) nous permet de détecter sur quels bassins se produisent les plus fortes dégradations et améliorations.

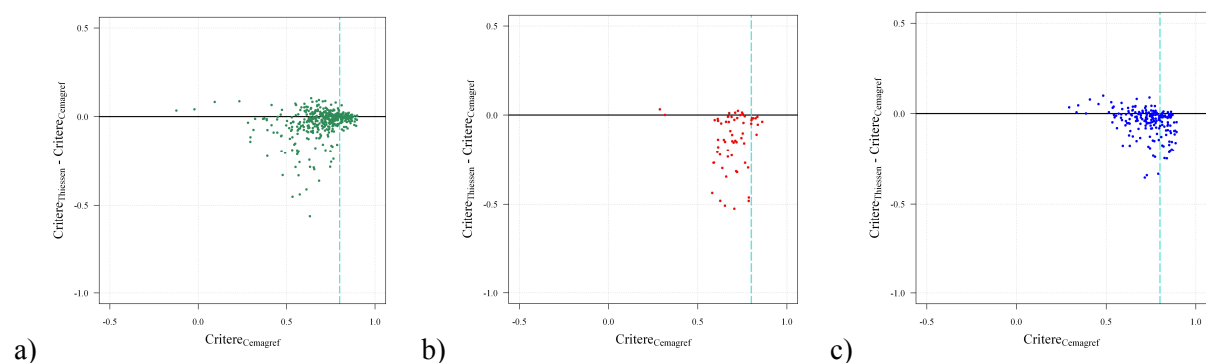


Figure 11-7 : Différences des performances obtenues avec $D_{Thiessen}$ et $D_{Cemagref}$ en fonction de $Critère_{Cemagref}$ pour le critère de validation sur les bassins a) français, b) suisses et c) suédois. Le modèle hydrologique GR4J et le module neige CemaNeige sont utilisés.

Parmi les bassins versants ayant des critères supérieurs ou égaux à 0.8 (à droite de la verticale en pointillée turquoise sur la Figure 11-7), pratiquement aucun ne présentent d'amélioration des performances lorsque les données $D_{Thiessen}$ sont utilisées en entrée, quel que soit le pays considéré. Ainsi, les bassins versants présentant les meilleures performances préfèrent des données d'entrées spatialisées avec prise en compte de l'altitude en entrée de la modélisation. En revanche, les bassins avec les performances les plus faibles peuvent être légèrement améliorés avec $D_{Thiessen}$ en entrée. Les gains sont toutefois très modestes et les performances sur ces bassins restent faibles.

Pour finir cette comparaison avec les données estimées avec la méthode des polygones de Thiessen, nous reportons deux exemples de chroniques simulées avec les deux jeux de données en entrée (Figure 11-8) : les débits simulés avec les entrées $D_{Cemagref}$ sont en rouge tandis que ceux simulés avec les données $D_{Thiessen}$ sont en pointillés turquoise (couleur conservée pour la température, les précipitations et le stock de neige moyen). Sur le bassin suédois comme sur le bassin suisse, les températures avec Thiessen sont plus élevées. Les fractions neigeuses sont alors moins importantes conduisant à une accumulation plus faible dans le manteau et surtout à des écoulements plus importants en période froide. Il n'y a ensuite plus assez d'eau pour bien simuler la période de fonte¹.

¹ Bien que ces résultats soient influencés par le fait d'avoir adopté une température de fonte de 0 °C ; la conclusion resterait la même en considérant la température de fonte comme un paramètre libre supplémentaire, seule la perte de performance serait quelque peu atténuée par la présence d'un degré de liberté en plus.

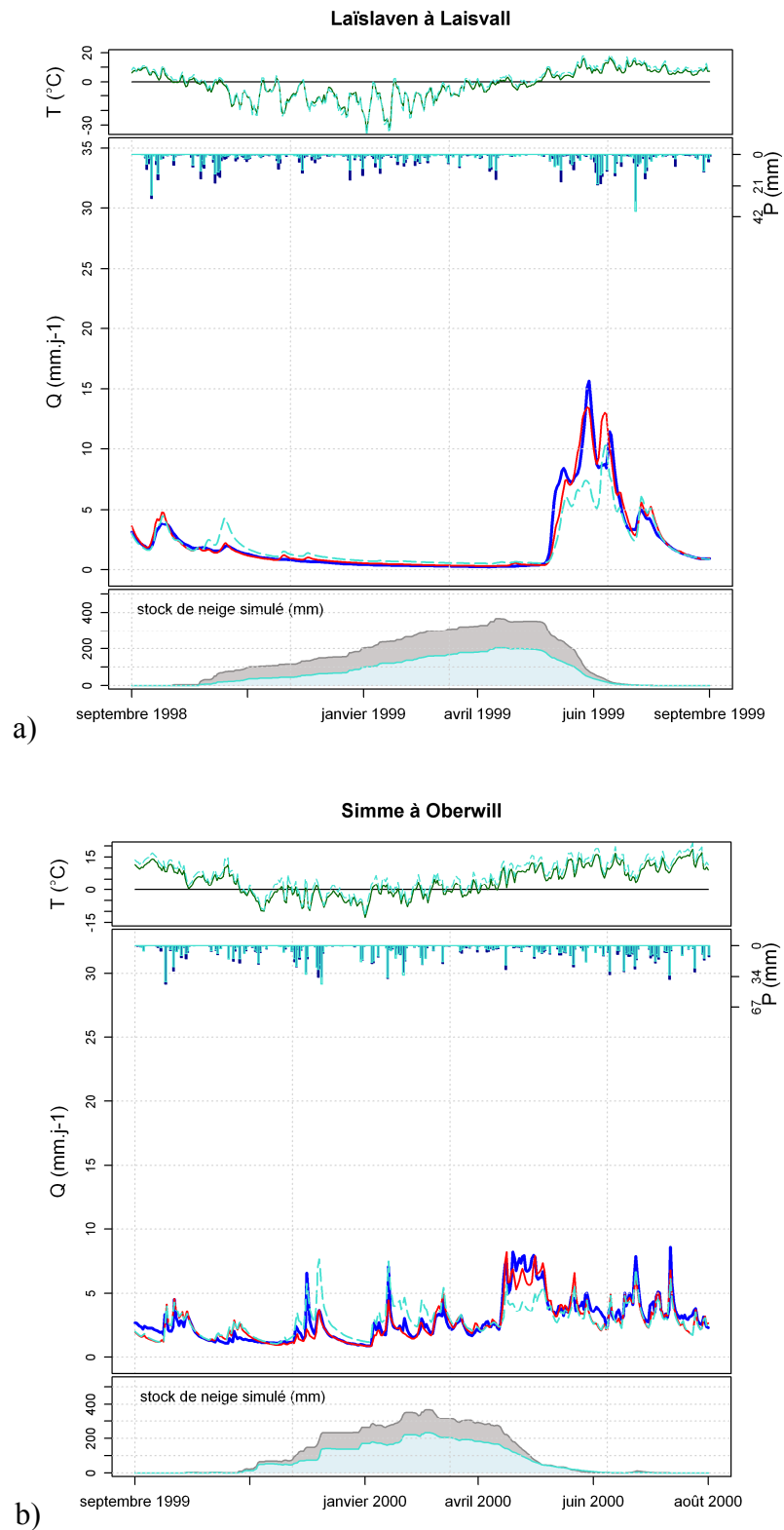


Figure 11-8 : Exemples de simulations réalisées avec les données d'entrées $D_{Cemagref}$ (en rouge) et les données $D_{Thiessen}$ (en pointillées turquoises) pour a) le bassin suédois de Laïslaven à Laisval et b) le bassin suisse de la Simme à Oberwill. Les débits observés sont en bleu foncé.

11.3. Utilisation des précipitations et températures issues de l'analyse Safran

Le paragraphe précédent a montré l'intérêt que nous avons à utiliser des données d'entrées spatialisées prenant en compte l'effet de l'altitude. Nous souhaitons maintenant confronter notre méthode de spatialisation à une méthode déjà largement éprouvée par la recherche hydrologique, à savoir l'analyse Safran (Le Moigne, 2002; Quintana-Segui et al., 2008; Vidal et al., 2009). Comme précédemment, nous comparons deux jeux différents de données d'entrée toutes choses étant égales par ailleurs (même modèle hydrologique, même module neige, même période, etc.) : les données issues de l'analyse SAFRAN, notées D_{Safran} , et les données issues de notre méthode de spatialisation, notées $D_{Cemagref}$.

11.3.1. Caractéristiques des données d'entrées Safran

Présentation succincte de Safran

SAFRAN, qui est l'abréviation pour Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques pour la Nivologie, a été élaboré par le Centre d'Étude de la Neige (Durand et al., 1993). Ce système a initialement été conçu pour améliorer l'estimation des précipitations dans les régions avec des reliefs, en prenant en compte l'effet de l'altitude. Il a servi à des études sur des bassins largement influencés par la neige, tel que le Rhône (Etchevers et al., 2001) ou la Durance (Strasser et Etchevers, 2005) sur lesquels il a été jugé particulièrement bien adapté. Aujourd'hui, il est surtout utilisé pour analyser et interpoler, sur une grille 8 km x 8 km, les observations journalières de précipitation du réseau pluviométrique de Météo-France. Il fournit également des données de température de l'air que nous allons utiliser conjointement aux précipitations sur la période 1995-2005 (pour laquelle nous possédons une série de débits observés).

Notons que Le Moine (2008) avait montré sur son échantillon d'un millier de bassins versants, que l'entrée SAFRAN donnait, au pas de temps horaire, de meilleurs résultats qu'une entrée issue de la méthode des polygones de Thiessen.

Comparaison des données de précipitations et de température de bassin

Avant de comparer les résultats des simulations, nous regardons brièvement les caractéristiques des données d'entrée Safran, D_{Safran} , par rapport aux données $D_{Cemagref}$.

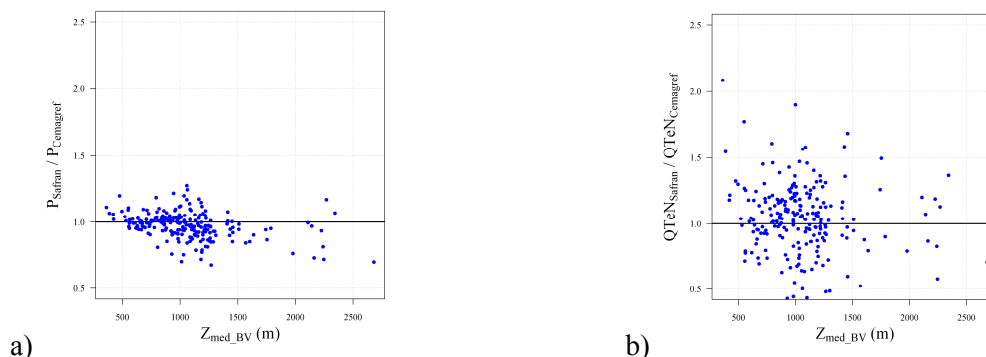


Figure 11-9 : Rapport de D_{Safran} sur $D_{Cemagref}$ en fonction de l'altitude médiane des bassins pour a) les cumuls annuels moyens de précipitation totale (pluie et neige) et b) les cumuls annuels moyens de neige sur les 219 bassins versants français.

Les cumuls annuels de précipitation issus de Safran sont, en général, plus élevés que ceux issus de notre méthode de spatialisation pour les bassins où $Z_{med_BV} < 500m$ et plus faibles pour les bassins où $Z_{med_BV} > 1300m$. Les rapports restent compris entre 0.7 et 1.3. Concernant les cumuls annuels moyens de neige, il n'y a pas de tendance notable avec Z_{med_BV} . Néanmoins, les rapports entre les quantités estimées par les deux méthodes de calcul sont plus importants : ils sont compris entre 0.55 et plus de 2. C'est la conséquence de la différence dans l'estimation des températures de l'air. En effet, la Figure 11-10 souligne qu'à l'exception des mois de janvier, juin et décembre, Safran présente des températures de l'air inférieures à celles issues de notre méthode de spatialisation, ce qui augmente *a priori* la quantité de neige estimée au détriment de la quantité de pluie liquide.

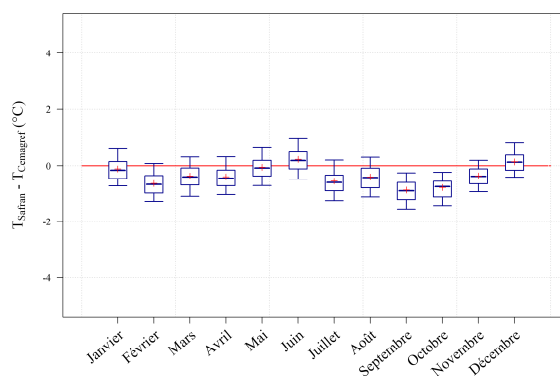


Figure 11-10 : Différence des températures moyennes mensuelles entre la méthode d'estimation de Safran et notre méthode de spatialisation des données d'entrée.

Ainsi, nous retiendrons qu'il existe des différences entre les caractéristiques moyennes des données d'entrée estimées par la méthode Safran et par notre méthode de spatialisation. Elles sont néanmoins moins marquées que celles observées avec les données $D_{Thiessen}$.

11.3.2. Résultats et évaluation

Que ce soit en période de validation ou d'influence de la fonte, les distributions de performance obtenues avec les données d'entrée $D_{Cemagref}$ sont meilleures que celles obtenues avec D_{Safran} (Figure 11-11).

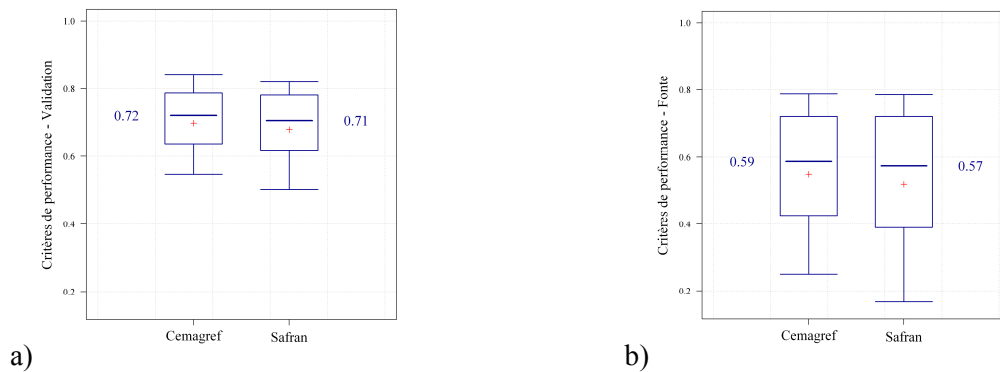


Figure 11-11 : Distributions des critères de performance a) en validation et b) en période de fonte pour deux jeux de données d'entrée, $D_{Cemagref}$ et D_{Safran} . Le modèle hydrologique est GR4J, utilisé avec le module neige CemaNeige.

Comme au paragraphe précédent, nous regardons s'il est possible de déterminer sur quels types de bassins les différents jeux de données sont plus performants. Il n'y a pas de tendance en fonction de l'altitude médiane des bassins versants, ni en fonction de la différence d'altitude entre les 95 % les plus élevés et les 5 % les plus bas des bassins (Figure 11-12).

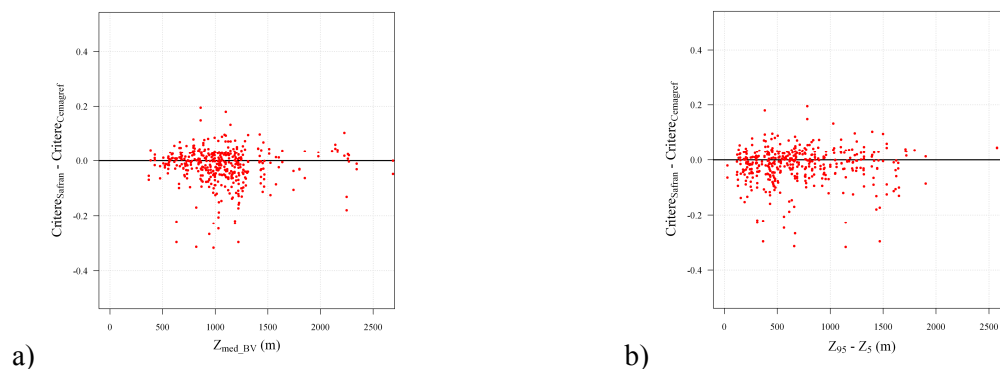


Figure 11-12 : Différences des performances obtenues avec D_{Safran} et $D_{Cemagref}$ en fonction de a) Z_{med_BV} , l'altitude médiane des bassins versants et b) $Z_{95} - Z_{05}$, la différence d'altitude sur les bassins versants, pour le critère de validation.

Enfin, les graphes de la Figure 11-13 nous renseignent sur les dégradations et améliorations de performance des bassins quand nous remplaçons $D_{Cemagref}$ par D_{Safran} , en fonction de leurs performances obtenues avec $D_{Cemagref}$:

- Les bassins qui présentent de bonnes performances avec $D_{Cemagref}$ (supérieures à 0.8) sont souvent dégradés avec D_{Safran} : les points situés à droite de la ligne pointillée turquoise présentent des valeurs négatives, particulièrement pour le critère d'influence de la fonte (graphe b de la Figure 11-13).
- Sur la période de validation, les différences de performance sont plutôt négatives soulignant une meilleure efficacité avec $D_{Cemagref}$ en général. Les gains les plus importants avec D_{Safran} étant apportés aux bassins avec des performances faibles (souvent inférieures à 0.25).
- Sur la période de fonte, les gains et pertes de performances sont plus importants. Les bassins présentant des critères compris entre 0.7 et 0.8 ont plutôt tendance à être détériorés avec D_{Safran} . Il existe tout de même quelques cas, assez rares, où D_{Safran} conduit à des performances nettement meilleures que $D_{Cemagref}$. Notre méthode de spatialisation n'est pas systématiquement la plus pertinente, surtout pendant la période sensible d'influence de la fonte.

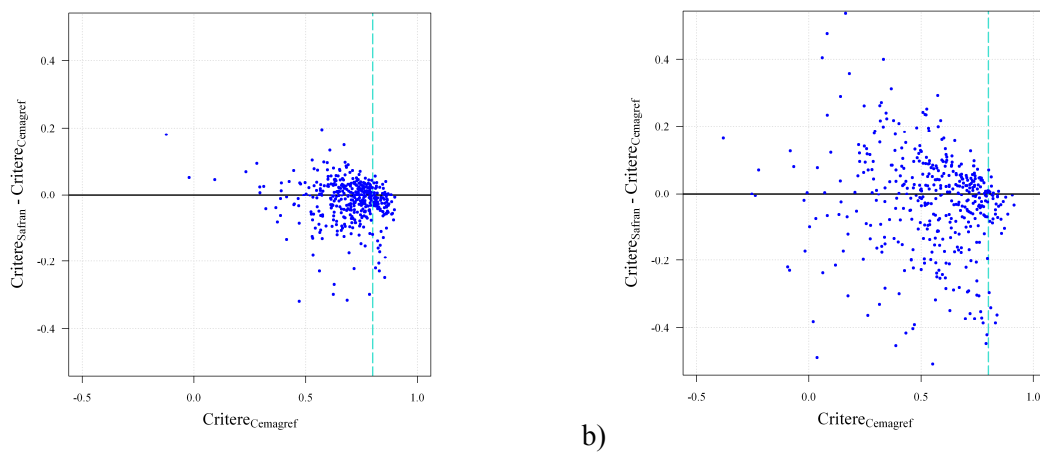


Figure 11-13 : Différences des performances obtenues avec D_{Safran} et $D_{Cemagref}$ en fonction de $Critere_{Cemagref}$ pour le critère a) de validation et b) d'influence de la fonte.

Au regard de ces résultats, notre méthode de spatialisation des précipitations et des températures de l'air pour estimer les données d'entrée peut être considérée comme efficace. En effet, les performances avec $D_{Cemagref}$ sont, en général, améliorées par rapport à celles avec D_{Safran} . Les dégradations observées sont réduites sur l'ensemble de la période de validation pour les 219 bassins versants de l'échantillon. Les quelques exemples où les simulations réalisées avec D_{Safran} sont nettement plus performantes que celles réalisées avec $D_{Cemagref}$ en période de fonte soulignent toute la difficulté d'établir une méthode de spatialisation générale et performante en tout point de l'espace et sur toute l'année.

Enfin, la Figure 11-14 illustre sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon, les différences de simulations liées à l'utilisation de deux entrées $D_{Cemagref}$ (en rouge) et D_{Safran} (en pointillés turquoise). Les précipitations sont similaires et les températures SAFRAN paraissent légèrement plus basses que celles issues de notre spatialisation. Pourtant c'est suffisant pour optimiser un facteur de fonte différent (voisin de 3 avec $D_{Cemagref}$ et de 3.9 avec D_{Safran}) conduisant à des vitesses de fonte plus rapides avec les entrées SAFRAN (le module neige est plus réactif).

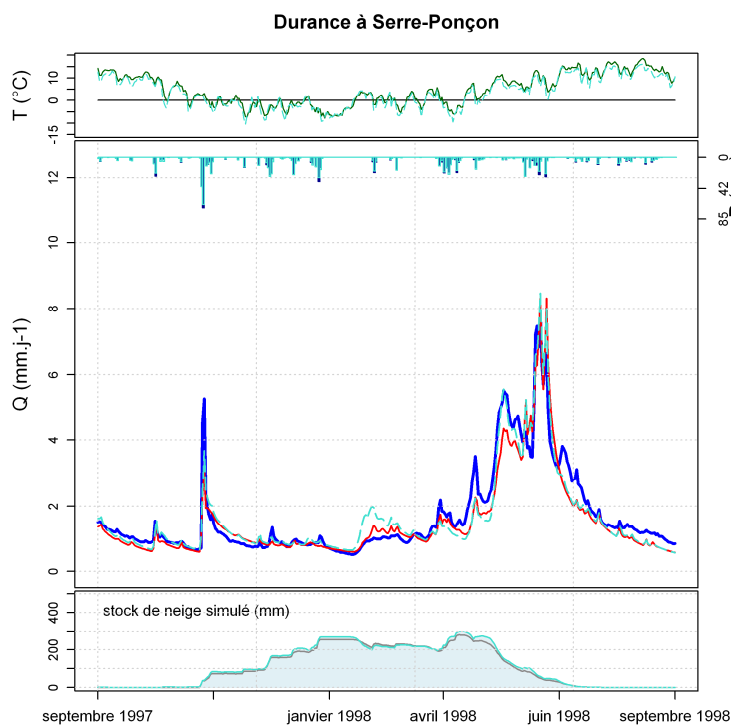


Figure 11-14 : Exemple de simulations réalisées avec les données d'entrées $D_{Cemagref}$ (en rouge) et les données D_{Safran} (en pointillées turquoise) pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon.

11.4. Synthèse

Les différents tests réalisés au cours de ce chapitre soulignent toute l'importance à accorder au travail de préparation des données d'entrée pour la modélisation hydrologique. Se contenter d'appliquer une méthode simple sans prise en compte de l'altitude sur des bassins situés en zone de reliefs n'est pas satisfaisant. Les performances obtenues avec des données d'entrée issues de la méthode des polygones de Thiessen sont ainsi fortement dégradées par rapport à celles obtenues avec les données estimées par notre méthode de spatialisation. Particulièrement vraies en Suisse, ces conclusions sont aussi valables en France et en Suède.

La comparaison de deux jeux de données prenant en compte l'effet de l'altitude montre des résultats plus similaires. Néanmoins, les données issues de notre méthode conduisent à des distributions de performance meilleures que celles estimées avec l'analyse SAFRAN, en moyenne sur les 219 bassins de l'échantillon français. Ce dernier résultat nous permet d'avoir confiance dans notre méthode d'estimation des données d'entrée.

Chapitre 12.

Comparaison de CemaNeige à des modules neige existants

12.1. Introduction

Ce chapitre a pour objectif de comparer CemaNeige aux sept modules neige que nous avons retenus à titre de comparaison, afin d'avoir une idée de son positionnement par rapport à ce qui existe déjà dans la littérature hydrologique.

Dans une première partie, nous comparons les modules du point de vue des performances uniquement, sur l'échantillon global de bassins et pour les quatre modèles hydrologiques utilisés. Dans une deuxième partie, nous explorons plus en détail quelques pistes sur les forces et les faiblesses de CemaNeige, par rapport à trois types de modules neige très différents, à savoir les modules MOHYSE, HBV et les approches de type MORDOR global.

12.2. Comparaison avec sept modules neige de la littérature

12.2.1. Résultats graphiques et numériques

Nous reprenons les distributions de performance présentées au début du Chapitre 8 en ajoutant celles obtenues avec le module CemaNeige, pour les quatre modèles hydrologiques et les trois périodes de calcul des critères de performance. Nous regardons ainsi comment se positionne CemaNeige en termes de performance, par rapport aux sept modules neige qui nous ont plus particulièrement inspiré pour son développement. Les distributions obtenues sans module neige et en sélectionnant pour chaque bassin le module donnant le meilleur critère de calage (module au choix) sont également ajoutés à la comparaison. Une page est consacrée à la présentation des résultats pour chacun des modèles hydrologiques. Suivent un tableau récapitulatif des valeurs moyennes en validation ainsi qu'une rapide analyse de l'ensemble de ces comparaisons.

Test avec le modèle hydrologique GR4J

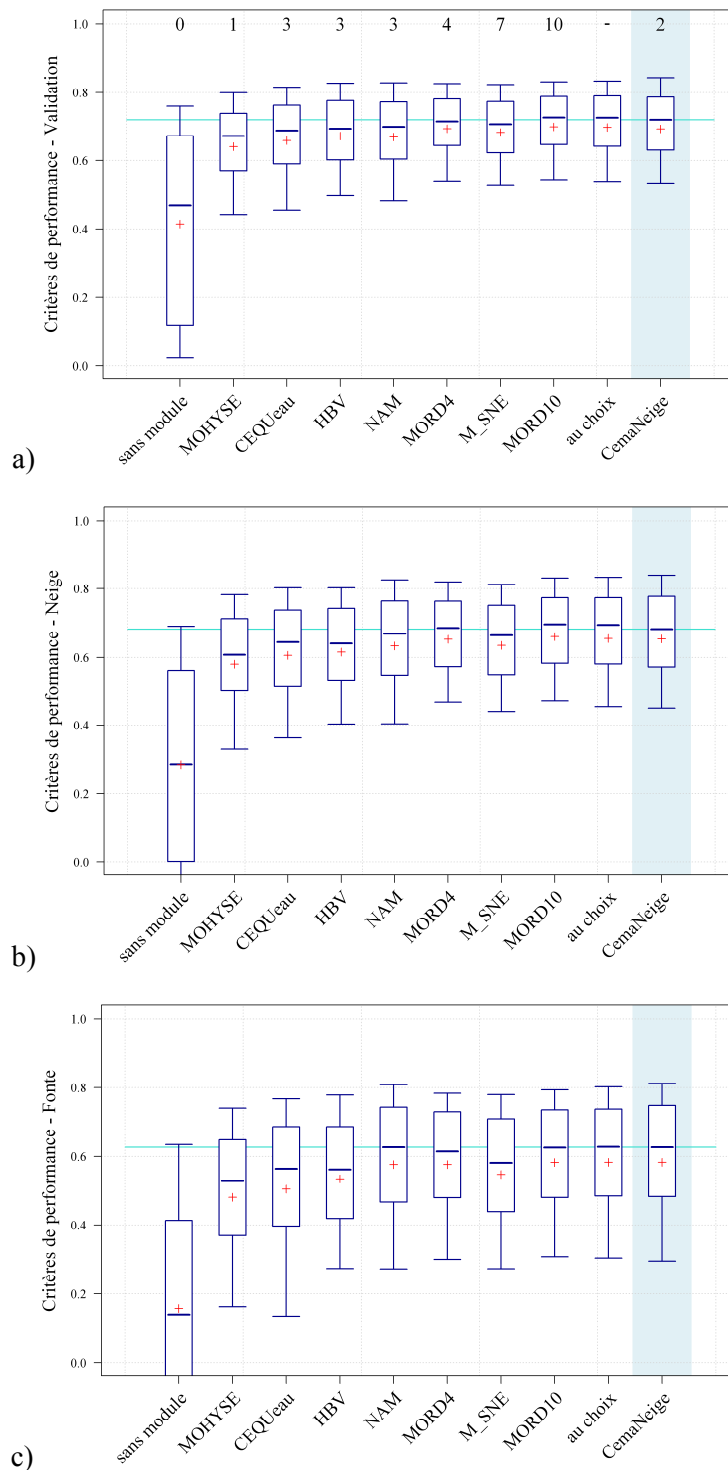


Figure 12-1 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige pour les 380 bassins versants de l'échantillon, associé au modèle hydrologique GR4J avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module.

Test avec le modèle hydrologique HBV

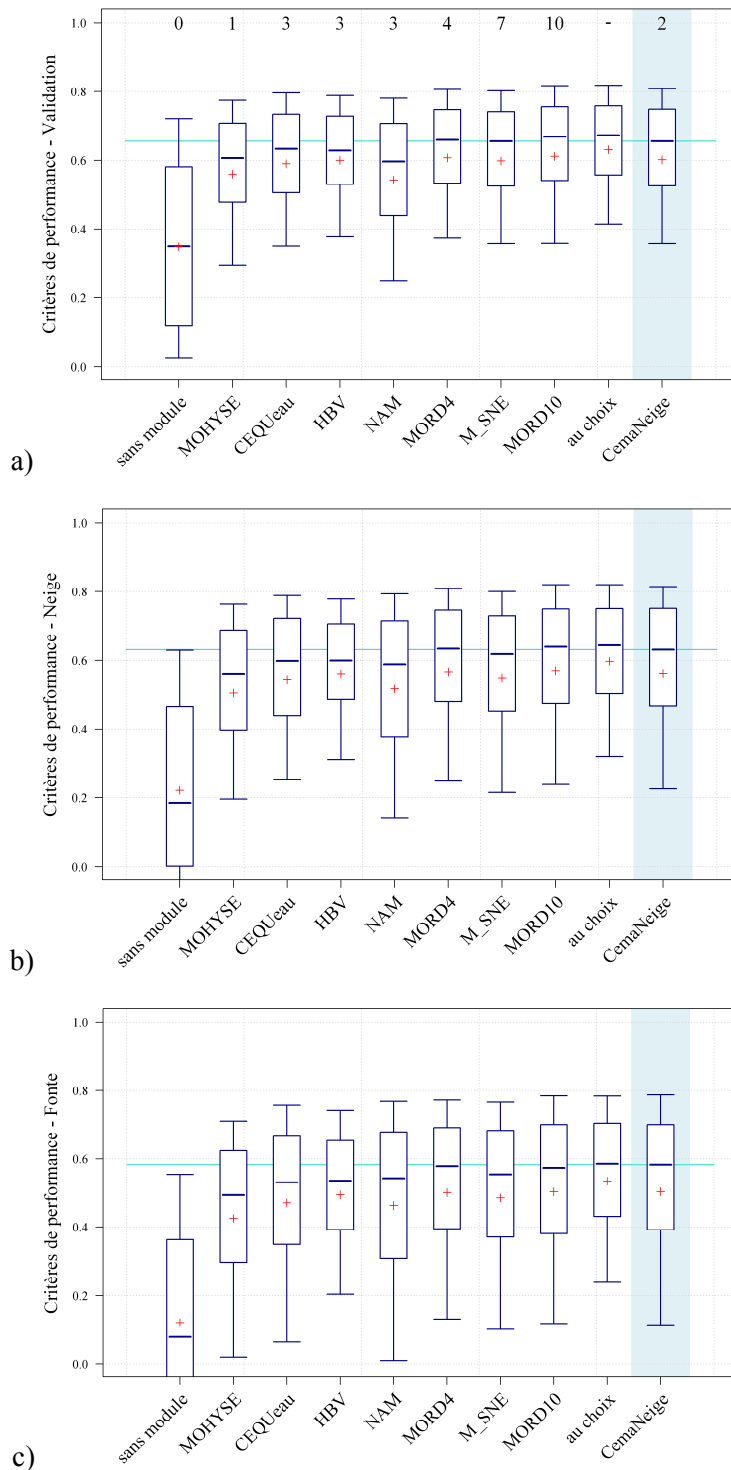


Figure 12-2 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige, associé au modèle hydrologique HBV avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module.

Test avec le modèle hydrologique MORDOR à 6 paramètres

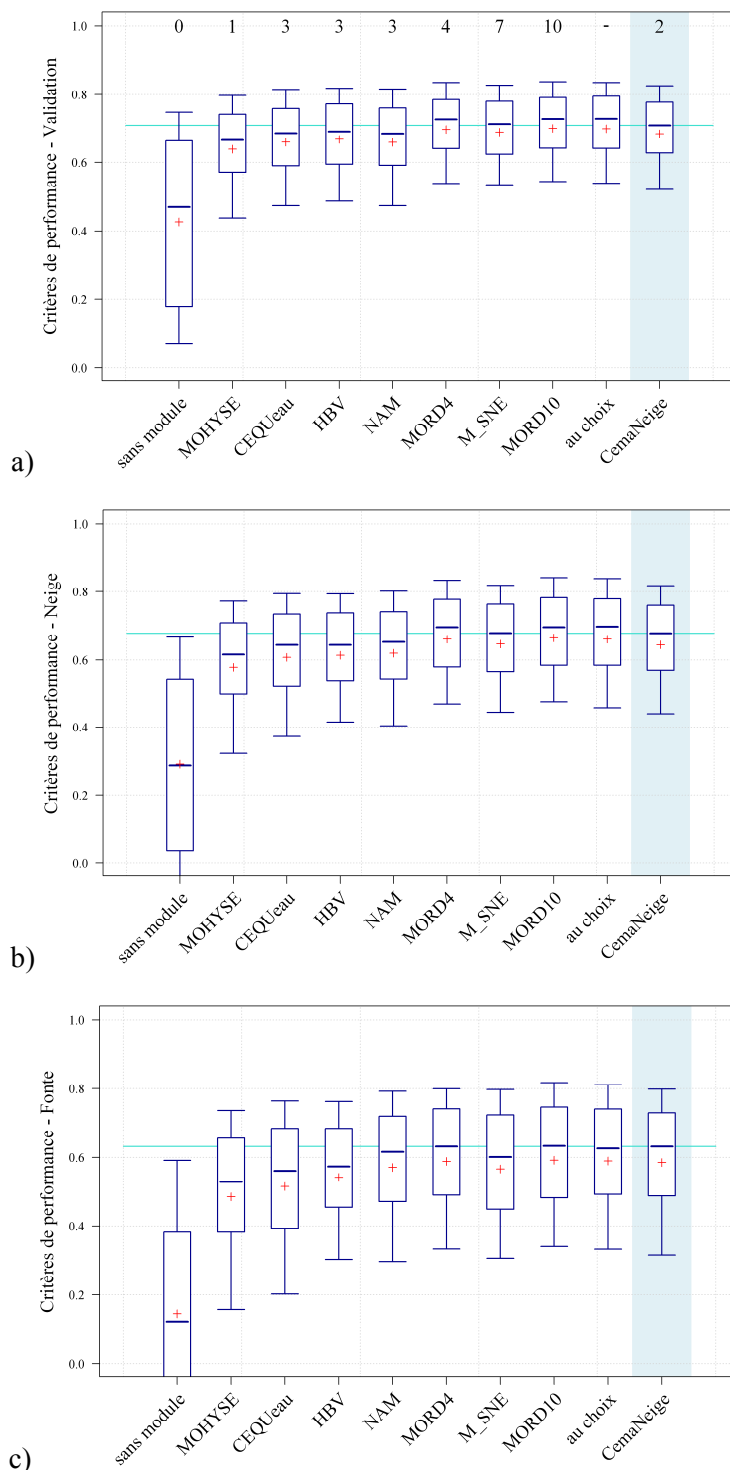


Figure 12-3 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige, associé au modèle hydrologique MORDOR à 6 paramètres avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module.

Test avec le modèle hydrologique TOPMO

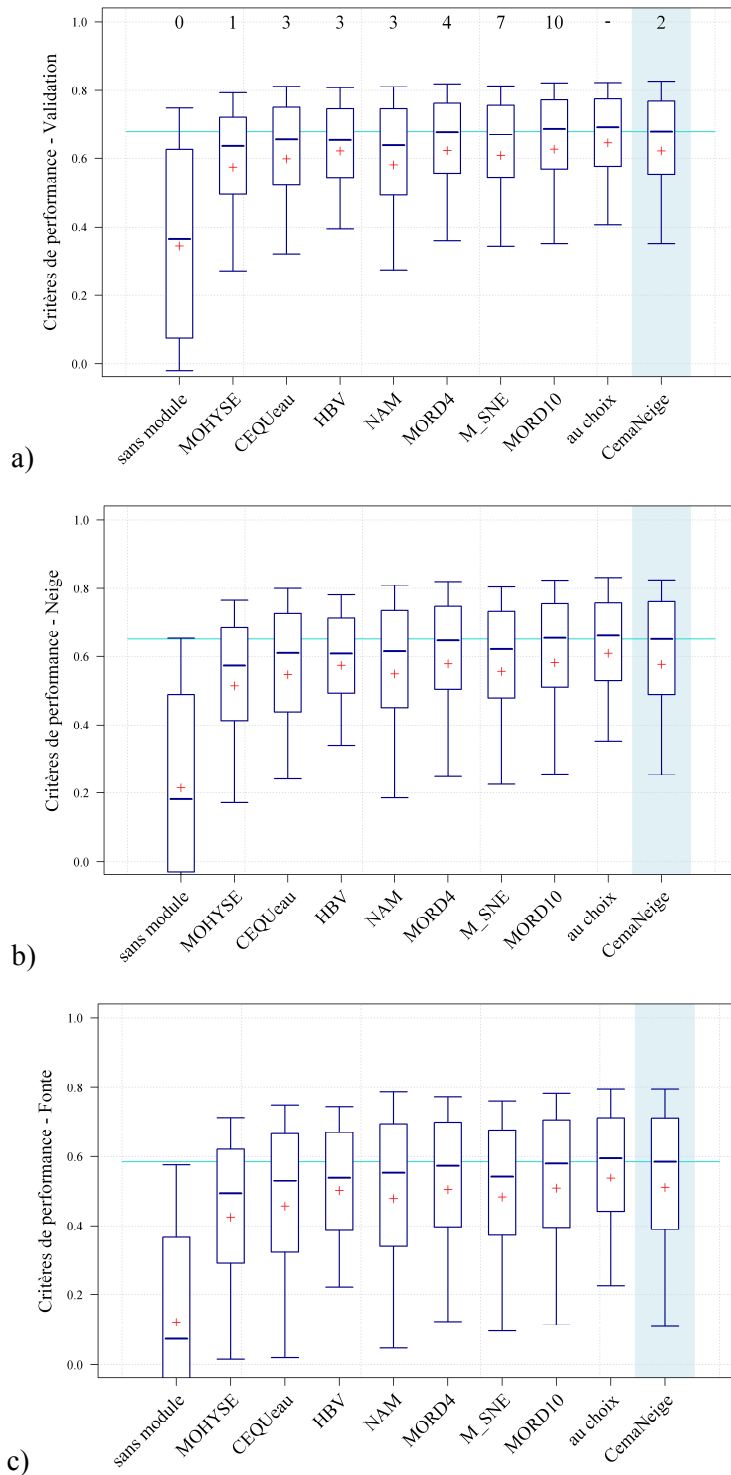


Figure 12-4 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige, associé au modèle hydrologique TOPMO avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d’influence de la neige et c) d’influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module.

Synthèse numérique des performances moyennes

a) Critère de validation

	Sans module	MOHYSE	CEQUeau	HBV	NAM	MORD4	M_SNE	MORD10	Module au choix	CemaNeige
GR4J	0.415	0.640	0.657	0.671	0.668	0.692	0.681	0.698	0.696	0.692
HBV	0.348	0.560	0.590	0.600	0.543	0.607	0.598	0.611	0.631	0.601
MORDOR 6 paramètres	0.427	0.638	0.658	0.667	0.658	0.696	0.698	0.699	0.699	0.684
TOPMO	0.344	0.574	0.598	0.621	0.581	0.622	0.618	0.626	0.644	0.621

b) Critère d'influence de la neige

	Sans module	MOHYSE	CEQUeau	HBV	NAM	MORD4	M_SNE	MORD10	Module au choix	CemaNeige
GR4J	0.285	0.580	0.606	0.615	0.633	0.652	0.634	0.660	0.655	0.653
HBV	0.221	0.504	0.545	0.561	0.516	0.567	0.549	0.570	0.597	0.562
MORDOR 6 paramètres	0.293	0.578	0.607	0.614	0.620	0.661	0.647	0.665	0.661	0.645
TOPMO	0.214	0.513	0.547	0.574	0.550	0.579	0.557	0.582	0.609	0.577

c) Critère d'influence de la fonte

	Sans module	MOHYSE	CEQUeau	HBV	NAM	MORD4	M_SNE	MORD10	Module au choix	CemaNeige
GR4J	0.157	0.481	0.504	0.535	0.576	0.576	0.547	0.582	0.583	0.582
HBV	0.122	0.425	0.470	0.493	0.462	0.500	0.485	0.502	0.534	0.503
MORDOR 6 paramètres	0.145	0.485	0.515	0.542	0.570	0.588	0.566	0.591	0.589	0.585
TOPMO	0.121	0.425	0.456	0.500	0.478	0.503	0.482	0.507	0.538	0.509

Tableau 12-1 : Comparaison des valeurs moyennes des performances de CemaNeige avec quatre modèles hydrologiques et neuf options pour traiter la composante nivale (sans module neige, avec sept modules différents et un module au choix où nous avons retenu le module neige ayant les meilleures performances en calage) sur les 380 bassins versants de l'échantillon.

12.2.2. Analyse de la comparaison

De manière générale, CemaNeige est d'autant plus performant (par rapport aux autres modules neige) que nous nous concentrons sur la période d'influence de la neige, et plus spécialement de la fonte (cf. Tableau 12-1).

Comparaison avec les modules MOHYSE, CEQUeau et NAM

L'ensemble des résultats du paragraphe 12.2.1 montre que CemaNeige est plus efficace que les modules neige MOHYSE, CEQUeau et NAM, quel que soit le modèle hydrologique et le critère utilisés. Les boîtes à moustaches présentent en effet de meilleures distributions de performance avec le module développé au cours de nos travaux. Seules les performances de NAM sur le critère d'influence de la fonte avec GR4J sont quasiment équivalentes à celles de CemaNeige. Le point commun de ces trois modules est de ne pas calculer de fraction solide des précipitations : tout est pluie ou tout est neige suivant une température seuil, T_{seuil} , fixée ou calée. De plus, MOHYSE et NAM ne possèdent pas d'état thermique du manteau. Aussi, il semble que ces deux éléments soient essentiels pour prendre en compte la composante nivale en modélisation hydrologique. Le paragraphe 12.3.1 montre quelques illustrations à ce sujet.

Comparaison avec le module HBV

Comparant CemaNeige avec le module neige HBV, il est plus difficile de tirer des conclusions générales. Avec GR4J et MORDOR à 6 paramètres, les distributions de performance de CemaNeige sont meilleures que celles de HBV. En revanche, avec les modèles hydrologiques HBV et TOPMO, la supériorité d'un module par rapport à l'autre est moins claire : les quantiles forts de CemaNeige (90 % et 75 %) ainsi que les médianes montrent des valeurs plus élevées que ceux de HBV, mais les quantiles faibles (25 % et 10 %) sont inférieurs. Nous reviendrons plus en détail sur la comparaison des deux modules au paragraphe 12.3.2.

Comparaison avec les différents modules neige MORDOR

Les performances de CemaNeige sont très similaires à celles du module neige MORDOR par bandes d'altitude (M_SNE) lorsque le modèle hydrologique MORDOR à 6 paramètres est utilisé. Avec les trois autres modèles hydrologiques, CemaNeige enregistre de meilleures distributions de performance que la version M_SNE.

Enfin, les deux approches globales de MORDOR (MORD10 et MORD4) présentent de meilleurs résultats que CemaNeige avec le modèle hydrologique du même nom et sur les critères de validation et d'influence de la neige. Pour le critère d'influence de la fonte, les distributions de CemaNeige se rapprochent de celles des deux versions de MORDOR global sans les atteindre tout à fait. Avec les trois autres modèles hydrologiques, les performances de la version MORD10 à 10 paramètres libres restent souvent meilleures même si, pour le critère de fonte, elles sont quasiment équivalentes à celles de CemaNeige. En revanche, MORD4 et CemaNeige présentent des distributions de performances très similaires quel que soit le critère. Nous nous intéresserons à quelques exemples précis au paragraphe 12.3.3.

12.3. Quelques illustrations des différences entre modules neige

Pour enrichir la comparaison générale présentée au paragraphe précédent, nous étudions plus en détail certains comportements caractéristiques des modules neige, que nous avons pu mettre en évidence au cours de nos travaux. Ce paragraphe ne prétend pas faire une liste exhaustive des particularités de chaque module neige, ni apporter de réponses générales en matière d'orientations vers tel ou tel module. Il s'agit plus d'une partie exploratoire permettant de souligner certaines forces et faiblesses des modules neige étudiés en comparaison de CemaNeige. L'ensemble des résultats présentés dans cette partie utilise le modèle hydrologique GR4J.

12.3.1. L'extrême simplicité du module MOHYSE

Doté d'un unique paramètre (le facteur de fonte), entièrement global et considérant uniquement deux situations (en-dessous de 0 °C, la neige s'accumule, au-dessus de 0 °C, la neige fond), le module MOHYSE est significativement moins performant que CemaNeige en termes de performance sur notre échantillon de bassins. A travers quelques exemples comparant des chroniques de débits simulées et observés, nous illustrons les faiblesses du module neige MOHYSE par rapport à CemaNeige (et par conséquent les forces de ce dernier).

Le premier exemple illustre les différences des deux modules en termes de modélisation de la fonte sur un bassin suédois de montagne présentant une différence d'altitude de 1350 m entre son point le plus haut et son point le plus bas (Figure 12-5). La différence majeure dans le comportement des deux modules se situe au niveau de la période de fonte. En effet, jusqu'au démarrage de la fonte, les stocks de neige simulés par les deux modules neige sont très proches. Ensuite, MOHYSE sous-estime davantage le premier pic de fonte puis surestime davantage le deuxième épisode durant lequel il fait fondre la totalité du stock de neige restant. Il n'a plus d'eau en stock pour prendre en compte correctement le troisième pic (en partie dû à un épisode de pluie). Le principal élément à retenir est le fait que MOHYSE fait fondre trop vite le stock de neige puisqu'il considère que tout le bassin est uniformément recouvert de neige. En revanche, CemaNeige, malgré une valeur optimisée du facteur de fonte plus élevée, conserve plus longtemps son stock grâce à la distribution en bandes d'altitude et au calcul du pourcentage de zone enneigée (limitant la vitesse de fonte en-dessous d'une certaine quantité de neige). Ces processus absents dans MOHYSE jouent sur la répartition spatiale de la neige. Ils permettent à CemaNeige d'avoir une vitesse de fonte suffisante en début de saison de fonte qui décélère lorsque le stock de neige ne subsiste plus que sur les parties hautes ou plus abritées du bassin.

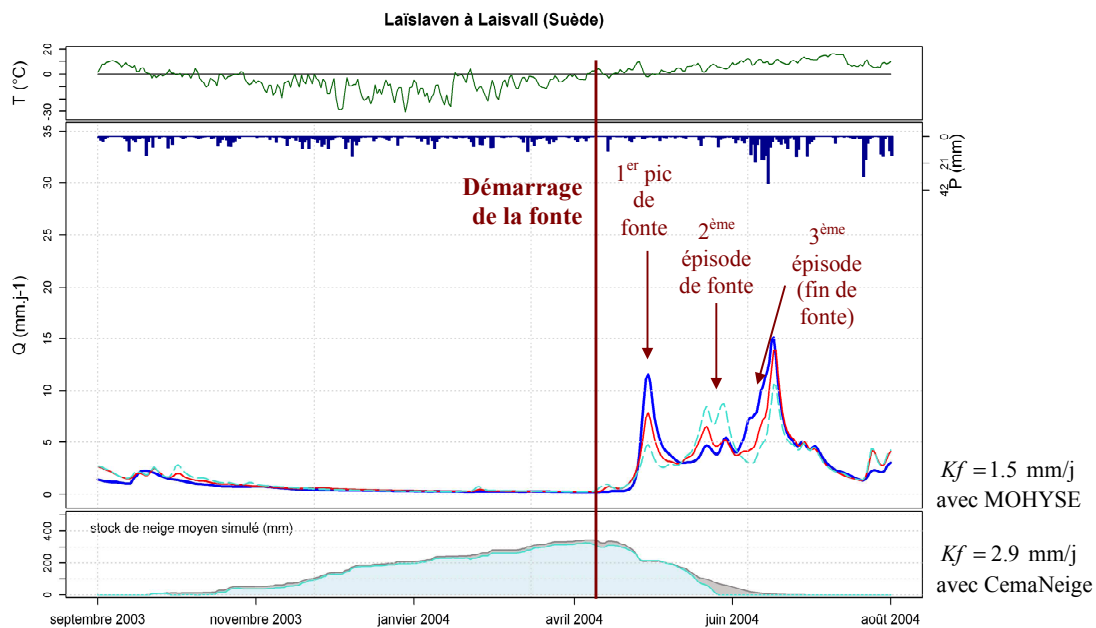


Figure 12-5 : Simulations de GR4J associées à MOHYSE (pointillés turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleue en gras) pour le bassin de Laislaven à Laisvall (Suède) du 1^{er} septembre 2003 au 31 août 2004. Le stock de neige simulé par MOHYSE est en turquoise et par CemaNeige en grisé.

Le deuxième exemple est le bassin suisse de la Simme à Oberwil ($\Delta Z = 2500m$) sur l'année hydrologique 2002-2003. Ce bassin présente une saison nivale plus complexe que l'exemple précédent : la température n'est plus systématiquement en-dessous de 0°C pendant six mois de l'année, mais présente de nombreuses alternances autour de cette température seuil, très discriminante pour le module neige MOHYSE. La conséquence directe est une très faible accumulation de neige de septembre à février-mars. Considérant qu'il s'agit parfois de pluie, parfois de neige, MOHYSE alterne de courtes périodes d'accumulation et de fonte, et présente alors une réponse en débit plus forte que le débit observé (et le débit simulé avec CemaNeige). Puis, lorsque la fonte démarre, MOHYSE fait rapidement fondre le maigre stock accumulé pour suivre le débit observé de fin février à fin avril. N'ayant plus assez de neige en stock par la suite, toute la fin de la fonte est ratée par MOHYSE tandis que CemaNeige suit relativement bien le débit grâce à une plus forte accumulation et une fonte progressive.

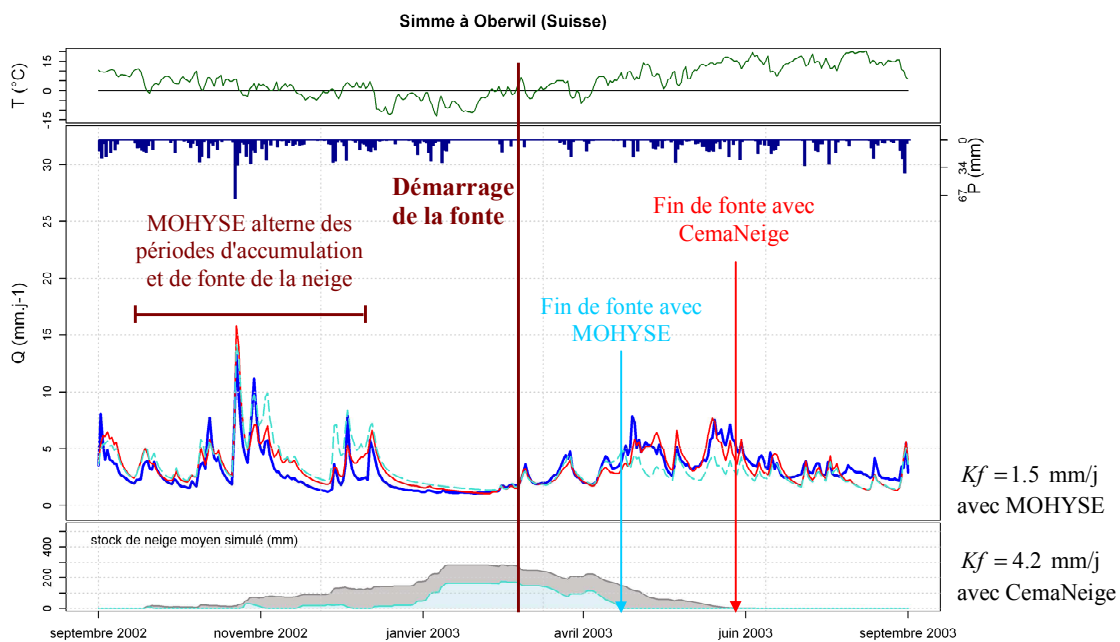


Figure 12-6 : Simulations de GR4J associé à MOHYSE (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleu en gras) pour le bassin de la Simme à Oberwil (Suisse) du 1er septembre 2002 au 31 août 2003. Le stock de neige simulé par MOHYSE est en turquoise et par CemaNeige en grisé.

Cet exemple en Suisse illustre une des difficultés majeures rencontrées en modélisation nivale, à savoir qu'en faisant des erreurs pendant la période d'accumulation du manteau, celles-ci se répercutent au cours de la période de fonte : c'est une double sanction en termes de calcul du critère puisqu'un événement mal modélisé au départ (par exemple un épisode de

neige) a des conséquences immédiates, mais aussi plusieurs mois après, en termes de simulation des débits. Cela confirme toute l'attention qui doit être apportée à la prise en compte de la période d'accumulation, aussi sensible que la période de fonte pour assurer la bonne efficacité d'un module neige.

12.3.2. La particularité du module HBV

Le module neige HBV est le seul module, parmi les sept que nous avons retenus, qui possède un coefficient de correction des précipitations solides (noté C_G). Celui-ci a pour but de corriger les erreurs de sous-captation des précipitations solides. Les graphes du Tableau 12-2 présentent les distributions des valeurs optimisées de C_G pour le modèle GR4J (en bleu) et le modèle HBV (en turquoise) pour chacun des quatre pays.

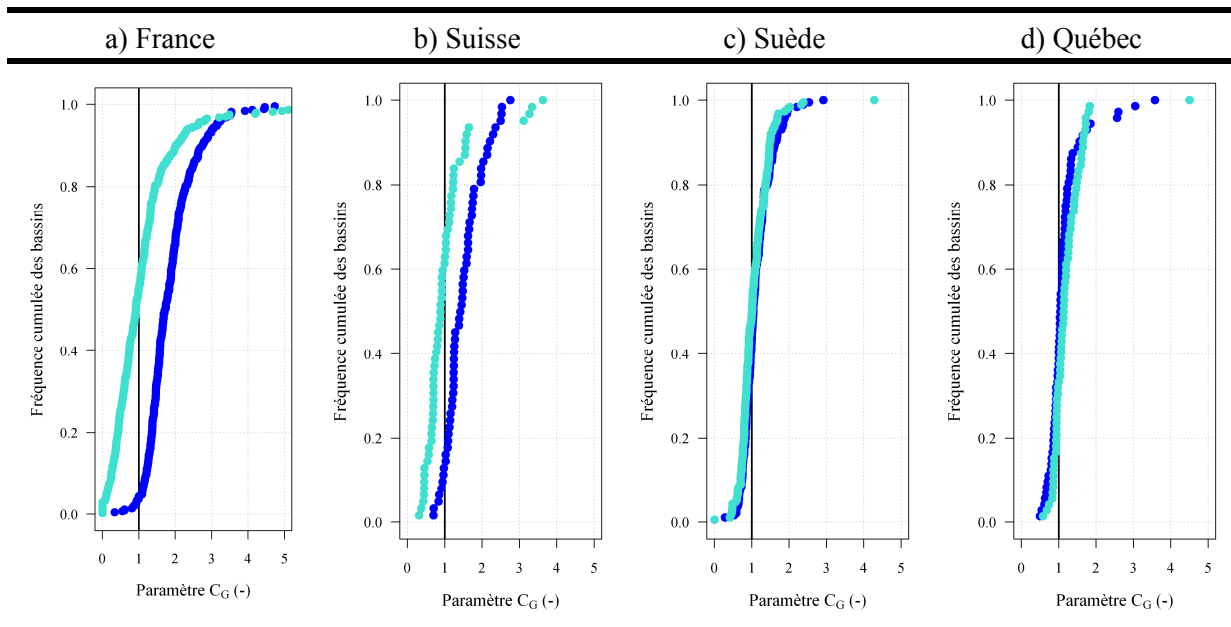


Tableau 12-2 : Distributions des valeurs optimisées du paramètre C_G du module neige HBV (coefficient correctif des précipitations solides) pour l'échantillon a) français, b) suisse, c) suédois et d) québécois. En bleu sont reportées les valeurs obtenues avec le modèle hydrologique GR4J et en turquoise, celles avec le modèle hydrologique HBV.

La différence entre les deux distributions est très marquée en France (graphe a) et en Suisse (graphe b). Avec GR4J, C_G se cale à des valeurs supérieures à 1 pour la quasi-totalité des bassins versants : il joue pleinement son rôle de correction des déficits de captation de la neige. En revanche, avec le modèle hydrologique HBV, C_G est inférieur à 1 pour environ 60 % des bassins : les précipitations solides en entrée du modèle sont diminuées. Par le biais

de ce degré de liberté, le module neige HBV donne alors la possibilité d'ajuster les volumes pour des modèles qui ne possèdent pas de fonction en ce sens. En effet, alors que GR4J possède un paramètre d'échange qui lui permet de "perdre" ou de "gagner" de l'eau suivant les bassins, le modèle hydrologique HBV ne possède aucune fonction d'ajustement des volumes.

Nous avons donc comparé CemaNeige avec deux versions du module neige HBV en France et en Suisse : la version initiale à trois paramètres libres et une version à deux paramètres libres où C_G est fixé à 1, c'est-à-dire qu'on ne corrige plus les précipitations solides.

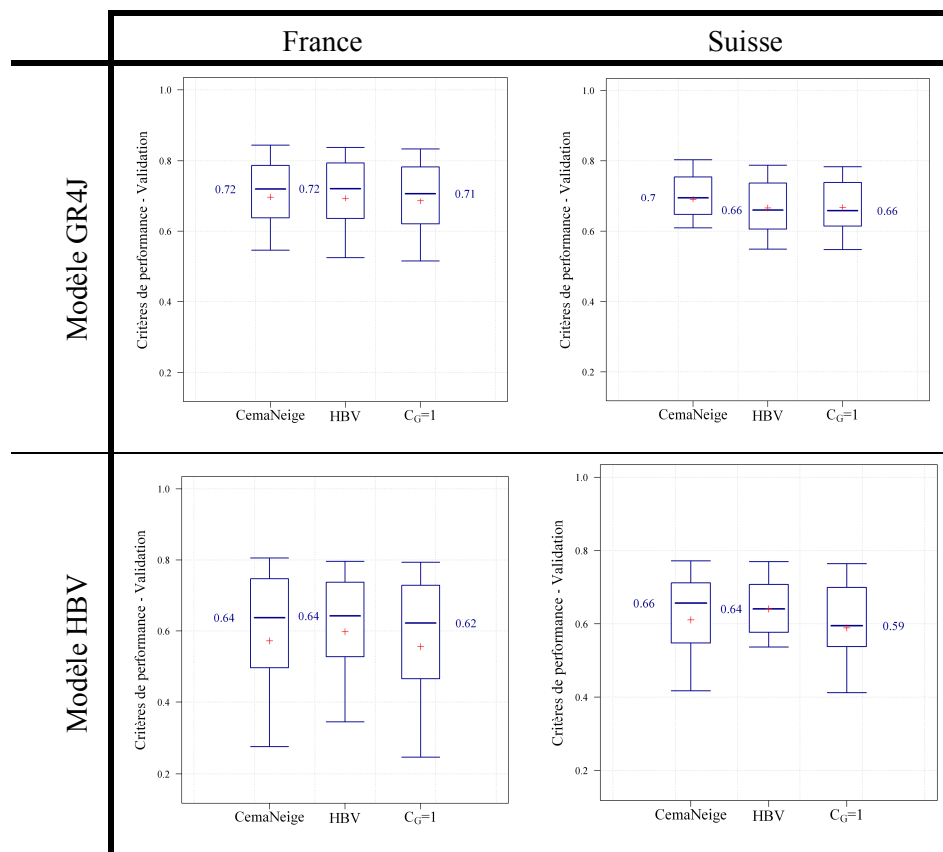


Tableau 12-3 : Distributions des performances de trois modules neige associés aux modèles hydrologiques GR4J et HBV, pour le critère de validation, sur les échantillons français et suisse.

Le Tableau 12-3 met en évidence une importante différence d'efficacité du module neige HBV à trois paramètres suivant le modèle hydrologique avec lequel il est utilisé :

- avec GR4J, ses distributions de performance sont dégradées par rapport à celles de CemaNeige sur les bassins suisses, et légèrement inférieures sur les bassins français.
- avec le modèle hydrologique HBV, les quantiles forts de ses distributions sont équivalents tandis que les quantiles faibles sont nettement améliorés par rapport à CemaNeige.

En revanche, la comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige et de la version à deux paramètres de HBV (" $C_G = 1$ ") présentent des résultats similaires pour GR4J et le modèle HBV : CemaNeige est toujours meilleur que la version " $C_G = 1$ " en France, et surtout en Suisse.

Enfin, nous cherchons à identifier sur quels bassins le module neige HBV à trois paramètres présente les gains les plus importants en termes de performance. La Figure 12-7 représente, pour le modèle hydrologique HBV, la différence entre les critères obtenus avec CemaNeige et avec HBV à trois paramètres, en validation. Les valeurs positives en ordonnée indiquent des performances meilleures avec le module neige HBV. Les gains les plus importants ont lieu pour des bassins peu, voire très peu, performants avec CemaNeige. Ces améliorations restent modérées (elles sont au maximum de 0.25 sur des critères alors inférieurs à 0) et ne permettent pas d'atteindre de bonnes performances avec HBV à trois paramètres. Aussi, le paramètre C_G libre améliore les bassins ayant de faibles performances mais pas ceux qui présentent une efficacité satisfaisante avec CemaNeige.

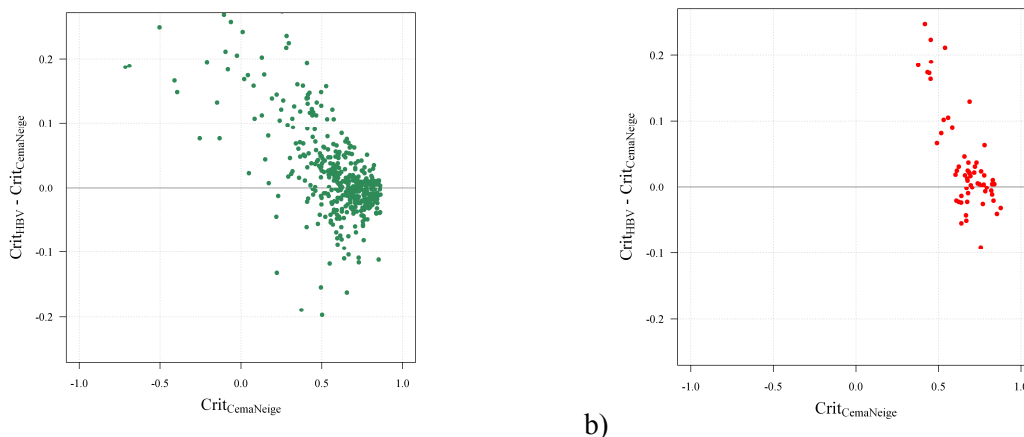


Figure 12-7 : Différence des performances obtenues avec les modules CemaNeige et HBV à trois paramètres en fonction des performances avec CemaNeige, pour le critère de validation et avec le modèle hydrologique HBV pour a) la France et b) la Suisse.

Il semble donc dangereux de laisser libre un paramètre tel que C_G , le coefficient de correction de la neige, au sein du module neige. Il peut être utilisé en dehors du domaine pour lequel il a été introduit, notamment pour compenser l'absence de fonction d'ajustement des volumes des modèles hydrologiques auxquels il est associé. L'ensemble des résultats a été présenté avec GR4J et HBV dans ce paragraphe. Néanmoins, nous serions arrivés aux mêmes conclusions en raisonnant avec le modèle MORDOR à 6 paramètres à la place de GR4J et TOPMO à la place de HBV (TOPMO ne possédant pas non plus de fonction d'ajustement des volumes).

12.3.3. Forces et faiblesses des modules neige MORDOR globaux

Les résultats graphiques et numériques du paragraphe 12.2.1 montrent que les versions MORD10 et MORD4 sont au moins égales, voire supérieures à CemaNeige en termes de performance en moyenne sur les 380 bassins de notre échantillon. Nous nous sommes demandé s'il en était de même en différenciant les bassins en sous-échantillons plus homogènes (cf. Tableau 12-4). L'échantillon français a donc été divisé en deux : d'une part les bassins dits de moyenne montagne ont été regroupés ensemble, et d'autre part, les bassins les plus influencés par la composante nivale ont été rattachés à l'échantillon suisse du fait de leur proximité géographique et de leurs caractéristiques communes en matière de reliefs et d'influence nivale (saison, types de temps, etc.). Enfin, les échantillons suédois et québécois ont chacun été considérés séparément.

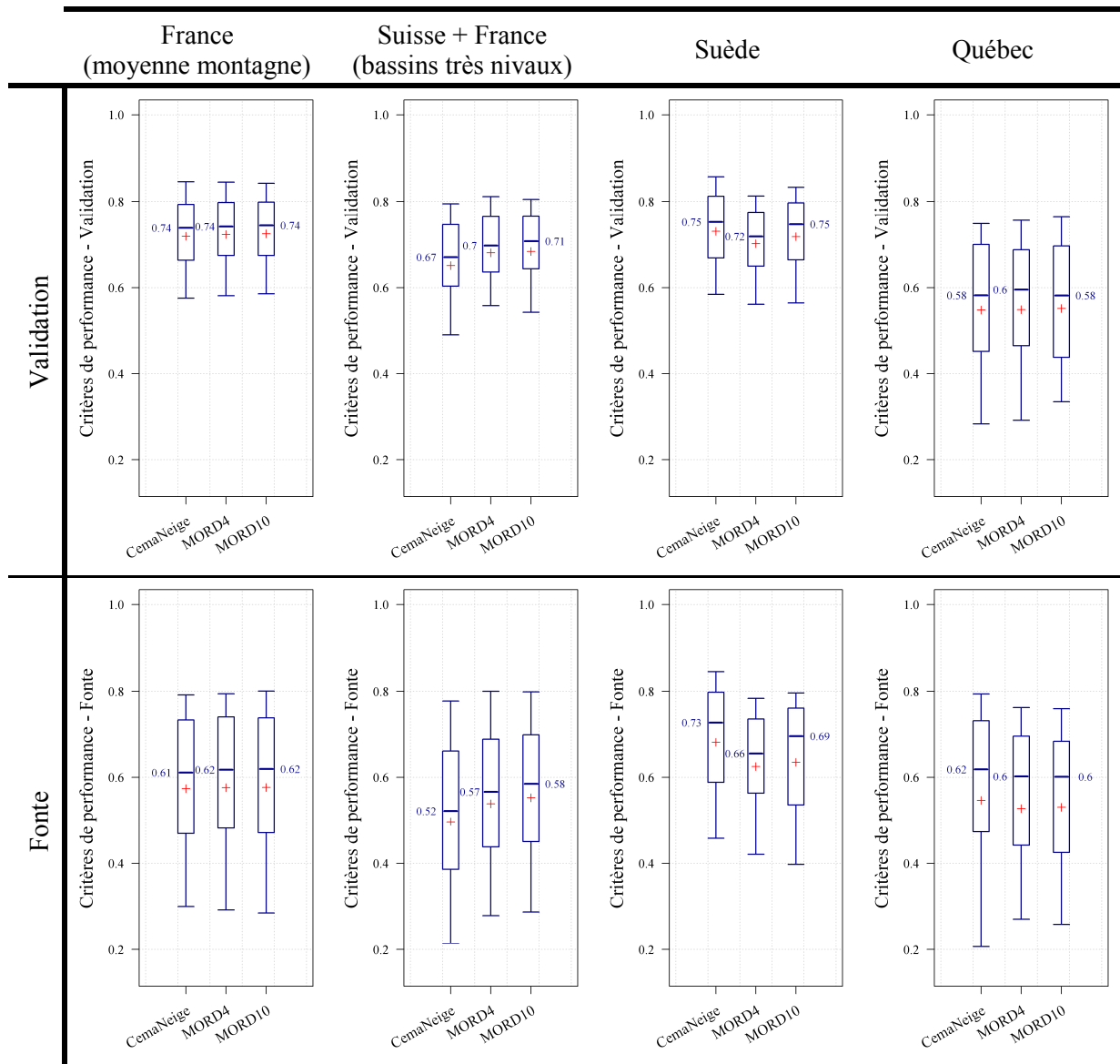


Tableau 12-4 : Distributions des critères de performance des modules neige CemaNeige, MORD4 et MORD10 avec GR4J pour quatre sous-échantillons de bassins versants sur la période de validation (première ligne) et d'influence de la fonte (deuxième ligne).

Les graphes du Tableau 12-4 montrent que :

- Sur les bassins français dits de moyenne montagne, les distributions de performance de CemaNeige sont très similaires à celles de MORD4 et MORD10 pour les deux critères retenus.
- En Suisse et sur les bassins français fortement influencés par la neige, CemaNeige est moins performant que les deux versions globales du module neige MORDOR.

- Sur l'échantillon suédois, les distributions de performance avec CemaNeige sont meilleures qu'avec MORD4 et MORD10, que ce soit en validation ou sur la période d'influence de la fonte.
- Enfin, le Québec présente des résultats plus contrastés. Sur la période de validation, les performances des modules MORDOR semblent meilleures (distributions plus resserrées pour MORD10 et médiane plus élevée pour MORD4). Sur la période d'influence de la fonte, les quantiles forts et la médiane sont meilleurs pour CemaNeige alors que ses quantiles faibles sont plus faibles. Néanmoins, quel que soit le critère, les moyennes des trois modules sont similaires sur les 36 bassins versants québécois. A ce stade, nous rappelons que nous ne disposons que de 7 années de données de débit au maximum au Québec. Cette période peut sembler un peu courte pour optimiser les dix degrés de liberté de MORD10. L'initialisation des paramètres neige aura alors un poids non négligeable dans les valeurs finales des paramètres optimisés.

Une des principales forces des modules neige MORDOR globaux semble être leur bonne réactivité grâce aux nombreuses fonctions qu'ils prennent en compte au sein de leurs structures (cf. Annexe F). Cette caractéristique permet notamment d'arriver à de bonnes performances en simulation sur des bassins aux influences complexes et avec des reliefs importants comme la Durance à Serre-Ponçon en France (cf. Figure 12-8).

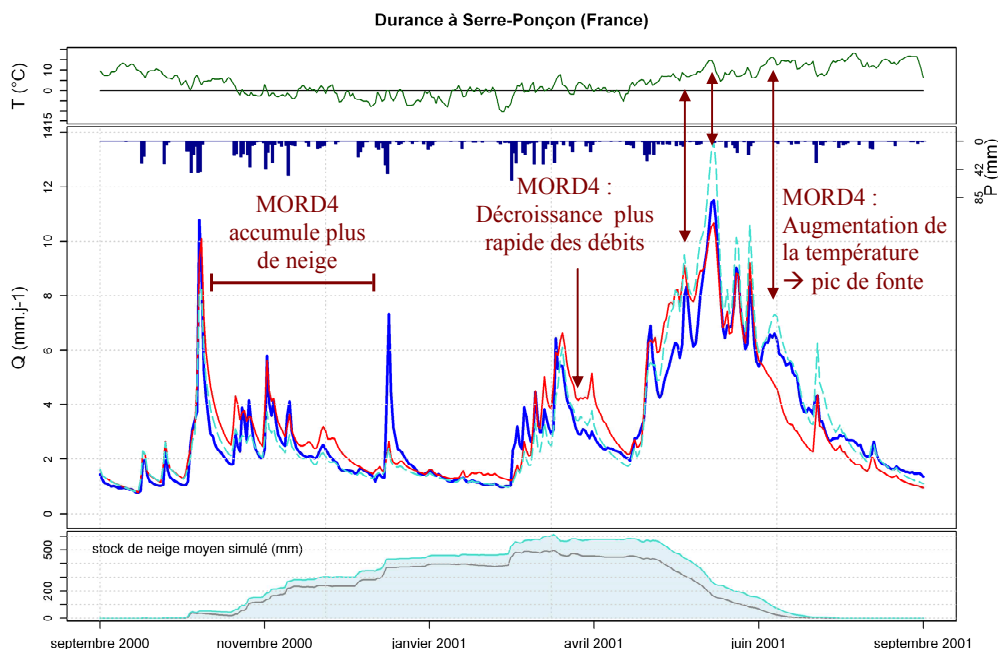


Figure 12-8 : Simulations de GR4J associé à MORD4 (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleu en gras) pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (France) du 1^{er} septembre 2000 au 31 août 2001. Le stock de neige simulé par MORD est en bleu, et par CemaNeige en grisé.

Néanmoins, MORD4 et MORD10 ont également leurs faiblesses : ils ont tendance à conserver un stock de neige d'une année sur l'autre, quitte à le faire complètement disparaître au bout de quelques années pour soutenir le débit en fin de période de fonte. La Figure 12-9 présente les simulations obtenues avec MORD4 et CemaNeige sur le bassin de l'Isère à Val d'Isère (France) pour lequel le module MORD4 crée un stock de neige pluriannuel. Nous retrouvons le même comportement sur certains bassins suisses comme la Simme à Oberwil (la Figure 12-10 représente les simulations avec MORD10). Comme nous l'avons déjà mentionné auparavant, la période 1995-2005 n'est pas réputée pour être une phase d'accumulation des glaciers alpins. Aussi, ce comportement en simulation nous paraît peu réaliste sur nos bassins où l'influence glaciaire est faible. Il soulève des problèmes de bouclage de long terme du bilan en eau, même si du point de vue du débit uniquement, les performances sont meilleures avec les modules neige de type MORDOR sur la période simulée (cf. Tableau 12-5).

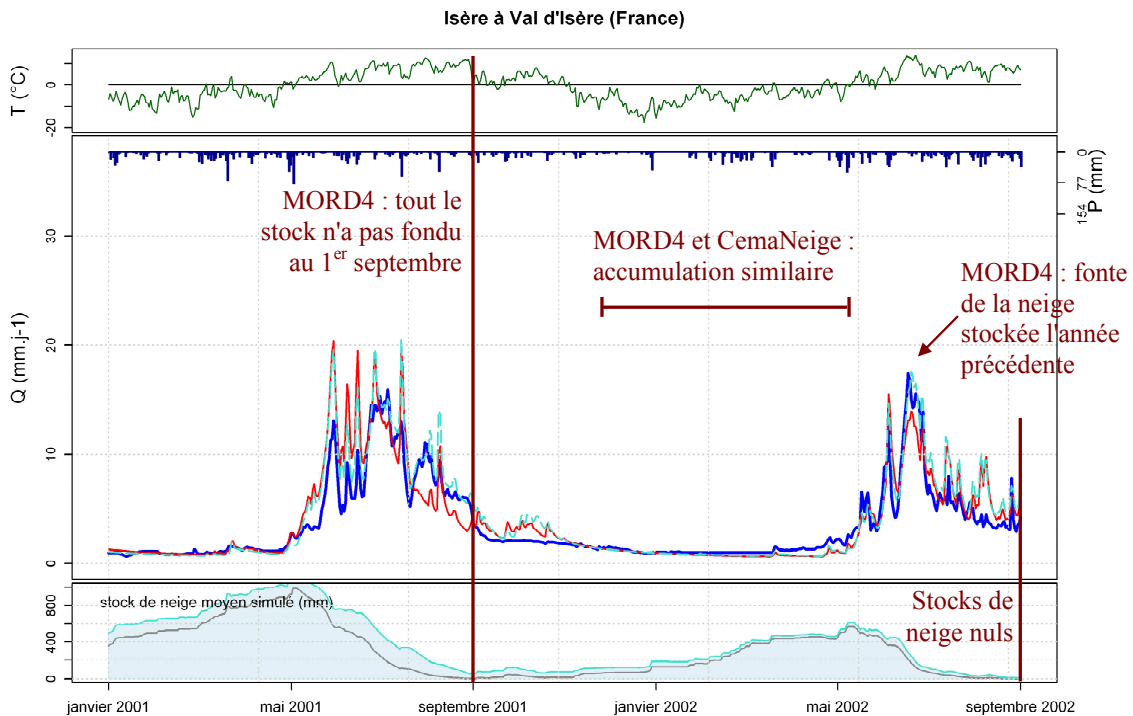


Figure 12-9 : Simulations de GR4J associé à MORD4 (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleue en gras) pour le bassin de l'Isère à Val d'Isère (France) du 1^{er} janvier 2001 au 31 août 2002. Le stock de neige simulé par MORD4 est en bleu, par CemaNeige en grisé.

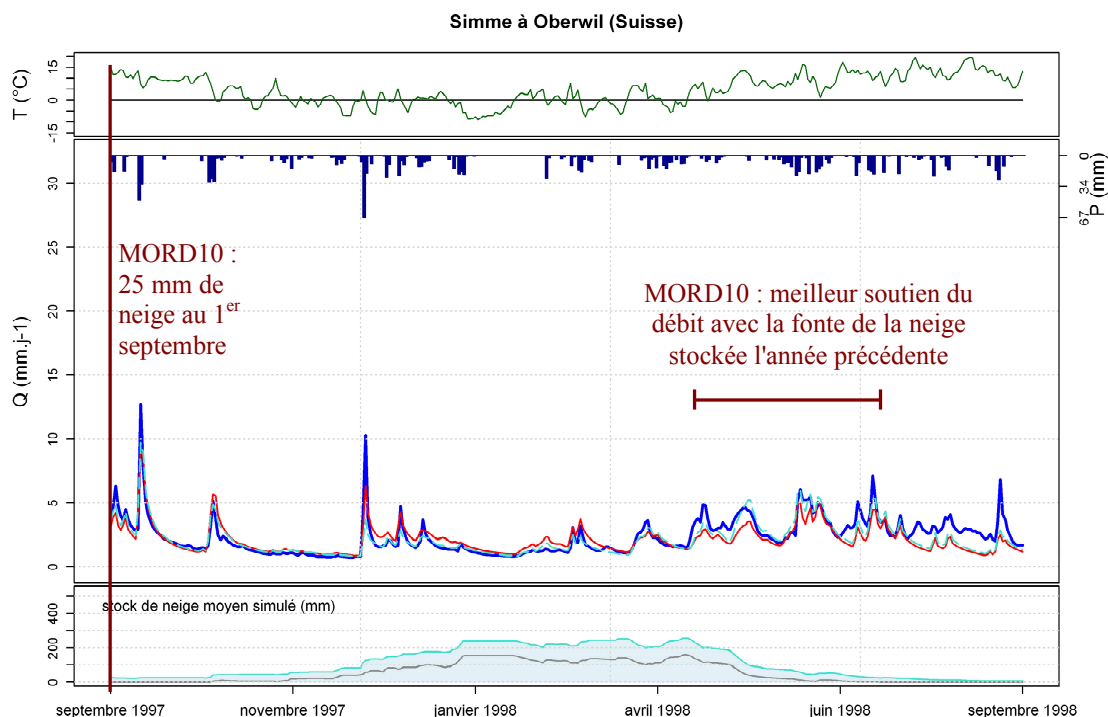


Figure 12-10 : Simulations de GR4J associé à MORD10 (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleu en gras) pour le bassin de la Simme à Oberwil (Suisse) du 1^{er} septembre 1997 au 31 août 1998. Le stock de neige simulé par MORD10 est en bleu, celui simulé par CemaNeige en grisé.

Un avantage des modules neige MORDOR, visible sur les trois exemples précédents, est une plus grande quantité de neige stockée au cours de la saison froide, ce qui lui permet ensuite de mieux soutenir le débit de fonte au printemps.

Enfin, pour clore cette analyse, nous reportons dans le Tableau 12-5 les performances obtenues avec CemaNeige, MORD4 et MORD10 (les trois meilleurs modules neige) pour les bassins fil rouge et en utilisant le modèle hydrologique GR4J.

	MORD10		MORD4		CemaNeige	
	Valid.	Fonte	Valid.	Fonte	Valid.	Fonte
Durance à Serre-Ponçon (France)	0.811	0.739	0.820	0.784	0.762	0.682
Gave d'Aspe à Bedous (France)	0.657	0.547	0.654	0.495	0.622	0.498
Bienne à Saint-Claude (France)	0.786	0.705	0.776	0.665	0.714	0.668
Dordogne à Bort les Orgues (France)	0.840	0.875	0.839	0.871	0.843	0.875
Isère à Val d'Isère (France)	0.765	0.573	0.758	0.604	0.717	0.559
Dischmabach à Davos (Suisse)	0.724	0.730	0.732	0.766	0.719	0.655
Simme à Oberwil (Suisse)	0.764	0.695	0.728	0.655	0.714	0.668
Laïslaven à Laisvall (Suède)	0.837	0.727	0.818	0.754	0.859	0.846
Vuottasbäcken à Vuoddasbäcken (Suède)	0.580	0.435	0.544	0.410	0.596	0.470
Chateauguay à Powerscourt (Québec)	0.619	0.537	0.653	0.550	0.720	0.716

Tableau 12-5 : Récapitulatif des critères de performance en validation et sur la période d'influence de la fonte des trois modules neige MORD10, MORD4 et CemaNeige sur les neuf bassins fil rouge de notre échantillon. Le modèle hydrologique utilisé est GR4J. Le bassin de l'Isère à Val d'Isère (France) a été rajouté ayant fait l'objet d'une illustration dans ce chapitre.

12.4. Synthèse

La comparaison des distributions de performance de CemaNeige par rapport aux sept autres modules neige montre des résultats très satisfaisants, et ce avec deux degrés de liberté seulement. Notre module se rapproche de l'efficacité atteinte par MORD10 (qui reste la référence à égaler au moins dans les Alpes) et est similaire à sa version simplifiée à quatre paramètres neige, MORD4. En regardant les distributions de performance sur des sous-échantillons de bassins, nous observons que CemaNeige est aussi efficace que MORD10 et MORD4 sur les bassins versants français de moyenne montagne, et plus performant sur l'échantillon de bassins suédois. Les modules de type MORDOR global restent au-dessus pour les bassins présentant de forts reliefs (Suisse et bassins français de montagne).

Les résultats de ce chapitre soulignent également la robustesse de CemaNeige. Il interagit peu lors du calage avec le modèle hydrologique auquel il est associé, contrairement au module HBV (ce dernier peut être utilisé pour compenser des excédents ou des déficits en eau, qui n'ont rien à voir avec la composante nivale). De plus, CemaNeige ne simule pas de longues accumulations pluriannuelles (contrairement à MORD4 ou MORD10), ce qui est rassurant pour sa stabilité en cas d'utilisation dans le cadre d'études sur les impacts des changements climatiques.

Enfin, nous gardons à l'esprit qu'il reste du chemin à parcourir pour mieux appréhender et comprendre la supériorité des modules neige de type MORDOR global, et espérer atteindre leur efficacité sur des bassins comme en Suisse. Pourtant, les résultats auxquels nous avons aboutis sont encourageants : tout en conservant la parcimonie de la structure, nous avons un module général et robuste qui, en termes de performance, approche les efficacités du meilleur module neige testé (qui lui, bénéficie de dix degrés de liberté).

Chapitre 13.

CemaNeige dans un environnement faiblement nival

13.1. Introduction

Comme nous l'avons souligné au Chapitre 7, l'objectif de ce travail de thèse était le développement d'un module neige générique pouvant être utilisé avec différents modèles hydrologiques et notamment avec GR4J. Le but est certes de pouvoir utiliser GR4J sur des bassins fortement influencés par la composante nivale, mais également (pour ne pas dire surtout) sur des bassins où la neige apparaît de manière très épisodique, et sur lesquels elle ne gouverne pas le régime hydrologique.

Jusque-là, le module CemaNeige a été appliqué sur des bassins fortement neigeux même si parmi les 219 bassins français de l'échantillon présenté au Chapitre 1, quelques-uns présentent des régimes pluvio-nival. Nous avons donc souhaité tester CemaNeige sur un nouvel échantillon de bassins versants, en France, pour lesquels les épisodes neigeux sont observés seulement quelques fois dans l'année, voire pas du tout certaines années. Nous voulons évaluer l'impact de l'introduction de CemaNeige en amont de GR4J, en termes de modification des performances (plus précisément évaluer les risques de perturbation, notamment pour l'identification des paramètres).

Dans une première partie, nous présentons le nouvel échantillon de bassins versants sur lequel CemaNeige va être évalué. Puis, dans une seconde partie, nous analysons le comportement du module neige en termes de performances, d'interactions avec le modèle hydrologique et d'impact sur la simulation des débits au travers de quelques exemples.

13.2. Présentation du nouvel échantillon de bassins

C'est en France que nous avons constitué notre nouvel échantillon de bassins versants peu influencés par la composante nivale. En effet, les 219 bassins présentés au Chapitre 1 sont tous situés dans les zones de reliefs, qui représentent une maigre partie du pays. Nous avons donc sélectionné de nouveaux bassins en dehors des zones déjà retenues.

13.2.1.873 bassins versants (très) peu influencés par la neige

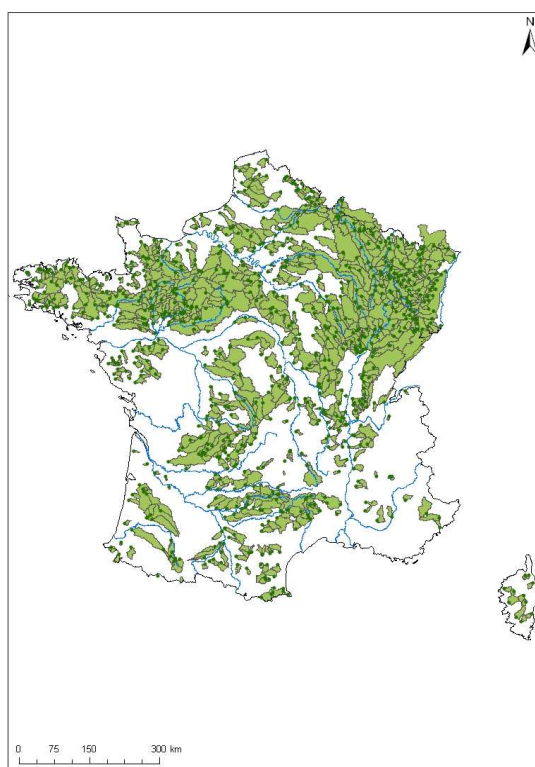


Figure 13-1 : Localisation géographique des bassins versants français faiblement influencés par la composante nivale.

Les 873 bassins versants de ce nouvel échantillon sont issus de la base de données construites par Le Moine (2008). Ils sont ainsi répartis sur la quasi-totalité du territoire français à l'exception des zones de forts reliefs comme les Alpes et les Pyrénées (cf. Figure 13-1). Un très grand nombre se situe sur le bassin de la Seine ainsi que dans le Nord-Est (bassin du Rhin, de la Meuse, de la Moselle, etc.). Nous avons pris soin de sélectionner des bassins différents des 219 que compte l'échantillon français utilisé jusque-là.

13.2.2. Caractéristiques physiographiques du nouvel échantillon

En comparaison à l'échantillon de bassins versants français influencés par la neige (en turquoise sur les graphes de la Figure 13-2), les bassins du nouvel échantillon présentent des superficies plus importantes, mais surtout des caractéristiques altitudinales très différentes. Les altitudes médianes sont beaucoup moins élevées (la médiane est d'environ 250 m contre 1000 m pour l'échantillon précédent). L'amplitude d'altitude entre les 95 % les plus élevés et les 5 % les plus bas est également plus faible : la médiane est d'environ 150 m, contre 620 m pour les 219 bassins neigeux. Les reliefs sont donc beaucoup moins marqués sur ce nouvel échantillon, ce qui rapprocherait ces bassins des échantillons québécois ou suédois si les éléments comparatifs se réduisaient aux caractéristiques physiographiques (cf. Tableau 1-3).

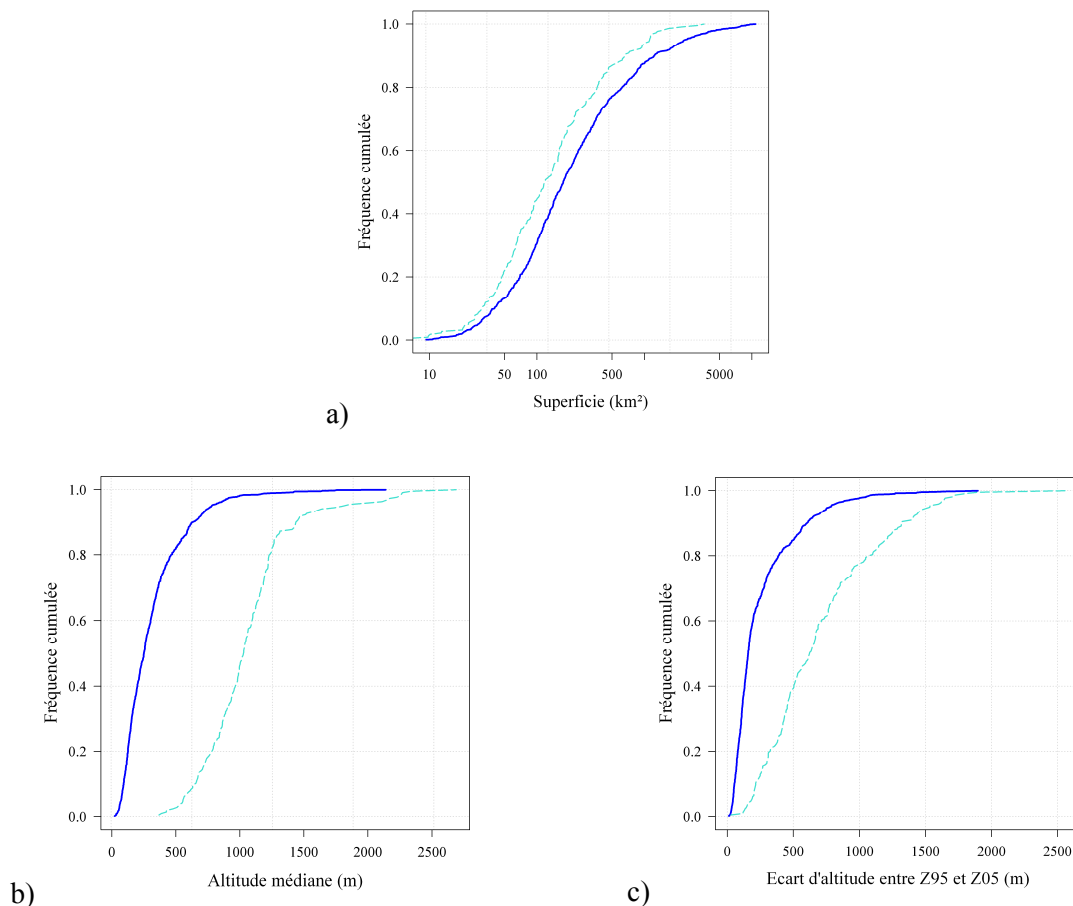


Figure 13-2 : Distributions a) des superficies, b) des altitudes médianes et c) des écarts d'altitude ($Z_{95} - Z_{05}$) des 873 bassins versants du nouvel échantillon. En pointillés turquoise sont représentées les distributions pour les 219 bassins versants de l'échantillon français dit « neigeux » présentés au Chapitre 1.

13.2.3. Caractéristiques climatiques et hydrologiques du nouvel échantillon

Les données climatiques du nouvel échantillon sont les précipitations et les températures issues de l'analyse SAFRAN (Vidal et al., 2009), calculées sur des mailles de 8 km x 8 km et sur la période 1995 – 2005.

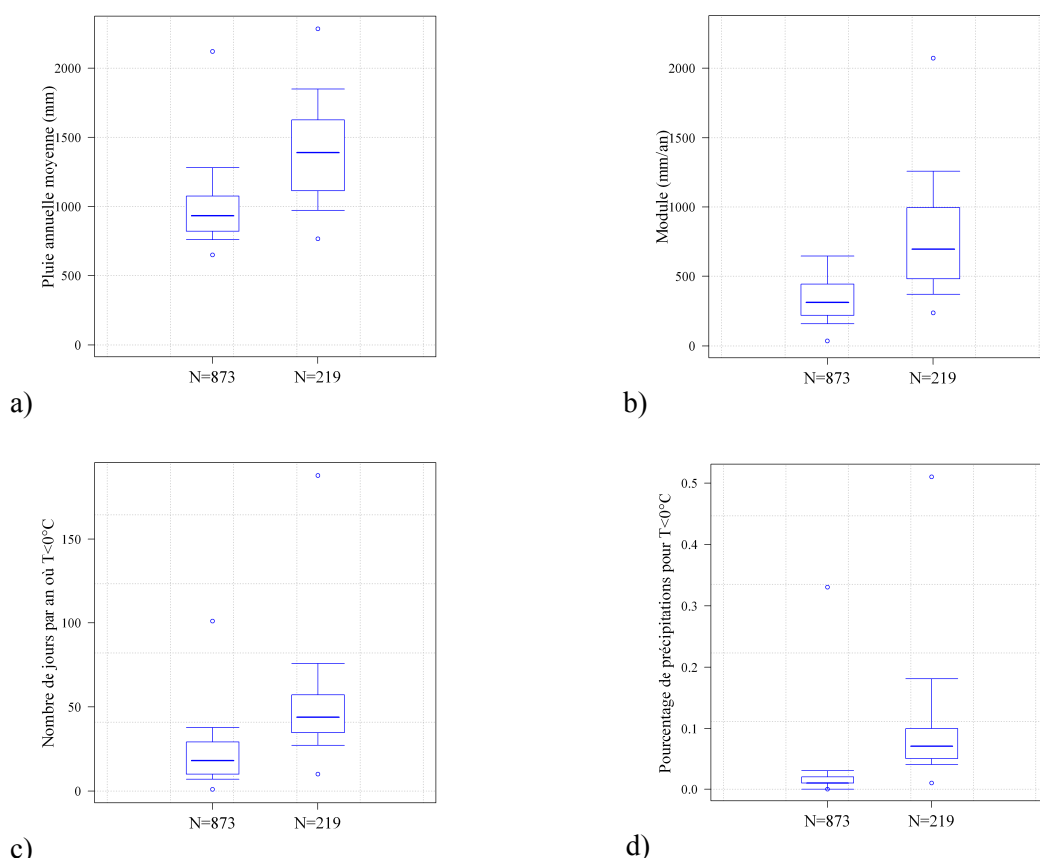


Figure 13-3 : Caractéristiques des bassins versants sous forme de boîtes à moustaches pour a) les cumuls pluviométriques annuels moyens, b) les modules, c) le nombre moyen de jours par an où la température de bassin est négative et d) le pourcentage de précipitations tombant lorsque la température inférieure à 0°C .

Les graphes de la Figure 13-3 présentent la distribution des caractéristiques climato-hydrologiques du nouvel échantillon de bassins français en comparaison de l'échantillon de 219 bassins neigeux. Les boîtes à moustaches sont sans équivoque : pour ces bassins, les précipitations observées, et par voie de conséquence les écoulements, sont nettement inférieurs à ceux de l'échantillon neigeux. De plus, les jours où la température est négative sont plus rares, mais surtout, le pourcentage de précipitations tombées ces jours-là est beaucoup plus faible : 90 % des 873 bassins versants voient moins de 5 % de leurs précipitations tombées à une température négative. Les caractéristiques climatiques de cet

échantillon le différencie fortement des bassins suédois et québécois (en opposition au paragraphe précédent) : sur ces derniers, la médiane des précipitations tombées en-dessous de 0 °C est d'environ 30 % des précipitations totales.

Même si ce seuil de 0 °C n'est pas absolu (il peut neiger au-dessus ou pleuvoir en-dessous, en témoignent les nombreux tests sur la fonction de calcul de la fraction neigeuse, présentés au Chapitre 9), il confirme tout de même la très faible influence de la composante nivale sur ces 873 bassins versants français sur lesquels va maintenant être testé le module CemaNeige.

13.3. Évaluation du module neige CemaNeige

13.3.1. Performances des simulations avec et sans module neige

Résultats généraux

Afin d'analyser les résultats, nous conservons les critères de validation et de neige : le critère de fonte calculé sur deux mois ne nous paraît plus pertinent sur cet échantillon étant donné le caractère très épisodique des événements neigeux qui peuvent survenir aléatoirement en novembre comme en mars...

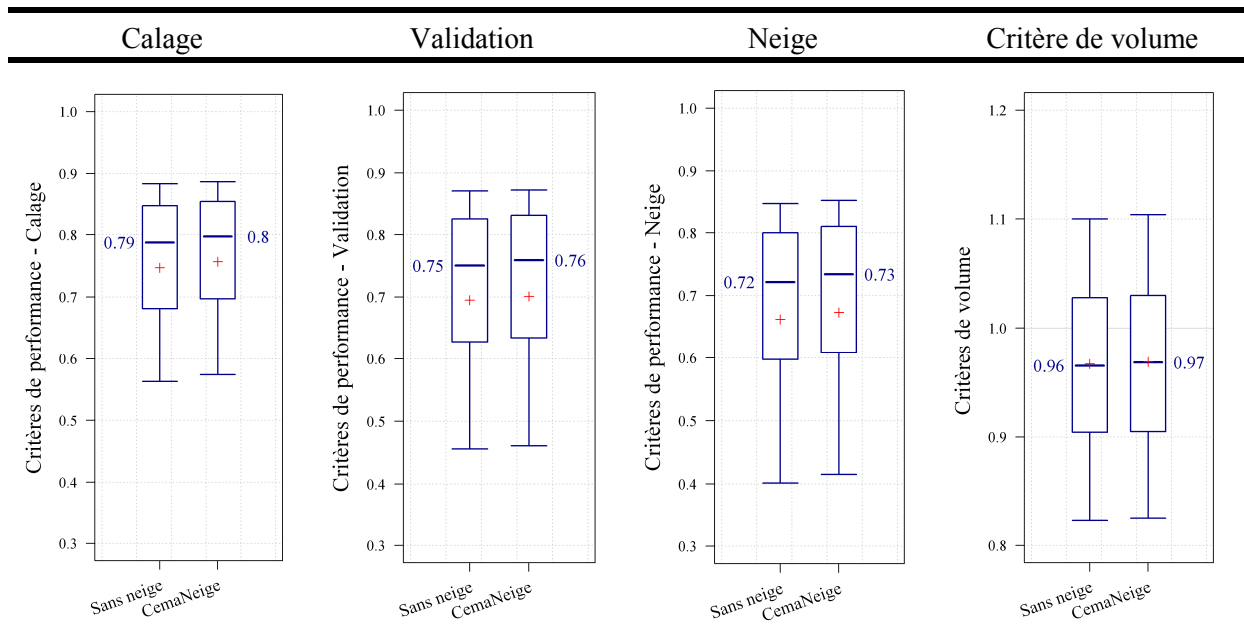


Tableau 13-1 : Performances obtenues sans module neige et avec CemaNeige sur les 873 bassins de l'échantillon français pour le critère a) de calage, b) de validation, c) de période d'influence de la neige, et d) le critère de bilan. Le modèle hydrologique utilisé est GR4J.

Quel que soit le critère auquel on s'intéresse, le Tableau 13-1 montre que l'utilisation du module CemaNeige améliore la distribution des performances sur les 873 bassins versants français. Les boîtes à moustaches présentent de meilleures valeurs avec un gain de un point pour l'ensemble des valeurs médianes.

Il est intéressant d'approfondir un peu ces premiers résultats encourageants, et notamment de savoir si CemaNeige dégrade les simulations sur certains bassins versants. Pour cela, nous avons distingué les bassins pour lesquels la différence entre le critère obtenu avec CemaNeige et le critère obtenu sans module neige est positive ou négative en validation, une valeur négative signifiant que CemaNeige dégrade les performances. La Figure 13-4 montre que moins d'un quart des bassins versants présentent une dégradation de leurs performances avec l'introduction de CemaNeige. Qui plus est, cette dégradation est minime comme le souligne la moyenne des différences (égale à -0.003 et -0.005 en validation et sur la période neige). En revanche, le gain est trois fois plus important pour les bassins où CemaNeige améliore les performances sur les deux périodes de calcul des critères.

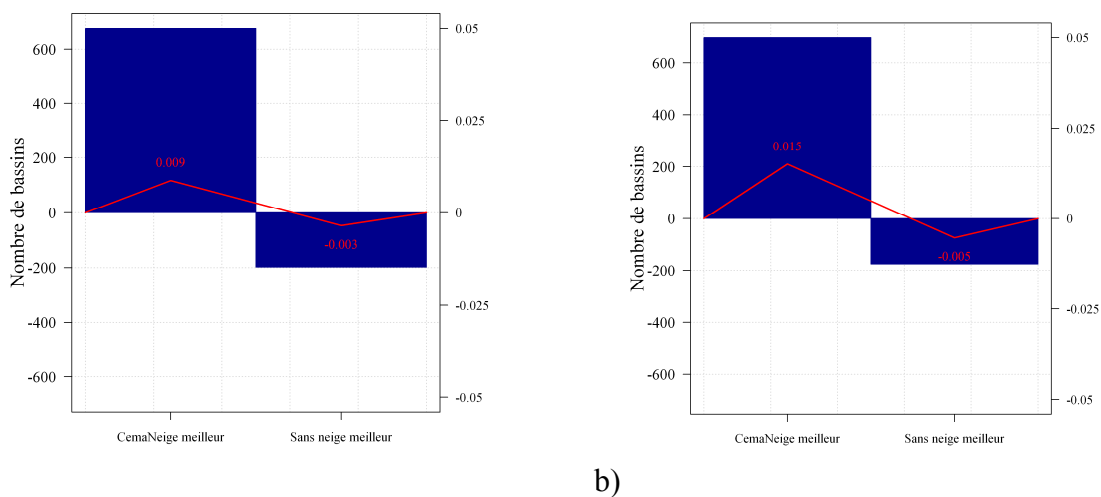


Figure 13-4 : Nombre de bassins sur lesquels CemaNeige améliore et dégrade les performances sur la période a) de validation et b) d'influence de la neige (1^{er} décembre – 31 mai) par rapport à une simulation sans module neige avec GR4J. En rouge sont reportées les valeurs moyennes des différences de critère sur chacun des sous-échantillons.

Évolution des performances en fonction d'indicateurs physiques

Nous avons regardé si la dégradation ou l'amélioration des performances avec l'introduction du module peut s'expliquer en fonction d'une ou plusieurs caractéristiques des bassins versants.

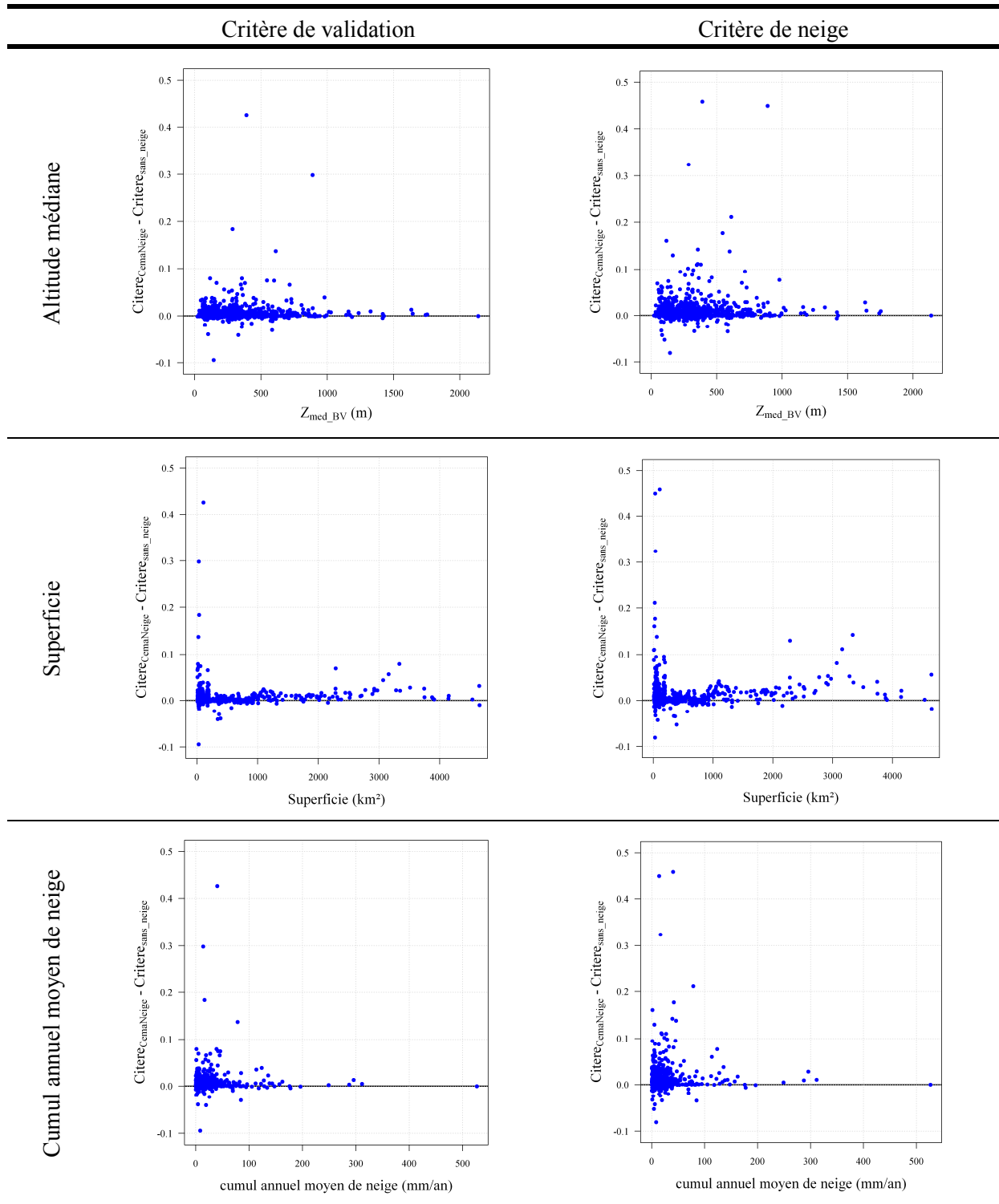


Tableau 13-2 : Différences de performance entre une simulation avec CemaNeige et une simulation sans module neige en fonction de trois indicateurs caractéristiques des bassins versants pour les critères de validation et de neige.

Les différents graphes du Tableau 13-2 ne montrent pas de tendance particulière à l'amélioration ou la dégradation que ce soit en fonction de la superficie, l'altitude médiane ou encore de la quantité de neige moyenne annuelle sur les bassins. D'autres indicateurs tels que la différence d'altitude des bassins ou encore le nombre de jours avec des températures négatives, ont été étudiés sans plus de succès. Néanmoins, il semble qu'introduire un module neige ne dégrade pratiquement jamais les performances sur les grands bassins (superficies supérieures à 1000 km²).

Enfin, nous regardons sur quels types de bassins se produisent les dégradations les plus importantes en terme de performance. La Figure 13-5 présente les différences entre les critères avec CemaNeige et sans module neige en fonction des critères obtenus sans module neige. Pour la très grande majorité des bassins ayant de bonnes performances sans module neige (critère supérieur à 0.8), il n'y a pas de dégradation avec l'introduction de CemaNeige. Nous observons même plutôt une augmentation des performances sur ces bassins (différences positives). Seuls deux bassins présentent des dégradations plus importantes : la Drôme à Sully, et surtout l'Adour à Estirac dont le critère est dégradé à la fois en validation et sur la période de neige. Pourtant, ce résultat est à relativiser. Au regard des chroniques, cette chute du critère est dû à un événement isolé pour lequel CemaNeige stocke de la neige alors que la réponse en débit suggère plutôt un épisode de pluie (cf. Figure 13-6). Finalement, nous verrons au paragraphe 13.3.3 que les performances globales sont peu dégradées pour ce bassin particulier.

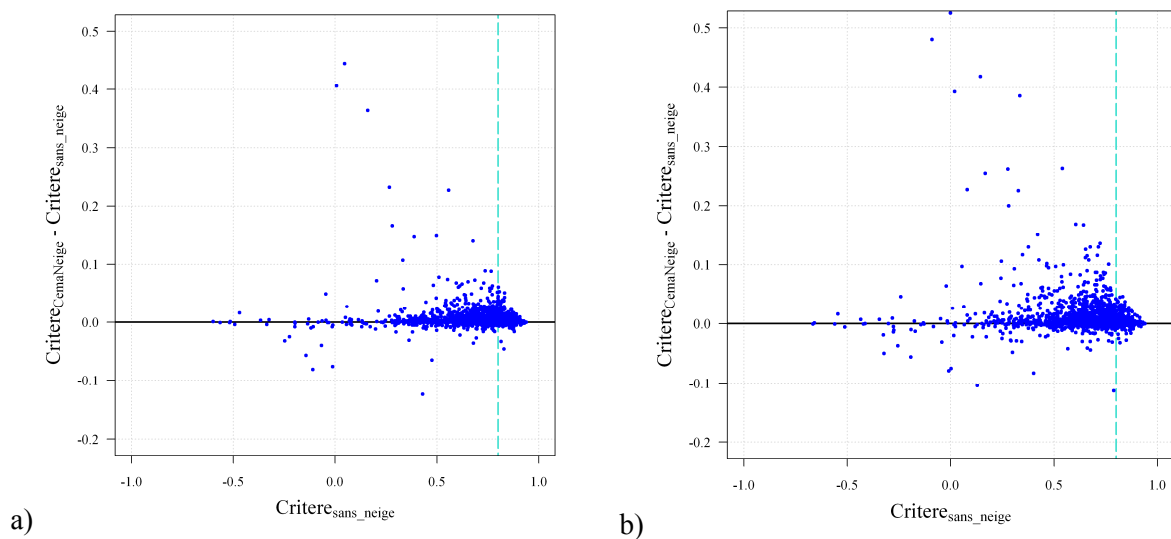


Figure 13-5 : Différences de performance entre une simulation avec CemaNeige et une simulation sans module neige en fonction des performances sans module neige pour la période a) de validation et b) d'influence de la neige. Résultats obtenus avec GR4J. La ligne pointillée turquoise représente un critère C_{2M} égal à 0.8.

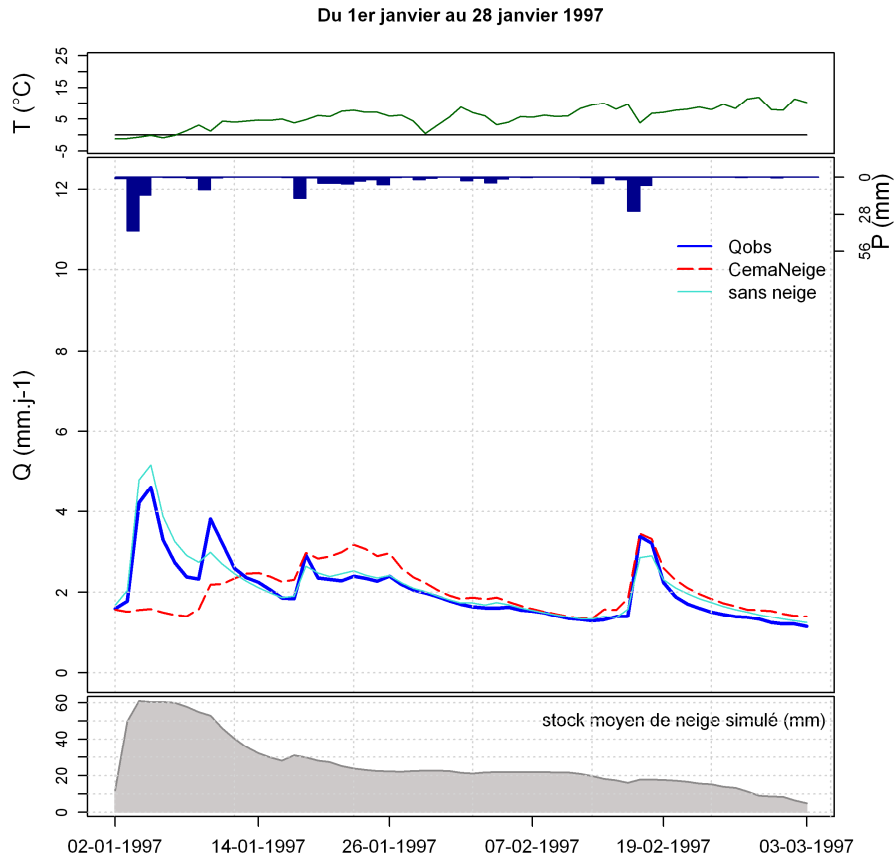


Figure 13-6 : Événement pluvieux de début janvier 1997 sur le bassin de l'Adour à Estirac. Le débit observé est en gras, le débit simulé sans module neige en trait fin turquoise et le débit simulé avec CemaNeige en pointillé rouge.

Visualisation cartographique

Pour finir cette comparaison des performances avec et sans module neige, nous cartographions les différences de performance en validation et sur la période d'influence de la neige afin de détecter d'éventuels ressemblances régionales.

Valeurs de Critère $CemaNeige - Critère_{sans_neige}$:

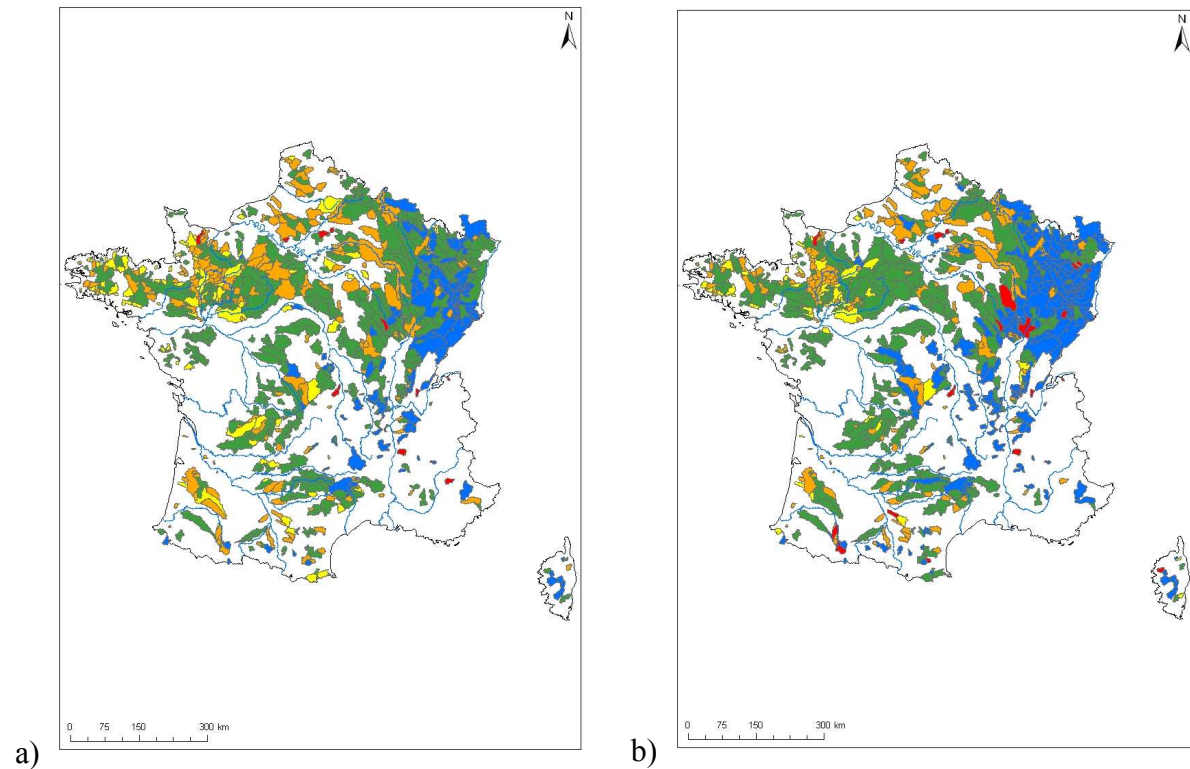
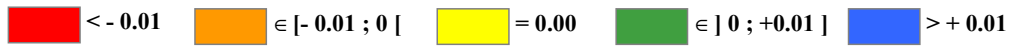


Figure 13-7 : Représentation cartographique des différences de critères de performance ($Critère_{CemaNeige} - Critère_{sans_neige}$) pour le critère a) de validation et b) d'influence de la neige.

Les cartes de la Figure 13-7 permettent de souligner quelques tendances régionales :

- Si nous nous intéressons à toute la période de validation (carte a), elle montre que les simulations des bassins du Nord-Est sont largement améliorées avec l'introduction de CemaNeige. Ailleurs, les performances évoluent très peu (les bassins sont en orange, jaune ou vert). Il n'y a que très peu de bassins présentant une différence de plus de un point (en rouge), sans que nous puissions établir une règle géographique pour ces derniers.
- En se concentrant sur la période d'influence de la neige (six mois du 1^{er} décembre au 31 mai), les améliorations avec l'introduction de CemaNeige sont plus importantes. C'est notamment le cas dans le Nord-Est où la très grande majorité des bassins présentent une différence supérieure à un point. Qui plus est, au Nord-Ouest, les bassins verts sont plus nombreux, soulignant une très légère amélioration des performances pendant l'hiver et le printemps. En revanche par rapport à la période de validation, nous remarquons que les pertes de performance sont également plus importantes puisque des bassins qui étaient oranges deviennent rouges sur la période d'influence de la neige : il arrive que CemaNeige soit contreproductif. Néanmoins, en reprenant les graphes de la Figure 13-5, il s'agit de bassins pour lesquels les performances étaient déjà médiocres ($C2m_{sans_neige}$ inférieur à 0.5). Il est probable dans ces cas que le module compense d'autres problèmes de modélisation ou des problèmes externes (influences, problèmes dans les données, etc.).

13.3.2. Étude des paramètres neige et hydrologiques

Les paramètres du module neige

La Figure 13-8 présente les distributions des valeurs optimisées des paramètres du module CemaNeige sur les 873 bassins versants de l'échantillon (bleu foncé). Elles sont comparées aux distributions obtenues avec CemaNeige sur les 219 bassins français neigeux (turquoise).

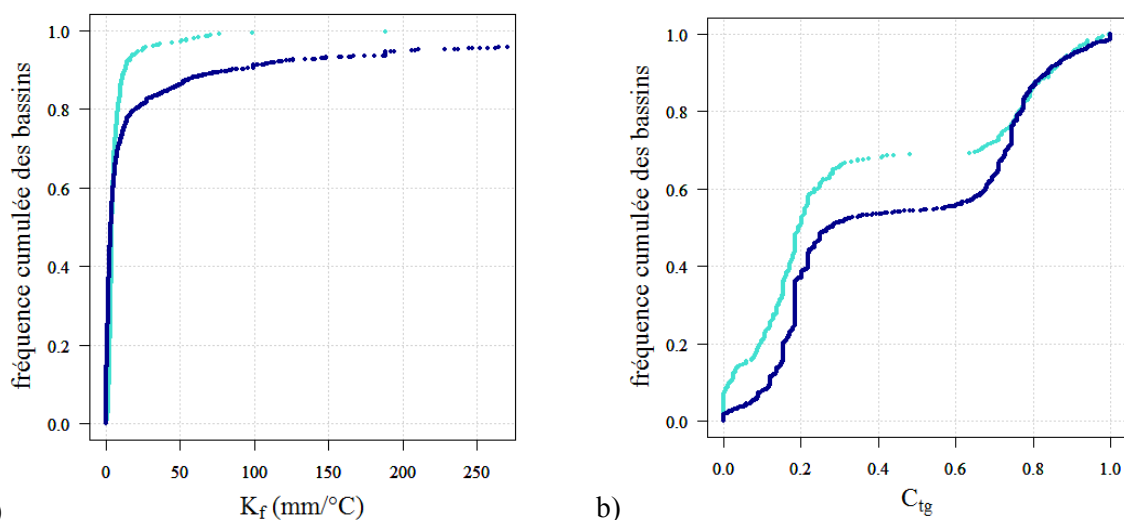


Figure 13-8 : Distributions des valeurs optimisées des paramètres pour a) le facteur de fonte et b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau. Valeurs obtenues avec le modèle hydrologique GR4J sur les 873 bassins français peu influencés par la neige (bleu foncé) et les 219 bassins français neigeux (turquoise).

Pour les deux paramètres, les valeurs optimisées montrent une tendance à l'augmentation :

- 20 % des 873 bassins voient leur K_f se caler à une valeur supérieure à 20 mm/j, alors que la littérature indique plutôt un facteur de fonte de l'ordre de 2 à 5 mm/j (OMM, 1986a). Ces fortes valeurs jouent un rôle d'accélérateur de la fonte : quand le module stocke de la neige, il a tendance à la faire fondre très rapidement, K_f fort produisant une lame de fonte importante dès que la température de l'air est supérieure à 0 °C.
- C_{T_g} plus important signifie que l'inertie thermique du manteau est plus grande. Or, ici, le raisonnement à propos de cette forte inertie est différent de celui fait sur des bassins fortement nivaux. C_{T_g} ne signifie plus que le manteau reste froid longtemps et retarde le déclenchement de la fonte. En effet, puisque les températures sont plus rarement négatives, une plus grande inertie de l'état thermique du manteau conduit à des valeurs de $eT_G(z, j)$ très proches de 0 °C¹. En d'autres termes, le manteau est quasiment toujours mûr et la fonte possible dès que la température de l'air redevient positive.

¹ Nous rappelons ici que $eT_G(z, j)$ est majoré par 0 °C dans CemaNeige.

Nous retrouvons bien ici des caractéristiques de bassins versants faiblement influencés par la neige : dans les cas, rares, où des chutes de neige apparaissent, l'optimisation du module neige conduit à une fonte rapide due à un facteur de fonte élevé et pas ou peu de retardement puisque le manteau n'est pas (très) froid.

Les paramètres du modèle hydrologique

La comparaison des valeurs optimisées des paramètres du modèle hydrologique GR4J avec CemaNeige et sans module neige montre que ces derniers évoluent peu lorsqu'on introduit un module neige (cf. Figure 13-9). Ce résultat sur des bassins peu influencés par le phénomène neigeux est rassurant et souligne la robustesse du modèle hydrologique, du module neige et de l'association des deux : le module neige n'intervient pas a priori en dehors de son champ d'application, hormis quelques cas particuliers.

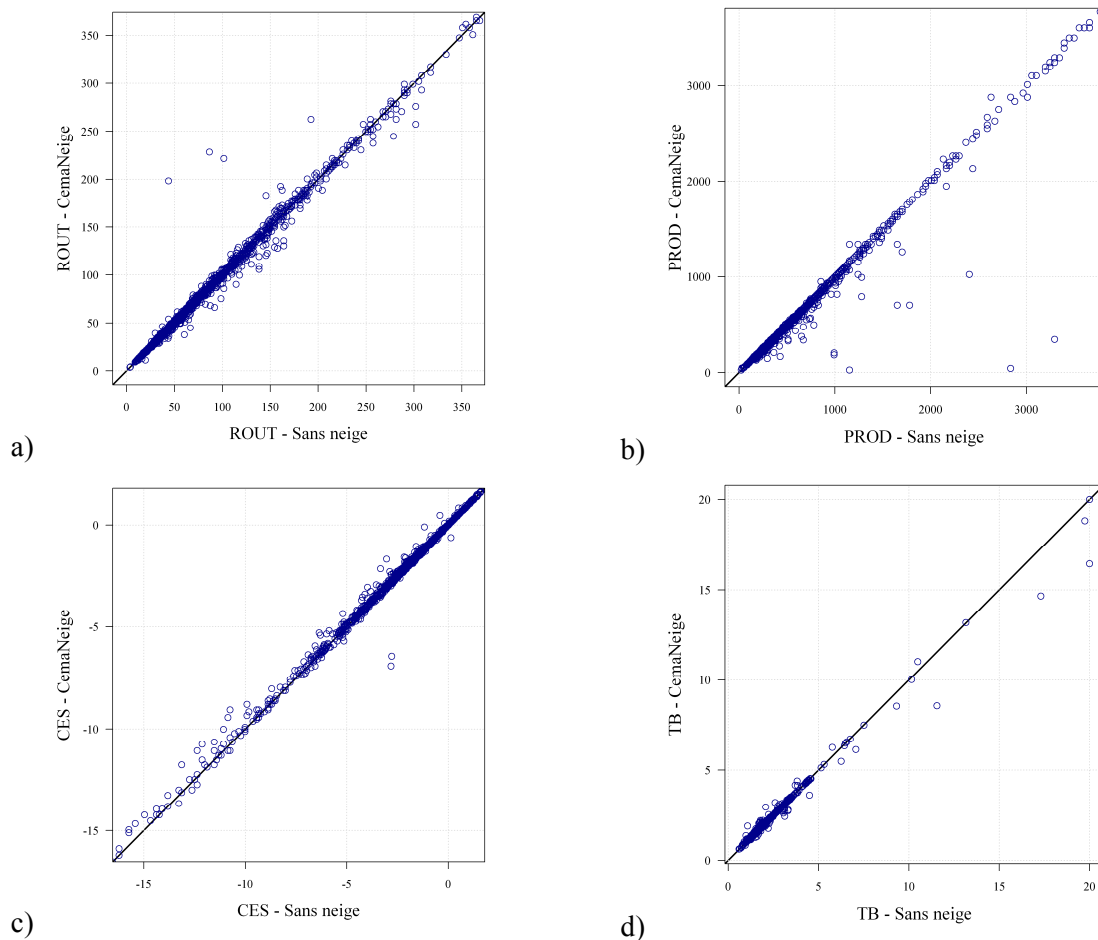


Figure 13-9 : Valeurs des paramètres du modèle hydrologique GR4J avec CemaNeige en fonction des paramètres sans module Neige pour a) *ROUT* (capacité maximale du réservoir de routage, mm), b) *PROD* (capacité maximale du réservoir de production, mm), c) *CES* (paramètre d'échange) et d) *TB* (temps de base des hydrogrammes unitaires, jour).

13.3.3. Illustrations des résultats sur quelques bassins

Pour clore ce dernier test, nous regardons quelques chroniques simulées sur des bassins versants pour lesquels l'introduction de CemaNeige permet de prendre en compte les rares épisodes de neige.

Nom des bassins	Sans neige		CemaNeige				Z_{med} (m)	Superficie (km ²)	% de Neige
	Valid.	Neige	Valid.	Neige	K_f	C_{T_G}			
La Moselotte à Vagney (68)	0.734	0.633	0.812	0.774	11.1	0.01	831	185	8.4
La Moselle à Saint-Nabord (68)	0.738	0.711	0.795	0.823	11.1	0.19	710	620	6.9
L'Adour à Estirac (65)	0.817	0.754	0.812	0.711	10.9	0.08	452	860	2.6
Le Rahin à Plancher-bas (71)	0.762	0.655	0.836	0.793	10.9	0.10	806	31	6.4
La Valserine à Lancrans (01)	0.617	0.437	0.800	0.761	11.2	0.22	980	349	11.2
Le Tech à La Preste (66)	0.306	0.303	0.444	0.516	11.4	0.06	1742	19	17.8

Tableau 13-3 : Récapitulatif des performances avec et sans module neige ainsi que des caractéristiques de 6 bassins versants sélectionnés parmi les 873 de l'échantillon.

Pour chacun de ces six bassins versants, nous représentons les simulations effectuées avec GR4J en période de validation sans module neige (pointillés turquoise) et avec CemaNeige (ligne rouge) afin de comparer les chroniques simulées aux observées.

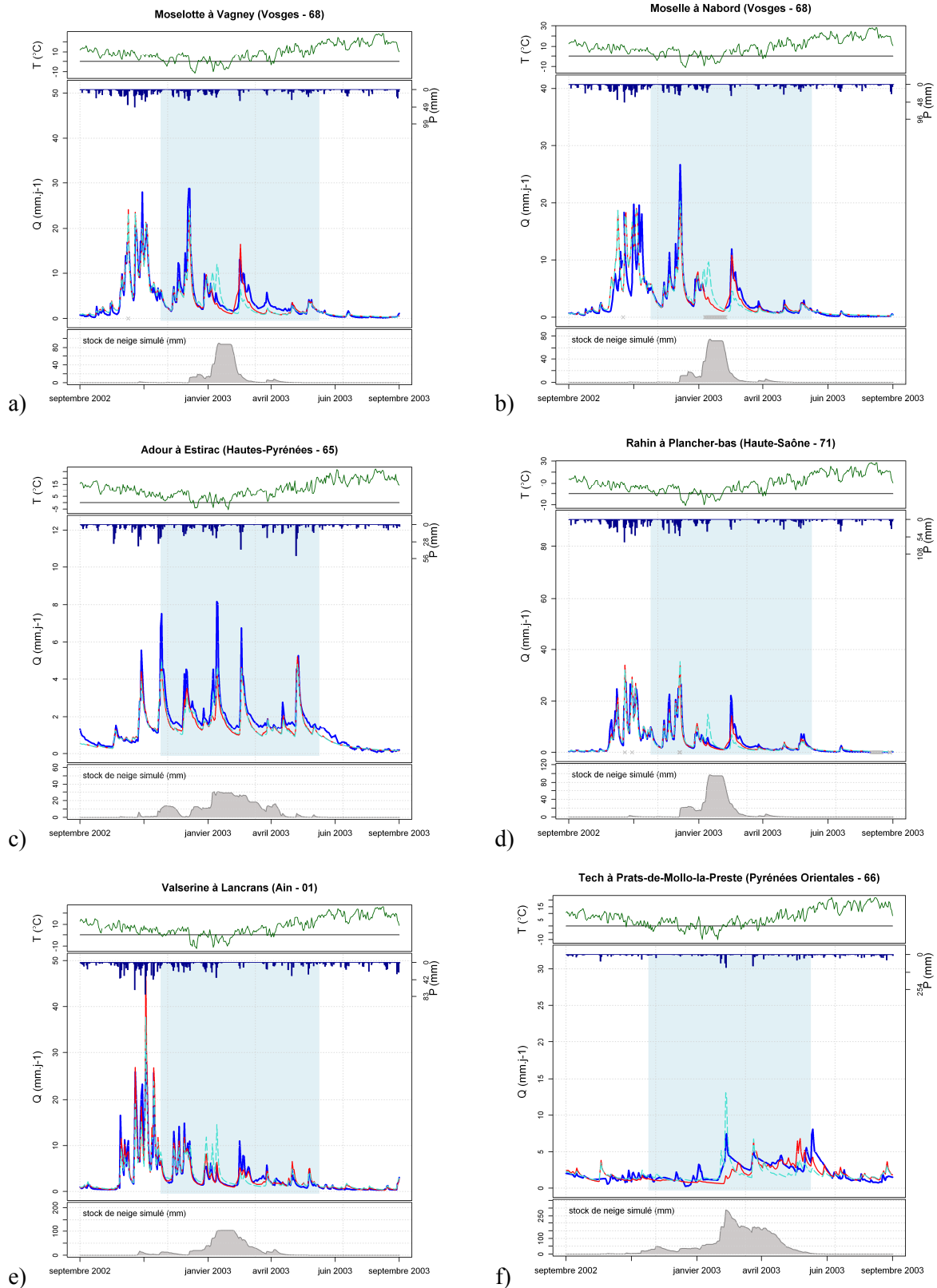


Figure 13-10 : Comparaison des simulations de GR4J sans module neige (pointillés turquoise) et avec CemaNeige (ligne rouge) par rapport aux débits observés (ligne bleu en gras) pour les six bassins versants du Tableau 13-3, sur la période du 1^{er} septembre 2002 au 31 août 2003.

Les chroniques de la Figure 13-10 soulignent l'intérêt de CemaNeige pour modéliser le débit des six bassins sélectionnés sur lesquels des épisodes de neige peuvent survenir. Néanmoins, il arrive que le module neige ne soit pas toujours efficace, comme pour l'Adour à Estirac (Figure 13-6 et Tableau 13-3) ou encore la Tech à Prats-de-Mollo-la-Preste (graphe f de la Figure 13-6). Sur ce bassin, au cours de l'épisode de fin février 2003, le module a emmagasiné un stock de neige alors qu'une partie, sans doute tombée sous forme liquide, s'est écoulée rapidement vers l'exutoire¹. Pourtant ces cas restent rares au vu des améliorations de performances constatées au cours des paragraphes précédents.

13.4. Synthèse

Ce dernier chapitre avait pour but de tester le fonctionnement du module CemaNeige sur des bassins peu, voire marginalement, influencés par la neige. Nous souhaitions en effet développer un module neige capable de prendre en compte des épisodes de neige (très) épisodiques sans pour autant dégrader la qualité des simulations hors de ces périodes nivales.

Les résultats soulignent que CemaNeige ne dégrade pas les performances des bassins peu neigeux, surtout lorsque celles-ci sont déjà satisfaisantes (valeurs de C_{2M} supérieures à 0.8). De plus, l'introduction du module neige améliore les performances moyennes.

Nous retiendrons que les valeurs des paramètres neige évoluent légèrement pour s'adapter aux caractéristiques de ces bassins : l'inertie thermique du stock de neige est augmentée afin de conserver un état thermique proche de 0 °C. Combiné à des facteurs de fonte plus élevés, cela contribue à une fonte rapide du manteau, caractéristique de ces bassins versants.

¹ Les performances du modèle restent dans tous les cas assez limitées sur ce bassin (même sans module neige), indiquant d'autres problèmes de modélisation.

Conclusion générale

Ainsi s'achève ce travail de thèse sur la prise en compte de la neige dans un modèle précipitations – débit global au Cemagref d'Antony... sous les flocons de neige s'invitant sans doute pour l'occasion (quelles meilleures conditions aurait-on pu espérer finalement ?).

Cette thèse se proposait de développer à la fois une méthode simple de spatialisation des températures et des précipitations pour servir d'entrées à la modélisation et un module neige parcimonieux, robuste, général et performant dans différents environnements. Dans une première partie, nous avons présenté les terrains d'étude sur lesquels ont été testés et développés nos travaux. Nous avons constitué un large échantillon de bassins versants répartis dans quatre pays et où les influences nivales s'expriment de façons très différentes : des bassins situés sous de hautes latitudes en Suède, des bassins dans des conditions hivernales très froides comme au Québec, des bassins avec de forts reliefs, comme de moyenne montagne, en France en Suisse, et en Suède. Nous avons également exposé les deux grands axes des travaux réalisés : d'une part, la recherche d'amélioration des données d'entrées que sont les précipitations et les températures de l'air et d'autre part, le développement d'un module neige.

Que faut-il retenir de la spatialisation des données d'entrée ?

Nous sommes partis de l'hypothèse que de bonnes données d'entrée sont tout aussi essentielles que l'utilisation d'outils performants en modélisation hydrologique. Or, dans les régions qui nous intéressent, les précipitations sont délicates à mesurer localement (surtout s'il s'agit de neige) et à estimer à l'échelle des bassins versants (les stations sont peu nombreuses, notamment en altitude). Cette difficulté n'est pas nouvelle et la littérature est extrêmement riche à ce sujet. Il existe de nombreuses méthodes efficaces de spatialisation de l'information, mais peu s'appuient sur des résultats à travers différentes régions du monde. Nous avons proposé une méthode simple de spatialisation (s'appuyant sur le voisinage et l'introduction de corrections altitudinales).

L'étude de la température de l'air a montré l'intérêt d'utiliser des gradients altitudinaux saisonniers en France, en Suisse et en Suède. Au Québec seul, un gradient constant toute

l'année se justifie. Qui plus est, la spatialisation des températures minimales est rendue nettement plus délicate du fait des effets locaux influençant la mesure plus fortement que l'altitude.

La spatialisation de la précipitation a mis en évidence l'intérêt d'introduire une correction altitudinale, sauf au Québec où le voisinage seul suffit. La définition du voisinage est également beaucoup plus dépendante de la région considérée et de la densité du réseau disponible. Les études statistiques ont souligné des incertitudes assez faibles liées au paramétrage de notre méthode.

Nous avons pu évaluer la qualité des simulations hydrologiques obtenues avec les données issues de notre méthode de spatialisation et des données issues de méthodes largement utilisées en hydrologie. Nos tests ont montré la robustesse de notre méthode : beaucoup plus performante que l'utilisation de la méthode de Thiessen (sans prise en compte de l'altitude), elle donne également de meilleurs résultats que les données issues de l'analyse SAFRAN. Ces résultats confirment l'importance du travail amont à toute modélisation hydrologique, à savoir la collecte des données et leur estimation spatiale à l'échelle des bassins, spécialement en contexte d'influences nivales fortes.

A quel type de module neige avons-nous abouti ?

Nous avons démarré nos travaux de modélisation avec un module neige extrêmement simple et une liste de quatre axes de recherche pour guider nos pas (le traitement de la donnée précipitation ; l'amélioration de la formule degrés-jour ; le choix de la résolution spatiale ; les enrichissements potentiels à prendre en compte dans le processus de fonte). Le module auquel nous avons abouti (appelé CemaNeige) possède deux paramètres libres, quatre paramètres fixés empiriquement et deux états internes spécifiques à la neige. Il considère une distribution en cinq bandes d'altitude d'égale surface et une fonction de répartition pluie / neige dépendant de l'altitude médiane du bassin considéré. Une analyse de sensibilité sur les deux paramètres libres a montré qu'en les fixant à leur valeur médiane, la dégradation des performances était limitée. Cette conclusion est prometteuse pour l'utilisation d'une version de CemaNeige sans paramètres libres, potentiellement utile pour une application sur des bassins non jaugés.

Les nombreux tests réalisés n'ont pas tous été couronnés de succès, un certain nombre de composantes ont ainsi été écartées : malgré la complexification du module, elles n'apportaient pas de gain significatif et généralisé des performances. C'est par exemple le cas de la rétention en eau liquide du manteau de neige. Nous avons pu détailler les résultats de ces pistes que nous avons qualifiées d'"impasses", mais que nous considérons en fait comme des options ayant un rôle de deuxième ordre dans le traitement de la neige. Certaines apportent cependant des améliorations dans des conditions particulières, sans que ce soit généralisable.

La confrontation de CemaNeige aux modules neige existants que nous avons retenus a été très instructive. Elle a souligné les bonnes performances du module développé, en comparaison de la majorité des autres structures, et ce malgré sa parcimonie lui conférant a priori moins de flexibilité. Il se révèle très efficace en Suède où ses performances sont nettement supérieures à celles du module neige MORDOR à 10 paramètres, module le plus efficace parmi les modules existants testés. En France, sur les bassins de moyenne montagne, il égale quasiment les performances de ce module. En revanche, la version à 10 paramètres du module neige MORDOR global reste plus efficace que CemaNeige, pour les bassins versants avec de forts reliefs (Suisse et France), ce qui montre la marge de progression encore possible.

Enfin, comme nous souhaitons améliorer également la prise en compte de la neige sur les bassins (très) peu influencés par la neige sans dégrader les performances par ailleurs, nous avons évalué les performances de CemaNeige sur un échantillon de bassins français non utilisés pour le développement du module. Les résultats se sont révélés satisfaisants : CemaNeige permet d'améliorer la qualité des simulations en moyenne en adaptant les valeurs de ses paramètres aux bassins.

Quelles perspectives ?

Ce travail a montré la possibilité de développer un module neige parcimonieux, général et efficace aussi bien dans des environnements très fortement nivaux (Suède) que moins influencés par la neige (France en moyenne montagne, voire en plaine).

Malgré les objectifs atteints, il subsiste des voies d'amélioration, notamment pour tenter de mieux comprendre ce qui manque à CemaNeige par rapport à la version à 10 paramètres du module neige MORDOR sur les bassins suisses et français de haute montagne. Cette supériorité est-elle liée au grand nombre de degrés de liberté de MORDOR ou à sa structure globale atypique ?

Qui plus est, il pourrait être intéressant de réaliser des tests plus poussés (et contraignants) des modules neige. Nous avons noté à plusieurs reprises le risque d'accumulation interannuelle de neige pour certains modules (suivant le choix de la distribution en zones d'altitude d'égale surface ou d'égal dénivelé, puis avec les simulations réalisées par les versions globales du module neige MORDOR). Le *differential split sample test*, qui est conseillé lorsqu'un modèle doit être utilisé dans des conditions très différentes de celles du calage (Klemeš, 1986), pourrait être plus discriminant vis-à-vis de ces comportements. Il permettrait ainsi d'acquiescer une plus grande confiance dans les modules neige, notamment pour des applications à long terme en contexte non stationnaire (changement climatique par exemple).

Des développements sont également envisageables, comme l'assimilation des données d'enneigement et d'équivalent en eau. Les résultats intéressants obtenus dans ce sens par

Gottardi (2009) pour améliorer sa méthode de spatialisation des précipitations montrent qu'il y a des gains à attendre de cette voie. Qui plus est, l'assimilation de telles données à un module neige peut servir à confronter les stocks de neige simulés aux mesures de terrain. Cette information est très utile dans une perspective de prévision puisqu'elle permet à l'hydrologue d'adapter le stock simulé en fonction de données mesurées. Ainsi, si un événement a été raté, l'assimilation des données neige peut permettre de corriger la quantité de neige stockée, pour le reste de la saison. Qui plus est, cette information est également valorisable en simulation notamment pour différencier deux modules d'égale performance : celui simulant des stocks les plus proches des mesures de neige serait alors préféré.

Enfin, il peut être intéressant d'étudier la question du routage de l'eau de fonte. L'ensemble des travaux réalisés a introduit l'eau de fonte en entrée du modèle hydrologique, en l'ajoutant directement à la pluie liquide. Il pourrait être judicieux de répartir cette lame de fonte à différents endroits du modèle hydrologique comme le fait la version à 11 paramètres du module neige MORDOR global, utilisé en opérationnel. Il serait intéressant de se demander s'il existe de meilleures solutions, et voir comment de telles options sont généralisables à différents modèles.

Bibliographie

- Allerup, P. et Madsen, H., 1980. Accuracy of point precipitation measurements. *Nordic Hydrology*, 11(2): 57-70.
- Alpert, P., 1986. Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Climate & Applied Meteorology*, 25(4): 532-545.
- Anderson, E.A., 1973. National Weather Service River Forecast System - Snow Accumulation and Ablation Model. NOAA Technical Memorandum, NWS HYDRO-17.
- Anderton, S.P., White, S.M. et Alvera, B., 2004. Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrological Processes*, 18(3): 435-453.
- Andréassian, V., Hall, A., Chahinian, N. et Schaake, J., 2006. Introduction and Synthesis: Why should hydrologists work on a large number of basin data sets? IAHS-AISH Publication(307): 1-5.
- Andréassian, V., Perrin, C. et Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 19-35.
- Andrieu, H., Creutin, J.D., Delrieu, G. et Faure, D., 1997. Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part I: Radar measurement interpretation. *Journal of Hydrology*, 193(1-4): 1-25.
- Barry, R.G., 2008. Mountain weather and climate. 3rd edition. Cambridge University Press, 506 pp.
- Basist, A., Bell, G.D. et Meentemeyer, V., 1994. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *Journal of Climate*, 7(9): 1305-1315.
- Bengtsson, L., 1976. Snowmelt estimated from energy budget studies. *Nordic Hydrology*, 7(1): 3-18.
- Benichou, P. et Le Breton, O., 1987. Use of topography on mapping of statistical rainfall fields. *La météorologie*, 19: 23-34.
- Bergström, S., 1975. Development of a snow routine for the HBV-2 model. *Nordic Hydrology*, 6(2): 73-92.
- Bergström, S., 1991. Principles and confidence in hydrological modelling. *Nordic Hydrology*, 22(2): 123-136.
- Bergström, S., 1995. The HBV model. In: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Chapter 13. Water Resources Publications, pp. 443-476.
- Beven, K.J. et Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1): 43-69.
- Bleasdale, A. et Chan, Y.K., 1972. Orographic influences on the distribution of precipitation, IAHS-AISH Publication 106, pp. 322-333.
- Blöschl, G. et Kirnbauer, R., 1991. Point snowmelt models with different degrees of complexity - internal processes. *Journal of Hydrology*, 129(1-4): 127-147.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R. et Gutknecht, D., 1990. Modelling snowmelt in a mountainous river basin on an event basis. *Journal of Hydrology*, 113(1-4): 207-229.

- Blöschl, G., Kirnbauer, R. et Gutknecht, D., 1991. Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment I. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resources Research*, 27(12): 3171-3179.
- Bolstad, P.V., Swift, L., Collins, F. et Régnière, J., 1998. Measured and predicted air temperatures at basin to regional scales in the southern Appalachian mountains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91(3-4): 161-176.
- Boughton, W. et Chiew, F., 2007. Estimating runoff in ungauged catchments from rainfall, PET and the AWBM model. *Environmental Modelling and Software*, 22(4): 476-487.
- Bowling, L.C., Lettenmaier, D.P., Nijssen, B., Graham, L.P., Clark, D.B., El Maayar, M., Essery, R., Goers, S., Gusev, Y.M., Habets, F., Van Den Hurk, B., Jin, J., Kahan, D., Lohmann, D., Ma, X., Mahanama, S., Mocko, D., Nasonova, O., Niu, G.Y., Samuelsson, P., Shmakin, A.B., Takata, K., Verseghy, D., Viterbo, P., Xia, Y., Xue, Y. et Yang, Z.L., 2003. Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2(e) 1: Experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, 38(1-2): 1-30.
- Braun, L.N., Brun, E., Durand, Y., Martin, E. et Tourasse, P., 1994. Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology*, 25(1-2): 129-144.
- Braun, L.N. et Lang, H., 1986. Simulation of snowmelt runoff in lowland and lower Alpine regions of Switzerland, IAHS-AISH Publication 155, pp. 125-140.
- Brubaker, K., Rango, A. et Kustas, W., 1996. Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model. *Hydrological Processes*, 10(10): 1329-1343.
- Burn, D.H. et Boorman, D.B., 1993. Estimation of hydrological parameters at ungauged catchments. *Journal of Hydrology*, 143(3-4): 429-454.
- Cazorzi, F. et Dalla Fontana, G., 1996. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology*, 181(1-4): 169-187.
- Charbonneau, R., Lardeau, J.P. et Obled, C., 1981. Problems of modelling a high mountainous drainage basin with predominant snow yields. *Hydrological Sciences Bulletin*, 26(4): 345-361.
- Chiew, F.H.S., Peel, M.C. et Western, A.W., 2002. Application and testing of the simple rainfall-runoff model SIMHYD. In: V.P. Singh et D.K. Frevert (Editors), *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, pp. 335-367.
- Conrad, V. et Pollak, L.W., 1962. *Methods in Climatology*. Harvard University Press, 459 pp.
- Court, A., 1960. Reliability of hourly precipitation data. *Journal of Geophysical Research*, 65(12): 4017-4024.
- Creutin, J.D., Andrieu, H. et Faure, D., 1997. Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: Radar measurement validation. *Journal of Hydrology*, 193(1-4): 26-44.
- Daly, C., Neilson, R.P. et Phillips, D.L., 1994. A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33(2): 140-158.
- Danard, M., 1971. A simple method of computing the variation of annual precipitation over mountainous terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 2: 188-206.
- Dawdy, D.R. et Langbein, W.B., 1960. Mapping mean areal precipitation. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, 5: 16-23.
- De Montmollin, F.A., Olivier, R.J., Simard, R.G. et Zwahlen, F., 1980. Evaluation of a precipitation map (Switzerland) using a smoothed elevation-precipitation relationship and optimal estimates (Kriging). *Nordic Hydrology*, 11(3-4): 113-120.

- DeBeer, C.M. et Pomeroy, J.W., 2009. Modelling snow melt and snowcover depletion in a small alpine cirque, Canadian Rocky Mountains. *Hydrological Processes*, 23(18): 2584-2599.
- DHI, 2009. MIKE 11, A Modelling System for Rivers and Channels, Reference Manual.
- Dingman, S.L., 1994. Snow and snowmelt. *Physical Hydrology*, 159-209 pp.
- Dingman, S.L., Seely-Reynolds, D.M. et Reynolds, R.C., 1988. Application of kriging to estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence. *Water Resources Bulletin*, 24(2): 329-339.
- Douguedroit, A. et De Saintignon, M.F., 1970. Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitude moyenne: exemple des Alpes françaises du sud. *Revue De Géographie Alpine*, 58: 452-472.
- Dubé, I., 2003. De mm à cm... Étude des rapports neige/eau liquide au Québec, BSME (Bureaux des Services Météorologiques et Environnementaux), Rimouski.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarch, G., Lesaffre, B. et Martin, E., 1993. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18: 65-71.
- Eckert, N., 2002. Prise en compte des couverts neigeux temporaires au sein d'un modèle pluie-débit, Mémoire de DEA, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Edijatno, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 pp.
- Etchevers, P., Golaz, C. et Habets, F., 2001. Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology*, 244(1-2): 60-85.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E. et Lopez, D., 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's norte chico region (26-32°S). *Water Resources Research*, article N° W02424 45(2).
- Ferguson, R.I., 1999. Snowmelt runoff models. *Progress in Physical Geography*, 23(2): 205-227.
- Fontaine, T.A., Cruickshank, T.S., Arnold, J.G. et Hotchkiss, R.H., 2002. Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT). *Journal of Hydrology*, 262(1-4): 209-223.
- Fortin, V., Therrien, C. et Anctil, F., 2006. Correcting wind-induced bias in solid precipitation measurements using limited and uncertain data. *Hydrological Processes*, 22(17): 3393-3402
- Fortin, V. et Turcotte, R., 2007. Le modèle hydrologique MOHYSE, Note de cours pour SCA7420, Université du Québec à Montréal : Département des sciences de la terre et de l'atmosphère.
- Franz, K.J., 2006. Characterization of the comparative skill of conceptual and physically-based snow models for streamflow prediction. PhD Thesis, University of California, Irvine, 223 pp.
- Frei, C. et Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18(8): 873-900.
- Garçon, R., 1996. Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche*, 5: 71-76.
- Garçon, R., 1999. Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, 7/8: 88-95.
- Geiger, R., 1957. *The climate near the ground*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, USA.
- Gomez, J.D., Etchevers, J.D., Monterroso, A.I., Gay, C., Campo, J. et Martinez, M., 2008. Spatial estimation of mean temperature and precipitation in areas of scarce meteorological information. *Atmosfera*, 21(1): 35-56.

- Goodison, B.E., Louie, P.Y.T. et Yang, D., 1998. WMO solid precipitation measurement intercomparison, final report - TD No. 872, WMO, Geneva.
- Gottardi, F., 2009. Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne - Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement - applicationaux grands massifs montagneux français. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble), France, 261 pp.
- Gyalistras, D., 2003. Development and validation of a high-resolution monthly gridded temperature and precipitation data set for Switzerland (1951-2000). *Climate Research*, 25(1): 55-83.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4): 104-115.
- Houghton, J.G., 1979. A model for orographic precipitation in the north-central Great Basin. *Monthly Weather Review*, 107(11): 1462-1475.
- Hudson, G. et Wackernagel, H., 1994. Mapping temperature using kriging with external drift: theory and an example from Scotland. *International Journal of Climatology*, 14(1): 77-91.
- Hutchinson, P., 1969. Estimation of rainfall in sparsely gauged areas, *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* No 14, pp. 101-119.
- ICAO, 1993. Manual of the ICAO standard atmosphere. ICAO, 3rd Ed.
- Johansson, B., 2000. Areal precipitation and temperature in the Swedish Mountains - An evaluation from a hydrological perspective. *Nordic Hydrology*, 31(3): 207-228.
- Kienzle, S.W., 2008. A new temperature based method to separate rain and snow. *Hydrological Processes*, 22(26): 5067-5085.
- Kirnbauer, R., Blöschl, G. et Gutknecht, D., 1994. Entering the era of distributed snow models. *Nordic Hydrology*, 25(1-2): 1-24.
- Klemeš, V., 1982. Empirical and Causal Models in Hydrology, *Scientific Basis of Water-Resource Management*. National Academy Press, Washington D.C., pp. 95-104.
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1): 13-24.
- Klemeš, V., 1990. The modelling of mountain hydrology: The ultimate challenge, *IAHS-AISH Publication 190*. IAHS, pp. 29-43.
- Kokkonen, T., Koivusalo, H., Jakeman, A.J. et Nordo, J., 2006. Construction of a degree-day snow model in the light of the "ten iterative steps in model development", *international Environmental Modelling Software society*, Burlington (USA).
- Kongoli, C.E. et Bland, W.L., 2000. Long-term snow depth simulations using a modified atmosphere-land exchange model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 104(4): 273-287.
- Koschmieder, H., 1934. Methods and results of definite rain measurements. *Monthly Weather Review*, 62: 5-7.
- Kustas, W.P., Rango, A. et Uijlenhoet, R., 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30(5): 1515-1527.
- Kuusisto, E., 1980. On the values and variability of degree-day melting factor in Finland. *Nordic Hydrology*, 11(5): 235-242.
- Kuusisto, E., 1986. The energy balance of a melting snow cover in different environments, *IAHS-AISH Publication 155*. IAHS, Budapest, pp. 37-45.
- Kwan, J.Y., Riley, J.P. et Amisial, R.A., 1968. A digital computer program to plot isohyetal maps and calculate volumes of precipitation, *IAHS-AISH Publication 80*. IAHS, pp. 240-248.

- L'Hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y. et Etchevers, P., 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: Comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6): 989-998.
- Lang, H. et Braun, L., 1990. On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation, IAHS-AISH Publication 190. IAHS, pp. 347-354.
- Lang, H. et Rohrer, M.B., 1987. Temporal and spatial variations of the snow cover in the Swiss Alps, IAHS-AISH Publication 193. IAHS, pp. 79-92.
- Le Moigne, P., 2002. Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN, Météo France CNRM/GMME/MC2, Toulouse.
- Le Moine, N., 2008. Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit ? Thèse de Doctorat, UMPC, 324 pp.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C. et Michel, C., 2007. How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments. *Water Resources Research*, 43(6): W06428, doi:10.1029/2006WR005608.
- Leavesley, G.H. et Stannard, L.G., 1995. The Precipitation-Runoff Modeling System - PRMS. In: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, pp. 281-310.
- Leffler, R.J., 1981. Estimating average temperatures on Appalachian summits. *Journal of Applied Meteorology*, 20(6): 637-642.
- Lessmann, H. et Stanescu, S., 1972. Some rainfall features in mountainous areas of Colombia and their impact on network design, IAHS-AISH Publication 106. IAHS, pp. 219-228.
- Lévesque, E., Anctil, F., Van Griensven, A. et Beauchamp, N., 2008. Evaluation of streamflow simulation by SWAT model for two small watersheds under snowmelt and rainfall. *Hydrological Sciences Journal*, 53(5): 961-976.
- 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(1-4): 272-288.
- Linsley, R.K., 1982. Rainfall-runoff models - An overview. In: V.P. Singh (Editor), *Rainfall-runoff relationship*. Water Resources Publications, pp. 3-22.
- Llamas, J., 1993. Neige : formation, propriétés et fonte. In: G.M. Editeur (Editor), *Hydrologie générale, principes et applications*, Canada, pp. 527.
- Luce, C.H., Tarboton, D.G. et Cooley, K.R., 1998. The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt. *Hydrological Processes*, 12(10-11): 1671-1683.
- Makhlouf, Z., 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, 426 pp.
- Martin, E., 2006. Modélisation du manteau neigeux et applications dans les domaines du changement climatique et de l'hydrologie. Habilitation à Diriger des Recherches, Université Paul Sabatier, Toulouse, 81 pp.
- Martinec, J., 1960. The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting. IUGG General Assembly of Helsinki, IAHS Commission of Surface Waters, 51: 468-477.
- Martinec, J., 1989. Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period, IAHS-AISH Publication 183. IAHS, pp. 19-28.
- Martinec, J. et Rango, A., 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 84(3-4): 197-219.
- Martinec, J., Rango, A. et Roberts, R., 1998. Snowmelt runoff model (SRM) user's manual, USDA Hydrology Laboratory, Beltsville, Maryland, USA.
- Mathevet, T., 2005. Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire ? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de

- bassins versants. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony), France, 463 pp.
- Mathevet, T., Michel, C., Andréassian, V. et Perrin, C., 2006. A bounded version of the Nash-Sutcliffe criterion for better model assessment on large sets of basins. In: V. Andréassian, A. Hall, N. Chahinian et J. Schaake (Editors), Large sample basin experiments for hydrological model parameterisation. IAHS Red Books Series n°307, pp. in press.
- Merz, R. et Blöschl, G., 2009. Process controls on the statistical flood moments - A data based analysis. *Hydrological Processes*, 23(5): 675-696.
- Meslier, S., 1999. Développement du logiciel Loieau, rapport de stage, Cemagref, Aix en Provence.
- Michel, C., 1983. Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La Houille Blanche*(1): 39-44.
- Michel, C., 1989. Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony.
- Michel, C., Perrin, C. et Andréassian, V., 2003. The exponential store: a correct formulation for rainfall-runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 48(1): 109-124.
- Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Oudin, L. et Mathevet, T., 2006. Has basin-scale modelling advanced beyond empiricism? In: V. Andréassian, A. Hall, N. Chahinian, C. Perrin et J. Schaake (Editors), Large sample basin experiments for hydrological model parameterisation. Results of the MOdel Parameter Experiment (MOPEX) Paris (2004) and Foz de Iguazu (2005) workshops, IAHS-AISH Publication 307. IAHS, Wallingford, pp. 108-116.
- Morin, G., 1997. CEQUEAU, INRS-Eau, Terre & Environnement.
- Morin, G., 2002. CEQUEAU hydrological model. In: V.P. Singh et D.K. Frevert (Editors), Mathematical models of large watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp. 507-576.
- Morton, F.I., 1983. Operational estimates of actual evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66: 1-76.
- Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de doctorat, ENGREF, 323 pp.
- Murray, R., 1952. Rain and snow in relation to the 1000-700 mb and 1000-500 mb thickness and freezing level. *The Meteorological Magazine*, No 955: 5-8.
- Musy, A. et Higy, C., 2004. Hydrologie : Volume 1, Une science de la nature, 354 pp.
- 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, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 pp.
- Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 27(3): 282-290.
- Neff, E.L., 1977. How much rain does a rain gage gage? *Journal of Hydrology*, 35(3-4): 213-220.
- Obled, C. et Rosse, B., 1975. Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 12(4): 235-258.
- Oehlert, G.W., 1992. A note on the delta method. *American Statistician*, 46(1): 27-29.
- Office Fédéral de l'Environnement (OFEV), 2007. Atlas hydrologique de la Suisse, http://www.hades.unibe.ch/hades_f/index.htm.
- Ohmura, A., 2001. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4): 753-761.
- OMM, 1986a. Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No 23. World Meteorological Organisation, Genève.

- OMM, 1986b. Results of an intercomparison of models of snowmelt runoff, IAHS-AISH Publication 155. IAHS, Budapest, pp. 103-112.
- OMM, 1994. Guides to Hydrological practices, Fifth Edition, World Meteorological Organization, No 168.
- Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C. et Michel, C., 2006. Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. *Water Resources Research*, 42(7).
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F. et Loumagne, C., 2005a. Which potential evapotranspiration input for a rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient PE model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 290-306.
- Oudin, L., Michel, C. et Anctil, F., 2005b. Which potential evapotranspiration input for a rainfall-runoff model? Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 275-289.
- Paquet, E., 2004. Evolution du modèle hydrologique MORDOR : modélisation du stock nival à différentes altitudes. *La Houille Blanche*, n°2: 75-82.
- Paquet, E., Gailhard, J. et Garçon, R., 2006. Évolution de la méthode du Gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche*, 5: 80-90.
- Parajka, J., Merz, R. et Blöschl, G., 2005. A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(3): 157-171.
- Pardé, M. et Kolupaila, S., 1933. Le régime des cours d'eau de l'Europe orientale. *Revue de géographie alpine*, 21(4): 651 - 748.
- Pardo-Iguzquiza, E., 1998. Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall mean using data on precipitation and topography. *International Journal of Climatology*, 18(9): 1031-1047.
- Payan, J.L., 2007. Prise en compte de barrages-réservoirs dans un modèle global pluie-débit. Thèse de Doctorat, AgrosParisTech (Paris), Cemagref (Antony), France, 256 pp.
- Peck, E.L. et Brown, M.J., 1962. An approach to the development of isohyetal maps for mountainous areas. *J. Geophys. Res.*, 67(2): 681-694.
- Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 pp.
- Perrin, C., Michel, C. et Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3-4): 275-301.
- Perrin, C., Michel, C. et Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.
- Pielke, R.A. et Mehring, P., 1977. Use of mesoscale climatology in mountainous terrain to improve the spatial representation of mean monthly temperatures. *Monthly Weather Review*, 105: 108-112.
- Poinsot, D., 2004. Statistiques pour stratophobes. [en ligne : <http://perso.univ-rennes1.fr/denis.poinsot>].
- Quick, M.C. et Pipes, A., 1977. U.B.C. watershed model. *Hydrological Sciences Journal*, XXII(1, 3): 153 - 161.
- Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L. et Morel, S., 2008. Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1): 92-107.
- Rango, A. et Martinec, J., 1995. Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Water Resources Bulletin*, 31(4): 657-669.

- Ranzi, R., 2009. Are 2000 m a.s.l. a last frontier in hydrology?, EGU. Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-6240, Vienna.
- Ranzi, R., Bacchi, B. et Grossi, G., 2003. Runoff measurements and hydrological modelling for the estimation of rainfall volumes in an Alpine basin. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129: 653-672.
- Roche, M., 1971. Les divers types de modèles déterministes. La Houille Blanche(2): 111-129.
- Rodda, J.C., 1968. The rainfall measurement problem, IAHS-AISH Publication 78. IAHS, pp. 215-231.
- Rydén, B.E., 1972. On the problem of vertical distribution of precipitation, especially in areas with great height differences, IAHS-AISH Publication 106, pp. 362-372.
- Schaake, J., Duan, Q., Koren, V. et Hall, A., 2001. Toward improvement parameter-estimation of land surface hydrology models through the Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX). IAHS-AISH Publication(270): 91-98.
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M. et Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. Hydrology and Earth System Sciences, 9(1-2): 95-109.
- Schreider, S.Y., Whetton, P.H., Jakeman, A.J. et Pittock, A.B., 1997. Runoff modelling for snow-affected catchments in the Australian alpine region, eastern Victoria. Journal of Hydrology, 200(1-4): 1-23.
- Sevruk, B., 1983. Correction of measured precipitation in the Alps using the water equivalent of new snow. Nordic Hydrology, 14(2): 49-58.
- Sevruk, B., 1987. Point precipitation measurements: why are they not corrected?, IAHS-AISH Publication No 164. IAHS, pp. 477-486.
- Sevruk, B., 1997. Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the Swiss Alps. Climatic Change, 36(3-4): 355-369.
- Sevruk, B. et Hamon, W.R., 1984. International comparison of national precipitation gauges with a reference pit gauge. WMO Instrument and Observing Methods Rep. 17: 111.
- Sevruk, B. et Mieglitz, K., 2002. The effect of topography, season and weather situation on daily precipitation gradients in 60 Swiss valleys. Water Science and Technology, 45(2): 41-48.
- Sevruk, B., Roulet, Y.A. et Nespor, V., 2000. correction of wind induced error of tipping-bucket precipitation gauges in Switzerland using numerical simulation, WMO No 74 / TD No 1028, pp. p144-147.
- Singh, P. et Jain, S.K., 2003. Modelling of streamflow and its components for a large Himalayan basin with predominant snowmelt yields. Hydrological Sciences Journal, 48(2): 257-276.
- Singh, P., Kumar, N. et Arora, M., 2000. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. Journal of Hydrology, 235(1-2): 1-11.
- Slater, A.G., Schlosser, C.A., Desborough, C.E., Pitman, A.J., Henderson-Sellers, A., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Mitchell, K., Boone, A., Braden, H., Chen, F., Cox, P.M., De Rosnay, P., Dickinson, R.E., Dai, Y.J., Duan, Q., Entin, J., Etchevers, P., Gedney, N., Gusev, Y.M., Habets, F., Kim, J., Koren, V., Kowalczyk, E.A., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, S., Shmakin, A.B., Smirnova, T.G., Verseghy, D., Wetzel, P., Xue, Y., Yang, Z.L. et Zeng, Q., 2001. The representation of snow in land surface schemes: Results from PILPS 2(d). Journal of Hydrometeorology, 2(1): 7-25.
- Spren, W.C., 1947. A determination of the effect of topography upon precipitation. Transactions AGU, 28(2): 285-290.
- Strangeways, I., 2004. Improving precipitation measurement. International Journal of Climatology, 24(11): 1443-1460.

- Strasser, U. et Etchevers, P., 2005. Simulation of daily discharges for the upper Durance catchment (French Alps) using subgrid parameterization for topography and a forest canopy climate model. *Hydrological Processes*, 19(12): 2361-2373.
- Tangara, M., 2005. Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global. Thèse de Doctorat, EPHE, Paris, 374 pp.
- Tarboton, D.G., Chowdhury, T.G. et Jackson, T.H., 1995. A spatially distributed energy balance snowmelt model. *Biogeochemistry of seasonally snow-covered catchments. Proc. symposium, Boulder, 1995*, 228: 141-155.
- Thiessen, A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Monthly weather review*, 39(7): 1082-1084.
- Turcotte, R., Fortin, L.G., Fortin, V., Fortin, J.P. et Villeneuve, J.P., 2007. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nordic Hydrology*, 38(3): 211-234.
- Tveito, O.E., 2004. Variations of daily mean temperatures and atmospheric circulation. In: S. Szalai, Z. Bihari, T. Szentimrey et M. Lakatos (Editors), *COST Action 719 – The Use of Geographic Information Systems in Climatology and Meteorology*, Budapest, pp. 101-111.
- US Army Corps of Engineers, 1956. *Snow Hydrology*. USACE North Pacific Division, Portland, Oregon, 437 pp.
- US Army Corps of Engineers, 1991. *SSARR model, streamflow synthesis and reservoir regulation - User Manual*, USACE North Pacific Division, Portland, Oregon.
- US Army Corps of Engineers, 1956. *Snow Hydrology*. USACE North Pacific Division, Portland, Oregon, 437 pp.
- Valéry, A., Andréassian, V. et Perrin, C., 2009. Inverting the hydrological cycle: when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas, *IAHS-AISH Publication 333*. IAHS, pp. 281-286
- Vehvilainen, B. et Lohvansuu, J., 1991. The effects of climate change on discharges and snow cover in Finland. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 36(2): 109-121.
- Vidal, J.-P., Martin, É., Franchistéguy, L., Baillon, M. et Soubeyroux, J.-M., 2009. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*.
- Weingartner, R., Viviroli, D. et Schädler, B., 2007. Water resources in mountain regions: A methodological approach to assess the water balance in a highland-lowland-system. *Hydrological Processes*, 21(5): 578-585.
- WMO, 1994. *Guides to Hydrological practices, Fifth Edition*, World Meteorological Organization, No 168.
- Yang, D., Goodison, B.E., Metcalfe, J.R., Golubev, V.S., Bates, R., Pangburn, T. et Hanson, C.L., 1998. Accuracy of NWS 8" standard nonrecording precipitation gauge: Results and application of WMO intercomparison. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(1): 54-68.
- Zuzel, J.F. et Cox, L.M., 1975. Relative importance of meteorological variables in snowmelt. *Water Resources Research*, 11(1): 174-176.

Liste des Figures

Figure 1-1 : Localisation géographique des bassins versants a) en France (219 bassins), b) en Suisse (31), c) en Suède (94) et d) au Québec (36).....	18
Figure 1-2 : Distributions a) des superficies b) des altitudes médianes et c) des écarts d'altitude ($Z_{95}-Z_{05}$) des bassins versants pour les quatre pays de l'échantillon.	20
Figure 1-3 : Caractéristiques des bassins versants étudiés présentées sous forme de boîtes à moustaches par pays a) cumul annuel moyen de précipitations et b) module des bassins.	22
Figure 1-4 : Caractéristiques des bassins versants étudiés présentées sous forme de boîtes à moustaches par pays a) nombre de jours par an où la température est inférieure à 0°C et b) pourcentage des précipitations tombées en-dessous de 0°C.	23
Figure 1-5 : Visualisation 3D des 9 bassins "fil rouge" de notre échantillon.	29
Figure 2-1 : Nature des précipitations atteignant le sol en fonction du profil de température de l'atmosphère. Les hexagones gris représentent la neige, les ronds bleus, la pluie et les polygones bleus et blancs de la pluie retransformée à l'état solide ou en surfusion.	33
Figure 2-2 : Distributions par pays des pourcentages des précipitations tombant a) entre -5 et +5°C et b) entre -1 et +3°C, pour les bassins versants de notre échantillon.	35
Figure 2-3 : Distribution de la forme des précipitations - pluie ou neige (Source : US Army Corps of Engineers, 1956, chapitre 3).	36
Figure 2-4 : Extrait du rapport de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (Goodison et al., 1998) montrant les différentes formes possibles des pluviomètres. Le pluviomètre 1 présente les pires propriétés aérodynamiques, le pluviomètre 6, les meilleures propriétés. Les flèches horizontales représentent les lignes de flux et les lignes pointillées, la trajectoire des précipitations.	38
Figure 2-5 : Différentes stations de mesures des précipitations a) station au sol (pit gauge) pour les précipitations liquides (OMM, 1994), b) station DFIR recommandée par l'OMM pour mesurer les précipitations solides (Goodison et al., 1998) et c) station avec écran de protection de type Alter (photo prise au SMHI, Norköping).	41
Figure 2-6 : Stations de mesure de la température de l'air a) parc d'instruments de mesure Météo France à Toulouse (source : Météo France) et b) stations du Mas de la Barque (source : EDF-DTG, CHA).	43
Figure 2-7 : Courbes hypsométriques de a) la Bienne à Saint-Claude (France), b) La Laïslaven à Laisvall (Suède) et c) la Dischmabach à Davos (Suisse). Les points bleus représentent les altitudes des stations pluviométriques et les carrés rouges (points jaunes sur les cartes), celles des stations de température de l'air, sélectionnées via la méthode des polygones de Thiessen.	48
Figure 2-8 : Représentation de deux épisodes pluvieux sur les stations de mesure autour et sur le bassin du Gave d'Aspe à Bedous (Pyrénées, France). Les graphes de gauche (en bleu) montrent l'épisode de décembre 1997 et les graphes de droite (en rouge), celui de décembre 2004.....	50
Figure 2-9 : Cumuls moyens mensuels pour les cinq stations de précipitations autour et sur le bassin versant du Gave d'Aspe à Bedous (Pyrénées, France).	51
Figure 2-10 : Exemple de pondération des stations de précipitations par la méthode des polygones de Thiessen pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (France).	56
Figure 3-1 : a) Bilan d'énergie et b) bilan de masse du manteau neigeux. Les flèches noires (respectivement grises) représentent des flux d'énergie et de masses d'eau entrants (respectivement sortants) dans le manteau. ...	66

Figure 3-2 : Influence de la variabilité des conditions météorologiques et de la topographie sur la couverture neigeuse a) les conditions sont identiques en tout point du bassin (modélisation globale avec des entrées identiques en tout point du bassin) alors que b) en réalité, les précipitations sont plus fortes et la température plus faible quand l'altitude augmente (neige au sommet, pluie en vallée).	74
Figure 3-3 : Influence a) de la pente sur la variabilité du manteau, b) de l'exposition des versants sur son évolution (en fin de période de fonte : il n'y a presque plus de stock sur les versants orientés Sud, contrairement aux versants Nord).	74
Figure 3-4 : Exemple de la variabilité du manteau neigeux au-dessus de la commune de Névache (Hautes-Alpes) au 9 mai 2008. a) Situation géographique (carte IGN), b) photo de la combe des Thures sur le versant exposé au sud (limite neigeuse supérieure à 2100 m) et c) photo du versant opposé, exposé au nord (limite neigeuse inférieure à 2000 m).	75
Figure 4-1 : Localisation géographique des stations de température de l'air a) en France (642 postes), b) en Suisse (48), c) en Suède (203) et d) au Québec (78).	88
Figure 4-2 : Localisation géographique des stations de précipitations a) en France (996 postes), b) en Suisse (414), c) en Suède (626) et d) au Québec (78).	89
Figure 4-3 : Localisation des altitudes des stations de température (en jaune sur fond grisé) et pluviométriques (en bleu sur fond blanc) sur la courbe hypsométrique pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec.	90
Figure 4-4 : Calcul de la distance entre Val d'Isère et Bonneval sur Arc (Savoie, France). Le trait rouge représente la distance euclidienne (ici, les points étant presque à la même altitude, les distances euclidiennes horizontale et classique sont égales) et le trait gris, celle du randonneur.	92
Figure 4-5 : Illustration des deux méthodes de sélection possibles des stations dans le cas d'une estimation des précipitations en deux points de la Suède : b) dans les montagnes, au Nord du pays et c) en plaine, dans une région plus peuplée (réseau de stations plus dense). En choisissant un rayon maximal de 50 km, on sélectionne toutes les stations à l'intérieur du cercle jaune. En choisissant les 10 stations les plus proches du pixel, on travaille avec les stations représentées en rouge.	93
Figure 4-6 : Schéma en 2D d'un pixel "cible" C pour lequel on chercherait à estimer la variable X en fonction des observations X_1 et X_2 réalisées respectivement en-dessous (station V_1) et au-dessus (station V_2) du pixel C, en termes d'altitude.	94
Figure 4-7 : Profil des températures de l'air moyennes interannuelles sur deux sites de la vallée de la Tarentaise (Haute-Isère). Le graphe du bas représente la différence de température entre Bourg Saint Maurice et Val d'Isère (situé 1000 m plus haut).	96
Figure 4-8 : Graphiques montrant les cumuls moyens annuels a) observés, b) corrigés de +25% sur la neige et c) corrigés de +50% sur la neige en fonction de l'altitude. gradient P indique la pente des régression linéaires.	100
Figure 5-1 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_T (en ordonnée) pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec. Le point désigne l'optimum retenu pour les quatre pays.	108
Figure 5-2 : a) Comparaison des valeurs mensuelles optimisées des gradients altitudinaux de températures suivant les types de temps (huit courbes en traits pleins) et sans l'introduction des types de temps (courbe pointillée). b) Comparaison des performances avec distinction des types de temps (courbe pleine rouge) et sans distinction (pointillés verts).	115
Figure 5-3 : Distinction des quatre régions françaises pour la détermination d'un paramètre adapté sur chacune d'elles.	116
Figure 5-4 : Impact d'une diminution de la densité de réseau sur la qualité de reconstitution des températures de l'air a) en Suisse et b) en Suède. Le bleu représente 100% du réseau disponible, le turquoise, 90%, le orange, 50% et le rouge, seulement 10% du réseau d'origine.	119
Figure 5-5 : Impact d'une diminution de la densité de réseau sur l'optimisation des gradients altitudinaux de température a) en Suisse et b) en Suède. Le bleu représente 100% du réseau disponible, le turquoise, 90%, le orange, 50% et le rouge, seulement 10% du réseau d'origine.	119
Figure 6-1 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_p (en ordonnée) pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec.	124

Figure 6-2 : Boîtes à moustaches représentant la distribution des biais des stations pluviométriques a) en France, b) en Suisse, c) en Suède et d) au Québec. Les boîtes contiennent 50 % des stations et les moustaches 80 %. Les valeurs médianes sont affichées.	128
Figure 6-3 : Prise en compte des types de temps pour la détermination des corrections altitudinales de précipitations en France. a) Valeurs des huit corrections altitudinales optimisées et b) boîtes à moustaches des distributions des critères de performance.	130
Figure 6-4 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_p (en ordonnée) pour a) les Alpes, b) le Jura, c) le Massif Central et d) les Pyrénées.	132
Figure 6-5 : Distinction des quatre régions suisses pour la détermination d'un paramètre adapté sur chacune d'elles.	133
Figure 6-6 : Lignes d'iso-performances pour la détermination du voisinage optimal, en explorant les valeurs de α (en abscisse) et N_p (en ordonnée) pour a) le Nord de la Suisse, b) le Valais, c) les régions Tessin et Engadine et d) le Haut-Rhin (en amont du lac de Constance).	134
Figure 6-7 : Cumuls annuels moyens de précipitations estimés en considérant une correction altitudinale constante et le voisinage optimal a) en France, b) en Suisse c) en Suède et sans correction altitudinale d) au Québec.	137
Figure 6-8 : Impact de la densité de réseau disponible a) sur la qualité de reconstitutions des précipitations avec une correction altitudinale constante (et optimisée pour 100% du réseau disponible) et b) sur l'optimisation de la correction altitudinale. Les traits larges verts représentent les résultats pour la France, la ligne pleine rouge pour la Suisse, les traits bleus pour la Suède et les pointillés oranges pour le Québec.	139
Figure 6-9 : Représentation cartographique des erreurs d'interpolation en chaque point de mesure et graphes des erreurs en fonction de l'altitude des stations sur notre échantillon a) français, b) suisse, c) suédois et d) québécois. Une erreur inférieure à -30% est en bleu foncé (forte sous-estimation des cumuls annuels moyens), une erreur comprise entre -30 et -10 % est en bleu clair, entre -10 et +10 % en vert, entre +10 et +30 % en orange et supérieure à +30 % en rouge (surestimation importante des cumuls annuels moyens).	141
Figure 6-10 : Erreur standard de $\beta_{altitude}$ rapportée au cumul annuel moyen observé en fonction de l'altitude des 414 stations pluviométriques suisses.	142
Figure 6-11 : Incertitudes associées à $\beta_{altitude}$ en tout pixel du territoire Suisse exprimées (en mm/an). Ici, nous raisonnons d'un point de vue temporel pour garantir l'indépendance des $\beta_{altitude}(m)$	143
Figure 7-1: Schéma du modèle GR4J (Perrin et al., 2003). Le module de production est représenté en bleu, le module de routage en vert et les paramètres libres en rouge.	151
Figure 7-2 : Procédure du "split-sample test" (Klemeš, 1986). Le schéma présente la méthode que nous avons appliquée pour valoriser l'ensemble des données disponibles sur un bassin versant. En séparant la période totale en deux, le calage se fait sur la première et le contrôle sur la deuxième, puis inversement. Une année complète est toujours conservée pour l'initialisation.	154
Figure 7-3 : Visualisation graphique de la relation entre le critère de Nash et Sutcliffe (1970) et sa version bornée, le critère C_{2M} (Mathevet, 2005).	156
Figure 7-4 : Visualisation des chroniques de débits observés (courbe bleue) et simulés (en traits rouges) avec le modèle GR4J enrichi d'un module neige a) sur la Durance à Serre-Ponçon (considéré comme très influencé par la neige) et b) sur la Dordogne à Bort Les Orgues (considéré comme peu influencé par la neige). Dans la fenêtre centrale, la zone bleutée (respectivement hachurée en rouge) représente la période pour le calcul de $C_{2M}N$ (respectivement $C_{2M}F$). La fenêtre du bas représente, en gris, le stock de neige simulé par le modèle.	158
Figure 7-5 : Illustration des critères de performance obtenus avec deux modules neiges différents (toute chose étant égale par ailleurs : même modèle hydrologique, même échantillon de bassins versants, etc.). a) Représentation sous forme de boîtes à moustaches et b) expression des performances du module 2 en fonction de celles du module 1 pour chaque bassin, sur chaque pays séparément.	159
Figure 8-1 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèle hydrologique GR4J et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres neige libres de chaque module.	162

Figure 8-2 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèle hydrologique HBV et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.	163
Figure 8-3 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèles hydrologique MORDOR à 6 paramètres et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.....	164
Figure 8-4 : Boîtes à moustaches présentant les distributions des critères de performance pour les 380 bassins versants de l'échantillon avec le modèle hydrologique TOPMO et sept modules neige sur la période de a) validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte.	165
Figure 8-5 : Proportion des modules neige composant le module au choix pour les tests avec a) GR4J et b) HBV.	169
Figure 8-6 : Fonction seuil empirique de forme linéaire représentant les fractions solide (ligne continue) et liquide (ligne pointillée) en fonction de la température de l'air. Un mélange pluie / neige est possible sur l'intervalle ΔT_s (ici, nous avons représenté l'intervalle issu des travaux de l'USACE (1956)).	171
Figure 8-7 : Évolution saisonnière du facteur de fonte suivant une sinusoïde entre une valeur minimale au 21 décembre et une valeur maximale au 21 juin (ces deux grandeurs étant à optimiser ou à fixer par le modélisateur).....	173
Figure 8-8 : Évolution du rayonnement extraterrestre pour une année calculé pour quatre bassins versants. Le bassin français est représenté par les traits larges verts, le suisse par la ligne rouge, le suédois par les traits bleus et le québécois par les pointillés orange.	175
Figure 8-9 : Distribution en 10 zones d'altitude du bassin versant de la Durance à Serre-Ponçon (France) avec a) des bandes d'égale hauteur (330 m de dénivelé environ) et b) d'égale superficie (10 % du bassin chacune). Les altitudes reportées en rouge sont les altitudes médianes de chaque zone.....	178
Figure 8-10 : Démarrage progressif de la fonte suivant la valeur de l'état thermique du manteau et d'un paramètre à caler T_{Gseuil}	181
Figure 8-11 : Lame de fonte induite par la pluie en fonction de la quantité de pluie liquide tombée et pour une température de l'air donnée.	183
Figure 9-1 : Représentation générique des "feuilles" illustrant les différentes versions testées pour l'élaboration du module neige CemaNeige. Les têtes de couleurs différentes synthétisent les conséquences en termes d'évolution des performances en validation par rapport à la feuille (version testée) immédiatement en amont.	188
Figure 9-2 : Arbre illustrant les principaux tests réalisés pour le développement d'un module neige en conservant une approche entièrement globale.....	189
Figure 9-3 : Arbre illustrant les principaux tests réalisés pour le développement d'un module neige en raisonnant avec une distribution par zones d'altitude.	190
Figure 9-4 : Structure du module neige CemaNeige pour une bande d'altitude. Les paramètres libres sont entourés en rouge. L'ensemble des notations utilisées est reporté sur la feuille récapitulative.	191
Figure 9-5 : Valeurs optimisées de T_{50} en fonction de a) l'altitude médiane des bassins et b) le cumul annuel moyen de neige pour les quatre pays séparément.	195
Figure 9-6 : Performances relatives de la version "Hydrotel" en prenant comme référence celles de la version "USACE" pour le critère de a) validation et b) fonte avec le modèle GR4J, en fonction de l'altitude médiane des bassins versants. Séparation de l'échantillon suivant les quatre pays.....	196
Figure 9-7 : Distribution des valeurs des paramètres optimisées pour a) le facteur de fonte, b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau et c) la température de fonte. CemaNeige est en bleu foncé et la version " $T_f L$ " en turquoise.	199
Figure 9-8 : Boîtes à moustaches représentant les performances en a) calage, b) validation, c) neige et d) fonte pour quatre versions du module neige différant par leurs distributions en zones d'altitude. Valeurs obtenues avec GR4J (les autres modèles hydrologiques présentent des résultats similaires).....	200
Figure 9-9 : Simulation pour le bassin de l'Arve à Arthaz (France) avec une distribution en zones d'altitude a) d'égale surface et b) d'égal dénivelé.	203

Figure 9-10 : Simulation pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (France) avec une distribution en zones d'altitude a) d'égale surface et b) d'égal dénivelé.	204
Figure 9-11 : Distributions des performances pour les différentes versions analysant la sensibilité du paramètre C_{T_G} pour a) le critère de validation et b) le critère d'influence de la fonte. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés sur MORDOR 6 conduisent à des représentations similaires).	207
Figure 9-12 : Distribution des valeurs optimisées de K_f pour le module CemaNeige en bleu foncé et la version "NGS" en turquoise.	209
Figure 9-13 : a) G_{50} en fonction des cumuls annuels moyens de neige pour chaque pays séparément. b) Coefficients des régressions linéaires entre G_{50} et $QteN_{BV}$, le cumul annuel moyen de neige tels que $G_{50} = \alpha_0 \times QteN_{BV} + \beta_0$. R^2 est le coefficient de corrélation des régressions linéaires.	210
Figure 9-14 : Performances des douze versions du module neige pour lesquelles G_{seuil} est une expression linéaire de $QteN_{BV}$, le cumul annuel moyen de neige pour chaque bassin versant, pour le critère de a) validation et b) fonte. Performances obtenues avec GR4J (le critère de neige présente des résultats similaires, de même que les tests réalisés avec d'autres modèles hydrologiques).	211
Figure 9-15 : Performances de douze versions dérivées du module neige CemaNeige pour lesquelles C_{T_G} est fixée à une valeur comprise entre 0 et 0.9 pour le critère de a) validation et b) d'influence de la fonte. Performances obtenues avec GR4J.	212
Figure 9-16 : Boîtes à moustaches des performances de CemaNeige, des trois versions où les degrés de liberté ont été réduits et de GR4J sans module neige pour les critères a) de validation et b) d'influence de la fonte.	213
Figure 10-1 : Distributions des valeurs optimisées des paramètres neige a) le facteur de fonte, b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau et c) le coefficient de rayonnement. Le module CemaNeige est en bleu et la version "Ray" en turquoise.	219
Figure 10-2 : Facteurs de fonte optimisés dans la version "Ray" du module neige en fonction des facteurs de fonte optimisés avec CemaNeige, lorsque α_R se cale a) à des valeurs nulles et b) à des valeurs strictement positives.	219
Figure 10-3 : Distributions des performances de CemaNeige et de différentes versions du module introduisant une possibilité de rétention d'eau liquide du manteau de neige et de regel de cette eau liquide pour les critères a) de calage, b) de validation, c) d'influence de la neige et d) d'influence de la fonte. Tests réalisés avec GR4J (les tests effectués avec MORDOR à 6 paramètres conduisent à des résultats similaires).	225
Figure 10-4 : Distributions des valeurs optimisées des paramètres a) C_{RE} (sur 380 bassins) et b) K_{regel} (lorsque C_{RE} est optimisée à une valeur strictement positive), pour les versions testées à quatre paramètres. La version "eT _G " est en bleu foncé et la version "Tz" en turquoise.	226
Figure 10-5 : Comparaison des distributions de performance de CemaNeige et des versions à quatre paramètres libres ("eT _G " et "Tz") sur les bassins où C_{RE} est optimisée à une valeur supérieure à 1 % pour le critère a) de calage, b) de validation, c) de neige et d) de fonte, avec GR4J.	227
Figure 10-6 : Distribution des paramètres optimisés pour a) le facteur de fonte et b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau. CemaNeige est en bleu foncé et « F _{pluie} » en turquoise. Le modèle hydrologique utilisé est GR4J.	228
Figure 10-7 : Nombre moyen de jours par an où la lame de fonte induite par une pluie sur le manteau neigeux est supérieure à un seuil donné (indiqué en abscisse) pour a) les 219 bassins français, b) les 31 bassins suisses, c) les 94 bassins suédois et d) les 36 bassins québécois.	229
Figure 10-8 : Distributions des valeurs optimisées de K_{f_base} (version "K _f B") avec les modèles hydrologiques GR4J (en turquoise) et MORDOR à 6 paramètres (en bleu).	231

Figure 10-9 : Distribution du paramètre C_{T_g} pour CemaNeige (en bleu) et la version " C_{Tstock} " (en turquoise) avec le modèle hydrologique GR4J. 233

Figure 11-1 : Caractéristiques de la méthode des polygones de Thiessen appliquée aux stations de précipitation. a) Distributions des surfaces moyennes représentatives des stations pour chacun des bassins versants et b) distributions des différences entre Z_{Thi} , l'altitude de Thiessen, et Z_{med_BV} , l'altitude médiane des bassins versants (m). 239

Figure 11-2 : Caractéristiques de la méthode des polygones de Thiessen appliquée aux postes de température de l'air. a) Distributions des surfaces moyennes représentatives des stations pour chacun des bassins versants et b) distributions des différences entre Z_{Thi} , l'altitude de Thiessen, et Z_{med_BV} , l'altitude médiane des bassins versants (m). 240

Figure 11-3 : Distributions du nombre de lacunes par an sur les 78 stations de mesure québécoises pour a) les données de précipitations et b) les températures moyennes de l'air. La période 2001-2007 correspond à l'intervalle de temps sur lequel nous disposons d'informations de débit sur les bassins. 240

Figure 11-4 : Rapport des cumuls annuels moyens de neige avec Thiessen et avec notre spatialisation en fonction de la différence d'altitude entre Z_{Thi} et Z_{med_BV} en Suisse. 242

Figure 11-5 : Différence entre la température de bassin estimée par la méthode des polygones de Thiessen et par notre méthode de spatialisation pour les températures moyennes mensuelles interannuelles sur les échantillons a) français, b) suisse et c) suédois. 243

Figure 11-6 : Différences des performances obtenues avec $D_{Thiessen}$ et $D_{Cemagref}$ en fonction de Z_{med_BV} pour le critère de validation sur les bassins a) français, b) suisses et c) suédois. Le modèle hydrologique GR4J et le module neige CemaNeige sont utilisés. 245

Figure 11-7 : Différences des performances obtenues avec $D_{Thiessen}$ et $D_{Cemagref}$ en fonction de $Critère_{Cemagref}$ pour le critère de validation sur les bassins a) français, b) suisses et c) suédois. Le modèle hydrologique GR4J et le module neige CemaNeige sont utilisés. 245

Figure 11-8 : Exemples de simulations réalisées avec les données d'entrées $D_{Cemagref}$ et les données $D_{Thiessen}$ (en pointillées turquoises) pour a) le bassin suédois de Laïslaven à Laisval et b) le bassin suisse de la Simme à Oberwill. 247

Figure 11-9 : Rapport de D_{Safran} sur $D_{Cemagref}$ en fonction de l'altitude médiane des bassins pour a) les cumuls annuels moyens de précipitation totale (pluie et neige) et b) les cumuls annuels moyens de neige sur les 219 bassins versants français. 249

Figure 11-10 : Différence des températures moyennes mensuelles entre la méthode d'estimation de Safran et notre méthode de spatialisation des données d'entrée. 249

Figure 11-11 : Distributions des critères de performance a) en validation et b) en période de fonte pour deux jeux de données d'entrée, $D_{Cemagref}$ et D_{Safran} . Le modèle hydrologique est GR4J, utilisé avec le module neige CemaNeige. 250

Figure 11-12 : Différences des performances obtenues avec D_{Safran} et $D_{Cemagref}$ en fonction de a) Z_{med_BV} , l'altitude médiane des bassins versants et b) $Z_{95} - Z_{05}$, la différence d'altitude sur les bassins versants, pour le critère de validation. 250

Figure 11-13 : Différences des performances obtenues avec D_{Safran} et $D_{Cemagref}$ en fonction de $Critère_{Cemagref}$ pour le critère a) de validation et b) d'influence de la fonte. 251

Figure 11-14 : Exemple de simulations réalisées avec les données d'entrées $D_{Cemagref}$ (en rouge) et les données D_{Safran} (en pointillées turquoises) pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon. 252

- Figure 12-1 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige pour les 380 bassins versants de l'échantillon, associé au modèle hydrologique GR4J avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module. 256
- Figure 12-2 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige, associé au modèle hydrologique HBV avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module. 257
- Figure 12-3 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige, associé au modèle hydrologique MORDOR à 6 paramètres avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module. 258
- Figure 12-4 : Comparaison des distributions des critères de performance de CemaNeige, associé au modèle hydrologique TOPMO avec une simulation sans module neige, sept modules neige et la sélection du meilleur module neige en calage pour chaque bassin, sur la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. Les chiffres indiqués sur le graphe du haut rappellent le nombre de paramètres libres pour chaque module. 259
- Figure 12-5 : Simulations de GR4J associé à MOHYSE (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleue en gras) pour le bassin de Laïslaven à Laisvall (Suède) du 1^{er} septembre 2003 au 31 août 2004. Le stock de neige simulé par MOHYSE est en turquoise et par CemaNeige en grisé.... 263
- Figure 12-6 : Simulations de GR4J associé à MOHYSE (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleue en gras) pour le bassin de la Simme à Oberwil (Suisse) du 1^{er} septembre 2002 au 31 août 2003. Le stock de neige simulé par MOHYSE est en turquoise et par CemaNeige en grisé.... 264
- Figure 12-7 : Différence des performances obtenues avec les modules CemaNeige et HBV à trois paramètres en fonction des performances avec CemaNeige, pour le critère de validation et avec le modèle hydrologique HBV pour a) la France et b) la Suisse. 267
- Figure 12-8 : Simulations de GR4J associé à MORD4 (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleue en gras) pour le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (France) du 1^{er} septembre 2000 au 31 août 2001. Le stock de neige simulé par MORD est en bleu, et par CemaNeige en grisé. 270
- Figure 12-9 : Simulations de GR4J associé à MORD4 (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleue en gras) pour le bassin de l'Isère à Val d'Isère (France) du 1^{er} janvier 2001 au 31 août 2002. Le stock de neige simulé par MORD4 est en bleu, par CemaNeige en grisé. 271
- Figure 12-10 : Simulations de GR4J associé à MORD10 (pointillé turquoise) et CemaNeige (ligne rouge), comparées au débit observé (ligne bleue en gras) pour le bassin de la Simme à Oberwil (Suisse) du 1^{er} septembre 1997 au 31 août 1998. Le stock de neige simulé par MORD10 est en bleu, celui simulé par CemaNeige en grisé. 272
- Figure 13-1 : Localisation géographique des bassins versants français faiblement influencés par la composante nivale. 276
- Figure 13-2 : Distributions a) des superficies, b) des altitudes médianes et c) des écarts d'altitude ($Z_{95} - Z_{05}$) des 873 bassins versants du nouvel échantillon. En pointillés turquoise sont représentées les distributions pour les 219 bassins versants de l'échantillon français dit « neigeux » présentés au Chapitre 1..... 277
- Figure 13-3 : Caractéristiques des bassins versants sous forme de boîtes à moustaches pour a) les cumuls pluviométriques annuels moyens, b) les modules, c) le nombre moyen de jours par an où la température de bassin est négative et d) le pourcentage de précipitations tombant lorsque la température inférieure à 0 °C. 278
- Figure 13-4 : Nombre de bassins sur lesquels CemaNeige améliore et dégrade les performances sur la période a) de validation et b) d'influence de la neige (1^{er} décembre – 31 mai) par rapport à une simulation sans module neige avec GR4J. En rouge sont reportées les valeurs moyennes des différences de critère sur chacun des sous-échantillons. 280

Figure 13-5 : Différences de performance entre une simulation avec CemaNeige et une simulation sans module neige en fonction des performances sans module neige pour la période a) de validation et b) d'influence de la neige. Résultats obtenus avec GR4J. La ligne pointillée turquoise représente un critère C_{2M} égal à 0.8. 282

Figure 13-6 : Événement pluvieux de début janvier 1997 sur le bassin de l'Adour à Estirac. Le débit observé est en gras, le débit simulé sans module neige en trait fin turquoise et le débit simulé avec CemaNeige en pointillé rouge. 283

Figure 13-7 : Représentation cartographique des différences de critères de performance ($Critère_{CemaNeige} - Critère_{sans_neige}$) pour le critère a) de validation et b) d'influence de la neige. 284

Figure 13-8 : Distributions des valeurs optimisées des paramètres pour a) le facteur de fonte et b) le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau. Valeurs obtenues avec le modèle hydrologique GR4J sur les 873 bassins français peu influencés par la neige (bleu foncé) et les 219 bassins français neigeux (turquoise). 286

Figure 13-9 : Valeurs des paramètres du modèle hydrologique GR4J avec CemaNeige en fonction des paramètres sans module Neige pour a) ROUT (capacité maximale du réservoir de routage, mm), b) PROD (capacité maximale du réservoir de production, mm), c) CES (paramètre d'échange) et d) TB (temps de base des hydrogrammes unitaires, jour). 287

Figure 13-10 : Comparaison des simulations de GR4J sans module neige (pointillés turquoise) et avec CemaNeige (ligne rouge) par rapport aux débits observés (ligne bleu en gras) pour les six bassins versants du Tableau 13-3, sur la période du 1^{er} septembre 2002 au 31 août 2003. 289

Liste des Tableaux

Tableau 1-1 : Exemples de travaux s'appuyant sur plusieurs bassins versants et traitant de la neige en modélisation hydrologique.....	14
Tableau 1-2 : Périodes de disponibilité des données dans les quatre pays.....	17
Tableau 1-3 : Caractéristiques physiques médianes des bassins versants par pays (Z_{med_BV} : altitude médiane des bassins ; $Z_{05}-Z_{05}$: écart des quantiles 0.95 et 0.05 des altitudes des bassins).....	20
Tableau 1-4 : Tableau récapitulatif des différents types de régimes hydrologiques présents dans notre échantillon de bassins versants.....	25
Tableau 1-5 : Caractéristiques physiques des 9 bassins "fil rouge" de notre échantillon.....	27
Tableau 1-6 : Caractéristiques climatiques et hydrologiques des 9 bassins "fil rouge" de notre échantillon.....	28
Tableau 2-1 : Exemples de formulations de prise en compte des erreurs systématiques de mesure des précipitations.....	38
Tableau 2-2 : Densité minimale requise pour construire un réseau de stations de précipitations suivant le type de terrain, extrait de l'OMM (1994).....	46
Tableau 2-3 : Récapitulatif des altitudes et cumuls moyens interannuels des stations sur et autour du bassin du Gave d'Aspe à Bedous.....	51
Tableau 2-4 : Exemples d'études sur les méthodes d'extrapolation spatiale de la température.....	54
Tableau 2-5 : Exemples d'études sur les méthodes "absolues" de spatialisation des précipitations.....	57
Tableau 2-6 : Exemple d'études sur les méthodes "relatives" de spatialisation des précipitations.....	59
Tableau 3-1 : Facteurs influençant la variation du facteur de fonte K_f	68
Tableau 3-2 : Aperçu de travaux sur la prise en compte de la variabilité du facteur de fonte dans les modules neige de type degrés-jour.....	69
Tableau 3-3 : Forces (☺) et faiblesses (☹) des deux approches (bilan d'énergie et degrés-jour) pour la modélisation de la lame de fonte.....	72
Tableau 3-4 : Aperçu de quelques travaux de comparaison de différents modules neige sur des régions très localisées.....	78
Tableau 3-5 : Principales conclusions et recommandations de l'OMM (1986a) sur les modules neige.....	80
Tableau 3-6 : Présentation des modules neige retenus pour la thèse, leurs concepteurs, leurs objectifs et les régions sur lesquelles elles ont été testées.....	82
Tableau 3-7 : Caractéristiques des modules neige étudiés au cours de la thèse. Ce tableau s'appuie sur les versions originales des modules neige tels qu'ils sont présentés dans la littérature (à l'exception de MORDOR SNE qui correspond à une version révisée de celle de Paquet (2004)).....	83
Tableau 4-1 : Caractéristiques des réseaux de mesure des températures de l'air (Q10, Q50 et Q90 représentent les quantiles 10 %, 50 % et 90 % des altitudes des stations pour chacun des quatre pays).....	88
Tableau 4-2 : Caractéristiques des réseaux de mesure des précipitations (Q10, Q50 et Q90 représentent les quantiles 10 %, 50 % et 90 % des altitudes des stations).....	89
Tableau 5-1 : La colonne de gauche présente les gradients optimisés pour a-1) la France, b-1) la Suisse, c-1) la Suède et d-1) le Québec. La colonne de droite compare les performances moyennes de reconstitution pour a-2) la France, b-2) la Suisse, c-2) la Suède et d-2) le Québec. En traits pleins bleus sont représentés les résultats pour	

des gradients saisonniers, en traits rouges pour des gradients constants et en pointillés verts quand aucun gradient n'est introduit.	110
Tableau 5-2 : Distinction des performances pour le quart des stations présentant les plus grandes différences d'altitude avec leurs voisines (colonne de gauche) et les autres stations (colonne de droite) pour a) la France, b) la Suède et c) le Québec. Les lignes bleues (respectivement les traits rouges) indiquent l'utilisation de gradients saisonniers (respectivement constants).	111
Tableau 5-3 : Calage des gradients saisonniers secs (courbes rouges) et humides (courbes bleues) dans la colonne de gauche et comparaison avec un unique gradient mensuel (courbes vertes pointillées). A droite sont comparées les performances de reconstitution des températures avec deux gradients mensuels (en traits pleins rouges) et un seul gradient (en traits pointillés verts).	113
Tableau 5-4 : Dénomination des huit types de temps suivant la classification EDF-DTG.	115
Tableau 5-5 : Comparaison des résultats obtenus en optimisant des gradients régionaux, par massif (courbes rouges pointillées) et un gradient global pour toute la France (courbes noires). La colonne de gauche présente les gradients optimisés pour a-1) le Jura, b-1) les Alpes, c-1) le Massif-Central et d-1) les Pyrénées. La colonne de droite compare les performances moyennes de reconstitution des séries de température pour les quatre massifs.	117
Tableau 5-6 : Dans la colonne de gauche, sont représentés les gradients altitudinaux pour les températures maximales (courbes rouges) et minimales (courbes bleues) et comparaison avec ceux des températures moyennes (courbes noires pointillées). A droite sont comparées les performances de reconstitution pour les températures maximales (rouge), minimales (bleu) et moyennes (pointillés noirs).	121
Tableau 6-1 : Définition du voisinage optimal pour chaque pays de l'échantillon. N_p représente le nombre de stations pluviométriques à considérer et α l'exposant à appliquer à l'inverse de la distance pour le calcul de la pondération.	125
Tableau 6-2 : La colonne de gauche présente les corrections altitudinales optimisées pour a-1) la France, b-1) la Suisse, c-1) la Suède et d-1) le Québec. La colonne de droite compare les performances mensuelles moyennes de reconstitution pour a-2) la France, b-2) la Suisse, c-2) la Suède et d-2) le Québec. En bleu sont représentés les résultats pour des corrections saisonnières, en traits rouges pour des corrections constantes et en pointillés verts quand aucune correction n'est introduite ($\beta_{altitude} = 0$).	126
Tableau 6-3 : Distinction des performances pour le quart des stations présentant les plus grandes différences d'altitude avec leurs voisines (colonne de gauche) et les autres stations (colonne de droite) pour a) la France, b) la Suisse, c) la Suède et d) le Québec. Les lignes bleues (respectivement les traits rouges) indiquent l'utilisation de corrections saisonnières (respectivement constantes).	127
Tableau 6-4 : Coefficients de corrélation R^2_p entre les cumuls annuels moyens observés et simulés par pays et suivant le choix de la correction altitudinale appliquée.	129
Tableau 6-5 : Coefficients de corrélation et biais entre les cumuls annuels moyens observés et simulés et suivant le choix de la correction altitudinale appliquée.	130
Tableau 6-6 : Résultats du calage d'une correction altitudinale régionale sur les quatre massifs montagneux français. Comparaison des critères C_{2MP} , du biais et du coefficient de corrélation R^2_p par rapport à l'utilisation d'une correction altitudinale optimisée à l'échelle nationale.	132
Tableau 6-7 : Définition du voisinage optimal pour chaque pays de l'échantillon. N_p représente le nombre de stations pluviométriques à considérer et α l'exposant à appliquer à la pondération.	134
Tableau 6-8: Résultats du calage de corrections altitudinales régionales sur les quatre régions helvétiques. Comparaison des critères C_{2MP} , du biais et du coefficient de corrélation R^2_p par rapport à l'utilisation d'une correction altitudinale nationale.	135
Tableau 7-1 : Caractéristiques principales des trois modèles hydrologiques (en plus de GR4J) sur lesquels va être testé le module neige développé.	152
Tableau 7-2 : Périodes de calcul des critères spécifiques à l'étude de la neige pour les bassins de natures différentes.	157
Tableau 8-1 : Valeurs moyennes des tests avec quatre modèles hydrologiques et neuf options pour traiter la composante nivale (sans module neige, avec sept modules différents et un module au choix où on a retenu, pour	

chaque bassin, le module neige ayant obtenu les meilleures valeurs en calage) sur les 380 bassins versants de l'échantillon pour le critère a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. 166

Tableau 9-1 : Deux fonctions de détermination de la nature des précipitations. Le choix de l'une ou l'autre se fait suivant l'altitude médiane du bassin versant considéré. 193

Tableau 9-2 : Comparaison des performances de CemaNeige avec les quatre options pour lesquelles la fonction de détermination de la nature des précipitations a été modifiée. La droite turquoise représente la médiane des critères obtenus avec CemaNeige. 194

Tableau 9-3 : Performances de CemaNeige et de la version " $T_f L$ " pour laquelle la température de fonte est un paramètre supplémentaire à optimiser. Valeurs obtenues avec GR4J. 198

Tableau 9-4 : Performances de CemaNeige et de la version " $5zo H$ " pour laquelle les cinq zones sont d'égale hauteur en termes d'altitude. Valeurs obtenues avec GR4J pour la période a) de validation, b) d'influence de la neige et c) d'influence de la fonte. 201

Tableau 9-5 : Performances de CemaNeige et des versions " NT_G " et " T_{Gseuil} " avec GR4J et pour les critères de a) calage, b) validation et c) fonte. 205

Tableau 9-6 : Tableau récapitulatif des valeurs médianes de C_{T_G} issues de la distribution du paramètre optimisé sur un échantillon de bassins donné. 206

Tableau 9-7 : Performances de CemaNeige et de la version " NGS " pour laquelle la neige, si elle est présente, est répartie uniformément sur la zone considérée. Valeurs obtenues avec GR4J. 208

Tableau 9-8 : Performances moyennes en validation des différentes versions de CemaNeige à deux paramètres libres ou moins, avec le modèle hydrologique GR4J. Ajout des performances obtenues sans introduction de module neige. 214

Tableau 9-9 : Performances moyennes sur la période d'influence de la fonte des différentes versions de CemaNeige à deux paramètres libres ou moins, avec le modèle hydrologique GR4J. Ajout des performances obtenues sans introduction de module neige. 214

Tableau 10-1: Distributions des performances de CemaNeige et de la version «Ray» ajoutant un terme fonction de la radiation extraterrestre dans l'expression de la formule degrés-jour. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés avec MORDOR à 6 paramètres présentent des résultats similaires). 218

Tableau 10-2: Distributions des performances de CemaNeige et de la version « K_{f_sin} » considérant une évolution saisonnière du facteur de fonte entre le 21 décembre et le 21 juin. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés avec MORDOR à 6 paramètres présentent des résultats similaires). 220

Tableau 10-3 : Distributions des performances de CemaNeige et de la version " ETP_f " avec quatre modèles hydrologiques. 222

Tableau 10-4: Distributions des performances de CemaNeige et de la version « F_{pluie} » prenant en compte les événements de pluie sur neige qui induisent une fonte. Valeurs obtenues avec GR4J (des tests réalisés avec MORDOR à 6 paramètres présentent des résultats similaires). 228

Tableau 10-5 : Distributions des performances de CemaNeige et des versions « $K_f B$ » et « $K_f = 0.2$ » considérant une lame de fonte constante à la base du manteau de neige. La première ligne regroupe les résultats avec le modèle hydrologique GR4J et la seconde, ceux avec MORDOR à 6 paramètres. 230

Tableau 10-6 : Distributions des performances de CemaNeige et des versions « $C_{Tf} + C_{Tstock}$ », « C_{Tf} » et « C_{Tstock} » avec le modèle hydrologique GR4J. 232

Tableau 11-1 : Rapport des grandeurs estimées avec la méthode des polygones de Thiessen et notre méthode de spatialisations. La première ligne présente le rapport des cumuls annuels moyens (précipitations totales) en fonction de l'altitude médiane des bassins. La deuxième ligne présente le rapport des cumuls annuels moyens de neige (la différenciation se fait avec $T_{seuil} = 0^{\circ}C$) en fonction de l'altitude médiane des bassins. 241

Tableau 11-2 : Distributions des performances obtenues avec $D_{Cemagref}$, les données d'entrées spatialisées par la méthode Cemagref et $D_{Thiessen}$, les données estimées avec Thiessen pour le critère de validation et le critère d'influence de la fonte. Le modèle hydrologique GR4J et le module neige CemaNeige sont utilisés. 244

Tableau 12-1 : Comparaison des valeurs moyennes des performances de CemaNeige avec quatre modèles hydrologiques et neuf options pour traiter la composante nivale (sans module neige, avec sept modules différents et un module au choix où nous avons retenu le module neige ayant les meilleures performances en calage) sur les 380 bassins versants de l'échantillon. 260

Tableau 12-2 : Distributions des valeurs optimisées du paramètre C_G du module neige HBV (coefficient correctif des précipitations solides) pour l'échantillon a) français, b) suisse, c) suédois et d) québécois. En bleu sont reportées les valeurs obtenues avec le modèle hydrologique GR4J et en turquoise, celles avec le modèle hydrologique HBV. 265

Tableau 12-3 : Distributions des performances de trois modules neige associés aux modèles hydrologiques GR4J et HBV, pour le critère de validation, sur les échantillons français et suisse. 266

Tableau 12-4 : Distributions des critères de performance des modules neige CemaNeige, MORD4 et MORD10 avec GR4J pour quatre sous-échantillons de bassins versants sur la période de validation (première ligne) et d'influence de la fonte (deuxième ligne). 269

Tableau 12-5 : Récapitulatif des critères de performance en validation et sur la période d'influence de la fonte des trois modules neige MORD10, MORD4 et CemaNeige sur les neuf bassins fil rouge de notre échantillon. Le modèle hydrologique utilisé est GR4J. Le bassin de l'Isère à Val d'Isère (France) a été rajouté ayant fait l'objet d'une illustration dans ce chapitre. 273

Tableau 13-1 : Performances obtenues sans module neige et avec CemaNeige sur les 873 bassins de l'échantillon français pour le critère a) de calage, b) de validation, c) de période d'influence de la neige, et d) le critère de bilan. Le modèle hydrologique utilisé est GR4J. 279

Tableau 13-2 : Différences de performance entre une simulation avec CemaNeige et une simulation sans module neige en fonction de trois indicateurs caractéristiques des bassins versants pour les critères de validation et de neige. 281

Tableau 13-3 : Récapitulatif des performances avec et sans module neige ainsi que des caractéristiques de 6 bassins versants sélectionnés parmi les 873 de l'échantillon. 288

ANNEXES

Annexe A.

Quelques notions sur la genèse des précipitations

Cette annexe rassemble les notions de base essentielles à la compréhension des processus naturels à l'œuvre dans la genèse des précipitations. Nous nous sommes largement inspirés du cours d'Hydrologie générale mis en ligne par le professeur A. Musy de l'EPFL, notamment du chapitre 3 "Les précipitations" (voir <http://echo.epfl.ch/e-drologie/>).

Dès 1686, Mariotte présentait une explication sur la formation des nuages et des précipitations très proche de la notion de coalescence reconnue aujourd'hui :

"Les nuages se forment par condensation de la vapeur d'eau dans la moyenne région de l'atmosphère. Ces vapeurs, agitées par le vent, se rencontrent ensemble et de plusieurs petites gouttes imperceptibles s'en fait d'assez grosses qui commencent à presser plus que l'air qui est dessous ; et en descendant peu à peu, elles en rencontrent d'autres plus petites, d'où il arrive qu'elles se grossissent successivement : et par ce moyen deviennent enfin des gouttes de pluie. Celles qui viennent de nuées fort hautes sont les plus grosses, parce qu'elles ont plus d'espace pour se grossir." (Tixeront, 1974)

La formation des nuages résulte de la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air lorsque celle-ci atteint son point de saturation. Différents processus permettent d'arriver à la saturation de l'air. Ils sont en général liés à un mouvement d'ascendance : refroidissement isobare, détente adiabatique, apport de vapeur d'eau ou encore mélange et turbulence de la masse d'air. Pour qu'il y ait condensation, l'atmosphère doit contenir des impuretés en suspension qui serviront de noyaux de condensation autour desquels les hydrométéores¹ vont se former.

Aussi un nuage est composé d'air humide (contenant de la vapeur d'eau), de minuscules particules d'eau liquide (gouttelettes) et/ou solide (cristaux de glace) en suspension, le pourcentage de chaque phase dépendant de la température². Pour qu'il y ait précipitation, il faut un accroissement de la taille des particules jusqu'à ce qu'elles deviennent suffisamment lourdes pour amorcer leur chute. Généralement, cela se fait en deux temps : l'initialisation des précipitations (effet Bergeron) et l'emballement du processus (coalescence).

¹ Le terme d'hydrométéores désigne l'ensemble des formes sous laquelle se présente l'eau dans l'atmosphère à l'exception des nuages. Aussi, la pluie, la neige, la grêle, le brouillard ou encore la bruine sont des hydrométéores.

² Se reporter à la question 1 du paragraphe 2.2.1.

L'effet Bergeron (encore appelé effet Bergeron-Findeisen) repose sur les différences de propriétés entre l'eau liquide et l'eau solide : la pression de vapeur saturante¹ de l'eau liquide est toujours supérieure à celle de l'eau solide. Par exemple, dans un nuage haut en altitude et où la température est négative, les trois phases de l'eau coexistent dans un espace restreint avec une pression partielle à peu près constante. Cette pression est comprise entre la vapeur saturante de l'eau liquide et celle de la glace. La vapeur d'eau est donc en sursaturation par rapport à la glace : elle se condense en cristaux de glace autour des noyaux déjà formés. De leur côté, les gouttelettes liquides en sous-saturation s'évaporent, conservant la pression partielle à peu près constante. Il y a donc un transfert de l'eau liquide vers les cristaux de glace, ces derniers grossissent jusqu'à ce que leur poids soit suffisant pour initier la précipitation. Néanmoins ce phénomène est lent et ne correspond pas à la vitesse de formation des précipitations.

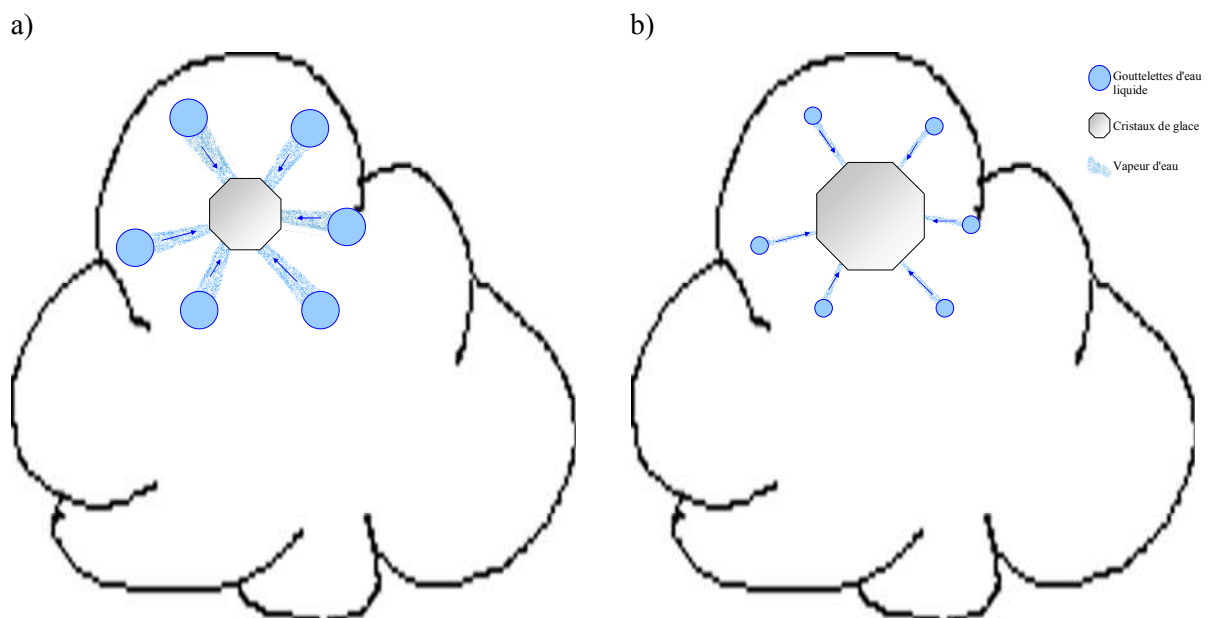


Figure 1 : Effet Bergeron a) au départ, particules d'eau liquide et de cristaux de glace trop petits pour tomber et b) après transfert de la vapeur d'eau, grossissement des cristaux de glace qui commencent à chuter.

¹ La pression de vapeur saturante est la pression à laquelle la phase gazeuse d'une substance est en équilibre avec sa phase liquide ou solide. Elle dépend exclusivement de la température. (Définition Wikipédia)

La coalescence permet d'accélérer significativement le grossissement des gouttes d'eau ou des cristaux de glace. Lors de leur brassage par turbulence ou de leur chute dans le nuage, les particules entrent en collision et les plus petites sont agrégées aux particules les plus grosses, augmentant la vitesse de chute de ces dernières.

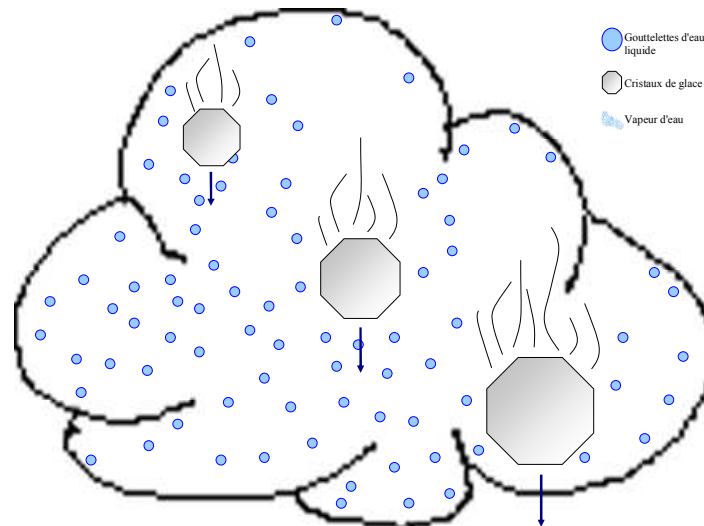


Figure 2 : Phénomène de coalescence, ici grossissement des cristaux de glace lors de leur chute par collision avec les particules plus petites environnantes dans le nuage.

C'est donc ainsi que se forment les précipitations. Il existe de plus différents types de précipitations suivant le mécanisme à l'origine du mouvement d'ascendance verticale provoquant la formation du nuage :

- Les précipitations convectives résultant d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Le sol chauffé par le soleil réchauffe l'air environnant qui s'élève par dilatation. La pression diminue ainsi que la température (loi des gaz parfaits) contribuant à l'apparition de nuages, et des précipitations souvent de type orageux (courte durée, forte intensité et très localisée).
- Les précipitations frontales résultant de la rencontre de deux masses d'air, l'une froide et l'autre chaude, et des effets thermodynamiques et mécaniques qui en découlent (on parle parfois de « tourbillons aspirateurs »). L'élévation en altitude de la masse chaude moins dense se traduit alors par une condensation de l'humidité. Suivant le type de soulèvement frontal, les précipitations auront différentes caractéristiques (événement bref, peu étendu et intense en présence d'un front froid et plutôt long, étendu et peu intense en présence d'un front chaud).
- Les précipitations orographiques résultant de la présence d'une barrière topographique (reliefs) qui oblige la masse d'air à s'élever. Les précipitations ont lieu sur le versant "au vent", c'est-à-dire face à la masse d'air. Ses caractéristiques dépendent d'un grand nombre

de paramètres comme l'altitude ou la distance séparant l'origine de la masse d'air du lieu de soulèvement.

Enfin, il arrive souvent que les trois phénomènes se combinent lors d'un épisode de précipitations.

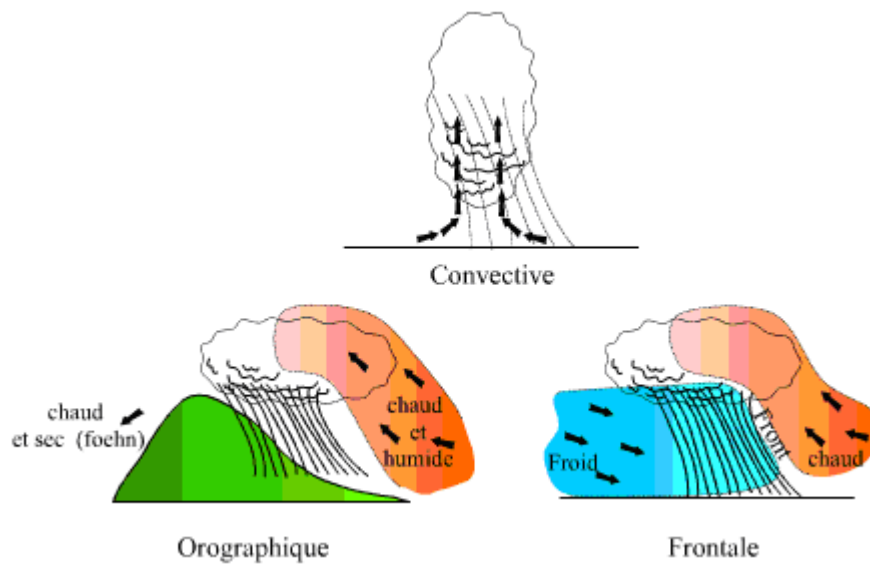


Figure 3 : Principaux types de précipitations : convectives, orographiques et frontales, Extrait du cours d'Hydrologie en ligne du Pr. Musy (<http://echo.epfl.ch/e-drologie/>).

Référence :

Tixeront, J., 1974. L'hydrologie en France au 17ème siècle. UNESCO - WMO - IAHS, Paris, pp. 24-35.

Annexe B.

Inverting the hydrological cycle: when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas

Audrey Valéry, Vazken Andréassian et Charles Perrin

Article publié dans Yilmaz, K. ed., *"New approaches to hydrological prediction in data-sparse regions"*, IAHS Publ. 333, 2009

Inverting the hydrological cycle: when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas

AUDREY VALERY, VAZKEN ANDRÉASSIAN & CHARLES PERRIN

Cemagref, Hydrosystems and Bioprocesses Research Unit, BP 44, 92163 Antony cedex, France
Vazken.andreassian@cemagref.fr

Abstract This paper presents an attempt to “invert” the hydrological cycle and to use streamflow measurements to improve our knowledge of precipitation input in data-sparse mountainous regions. We use two data sets of 31 Swiss and 94 Swedish catchments and three simple long-term water balance formulas. By assuming a simple two-parameter correcting model to regionalize precipitation from the too-sparse precipitation gauging network, we show that it is possible to identify without ambiguity the altitudinal precipitation gradient from streamflow. Although the snow undercatch parameter remains more difficult to identify, its range seems coherent with values found in the literature.

Key words orographic precipitation gradient; water balance formulas; Budyko formula; Ol’dekop formula; Turc formula

INTRODUCTION

Catchments produce streamflow as a complex answer to energy and precipitation fluxes. Precipitations are extremely variable, both spatially and temporally, and the knowledge of (at least) its areal mean is a prerequisite to any serious water balance computation. But we sometimes find ourselves in a situation where we can only work with a rather rough estimate of the incoming precipitation flux, not only because of the uncertainties which arise from the too-limited spatial-sampling ability of precipitation gauging networks (Rodda, 1968), but also from instrument- and location-specific factors (Sevruk & Nespor, 2000). Sugawara (1993) was correct when he stressed that “*we cannot observe the mean areal precipitation itself*”; in fact, the catchment is the only system to *know* the mean areal precipitation it receives. This situation holds for any but the most densely gauged experimental catchments ... and it is obviously worst in data-sparse mountainous regions.

Scope of the paper

For years, hydrologists have been striving to cope with precipitation input estimation errors, in order to be able to run their hydrological models. In this paper, our idea is to look the opposite way, in order to see how we can “invert” the hydrological cycle, by using streamflow measurements in order to infer the elevation–precipitation relationship in mountainous regions.

We work here with a large data set of 94 Swedish and 31 Swiss catchments, for which we have daily streamflow measurements, as well as point precipitation measurements. Due to the great spatial variability of precipitation in these mountainous areas, it is necessary to account for the elevation–precipitation dependency to get a reasonable catchment water balance. Our goal is to parameterize this relationship by “inverting the hydrological cycle”, i.e. using the streamflow measurements in order to guess how much rain falls at the higher elevations where no observations are made.

Relevant literature

There is a large literature dealing with the impact of precipitation uncertainties on hydrological modelling (see e.g. the review by Andréassian *et al.*, 2001). However, much of this literature focuses on synthetic rainfall fields, and deals with the propagation of precipitation estimation errors within a hydrological model. Only a few hydrologists seem to have been interested to invert their hydrological model, i.e. to use streamflow measurements to try to improve the catchment precipitation estimate. Linsley & Crawford in 1965, and Hamlin in 1983, mentioned the question. In 1993, Sugawara was more explicit, by advocating that when computing a weighted precipitation estimate, the weights of each precipitation stations should be determined taking into consideration their usefulness for discharge calculation. More recently, the BATEA approach of Kuczera *et al.* (2006) uses streamflow measurements to infer storm-dependent correcting parameters.

As far as the specificities of mountainous regions are concerned, there is also a large literature on altitudinal precipitation gradients (Barry, 1992; Sevruk, 1997; Sevruk & Mieglistz, 2002). To our

knowledge, however, the only attempt to explicitly use streamflow data is that of Weingartner *et al.* (2005), who produced a spatialized precipitation map of Switzerland on the sole base of streamflow measurements and evapotranspiration estimates.

Our method differs from the above approach in that we do not choose streamflow against precipitation measurements or *vice versa*. We use both sources of information in a complementary way, with streamflow measurements being utilized in order to estimate the parameters of a correcting model, addressing: (i) the altitudinal precipitation gradient, and (ii) a snow undercatch correction factor.

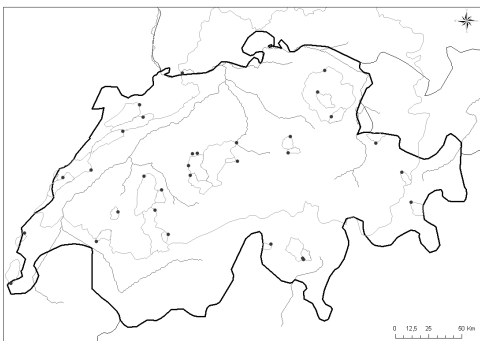
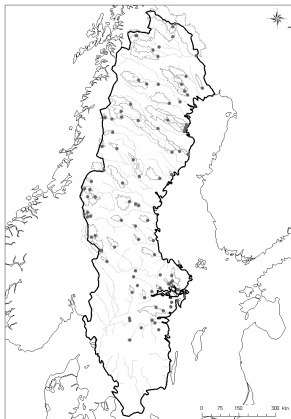
MATERIAL

This paper is based on the use of two large catchment sets, one in Switzerland, the other in Sweden. We use three simple, widely known water balance formulas.

Catchment set

We used a database of 94 Swedish catchments and 31 Swiss catchments (see Table 1). Data are available between 1995 and 2005.

Table 1 Summary of the data set characteristics.

Swiss data set	Swedish data set
	
31 catchments (1 to 35 000 km ²)	94 catchments (1 to 15 000 km ²)
30 air temperature gauges	247 air temperature gauges
166 precipitation gauges	626 precipitation gauges
DEM grid : 250 m × 250 m	DEM grid : 600 m × 600 m

Water balance formulas

We use here three classical water balance formulas, which relate long-term average catchment streamflow to long-term catchment precipitation and potential evapotranspiration: the Budyko (1974) formula, the Ol'dekop (1911) formula and the Turc (1954) formula as reformulated by Le Moine *et al.* (2007).

Table 1 List of the three water balance formula used in this study (Q – long-term average catchment streamflow in mm/year; P – long-term average catchment areal precipitation in mm/year; PE – long-term average catchment potential evapotranspiration in mm/year).

Name	Water balance formula	
Budyko	$Q = P * \left\{ 1 - \sqrt{\frac{PE}{P}} \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{PE}{P}\right) \right) \cdot \tanh\left(\frac{P}{PE}\right) \right\}$	Equation (1)
Ol'dekop	$Q = P * \left\{ 1 - \frac{PE}{P} \cdot \tanh\left(\frac{P}{PE}\right) \right\}$	Equation (2)
Turc- Le Moine	$Q = P * \left\{ 1 - \frac{1}{\left\{ 1 + \left(\frac{P}{0.9 * PE} \right)^{2.5} \right\}^{1/2.5}} \right\}$	Equation (3)

METHODOLOGY

Each of the water balance formulas in Table 1 expresses catchment discharge (Q) as a function of catchment areal precipitation (P) and potential evapotranspiration (PE). PE is estimated with a formula proposed by Oudin *et al.* (2005), which depends only on extra-terrestrial radiation (a function of the Julian day and latitude) and temperature. P is estimated by a classical inverse-distance weighted average of precipitation measured at point gauges, after applying two corrections: first a correction accounting for snow undercatch, second a correction accounting for the orographic gradient.

Correction for snow undercatch

For each precipitation gauge, a first correction is made to account for the undercatch of solid precipitation; it depends on a single parameter α , which needs to be estimated:

$$\text{if } T_k(j) < 0, \text{ then } P_k^{cor}(j) = \alpha \times P_k(j) \quad (4)$$

where $T_k(j)$ is temperature at precipitation gauge k on day j in °C; $P_k(j)$ is precipitation measured at gauge k on day j ; $P_k^{cor}(j)$ is precipitation corrected for snow undercatch; α is the snow undercatch correction parameter (to be estimated).

Correction for orographic gradient

Then, we transfer the daily information on a grid covering each catchment. At each grid point, daily precipitation is estimated as a weighted sum of neighbouring precipitation gauges. A correction is applied to account for the elevation-precipitation gradient, which depends on a second parameter, β :

$$P(j) = \frac{1}{\sum_{k=1}^n w_k} \times \sum_{k=1}^n w_k \times P_k^{cor}(j) \times \exp[\beta(z - z_k)] \quad (5)$$

where $P(j)$ is precipitation at a grid point on day j ; $P_k^{cor}(j)$ is corrected precipitation for gauge k on day j ; β is orographic correction parameter (to be estimated); n is total number of neighbouring gauges; z is elevation of the grid point considered; z_k is elevation of gauge k and w_k is the weighting factor of gauge k (it is based on the inverse distance between precipitation gauges: $\frac{1}{d^\delta}$, where δ is a parameter to be calibrated by trial-error. δ is equal to 2.5 in Switzerland and 1 in Sweden).

Note that we adopted here a multiplicative correction model to avoid the threshold effect of a subtractive model, and that the exponential-based formulation is the simplest allowing the symmetry of the transfer of information. The parameter β (formulated in m^{-1}) needs to be estimated, by optimizing a criterion measuring the proximity between the measured long-term Q_{obs} and the

calculated long-term Q_{sim} .

Criterion used

We look for the optimal α and β values by trial and error: for each catchment, we average all $P(j)$ to obtain a long-term value, and we then use the three formulas in Table 1 to compute Q . The optimal couple (α, β) is the one that gives the smallest relative error for each of the data sets.

Mean Absolute Relative Error (MARE) is computed as:

$$MARE = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \left| \frac{Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i)}{Q_{obs}(i)} \right| \quad (6)$$

where $Q_{obs}(i)$ is the observed long-term streamflow for catchment i (in mm); $Q_{sim}(i)$ is the computed long-term streamflow for catchment i (in mm); and N is the total number of catchments in the data set.

RESULTS

Results are summarized in Table 2. We can see that the results differ between Switzerland and Sweden, but that within a data set, the three water balance formulas give coherent results. The main findings are:

1. Correcting only snow undercatch (with $\beta = 0$ and α optimized) is clearly not enough: improving the areal precipitation estimation does require the introduction of an altitudinal precipitation gradient. Indeed, if we neglect the impact of the altitudinal precipitation gradient ($\beta = 0$), the performances of the three formulas drop considerably.
2. Correcting only the altitudinal precipitation gradient (with $\alpha = 1$ and β optimized) can be enough, although an α of 25% does reduce the error a little with the Ol'dekop model. This value is consistent with those found in the literature (Sevruk & Nespor, 2000).
3. Optimal altitudinal precipitation gradients are very different in Switzerland and Sweden: $2 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ in Switzerland, and 9 to $11 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ in Sweden (depending on the formula).
4. One of the reasons why the snow undercatch factor, α , is so poorly identifiable is that both parameters interact strongly: indeed, with the interannual formulas used here, an underestimation of the altitudinal gradient β can be somewhat compensated by an overestimation of the snow undercatch factor α . Another reason is the site-specific nature of snow undercatch problems (Sevruk & Nespor, 2000): we are not able to differentiate between shielded and non-shielded gauges, as well as between gauges located in an open place and others.

CONCLUSION

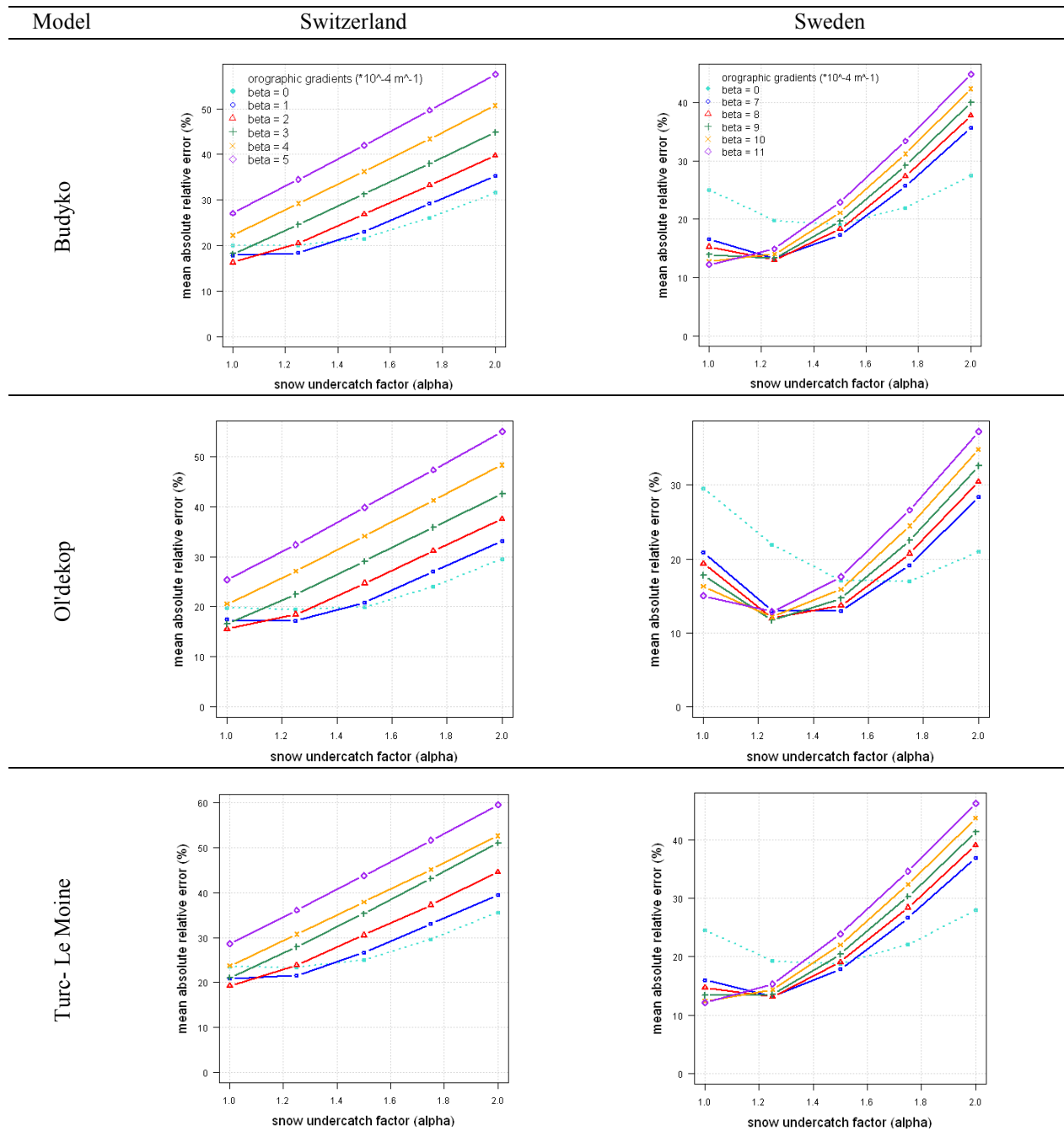
The aim of this paper was to assess whether it is possible to “invert” the hydrological cycle and to use streamflow measurements to improve our knowledge of precipitation input in data-sparse mountainous regions. We used two data sets of 31 Swiss and 94 Swedish catchments and three simple long-term water balance formulas: Budyko's, Ol'dekop's and Turc-Le Moine's. We assumed a simple two-parameter correcting model to regionalize precipitation from the too sparse precipitation gauging network: the first parameter (\square) aimed to correct snow undercatch by precipitation gauges, while the second parameter (\square) targeted the precipitation-elevation relationship.

Our results show that it is possible to identify the precipitation-elevation relationship (\square) from streamflow, while the snow undercatch parameter (\square) remains more difficult to identify.

Although these preliminary results are encouraging, we see several further issues which would be interesting to address. It would be instructive to compare this method with the more traditional approach which calibrates the precipitation-elevation relationship by trying to reconstitute point precipitation measurements. It would also be interesting to compare our estimates with those of Weingartner and al. (2005).

Last, we would also like in the future to use more complex hydrological models, working at finer time steps.

Table 2 Results presented for the three water balance models and the two catchment sets (note: the lower the MARE – mean average relative error – the better the model).



Acknowledgements The authors gratefully acknowledge the contributions of the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), and the Swiss Federal Office for the Environment and MeteoSwiss for providing hydrological and meteorological data for the Swedish and Swiss catchments, respectively.

REFERENCES

- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I. & Lavabre, J. (2001) Impact of Imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *J. Hydrol.* 250 (1-4), 206–223.
- Barry, R. G. (1992) *Mountain Weather and Climate*, 2nd edn. Cambridge University Press.
- Budyko, M. I. (1974) *Climate and Life*. Academic Press, New York, USA.
- Kuczera, G., Kavetski, D., Franks, S. and Thyer, M. (2006) Towards a Bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models: Characterising model error using storm-dependent parameter. *J. Hydrol.* 331(1-2), 161–177.
- Goodison, B. E., Louie, P. Y. T., et al. (1998) WMO solid precipitation measurement intercomparison: Results and challenges for the future. WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-98), 19–22.
- Hamlin, M. J. (1983) The significance of rainfall in the study of hydrological processes at basin scale. *J. Hydrol.* 65, 73–94.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C. & Michel, C. (2007) How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study over 1040 French catchments. *Water Resour. Res.* 43, W06428, doi:10.1029/2006WR005608.
- Linsley, R. K. & Crawford, N. H. (1965) Coordination of precipitation and streamflow networks. In: *Symposium on the Design of Hydrological Networks*, 617–629. IAHS Publ 68, vol. 2. IAHS Press, Wallingford, UK. <http://www.iahs.info/redbooks/68.htm>.
- Ol'Dekop, E. M. (1911) On evaporation from the surface of river basins. *Trans. Met. Obs. Iur-evskogo, University of Tartu, Tartu, Estonia*
- Oudin, L., Andréassian, V., Lerat, J. & Michel, C. (2008) Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. *J. Hydrol.* 357(3-4), 303–316.
- Rodda, J. C. (1968) The rainfall measurement problem. In: *IAHS General Assembly Bern*, vol. IV, 215–231. IAHS Publ. 78. IAHS Press, Wallingford, UK. <http://www.iahs.info/redbooks/78.htm>.
- Sevruk, B. (1997) Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the Swiss Alps. *Climatic Change* 36(3-4), 355–369.
- Sevruk, B. & Miegli, K. (2002) The effect of topography, season and weather situation on daily precipitation gradients in 60 Swiss valleys. *Water Sci. Technol.* 45(2), 41–48.
- Sevruk, B. & Nespor, V. (2000) Correction of wind induced error of tipping-bucket precipitation gauges in Switzerland using numerical simulation. WMO no 74 / TD no 1028, 144–147.
- Sugawara, M. (1993) On the weights of precipitation stations. In: *Advances in Theoretical Hydrology* (ed. by J. P. O'Kane), 59–74. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Turc, L. (1954) Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement. *Annales agronomiques* 5, 491–595.
- Weingartner, R., Viviroli, D. & Schädler, B. (2005) Assessment of water resources in headwaters and their significance for the lowlands. *Proceedings of the International Conference on Headwater Control VI: Hydrology, Ecology and Water Resources in Headwaters*. Bergen, Norway, 20–23 June 2005.

Annexe C.

Elevation-dependent regionalisation of precipitation and air temperature over high-altitude outlier catchments

Audrey Valéry, Vazken Andréassian et Charles Perrin

Article accepté pour publication au Journal des Sciences Hydrologiques (numéro spécial)

ABSTRACT

Closing the water balance of mountainous catchments may sometimes become tricky, even before applying a single hydrological model. In this paper, we focus on mountainous, snow-affected catchments and try to understand the reasons for the "unrealistic" hydrological behaviours that they sometimes show: when annual runoff is greater than the annual areal precipitation estimate, something is obviously wrong, but finding the appropriate means to adjust the water balance is far from being a trivial matter.

This paper aims at improving our knowledge of the water balance of mountainous and snow-affected catchments in two different countries: Sweden and France. We use a simple nondimensional framework to detect outliers and then propose an elevation-dependent regionalisation of precipitation and air temperature in order to better estimate inputs over high-altitude catchments. Since we are interested in catchment water balance, we evaluate our regionalised input estimates by comparing them to streamflow measurements.

The results are mixed: in Sweden, our approach is successful because it can make most outliers catchments become regular ones; but in France it is disappointing because it does not solve most of the water balance problems identified. However, for both countries, the regionalisation approach significantly improves the performance of a rainfall-runoff model at a daily time step.

Key words: water balance; altitudinal gradients; precipitation; air temperature; mountainous and snow-affected catchments; biased inputs

RÉSUMÉ

Boucler le bilan en eau des bassins de montagne se révèle parfois être un véritable casse-tête, avant même l'utilisation du moindre modèle hydrologique. Dans cet article, nous concentrons nos efforts sur les bassins de montagne, influencés par la neige et nous essayons de comprendre les raisons de leurs comportements parfois irréalistes d'un point de vue hydrologique : par exemple, un module plus important que l'estimation de la précipitation moyenne annuelle est forcément faux... mais trouver le bon moyen d'ajuster le bilan en eau est loin d'être une tâche aisée.

Cet article se propose d'améliorer notre connaissance des bilans en eau des bassins versants montagneux influencés par la neige dans deux pays : la Suède et la France. Nous utilisons un système adimensionnel simple nous permettant de détecter les anomalies. Puis, nous proposons une méthode de régionalisation des précipitations et des températures de l'air afin de disposer de meilleures estimations des données d'entrée pour les bassins de hautes altitudes. Comme nous nous intéressons aux bilans en eau des bassins, nous évaluons nos estimations de données régionalisées en les confrontant aux mesures de débits.

Les résultats obtenus sont contrastés : en Suède, notre approche permet de faire disparaître la plupart des anomalies ; mais en France, elle est décevante dans le sens où elle n'apporte pas de solution à la plupart des problèmes de bilan en eau. Pourtant, pour les deux pays, la régionalisation contribue à une amélioration significative des performances d'un modèle pluie-débit au pas de temps journalier.

Mots clés bilan en eau ; gradients altitudinaux ; précipitation ; température de l'air ; bassins versants nivaux et de montagne; entrées biaisées

INTRODUCTION

Precipitation and air temperature are extremely variable over mountainous catchments, both spatially and temporally: assessing their areal mean in order to bring together the elements of catchment water balance can be challenging, not only because of the overly limited spatial density of gauging networks (Rodda, 1967), but also, in the case of precipitation, because of problems in measuring snowfall (Sevruk and Nespor, 1998).

Hydrologists working in mountainous catchments sometimes find water balances that are impossible to close, with either streamflow totals that exceed precipitation estimates or actual water losses attributed to evapotranspiration that exceed potential evapotranspiration. These problems have led some modellers to throw in the towel, rejecting these catchments as irretrievable outliers (Andréassian et al., this issue). Others have tried to find ways to assess an overall correction factor (either for precipitation or for evapotranspiration) providing a more realistic water balance.

The main problem for all those who have attempted to correct the precipitation input to catchments is that it is simply impossible to observe the mean areal rainfall itself (see the discussion by Sugawara, 1993). Spatial rainfall estimates retrieved from radar images, for example, are still too unreliable to be used, especially in mountainous areas. So we can only either observe point rainfall or catchment-integrated streamflow. Thus, estimating the catchment scale precipitation input requires either:

- an upward aggregation of point rainfall measurements
- or a downward transformation of streamflow measured at the catchment outlet.

In both cases, reconstructing catchment-scale rainfall remains an extremely uncertain operation:

- in the upward direction, because of the spatial variability of rainfall fields;
- in the downward direction, because of the inherent nonlinearity of the rainfall–streamflow relationship. Because of this nonlinearity, the downward decomposition of streamflow is rarely attempted (see the work by Kirchner (2009) as a notable exception).

Scope of the paper

This paper investigates whether more realistic water balances can be obtained for mountainous catchments. Two large data sets of mountainous, snow-affected catchments from Sweden and France are investigated. Our aim is to assess whether objective methods can be proposed to reduce the occurrence of apparently anomalous water balances in our data set.

We first discuss how this issue has been dealt with in the hydrological literature. Then, we present a simple nondimensional framework on which we propose to base the identification of outliers (i.e. catchments with an unrealistic water balance). Then we test a regionalisation

method aimed at better estimating precipitation and air temperature over mountainous catchments and discuss the impact of this regionalisation on the rehabilitation of outlier catchments.

RELEVANT LITERATURE

State of the problem

Hydrologists must work with sparse data-acquisition networks in mountainous areas. The World Meteorological Organization (WMO, 1970) proposed guidelines on precipitation gauging network density in mountainous areas advising one station every 100–250 km², which is very seldom reached in practice, with rain gauges tending to be concentrated in valleys (Ferguson, 1972), leaving large areas at high altitude with no observation.

A second problem arises from the systematic errors in precipitation measurements, the most important being precipitation under-catch during snowfall, especially under windy conditions (Sevruk, 2004). This makes the assessment of catchment water budget even more complex since the bias increases with altitude (because the relative weight of snow in the annual precipitation budget rises with altitude). Although many authors have attempted to solve the precipitation underestimation issue, either by comparing different types of measuring gauges (Rodda, 1971; Hamon, 1973; Neff, 1977) or by proposing correction formulas (Green and Helliwell, 1972; Goodison et al., 1998; Sevruk et al., 2000; Fortin et al., 2008), a general solution has yet to be found.

Possible solutions to correct precipitation and temperature data

Climatologists have long established that precipitation and temperature are influenced by meteorological factors such as atmospheric circulations (Nordo, 1972) and physiographical factors such as orography (Pacl, 1972).

It is well documented that air temperature depends on elevation (Barry, 1992). Air temperature in noninstrumented areas can be routinely extrapolated, and many authors have computed altitudinal gradients, either constant over the year (Moore, 1993; Johansson, 2000) or seasonally variable (Douguedrouit and De Saintignon, 1984; Gyalistras, 2003; Gomez et al., 2008).

There is less regularity in precipitation depending on elevation, which also relies on the time-step considered for aggregation. In the attempt to account for the elevation-precipitation dependency, one can identify three types of precipitation interpolation/extrapolation procedures:

1. The simpler methods do not attempt to account for elevation explicitly: this is the case of two of the classical methods, Thiessen polygon estimation (Thiessen, 1911) and isohyet mapping (Peck and Brown, 1962).
2. Some methods attempt to include the impact of elevation in an **absolute** way (i.e. with relationships of the type $P=f(z)$ in which P is the precipitation and z the altitude). The formulas are based on regional regressions between precipitation and topography (Spreen, 1947; Burns, 1953; Hutchinson, 1968; Houghton, 1979; Alpert, 1986; Kirchhofer, 1993; Basist et al., 1994; Sevruk and Mieglistz, 2002).
3. Other methods attempt to include the impact of elevation in a **relative** way, within an interpolation framework (i.e. with relationships of the type $P_{\text{target}}=f(P_{\text{neighbour}}, Z_{\text{target}}-Z_{\text{neighbour}})$). A wealth of more or less complex models have been developed, either based on kriging or on some equivalent interpolation schemes (De Montmollin et al., 1980; Dingman et al., 1988). Examples are the AURELHY approach in France (Bénichou and Le Breton, 1987), the PRISM method in the US (Daly et al., 1994) and the SYMAP procedure in Switzerland (Frei and Schär, 1998).

The precipitation regionalisation approaches can be calibrated and assessed using two types of reference:

- Most of the evaluation methods use **point measurements as the reference**. The most widely used method for assessment relies on considering each point rain gauge in turn as an ungauged site, according to what is called the jack-knife procedure. Obviously, these methods remain severely limited by the characteristics of the existing network. In terms of parameter calibration, they cannot be used to try to correct measurement biases (such as the under-catch in case of snowfall), since the reference itself is affected by the same bias;
- A small number of studies have attempted to use **streamflow as the reference**. In this case, the interpolation method needs to be combined with a precipitation-runoff model, and only a combination of the two methods can be evaluated (Nordenson, 1968; Danard, 1971; Anderson, 1972; Lang, 1985; Schädler and Weingartner, 2002; Ranzi et al., 2003; Kling et al., 2005; Weingartner et al., 2007; Valéry et al., 2009). Although the presence of an additional modelling layer does make the efficiency assessment more complex, this method offers wider extrapolation possibilities. Indeed, the catchment integrates precipitation over its entire elevation range, and not only over the range where precipitation gauges exist. We thus have indirect information on the mean precipitation actually fallen over the entire elevation range.

In the following, the second approach is used for outlier identification, and we use then the first approach to try to improve the estimate of catchment inputs.

STUDY AREAS

For this study, we used a large data set of daily time series, covering the 1995–2005 time period:

- In Sweden, we used a data set of 94 stream gauges, 626 precipitation gauges and 203 air temperature gauges;
- In France, we worked with 94 stream gauges, 918 precipitation gauges and 512 air temperature gauges.

In each country, we attempted to use the entire available network (precipitation and air temperature stations) over the studied period.

The catchments in our set were chosen to be snow-affected, because of their location either in mountainous areas or at high latitude (or both). A large range of hydrometeorological situations are represented, as shown in

Table 1. Hydrological regimes of catchments are also diverse with rainy-snowy regimes (with at least 10% precipitation falling under 0°C) and heavily snowy regimes.

Table 1: Major features of the Swedish and French data sets

	Sweden			France		
	Minimum	Median	Maximum	Minimum	Median	Maximum
Catchment surface (km ²)	1	390	15,000	10	80	2200
Median catchment altitude (m)	20	350	970	670	1180	2680
Elevation range (m)	2	230	1560	175	920	2650
Mean annual discharge (mm/yr)	150	380	1300	240	820	2070

HOW DO WE IDENTIFY 'OUTLIER' CATCHMENTS?

Water balance equation

On a catchment, we can write the water balance equation in terms of instantaneous fluxes: precipitation p is converted in either streamflow q or actual evapotranspiration e . A certain

amount S is stored in soils, aquifers and in the snow cover. Last, since no catchment is perfectly conservative, one must add a flux which corresponds to an inter-catchment groundwater flow (and can be positive or negative). This yields the following expression for the catchment-scale water balance:

$$q = p - e - \frac{dS}{dt} + l \quad \text{Eq. 3}$$

Integrated over a period of time (typically several years), the previous equation becomes:

$$\frac{1}{T} \int q \cdot dt = \frac{1}{T} \int p \cdot dt - \frac{1}{T} \int e \cdot dt - \frac{S_{final} - S_{initial}}{T} + \frac{1}{T} \int l \cdot dt \quad \text{Eq. 4}$$

which is equal to:

$$Q = P - E - \frac{\Delta S}{\Delta T} + IGF \quad \text{Eq. 5}$$

where P is the long-term average areal precipitation, Q , the long-term average streamflow, E , the long-term average actual evapotranspiration, ΔS , the difference of water storage between the beginning and the end of the period, ΔT , is the length of the period, and IGF , the long-term average inter-catchment groundwater flow.

Since there are too many unknowns in Eq. 5, we now need to propose simplifying assumptions. First of all, as it is extremely difficult to quantify the IGFs, we will consider them to be nonsignificant. Although this assumption may not hold in many cases, we tried to select catchments with negligible underground losses or gains. Under these conditions, we can neglect the IGF term in Eq. 5. Then, since we will work at an inter-annual time step, the term of change in water storage ($\frac{\Delta S}{\Delta T}$) can be considered negligible (Le Moine et al., 2007). Our last assumption concerns actual evapotranspiration E , which cannot be measured. We will consider it a fraction of the long-term average potential evapotranspiration (PE):

$$E = \alpha \times PE \quad \text{with } 0 < \alpha < 1 \quad \text{Eq. 6}$$

PE cannot be measured, but many formulas were proposed to estimate it (see the review by Oudin et al. (2005b)). Here we use the formula proposed by Oudin et al. (2005a) to compute PE : it is a formula devised for hydrological applications, which in addition only requires an

estimate of extra-atmospheric radiation (unaffected by altitude!) and temperature. In this way, regionalising temperature will provide PE estimates adapted to different elevation zones.

With all the above simplifying assumptions, the water balance equation becomes:

$$Q = P - \alpha.PE \quad \text{Eq. 7}$$

Eq. 7 can be written in nondimensional terms as:

$$\frac{Q}{P} = 1 - \frac{\alpha}{P/PE} \quad \text{Eq. 8}$$

Conditions of physical realism

The catchment water balance is realistic under certain conditions. Given the assumptions made above, two physical limitations are obvious:

First, mean annual streamflow, Q , should not exceed mean annual precipitation P (for a catchment with no underground contribution). This is expressed by the following inequality:

$$Q \leq P \quad \text{or} \quad \frac{Q}{P} \leq 1 \quad \text{Eq. 7}$$

Second, as PE is the maximum possible value of E , Q should be greater than the difference between P and PE (unless the catchment 'leaks' towards one of its neighbours):

$$Q > P - PE \quad \text{or} \quad \frac{Q}{P} > 1 - \frac{1}{P/PE} \quad \text{Eq. 8}$$

Figure 1 provides a nondimensional representation where water balances of natural catchments could be evaluated according to the two physical limitations underlined in the previous paragraph and represented by two limits (Mouelhi, 2003):

- The solid horizontal line represents the upper limit for catchments and refers to Eq. 7. Consequently, catchments should all be located below the line: $y = \frac{Q}{P} \leq 1$.
- The dashed-line represents the lower limit expressed by Eq. 8. As a result, catchments should be above this line to satisfy $\frac{Q}{P} > 1 - \frac{1}{P/PE} \Leftrightarrow y > 1 - \frac{1}{x}$.

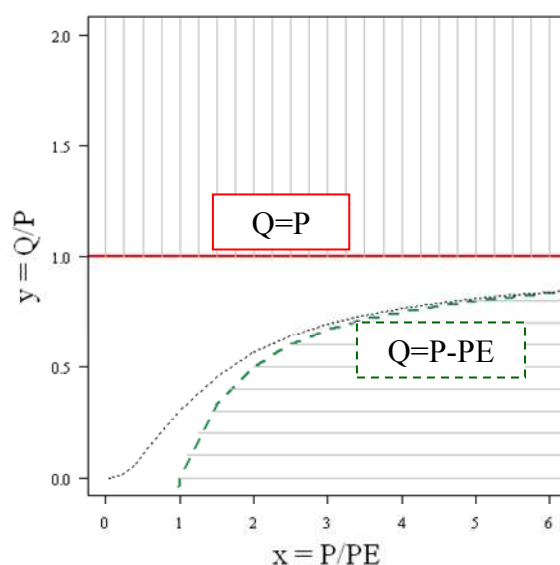


Figure 1: Nondimensional graphical representation of catchments using their mean runoff Q , precipitation P and potential evapotranspiration PE . The dotted-line in the empty centre area represents the theoretical Budyko (1974) relationship in the nondimensional graph.

Hereafter, we will consider outliers those catchments which lie outside the narrow physically realistic range.

Projection of the French and Swedish catchment sets in the nondimensional graph

Let us now return to our catchment set to analyse it within the above-defined framework. In order to better visualise water balance problems, we highlight two families of outliers in Figure 2:

- Triangles show catchments with excessive mean annual runoff compared to their mean annual precipitation. They are located in the upper zone of the nondimensional graph.
- Empty circles show catchments that lose more rainfall than their potential evapotranspiration allows.

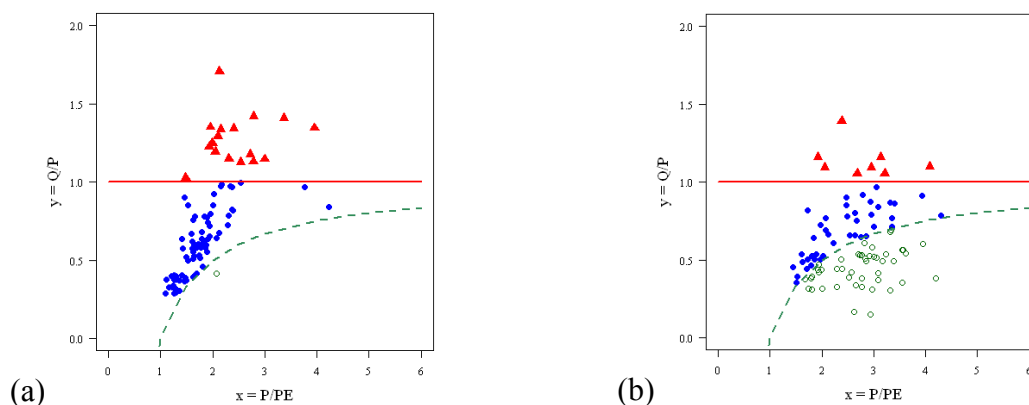


Figure 2: Representation of the Swedish set (a) and the French set (b) in the nondimensional graph (areal catchment precipitation and areal temperature used for PE estimation were computed using the Thiessen polygon interpolation)

In both countries, the majority of catchments are located within the physical limitations described in the previous section. Doubt can remain on the catchments close to the limits: our outlier-detecting method cannot ensure exhaustivity. The two data sets show differences:

- In Sweden, almost all the outliers are located in the upper part of the graph. Interestingly, if we transfer this result on the Swedish map (see Figure 5), we observe that all the outliers are located in mountains, close to the border with Norway.
- In France, a small number of catchments are in the upper zone of the graph (catchments represented as triangles) and a larger number is in the lower part (catchments shown as empty circles).

What are the possible interpretations to explain the existence of outliers?

Several reasons can explain why some catchments lie outside the physically realistic boundaries on the nondimensional graph:

1. **Poor estimation of areal precipitation** over mountainous catchments, because of the measurement shortcomings mentioned previously: orographic precipitation enhancement, lower network density at higher altitudes and systematic gauge errors during snowfall (under-catch). Note that these three sources of uncertainty are not independent; in reality, they reinforce each other (the higher the altitude, the more uncertain the estimation of the orographic effects because of the low network density and the larger the precipitation under-catch because of the higher proportion of snow). This explains why these problems most often result in an underestimation of areal precipitation input (catchments will then be located in the upper part of our nondimensional chart).

2. **Undetected inter-catchment groundwater flows** (Le Moine et al., 2007). Indeed, it should be remembered that we had to make the assumption that water balance could be closed at the catchment scale. Nevertheless, catchments with IGFs are present in our data set (especially in France). The presence of IGFs could explain these catchments' location in the lower part of the nondimensional graph.
3. **Poor estimation of potential evapotranspiration (PE)**. Indeed, PE is not measured but estimated using a model, whose output depends on the regionalisation of daily temperature. However, we consider that PE estimation is not a cause of uncertainty on the same scale as others: errors are much larger in precipitation estimation than in PE estimation, especially in mountainous regions and at a large time step (Lang, 1981). Moreover, in humid and mountainous catchments, a 10% error in precipitation will have a much larger effect on simulated Q than a 10% error in PE. Uncertainties on PE could explain catchments' location in the lower part of the nondimensional graph.
4. Errors made in **discharge measurement** (which has the same effect as errors made on the actual area of a catchment).

In the following sections, we will focus on point 1, since we consider it to be the prevailing problem for mountainous and snow-affected catchments, and indirectly, on point 3 (through the regionalisation of temperature).

SEARCHING FOR THE MISSING WATER: PROPOSING AN OBJECTIVE EXTRAPOLATION FRAMEWORK FOR PRECIPITATION AND AIR TEMPERATURE

We now present a method to improve the areal estimation of precipitation and potential evapotranspiration (through a better estimation of air temperature) on mountainous catchments. Here, we are interested in a simple approach, with realistic data requirements: we chose to look for the relationships between meteorological data and the relief. By expressing the dependence of precipitation and air temperature on altitude, a digital elevation model (DEM) is used to help to compute the catchment areal inputs.

In this section, we will successively present the geostatistical basis of the regionalisation methods for both precipitation and air temperature. We work with the weather station network available in each country, using the jack-knife procedure. Performance estimation is based on the Nash and Sutcliffe (1970) efficiency.

Regionalisation of precipitation data

To extrapolate precipitation data, a multiplicative correction method was chosen, which we consider better adapted to a discontinuous phenomenon, bounded by zero. Moreover, an additive method would require introducing discontinuities (thresholds) to avoid negative values.

The precipitation extrapolation in altitude is based on a parameter noted θ_{precip} (Eq. 9), which estimates precipitation on a DEM grid. At each grid point, precipitation is computed as follows:

- Only considering the nearest gauge, the formula is:

$$\log(P_{target}(j)) = \log(P_{neighbour}(j)) + \theta_{precip} \times (z_{target} - z_{neighbour}) \quad \text{Eq. 9}$$

in which $P_{target}(j)$ is the precipitation at the target grid point on day j ; $P_{neighbour}(j)$ is the observed precipitation at the nearest gauge on day j ; θ_{precip} is the orographic correction factor (to be estimated) (in m^{-1}); z_{target} (respectively, $z_{neighbour}$) is the elevation of the target point (respectively, its nearest gauge).

- Generalising the approach based on all available geographical neighbours, weighted with the inverse distance, gives the following formula:

$$P_{target}(j) = \frac{1}{\sum w_i} \sum w_i \cdot P_i(j) \exp(\theta_{precip} (z_{target} - z_i)) \quad \text{Eq. 10}$$

The exponent α used for the inverse distance weighting procedure ($w_i = 1/d_i^\alpha$) was optimised by trial and error. The best reconstitutions were obtained for $\alpha=1$ in Sweden and $\alpha=3$ in France (a higher value gives more importance to the nearest gauges).

Regionalisation of air temperature data

In a similar way, daily air temperature (and therefore potential evapotranspiration) can be computed at any point of a grid using neighbouring gauges. In our method, we introduce an altitudinal gradient to consider the influence of the elevation difference between the target point and its neighbours. Considering the nearest neighbouring gauge of a target point, the reconstitution is given by the following equation:

$$T_{target}(j) = T_{neighbour}(j) + \theta_{temp} \times (z_{target} - z_{neighbour}) \quad \text{Eq. 11}$$

in which $T_{\text{target}}(j)$ is the air temperature at the target point on day j ; $T_{\text{neighbour}}(j)$ is the air temperature observed at the nearest gauge on day j ; θ_{temp} is the altitudinal gradient (to be estimated) (in °C/100 m); z_{target} (respectively, $z_{\text{neighbour}}$) is the elevation of the target point (respectively, its nearest gauge).

Then we generalised our approach to compute air temperature at a target point with several gauges of its neighbouring area. Each gauge is weighted with an inverse distance coefficient ($w_i = 1/d_i^\alpha$, with $\alpha=1$ for both countries).

Parameter values obtained in our regionalisation work

For both air temperature and precipitation approaches, we calibrated parameters (θ_{temp} and θ_{precip}) on all available gauges at a daily time step. Optimising the Nash and Sutcliffe (1970) efficiency leads to the following results:

- Optimal altitudinal gradients to interpolate air temperature data present a seasonal variability: θ_{temp} is larger in summer and lower in winter. In Sweden, it ranges between $-0.66^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (May) and almost $0^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (January). In France altitudinal gradients range from $-0.60^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (June) to $-0.43^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (December). The mean Nash and Sutcliffe efficiency equals 0.87 in Sweden and 0.82 in France.
- We tried monthly and sub-regional correction factors for precipitation. Although Figure 3 shows some variability in θ_{precip} , it is not significant as far as precipitation estimation is concerned. Thus, in Sweden, θ_{precip} is set to 7.10^{-4} m^{-1} all year long, a 40% increase in precipitation with an elevation of 500 m. In France, θ_{precip} is set equal to 4.10^{-4} m^{-1} all year long, which corresponds to a 20% increase in precipitation with an elevation of 500 m. Precipitation simulation efficiency is 0.67 in Sweden and 0.74 in France, with a slight decrease observed in summer (more frequent convective precipitation).

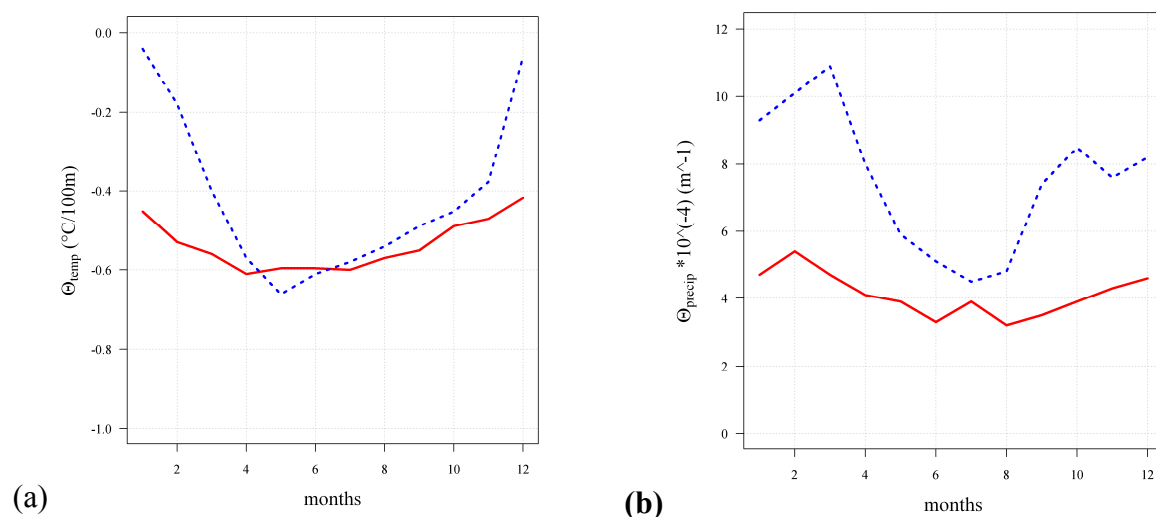


Figure 3: Calibrated monthly correction factors in Sweden (dotted line) and France (solid line) a) for the air temperature regionalisation and b) for the precipitation regionalisation.

Impact of input regionalisation on catchment water balance

Figure 4 shows the impact of the precipitation and air temperature regionalisation strategies on catchment water balance:

- In Sweden, regionalisation turned out to be extremely efficient to bring most of the outliers back into the physically realistic zone: only seven catchments (out of seventeen) remain in the upper part (corresponding to $Q > P$), and the general increase in catchment precipitation estimate does not yield many new outliers (only one catchment moves below the limit corresponding to $P - Q = PE$).
- In France, regionalisation did not have such a drastic impact: although it does reduce the number of outliers in the upper part (two out of eight), it increases the number of outliers in the lower part of the graph quite significantly (below the limit corresponding to $P - Q = PE$): 57 catchments vs 46 before regionalisation.

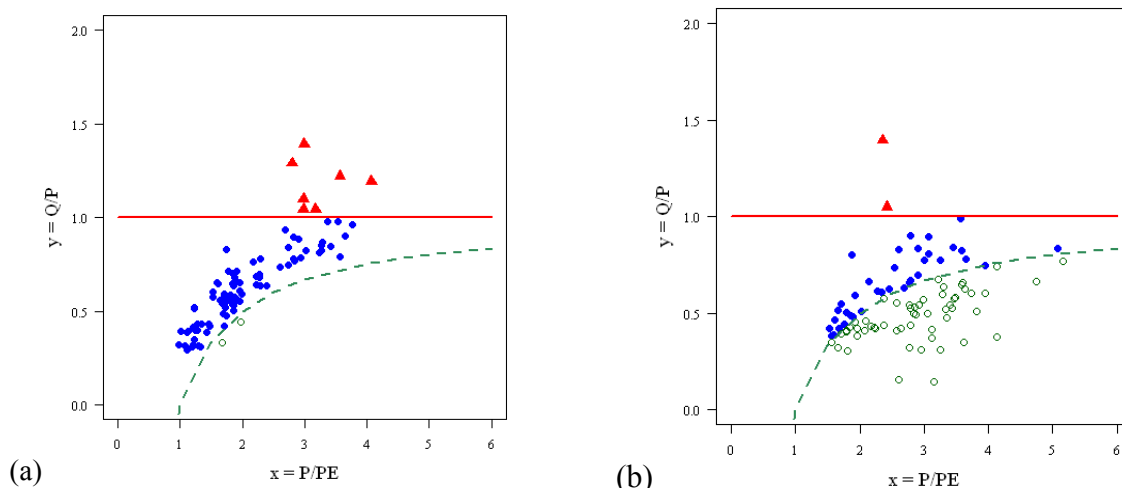


Figure 4: Position of the Swedish (a) and the French (b) catchment sets in the nondimensional graph after regionalisation of precipitation and temperature (the graphs should be compared to those shown in Figure 2)

The results are not completely satisfying in terms of outlier treatment, since many outliers remain in the French data set.

For Sweden, the impact of regionalisation with altitudinal correction factors is particularly visible on a map (Figure 5). We observe that the Swedish catchments which previously underestimated areal precipitation were all located in the high elevation range on the border with Norway.

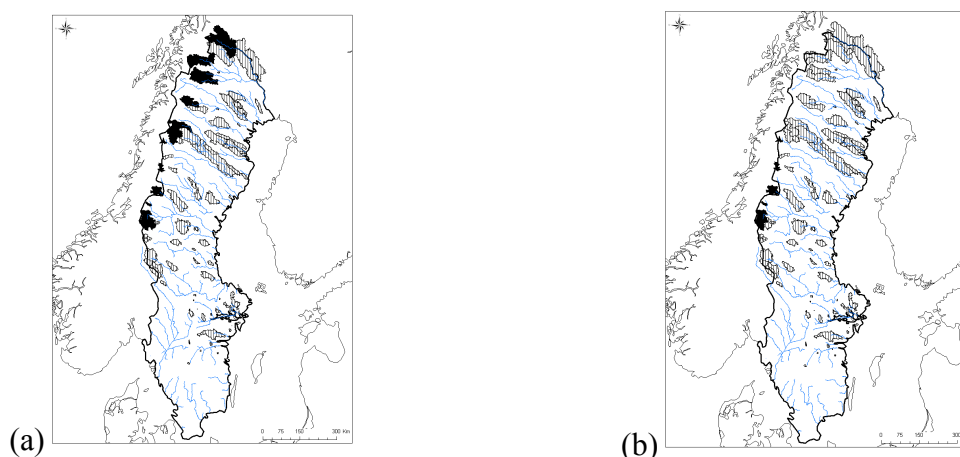


Figure 5: Location of the outlier catchments in the Swedish data set (outliers are coloured in black contrary to dashed-catchments) (a) water balance estimated from a Thiessen polygon interpolation; (b) water balance estimated from our regionalisation, which explicitly accounts for the altitudinal precipitation and temperature enhancement

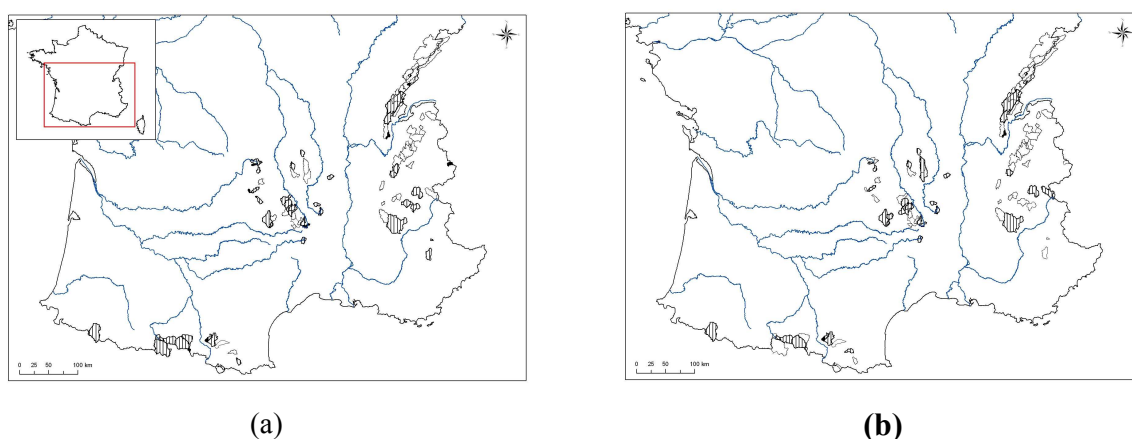


Figure 6: Location of the outlier catchments in the French data set (outliers with $Q > P$ are coloured in black and outliers with $Q < (P - PE)$ are coloured in white, contrary to dashed-catchments) (a) water balance estimated from a Thiessen polygon interpolation; (b) water balance estimated from our regionalisation, which explicitly accounts for the altitudinal precipitation and temperature enhancement

CONCLUSION

In this paper, our aim was to investigate the apparent anomalies existing in the water balance of many mountainous and snow-affected catchments. We wished to check whether it was possible to propose an objective elevation-dependent correction procedure, which would improve the estimation of areal precipitation and evapotranspiration, and rehabilitate outlier catchments.

We used two very large data sets from France and Sweden on which we obtain contrasted results: although our approach appears successful in Sweden (where most outliers are returned to physical realism), it has little effect in France, where it does not help solving most of the identified water balance problems. One can argue that, especially in France, more local gradients may be more suitable to account for the small scale variability due to local orographic effects. However, our attempts to adjust local corrections instead of a country-wide value did not solve the observed water balance problems.

Why is it so difficult to improve the realism of the water balance of the French catchments?

One of the reasons that may explain the relative lack of success of our regionalisation in the French mountains was the systematic errors during snowfall (Sevruk and Nespor, 1998), which were not studied here. However, in a previous study (Valéry et al., 2009) we tested

how a snow under-catch correction factor could improve areal precipitation. Our results were neither positive nor negative, since we attempted to quantify snow under-catch and the associated measurement error. Currently, too many uncertainties and unknowns remain: errors depend not only on the type of gauges (a metadata not always available at least for this study), but also on its immediate environment (information that is difficult to quantify). Wind speed measurements are scarce and the values measured are often of limited spatial significance: the measurements acquired at 10 m of elevation may not be useful to correct the rain gauges 8 or 9 m below.

Moreover, the meteorological situation is perhaps more complex in France than in Sweden, due to the wider elevation ranges for instance, making the computation of a correction factor more complex.

Finally, we can highlight one last possible reason for these contrasting results: the two countries present very different geological features. Indeed, since in Sweden the Baltic Shield tends to limit the inter-catchment groundwater flows, the situation is much more complex in France where it is more difficult to predict IGFs on a given catchment because of local and complex geological characteristics.

Perspectives

What else could be done to improve the realism of areal precipitation and evapotranspiration of mountainous catchments?

We tried many solutions to improve the regionalisation scheme presented in this paper but without success. we used a different way to measure the positive effect of the regionalisation of inputs: the outlier screening graph in Figure 1 remains relatively simplistic, and it may not be the single best way to evaluate our regionalisation.

Since as hydrologists, our ultimate goal is to improve our flow simulations, we compared daily streamflow simulations obtained with either regionalised or Thiessen-interpolated inputs using the GR4J rainfall-runoff model (Perrin et al., 2003). GR4J was used in a semi-lumped mode: the snow routine was based on altitudinal bands and the hydrological routine remained lumped. Five years were used for calibration, and results are presented in Figure 7 in validation mode using the Nash-Sutcliffe (1970) efficiency. A significant increase in model performance can clearly be seen in both countries when comparing Thiessen and regionalised inputs.

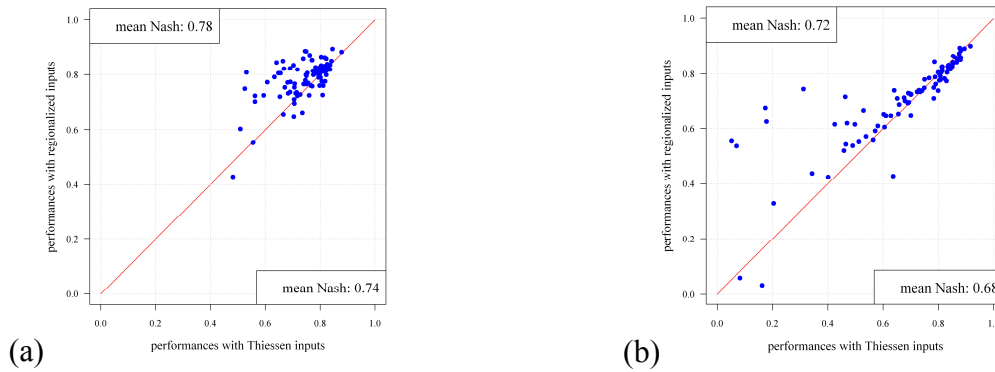


Figure 7: Comparison of Nash and Sutcliffe efficiencies on validation periods with the GR4J hydrological model fed by different daily precipitation estimates ((a) Sweden; (b) France). Each point represents one catchment

Last, Figure 8 illustrates how regionalisation efforts are transformed into hydrographs for two catchments. These hydrographs illustrate the general results of Figure 5: even if it is not clear from Figure 3, regionalisation of air temperature and precipitation did improve the realism of simulated hydrographs. This is the most important result.

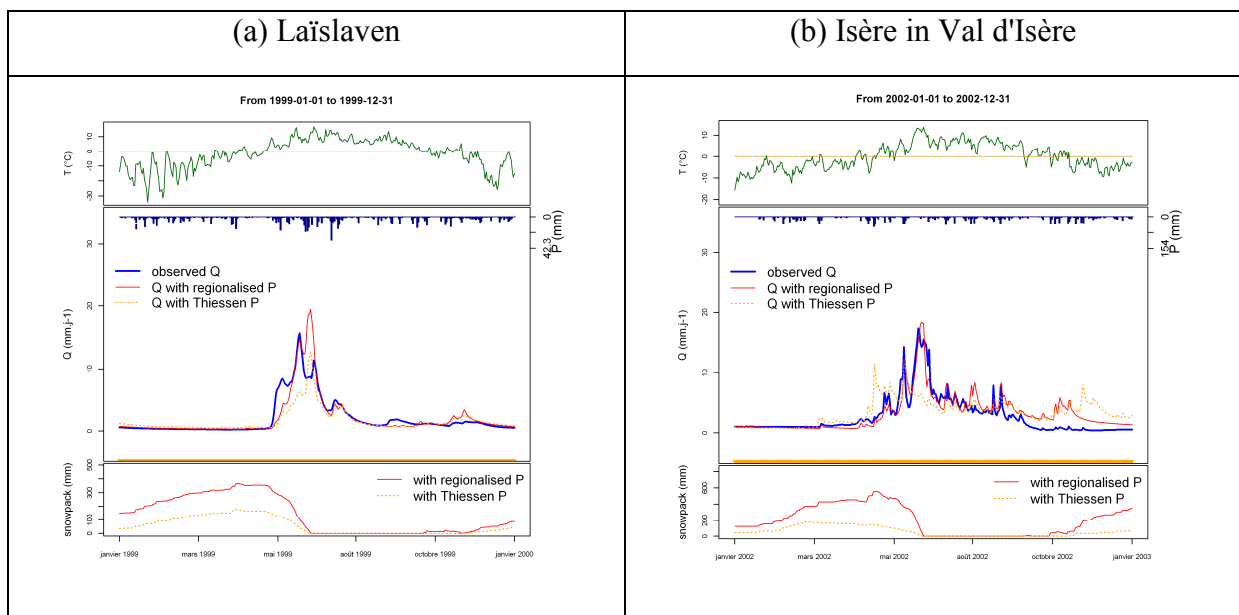


Figure 8: Examples of simulation (on validation period) comparing Thiessen's inputs (in orange) and regionalised (in red) inputs in a (a) Swedish and (b) a French catchment

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Electricité de France (EDF) and Météo France for providing hydrological and meteorological data; as well as Dr Harald Kling for his careful review.

REFERENCES

- Alpert, P., 1986. Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Climate & Applied Meteorology*, 25(4): 532-545.
- Anderson, H.W., 1972. Water yield as an index of lee and windward topographic effects on precipitation, IAHS-AISH Publication 106. IAHS, pp. 346-358.
- Barry, R.G., 1992. Mountain weather and climate. 2nd edition. Cambridge University Press, 506 pp.
- Basist, A., Bell, G.D. and Meentemeyer, V., 1994. Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *J. Climate*, 7(9): 1305-1315.
- Benichou, P. and Le Breton, O., 1987. Use of topography on mapping of statistical rainfall fields. *La météorologie*, 19: 23-34.
- Budyko, M.I., 1974. Climate and life. *International Geophysics Series*, pp. 508.
- Burns, J.I., 1953. Small-scale topographic effects on precipitation distribution in San Dimas experimental forest. *Transactions AGU*, 34(5): 761-768.
- Daly, C., Neilson, R.P. and Phillips, D.L., 1994. A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33(2): 140-158.
- Danard, M., 1971. A simple method of computing the variation of annual precipitation over mountainous terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 2: 188-206.
- De Montmollin, F.A., Olivier, R.J., Simard, R.G. and Zwahlen, F., 1980. Evaluation of a precipitation map (Switzerland) using a smoothed elevation-precipitation relationship and optimal estimates (Kriging). *Nordic Hydrology*, 11(3-4): 113-120.
- Dingman, S.L., Seely-Reynolds, D.M. and Reynolds, R.C., 1988. Application of kriging to estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence. *Water Resources Bulletin*, 24(2): 329-339.
- Douguedrou, A. and De Saintignon, M.F., 1984. Les gradients de températures et de précipitations en montagne (Temperature and rainfall gradients in mountain areas). *La météorologie*, 72(2-3): 225-240.
- Ferguson, H.L., 1972. Precipitation network design for large mountainous areas, IAHS-AISH Publication 106. IAHS, pp. 85-110.
- Fortin, V., Therrien, C. and Anctil, F., 2008. Correcting wind-induced bias in solid precipitation measurements using limited and uncertain data. *Hydrological Processes*, 22(17): 3393-3402.
- Frei, C. and Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18(8): 873-900.
- Gomez, J.D. et al., 2008. Spatial estimation of mean temperature and precipitation in areas of scarce meteorological information. *Atmosfera*, 21(1): 35-56.
- Goodison, B.E., Louie, P.Y.T. and Yang, D., 1998. WMO solid precipitation measurement intercomparison, final report - TD No. 872, WMO, Geneva.
- Green, M.J. and Helliwell, P.R., 1972. The effect of wind on the rainfall catch, IAHS-AISH Publication 106. IAHS, pp. 27-46.

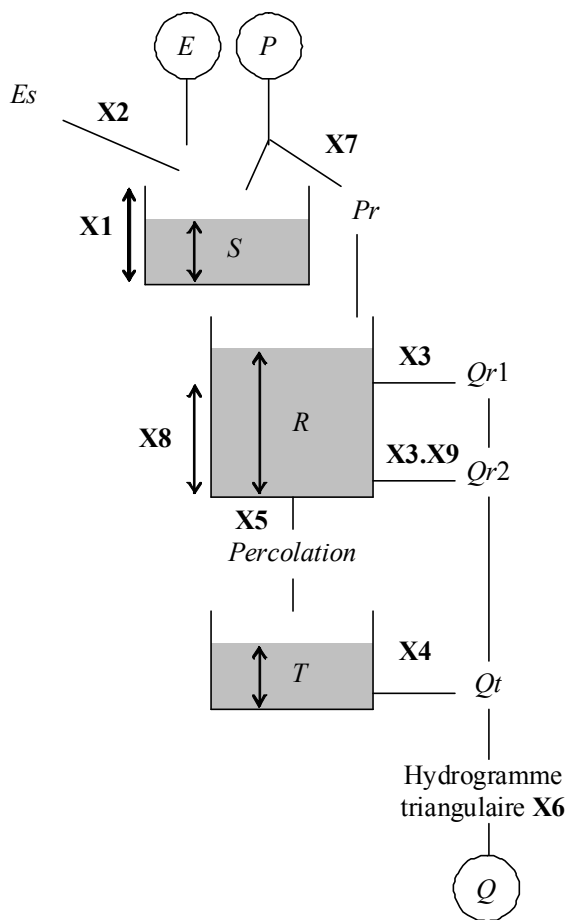
- Gyalistras, D., 2003. Development and validation of a high-resolution monthly gridded temperature and precipitation data set for Switzerland (1951-2000). *Climate Research*, 25(1): 55-83.
- Hamon, W.R., 1973. Computing actual precipitation; distribution of precipitation in mountainous areas, WMO Rep. No. 362.
- Houghton, J.G., 1979. A model for orographic precipitation in the north-central Great Basin. *Monthly Weather Review*, 107(11): 1462-1475.
- Hutchinson, P., 1968. An analysis of the effect of topography on rainfall in the Taieri catchment area, Otago. *Earth Sci. J.*, 2: 51-68.
- Johansson, B., 2000. Areal precipitation and temperature in the Swedish Mountains - An evaluation from a hydrological perspective. *Nordic Hydrology*, 31(3): 207-228.
- Kirchhofer, W., 1993. Mapping of corrected mean annual precipitation amount with respect to orography, Analysis of Methods of Precipitation on a Global Scale, GEWEX Workshop (Koblenz). WMO, Geneva.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2): W02429, doi:10.1029/2008WR006912.
- Lang, H., 1981. Is evaporation an important component in high alpine hydrology? *Nordic Hydrology*, 12(4-5): 217-224.
- Lang, H., 1985. Höhenabhängigkeit der Niederschläge. In: B. Sevruck (Editor), *Der Niederschlag in der Schweiz, Beiträge zur Geologie und Hydrologie der Schweiz* 31, pp. 149-157.
- Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C. and Michel, C., 2007. How can rainfall-runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments. *Water Resources Research*, 43(6): W06428, doi:10.1029/2006WR005608.
- Moore, R.D., 1993. Application of a conceptual streamflow model in a glacierized drainage basin. *Journal of Hydrology*, 150(1): 151-168.
- Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. PhD Thesis, ENGREF, 323 pp.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 27(3): 282-290.
- Neff, E.L., 1977. How much rain does a rain gage gage? *Journal of Hydrology*, 35(3-4): 213-220.
- Nordenson, T.J., 1968. Preparation of co-ordinated precipitation, runoff and evaporation maps. Report on WMO/IHD Project.
- Nordo, J., 1972. Orographic influences on distribution of precipitation - meteorological factors and approaches, IAHS-AISH Publication 106. IAHS, pp. 31-62.
- Oudin, L. et al., 2005a. Which potential evapotranspiration input for a rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient PE model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 290-306.
- Oudin, L., Michel, C. and Anctil, F., 2005b. Which potential evapotranspiration input for a rainfall-runoff model? Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 275-289.
- Pacl, J., 1972. Orographic influences on distribution of precipitation - physiographical factors and hydrological approaches, IAHS-AISH Publication 106. IAHS, pp. 67-80.
- Peck, E.L. and Brown, M.J., 1962. An approach to the development of isohyetal maps for mountainous areas. *J. Geophys. Res.*, 67(2): 681-694.
- Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.
- Rodda, J.C., 1967. The rainfall measurement problem, IAHS General assembly. IAHS, Bern, pp. 215-231.
- Rodda, J.C., 1971. The precipitation measurement paradox: the instrument accuracy problem, WMO/IHD Projects Report 16 (WMO No 316), Geneva, pp. 1-42.

- Sevruk, B., 2004. Niederschlag als Wasserkreislaufelement: Theorie und Praxis der Niederschlagsmessung. Nitra, Zürich, 200 pp.
- Sevruk, B. and Mieglitz, K., 2002. The effect of topography, season and weather situation on daily precipitation gradients in 60 Swiss valleys. *Water Science and Technology*, 45(2): 41-48.
- Sevruk, B. and Nespor, V., 1998. Empirical and theoretical assessment of the wind induced error of rain measurement. *Water Science and Technology*, 37(11): 171-178.
- Sevruk, B., Roulet, Y.A. and Nespor, V., 2000. correction of wind induced error of tipping-bucket precipitation gauges in Switzerland using numerical simulation, WMO No 74 / TD No 1028, pp. p144-147.
- Spreen, W.C., 1947. A determination of the effect of topography upon precipitation. *Transactions AGU*, 28(2): 285-290.
- Thiessen, A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review*, 39(7): 1082-1084.
- Valéry, A., Andréassian, V. and Perrin, C., 2009. Inverting the hydrological cycle: when streamflow measurements help assess altitudinal precipitation gradients in mountain areas, IAHS-AISH Publication 333. IAHS, Wallingford.
- Weingartner, R., Viviroli, D. and Schädler, B., 2007. Water resources in mountain regions: A methodological approach to assess the water balance in a highland-lowland-system. *Hydrological Processes*, 21(5): 578-585.
- WMO, 1970. Guide to hydrological practices. WMO Rep, 168.

Annexe D.

Description de trois modèles précipitations – débit utilisés

Structure du modèle hydrologique HBV



Sans routine neige associée, HBV possède 3 réservoirs :

- S : Le réservoir sol
- R : Le réservoir intermédiaire
- T : Le réservoir d'eau souterraine

Les 9 paramètres libres du modèle hydrologiques sont :

- X1 : Capacité maximale du réservoir sol (S)
- X2 : Seuil d'évapotranspiration potentielle
- X3 : Constante de vidange supérieure du réservoir intermédiaire (R)
- X4 : Constante de vidange du réservoir d'eau souterraine (T)
- X5 : Coefficient de percolation du réservoir intermédiaire vers le réservoir d'eau souterraine
- X6 : Constante de temps de l'hydrogramme unitaire triangulaire
- X7 : Exposant de vidange du réservoir sol (S)
- X8 : Seuil de déclenchement du débit $Qr1$ pour le réservoir intermédiaire (R)
- X9 : Constante de vidange inférieure du réservoir intermédiaire (R)

$$Pr = 0$$

On réalise une boucle sur chaque pas de temps en décomposant le pas de temps en cinq sous pas de temps. On considère sur chacun d'eux un cinquième de la pluie et un cinquième de l'ETP

$$P5 = P / 5 \qquad E5 = E / 5$$

$$Pri = P5 \cdot \left(\min \left(1, \frac{S}{X1} \right) \right)^{X7} \qquad Pr = Pr + Pri$$

$$S = S + (P5 - Pri)$$

$$Esi = \min \left(S, E \frac{S}{X1} \right) \qquad S = S - Esi$$

(fin de boucle)

$$R = R + Pr$$

$$Qr1 = \max(0, (R - X8) / X3) \qquad R = R - Qr1$$

$$Qr2 = R / (X3 \cdot X9) \qquad R = R - Qr2$$

$$Ir = \min(S, X5) \qquad S = S - Ir$$

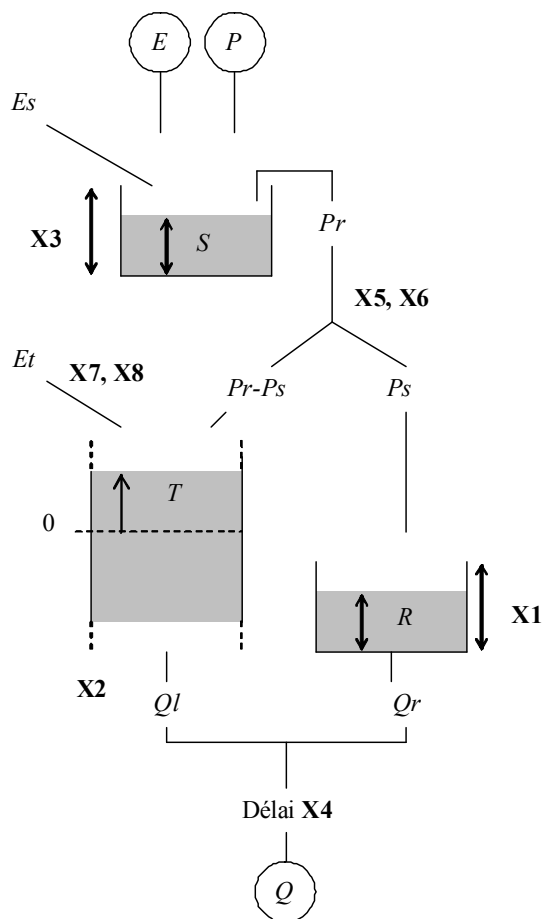
$$T = T + Ir$$

$$Qt = T / X4 \qquad T = T - Qt$$

$$Q = Qr1 + Qr2 + Qt$$

(avec routage par hydrogramme triangulaire de temps de base X6)

Structure du modèle hydrologique TOPMO



TOPMODEL possède 3 réservoirs :

- S : Le réservoir d'interception
- R : Le réservoir de routage quadratique
- T : Le réservoir souterrain

Les 8 paramètres libres du modèle hydrologiques sont :

- X1 : Capacité maximale du réservoir de routage quadratique (R)
- X2 : Paramètre de vidange exponentielle du réservoir souterrain
- X3 : Capacité maximale du réservoir d'interception (S)
- X4 : Délai
- X5, X6 : Paramètres de l'indice topographique
- X7, X8 : Paramètres de vidange dans la fonction d'évaporation Et
-

$$S = S + P$$

$$Es = \min(S, E) \quad S = S - Es \quad E' = E - Es$$

$$Pr = \max(0, S - X3)$$

$$S = S - Pr$$

$$Ps = \frac{Pr}{1 + \exp(X6 - T/X5)}$$

$$T = T + Pr - Ps$$

$$Es = \frac{E'}{1 + \exp(X7 - T/X5)}$$

$$T = T + Es$$

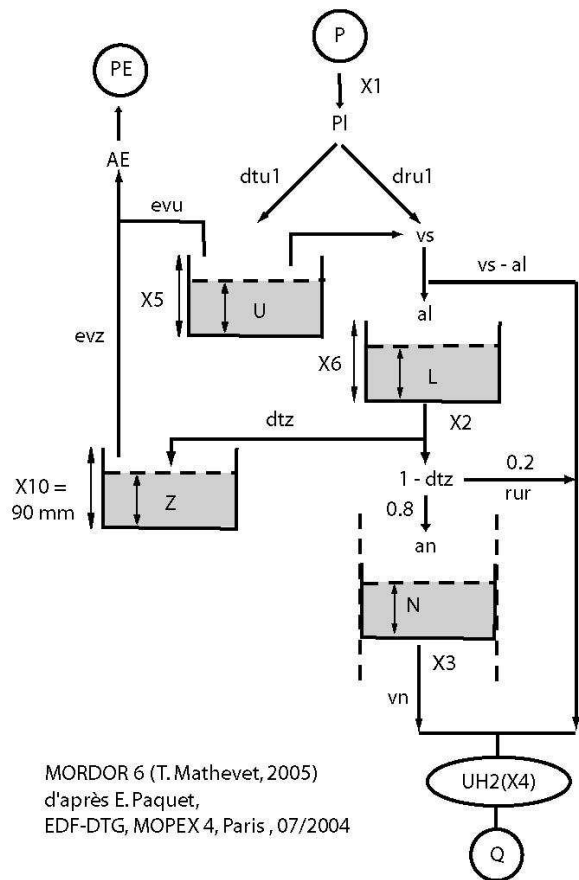
$$R = R + Ps \quad Qr = \frac{R^2}{R + X1} \quad R = R - Qr$$

$$Qt = X2 \cdot \exp\left(\frac{T}{X2}\right) \quad T = T - Qt$$

$$Q = Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de X4 pas de temps)

Structure du modèle hydrologique MORDOR (à 6 paramètres)



MORDOR6 possède 4 réservoirs :

- U : Le réservoir superficiel
- Z : Le réservoir d'évaporation
- L : Le réservoir intermédiaire
- N : Le réservoir souterrain

Les 6 paramètres libres du modèle hydrologiques sont :

- X1 : Coefficient de correction des précipitations en entrée du modèle
- X2 : Coefficient de vidange du réservoir intermédiaire (L)
- X3 : Coefficient de vidange du réservoir souterrain (N)
- X4 : Temps de base de l'hydrogramme unitaire
- X5 : Capacité maximale du réservoir superficiel (U)
- X6 : Capacité maximale du réservoir intermédiaire (L)
-

Correction sur la pluie

$$Pl = P * X1$$

Répartition de la pluie selon U

$$dtr1 = Pl.U / X5 \quad dtu1 = Pl - dtr1$$

Évolution du réservoir U

$$vs = dtr1 + \max(0, U - X5)$$

$$U = \min(U + dtu1, X5)$$

$$evu = \min(X5, E.U / X5)$$

$$U = U - evu$$

Évolution du réservoir L

$$al = \min(X6 - L, vs.(1 - L / X6))$$

$$L = L + al \quad vl = L / X2 \quad L = L - vl$$

Évolution du réservoir Z

$$dtz = vl.(1 - Z / 90) \quad rur = 0.2.vl.(Z / 90)$$

$$an = 0.8.vl.(Z / 90)$$

$$Z = Z + dtz$$

$$evz = \min(Z, (E - evu).Z / 90)$$

$$Z = \min(90, Z - evz)$$

Évolution du réservoir N

$$N = N + an$$

$$vn = \min(N, (N / X3)^3)$$

$$N = N - vn$$

Somme et routage des différentes contributions

$$Qt = vs - al + rur + vn$$

Hydrogramme unitaire de GR4J (Perrin, 2000) intégré par Mathevet (2005)

$$0 \leq j \leq X4,$$

$$SH2(j) = \frac{1}{2} \left(\frac{j}{X4} \right)^{\frac{5}{4}}$$

$$X4 < j \leq 2.X4,$$

$$SH2(j) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{j}{X4} \right)^{\frac{5}{4}}$$

$$j > 2.X4,$$

$$SH2(j) = 1$$

$$\bullet \quad Q = SH2(X4, Qt)$$

Annexe E.

Description de six modules neige existants utilisés

Module neige CEQUeau

Référence :

Morin (1997)

(site internet : <http://www.ete.inrs.ca/activites/modeles/cequeau/>)

But de la modélisation et applications :

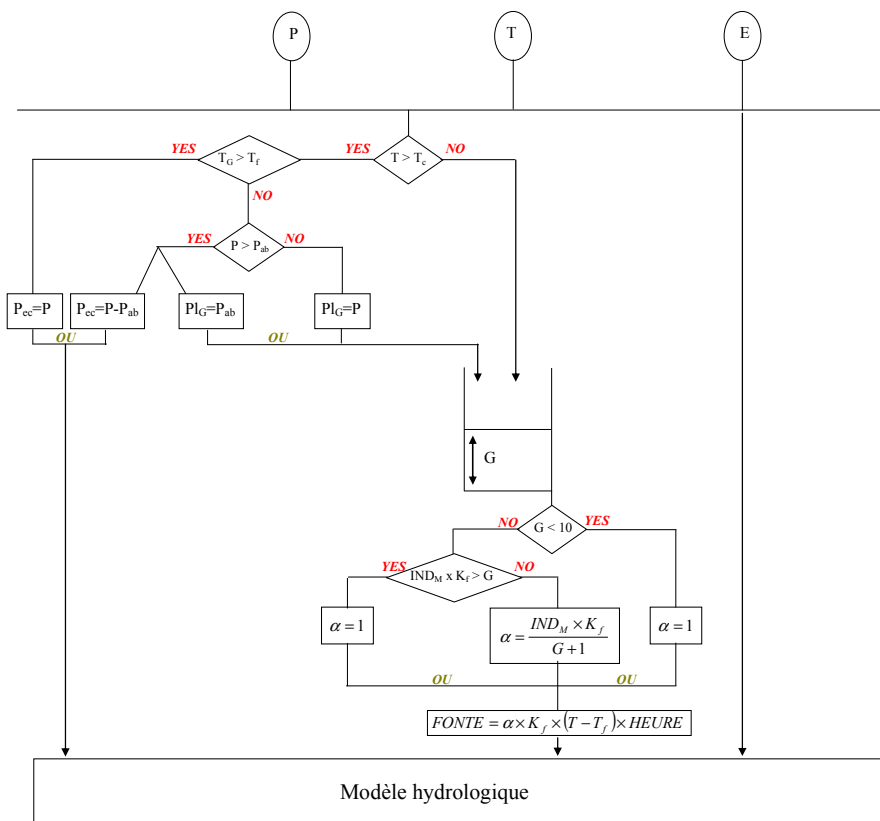
Utilisation sur une grande variété de bassins versants à travers le monde, de 1 à 100 000 km² (Morin, 2002; OMM, 1986a).

Détermination des crues maximales probables, notamment sur des bassins du nord québécois.

Description sommaire de l'approche choisie :

- Découpage du bassin versant en carrés entiers, qui sont redécoupés en carreaux partiels suivant la ligne de partage des eaux.
- Mûrissement du manteau via l'évolution de la température du stock.
- Possibilité pour le manteau de stocker l'eau de pluie

Schéma conceptuel :



Données requises : P : Précipitations totales (liquides et/ou solides) T : Température moyenne de l'air

Modèle Numérique de Terrain

Paramètres du module :

Paramètres libres		Paramètres fixés	
Notation	Signification	Notation	Signification
K_f	Facteur de fonte	T_c	Température seuil d'accumulation de la neige ($=T_f$)
C_{T_G}	Pondération de $T(j)$ pour le calcul de la température du stock		
T_{mur}	Température de mûrissement du manteau		
$HEURE$	Décalage de jour pour le calcul de l'ensoleillement		
T_f	Température seuil de fonte		

États internes : $G(j)$: Stock de neige au pas de temps j , en mm. $T_G(j)$: Température du stock de neige au pas de temps j , en °C. Elle est majorée par 0°C. $IND_M(j)$: Indice de mûrissement du stock de neige au pas de temps j , en °C. Il est minoré par 0°C.**Commentaires :**

Une différenciation suivant la couverture de végétation peut également être ajoutée. Les paramètres à caler K_f et T_f ainsi que les états des stocks seront alors considérés séparément pour les zones boisées et les zones découvertes.

Bibliographie :

Morin, G., 1997. CEQUEAU, INRS-Eau, Terre & Environnement.

Morin, G., 2002. CEQUEAU hydrological model. In: V.P. Singh et D.K. Frevert (Editors), Mathematical models of large watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp. 507-576.

OMM, 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No 23. World Meteorological Organisation, Genève.

Module neige HBV

Référence :

Bergström (1975)

(site internet : http://www.smhi.se/foretag/m/hbv_demo/html/welcome.html)

But de la modélisation et applications :

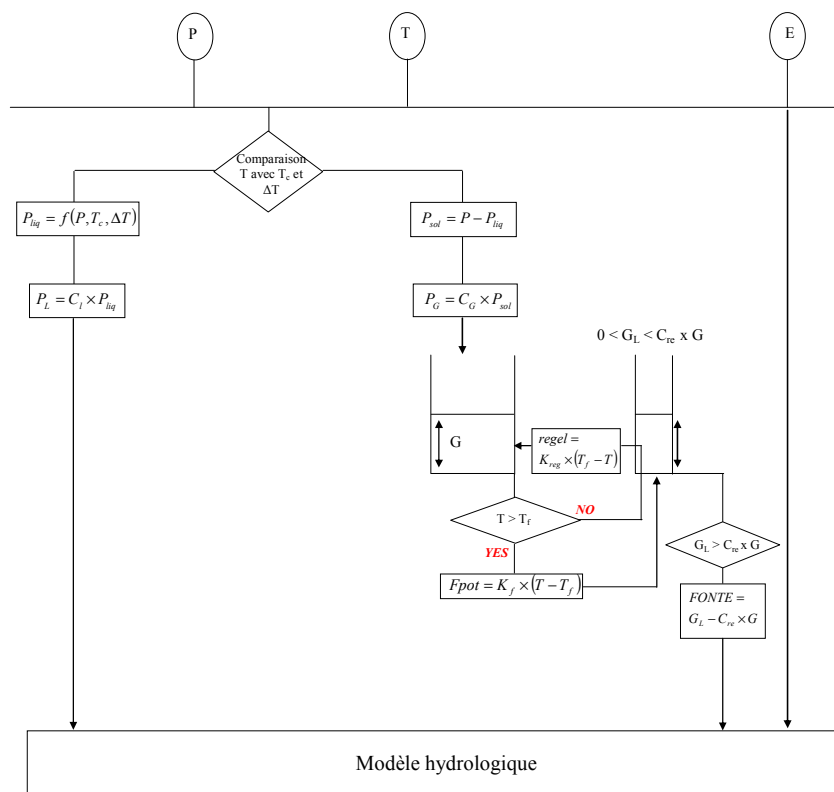
Utilisation opérationnelle au SMHI (Suède)

Nombreuses applications dans plus de 30 pays (Lindström et al., 1997; OMM, 1986a).

Description sommaire de l'approche choisie :

- Distribution du bassin en bandes d'altitude
- Corrections des précipitations liquides et solides
- Capacité de rétention en eau liquide du manteau neigeux
- Possibilité de regel de l'eau liquide du manteau

Schéma conceptuel :



Données requises : P : Précipitations totales (liquides et/ou solides) T : Température moyenne de l'air

Distribution altitudinale des bassins

Paramètres du module :

Paramètres libres		Paramètres fixés	
Notation	Signification	Notation	Signification
K_f	Facteur de fonte	T_c	Température médiane d'accumulation de la neige ($=T_f$)
C_G	Coefficient correction de la neige	ΔT	Intervalle de température pour mélange pluie/neige ($=1^\circ\text{C}$)
T_f	Température seuil de fonte	K_{reg}	Facteur de regel ($=K_f$)
		C_{re}	Capacité de rétention en eau liquide du manteau ($=10\%$)
		C_p	Coefficient correcteur de la pluie ($=1$, neutralisé)

États internes : $G(j)$: Stock de neige au pas de temps j , en mm. $G_L(j)$: Quantité d'eau liquide contenue dans le stock de neige au pas de temps j , en mm.**Commentaires :**

-

Bibliographie :Bergström, S., 1975. DEVELOPMENT OF A SNOW ROUTINE FOR THE HBV-2 MODEL. *Nordic Hydrology*, 6(2): 73-92.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(1-4): 272-288.

OMM, 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No 23. World Meteorological Organisation, Genève.

Module neige MOHYSE

Référence :

Fortin et Turcotte (2007)

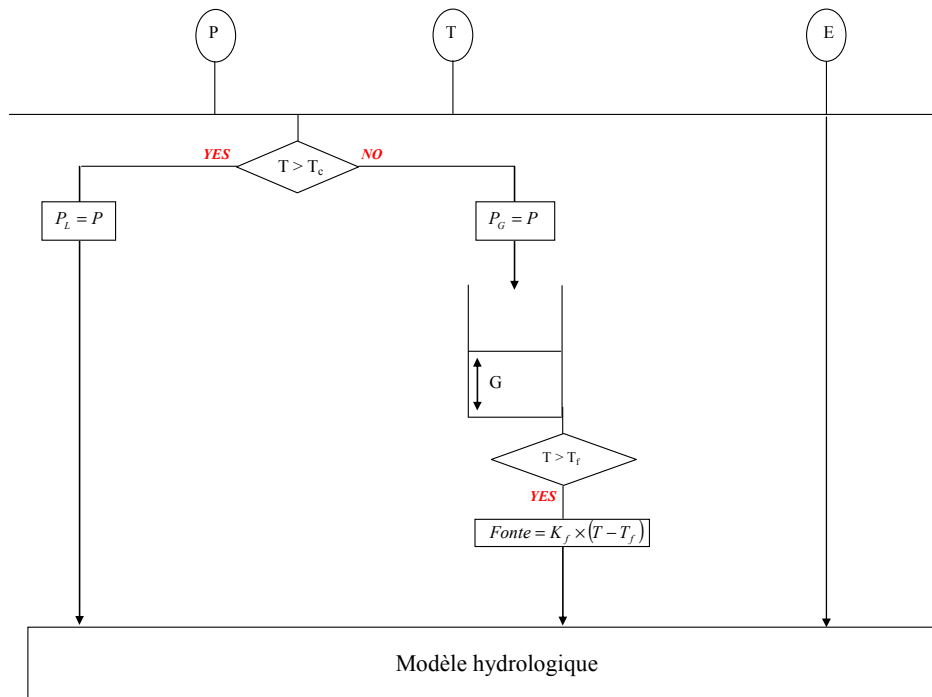
But de la modélisation et applications :

MOHYSE signifie MODèle Hydrologique Simplifié à l'Extrême. Comme l'ensemble du modèle, la routine neige a été développée dans un but pédagogique et d'enseignement.

Description sommaire de l'approche choisie :

Approche simple et globale : facteur de fonte constant et température seuil (en-dessous il neige, au-dessus, le stock neigeux fond).

Schéma conceptuel :



Données requises :

P : Précipitations totales (liquides et/ou solides)

T : Température moyenne de l'air

Paramètres du module :

Paramètres libres		Paramètres fixés	
Notation	Signification	Notation	Signification
K_f	Facteur de fonte	--	
$T_f = T_c$	Température seuil de fonte		

États internes :

$G(j)$: Stock de neige au pas de temps j , en mm.

Commentaires :

-

Bibliographie :

Fortin, V. et Turcotte, R., 2007. Le modèle hydrologique MOHYSE, Université du Québec à Montréal : département des sciences de la terre et de l'atmosphère.

Module neige MORDOR global

Référence :

Garçon (1996; 1999)

But de la modélisation et applications :

Utilisation opérationnelle à EDF-DTG (France)

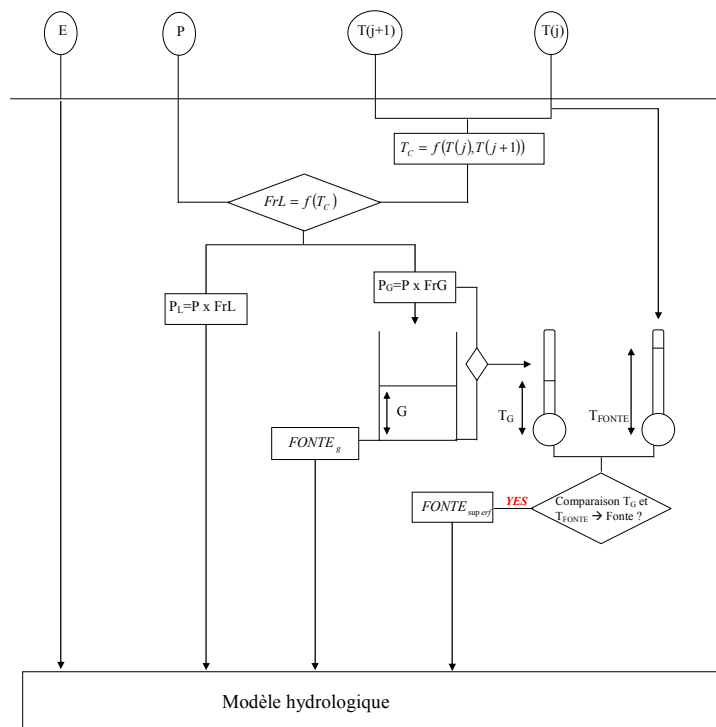
Abréviation pour MOdèle à Réservoirs de Détermination Objective du Ruissellement

Description sommaire de l'approche choisie :

Approche globale de la neige + Utilisation de la courbe hypsométrique pour déterminer, entre autres, la quantité de pluie et de neige.

Contrôle de la modélisation nivale par des indices thermiques (T_G et T_{fonte}), états internes à la routine et des paramètres de décalage.

Schéma conceptuel :



Données requises :

P : Précipitations totales (liquides et/ou solides)

$T(j)$ et $T(j+1)$: Températures moyennes journalières du jour j et du jour $(j+1)$

Paramètres du module :

Paramètres libres		Paramètres fixés	
Notation	Signification	Notation	Signification
K_f	Facteur de fonte	$fp1$ à $fp4$	Coefficients pour la détermination de la fraction liquide des précipitations (calculés à partir de la courbe hypsométrique)
es	Exposant contrôlant l'évolution de la surface enneigée sur le bassin		
ltm	Pondération des températures pour le calcul de $T_{fonte}(j)$		
efp	Décalage de T_c avant éclatement des précipitations et de $T_G(j)$ pour la fusion		
eft	Décalage de $T_{fonte}(j)$ pour la fusion		
$prft$	Pondération de $T(j)$ dans le calcul de $T_{fonte}(j)$		
K_{fs}	Facteur de fonte à la base du stock		
$ptjpl$	Poids des températures pour la détermination de T_c		
$pnfr$	Pondération de la neige la plus froide pour le calcul de $T_G(j)$		
dbt	Bonus de beau temps pour le calcul de $T_{fonte}(j)$		

États internes :

$G(j)$: Stock de neige au pas de temps j , en mm.

$T_G(j)$: Indice thermique du stock de neige au pas de temps j , en °C.

$T_{fonte}(j)$: Indice thermique de fonte au pas de temps j , en °C.

$p_{enneigé}(j)$: Pourcentage du bassin enneigé au pas de temps j .

Commentaires :

Un élément important n'apparaît pas dans le schéma conceptuel : le pourcentage du bassin qui est enneigé. Il intervient dans le calcul des lames de fonte superficielle et à la base du manteau, puis en fin de pas de temps pour ajuster la température du stock une fois la lame de fonte routée hors du stock.

Routage spécifique de l'eau de fonte : lame de fonte ajoutée en différents points du modèle hydrologique (lorsque la routine est couplée avec le modèle global MORDOR).

Bibliographie :

Garçon, R., 1996. Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994-1995. La Houille Blanche, 5: 71-76.

Garçon, R., 1999. Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. La Houille Blanche, 7/8: 88-95.

Module neige MORDOR SNE

Référence :

Paquet (2004)

But de la modélisation et applications :

Utilisation opérationnelle à EDF-DTG (France)

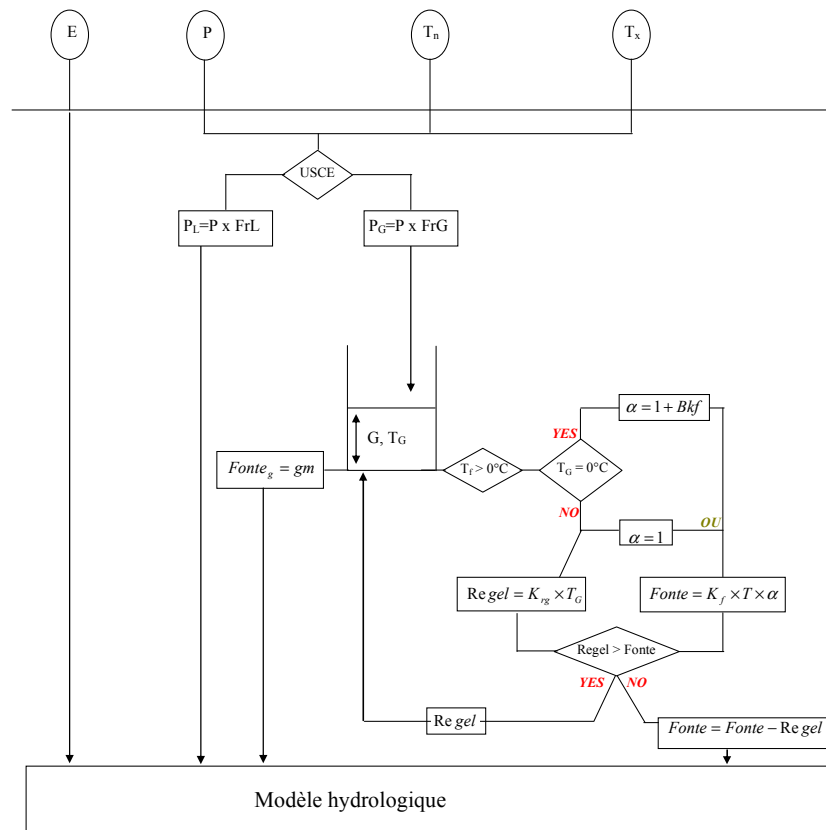
Description sommaire de l'approche choisie :

Distribution du bassin en bandes d'altitude (SNE signifie Stocks de Neige Étagés)

Possibilité de regel de cette eau

Augmentation de la fonte les jours où la température du stock est nulle (manteau mûr).

Schéma conceptuel :



Données requises :

P : Précipitations totales (liquides et/ou solides)

T_{min} et T_{max} : Température minimale et maximale de l'air

Distribution altitudinale des bassins

Paramètres du module :

Paramètres libres		Paramètres fixés	
Notation	Signification	Notation	Signification
K_f	Facteur de fonte	$atst0$	Pondération du calcul de la température du stock $T_G(j)$ (=0.04)
Bkf	Augmentation de la fonte quand $T_G(j) > 0^\circ C$		
ptf	Pondération du calcul de la température de fonte T_{fonte}	$seuil$	Seuil de détermination gradient sec ou humide pour $gradT$ (=12)
$ptrg$	Pondération du calcul de la température de regel T_{regel}	$coefH$	Coefficient correcteur de $gradT$ pour temps humide (=0.7)
pnf	Pondération de la neige du jour j dans le calcul de $T_G(j)$	$gradT$	Gradient altitudinal de température (fixé par pays)
K_{reg}	Facteur de regel	$gradP$	Gradient altitudinal de précipitation (fixé par pays)
gm	Lame d'eau fondue à la base du stock de neige		

États internes :

$G(j)$: Stock de neige au pas de temps j , en mm.

$T_G(j)$: Température du stock de neige au pas de temps j , en $^\circ C$.

Commentaires :

Transition pluie / neige entre -1.7 et $+4.4^\circ C$, intervalle issu des travaux de l'US Army Corps of Engineers (1956).

Particularité du routage de l'eau de fonte : lame de fonte ajoutée en différents points du modèle hydrologique (lorsque la routine est couplée avec le modèle global MORDOR).

Bibliographie :

Paquet, E., 2004. Evolution du modèle hydrologique MORDOR : modélisation du stock nival à différentes altitudes. La Houille Blanche, n°2: 75-82.

US Army Corps of Engineers, 1956. Snow Hydrology. USACE North Pacific Division, Portland, Oregon, 437 pp.

Module neige NAM

Référence :

DHI (2009)

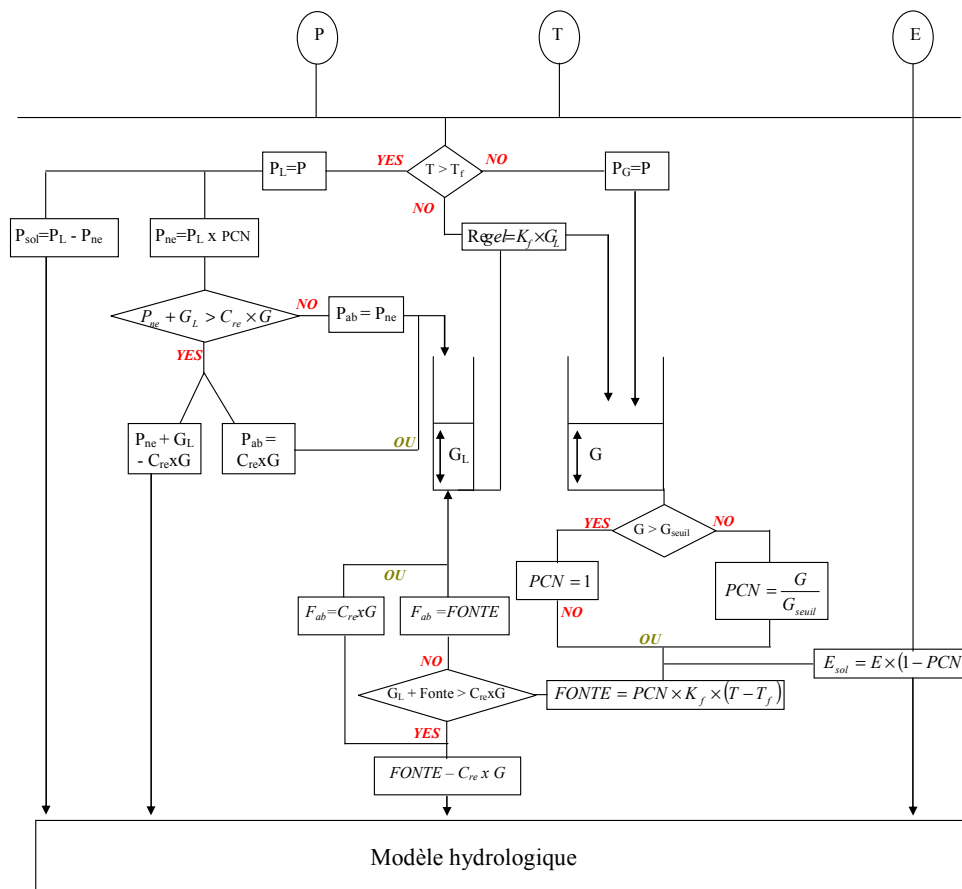
But de la modélisation et applications :

Outils d'ingénierie développé par le bureau d'études DHI au Danemark et intégré dans la plateforme MIKE. Nombreuses applications dans différents pays du monde.

Description sommaire de l'approche choisie :

- Distribution du bassin en bandes d'altitude
- Mûrissement du manteau : capacité de rétention en eau liquide du manteau neigeux et possibilité de regel de cette eau.
- La pluie peut être stockée dans le manteau.

Schéma conceptuel :



Données requises : P : Précipitations totales (liquides et/ou solides) T : Température moyenne de l'air

Distribution altitudinale des bassins

Paramètres du module :

Paramètres libres		Paramètres fixés	
Notation	Signification	Notation	Signification
K_f	Facteur de fonte	T_c	Température d'accumulation de la neige ($=T_f$)
C_{re}	Capacité de rétention en eau liquide du manteau	G_{max}	Quantité de neige maximale au-delà de laquelle une partie du stock est transféré à la zone inférieure (pseudo-avalanche)
G_{seuil}	Quantité de neige au-dessus de laquelle toute la zone est enneigée		
T_f	Température seuil de fonte		

États internes : $G(j)$: Stock de neige au pas de temps j , en mm. $G_L(j)$: Quantité d'eau liquide contenue dans le stock de neige au pas de temps j , en mm. $PCN(j)$: Pourcentage du bassin enneigé au pas de temps j .**Commentaires :**

Suppression de l'ETP dans le cas où la zone considérée a un stock de neige non nul.

Option pour inclure un terme d'avalanche (un paramètre supplémentaire à caler).

Bibliographie :

DHI, 2009. MIKE 11, A Modelling System for Rivers and Channels, Reference Manual.

Annexe F.

Étude du module neige MORDOR global

Au vu des très bons résultats obtenus avec le module neige MORDOR global à 10 paramètres libres (Chapitre 8), nous analysons plus en détail sa structure.

1- Introduction

Le module neige du modèle hydrologique MORDOR est un module global utilisé quotidiennement à EDF-DTG pour la prévision à court et long terme de la ressource en eau sur les reliefs français. Il comprend 11 paramètres libres qui sont optimisés pour chacun des bassins versants étudiés.

Dans cette annexe, nous souhaitons étudier la construction du module neige global de MORDOR en nous penchant sur sa structure¹. L'idée est de tenter de comprendre les raisons de son efficacité et de déterminer l'importance respective d'une bonne représentation hydrologique des processus nivaux et d'un grand nombre de degrés de liberté. Un autre objectif de l'étude est la recherche de simplification et de réduction du nombre de paramètres libres, sous la condition de ne pas dégrader significativement les performances du module. Pour cela, il est testé sur notre échantillon de 380 bassins versants répartis sur quatre pays.

Dans un premier temps, nous présentons brièvement les paramètres libres du module initial. Puis, nous exposons nos travaux de simplification et de recherche de parcimonie du module à travers la neutralisation ou l'élimination de certains paramètres et les études de sensibilité qui ont été menées sur les paramètres restants.

¹ La structure du module M10 (MORDOR à 10 paramètres) est explicitée à la fin de l'annexe, en parallèle de la structure simplifiée à laquelle nous avons abouti.

2- Les degrés de liberté du module neige MORDOR à 10 paramètres

La version opérationnelle du module contient onze paramètres libres. Nous avons choisi de n'en conserver que dix par souci d'homogénéité avec les autres modules testés dans le chapitre IX. En effet, le 11^{ème} paramètre permet de gérer le routage de l'eau de fonte en entrée du modèle hydrologique : une partie est orientée vers le réservoir de surface tandis qu'une autre partie s'écoule directement dans le réservoir souterrain. Dans la version à 10 paramètres, nous avons supprimé la possibilité de routage vers le réservoir souterrain : toute l'eau de fonte produite par M10 est introduite en entrée de modèle hydrologique. Finalement les dix paramètres à optimiser sont présentés dans le Tableau 1.

Notation	Processus concerné	Quantile 10%	Quantile 50 %	Quantile 90 %
K_f	Facteur de fonte ($\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	1.78	3.38	10.16
EX_{Pneige}	Exposant réglant l'évolution de la surface enneigée sur un bassin donné. Une valeur nulle signifie que la surface enneigée ne varie pas, une valeur égale à 1 signifie que l'épaisseur du stock ne varie pas.	0.28	0.63	1
C_{T_F}	Coefficient de pondération des températures antérieures dans le calcul de la température de fonte superficielle	0	0.61	0.85
DT_P	Décalage de la température avant détermination de la nature des précipitations ($^\circ\text{C}$)	-0.47	1.28	2.56
DT_F	Décalage de la température avant calcul de la fonte superficielle ($^\circ\text{C}$)	-1.40	0.22	1.64
$prft$	Pondération de l'influence de la précipitation d'un pas de temps donné dans le calcul de la température de fonte superficielle	1	1	13
K_{f_base}	Quantité de fonte à la base du manteau (mm)	0	0	0.88
$ptjpl$	Pondération de la température du pas de temps suivant avant détermination de la nature des précipitations	0.07	0.62	1
$pnfr$	Pondération de la neige la plus froide dans le calcul de la température du stock	1.12	9.4	55.5
Ibt	Augmentation de DT_F en cas de beau temps	0	0	0.59

Tableau 1 : Liste des 10 paramètres à caler du module neige MORDOR global.

3- Passage de dix à six paramètres libres

Dans un premier temps, on choisit de neutraliser quatre des dix paramètres initialement libres de MORDOR global (cf. Tableau 2). Il s'agit d'éliminer des processus absents des autres modules neige et de regarder si, éventuellement, la supériorité de M10 viendrait de la prise en compte de ces processus supplémentaires.

Notation	Valeur fixée	Conséquence de la neutralisation du paramètre
<i>prft</i>	1000	La précipitation du jour n'influence plus le calcul de la température de fonte superficielle
<i>ptjpl</i>	0.3	La température de la veille a un poids de 1/3 dans le calcul de la température du jour j considéré
<i>pnfr</i>	1	La pluie tombée le jour j considéré n'influence plus le calcul de la température du stock de neige
<i>lbt</i>	0	Le paramètre DT_F n'est plus réévalué en cas de beau temps

Tableau 2 : Paramètres neutralisés dans la version M6, MORDOR à 6 paramètres libres, par rapport à M10, la version d'origine.

Résultats en termes d'efficacité des modules

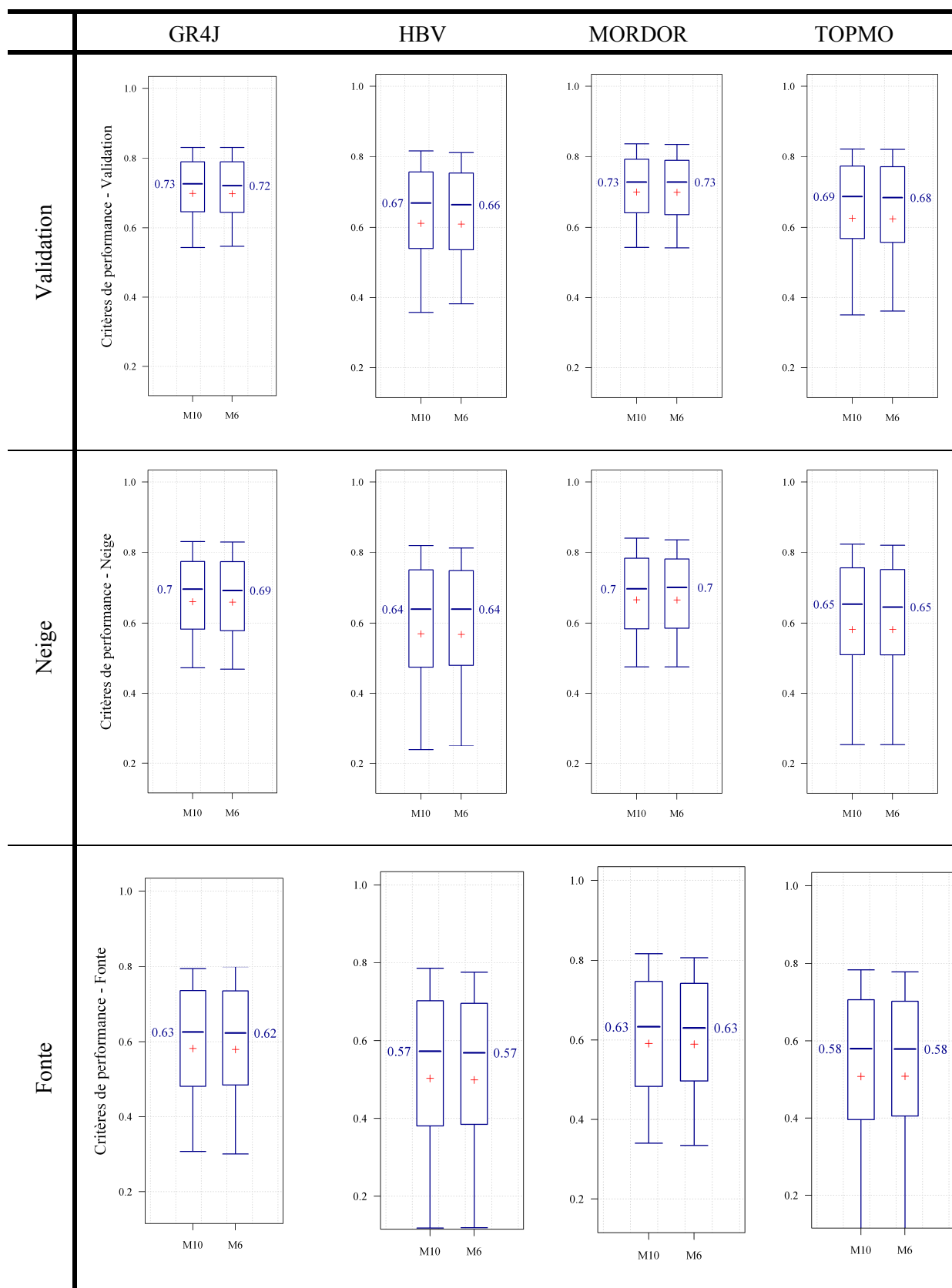


Tableau 3 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M10, MORDOR à 10 paramètres et M6, MORDOR à 6 paramètres libres.

Quel que soit le modèle hydrologique utilisé, les graphes du Tableau 3 montrent des distributions de performance quasiment identiques pour les deux versions du module neige. Il est également intéressant de regarder l'évolution des performances par pays. La Figure 1 compare les critères de validation et de fonte de M6 en fonction de ceux de M10 pour chacun des quatre pays séparément, et avec le modèle GR4J. Les critères de validation sont quasiment tous sur la droite $x = y$, tandis que les critères de fonte montrent une dispersion un peu plus importante autour de $x = y$. Ils ne présentent pas pour autant de dégradation ni d'amélioration moyenne significative.

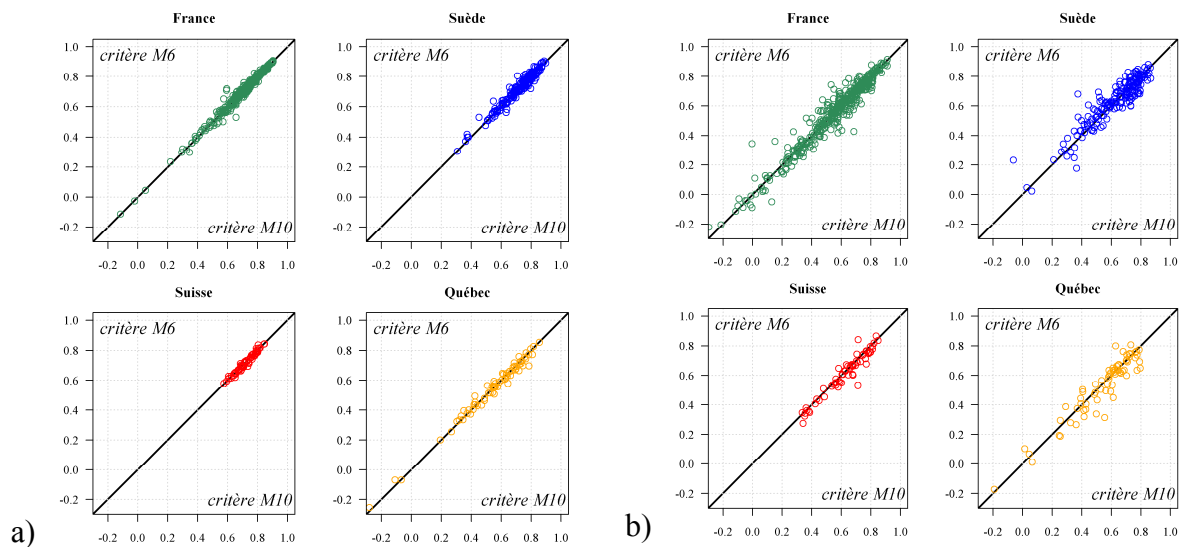


Figure 1 : Comparaison des performances de M6 en fonction de celles de M10 pour a) le critère de validation et b) le critère de fonte. Utilisation du modèle hydrologique GR4J et séparation des résultats par pays.

Comparaison des distributions des paramètres neige

Suite à ce premier résultat ne montrant pas de dégradation des performances, nous nous demandons si les six degrés de liberté restants compensent la neutralisation des quatre autres paramètres. Pour cela nous comparons les distributions des six paramètres encore libres obtenus avec M10 et M6 pour le modèle GR4J (les distributions avec les autres modèles hydrologiques sont similaires).

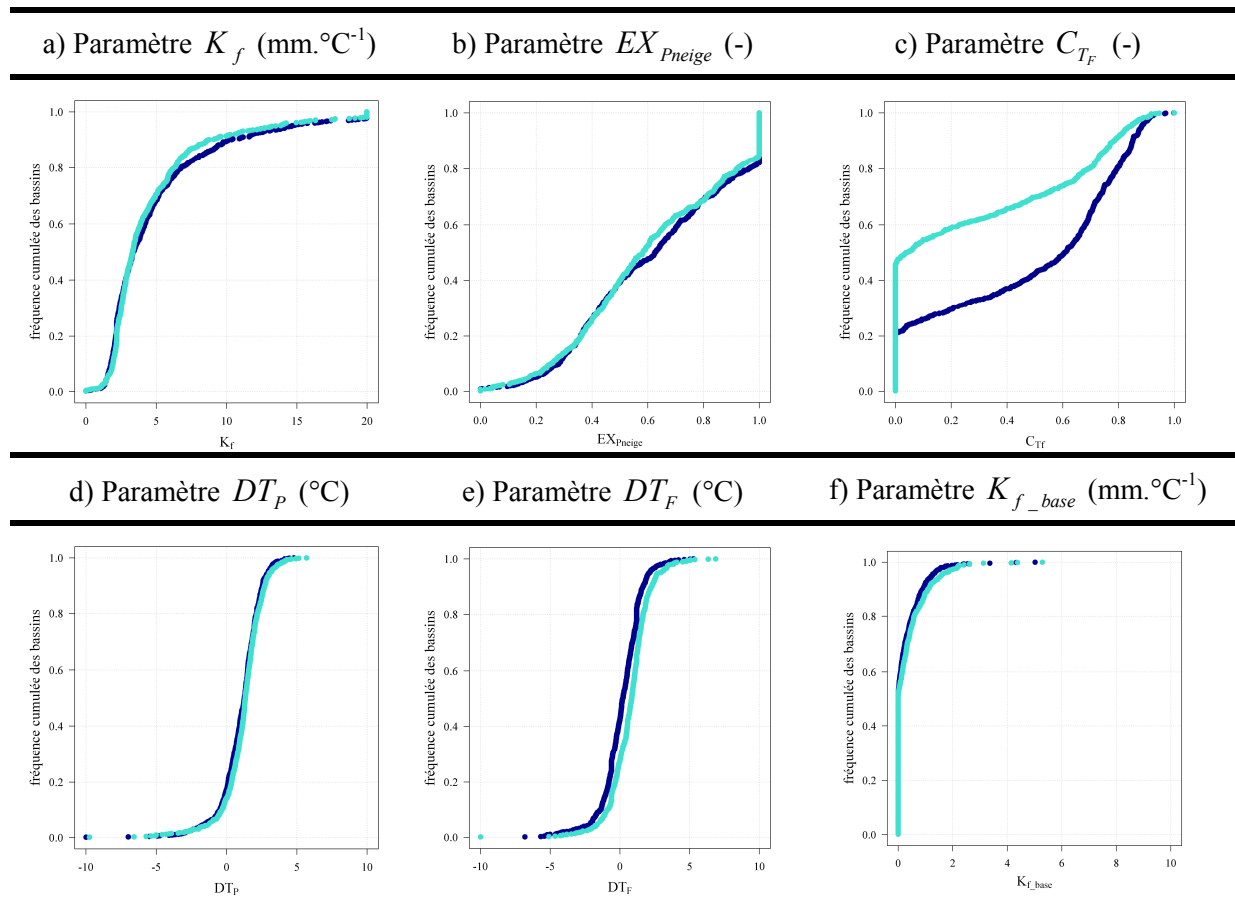


Figure 2 : Distributions des valeurs optimisées des six paramètres libres restants dans la version M6 du module neige MORDOR global (résultats avec GR4J). Les distributions obtenues avec M10 sont en bleu foncé et avec M6, en turquoise.

A l'exception du paramètre C_{T_f} , les autres distributions n'évoluent que très peu entre M10 et M6. Le paramètre DT_f montre une hausse quasi-systématique pour M6 sans qu'elle soit importante (inférieure à 0.1 °C). Près de 60 % des bassins voient leur K_{f_base} se caler à une valeur nulle : la fonte à la base du manteau n'est pas un processus essentiel. Concernant C_{T_f} , son évolution est directement liée au paramètre $prft$: en neutralisant ce dernier dans M6, on ne fait plus intervenir la précipitation dans le calcul de la température de fonte superficielle. Ainsi, C_{T_f} devient un coefficient de pondération entre la température de fonte superficielle du pas de temps $(j-1)$ et la température du pas de temps j . Il n'est plus dépendant de la précipitation : il est donc normal que ses valeurs soient modifiées dans M6 du fait de la modification de l'expression dans lequel il intervient. Les bassins pour lesquels $C_{T_f} = 0$ n'ont pas besoin de considérer une inertie de la température de fonte superficielle (environ 5 % des bassins pour la version M6).

Zoom sur les bassins « fil rouge »

Le Tableau 4 récapitule les performances en validation des 9 bassins "fil rouge" présentés au chapitre I, en couplant M10 et M6 avec le modèle hydrologique GR4J. Les critères retenus ici sont les C_{2M} en validation et en fonte ainsi que le coefficient de corrélation entre les stocks de neige simulés par M10 et M6.

Bassin versant	C_{2M} pour M10		C_{2M} pour M6		R^2 entre les stocks de neige M10 et M6
	Validation	Fonte	Validation	Fonte	
Durance à Serre-Ponçon (France)	0.812	0.739	0.817	0.812	0.996
Gave d'Aspes à Bedous (France)	0.658	0.548	0.656	0.509	0.975
Bienne à Saint-Claude (France)	0.786	0.705	0.775	0.665	0.990
Dordogne à Bort Les Orgues (France)	0.840	0.875	0.837	0.871	0.942
Dischmabach à Davos (Suisse)	0.725	0.730	0.735	0.750	0.993
Simme à Oberwill (Suisse)	0.764	0.695	0.750	0.674	0.992
Laïslaven à Laisvall (Suède)	0.837	0.727	0.865	0.792	0.999
Vuottasbäcken à Vuoddasbäcken (Suède)	0.580	0.436	0.565	0.411	0.997
Chateauguay à Powerscourt (Québec)	0.620	0.538	0.633	0.520	0.992

Tableau 4 : Performances sur les neuf bassins "fil rouge" de notre échantillon pour les modules neige M10 et M6.

Les différences entre les critères de validation sont limitées pour les neuf bassins du Tableau 4. Les critères de fonte présentent des différences un peu plus marquées bien que les valeurs restent du même ordre de grandeur. Enfin, les coefficients de corrélation entre les stocks de neige simulés par M10 et M6 sont très proches de la valeur 1 : il n'y a pratiquement pas de différence de simulation entre les deux modules neige concernant l'accumulation et la fonte du manteau.

Ces premiers résultats de simplification sont encourageants. Nous avons ainsi mis en évidence la possibilité de ne considérer que six des dix paramètres libres initiaux sans perte d'efficacité quel que soit le critère auquel on s'intéresse. De plus, la supériorité du module neige MORDOR global ne vient pas de la prise en compte de processus "oubliés" par les autres modules puisqu'en les supprimant, on n'observe pas de dégradation des performances.

4- Etudes de sensibilité de trois paramètres

On souhaite étudier de nouvelles simplifications possibles. Pour cela, une étude de sensibilité est menée sur trois autres paramètres (cf. Tableau 5). Le module auquel vont être comparées les différentes versions testées est désormais M6.

Notation	Processus concerné	Étude de sensibilité
EX_{Pneige}	Exposant réglant l'évolution de la surface enneigée sur un bassin donné, soit en termes de surface, soit en termes d'épaisseur du stock.	[0.1 ; 0.9] par pas de 0.2
C_{T_F}	Coefficient de pondération des températures antérieures dans le calcul de la température de fonte superficielle	[0 ; 0.75] par pas de 0.25
K_{f_base}	Quantité de fonte à la base du manteau	[0 ; 1] par pas de 0.2

Tableau 5 : Paramètres sur lesquels une étude de sensibilité est menée.

Etude de sensibilité du paramètre EX_{Pneige}

Le paramètre EX_{Pneige} est introduit dans le module neige MORDOR global afin de régler l'évolution du stock de neige au sol soit en épaisseur, soit en surface sur le bassin versant. Il régit ce qu'on peut appeler le pourcentage de bassin enneigé selon l'Eq. 1. Si EX_{Pneige} est égal à 0, la surface enneigée ne varie pas avec la fonte (seule l'épaisseur du manteau diminue). Au contraire, plus EX_{Pneige} est proche de 1, plus le manteau va perdre en surface et peu en épaisseur. Le calcul de $p_{enneigée}$ est ensuite utilisé pour implémenter la température du stock de neige en fin de fonte.

$$p_{enneigé}(après_fonte) = p_{enneigé}(après_accumulation) \times \left(\frac{G(j)}{G(j-1)} \right)^{EX_{Pneige}} \quad \text{Eq. 1}$$

Cinq valeurs différentes de EX_{Pneige} sont testées entre 0.1 et 0.9 par pas de 0.2. Le Tableau 6 montre que les performances sont dégradées lorsque le paramètre EX_{Pneige} est fixé à une valeur faible, par exemple égale à 0.1. Ceci est encore plus vrai pour le critère de fonte. Il n'est donc pas pertinent de se priver de cette composante du module neige. Mimant la répartition spatiale de la couverture neigeuse et son évolution temporelle, c'est une alternative à la distribution des bassins en bandes d'altitude. En revanche, fixer EX_{Pneige} à une valeur supérieure ou égale à 0.5 ne dégrade pas les performances et a même tendance à les améliorer : les boîtes à moustaches présentent de meilleures distributions, et notamment des quantiles 10 % et 25 % légèrement supérieurs pour $EX_{Pneige} = 0.5$ (qui est très proche de la médiane de 0.51 obtenue avec M6).

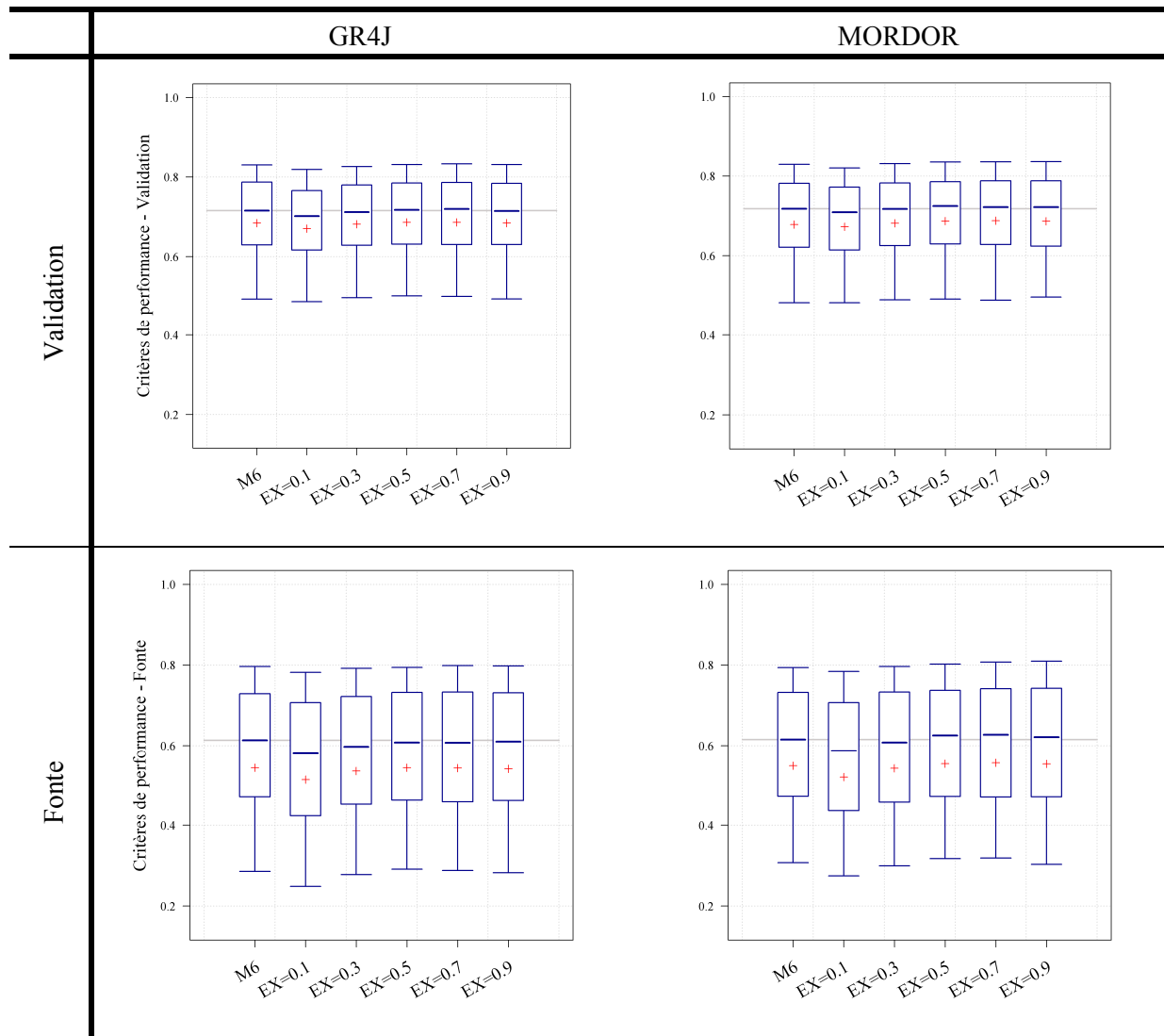


Tableau 6 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M6, MORDOR à 6 paramètres libres et des versions où EX_{pneige} a été fixé entre 0.1 et 0.9.

Etude de sensibilité du paramètre CT_f

Le paramètre C_{T_f} intervient dans le calcul de la température de fonte superficielle. Considérant la version M6 du module MORDOR global, ce paramètre permet de pondérer l'importance de la température de l'air du pas de temps j considéré, avec l'indice de température de fonte du pas de temps $(j-1)$. Ainsi, plus C_{T_f} est proche de la valeur 1, plus l'indice de température de fonte accordera une forte importance aux températures des pas de temps précédents (cf. Eq. 2).

Version M10 : $T_{\text{fonte}}(j) = C_{T_F} \times T_{\text{fonte}}(j-1) + (1 - C_{T_F}) \times T(j) \times \left(1 + \frac{P(j)}{\text{prft}}\right)$ Eq. 2

Version M6 : $T_{\text{fonte}}(j) \approx C_{T_F} \times T_{\text{fonte}}(j-1) + (1 - C_{T_F}) \times T(j)$ car $\text{prft} = 1000$

Dans ce paragraphe, on regarde l'influence de différentes valeurs données à C_{T_F} : quatre valeurs sont testées entre 0 et 0.75 par pas de 0.25.

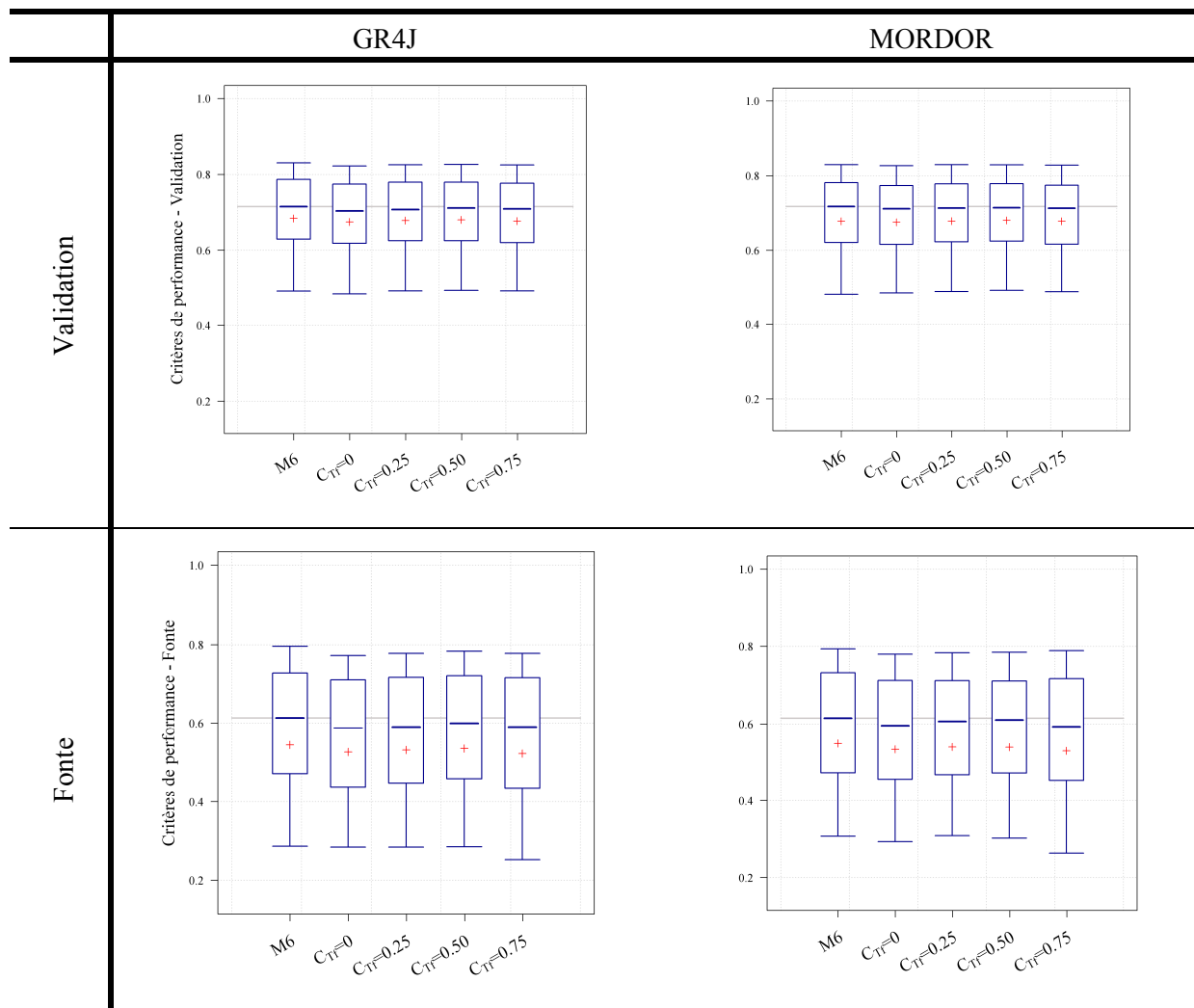


Tableau 7 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M6, MORDOR à 6 paramètres libres et des versions où C_{T_F} a été fixé entre 0 et 0.75.

	France		Suisse	Suède	Québec
	Influence nivale forte	Influence moyenne			
M6	0.69	0.74	0.71	0.74	0.46
$C_{T_F} = 0$	0.69	0.74	0.72	0.69	0.47
$C_{T_F} = 0.25$	0.69	0.74	0.71	0.71	0.48
$C_{T_F} = 0.50$	0.68	0.74	0.70	0.72	0.49
$C_{T_F} = 0.75$	0.66	0.73	0.69	0.73	0.50

Tableau 8 : Critère médian de validation pour cinq sous-échantillons des 380 bassins versants en raisonnant avec GR4J et cinq versions différentes du module neige MORDOR.

Le Tableau 8 montre qu'il existe différentes valeurs optimales de C_{T_F} suivant qu'on s'intéresse aux différentes régions de notre échantillon. En effet, alors qu'en Suisse, le critère médian de validation est augmenté de 1 point quand C_{T_F} est fixé à 0 pour les 31 bassins de l'échantillon (pas d'inertie dans la température de fonte superficielle), il augmente de 4 points pour $C_{T_F} = 0.75$ sur les 40 bassins québécois. En Suède, les performances médianes sont toujours dégradées quand on fixe une même valeur de C_{T_F} pour tous les bassins. Il semble donc délicat de déterminer une valeur *a priori* de ce paramètre. Nous le laisserons donc libre pour la suite de l'étude : certains bassins appréciant ce terme d'inertie dans la température de fonte superficielle, d'autres (généralement des bassins avec du relief, en Suisse et en France) se contentent d'utiliser la température de l'air du pas de temps considéré.

Etude de sensibilité du paramètre K_{f_base}

Le paramètre K_{f_base} représente le facteur de fonte à la base du stock de neige. Il participe au calcul d'une lame d'eau qui s'écoule du manteau à chaque pas de temps. La valeur de K_{f_base} est pondérée par le pourcentage de bassin enneigé (cf. Eq. 3). Cette fonte à la base est souvent bien moins importante que la fonte superficielle, mais considère un écoulement quasiment constant lors de la saison hivernale (quand tout le bassin ou presque est enneigé) :

$$F_{base}(j) = K_{f_base} \times P_{enneigé}(j) \quad \text{Eq. 3}$$

Une étude de sensibilité est menée sur différentes valeurs de K_{f_base} entre 0 et 1 par pas de 0.2.

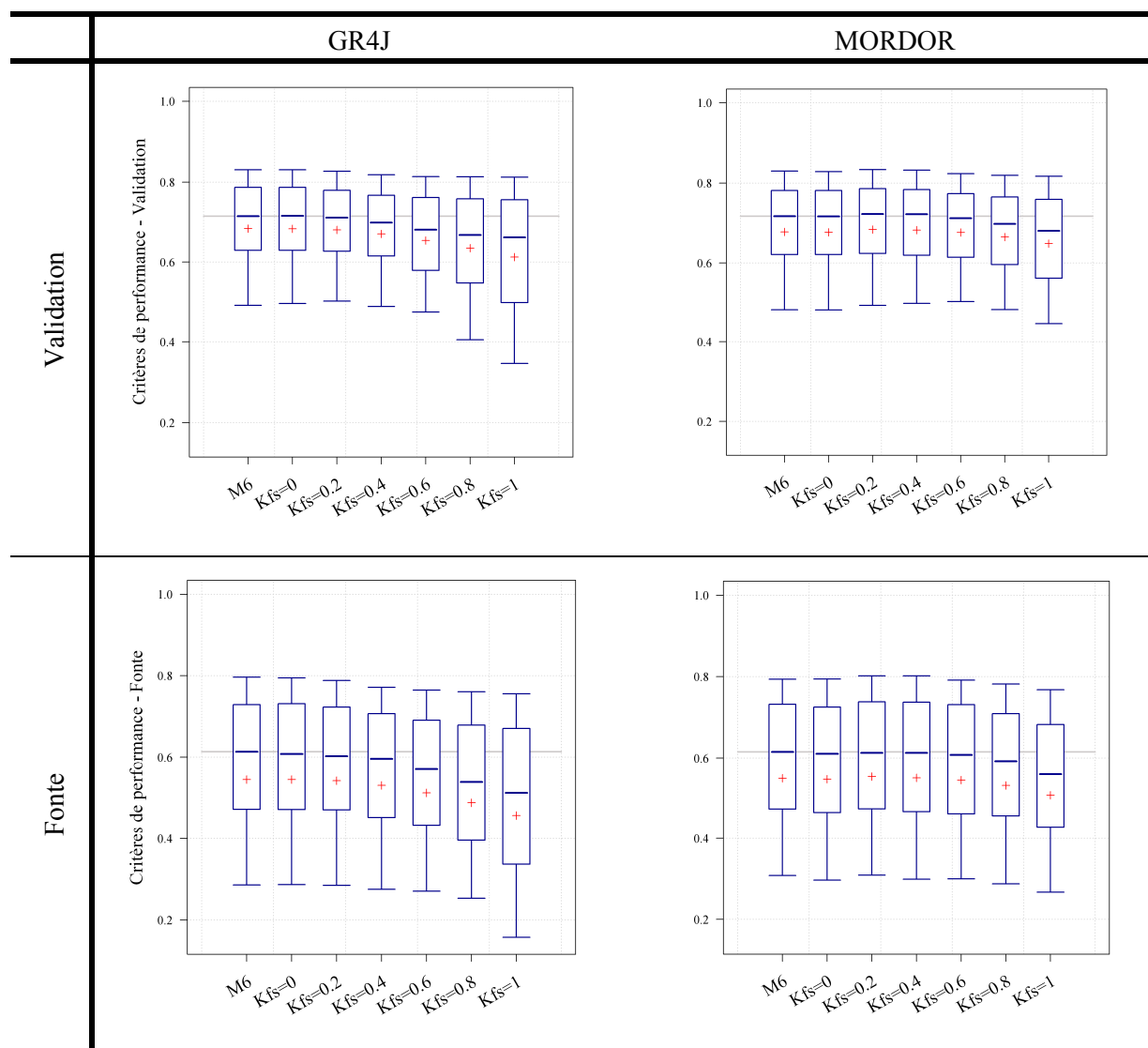


Tableau 9 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M6, MORDOR à 6 paramètres libres et des versions où K_{f_base} a été fixé entre 0 et 1.

Les graphiques du Tableau 9 montrent une dégradation croissante des performances (par rapport à celles de M6) dès lors que K_{f_base} devient supérieur ou égal à 0.4, notamment pour le modèle GR4J. Qui plus est, les valeurs $K_{f_base} = 0$ et $K_{f_base} = 0.2$ présentent des boîtes à moustaches quasiment identiques à celles de M6, voire légèrement décalées vers le haut pour $K_{f_base} = 0.2$ avec le modèle hydrologique MORDOR. Ces résultats se recoupent avec ceux de la Figure 2 où la valeur calée est nulle pour plus de 50 % des bassins. Enfin, les performances en validation et en fonte pour la version $K_{f_base} = 0.2$ tracées en fonction de M6 (Figure 3) montrent des points alignés sur la droite $x = y$ en Suisse et en France et très proches en Suède et au Québec.

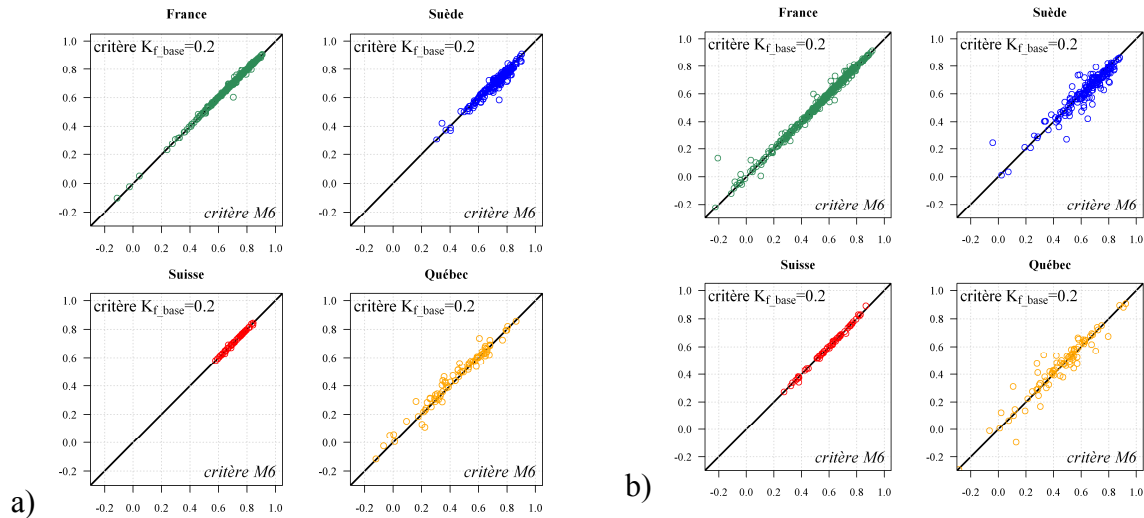


Figure 3 : Comparaison des performances de " $K_{f_base} = 0.2$ " en fonction de celles de M6 pour a) le critère de validation et b) le critère de fonte. Utilisation du modèle hydrologique GR4J et séparation des résultats par pays.

5- Version du module à quatre paramètres

De cette étude de sensibilité sur les trois paramètres EX_{Pneige} , C_{T_f} et K_{f_base} , il semble possible d'apporter de nouvelles simplifications au module neige MORDOR global en fixant deux nouveaux paramètres sans qu'il y ait de dégradation significative des performances de simulation. Ces nouvelles modifications présentent le même avantage que dans le paragraphe 3, à savoir aucune modification de la structure du module, seulement un gain en parcimonie sans perdre en efficacité. Le Tableau 10 récapitule les valeurs des six paramètres qui sont désormais fixés en amont de l'étape de calage.

	$prft$	$ptjpl$	$pnfr$	lbt	EX_{Pneige}	K_{f_base}
Valeur	1000	0.3	1	0	0.5	0.2

Tableau 10 : Valeurs fixes données à six des dix paramètres initialement libres du module neige MORDOR global.

Résultats en termes d'efficacité des modules

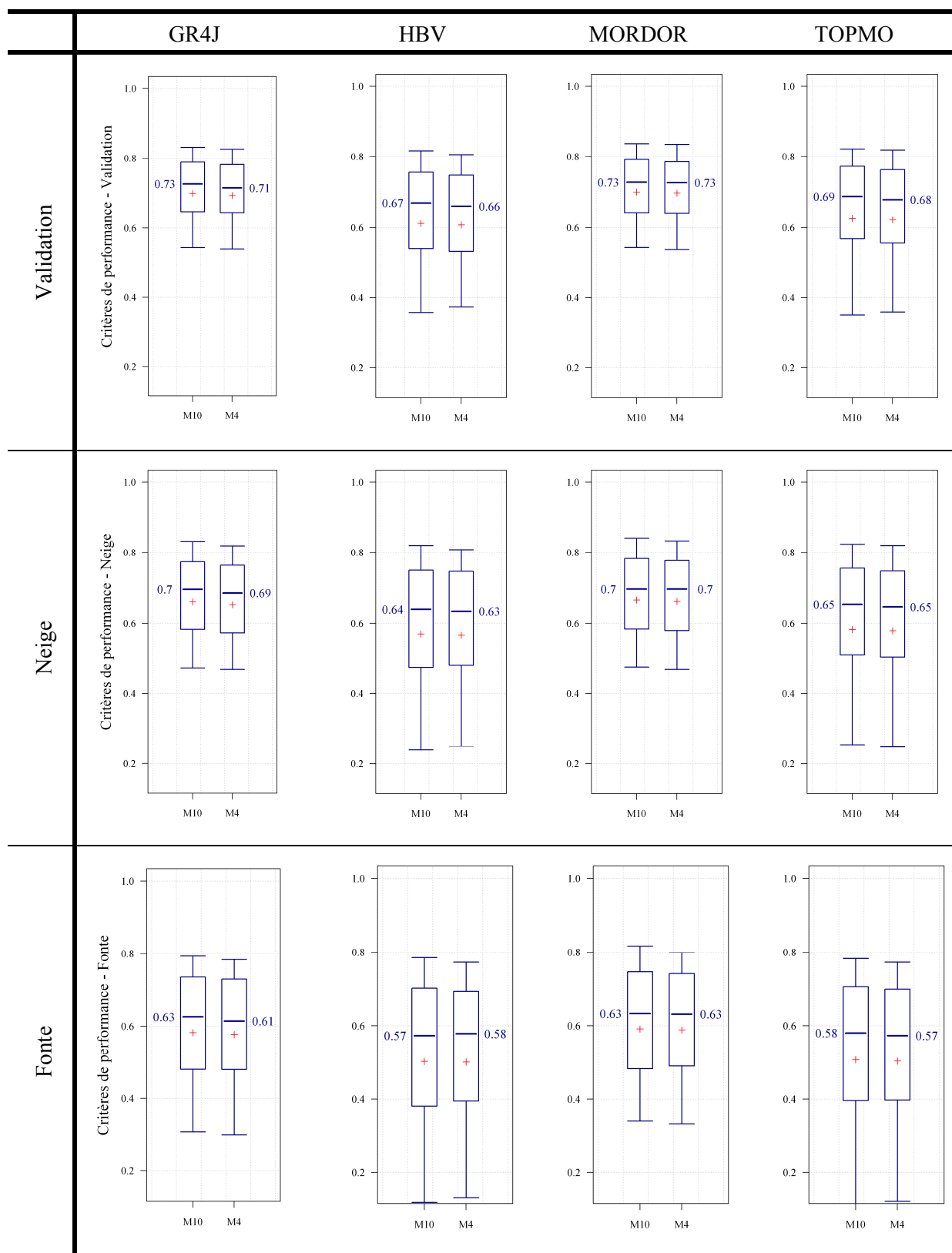


Tableau 11 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M10, MORDOR à 10 paramètres et M4, MORDOR à 4 paramètres libres.

Les graphiques du Tableau 11 comparent les distributions des performances obtenues avec M10 et M4. Quel que soit le modèle hydrologique considéré, les boîtes à moustaches montrent une très légère dégradation : elles sont décalées vers le bas pour M4. Néanmoins, ces dégradations de performance sont minimales en validation comme sur les périodes de neige et de fonte. On observe même un C_{2M} de fonte médian meilleur pour (HBV ; M4) par rapport à (HBV ; M10).

En raison de la diversité des caractéristiques des bassins, il peut être intéressant de regarder l'évolution des performances pour les quatre pays de l'échantillon séparément (Figure 4). Sur la période de validation (graphe a), les points sont pratiquement tous alignés sur la droite $x = y$ quel que soit le pays considéré. Sur la période de fonte, les critères sont plus dispersés autour de $x = y$, notamment en France et en Suède. Néanmoins, il n'y a pas de tendance claire vers une dégradation ou une amélioration systématiques des performances.

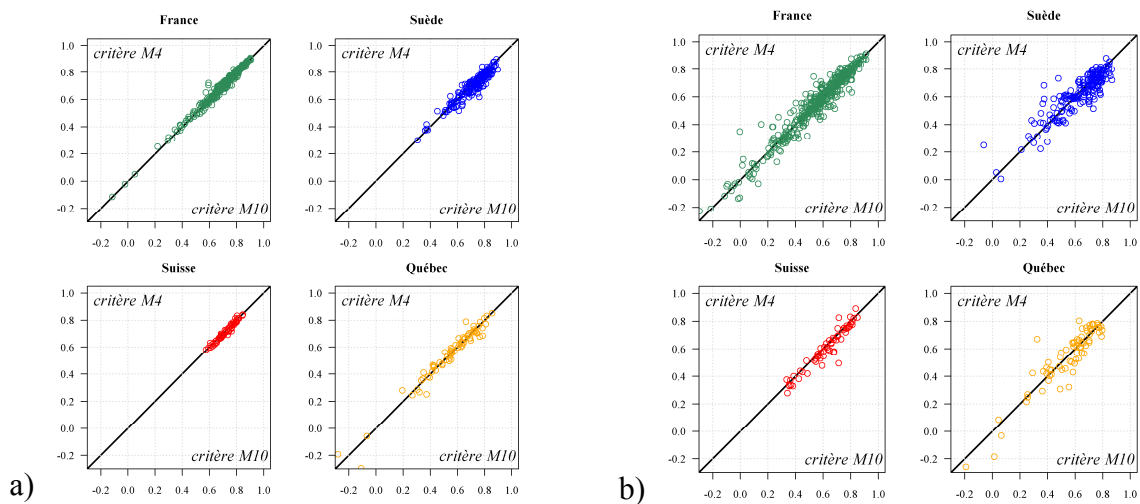


Figure 4 : Comparaison des performances de M4 en fonction de celles de M10 pour a) le critère de validation et b) le critère de fonte. Utilisation du modèle hydrologique GR4J et séparation des résultats par pays.

	Version M10	Version M6	Version M4
Médiane des C_{2M} validation	0.726	0.720	0.714
Moyenne des C_{2M} validation	0.698	0.697	0.692
Écart-type des C_{2M} validation	0.139	0.138	0.137

Tableau 12 : Récapitulatif des médianes, moyennes et écart-types sur les critères en validation pour les 380 bassins de l'échantillon et en raisonnant avec GR4J.

Comparaison des distributions des paramètres neige

Nous regardons l'impact de ces nouvelles simplifications sur les distributions des quatre paramètres encore à optimiser dans la version M4 du module neige MORDOR global. Elles sont comparées aux distributions obtenues en utilisant M10 pour le modèle GR4J (les distributions avec les autres modèles hydrologiques étant similaires).

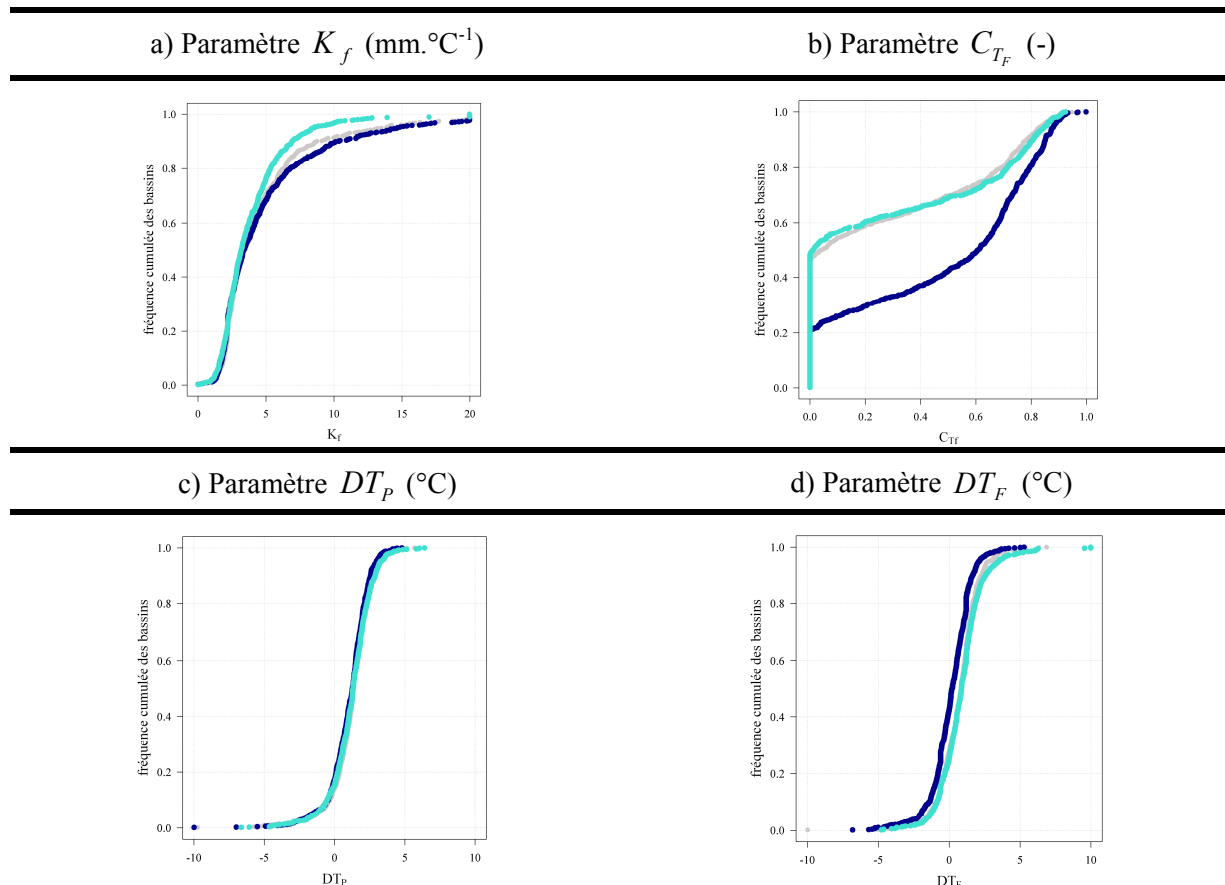


Figure 5 : Distributions des valeurs optimisées des quatre paramètres libres restants dans la version M4 du module neige MORDOR global (résultats avec GR4J). Les distributions obtenues avec M10 sont en bleu foncé, avec M6, en gris et avec M4, en turquoise.

Nous avons déjà noté le changement de distribution du paramètre C_{T_F} résultant d'une modification de l'expression dans lequel il intervient (neutralisation de $prft$). Sa distribution n'évolue pas entre les versions M6 et M4, pas plus que celle des paramètres DT_P et DT_F qui sont des décalages de températures. En revanche, les valeurs optimisées de K_f (dans la version M4) sont plus faibles pour environ 40 à 50 % de l'échantillon de bassins sans que l'ordre de grandeur soit radicalement modifié.

Zoom sur les bassins « fil rouge »

Le Tableau 13 récapitule les performances en validation des 9 bassins "fil rouge" présentés au chapitre I, en couplant M10 et M4 avec le modèle hydrologique GR4J.

Bassin versant	C_{2M} pour M10		C_{2M} pour M4		R^2 entre les stocks de neige M10 et M6
	Validation	Fonte	Validation	Fonte	
Durance à Serre-Ponçon (France)	0.812	0.739	0.820	0.785	0.996
Gave d'Aspes à Bedous (France)	0.658	0.548	0.654	0.495	0.975
Bienne à Saint-Claude (France)	0.786	0.705	0.776	0.665	0.993
Dordogne à Bort Les Orgues (France)	0.840	0.875	0.840	0.871	0.952
Dischmabach à Davos (Suisse)	0.725	0.730	0.733	0.766	0.987
Simme à Oberwill (Suisse)	0.764	0.695	0.728	0.655	0.975
Läislaiven à Laisvall (Suède)	0.837	0.727	0.818	0.754	0.999
Vuottasbäcken à Vuoddasbäcken (Suède)	0.580	0.436	0.544	0.411	0.995
Chateauguay à Powerscourt (Québec)	0.620	0.538	0.653	0.551	0.986

Tableau 13 : Performances sur les neuf bassins "fil rouge" de notre échantillon pour les modules neige M10 et M4.

Les différences entre les critères de validation sont relativement faibles pour les neuf bassins fil rouge tandis que les critères de fonte présentent des différences un peu plus marquées. Alors que sur le bassin de la Durance à Serre-Ponçon (Alpes françaises), on gagne presque 5 points avec la version M4, on en perd autant sur le bassin de la Gave d'Aspe à Bedous (Pyrénées françaises). Enfin, les coefficients de corrélation entre les stocks simulés par M10 et M4 restent très proches de la valeur 1.

La version à quatre paramètres présente donc des qualités de robustesse et de parcimonie. En effet, les performances ne sont pas significativement dégradées en moyenne par rapport à M10. Qui plus est, on réduit les risques d'interaction entre les paramètres libres du module neige avec M4. Les structures de M10 et M4 sont mises en parallèle à la fin de cette annexe,

nous permettant de vérifier qu'on ne modifie pas la structure du module neige mais seulement son nombre de degrés de liberté et quelques processus non déterminants.

6- Tests de simplifications supplémentaires

Dans ce paragraphe, nous souhaitons regarder plus en détail les différentes composantes du module neige qui n'ont pas encore été étudiées. L'idée est d'essayer de comprendre l'importance des processus pris en compte dans le module en fixant les paramètres qui les régissent. Pour cela, nous fixons tour à tour chacun des trois paramètres non encore étudiés à la valeur médiane de leurs distributions respectives (on a vu au paragraphe 4.b qu'il n'était pas possible de fixer C_{T_F} sans engendrer une dégradation des performances pour tel ou tel type de bassins versants).

Versions à trois paramètres libres

Nous n'observons pas de chute drastique des performances en passant de quatre à trois paramètres (cf. Tableau 14 et 15). Néanmoins, le fait de fixer DT_p à sa valeur médiane pour tous les bassins induit une dégradation des performances, notamment des valeurs médianes et des quantiles 10 % et 25 % (particulièrement visible pour le critère de neige). Lorsqu'on fixe la valeur de K_f , les quantiles élevés (75 % et 90 %) sont diminués par rapport à ceux de M4.

	K_f	DT_p	DT_F
Valeur médiane	3.12	1.27	0.36

Tableau 14 : Valeurs médianes de trois des quatre paramètres libres de la version M4, établies à l'aide des distributions sur les quatre modèles hydrologiques testés.

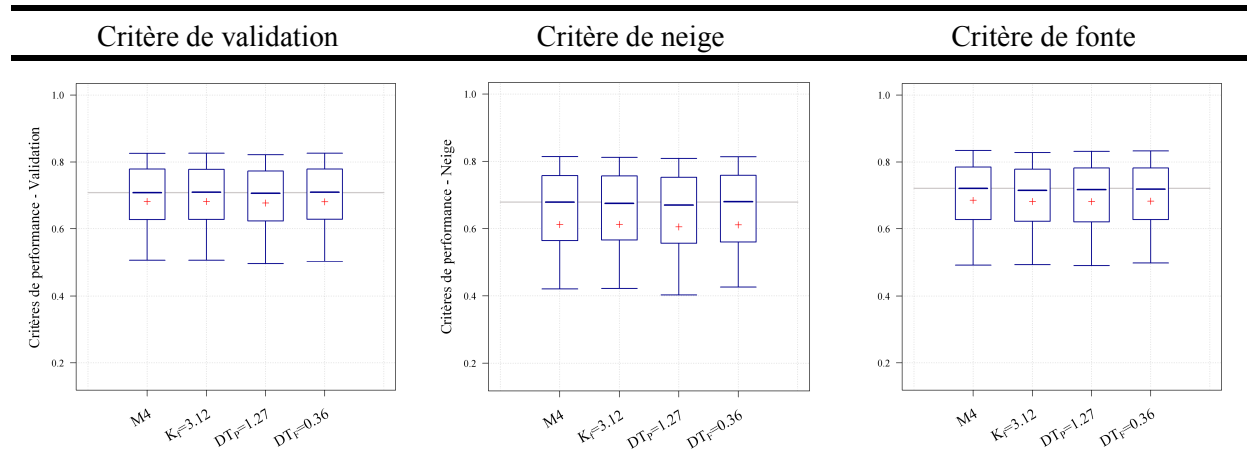


Tableau 15 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M4, MORDOR à 4 paramètres libres et des versions à 3 paramètres libres, pour le modèle hydrologique GR4J.

Le degré de liberté représenté par le paramètre DT_p semble ainsi intéressant. DT_p régit le décalage de température avant la détermination de la nature des précipitations. Néanmoins, il intervient tout au long du cheminement de l'eau dans le module neige, à savoir dans la détermination de la température seuil de détermination pluie / neige, le calcul du pourcentage de bassin enneigé, la condition de démarrage de la fonte puis le calcul de la quantité d'eau fondue et enfin le calcul de la température du stock de neige une fois la lame de fonte écoulée. Il s'agit donc d'un paramètre stratégique du module neige MORDOR jouant différents rôles, et notamment celui de compenser l'approche globale par un décalage de température avec les données d'entrée.

Versions à deux paramètres libres

Que se passe-t-il si on fixe désormais deux paramètres à leurs valeurs médianes respectives ? Les graphiques du Tableau 16 récapitulent les résultats en indiquant en abscisse les deux paramètres qui sont désormais fixés.

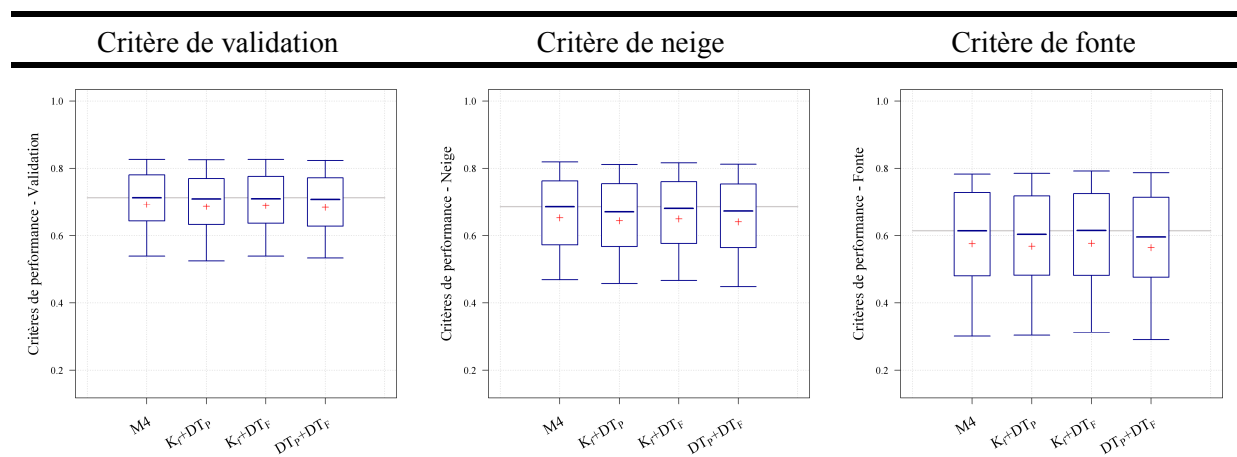


Tableau 16 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M4, MORDOR à 4 paramètres libres et des versions à 2 paramètres libres pour le modèle hydrologique GR4J. Les deux paramètres indiqués en abscisse sont les paramètres fixés à leurs valeurs médianes.

Les boîtes à moustaches du Tableau 16 présentent des valeurs plus faibles que celles du Tableau 15 : en diminuant encore le nombre de degrés de liberté de trois à deux, on dégrade les performances de simulations quel que soit le critère considéré. Qui plus est, les dégradations sont variables suivant les paramètres qu'on choisit de fixer. La chute des performances est plus importante dès lors que DT_p n'est plus libre. Cela confirme les résultats obtenus précédemment avec les versions à trois paramètres libres.

Version à un paramètre libre

En ne conservant plus que le paramètre C_{T_F} comme degré de liberté du module neige MORDOR global, on détériore encore les performances par rapport à celle de M4. On pourrait s'étonner que les performances ne soient pas plus dégradées en passant de quatre à un seul paramètre libre. Or, les modifications consistent à fixer les paramètres à des valeurs médianes, et non à les supprimer purement et simplement. Ce choix de conservation des processus avec des valeurs "acceptables" leur permet d'assurer une efficacité minimale de la prise en compte de la neige. Il n'en serait pas de même si on éliminait complètement les processus.

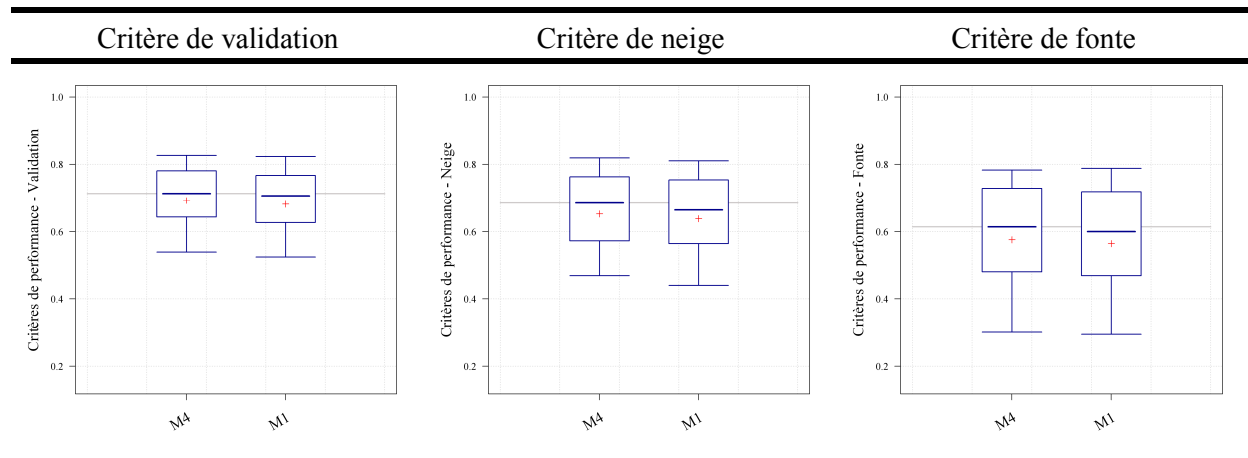


Tableau 17 : Comparaison des performances obtenues avec le module neige M4, MORDOR à 4 paramètres libres et une version M1, à un seul paramètre libre (à savoir C_{T_F}).

7- Tableau comparatif final

Le Tableau 18 récapitule l'ensemble des performances moyennes des dix modules neige testés au cours de cette étude en réduisant progressivement le nombre de degrés de liberté. Nous avons ajouté les performances du module neige MORD0 conservant la structure initiale mais où les paramètres ont été fixés, ainsi que les performances du module CemaNeige développé au cours de la thèse. Les performances moyennes de MORD10 sont systématiquement supérieures à celles des autres routines. Néanmoins, MORD6 et MORD4 présentent des valeurs très similaires par rapport à la version à 10 paramètres. Enfin, la version MORD0, sans aucun degré de liberté présente des performances dégradées par rapport aux autres versions du tableau.

Version	Degrés de liberté	Validation	Neige	Fonte
MORD10	10	0.698	0.660	0.582
MORD6	6	0.697	0.659	0.580
MORD4	4	0.692	0.652	0.576
« $K_f = 3.12$ »	3	0.680	0.613	0.543
« $DT_p = 1.27$ »	3	0.675	0.605	0.534
« $DT_F = 0.36$ »	3	0.679	0.611	0.541
« $K_f + DT_p$ »	2	0.686	0.644	0.569
« $K_f + DT_F$ »	2	0.689	0.649	0.578
« $DT_p + DT_F$ »	2	0.684	0.640	0.565
MORD1	1	0.681	0.638	0.565
MORD0	0	0.651	0.587	0.509
CemaNeige	2	0.692	0.653	0.582

Tableau 18 : Performances moyennes des différentes versions testées au cours de cette étude, avec le modèle hydrologique GR4J. Classement par ordre décroissant de degrés de liberté des versions du module neige de MORDOR global et ajout des performances moyennes du module CemaNeige.

8- Synthèse

Le passage d'un module neige MORDOR global de dix à six paramètres libres (les quatre autres étant neutralisés ou fixés) conduit à des performances quasi-identiques en termes d'efficacité quelle que soit la période sur laquelle le critère est calculé, et ce pour les quatre modèles hydrologiques testés. Une nouvelle simplification pour arriver à une version à quatre paramètres libres conduit également à des performances très proches de celles de M10.

La supériorité du module MORDOR à 10 paramètres ne vient donc pas d'une prise en compte de processus "oubliés" par les autres modules neige, ni d'un grand nombre de degrés de liberté, mais bien de sa construction propre. Celle-ci peut évoluer vers une version plus parcimonieuse à quatre paramètres mais tout aussi robuste.

Nous rappelons qu'il est intéressant de conserver le processus d'évolution spatiale de la couverture neigeuse au sol, même s'il est possible de fixer la vitesse d'évolution sans perte de performance ($EX_{Pneige} = 0.5$).

Les différents tests portant sur les quatre paramètres restants montrent qu'il devient plus délicat de déterminer des valeurs *a priori* pour ces derniers sans risquer de dégrader plus fortement les performances. Néanmoins, un résultat assez surprenant souligne qu'en fixant le facteur de fonte à une valeur proche de 3 mm/°C pour tous les bassins, les performances ne sont que très faiblement dégradées sur notre échantillon. Or, ce paramètre est invariablement laissé libre dans tous les autres modules neige de la littérature. Dans MORDOR global, il semble que les paramètres de décalage de la température, et plus particulièrement DT_p (décalage de la température avant éclatement des précipitations) jouent un rôle pivot dans le traitement de la composante nivale.

Finalement, même si le facteur de fonte est important, les éléments qui semblent essentiels au module neige MORDOR global sont les paramètres régissant les températures, que ce soit pour des décalages par rapport aux données d'entrée comme DT_p , voire DT_F , ou pour prendre en compte l'inertie thermique comme C_{T_F} .

9- Comparaison des versions à 10 et 4 paramètres libres

MORDOR 10 paramètres

MORDOR 4 paramètres

Répartition Pluie / Neige

Calcul de la température seuil de détermination pluie / neige

$$T_{seuil} = (1 - ptjp1) \times T(j) + ptjp1 \times T(j-1) + DT_p \quad | \quad T_{seuil} = 0.7 \times T(j) + 0.3 \times T(j-1) + DT_p$$

Calcul de la fraction liquide de précipitation et des quantités respectives de pluie et de neige

$$f_p = \frac{\arctan\left\{\frac{T_{seuil} - fp1}{fp2} + fp3\right\}}{fp4}$$

$$P_L = f_p \times P(j)$$

$$P_G = P(j) - P_L$$

Accumulation et Mise à jour des états internes du module

Accumulation dans le stock de neige

$$G(j) = G(j-1) + P_G$$

Calcul de la température du manteau neigeux

$$\text{Si } T(j) < T_G(j) \rightarrow pst = 1/pnfr, \text{ sinon } pst = pnfr$$

$$T_G(j) = \frac{G(j-1) \times pst \times T_G(j-1) + P_G \times T(j)}{G(j-1) \times pst + P_G}$$

$$T_G(j) = \frac{G(j-1) \times T_G(j-1) + P_G \times T(j)}{G(j-1) + P_G}$$

Calcul de la fraction enneigée du bassin

$$fnts(j) = 1 - \frac{\arctan\left\{\frac{T_G(j) + DT_p - fp1}{fp2}\right\} + fp3}{fp4}$$

Calcul de la température de fonte

$$T_f(j) = \frac{C_{T_f} \times T_f(j-1) + (1 - C_{T_f}) \times T(j) \times \left(1 + \frac{P}{prft}\right)}{C_{T_f} + (1 - C_{T_f}) \times \left(1 + \frac{P}{prft}\right)}$$

$$T_f(j) = C_{T_f} \times T_f(j-1) + (1 - C_{T_f}) \times T(j)$$

MORDOR 10 paramètres

MORDOR 4 paramètres

Fonte du manteau

Ré-évaluation du paramètre eft

$$\text{Si } P(j) < 0.05 \rightarrow DT_F = DT_F + Ibt$$

$$Ibt = 0$$

Calcul de la fonte superficielle

Fonte superficielle si $T_f(j) + DT_F > T_G(j) + DT_P$

$$\text{Calcul de la fraction enneigée qui ne fondra pas : } fnt = 1 - \frac{\arctan\left\{\frac{T_f(j) + DT_F - fp1}{fp2}\right\} + fp3}{fp4}$$

$$F_s = K_f \times (fnts - fnt) \times (T_f(j) + DT_F - T_G(j) - DT_P)$$

Calcul de la fonte à la base du manteau

$$F_b = K_{f_base} \times P_{enneigé}$$

$$F_b = 0.2 \times p_{enneigé}$$

Calcul de la fonte totale

$$\text{Si } G(j) < (F_s + F_b) \rightarrow FONTE = G(j) \text{ sinon } FONTE = (F_s + F_b)$$

Mise à jour des états internes du module neige

Si toute la neige a fondu

$$P_{enneigé} = 0 \text{ et } T_G(j) = fp2 \times \{\tan(fp4 - fp3)\} + fp1 - DT_P$$

Si le stock de neige est non nul

$$P_{enneigé} = P_{enneigé} \times \left(\frac{G(j)}{G(j-1)}\right)^{EX_{pneige}}$$

$$P_{enneigé} = P_{enneigé} \times \sqrt{\frac{G(j)}{G(j-1)}}$$

$$T_G(j) = fp2 \times \{\tan(fp4 \times (1 - P_{enneigé}) - fp3)\} + fp1 - DT_P$$

Lame d'eau écoulée

Somme des quantités d'eau liquide issues de la routine de neige

$$LAME_{liquide} = P_L + FONTE$$

Les grandeurs entourées sont les processus qui ont été fixées ou éliminées lors du passage de la version MORD10 à MORD4.

Annexe G.

Notations utilisées tout au long du manuscrit

Nomenclature	Définition	Unité	Type
α_R	Coefficient de rayonnement	mm / (W.m ⁻²)	Paramètre
B	Coefficient de qualité thermique de la neige (compris entre 0.95 et 0.97)	-	Paramètre
$\beta_{altitude}$	Correction altitudinale de précipitation optimisée pour chaque pays (cf. chapitre 6)	m ⁻¹	Entrée
C_{T_G}	Coefficient de pondération de l'état thermique du manteau (entre 0 et 1)	-	Paramètre
C_{eau}	Chaleur spécifique de l'eau (4.20 kJ.kg ⁻¹ .°C ⁻¹)	kJ.kg ⁻¹ .°C ⁻¹	Constante physique
C_G	Coefficient correctif des précipitations solides	-	Paramètre
C_L	Coefficient correctif des précipitations liquides	-	Paramètre
$CoeffG$	Coefficient pondérant l'influence de la quantité de neige dans le calcul de l'état thermique du stock	mm	Paramètre
C_{RE}	Capacité de rétention d'eau liquide dans le manteau (entre 0 et 1)	-	Paramètre
$eT_G(z, j)$	Etat thermique du manteau neigeux	°C	Etat
$ETP(j)$	Evapotranspiration potentielle	mm	Entrée
$ETP_f(j)$	Lame d'eau qu'il aurait été possible d'évaporer avec l'énergie mobilisée pour la fonte	mm	Calculée
$ETR(j)$	Evapotranspiration réelle	mm	Calculée
$FONTE(z, j)$	Lame de fonte	mm	Calculée
$F_{base}(z, j)$	Lame de fonte à la base du manteau	mm	Calculée
$F_{pluie}(z, j)$	Lame de fonte induite par la pluie	mm	Calculée
$F_{pot}(z, j)$	Lame de fonte potentielle, c'est-à-dire maximale	mm	Calculée
$FracNeige(z, j)$	Fraction solide des précipitations (entre 0 et 1)	-	Calculée
$G(z, j)$	Etat du stock de neige	mm	Etat interne
$G_L(z, j)$	Quantité d'eau liquide contenue dans le stock de neige	mm	Etat interne
$G_{max}(an)$	Stock maximal de neige modélisé par le module neige pour une année an donnée	mm	Calculée
G_{seuil}	Quantité de neige au-dessus de laquelle toute la surface d'un bassin donné est recouverte de neige	mm	Paramètre
G_{50}	Médiane des $G_{max}(an)$ sur le nombre d'années disponibles	mm	Calculée
K_f	Facteur de fonte	mm.°C ⁻¹	Paramètre
K_{f_base}	Lame d'eau fondue à la base du manteau quand toute la surface est recouverte de neige	mm	Paramètre
K_{regel}	Facteur de regel de l'eau liquide contenue dans le manteau neigeux	mm.°C ⁻¹	Paramètre

Nomenclature	Définition	Unité	Type
L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'eau (valeur usuelle de 2501 kJ.kg^{-1} à 0°C)	kJ.kg^{-1}	Constante physique
L_f	Chaleur latente de fusion de la glace (valeur usuelle de 334 kJ.kg^{-1} à 0°C)	kJ.kg^{-1}	Constante physique
$Lame_eau(z, j)$	Quantité d'eau liquide s'écoulant du module neige (somme de la pluie liquide et de la fonte)	mm	Calculée
N_z	Nombre de bandes d'altitude considérées	-	Paramètre
$p_{enneigé}(z, j)$	Pourcentage de bassin ou de zone enneigé(e)	-	Calculée
$P(z, j)$	Précipitations totales	mm	Entrée
$P_G(z, j)$	Quantité de neige	mm	Calculée
$P_L(z, j)$	Quantité de pluie	mm	Calculée
ρ_G	Densité de la neige (évolue avec l'état du manteau ; 500 kg.m^{-3} pour un manteau neigeux mûr)	kg.m^{-3}	Constante physique
ρ_w	Densité de l'eau (1000 kg.m^{-3})	kg.m^{-3}	Constante physique
$QteN_{BV}$	Cumul annuel moyen de neige pour un bassin BV	mm	Calculée
$Ray(j)$	Radiation extraterrestre (utilisant la latitude et le jour julien)	W.m^{-2}	Calculée
$Regel(z, j)$	Quantité d'eau liquide qui regèle dans le manteau	mm	Calculée
$\theta_{altitude}$	Gradient altitudinal de température optimisé pour chaque pays (cf. chapitre 5)	$^\circ\text{C}/100\text{m}$	Entrée
$T(z, j)$	Température moyenne de l'air	$^\circ\text{C}$	Entrée
$T_{\min}(z, j)$	Température minimale de l'air	$^\circ\text{C}$	Entrée
$T_{\max}(z, j)$	Température maximale de l'air	$^\circ\text{C}$	Entrée
T_f	Température de fonte	$^\circ\text{C}$	Paramètre
T_{Gseuil}	Température seuil contrôlant le déclenchement de la fonte en fonction de l'état thermique du manteau	$^\circ\text{C}$	Paramètre
T_{seuil}	Température seuil de répartition pluie / neige	$^\circ\text{C}$	Paramètre
T_{50}	Température pour laquelle 50% des précipitations tombent sous forme solide.	$^\circ\text{C}$	Paramètre
ΔT_s	Intervalle de température (autour de T_{50}) pour lequel un mélange pluie-neige existe	$^\circ\text{C}$	Paramètre
V_{\min}	Vitesse minimale de fonte (quand le stock de neige est très faible)	-	Paramètre
Z_{med_BV}	Altitude médiane d'un bassin donné	m	Entrée
Z_{\min}	Altitude minimale d'un bassin donné	m	Entrée
Z_{\max}	Altitude maximale d'un bassin donné	m	Entrée
Z_z	Altitude médiane de la zone d'altitude z donnée	m	Entrée

