



**UNIVERSITÉ DE LORRAINE**  
U.F.R. Sciences Humaines et Sociales  
LOTERR – Centre de recherche en géographie (EA 7 304)  
École doctorale Fernand Braudel (ED 411)

**UNIVERSITÉ DE LIÈGE**

Faculté des Sciences Appliquées

HECE – Hydraulics in environmental and civil engineering

Collège doctoral en Architecture, Génie civil et Géologie



Thèse  
Pour obtenir le grade de  
**Docteur de l'Université de Lorraine (Mention Géographie)**  
**Docteur de l'Université de Liège (Mention Sciences Appliquées)**

***Aléa climatique et débits des cours d'eau dans le bassin  
transnational de la Meuse***

-

***Co-variabilité, changements possibles et impact sur les  
débordements***

Présentée et soutenue publiquement par  
Benjamin GRELIER  
le 1<sup>er</sup> décembre 2017

Thèse réalisée en co-tutelle sous la direction de  
**Gilles DROGUE** (Université de Lorraine) et  
**Michel PIROTON** (Université de Liège)

Jury :

**Sylvain BIGOT**, Professeur à l'Université de Grenoble Alpes (rapporteur)  
**Benjamin DEWALS**, Professeur à l'Université de Liège (examinateur)  
**Gilles DROGUE**, Maître de Conférences HDR à l'Université de Lorraine (directeur de thèse)  
**Emmanuèle GAUTIER**, Professeure de l'Université Paris 1 (rapporteuse)  
**Claire LANG-DELUS**, Maître de conférences à l'Université de Lorraine (examinatrice)  
**Michel PIROTON**, Professeur à l'Université de Liège (co-directeur de thèse)

À mes parents et mes quatre sœurs et frère.



# Remerciements

Je veux adresser mes premiers remerciements à Gilles Drogue (LOTERR - Université de Lorraine), qui m'a proposé il y a trois ans et demi ce projet de thèse. J'ai répondu favorablement à sa proposition, et n'ai pas été déçu ! Il a toujours été présent pendant mes trois ans de doctorat pour m'accompagner dans mes travaux, répondre à mes interrogations, m'initier à ses disciplines de prédilection. Toujours très réactif, il a rendu mon environnement de doctorant très motivant. Il m'a également énormément aidé et conseillé pour la rédaction de ce manuscrit. Merci Gilles !

Je dois ensuite remercier très chaleureusement Michel Piroton (HECE - Université de Liège), qui a accepté de co-diriger ma thèse. Il m'a accueilli au sein de son équipe, du HECE, à Liège à plusieurs reprises pour des réunions de cadrage, mais aussi pour un séjour de six mois, qui m'a été très bénéfique. Pierre Archambeau, du HECE, doit aussi être sincèrement remercié. En tant que co-cadrant, il a largement participé à ces travaux, à la fois d'un point de vue pratique, mais aussi beaucoup sur les questionnements et les pistes de recherche. Tous deux ont été très investis dans mon sujet de thèse et ont tout mis en œuvre pour que j'atteigne au mieux les objectifs de travail. Ils m'ont aussi aidé à la rédaction de ce manuscrit, en m'apportant de nombreux commentaires et suggestions. Au HECE, j'ai beaucoup appris, et malgré que je ne sois pas hydraulicien, j'espère avoir pu y apporter quelque chose. Quoi qu'il en soit, je conserverai un très bon souvenir de mon séjour à Liège. Merci à vous deux !

Je tiens à remercier également Emmanuèle Gautier, professeure en Géographie à l'Université Paris 1, et Sylvain Bigot, professeur en Géographie à l'Université Grenoble Alpes, qui ont accepté de rapporter cette thèse. J'adresse aussi mes remerciements à Claire Lang-Delus, maître de conférences en Géographie à l'Université de Lorraine et Benjamin Dewals, professeur en Sciences Appliquées à l'Université de Liège pour avoir accepté d'examiner mes travaux de thèse.

J'adresse aussi mes remerciements à l'École doctorale Fernand Braudel de l'Université de Lorraine, qui m'a donné l'opportunité de réaliser cette thèse en m'octroyant un contrat doctoral de trois ans. Merci en particulier à Aude Mezziani, qui est toujours été disponible pour l'ensemble des

démarches administratives.

En plus de mes directeurs et encadrant, je pense aussi à toutes les personnes qui ont fait mon quotidien de travail durant ces trois ans, à la fois dans le couloir de la Géo à Metz, et celui du HECE à Liège. Pour des outils, données, idées, discussions, ou simplement les bons moments partagés, mes remerciements vont à Anatole, Liese, Sabrina, Wiem, Frédérique, Nicolas, Luc, Didier, Sébastien, Emmanuel, Benoît, Claire, Mathias, Grégory Marie-France, Marie-Françoise, Dominique, Vincent pour les messins (et aussi aux doctorants de Géo à Nancy, Kamila, Mickaël, Julien) ; et à Louis, Martin, Maurine, Ismaël, Frédéric, Hamid, Velia, Diana, Benjamin Dewals, Sébastien Erpicum, Laurence Defrère, pour les liégeois.

L'EPAMA avait dès le début du doctorat été intéressé par la problématique de la thèse. Je remercie particulièrement Émilie Gernez, qui a été notre interlocutrice à l'EPAMA, et nous a consacré du temps à Sabrina et moi, pour nous expliquer leur travail, et nous montrer sur le terrain certaines de leurs réalisations. Merci également à Xavier Caron et Sébastien Delahaie, directeurs successifs de l'EPAMA, pour avoir porté de l'intérêt à mes travaux. Merci aussi à toute l'équipe pour leur accueil lors de nos quelques venues dans leurs locaux à Charleville-Mézières.

Je remercie également les personnes suivantes :

- Delphine Pontignie, de la Direction générale opérationnelle de la Mobilité et des Voies hydrauliques du Service Public de Wallonie (SPW), pour m'avoir fourni les données de courbes de tarage des stations hydrométrique de l'Ourthe à Hotton, Durbuy et Tabreux,
- l'Institut Royal Météorologique (IRM) de Belgique pour m'avoir fourni les données de précipitations, température et évapotranspiration potentielle pour le bassin de l'Ourthe,
- Albin Ullmann, MCF au Centre de Recherches de Climatologie (Université de Bourgogne), pour m'avoir fourni les données de pression au niveau de la mer et Z500 de 13 modèles de circulation générale issus du CMIP5,
- Daniel Rousseau, du Conseil Supérieur de la Météorologie français, pour m'avoir fourni les séries reconstituées de température de Paris,
- Didier François et Claire Delus, du LOTERR (Université de Lorraine), pour m'avoir mis à disposition leur base de données d'archives météorologiques.

Ensuite, je n'oublie pas tous les amies et amis avec qui j'ai partagé des bons moments durant cette période, qui sont venus à Nancy, et m'ont accueilli chez eux à Mulhouse, Paris, Montpellier, la Réunion, Saint-Gildas, ... Sans les nommer (ils sont trop nombreux ... !), il y a les copains du lycée, les compas, les copains de l'Istom, les copains de Nancy, les colocs du 26, et les colocs du 24 ! Merci pour vos encouragements, et tout simplement merci d'être là !

Puis, je dois adresser un merci inconditionnel à mes parents, et Caroline et Lorn, Anne-Sophie, Lucile et Guillaume, toujours présents et disponibles, entre Ensisheim, Strasbourg, Lyon, Nantes/Corcoué ou Battambang. Ça a toujours été un plaisir de revenir "à la maison" pour tous se retrouver. "À la maison" change d'endroit, mais le plaisir restera le même ! Merci aussi à ma famille plus large, de la part de qui j'ai régulièrement reçu des encouragements, en particulier mes grands-mères.

Un grand merci aussi à la belle-famille, Frédérique et Gilles, Papilou et Mamidou, Maxime, Laurent et Anne-Marie, Astrid, Thierry, Lili-Rose et Timéo. J'ai passé avec eux des très bons moments (et en passerai encore), pas uniquement mais souvent autour d'une table !

Enfin, et pas le moindre, merci à Mathilde, « *la lumière qui éclaire ma vie, chaque matin* », dicit elle-même ! Cependant, je ne peux pas la contredire, c'est bien ce qu'elle est ! J'espère avoir un jour l'occasion de la soutenir comme elle m'a soutenu pendant ces trois ans. Merci Mathilde.

# Résumé

Le changement climatique est un enjeu socio-environnemental planétaire qui réclame une adaptation des sociétés pour en compenser les effets négatifs et tirer parti au mieux de ses aspects positifs. Pour le cycle de l'eau, l'échelle du bassin versant s'impose comme l'échelle de travail pertinente. Nos recherches s'inscrivent dans ce cadre spatial et contribuent à l'adaptation du bassin transnational de la Meuse aux effets du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques (crues et étiages).

Pour étudier ces effets, l'approche adoptée est aléa-centrée. Une chaîne de modélisation descendante est mise en place sur deux sous-bassins contrastés de la Meuse : la Meuse à Saint-Mihiel (2543 km<sup>2</sup>, France) et l'Ourthe à Tabreux (1607 km<sup>2</sup>, Belgique). Le forçage climatique de cette chaîne est construit sur un continuum temporel s'étendant du Minimum de Maunder ( $\approx 1650$ ) à la fin du XXI<sup>e</sup> siècle. Les données climatiques proviennent, en projection, d'un ensemble de modèles de climat de l'expérience Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) forcés sous scénarios radiatifs RCP et sur la période historique, des climatologies en point de grille, disponibles dans la zone d'étude. L'agrégation des données passées et futures est réalisée à l'aide d'une fonction de transfert, exploitant le lien entre le gradient régional de pression et les variables de forçage climatique du débit (apports atmosphériques d'eau et d'énergie). Cette agrégation fournit une première estimation de la variabilité climatique potentielle sur les deux sous-bassins étudiés.

L'effet hydrologique de cette variabilité climatique potentielle est évalué de deux manières : i) à l'aide d'une méthode de transfert climat-écoulement par régression, qui prédit l'évolution de l'écoulement à l'exutoire du bassin à partir de l'information apportée par le gradient régional de pression. Les modèles de régression sont ajustés dans les conditions climatiques actuelles puis utilisés pour extrapoler l'écoulement à l'exutoire des bassins, grâce aux données de pression des modèles climatiques CMIP5 ; ii) à l'aide du lien entre le gradient régional de pression et les variables de forçage climatique de l'écoulement. Les modèles de régression obtenus sont suffisamment performants pour garantir, à l'échelle d'intérêt, une estimation robuste de la variabilité climatique potentielle.

Celle-ci est ensuite utilisée pour produire, par la méthode des anomalies, des scénarios clima-

tiques représentatifs adaptés au pas de temps de la modélisation pluie-débit (journalier). Le modèle pluie-débit testé (GR4J) fait l'objet d'une procédure de calage climatiquement robuste. Cette étape aboutit à une première estimation de la sensibilité des deux sous-bassins aux changements climatiques prescrits.

Dans le but d'étudier l'effet du changement climatique sur l'hydraulique de rivière, la chaîne de modélisation est complétée par le modèle hydraulique WOLF 1D. Celui-ci est paramétré et validé sur un tronçon de l'Ourthe. Les conditions aux limites du modèle sont ensuite forcées à l'aide des scénarios climatiques représentatifs pour évaluer l'effet du changement climatique sur le débordement du cours d'eau. Dans un premier temps, celui-ci est caractérisé sous forme de séquences de débordement déterminées à partir des hauteurs d'eau simulées. Ensuite, pour dépasser les limites de WOLF 1D en plaine inondable, le premier débit débordant fait l'objet d'une analyse débit-durée-fréquence (QdF), renseignant sur l'évolution potentielle des débordements sous climat contrasté.

Au final, nos travaux de recherche fournissent un cadre d'analyse original des effets du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en échantillonnant le changement climatique à partir de séries climatiques passées et futures. La chaîne de modélisation aléa-centrée ouvre la perspective de tester des stratégies d'adaptation adaptées à des conditions climatiques contrastées et contribue ainsi, à rendre les bassins versants plus résilients.

**Mots clés :**

Variabilité climatique ; bassin transnational de la Meuse ; aléas hydrologiques ; débordement de cours d'eau ; adaptation au changement climatique ; rivière Meuse ; rivière Ourthe.



# Abstract

**Title :** Climate hazard and streamflow discharges in the transnational Meuse river basin. Co-variability, possible changes and impact on river overflowing

Climate change is a global socio-environmental concern which requires adaptation from human societies in order to compensate negative effects and to take benefit from positive effects. Our research is studying water cycle at the catchment scale and contribute to the adaptation of the transnational Meuse basin to the effects of climate change on hydrological extremes (floods and low flows).

To this aim, we adopted a hazard-centered approach. A top-down modelling chain has been set up on two contrasted sub-basins of the Meuse river : the Meuse river at Saint-Mihiel (2543 km<sup>2</sup>, France) and the Ourthe river at Tabreux (1607 km<sup>2</sup>, Belgium). The climate forcing of the chain is constructed on a temporal continuum ranging from the Maunder Minimum ( $\approx$  1650 A.D.) to the end of the 21st century. For the future, climate data are provided by an ensemble of GCMs run in the framework of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) and forced with RCP radiative scenarios. For the historical period, gridded data available in the study area are used. Blending past and future climate data is obtained through a transfer function, linking the pressure gradient force to climate forcing variables of catchment streamflow (i.e. atmospheric water and energy supplies). Aggregation of climate data provides a first estimation of potential climatic variability for the two studied sub-basins.

The hydrological effect of this potential climatic variability is evaluated in two ways : i) through a regression climate-streamflow transfer function which predicts the streamflow at the outlet of a catchment with the information provided by the pressure gradient force. Regression models are fitted in present climate conditions and used further to extrapolate the streamflow at the outlet of a catchment with CMIP5 GCMs data ; ii) through the link between the pressure gradient force and climate forcing variables of streamflow. Regression models are efficient enough to provide robust estimation of the

potential climate variability at the scale of interest.

The delta-change approach is then applied to potential climate variability to get representative climate scenarios at a daily time step relevant for rainfall-runoff modelling. The tested rainfall-runoff model (GR4J) is calibrated through a climatically robust method. This step gives a first estimation of the two sub-basins sensibility to prescribed climate changes.

In order to evaluate the effect of climate change on hydraulic behavior of a river, the modelling chain has been completed with the WOLF 1D hydraulic model. It has been parameterized and validated for a section of the Ourthe river. Boundary conditions were forced with representative climate scenarios to evaluate the climate change effect on overflowing. In a first step, the latter is characterized through overflowing sequences determined through simulated water levels. Then, to overcome the limits of the WOLF 1D model in flood-prone area, the flow-duration-frequency behavior of the first overflowing streamflow is studied to show the overflowing evolution under climate change.

In the end, our work provides an original framework for studying climate change effect on hydrological extremes through a sampling of climate changes with past and future climate series. The use of a hazard-centered modelling chain is a first step toward adaptation strategies suited for contrasted climate conditions. This contributes in turn to make catchment more resilient.

**Keywords :**

Climate variability ; transnational Meuse river basin ; hydrologic hazards ; river overflow ; climate change adaptation ; Meuse river ; Ourthe river.

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>iv</b>
<b>Résumé</b>	<b>vii</b>
<b>Abstract</b>	<b>ix</b>
<b>Table des matières</b>	<b>xv</b>
<b>Introduction générale</b>	<b>1</b>
<b>I Problématique scientifique et contexte d'étude</b>	<b>4</b>
<b>Introduction</b>	<b>5</b>
<b>1 Problématique du changement climatique dans la gestion des aléas hydrologiques</b>	<b>7</b>
1.1 Risques et aléas hydrologiques . . . . .	7
1.2 Problématique du changement climatique face aux aléas hydrologiques . . . . .	10
1.2.1 Description du changement climatique . . . . .	10
1.2.2 Évaluation du changement climatique d'origine anthropique . . . . .	12
1.2.3 Changement climatique d'origine anthropique et aléas hydrologiques . . . . .	15
1.3 Dimension appliquée de la thèse : vers une meilleure intégration du changement climatique dans les documents de gestion des risques hydrologiques . . . . .	17
1.3.1 Quelle prise en compte du changement climatique dans les documents de gestion des risques hydrologiques ? . . . . .	18
1.3.2 Comment prendre en compte l'effet du changement climatique sur les aléas hydrologiques ? . . . . .	21
1.4 Organisation générale de la thèse . . . . .	23

<b>2</b>	<b>Le bassin transnational de la Meuse</b>	<b>26</b>
2.1	Caractéristiques générales . . . . .	26
2.2	Les risques hydrologiques dans le bassin de la Meuse . . . . .	28
2.3	Choix des terrains d'étude . . . . .	31
2.3.1	La Meuse à Saint-Mihiel . . . . .	32
2.3.2	L'Ourthe à Tabreux (Belgique) . . . . .	33
<b>II</b>	<b>Contribution à l'étude des impacts du changement climatique sur l'hydrologie dans le bassin de la Meuse</b>	
	<b>Étude de cas sur les sous-bassins de la Meuse à Saint-Mihiel (France) et de l'Ourthe à Tabreux (Belgique)</b>	<b>36</b>
	<b>Introduction</b>	<b>37</b>
<b>3</b>	<b>Correction des champs de pression atmosphérique des MCGs</b>	<b>40</b>
3.1	Quelle méthode de correction ? . . . . .	40
3.1.1	Présentation des données . . . . .	40
3.1.2	Benchmarking des méthodes de débiaisage . . . . .	45
3.2	Procédure de débiaisage utilisée . . . . .	49
3.2.1	Identification des biais . . . . .	49
3.2.2	Méthode de correction des données de pression des MCG . . . . .	54
3.3	Résultats . . . . .	57
3.3.1	Pseudo-validation des fonctions de correction . . . . .	57
3.3.2	Correction des données simulées en projection . . . . .	60
3.4	Synthèse . . . . .	65
<b>4</b>	<b>1<sup>re</sup> approche : méthode de transfert climat-écoulement par régression</b>	<b>69</b>
4.1	Introduction . . . . .	69
4.2	Données et méthodes . . . . .	71
4.2.1	Quels indices atmosphériques pour étalonner le transfert climat-écoulement ? . . . . .	73
4.2.2	Données de pression atmosphériques CMIP5 . . . . .	76
4.2.3	Les indices d'écoulement . . . . .	77
4.2.4	Modélisation de la fonction de transfert climat-écoulement . . . . .	80
4.3	Résultats . . . . .	83
4.3.1	Caractéristiques des régressions PLS . . . . .	83
4.3.2	Caractéristiques des régressions linéaires multiples (RLM) . . . . .	85

4.3.3	Extrapolation climatique des indices d'écoulement . . . . .	91
4.4	Discussion . . . . .	94
4.5	Conclusion . . . . .	96
<b>5</b>	<b>2<sup>e</sup> approche : du climat à l'écoulement <i>via</i> les apports atmosphériques d'eau et d'énergie et la transformation pluie-débit</b>	<b>98</b>
5.1	Fonctions de transfert . . . . .	99
5.1.1	Données utilisées . . . . .	99
5.1.2	Régression linéaire multiple . . . . .	102
5.1.3	Résultats des régressions . . . . .	105
5.1.4	Comparaison avec des séries observées et reconstituées . . . . .	122
5.2	Échantillonnage du changement climatique . . . . .	130
5.2.1	Déploiement des fonctions de transfert et analyse de la variabilité saisonnière	130
5.2.2	Élaboration des scénarios climatiques (séries mensuelles) . . . . .	137
5.2.3	Sélection des scénarios représentatifs . . . . .	143
5.3	Modélisation hydrologique . . . . .	152
5.3.1	Présentation des données et du modèle utilisé . . . . .	152
5.3.2	Procédure de calage climatiquement robuste . . . . .	154
5.3.3	Modélisation et résultats . . . . .	160
5.4	Synthèse . . . . .	177
	<b>Conclusion</b>	<b>180</b>
	 <b>III Débordement de rivière et changement climatique</b>	
	<b>Application au bassin de l'Ourthe</b>	<b>183</b>
	<b>Introduction</b>	<b>184</b>
<b>6</b>	<b>Test de WOLF 1D en période de référence (climat actuel)</b>	<b>185</b>
6.1	Introduction . . . . .	185
6.2	Zone d'étude et objectifs . . . . .	187
6.2.1	L'Ourthe entre Hotton et Tabreux . . . . .	187
6.3	Données et méthodes . . . . .	193
6.3.1	Hydrographie du tronçon . . . . .	193
6.3.2	Établissement de la condition limite amont . . . . .	194
6.3.3	Établissement de la condition limite aval . . . . .	201
6.3.4	Présentation du modèle WOLF 1D . . . . .	203

6.3.5	Apports et limites du modèle 1D . . . . .	206
6.3.6	Méthode de calage du modèle hydraulique . . . . .	207
6.4	Résultats du calage du modèle hydraulique . . . . .	208
6.4.1	Débits simulés . . . . .	208
6.4.2	Altitudes de surface libre . . . . .	214
6.4.3	Comparaison avec le modèle WOLF 2D . . . . .	220
6.5	Calage de GR4J aux stations hydrométriques . . . . .	226
6.6	Synthèse . . . . .	229
<b>7</b>	<b>Analyse du débordement</b>	<b>231</b>
7.1	État de l'art . . . . .	231
7.2	Établissement des séquences de débordement . . . . .	233
7.2.1	Méthode d'identification du débordement . . . . .	233
7.2.2	Comparaison des débordements entre modèles WOLF 1D et WOLF 2D . . .	237
7.2.3	Sensibilité au pas de temps des données simulées . . . . .	242
7.2.4	Sensibilité au seuil de mailles débordantes dans un bloc . . . . .	245
7.2.5	Généralisation de la relation débit - séquences de débordement . . . . .	247
7.3	Impacts potentiels du changement climatique sur les séquences de débordements . .	248
7.3.1	Premiers débits débordants . . . . .	249
7.3.2	Fréquence des séquences de débordement . . . . .	250
7.3.3	Durée des séquences de débordement . . . . .	251
7.3.4	Discussion de l'analyse sur les séquences de débordement . . . . .	256
7.4	Apport de l'analyse débit-durée-fréquence à l'étude du débordement . . . . .	257
7.4.1	Construction des séries de débits . . . . .	257
7.4.2	Analyse QdF . . . . .	264
7.5	Synthèse . . . . .	275
	<b>Conclusion</b>	<b>277</b>

<b>Conclusion générale</b>	<b>279</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>282</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>299</b>
<b>A Courbes d’optimalité (critère RMSE) des modèles de régression obtenus par régression pas à pas.</b>	<b>300</b>
<b>B Comparaison des séries de précipitations et de températures prédites par régression sur le GRP avec des séries d’observations climatiques et des séries climatiques reconstruites</b>	<b>303</b>
B.1 Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel . . . . .	304
B.2 Bassin de l’Ourthe à Tabreux . . . . .	312
<b>C Construction des séries de débits sup-seuil pour les durées 12 h, 1 j, 2 j, 5 j.</b>	<b>320</b>
C.1 Calcul du critère de durée inter-crues $\delta$ . . . . .	321
C.2 Calcul du critère de redescente inter-crues $\alpha$ . . . . .	323
C.3 Test de stationnarité du processus d’occurrence des crues supérieures à un seuil . . .	327
<b>Liste des figures</b>	<b>342</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>345</b>

# Introduction générale

Le changement climatique est devenu depuis quelques décennies une problématique de premier plan à l'échelle de la planète, et gagne peu à peu en intérêt, en particulier à l'échelle intergouvernementale. Le GIEC (groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat), créé en 1988, et plus récemment, la forte médiatisation des COP (conférences des parties, rattachées à l'organisation des Nations Unies, ONU, et initiées en 1995), rassemblant des chefs d'États de très nombreuses nations (195 États signataires de l'Accord de Paris en 2015), en témoignent. Ces dynamiques montrent la nécessité d'intégrer rapidement la problématique du changement climatique à une multitude d'aspects de la vie des sociétés. Celles-ci, du fait de changements significatifs projetés (GIEC, 2014), pourraient en effet en subir des impacts majeurs.

Face au changement climatique, deux postures sont possibles : l'atténuation et l'adaptation. Les changements observés et projetés sont en effet diagnostiqués en grande partie comme une conséquence des activités humaines, ayant entraîné dans le passé une augmentation des concentrations de gaz à effet dans l'atmosphère depuis le XXe siècle (Hegerl et Cubasch, 1996; GIEC, 2014). L'atténuation consiste alors à agir sur les cause en minimisant la perturbation anthropique des processus climatiques. De manière simple, les politiques publiques agissant dans ce sens veulent impulser la réduction des émissions d'origine anthropique des gaz à effet de serre et aérosols. Si ces dynamiques sont nécessaires, les rejets déjà émis, du fait d'un temps de séjour long dans la machine climatique, sont et seront potentiellement responsables de perturbations. La seconde posture, celle de l'adaptation, intervient alors sur les conséquences du changement climatique et vise à en réduire ses impacts sur les activités humaines, mais également sur les environnements naturels.

Dans les faits, la notion d'adaptation s'est affirmée dans les discours des décisionnaires plus récemment que celle de l'atténuation : à l'échelle internationale, c'est le Plan d'actions de Bali, en 2007, qui instaure l'adaptation parmi les quatre « *fondements du renforcement de la réponse mondiale aux changements climatiques* <sup>1</sup> » aux côtés de l'atténuation (ainsi que des transferts de technologie et du financement nécessaires pour atteindre les objectifs). De son côté, l'atténuation était auparavant le

---

1. Source : Portail du changement climatique des Nations Unies : <http://www.un.org/fr/climatechange/negotiations.shtml>



point d'entrée principal des accords internationaux sur le changement climatique, à l'image du Protocole de Kyoto, adopté en 1997.

Si l'atténuation s'organise principalement à une échelle nationale et supra-nationale (relative à l'échelle planétaire du système climatique et à la coordination des États), l'adaptation est mobilisable par les communautés locales et peut par conséquent concerner un maillage beaucoup plus fin (sur lesquels les impacts du changement climatique peuvent se ressentir). Richard (2016) suggère d'ailleurs comme nécessaire la déclinaison des politiques d'adaptation à des échelles territoriales locales (régionales, type bassin de vie par exemple). Par « *la mise en débat des priorités locales autour des valeurs, des enjeux et des stratégies de développement territorial* », et la « *définition collective des objectifs d'ACC du territoire (qu'est-ce que l'on cherche à maintenir ? qu'est-ce que l'on cherche à transformer ?)* », les stratégies locales de l'adaptation aux changements climatiques seraient plus cohérentes (Richard, 2016).

Partant de ces ambitions, les approches des sciences sociales peuvent contribuer à apporter des réponses aux questionnements mentionnés par Richard (2016). Ces approches interrogent notamment la vulnérabilité (Magnan, 2014), dans ses formes sociale et biophysique (Quenault *et al.*, 2011; Reghezza-Zitt, 2013) et la résilience, cette notion étant toutefois soumise à un flou polysémique (Dovers et Handmer, 1992; Reghezza-Zitt, 2013), et à controverse quant à son invocation dans les politiques publiques des territoires face aux impacts du changement climatique (Quenault, 2015).

Les approches physiques sont également nécessaires pour calibrer l'adaptation, afin de caractériser la nature des changements potentiels, et leur localisation. À la base de ces approches, il y a celles de la climatologie, cherchant à décrire et modéliser le système climatique pour en anticiper les évolutions potentielles. C'est l'objectif par exemple du projet CMIP5 (*5th Coupled Model Intercomparison Project*, Taylor *et al.*, 2012), dont les simulations ont été utilisées dans le dernier rapport d'évaluation du GIEC (2014). Transférées à la question des risques d'origine hydrologique, les projections nécessitent ensuite l'intervention des sciences de l'eau, en particulier l'hydrologie et l'hydraulique de rivière, dans le but de caractériser les aléas et leur évolution, qui pourraient entraîner des situations à risque.

Néanmoins, une des caractéristiques des projections climatiques est leur forte incertitude (Beven, 2016), engendrée notamment par l'incertitude liée à l'évolution des sociétés et leurs choix de développement dans le futur, et augmentée par l'incertitude épistémique. Cette incertitude gagne en amplitude lorsqu'on opère une descente d'échelle vers un niveau territorial plus fin et que l'on procède à des post-traitements pour la projection de variables d'intérêt hydrologiques. Terray et Boé (2013) parlent de cascade d'incertitude. Cette incertitude pose la question des scénarios à prendre en compte pour calibrer l'adaptation aux aléas hydrologiques et peut amener à l'inaction par peur de se tromper en agissant (Brown et Wilby, 2012).

La communauté scientifique a ainsi un rôle important à jouer dans une évaluation plus rigoureuse des projections et de leurs incertitudes, et la proposition de méthodes, ainsi que leur évaluation (Halle-gatte, 2009), en vue d'apporter des outils d'aide à la décision aux gestionnaires de l'eau. Dans ce sens, le « vivre avec » les incertitudes semble une attitude dont il n'est pas possible de se départir : Richard (2014), citant Dupuis (2010) indique que « *le contexte d'incertitudes par exemple, invite les sociétés technoscientifiques à devoir s'entraîner de plus en plus à intégrer l'inconcevable et se préparer à l'imprévisible* ».

C'est dans ce cadre de réflexion que s'inscrit notre travail. En nous concentrant sur les extrêmes hydrologiques (crues et étiages) dans le bassin transnational de la Meuse limité à la France et la Belgique, nous proposons de développer une chaîne de modélisation ayant pour ambition d'explorer la gamme des changements climatiques possibles. Cette chaîne de modélisation a pour point de départ un échantillonnage du changement climatique qui sert à forcer un modèle pluie-débit et aboutit à la modélisation hydraulique, et finalement l'étude des débordement de cours d'eau. L'originalité de l'approche développée réside dans la génération d'un très grand nombre de scénarios climatiques, envisagés comme descripteurs de la variabilité climatique potentielle. Ils contribuent à instiller de la « bonne incertitude », *i.e.* « celle que l'on voudrait maximiser pour ne pas exclure de futurs possible <sup>2</sup> » dans l'étude d'impact hydrologique du changement climatique.

Pour parvenir à cet objectif général, la thèse comporte une première partie décrivant le contexte scientifique et géographique de l'étude. Un premier chapitre abordera les questions liées aux aléas hydrologiques dans un climat non stationnaire ainsi que l'organisation générale de nos travaux. Un second chapitre présente les terrains d'étude retenus.

La deuxième partie explore l'impact potentiel du changement climatique sur l'hydrologie de la Meuse, en testant la chaîne de modélisation développée sur deux sous-bassins de taille moyenne : le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (France) et le bassin de l'Ourthe à Tabreux (affluent de la Meuse wallonne en Belgique). Pour cela, le chapitre 3 présente le post-traitement (débiaisage) nécessaire des sorties de champs de pression du CMIP5. Ensuite, une première approche liant la variabilité atmosphérique à l'écoulement est décrite dans le chapitre 4. Une seconde méthode liant la variabilité atmosphérique aux variables climatiques de forçage hydrologique, puis à l'hydrologie de bassin par la modélisation pluie-débit est décrite dans le chapitre 5.

Enfin la troisième partie tire parti des résultats produits par la modélisation pluie-débit pour transférer les changements climatiques potentiels à l'hydraulique de rivière, en prenant comme terrain d'étude un tronçon de l'Ourthe. Le chapitre 6 présente la modélisation hydraulique mise en œuvre, et le chapitre 7 analyse les effets de scénarios climatiques représentatifs sur le débordement de rivière.

---

2. Source : Drias-les futurs du climat, <http://www.drias-climat.fr/accompagnement/sections/177>.

## **Première partie**

### **Problématique scientifique et contexte d'étude**

# Introduction

Le réchauffement climatique actuellement en cours est aujourd'hui considéré comme une problématique majeure par la communauté internationale et dont les répercussions à l'échelle locale pourraient être importantes et modifier durablement les conditions de vie des sociétés. Les projections du GIEC indiquent en effet une augmentation marquée des températures, associée à une perturbation du système climatique (GIEC, 2014). Les variables climatiques de forçage hydrologique, en particulier les précipitations et l'évapotranspiration seront à l'avenir potentiellement affectées (GIEC, 2013a). Les régimes hydrologiques des cours d'eau pourraient ainsi être sujets à des variations fortes en comparaison des valeurs de référence (*e.g.* Dayon, 2015, pour la France).

En lien avec l'hydrologie des cours d'eau, les aléas que sont les crues sont ceux qui engendrent les catastrophes naturelles les plus coûteuses sur le plan financier (EEA, 2010). À titre d'exemple, les crues de l'Argens et de la Nartuby (sud de la France) des 15 et 16 juin 2010 ont provoqué la mort de 23 personnes et engendré un coût matériel des dégâts supérieurs au milliard d'euros<sup>3</sup> ; à l'échelle européenne, les coûts engendrés par les inondations qui se sont produites entre 1998 et 2009 sont estimés à 52 milliards d'euros (EEA, 2010). À l'opposé, les étiages, représentent également un enjeu important, en particulier dans les zones densément peuplées, sur les questions de partage et d'approvisionnement en eau pour et entre tous les usagers. Ils peuvent aussi engendrer des coûts majeurs (Sinaba *et al.*, 2013).

Les risques hydrologiques, qui sont déjà une préoccupation majeure des sociétés et des décideurs (la directive européenne inondation en témoigne), pourraient être aggravés du fait de l'accentuation potentielle des extrêmes hydrologiques (*i.e.* des extrêmes plus extrêmes). Il y a donc une nécessité forte à prendre en compte les changements éventuels générés par les projections climatiques, en vue d'anticiper au mieux l'évolution des aléas hydrologiques.

Notre travail souhaite contribuer à ce questionnement. Pour cela, la partie qui suit introduit en préambule les notions de changement climatique, de risques et d'aléas hydrologiques, pour proposer

---

3. Source : Ministère français de la transition écologique et solidaire : <https://www.ecologique-solidaire.gouv.fr/prevention-des-inondations>

un approche de l'impact du changement climatique sur les crues et les étiages. Le terrain d'étude correspond au le bassin transnational de la Meuse, qui est ensuite présenté avant que nous délimitions le périmètre de notre étude à deux sous-bassins de la Meuse.

# Chapitre 1

## Problématique du changement climatique dans la gestion des aléas hydrologiques

### 1.1 Risques et aléas hydrologiques

Nous indiquons d'emblée le positionnement de la thèse vis-à-vis de la géographie du risque : nous proposons ici de nous intéresser aux aléas, notamment hydrologiques, et non aux autres composantes du risque. Néanmoins, malgré ce choix, il apparaît important de présenter succinctement la problématique du risque (et des quelques notions qui s'y rattachent), dans laquelle s'insèrent les aléas hydrologiques. La section qui suit tente ainsi d'apporter quelques éléments de présentation du « risque naturel » et de sa conceptualisation.

Le risque est une notion aujourd'hui largement utilisée dans de nombreux domaines : risque naturel, risque industriel, risque sécuritaire, risque psychologique, ... De manière général, le risque peut être qualifié comme la possibilité que survienne une catastrophe (celle-ci étant en conséquence la réalisation du risque). Néanmoins, c'est une thématique qui mobilise de nombreuses disciplines, et différentes acceptations coexistent dans les disciplines du risque.

Nous abordons ici uniquement le risque dit « naturel ». Celui-ci est qualifié de la sorte par le fait qu'il est lié à des événements ou catastrophes naturels : débordement de cours d'eau, séisme, tempête, cyclone, avalanche, ... Pour tempérer cette caractéristique naturelle du risque, et par là, démontrer l'appellation abusive de risque naturel, on parlera de « risque d'origine naturelle ». La conception du risque la plus répandue est sans doute celle qui définit le risque comme la rencontre d'un aléa et

d'enjeux humains, économiques, etc. de sorte que :

$$\text{Risque} = \text{aléa} \times \text{enjeux} \quad (1.1)$$

Cette équation exprime explicitement le fait que la combinaison des deux aspects est nécessaire pour former le risque : sans enjeu, un aléa naturel n'engendrera pas de dommage, et inversement, en l'absence d'aléa, les enjeux ne sont pas exposés au danger. L'équation est également présentée comme suit :

$$\text{Risque} = \text{aléa} \times \text{vulnérabilité} \quad (1.2)$$

Cette définition introduit par rapport à l'équation 1.1 l'idée que ce qui peut être touché par un aléa ne correspond pas à tous les enjeux situés dans la zone d'occurrence de l'aléa, mais uniquement aux enjeux qui sont vulnérables, *i.e.* qui peuvent être potentiellement affectés par l'aléa. Ainsi, il devient évident que le risque n'est pas naturel par essence, mais nécessite la présence d'enjeux/vulnérabilités pour exister. Cette distinction permet déjà de faire pivoter l'angle d'approche dans le traitement du risque pour ne pas se focaliser uniquement sur l'aléa. Néanmoins, « les politiques publiques sont le plus souvent des politiques d'évitement ou de contention de l'aléa » (Metzger et D'Ercole, 2011).

Différents auteurs ont cherché à remettre en question l'approche exprimée par les équations 1.1 et 1.2. Par exemple, Metzger et D'Ercole (2011), présentent l'équation 1.2 comme un paradigme long-temps (et encore) largement usité. Dans ce sens, D'Ercole et Metzger (2005) proposent une définition du risque qui correspond à l'équation suivante :

$$\text{Risque} = \text{possibilité de perdre ce à quoi on accorde de l'importance} \quad (1.3)$$

Pour ces auteurs, en effet, les approches « classiques » (*i.e.* de type équations 1.1 et 1.2) ne permettent pas d'intégrer pleinement et justement les questions d'enjeux et de vulnérabilité.

C'est également le cas de chercheurs, depuis quelques années, qui tentent d'opérer un changement de paradigme dans la question du risque. De nombreux travaux évoquent cette bifurcation, mettant l'accent notamment sur les concepts de vulnérabilité et de résilience (*e.g.* Neil, 2006; Dauphiné et Provitolo, 2007; Scarwell, 2007; Quenault, 2013; Reghezza-Zitt, 2013). Ces concepts ont ainsi vu croître leur place dans la sphère de la recherche sur les risques naturels.

La vulnérabilité s'attache directement aux enjeux (populations, infrastructures, ...). Elle les qualifie ainsi suivant leur exposition et leur susceptibilité d'endommagement : « *ce qui peut provoquer leur perte* » (Metzger et D'Ercole, 2011). Ces auteurs suggèrent de faire glisser l'approche du risque davantage sur « *ce que l'on risque de perdre* » (les enjeux). De cette manière, ils suggèrent d'opérer ainsi : d'abord de s'intéresser aux enjeux, puis ensuite la manière dont ils pourraient être affectés, *i.e.* la vulnérabilité. L'aléa est alors compris dans l'étude de cette dernière, notamment *via* l'exposition

des enjeux aux aléas. Cette approche amène à rendre plus *holistique* l'étude du risque : l'identification des enjeux met en évidence des systèmes complexes, intégrant des éléments situés hors de la zone de risque. Ceux-ci, lorsque le risque est d'abord regardé par le prisme de l'aléa, ne sont pas concernés car hors de la zone touchée (zone inondable par exemple). Néanmoins, ces enjeux *extra-zone* peuvent être nécessaires pour le bon fonctionnement de la zone directement touchée. Par exemple, un hôpital ou centre de secours, situé hors de la zone inondée, ne pourra pas accueillir ni secourir des personnes en détresse si la route ou le pont qui permet d'atteindre la zone inondée n'est pas praticable. L'inverse est aussi possible : une unité de production électrique inondée impactera des foyers et infrastructures publiques et privées en dehors de la zone d'inondation.

La vulnérabilité peut être abordée sous deux aspects (Quenault *et al.*, 2011; Reghezza-Zitt, 2013). D'une part, la vulnérabilité *biophysique*, considéré comme la résultante d'une perturbation (*i.e.* approche *top-down* ou descendante). Elle est caractéristique des approches *aléa-centrées* et serait considérée comme un *résidu* des mesures d'adaptation. D'un autre côté, la vulnérabilité *sociale* est associée plutôt à des approches *ascendantes*, souvent issues des sciences sociales : elle est le point de départ de l'analyse du risque (ou de l'impact du changement climatique). Dans ce sens, le diagnostic de la vulnérabilité sociale est le point de départ des mesures d'adaptation. Quenault *et al.* (2011) proposent ainsi de se détacher d'une approche uni-latéral, mais de coupler les deux approches pour mieux appréhender le couple vulnérabilité-adaptation.

La résilience est une notion relativement récente dans le domaine des risques (Quenault, 2015). Reghezza-Zitt (2013) indique que la résilience revêt différentes acceptations, et notamment comprend deux composantes qui sont complémentaires, mais distinctes. Il s'agit d'un côté d'une résilience « technico-ingénieuriale », dont l'idée, schématiquement, est de résister au choc et se positionne au niveau d'un état du système (potentiellement) impacté. L'autre composante est la résilience « sociale », se traduisant notamment par une adaptation proactive, et s'inscrit dans un processus. Quenault (2015) ajoute une troisième composante, la capacité à récupérer/rebondir juste après la catastrophe.

Ces concepts sont importants car en plus de compléter l'analyse du risque *via* l'aléa, ils peuvent permettre de « combler » le manque que le traitement opérationnel de l'aléa n'est pas capable de réaliser et laisse vacant dans la réponse au risque. À ce titre, ils sont particulièrement intéressants dans le cadre du changement climatique : si les aléas sont projetés comme étant plus extrêmes, une limite certaine se pose dans les opérations visant à les contenir. Par exemple la sur-élévation d'une digue ne peut se faire indéfiniment. Ces nouvelles approches, mettant l'accent notamment sur les notions de vulnérabilité et de résilience, représentent une alternative prometteuse, du moins considérée comme telles (*e.g.* Kelly et Adger, 2000; Janssen *et al.*, 2006). La notion de résilience est aujourd'hui largement « invoquée » dans la gestion des risques, mais également vis-à-vis du changement climatique, à l'image par exemple de la dernière conférence sur les gestion des inondations (ICFM7<sup>1</sup>), dont l'in-

---

1. International Conference on Flood Management, 5-7 sept 2017, [www.icfm7.org.uk](http://www.icfm7.org.uk)



titulé était : « Resilience to Global Changes - Anticipating the Unexpected », ou encore du colloque SHF<sup>2</sup> : « Risques et Résilience des Territoires - apport de la notion de résilience ».

Bien que les approches et questionnements abordés dans les paragraphes précédents amènent à une plus grande considération des notions d'enjeux, vulnérabilités et résiliences dans l'étude des risques d'origine naturelle, voire vers un « recentrage » sur ces notions plutôt que sur l'aléa, ce dernier n'en reste pas moins une donnée primordiale. De fait, l'étude des risques ne doit pas non plus négliger l'analyse de l'aléa étudié mais chercher à en obtenir une connaissance robuste. Cela aide en retour à mieux caler l'approche globale du risque. En outre, les modifications climatiques, dans le cas de l'aléa hydrologique, peuvent potentiellement le modifier, à la fois en terme de fréquence, d'intensité et de durée. Il y a donc un intérêt particulier à se consacrer à son étude dans des conditions climatiques non stationnaires.

## **1.2 Problématique du changement climatique face aux aléas hydrologiques**

La problématique du changement climatique est un sujet fort de l'actualité et constitue de manière générale un des grands enjeux socio-environnementaux contemporains d'échelle planétaire. Le changement climatique pose en effet de nombreuses questions politiques et économiques, sociétales, d'équité, aux échelles locale et mondiale. Il s'agit d'une problématique relativement inédite par sa thématique et par l'ampleur des secteurs touchés, mais aussi par le caractère mondial de ses impacts. De fait, elle questionne l'avenir des sociétés, les choix des sociétés et de leurs dirigeants pour intégrer et anticiper au mieux les évolutions climatiques attendues.

### **1.2.1 Description du changement climatique**

La problématique du changement climatique a émergé dans les préoccupations à l'échelle mondiale depuis quelques décennies comme une problématique prioritaire, concernant l'ensemble de la population mondiale et de ses activités.

Les changements climatiques se manifestent par une modification importante des processus atmosphériques planétaires, entraînant en retour une modification des variables climatiques, comme par exemple la température de l'air. À l'échelle paléoclimatique, Petit *et al.* (1999) mettent par exemple

---

2. Société Hydrotechnique de France, 10-11 oct 2017, <http://www.shf-hydro.org/213-1-manifestations-16.html>

en évidence, à partir de prélèvements de carottes de glace, que de nombreux changements climatiques ont eu lieu au cours des 420000 dernières années, exprimant ainsi une variabilité naturelle du climat à l'échelle des temps longs. Ils ajoutent par ailleurs que les changements observés dans la période contemporaine sont sans commune mesure avec les changements passés au cours du Quaternaire récent. En effet, les variations de températures se sont cantonnées dans des limites stables, contrairement aux changements actuels, qui sortent du rang des modifications passées. C'est également ce que soulèvent les travaux du GIEC<sup>3</sup> (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat ou *Intergovernmental panel on climate change*, IPCC en anglais) (cf. GIEC, 2013a).

À la différence des grands changements climatiques passés qui découlent de processus naturels issus de l'évolution du système Terre-Océan-Atmosphère (TOA), le changement climatique actuel est diagnostiqué comme étant principalement dû à un forçage radiatif d'origine anthropique. Si de nombreuses controverses ont animé (et animent toujours) les débats médiatiques, ce fait est aujourd'hui très largement admis par la communauté scientifique (GIEC, 2014), mais également par les institutions étatiques et intergouvernementales. À titre d'exemple, les conférences des parties des Nations Unies (*Conference of parties*, COP) qui ont lieu annuellement et qui réunissent un grand nombre d'États pour fixer un cadre d'actions commun permettant de lutter contre le réchauffement climatique, sont nées de cette préoccupation.

Concrètement, le changement climatique contemporain est engendré par des processus radiatifs d'ampleur différente par rapport au passé récent. L'intensité de ces changements (substances, processus) est mesurée et exprimée par le forçage radiatif (FR) dans les travaux du GIEC. Ce dernier indique que « *le forçage radiatif total est positif et a conduit à une absorption nette d'énergie par le système climatique. La plus grande contribution à ce forçage radiatif provient de l'augmentation de la teneur de l'atmosphère en CO<sub>2</sub> depuis 1750* » (GIEC, 2013b).

C'est notamment par le biais du phénomène de l'effet de serre que le forçage radiatif est amplifié à l'époque contemporaine. L'effet de serre est une représentation des échanges d'énergie et de chaleur opérés au sein de l'atmosphère, qui associe les composantes de la Terre et de l'Océan. Très schématiquement, le rayonnement solaire est capté en partie par la surface de la Terre et des Océans ; une partie de ce rayonnement est ensuite réfléchi vers l'atmosphère, dont une petite part s'échappe vers l'espace, et le reste est absorbé par les gaz à effet de serre. Ces derniers captent en effet cette énergie et la redirigent vers la surface terrestre et océane, faisant ainsi de l'effet de serre un processus cyclique.

Au sein de ce système, les gaz à effet de serre sont donc un facteur clef de régulation des échanges induits : une augmentation des gaz à effets de serre provoque une « collecte » et un stockage plus importants de l'énergie et la chaleur au sein du système TOA, tandis qu'une diminution amène à une évacuation plus importante hors du système TOA (*i.e.* vers l'espace). Dans le premier cas, une

---

3. Site du GIEC : <http://ipcc.ch/>.

augmentation de la température moyenne est ainsi induite, à la fois dans l'atmosphère mais également sur les surfaces terrestres et océanes. C'est ce processus d'effet de serre additionnel qui est en jeu dans le changement climatique actuel, dont la conséquence première est celle d'un « réchauffement climatique<sup>4</sup> ».

Les concentrations en gaz à effet de serre (notamment le dioxyde de carbone ou CO<sub>2</sub>) ont effectivement augmenté dans l'atmosphère depuis le XXe siècle (*e.g.* Hegerl et Cubasch, 1996; GIEC, 2014). Cette augmentation est mise en relation avec le développement de l'industrialisation, depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, et les modifications d'occupation du sol. Il n'y a pas toutefois une complète uniformité dans les réponses (de type réchauffement/refroidissement) à l'émission des différents gaz à effets de serre les plus présents. Il en est de même pour les aérosols (*cf.* FAQ 8.2-Figure 1-p.684 dans Myhre *et al.*, 2013). Néanmoins, lorsqu'on combine les effets « réchauffant » et « refroidissant » des différents gaz présents dans l'atmosphère, le réchauffement l'emporte largement (*cf.* Figure 8.8-p.699 dans Myhre *et al.*, 2013).

Le réchauffement climatique engendre une perturbation de l'ensemble du système climatique, du fait des interactions existantes entre énergie et chaleur et les autres processus climatiques au sein du système TOA. Une question importante réside alors dans l'évaluation et la quantification de ces changements, à la fois sur la période passée, mais également dans le futur.

## 1.2.2 Évaluation du changement climatique d'origine anthropique

Le GIEC, mis en place par l'OMM (Organisation météorologique mondiale) et le PNUE (Programme des Nations Unies pour l'environnement) en 1988, a pour but de rassembler les résultats de recherche portant sur le climat et son évolution, mais également sur les problématiques liées à ses impacts et aux questions d'atténuation et d'adaptation aux modifications du climat. L'intérêt du GIEC est notamment de permettre une évaluation du changement climatique contemporain et de son avenir dans un futur proche ou lointain. En plus des études basées sur les observations et concernant la période passée, la modélisation climatique tient un rôle important dans les travaux du GIEC. C'est par ce biais que les futurs potentiels du climat sont évalués.

En 2013 et 2014 est paru le 5<sup>ème</sup> rapport d'évaluation (*fifth assessment report*, AR5 du GIEC). Concernant la modélisation climatique, les résultats présentés s'appuient sur l'expérience de modélisation CMIP5 (*coupled model intercomparison project phase 5*), détaillée par Taylor *et al.* (2012) qui a mobilisé 28 instituts de météorologie<sup>5</sup>. La stratégie de modélisation s'est orientée vers 4 scénarios

---

4. Cette dénomination doit cependant être employée avec précaution, car elle caractérise une situation moyenne, se rapportant à une normale climatique, et n'est par conséquent pas valable à une échelle temporelle plus courte

5. Voir la liste sur le site du CMIP5 <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/availability.html>.

de forçage radiatifs « graduels », construits *via* des étapes préliminaires d'élaboration de scénarios socio-économiques, traduits en scénarios d'émissions (gaz à effets de serre, aérosols, occupation du sol). Moss *et al.* (2010) détaillent la procédure utilisée pour cela, et proposent finalement en guise de scénarios de forçage radiatif 4 RCPs (*representative concentration pathways*), répondant à des scénarios socio-économiques différentes : du RCP2,6 allant, après un pic d'émission, vers un déclin (*i.e.* scénario « optimiste<sup>6</sup> »), au RCP8,5 montrant une accentuation des émissions et du forçage radiatif (*i.e.* scénario très « pessimiste<sup>7</sup> »). Les scénarios RCP4,5 et RCP6,0 sont des scénarios intermédiaires<sup>8</sup>.

C'est donc à partir de ces RCPs que les centres météorologiques investis dans le CMIP5 ont fait tourner leurs modèles climatiques. Ceux-ci, appelés modèles de circulation général (MCG), peuvent être couplés ou non avec l'océan et tentent de reproduire, à large échelle, les processus et interactions climatiques et océaniques sur le long terme. Ils découpent le système TAO en mailles de plusieurs centaines de kilomètres carrés<sup>9</sup>.

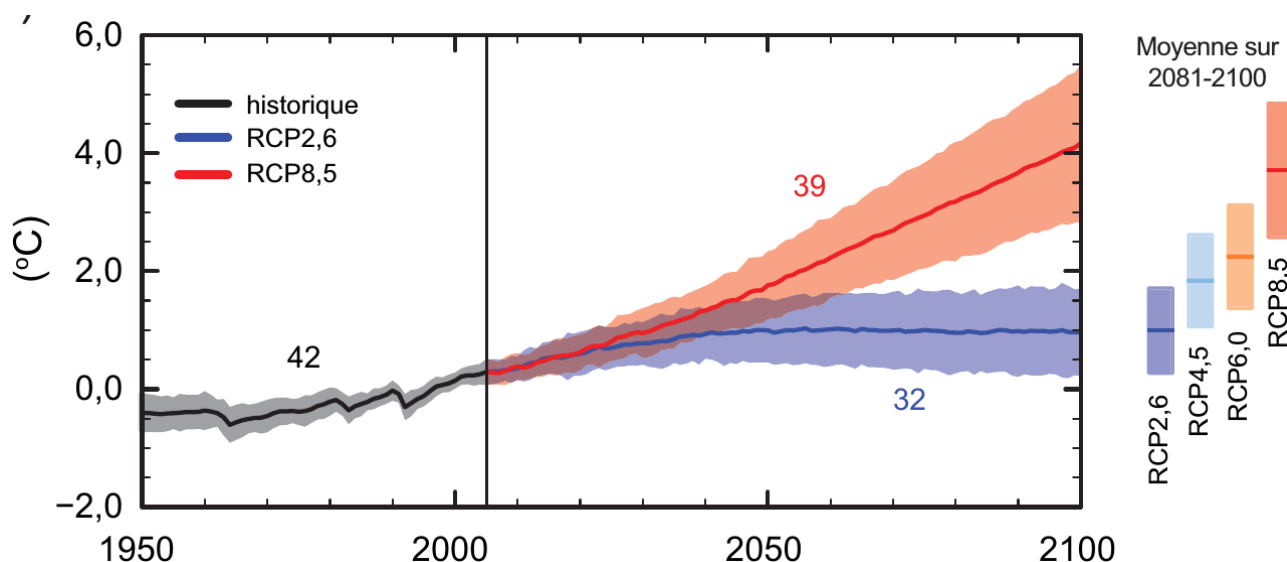


FIGURE 1.1 – Température annuelle moyenne du globe en surface simulée à partir de plusieurs modèles CMIP5 de 1950 à 2100 par rapport à la période 1986-2005. Les séries futures ainsi qu'une mesure de l'incertitude (parties ombrées) sont présentées pour les scénarios RCP2,6 (en bleu) et RCP8,5 (en rouge). Le noir (couleur grise) représente l'évolution historique modélisée à l'aide des forçages historiques reconstruits. Les moyennes et incertitudes associées sur la période 2081-2100 sont fournies pour tous les scénarios RCP sous forme de bandes verticales de couleur. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué. **Source : extrait de Figure RID.7 - GIEC (2013b)**

6. Forçage radiatif à  $3 \text{ W m}^{-2}$  avant 2100 puis déclin ensuite.

7. Forçage radiatif supérieur à  $8,5 \text{ W m}^{-2}$  en 2100.

8. Forçages radiatifs stabilisés respectivement à environ  $4,5 \text{ W m}^{-2}$  et  $6,0 \text{ W m}^{-2}$  après 2100.

9. Par exemple, pour les modélisations ayant servi pour l'AR4 (2007) et l'AR5 (2013) du GIEC, le modèle CNRM-CM5 comportait des mailles, respectivement, de 300 km et 130 km environ (source : Météo-France, <http://www.meteofrance.fr/climat-passe-et-futur/les-incertitudes-dans-les-projections-climatiques>).

Les sorties de ces modèles sont utilisées pour élaborer des projections climatiques futures. Les projections probablement les plus diffusées sont celles concernant les températures (Figure 1.1). C'est notamment en fonction de celles-ci que sont calibrés les objectifs des accords sur le climat au niveau intergouvernemental. Par exemple, l'accord de Paris, signé à l'issue de la COP21 (2015), fixe l'objectif de limiter la hausse des températures moyennes à l'échelle du globe à 1.5 °C. À titre de comparaison, pour faire référence aux RCP du CMIP5, seul le RCP2,6 permettrait de remplir cet objectif : en effet, « *en prenant comme référence la période 1850-1900, selon les projections, l'augmentation de température vers la fin du 21<sup>ème</sup> siècle dépassera probablement 1,5 °C pour les RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 (degré de confiance élevé)* » (GIEC, 2013b).

Ces modifications climatiques sont néanmoins caractérisées par une disparité spatiale à l'échelle des territoires. Collins *et al.* (2013) montrent par exemple que pour l'horizon 2081-2100 dans le cas du RCP8,5, les projections d'anomalies de températures annuelles moyennes sont comprises sur les continents entre + 2°C (Sud de l'Amérique du Sud par exemple) et + 9°C (Nord de la Sibérie et du Canada). Cela démontre que les effets du changement climatiques ne sont pas univoques à l'échelle du globe.

Il est par conséquent utile de pouvoir élaborer des projections climatiques régionalisées. Dans cet objectif, et en vue d'affiner les sorties de modèle, les modèles climatiques régionaux (MCR) sont utilisés. Centrés sur une zone restreinte, ils sont alimentés (forcés) aux bords du domaine d'étude par les MCG, puis à l'intérieure de l'emprise du domaine, les processus climatiques sont modélisés sur des mailles réduites<sup>10</sup>, augmentant ainsi considérablement la résolution et la précision des projections. Malgré la nette plus-value de ce type de modèles pour des projections régionalisées, Dayon (2015), dans sa revue de la littérature, relativise leur apport pour des études d'impact, et précise que les précipitations simulées restent très incertaines.

Face aux limites de ces approches dites « dynamique », d'autres approches existent pour régionaliser les projections climatiques, il s'agit de méthodes de descente d'échelle statistique. La revue de Fowler *et al.* (2007) indique que ces approches montrent des performances intéressantes. Elles permettent notamment d'élaborer les projections avec comme base de connaissance les données observées (ou données assimilées, de type réanalyses) disponibles à l'échelle locale. Ainsi, les sorties des MCG ou des MCR peuvent être désagrégées à cette échelle pour estimer l'évolution du climat futur.

---

10. Par exemple, le MRC [ALADIN-Climat](#), utilisé par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) peut être utilisé avec des mailles de 150, 50, 25 et 12 km.

### 1.2.3 Changement climatique d'origine anthropique et aléas hydrologiques

Du fait de l'interaction forte des eaux de surface avec les entrées climatiques d'un bassin, l'hydrologie des cours d'eau est directement concernée par le changement climatique futur (*e.g.* Demuth *et al.*, 2006). Dayon (2015) propose un diagnostic complet sur cette question pour la France métropolitaine. L'hydrologie d'un bassin dépend en effet, en grande partie, des apports pluviométriques et de l'évapotranspiration. Cette dernière, contrôlée en partie par la température de l'air, serait ainsi potentiellement affectée (positivement) par un réchauffement climatique (*cf.* section précédente). Les précipitations pourraient aussi voir leurs cumuls être modifiés, mais aussi changées sur le plan temporel (Collins *et al.*, 2013). Néanmoins, il semblerait que des disparités fortes apparaissent parmi les différents modèles du CMIP5 et une large incertitude réside dans les projections futures de précipitations.

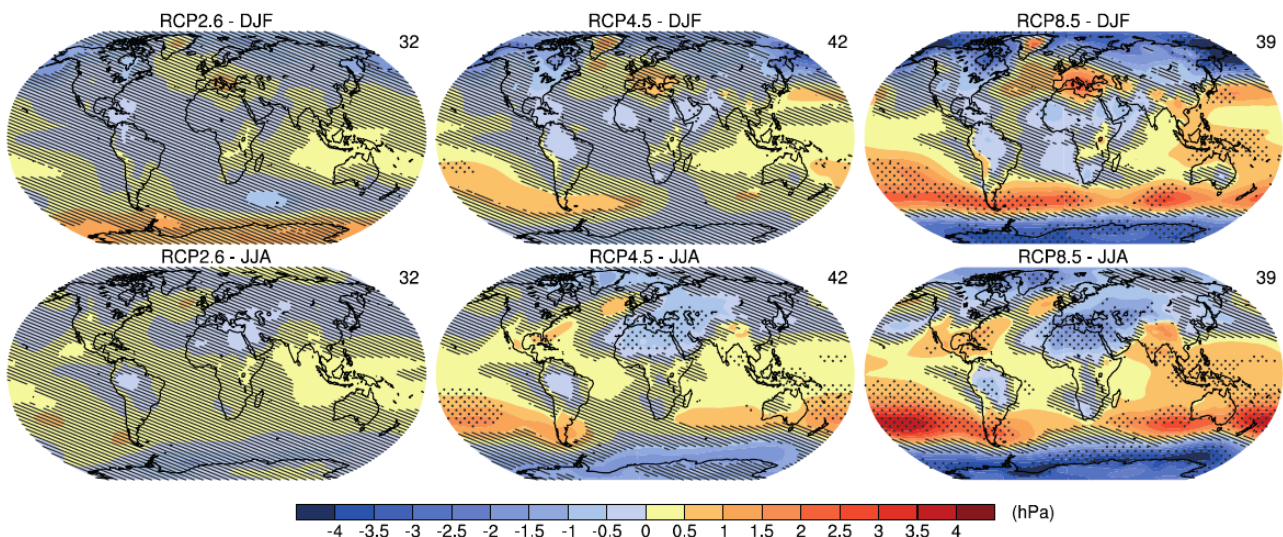


FIGURE 1.2 – Moyennes d'ensemble multimodèle (CMIP5) des anomalies de la pression atmosphérique au niveau de la mer (écart 2081-2100 - 1986-2005) de décembre, janvier et février (DJF, ligne du haut) et juin, juillet et août (JJA, ligne du bas), pour les RCP2,6, RCP4,5 et RCP8,5 de gauche à droite. Les hachures désignent des régions où l'anomalie moyenne multimodèle est inférieure à une fois l'écart-type de la variabilité interne. Les points désignent les régions où l'anomalie moyenne multimodèle est supérieure à deux fois l'écart-type de la variabilité interne et où au moins 90 % des modèles s'accordent sur le signe de l'anomalie. **Source : Figure 12.18 - Collins *et al.* (2013)**

La variabilité des précipitations est en partie expliquée par la circulation atmosphérique (*e.g.* Lavers *et al.* 2013 pour la connexion avec l'oscillation nord atlantique<sup>11</sup> et Kastendeuch (2007) pour la corrélation avec les champs de pression au niveau de la mer). Or les sorties des modèles du CMIP5 suggèrent des modifications de circulation atmosphérique, comme l'indique la Figure 1.2 qui représente la variabilité spatiale de la pression au niveau de la mer (Collins *et al.*, 2013). Cette figure

11. *North Atlantic Oscillation*, NAO.

montre que dans certaines régions du monde, des anomalies de pression atmosphériques au niveau de la mer sont attendues. Si l'on considère l'exemple de l'Europe de l'Ouest, les projections (moyennes multimodèles) se traduiraient en hiver par une augmentation des situations anticycloniques, cette tendance s'accroissant du RCP2,6 au RCP8,5. Dans cette hypothèse, on peut supposer que les modèles simulent moins de précipitations en hiver. L'inverse est projeté pour la saison estivale, montrant majoritairement des anomalies négatives de pression au niveau de la mer, soit potentiellement davantage de situations dépressionnaires, associées potentiellement à des précipitations plus abondantes. Ces projections de large échelle ne doivent toutefois pas être retenues en l'état lorsqu'on s'intéresse à un domaine réduit, et requièrent une nécessaire descente d'échelle pour mettre en évidence des disparités spatiales plus fines.

Malgré une incertitude forte émanant des projections de large échelle (*e.g.* Giuntoli *et al.*, 2015), il n'en reste pas moins que des changements climatiques inédits eu égard aux variations climatiques récentes sont prédits à moyen terme et sont susceptibles d'impacter fortement l'hydrologie. Les études de changement climatique régionalisées sur la France corroborent. Ainsi Terray et Boé (2013) trouvent pour la France une diminution des précipitations en été, accentuée dans la moitié sud du pays, et une légère augmentation des cumuls hivernaux, en particulier dans la moitié nord, bien que l'incertitude de ces tendances est jugée importante. De la même manière, Tabari *et al.* (2015), qui ont focalisé l'étude du changement climatique à l'échelle de la Belgique, concluent à des hivers plus humides et des étés plus secs pour la fin du siècle.

Si l'on transfère ces projections sur l'Europe de l'Ouest à l'hydrologie, on peut supposer ainsi une accentuation des basses eaux et des hautes eaux pour les bassins rattachés à un régime pluviométrique pluvial océanique. Pour ces bassins en effet, la période des basses eaux est généralement centrée sur la saison estivale tandis que l'hiver connaît les périodes de hautes eaux. Les étiages et les crues qui initient les principaux aléas hydrologiques risquent d'être modifiés. C'est le constat qui ressort des travaux de Dayon (2015). Cet auteur indique pour les étiages (QMNA5<sup>12</sup>) en France une baisse supérieure à 7 % pour les RCP4.5, 6.0 et 8.5, avec cependant une probabilité variable selon la région considérée, celle-ci étant plus forte dans la partie sud (*cf.* Figure 6.6 dans Dayon 2015). Pour les crues caractérisées *via* le  $Q_{jx_{10 \text{ ans}}}$ <sup>13</sup>, il semblerait que dans une majorité des bassins, des changements faibles ( $\pm 7 \%$ ) surviennent pour le RCP2,6 ; mais des changements significatifs sont projetés pour les autres RCP, en particulier le RCP8.5 : augmentation du  $Q_{jx_{10 \text{ ans}}}$  dans un grand quart nord-est, et diminution jusqu'à - 35 % dans une majorité des bassins de la moitié sud (*cf.* Figure 6.7 dans Dayon 2015).

Dans le bassin transnational de la Meuse, le projet AMICE<sup>14</sup>, se fixant, à l'échelle du bassin,

---

12. Débit mensuel minimal d'une période de retour de 5 ans

13. Débit journalier maximal d'une période de retour de 10 ans

14. AMICE : *Adaptation of the Meuse Basin to the Impacts of Climate Evolutions*, <http://www.amice-project.eu/fr/>.

un scénario climatique humide et un scénario climatique sec, a permis de calculé les changements d'indices hydrologiques de hautes eaux (Qhxa<sub>100 ans</sub><sup>15</sup>) et de basses eaux (MAM7<sup>16</sup>). Les résultats retenus (correspondant au pire parmi l'ensemble des simulations hydrologiques effectuées) montrent pour le Qhxa<sub>100 ans</sub> une augmentation de 15 % à l'horizon 2021-2050 et de 30 % à l'horizon 2071-2100, et une diminution de -10 % et -40 %, respectivement pour les mêmes horizons (Drogue *et al.*, 2010). Les projections ne sont néanmoins pas toutes homogènes. Par exemple, récemment, Wyard *et al.* (2017) ont suggéré pour le bassin de l'Ourthe (affluent belge de la Meuse) une diminution des fortes crues dans le futur : les projections climatiques indiquant unanimement une température plus élevée, le stock neigeux dont la fonte rapide participe fortement aux crues de l'Ourthe étant diminué. Ces auteurs précisent ainsi que bien que les projections de précipitations puissent tendre vers une hausse, les conditions hydrologiques génératrices de crues seraient potentiellement modifiées.

Malgré ces différences de résultats, et une incertitude forte issus des modèles de climat, les quelques expériences de modélisation citées, parmi de nombreuses autres (*e.g.* de Wit *et al.*, 2007; Driessen *et al.*, 2010; Ducharne *et al.*, 2011; Chauveau *et al.*, 2013; Bauwens *et al.*, 2015), mettent clairement en avant des changements potentiellement importants affectant les extrêmes hydrologiques. De fait, le risque hydrologique, peut à son tour être modifié. Detrembleur *et al.* (2015), se basant sur les résultats d'AMICE, montrent ainsi que les dommages causées par une inondation évoluent à la hausse lorsqu'on intègre le changement climatique dans l'analyse, même si une très large incertitude apparaît et augmente lorsqu'on traite cette question pour un futur lointain.

### **1.3 Dimension appliquée de la thèse : vers une meilleure intégration du changement climatique dans les documents de gestion des risques hydrologiques**

La brève synthèse des recherches sur le changement climatique et son rapport à l'hydrologie de surface montre qu'une prise en compte de celui-ci est nécessaire dans la gestion des ressources en eau et des risques liées aux aléas hydrologiques, afin d'anticiper ses effets potentiels. Ainsi, deux questions s'imposent dans la continuité de cette synthèse : (i) le changement climatique et ses impacts potentiels sur les aléas hydrologiques sont-ils pris en compte dans les documents publics de gestion des territoires, des ressources et des risques ? (ii) quelles approches, issues de la littérature, favorisent une meilleure prise en compte du changement climatique dans la gestion des risques hydrologiques ?

---

15. Débit horaire maximal d'une période de retour de 10 ans

16. *Mean annual minimum*, sur 7 jours consécutifs.



## 1.3.1 Quelle prise en compte du changement climatique dans les documents de gestion des risques hydrologiques ?

### 1.3.1.1 Les inondations

En France, un certain nombre de documents régissent la doctrine sur la gestion des risques hydrologiques. La majorité cependant concerne les inondations. À l'échelle européenne, la directive européenne « inondation » (2007/60/CE) vise à « *fournir un cadre aux États membres pour réduire les conséquences négatives des inondations sur la santé humaine, l'activité économique, l'environnement et le patrimoine culturel*<sup>17</sup> ». Transcrite dans le droit français, cette directive a été déclinée dans la mise en œuvre de la stratégie nationale de gestion des risques d'inondation (SNGRI), dont les trois objectifs prioritaires sont les suivants : augmenter la sécurité des populations exposées, stabiliser à court terme et réduire à moyen terme le coût des dommages liés à l'inondation, et raccourcir fortement le délai de retour à la normale des territoires sinistrés. La SNGRI a donné lieu à une évaluation préliminaire des risques d'inondation en 2011. Les résultats montrent que « *les impacts du changement climatique sur les phénomènes de débordement de cours d'eau ne sont pas encore assez clairs pour avoir été pris en compte dans l'évaluation 2011* ». Cette dernière ne concerne ainsi que les événements passés en plus de faire un état des lieux actuels.

À l'échelle des districts hydrographiques français, la directive inondation et la SNGRI sont déclinées en plans de gestion des risques d'inondation (PGRI). Ces documents posent un cadre d'actions fourni des dispositifs pour la gestion des risques d'inondation. Concernant le PGRI du district de la Meuse, les objectifs sont de : (i) favoriser la coopération entre les acteurs, (ii) améliorer la connaissance et développer la culture du risque, (iii) aménager durablement les territoires, (iv) prévenir le risque par une gestion équilibrée et durable de la ressource en eau, et (v) se préparer à la crise et favoriser le retour à une situation normale. Dans ce document ne figure qu'une seule mention du changement climatique et de ses effets potentiels sur les inondations, il s'agit de nouvelles constructions autorisées en zone inondable, et dont le premier plancher et les équipements vulnérables doivent se situer au-dessus de la cote de référence, augmentée d'une « marge de sécurité ». Cette dernière est qualifiée comme suit : elle « *doit permettre de prendre en compte les phénomènes de remous et les incertitudes des modèles mathématiques, en particulier pour les constructions présentant un fort enjeu. A l'occasion de l'élaboration de tout nouveau PPRi*<sup>18</sup> *ou lors de leur révision, cette marge de sécurité pourra prendre en compte l'évolution prévisible de la cote de référence liée aux effets du changement climatique. De l'ordre de 30 cm en l'absence d'étude spécifique, cette marge de sécurité pourra être redéfinie si des études locales permettent d'évaluer l'impact du changement climatique*

---

17. Source : Ministère de Transition écologique et solidaire, <https://www.ecologique-solidaire.gouv.fr/prevention-des-inondations>.

18. Plan de prévention du risque d'inondation.

sur la cote de référence du cours d'eau<sup>19</sup> ». Les mêmes constats peuvent être faits sur le document de la stratégie locale de gestion des risques d'inondation (SLGRI<sup>20</sup>) du bassin de la Meuse<sup>21</sup>.

Les programmes d'actions de prévention contre les inondations (PAPI) viennent compléter ce corpus documentaire de gestion du risque d'inondation sur un plan opérationnel. Il s'agit d'un contrat entre des collectivités et l'Etat français pour la mise en œuvre d'une politique et d'actions de gestion du risque à l'échelle d'un bassin hydrographique (qui est différent du district hydrographique, hormis pour le bassin de la Meuse). Souvent portés par des établissements publics territoriaux de bassin (EPTB), les PAPI ont une approche territoriale forte, fondée sur un partenariat avec les collectivités et acteurs locaux impliqués dans la problématique du risque d'inondation. Ils incluent également les thématiques environnementales et celles liées à l'aménagement du territoire. Dans le bassin de la Meuse française, le PAPI 2 Meuse, porté par l'EPTB-Meuse, intègre la problématique du changement climatique par exemple *via* la présente thèse (rattachée à l'axe 1 : Amélioration de la connaissance et de la conscience du risque). Néanmoins, peu d'autres mentions au changement climatiques apparaissent dans le dispositif. Associé au PAPI 2 Meuse dans le Plan stratégique pour le bassin de la Meuse (PSM), le CPIER<sup>22</sup> 2 Meuse (2015-2020) affiche la problématique du changement climatique de manière un peu plus claire au travers du second enjeu de l'axe 1 (le développement et le partage d'une connaissance globale, fondamentale et opérationnelle du fleuve et de son écosystème) qui s'intitule en effet « la stratégie opérationnelle d'adaptation au changement climatique ».

D'un point de vue réglementaire, les plans de prévention des risques (PPR) sont les principaux outils de prévention du risque, élaborés à l'échelle de la commune. Appliqués au risque inondation, ils se définissent ainsi : « les PPRi constituent l'un des outils de la mise en œuvre de la politique de l'État en matière de prévention des inondations. Ils mettent en évidence les zones à risques, réglementent l'aménagement et les usages du sol, et définissent des mesures pour réduire la vulnérabilité des enjeux (personnes, biens et activités). Il s'agit d'une servitude d'utilité publique qui s'impose à tous : particuliers, entreprises, collectivités et État<sup>23</sup> ». Néanmoins, ils sont parfois sujet à controverses vis-à-vis de la représentativité réelle du risque par le zonage définitif. En outre, ils sont basés soit sur les plus hautes eaux connues (PHEC) soit sur l'estimation de la crue centennale. Cette dernière est calculée sur la base des observations hydrométéorologiques. Par défaut, ils n'intègrent donc nullement les effets du changement climatique sur l'hydrologie et l'impact potentiel de la non stationnarité du climat sur le modèle statistique ayant servi à estimer le débit de référence.

---

19. Source : PGRI 2016-2021 du district Meuse, [http://www.grand-est.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/PGRi\\_MEUSE\\_approuve\\_30112015.pdf](http://www.grand-est.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/PGRi_MEUSE_approuve_30112015.pdf).

20. La SLGRI est une déclinaison locale du PGRI Meuse, dont l'action porte un focus en particulier sur quatre territoires à risque important d'inondation (TRI : Neufchâteau, Verdun, Longwy et Sedan-Givet).

21. SLGRI du bassin de la Meuse.

22. Contrat de plan interrégional Etat-Région

23. Source : Préfecture du Gers <http://www.gers.gouv.fr/Politiques-publiques/Prevention-des-risques-naturels-et-technologiques/>.

Les exemples français cités (y compris celui du bassin de la Meuse française) montrent que la problématique du changement climatique commence seulement à apparaître dans les réflexions et les documents liés à la gestion du risque inondation. Cette problématique apparaît le plus souvent uniquement au niveau des objectifs ou enjeux des programmes de gestion, et que très rarement, au niveau des actions ciblées.

En Wallonie (Belgique), le constat est relativement similaire. Dans le cadre de la directive inondation, des PGRI ont également été élaborés, visant à construire des plans de gestion intégrée des bassins. Ils ont été réalisés en partenariat étroit avec les contrats de rivière (équivalents aux syndicats de bassin/EPTB français). Les objectifs et priorités émanant des PGRI sont ainsi mis en œuvre notamment *via* les contrats de rivières, avec pour objectif de les intégrer aux autres problématiques liées aux cours d'eau (environnementales notamment). Parmi les actions réalisées par le contrat rivière Ourthe par exemple sur la connaissance du risque<sup>24</sup>, aucune ne fait mention du changement climatique à étudier et à intégrer dans les mesures prévues.

### 1.3.1.2 Les étiages

À la différence de la gestion du risque inondation, le risque d'étiage bénéficie d'un corpus documentaire (plans, programmes de gestion) beaucoup moins développé. En France, certains territoires ont mis en œuvre des plans de gestion des étiages (région Occitanie par exemple), mais il n'apparaît pas de document cadre ni européen ni national à l'image des dynamiques liées au risque inondation. Le même constat semble pouvoir se faire pour la Belgique.

Des actions sont néanmoins déployées sur cette thématique, mais elles s'intègrent généralement dans des processus plus globaux. Par exemple, la question des étiages est concernée par la directive européenne cadre sur l'eau (2000/60), déclinée à l'échelle de chaque grand district hydrographique. En France, les schémas directeurs d'aménagement et de gestion des eaux (SDAGE) organisent la mise en œuvre de la directive cadre sur l'eau, avec pour objectifs notamment la qualité et la quantité des eaux. Mais l'enjeu des SDAGE est prioritairement axé sur des aspects de « bon état écologique » des masses d'eau, et ne traite pas l'étiage sous la forme de risque hydrologique. Néanmoins, les mesures préconisées sur la gestion de la ressource (visant notamment à assurer le respect de débit d'étiage) peuvent participer à la réduction du risque.

Récemment, lors de la publication du dernier SDAGE (2016-2021) de l'agence de l'eau Rhin-Meuse, un tome entier a été consacré à la prise en compte du changement climatique dans les SDAGE et programmes de mesures. En plus d'un diagnostic sur les impacts potentiels du changement climatique sur la ressource en eau dans le district français Rhin-Meuse, le document incite à l'élaboration

---

24. cf. Contrat de rivière Ourthe, [http://www.cr-ourthe.be/index.php/programme\\_actions/](http://www.cr-ourthe.be/index.php/programme_actions/).

et la mise en place d'actions visant l'adaptation au changement climatique, sur la base de quelques expériences déjà existantes.

De la même manière, aux échelles nationales et régionales, émergent progressivement les plans d'adaptation au changement climatique. S'ils ne sont pas centrés sur les questions des risques, ils abordent toutefois cette problématique. Par exemple, le schéma régional Climat-Air-Énergie de Lorraine (SRCAE) a, parmi ses enjeux, "Anticiper et gérer le risque". De la même manière, la Wallonie a adopté un plan Air-Climat-Énergie (PACE) 2016-2022<sup>25</sup> (émanant du Décret Climat-19/02/2014), dans lequel des objectifs et mesures liées à la gestion de la ressource en eau en période d'étiage sont proposés. Néanmoins, ces plans sont relativement récents, et ne constituent souvent que des objectifs et préconisations, même si certaines actions concrètes en émanent (par exemple, le renforcement d'un dispositif déjà en place).

Ces constats témoignent d'une évolution certaine de la prise en compte du changement climatique dans différents secteurs, dont la problématique des risques hydrologiques. Cette dynamique va sûrement se renforcer dans un avenir proche. Néanmoins, d'une part, les risques y ont encore une part relativement faible, et d'autre part, se pose la question de savoir comment « *renforcer la gestion des impacts de l'eau et des événements extrêmes qui y sont associés sur le territoire* », face au changement climatique, comme cela est préconisé dans le PACE de Wallonie ? En particulier, à partir de quels changements climatiques futurs fonder l'adaptation des territoires aux risques hydrologiques futurs ?

### **1.3.2 Comment prendre en compte l'effet du changement climatique sur les aléas hydrologiques ?**

Les sections précédentes ont mis en évidence la question de l'évolution des risques hydrologiques dans le cadre du changement climatique et les difficultés méthodologiques que cela représente. Les risques hydrologiques sont susceptibles de connaître des évolutions qu'il est préférable d'anticiper dès à présent. Une dynamique de prise en compte opérationnelle du changement climatique dans ce domaine semble s'initier, mais elle apparaît toutefois encore très modérée.

Une des raisons probables à ce frein réside dans les larges incertitudes qui entachent les projections climatiques et hydrologiques (Wilby et Dessai, 2010, *cf.* section 1.2.3). À ce sujet, Brown et Wilby (2012) soulignent que les décideurs locaux, face à ces grandes incertitudes, estiment comme trop élevé le risque de se tromper en décidant de mesures d'adaptation à mettre en œuvre, ce qui peut conduire à l'inaction. Des méthodes sont alors nécessaires pour permettre de combiner incertitudes

---

25. Stratégie nationale d'adaptation du gouvernement de Belgique, <http://www.climat.be/fr-be/politiques/politique-belge/politique-nationale/strategie-nationale-adaptation>.

du changement climatique et mesures d'adaptation. Ces auteurs ajoutent que les gestionnaires de l'eau considèrent souvent un nombre trop réduit de projections climatiques issues du GIEC alors que des futurs climatiques potentiels, sortant de la gamme proposée, sont ignorés. Ceci est lié au fait que, lorsqu'elle n'est pas menée selon une perspective ensembliste, la planification de l'eau omet une large gamme de futurs climatiques potentiels et se résume schématiquement à l'égalité : un scénario = une mesure.

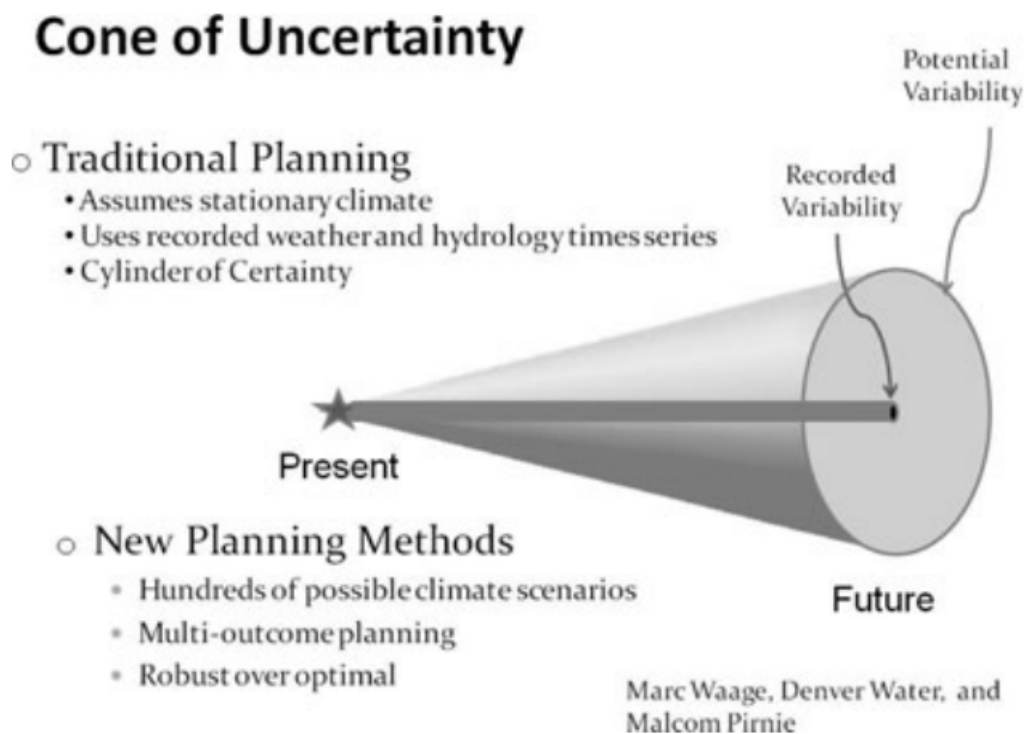


FIGURE 1.3 – Illustration du concept de l'approche « conique » en comparaison de l'approche « cylindrique ». Source : (Waage et Kaatz, 2011).

Si des approches de réduction du risque par une meilleure adaptation devraient passer par une combinaison des démarches « *bottom-up* » et « *top-down* » (cf. section 1.1), l'étude de l'aléa et de ses caractéristiques hydrologiques se situe davantage au cœur de l'approche *top-down* : l'aléa et ses caractéristiques induisent la ou les adaptations possibles. Néanmoins des alternatives aux approches *top-down* classiques peuvent être envisagées. Par exemple, partant du constat que l'on ne peut pas attendre d'amélioration sensible à court terme de l'efficacité des modèles de climat, ce qui permettrait une réduction forte de l'incertitude, Waage (2010) et Waage et Kaatz (2011) introduisent le paradigme de l'approche « conique » (*conical approach*, Figure 1.3). Celle-ci est basée sur l'utilisation de centaines de scénarios climatiques potentiels décrivant une variabilité climatique potentielle sur un laps de temps donné. Une stratégie d'aménagement robuste est alors définie en prenant en compte une multitude de scénarios climatiques possibles. Waage et Kaatz (2011) précisent que l'aménagement réalisé/envisagé pourrait potentiellement n'être optimal pour aucun des scénarios, mais du fait

du calage de l'aménagement sur différents scénarios plausibles, les possibilités créées par la stratégie d'aménagement et la capacité d'adaptation sont augmentées.

Dans la même veine, et pour relativiser le poids des projections climatiques du GIEC, Prudhomme *et al.* (2010) introduisent une approche dite « *scenario-neutral* » (sous-entendue neutre vis-à-vis des scénarios climatiques du GIEC). Cette approche produit une surface de réponse d'un débit de crue caractéristique aux perturbations climatiques futures annuelles et saisonnières, à partir d'un échantillonnage des changements climatiques possibles d'après les simulations du GIEC. Ce n'est que dans un second temps que les projections climatiques sont confrontées à la surface de réponse. La comparaison amène à statuer sur une « marge de sécurité climatique » qui permet d'encadrer les changements induits par les projections climatiques du GIEC tout en ayant une estimation plus large de la vulnérabilité climatique du bassin grâce à la surface de réponse. L'exemple que les auteurs donnent concernent le  $Q_{jxa_{20\text{ ans}}}$ , pour lequel une marge de sécurité climatique de + 20 % permettrait a priori de « contenir » les changements climatiques issus des scénarios du GIEC. Cette marge de sécurité climatique peut par exemple être utilisée comme référence réglementaire dans des aménagements de rivières.

En complément de ces approches, qui intègrent la dispersion de la variabilité climatique potentielle, la variabilité « observée » est également une donnée intéressante. Si les projections climatiques du GIEC tendent à dire que le futur sera différent du passé, il n'est toutefois pas impossible qu'une situation climatique/hydrologique passée se reproduise dans le futur. Ainsi, des conditions passées peuvent aider à « reproduire le futur » potentiel comme préconisé par Smith *et al.* (2007). Cette approche, couplée aux précédentes qui cherchent à maximiser l'information climatique apportée par de nombreux scénarii futurs, tend à produire de la « bonne incertitude » : en effet, quand la « mauvaise incertitude est celle que l'on veut réduire afin d'écartier des futurs basés sur de fausses hypothèses ou outils inadaptés » (ce à quoi travaillent les modélisateurs du climat), la « bonne incertitude est celle que l'on voudrait maximiser pour ne pas exclure de futurs possibles<sup>26</sup> ». Cela passe donc par une bonne connaissance des futurs du climat mais aussi par une reconstitution des historiques aussi longue que possible du forçage climatique passé.

## 1.4 Organisation générale de la thèse

Notre questionnement s'inscrit dans le champ de l'étude du changement climatique sur les aléas hydrologiques. Suivant les approches présentées dans la section précédente, il cherche à maximiser la bonne incertitude dans la construction de la variabilité climatique potentielle. Pour remplir ces deux

---

26. Source : Drias-les futurs du climat, <http://www.drias-climat.fr/menu/loadsearchsimplepage?sectionId=177&searchInput=incertitude>.

objectifs, une chaîne de modélisation a été mise en place. La Figure 1.4 en décrit les articulations.

Dans le chapitre 2, le bassin de la Meuse est présenté. Il englobe les sous-bassins sur lesquels nous nous sommes appuyés pour mener nos travaux hydro-climatiques.

La chaîne de modélisation a pour données d'entrée les projections CMIP5 de la pression atmosphérique au niveau de la mer et en altitude, à une échelle spatiale englobant le bassin transnational de la Meuse. Le chapitre 3 détaillera la procédure de débiaisage appliquée aux données de pression.

À partir des données de pression débiaisés, nous proposons dans un premier temps d'élaborer des relations avec des indices hydrologiques de manière directe, ces relations étant ensuite extrapolées en temps futur (chapitre 4). Cette étape et les suivantes se focalisent sur les sous-bassins de la Meuse à Saint-Mihiel (France) et de l'Ourthe à Tabreux (Belgique), un affluent majeur de la Meuse wallonne.

Dans un second temps, les relations statistiques associant données de pression, précipitations et températures mensuelles sont analysées sur les bassins étudiés (chapitre 5). Les fonctions de transfert obtenues sont extrapolées en temps passé et en temps futur. Les séries temporelles sont utilisées pour générer un très grand nombre de scénarios climatiques, lesquels sont ensuite soumis à un échantillonnage « représentatif ». Les scénarios de précipitations et températures représentatifs sont alors utilisés comme données d'entrée d'un modèle hydrologique. Les débits simulés sont soumis à une analyse fréquentielle de débits caractéristiques de basses et hautes eaux.

Les sorties du modèle hydrologique servent ensuite à alimenter un modèle hydraulique, qui est présenté dans le chapitre 6. Les travaux de cette partie se concentrent sur un tronçon de l'Ourthe situé entre Hotton et Tabreux. Enfin, les simulations hydrauliques sont analysées à l'aide des scénarios représentatifs d'abord *via* l'identification de séquences de débordement, et enfin *via* un débit identifié comme caractéristique des débordements : le premier débit débordant (chapitre 7).

Cette chaîne de modélisation représente ainsi un chaînage de modèles complet, permettant d'évaluer de façon robuste l'impact du changement climatique sur les aléas hydrologiques, en considérant la dispersion des scénarios climatiques *via* l'établissement d'un continuum climatique passé-présent-futur.

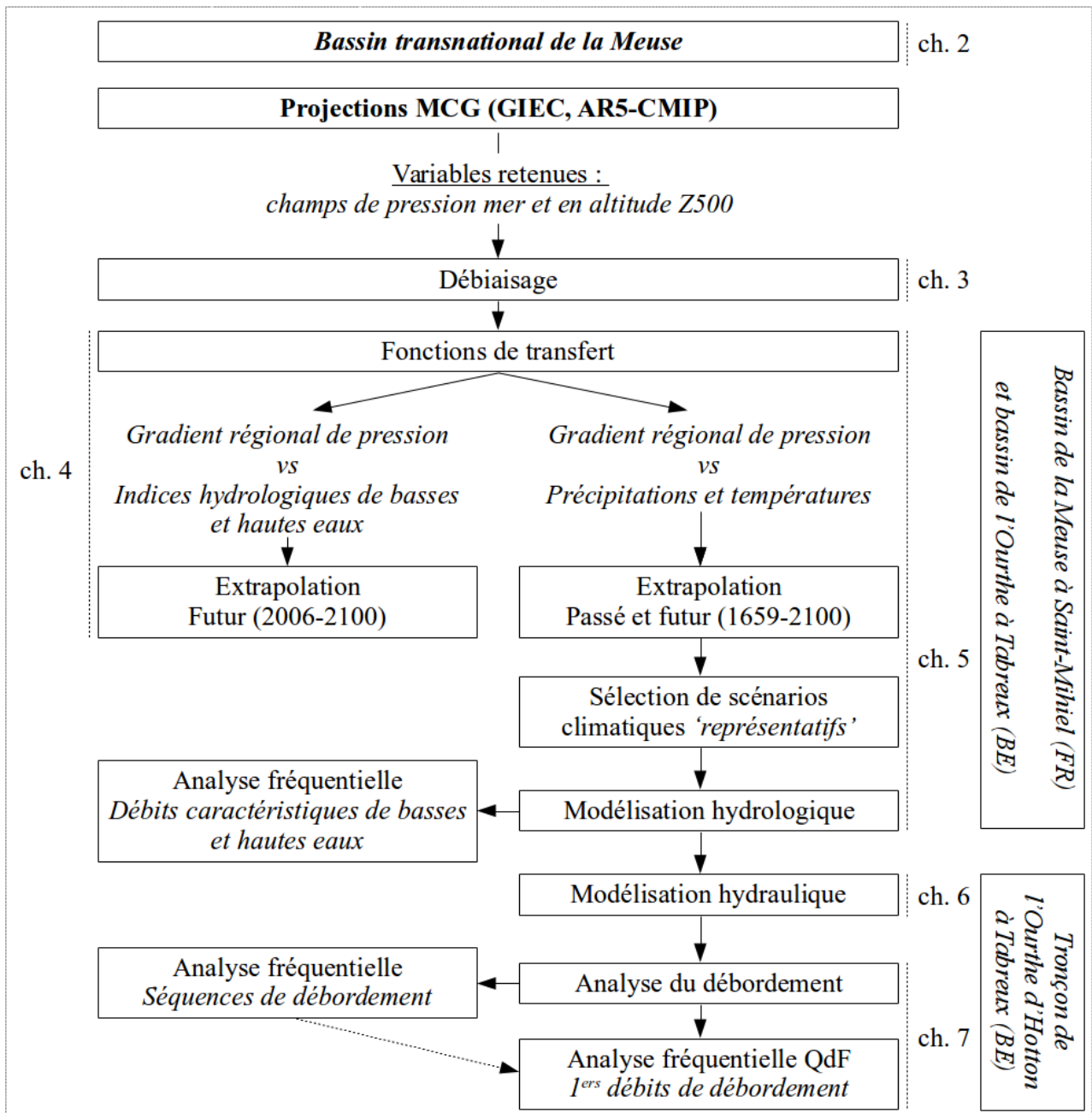


FIGURE 1.4 – Organisation générale de la thèse.



# Chapitre 2

## Le bassin transnational de la Meuse

### 2.1 Caractéristiques générales

La Meuse est un fleuve transnational prenant sa source en France, et se jetant dans la mer du Nord, aux Pays-Bas, après avoir parcouru 935 km (Figure 2.1). Son bassin présente une surface d'environ 33000 km<sup>2</sup>, dont la majorité se situe en Belgique (40 %). La France possède environ 30 % du bassin de la Meuse, les Pays-Bas 20 %, et l'Allemagne, 10 % (le Luxembourg possède seulement quelques kilomètres carrés du bassin). L'altitude du bassin oscille entre 0 et 700 m, les altitudes culminantes se trouvant dans le massif des Ardennes, principalement en Belgique.

Le débit moyen annuel à l'embouchure est d'environ 350 m<sup>3</sup>/s. Le régime présente une phase de hautes eaux de novembre à avril, et des basses eaux d'avril à octobre. Les crues maximales annuelles s'échelonnent de 500 m<sup>3</sup>/s à 3000 m<sup>3</sup>/s à Borgharen (Pays-Bas). Le bassin de la Meuse est soumis à un climat de type océanique, et le régime est très globalement de type pluvial-océanique, sous l'influence majoritaire des flux atmosphériques d'ouest. Tu *et al.* (2004) indique en effet une prédominance de circulation de type dépressionnaire d'ouest (d'après le système de classification des *Grosswetterlagen*) sur le bassin transnational de la Meuse à Borgharen.

Le bassin s'organise globalement en trois parties. La Meuse lorraine (correspondant à peu près à la partie française du bassin), constituée essentiellement de formations sédimentaires. François *et al.* (2011) indiquent que dans ces formations font alterner des terrains imperméables (type marnes ou argiles), des terrains calcaires associés à des phénomènes karstiques (pertes et échanges souterrains au bénéfice des bassins voisins), et des formations gréseuses. Dans la partie amont à Verdun, le bassin est allongé du fait de la côte de Meuse à l'ouest et de la côte de Moselle à l'est. L'occupation du sol est majoritairement agricole. Ensuite, la Meuse coule dans des territoires principalement forestiers.



FIGURE 2.1 – Le bassin de la Meuse de la source à son embouchure. Source : Commission Internationale de la Meuse (CIM).

Dans la partie française du bassin, le climat est de type semi-océanique avec une légère composante continentale. Les précipitations sont de l'ordre de 800 à 900 mm/an en moyenne.

La deuxième partie du bassin est constituée par le massif des Ardennes, en Belgique, dont le

sous-sol est constitué principalement par des formations schisteuses. Les réserves en eau du sous-sol sont relativement faibles. Malgré cela, les affluents de la Meuse originaire du massif des Ardennes apportent une contribution majeure à l'écoulement du fleuve. Cette zone est soumise à un climat semi-océanique humide du fait de la proximité de la mer, et un d'effet orographique, expliquant des forts cumuls annuels, jusqu'à 1400 mm/an dans les Hautes-Fagnes. Les Ardennes sont également caractérisées par un stockage des précipitations en hiver *via* l'enneigement des sommets, qui participe à l'écoulement de la Meuse par l'intermédiaire des affluents ardennais fortement contributifs (Ourthe, Semois par exemple). L'occupation du sol est en grande partie de type forestier, mais l'agriculture est également bien présente<sup>1</sup>. Dans les territoires de plus faible altitude, à proximité de la vallée de la Meuse, l'agriculture tient une place majoritaire, l'urbanisation se concentrant le long du fleuve.

Enfin, la troisième partie du bassin représente des terrains de plaines de basses altitudes, principalement aux Pays-Bas, avec un dénivelé extrêmement faible (45 m environ entre le passage de la Meuse à la frontière belgo-néerlandaise (Maastricht) et l'embouchure, 250 km plus loin en suivant le fleuve). L'agriculture tient une place prépondérante dans l'occupation des sols, avec l'urbanisation, notamment dans la partie aval de la Meuse néerlandaise.

En France, la Meuse est rendue navigable à Givet, juste avant la frontière belge, pour des péniches de gros gabarit. En aval, la navigation est importante, jusqu'à l'embouchure. À titre d'exemple, le port de Liège, quelques kilomètres avant la frontière néerlandaise, est le 3<sup>ème</sup> port fluvial européen. Des connexions sont ainsi assurées vers le port de Rotterdam aux Pays-Bas et le port d'Anvers en Flandre belge (respectivement 1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> ports européens).

Malgré la relative faiblesse de la surface de son bassin à côté d'autres grands fleuves européens (Rhin, Danube, Loire par exemple), la Meuse est un axe fluvial néanmoins très structurant dans le nord-ouest de l'Europe, et dont le bassin est peuplé d'environ 9 millions d'habitants (soient une densité de population d'environ 270 habitants/km).

## 2.2 Les risques hydrologiques dans le bassin de la Meuse

Le bassin de la Meuse est directement concerné par la problématique des risques hydrologiques. Sans en retracer l'historique complet, nous évoquons certains événements qui sont illustratifs de la présence à la fois du risque inondation et du risque d'étiage.

À l'échelle du bassin transnational de la Meuse, de la France jusqu'aux Pays-Bas, les deux crues

---

1. *cf.* Carte d'occupation des sols de Wallonie, <http://geoportail.wallonie.be/catalogue/5bbc54bb-69ec-4f1b-afd7-d70a7287835b.html>.



FIGURE 2.2 – Photo aérienne de l’inondation de janvier 1995 à Charleville-Mézières. Source : [EPAMA-EPTB Meuse](#).

de décembre 1993 et janvier 1995 ont marqué les esprits. En France, elles ont par exemple inondé les centres urbains de Charleville-Mézières (Figure 2.2) et Sedan-Givet. Tailliez *et al.* (2000) indiquent pour la crue de 1995 que « *dans les Ardennes [i.e. département français des Ardennes], les dégâts ont été estimés entre 1.2 et 1.5 milliard de francs, avec 5000 logements et 1370 entreprises inondés, 11 communes privées d’eau potable, 850 foyers privés d’électricité, 300 de gaz et 3000 de téléphone, 12000 personnes sinistrées, 10125 salariés touchés par le chômage technique. La route nationale 51 et 61 routes départementales ont été coupées, aucune perte humaine n’a cependant été déplorée.* ». Le temps de retour estimé de cette crue est de 80 ans et 70 ans, respectivement à Charleville-Mézières et à Chooz-Givet.

La crue de 1995, ainsi que celle de 1993, sont aussi des crues de référence en Belgique pour le bassin de la Meuse : « *en région Wallonne, les dommages causés par les inondations de janvier 1995 ont dépassé les 25 millions d’euros et ce malgré les réflexes positifs acquis par les riverains lors du désastre de 1993*<sup>2</sup> ». Ces crues ont aussi affecté les Pays-Bas (Wind *et al.*, 1999).

---

2. Source : [Direction générale opérationnelle de la mobilité et des voies hydrauliques de Wallonie](#)

Sur le site web de l'EPAMA, on peut lire la mention suivante : « en 1639, en moins de six heures, une effroyable inondation de la Meuse, à Verdun, emporta presque tous les ponts et une grande partie des maisons d'une rue proche de la rivière » (d'après Les inondations en France du VI<sup>e</sup> siècle à nos jours, Maurice CHAMPION). Cela va dans le sens de ce qui a été suggéré dans la section 1.3.2 : en effet, étudier des situations passées peut permettre de considérer des événements qui n'ont pas eu lieu dans la période contemporaine, et en particulier dans la période couverte par les observations hydroclimatiques et hydrographiques, mais qui pourraient potentiellement se reproduire dans le futur. Il s'agit déjà d'une contribution à l'adaptation au climat.

Néanmoins, le bassin connaît également des inondations pour des débits de période de retour bien plus faible. À titre d'exemple, sur l'Ourthe à Tabreux, la crue de 2011, qui a engendré des inondations, donne un débit journalier de pointe de 274 m<sup>3</sup>/s, soit une période de retour inférieure à 10 ans<sup>3</sup>.

Le bassin est également sujet aux étiages. Ceux-ci peuvent être définis, de manières différentes (Lang-Delus, 2011). Suivant les pays on trouve par exemple le QMNA<sup>4</sup> en France, le DCE<sup>5</sup> en Belgique. Quel que soit l'indicateur utilisé, l'étiage caractérise une période durant laquelle les bas débits sont exacerbés.

Les étiages représentent un aléa hydrologique car ils peuvent potentiellement engendrer des tensions en matière de disponibilité de la ressource en eau. Celle-ci est en effet partagée entre usages domestiques, industriels, agricole ou économique comme la navigation. Il y a donc un enjeu fort à organiser une gestion intégrée qui satisfasse les besoins, mais également qui réserve une quantité minimale d'eau pour les milieux naturels (*cf.* notion de débit réservé).

La sécheresse de 2003 est un exemple d'étiage particulièrement marqué, en France comme en Europe. Lang-Delus (2011) précise que « *cette sécheresse a engendré des difficultés pour l'alimentation en eau potable, l'agriculture, la navigation, la production électrique et la qualité des milieux aquatiques.* ». Sinaba *et al.* (2013), se basant sur les données estimées de la compagnie de réassurance MunichRe, donnent des pertes économiques d'environ 13 milliards de dollars à l'échelle de l'Europe.

La présentation succincte faite ici montre qu'il existe assurément un enjeu liés aux aléas et risques hydrologiques dans le bassin de la Meuse. À ce constat s'ajoute l'effet potentiel du changement climatique, qui peut se traduire par des modifications de l'hydrologie de la Meuse et ses affluents. En effet, la revue de Bauwens *et al.* (2013) conclut à une accentuation des contrastes hydrologiques saisonniers. D'autres études ont également conclu à des accentuations des extrêmes hydrologiques, tant pour les crues (*e.g.* Driessen *et al.*, 2010; Drogue *et al.*, 2010; Detrembleur *et al.*, 2015) que

---

3. Estimé dans ce document d'après l'analyse fréquentielle réalisée sur les débits journaliers observés, *cf.* section 5.3.3.3.

4. Débit moyen mensuel minimum annuel.

5. Débit caractéristique d'étiage, *i.e.* débit continuellement dépassé sur une période définie.

pour les étiages (*e.g.* Drogue *et al.*, 2010; François *et al.*, 2011; Sinaba *et al.*, 2013; Bauwens *et al.*, 2015). Les modifications à la baisse des étiages de la Meuse pourraient engendrer des effets notables par exemple sur la production d'eau potable, l'agriculture et la production d'électricité (Bauwens *et al.*, 2015). Ces considérations doivent inciter à approfondir l'étude des aléas en climat contrasté et incertain, en vue de pouvoir fournir des éléments utiles aux gestionnaires des risques naturels et singulièrement de ceux liés aux eaux courantes.

## 2.3 Choix des terrains d'étude

La zone d'étude concerne le bassin transnational de la Meuse. Néanmoins, la géographie de ce bassin montre des disparités spatiales, en particulier au niveau des précipitations, du sous-sol et du relief (*cf.* section 2.1). Ainsi on peut supposer que, même si le forçage climatique est relativement similaire à l'échelle du bassin, la réponse au changement climatique ne sera pas spatialement homogène. De plus, un biais fort peut être introduit dans l'évaluation du changement climatique sur la Meuse, par exemple en considérant une température et une pluviométrie homogènes à cette échelle.

Nous avons déjà mentionné le problème de la résolution spatiale des sorties des modèles climatiques dont l'incertitude associée est importante, notamment en termes de précipitations (*cf.* section 1.2.1). Au vu de la taille du bassin de la Meuse, il est possible de reproduire cet écueil si le changement climatique est étudié de manière univoque.

Pour affiner les choses, il semble donc opportun de mener l'étude d'impact du changement climatique sur des bassins de plus petite taille. Du fait de la diversité géographique du bassin, il semble intéressant de se focaliser sur deux sous-bassins contrastés. Dans ce sens, nous avons choisi de considérer un terrain situé dans la partie française du bassin de la Meuse (Meuse lorraine), et un autre qui draine en partie le massif des Ardennes. Cela permet en outre de réduire le biais lié à l'hétérogénéité spatiale des précipitations.

La sélection de notre échantillon de bassins repose aussi sur la disponibilité de données hydroclimatiques et hydrologiques qui garantissent la faisabilité de nos recherches. Le choix s'est donc porté sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel en France (2543 km<sup>2</sup>) et le bassin de l'Ourthe à Tabreux en Belgique (1607 km<sup>2</sup>), localisés sur la Figure 2.3, et pour lesquels des chroniques de données critiques et fiables existent sur au moins 30 ans. Ces bassins sont présentées dans les sections suivantes. L'impact du changement climatique sur l'hydrologie sera en conséquence étudié pour chacun de ces deux bassins (*cf.* Figure 1.4).

Les principales caractéristiques physiques et hydrologiques des bassins étudiés sont résumées

dans le Tableau 2.1. Ces deux bassins ont été choisis dans le but de tester la reproductibilité de nos travaux ainsi que l'impact de l'hydro-diversité des bassins sur la relation climat-écoulement. Précisons que l'indicateur Rising Limb Density (densité des montées de crue) du tableau 1 se définit comme le rapport entre le nombre de montées de crue et leur durée totale (Sawicz *et al.*, 2011). Lorsque cet indicateur est élevé, cela signifie que le cours d'eau se caractérise par des montées de crue fréquentes et rapides, synonymes de forte réactivité. Inversement, lorsque la valeur est faible, cela signifie que les montées de crues sont plus étalées dans le temps.

### 2.3.1 La Meuse à Saint-Mihiel

La Meuse à Saint-Mihiel draine un bassin de taille moyenne (2543 km<sup>2</sup>) à dominante calcaire et agricole (Tableau 2.1). Elle s'écoule dans le couloir meusien qui constitue une vallée de transit lent avec un lit majeur de plusieurs centaines de mètres de large participant activement à l'écoulement des crues. Comme l'écrivent François *et al.* (2011), depuis sa source dans le Bassigny et jusqu'à Saint-Mihiel, la Meuse entaille successivement les plateaux calcaires du Dogger puis le plateau de l'Oxfordien. Les premiers concentrent une densité relativement importante de phénomènes karstiques qui peuvent être à l'origine de pertes (en amont de Neufchâteau) et de circulations souterraines vers des bassins contigus (la Moselle ou la Marne). Ces échanges s'effectuent dans la plupart des cas aux dépens du bassin de la Meuse.

	La Meuse à Saint-Mihiel	L'Ourthe à Tabreux
Surface (km <sup>2</sup> )	2543	1607
Altitude minimale (m)	216	107
Altitude maximale (m)	509	663
Précipitations (mm/an)	936	1000
ETP Penman (mm/an)	644	730
Module de débit (mm/an)	367	460
Surfaces de forêts (%)	39	46
Surfaces agricoles (%)	58	48
Surfaces urbanisées (%)	3	6
Rising Lamb Density	0.39	0.72
Indice d'écoulement de base	0.560	0.575

TABLE 2.1 – Caractéristiques physiques et hydrologiques des deux bassins étudiés

La Meuse à Saint-Mihiel est un cours d'eau peu réactif qui se caractérise par la prédominance de l'écoulement de base dans l'écoulement total (Tableau 2.1). Il est très peu influencé par les usages de

l'eau de sorte que son régime est considéré comme naturel. Celui-ci est de type pluvio-évaporal avec des hautes eaux d'hiver (maximum de février) et des basses eaux d'été (minimum d'août) (Figure 2.4). L'influence nivale est négligeable dans la genèse des écoulements de crue. Ajoutons que la station hydrométrique de Saint-Mihiel fait partie du réseau de référence pour la surveillance climatique des étiages dont les données ont été soigneusement critiquées et validées (Giuntoli et Renard, 2009). La chronique de débits journaliers considérée dans nos travaux s'étend de 1970 à 2011.

### **2.3.2 L'Ourthe à Tabreux (Belgique)**

Le bassin de l'Ourthe à Tabreux est un bassin de taille moyenne (1607 km<sup>2</sup>) à dominante forestière (Tableau 2.1). Il est situé dans les Ardennes au sud-est de la Belgique (Figure 4.1). Sa limite est partiellement adjacente avec la frontière nord-ouest du Luxembourg. L'Ourthe à Tabreux résulte de la confluence de l'Ourthe occidentale et de l'Ourthe orientale à Nisramont où se situe un barrage-réservoir entré en service en 1958. Celui-ci influence peu le régime hydrologique de l'Ourthe à Tabreux comme l'atteste les conclusions de l'étude récente conduite par Dewals *et al.* (2017). On peut donc le considérer comme étant peu influencé. Le confluent Ourthe-Meuse se situe à Liège où l'Ourthe contribue significativement aux volumes d'écoulement lors des crues de la Meuse, en raison de sols peu profonds et de pentes fortes dans la partie amont de son bassin (de Wit *et al.*, 2007). Le régime hydrologique de l'Ourthe à Tabreux est de type pluvio-évaporal avec des hautes eaux d'hiver (maximum de février) et des basses eaux d'été (minimum d'août) (Figure 2.4). Le cours d'eau a une forte réactivité tout en étant majoritairement alimenté par un écoulement de base (Tableau 2.1). L'influence nivale est faible sur les écoulements de crue (de Boer-Euser *et al.*, 2017). La chronique de débits journaliers considérée par notre étude s'étend de 1970 à 2011. Les données hydrométriques ont été critiquées et validées par le Service d'Etudes Hydrologiques (SETHY).



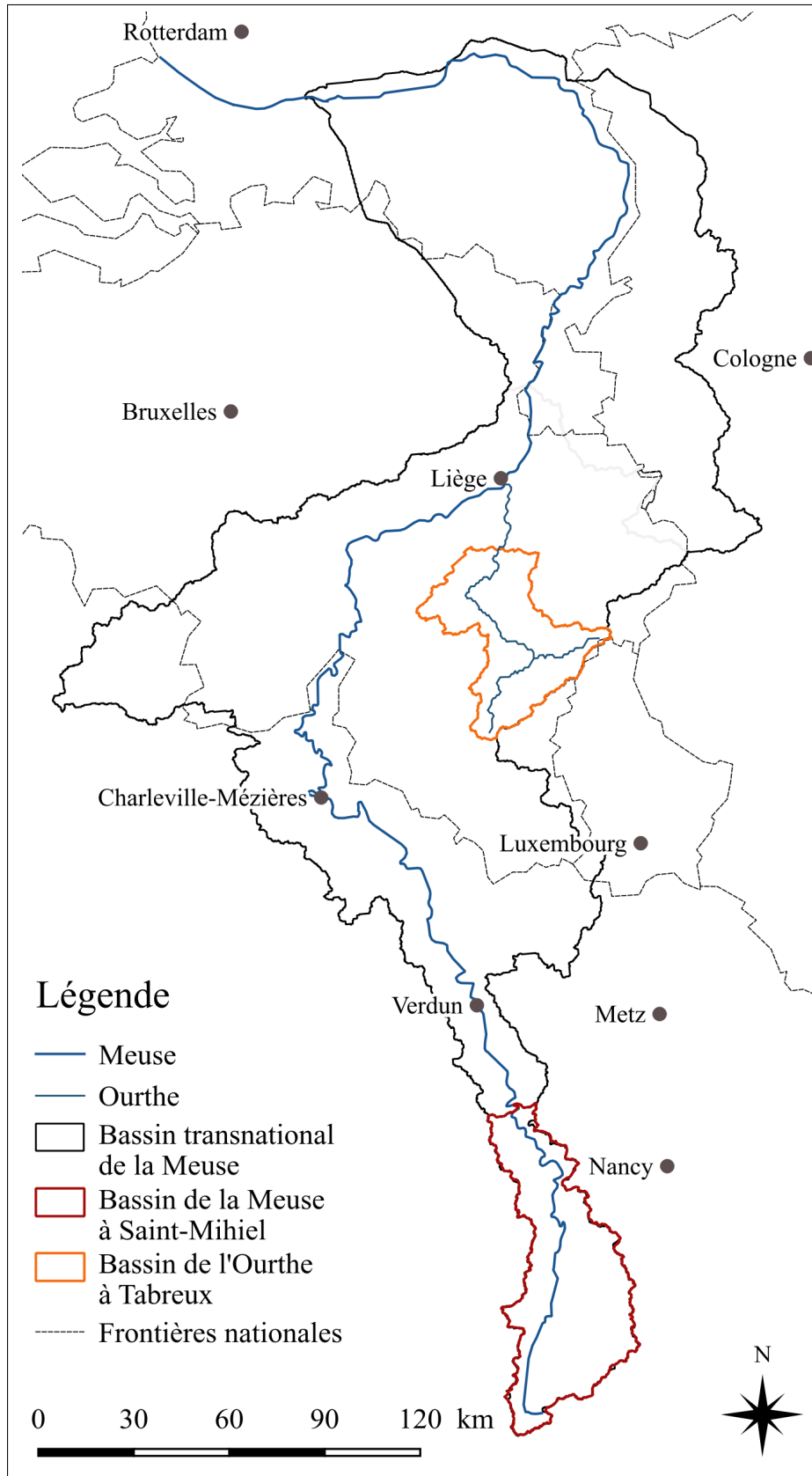


FIGURE 2.3 – Limites du bassin de la Meuse et des sous-bassins jaugés disponibles pour l'étude d'impact hydrologique du changement climatique.

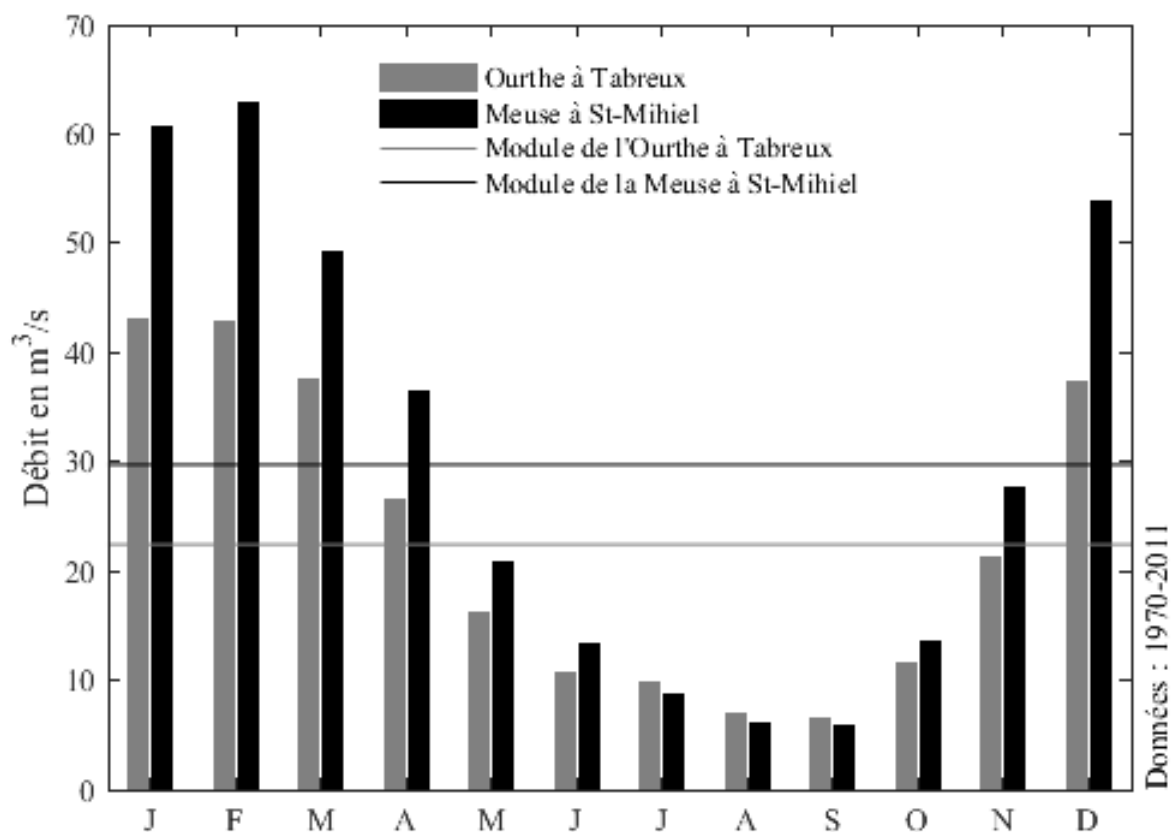


FIGURE 2.4 – Débit moyen mensuel de la Meuse à Saint-Mihiel (France) et de l’Ourthe à Tabreux (Belgique) sur la période 1970-2011

## **Deuxième partie**

**Contribution à l'étude des impacts du  
changement climatique sur l'hydrologie dans  
le bassin de la Meuse  
Étude de cas sur les sous-bassins de la Meuse  
à Saint-Mihiel (France) et de l'Ourthe à  
Tabreux (Belgique)**

# Introduction

Les éléments abordés dans la première partie de cette thèse conduisent naturellement la réflexion vers l'emploi des sorties des modèles climatiques pour caractériser l'effet de la variabilité climatique potentielle sur l'hydrologie, et en particulier celle des deux sous-bassins versants sélectionnés. Suivant cet objectif, deux questions primordiales interviennent ici : i) quelle(s) approche(s) pour transférer les sorties des MCG à l'échelle spatiale et temporelle pertinente pour l'hydrologie ? ii) quelles variables des MCG retenir comme point de départ de l'étude d'impact ? Cette introduction à la partie 2 tente de répondre à cette double interrogation.

Trois stratégies sont envisageables pour traiter la question de l'interfaçage de l'hydrologie de méso-échelle et des sorties de MCG. La première, relativement peu utilisée, à partir de modèles de climat à haute résolution auxquels sont intégrés des « modules » hydrologiques, obtient le débit en sorties des MCG (Jiménez Cisneros *et al.*, 2014). L'étude de Falloon *et al.* (2011) en est un exemple et indique que les performances de ce type d'approche sont meilleures dans les hautes latitudes. Malgré des résultats encourageants en particulier sur les débits moyens annuels, ces auteurs n'ont testé cette approche que sur des très grands bassins versants. D'autre part la variabilité annuelle du débit mensuel est nettement moins bien reproduite. Cependant, en comparant deux modèles de climat, HadCM3 et HadGEM1, le second étant un témoin des avancées scientifiques de modélisation climatique par rapport au premier, les auteurs ont observé une amélioration des résultats produits avec les sorties du modèle HadGEM1. En définitive, cette approche est prometteuse et laisse présager, dans un futur proche, des couplages MCG-schéma de surface de plus en plus performants. L'initiative EURO-CORDEX<sup>6</sup> témoigne par ailleurs des avancées scientifiques des modèles climatiques en termes de résolution spatiale : les simulations sont réalisées jusqu'à un maillage d'environ 12 km au niveau de l'Europe.

La seconde stratégie consiste à utiliser les sorties des modèles climatiques en mode forcé : les précipitations et la température servent de variables d'impact hydrologique. On y distingue habituellement deux approches : i) la méthode du delta, appliquée aux données d'entrée hydrologiques d'une période de référence (l'anomalie appliquée correspond dans ce cas aux changements évalués par les

---

6. EURO-CORDEX : <http://euro-cordex.net/>.

MCG entre le run forcé et le run de contrôle, ou provient d'un modèle de génération stochastique);  
ii) l'emploi direct des sorties de MCG des variables d'impact hydrologique comme données d'entrée des modèles hydrologiques. De nombreuses études d'étude d'impact hydrologique se sont basées sur ce type de démarche, par exemple Booij (2005); de Wit *et al.* (2007); Drogue *et al.* (2010) dans le bassin de la Meuse.

Néanmoins, deux limites principales affectent cette stratégie. En effet, les chroniques de précipitations et températures simulées par les MCG peuvent présenter des biais parfois très importants. Ceux-ci sont diagnostiqués *via* la comparaison des sorties de modèles des runs historiques avec les observations. Ainsi Flato *et al.* (2013), dans le chapitre "Evaluation of climate models" de l'AR5 (Working Group I - The physical science basis) indiquent que des biais existent dans les sorties des MCG du CMIP3 et du CMIP5, de manière très variables selon les régions du monde. À l'échelle de l'Europe, ils sont décelables en particulier pour les précipitations (pour la région "Northern Europe", l'erreur est d'environ  $\pm 25\%$  environ pour le cumul Octobre-Mars, basé sur les données CRU<sup>7</sup> 1986-2005), bien que les observations mensuelles se situent à l'intérieur du seuil d'incertitude. D'un point de vue hydrologique, cela soulève la question du transfert du biais vers les sorties de la modélisation hydrologique. Kusangaya *et al.* (2017) montrent par exemple que l'incertitude imputable aux précipitations (après traitement de descente d'échelle) est amplifiée au moins par deux dans les sorties du modèle hydrologique. Trois mesures sont envisageables pour solutionner au moins partiellement cette limite : d'une part, et c'est ce à quoi s'attellent les modélisateurs du climat d'une expérience CMIP à une autre, des améliorations peuvent être apportées aux MCG ; d'autre part, les méthodes de descente d'échelle (*cf.* paragraphes suivants) nécessitent d'être améliorées ; enfin, des procédures de débiaisage (« debiasing ») peuvent être élaborées pour réduire l'erreur entre données observées et simulées sur une période de référence.

Une seconde limite réside dans l'échelle spatiale qui caractérise les MCG (de l'ordre de la centaine de kilomètres carrés), souvent inconsistante avec les études d'impact hydrologique. Face à cette limite, une descente d'échelle (« downscaling ») est nécessaire, dite dynamique et qui passe par l'utilisation de modèles de climat régionaux (MCR) qui descendent les simulations des MCG à l'échelle de la dizaine de kilomètres. Ces modèles, « pilotés » par un MCG sur ses bords, du fait d'une maille plus fine, visent à mieux résoudre les processus atmosphériques à l'échelle locale. Néanmoins, les sorties des MCRs ne sont pas non plus dénuées de biais, comme le mettent par exemple en avant Blenkinsop et Fowler (2007); Leander *et al.* (2008); van Vliet *et al.* (2012) dans le bassin de la Meuse.

Enfin, la troisième stratégie pour lier sorties des MCG et hydrologie de bassin s'oriente vers l'utilisation des champs géophysiques (géopotentiels par exemple) dont la dynamique est à l'origine de la circulation atmosphérique. Cette approche doit ainsi nécessairement passer par une étape de transfert des champs de géopotentiels vers des variables climatiques connues localement ou directement

---

7. Climatic Research Unit

vers des variables d'intérêt hydrologique. Ce faisant, elle permet également d'opérer une descente d'échelle. Les fonctions de transfert permettent de remplir cet objectif. Ce sont généralement des relations statistiques liant la circulation de large échelle à des variables climatiques de surface (Wilby et Wigley, 1997; Wilby *et al.*, 2004; Fowler *et al.*, 2007). Cette stratégie présente un intérêt particulier car les champs de géopotential sont réputés être correctement simulés (*i.e.* faiblement biaisés) par les MCG en comparaison des variables climatiques de surface. C'est en effet ce qu'avancent par exemple Johnson et Sharma (2009) s'intéressant à l'Australie, ou encore Gupta *et al.* (2016) pour l'Espagne. Collins *et al.* (2013) indiquent également que la circulation atmosphérique est bien reproduite par les modèles du CMIP5. Comme l'indique par exemple Wójcik (2015) pour la Pologne, des biais existent tout de même dans les sorties des champs de géopotential en surface et à 500 hPa. Charles *et al.* (2007) font le même constat pour un bassin australien et précise qu'ils produisent, *via* une chaîne couplant fonction de transfert et modélisation hydrologique des précipitations et débits mensuels biaisés en comparaison avec les observations.

Un argument supplémentaire qui peut être avancé en faveur de cette troisième stratégie réside dans les nombreuses études qui ont tenté cette démarche et ont obtenu des résultats très prometteurs. Des performances intéressantes ont effectivement été obtenues en transférant la circulation atmosphérique vers des variables climatiques de surface (*e.g.* Tu *et al.*, 2004; Brisson *et al.*, 2011; Jeong *et al.*, 2012; Ullmann *et al.*, 2014), mais aussi directement vers des variables ou indices hydrologiques (*e.g.* Tu, 2006; Bouwer *et al.*, 2008; Giuntoli *et al.*, 2013).

En définitive, c'est vers cette troisième stratégie que nous allons orienter nos travaux, en tentant d'évaluer les deux démarches précitées (liaison circulation atmosphérique – indices hydrologiques vs liaison circulation atmosphérique – variables climatiques de surface – modèle hydrologique) en partant de la connaissance des données de circulation atmosphérique régionale. Cette deuxième partie s'organise ainsi : le chapitre 3 aborde la question des biais dans les sorties de l'ensemble de MCG utilisé et de leur correction ; le chapitre 4 évalue une tentative de liaison directe de la circulation atmosphérique régionale avec des indices hydrologiques ; le chapitre 5 teste la seconde démarche, liant circulation atmosphérique et les variables de forçage climatique dans un premier temps, puis la modélisation hydrologique dans un second temps.

# Chapitre 3

## Correction des champs de pression atmosphérique des MCGs

La variabilité climatique de surface est largement liée à la circulation atmosphérique. De fait, la variabilité de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin possède potentiellement un lien avec la circulation atmosphérique. Nous avons pris le parti dans notre étude d'aborder la circulation atmosphérique par le biais des champs de pression. En effet, comme nous l'avons déjà souligné précédemment, les données de pression des MCG sont moins biaisés que les variables de forçage climatique importantes pour l'hydrologie comme les précipitations. Cela ne doit néanmoins pas occulter le fait qu'un biais puisse tout de même exister dans les champs de pression, comme l'a montré Wójcik (2015) en se focalisant sur la Pologne. Ainsi, dans ce chapitre, nous présentons la méthode de correction utilisée pour corriger les données de pression de l'ensemble de MCG CMIP5 utilisé dans nos travaux.

### 3.1 Quelle méthode de correction ?

#### 3.1.1 Présentation des données

Les données utilisées pour estimer la variabilité climatique future proviennent des sorties des modèles issues de l'expérience de modélisation CMIP5, mise en place en amont du dernier rapport du GIEC (AR5). En vue de réaliser une étude « ensembliste » (e.g. Ullmann *et al.*, 2014), nous avons constitué un ensemble de 13 modèles (Tableau 3.1).

Suivant les arguments de Ullmann *et al.* (2014), afin de donner un poids similaire à chaque mo-

Institut météorologique	Pays	Nom du modèle
College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University (GCESS)	Chine	BNU-ESM
Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis (CCCma)	Canada	CanESM2
Centre National de Recherches Météorologiques / Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS)	France	CNRM-CM5
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, in collaboration with the Queensland Climate Change Centre of Excellence (CSIRO-QCCCE)	Australie	CSIRO-Mk3.6.0
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA GFDL)	États-Unis	GFDL-ESM2G
Institute for Numerical Mathematics (INM)	Russie	INM-CM4
Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)	France	IPSL-CM5-MR
Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (MIROC)	Japon	MIROC5
Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)	Allemagne	MPI-ESM-LR
Meteorological Research Institute (MRI)	Japon	MRI-CGCM3
National Center for Atmospheric Research (NCAR)	États-Unis	CCSM4
Norwegian Climate Centre (NCC)	Norvège	NorESM1-M
Met Office Hadley Centre (MOHC)	Royaume-Uni	HadGEM2-ES

TABLE 3.1 – Liste des modèles climatiques CMIP5 utilisés dans cette étude. Source : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/ipcc/cmip5/help.html>.

dèle, une seule simulation par modèle a été retenue quand les modèles en disposaient de plusieurs. Les simulations « r1i1p1 » (*r* pour *realization*, *i* pour *initialisation* et *p* pour *physics*) ont donc été extraites<sup>1</sup> pour chacun des modèles. Les runs de MCG ont été sélectionnés sous forçage RCP4.5 (stabilisation du réchauffement climatique à l’horizon 2100) et RCP8.5 (amplification du réchauffement climatique jusqu’en 2300) qui représentent deux scénarios d’analyse des politiques climatiques sur les quatre utilisés dans le cadre de l’Advanced Report 5 (AR5) du Groupement Intergouvernemental d’Experts sur le Climat (GIEC), qui comprennent également deux scénarios d’atténuation (Moss *et al.*, 2010). Dans un premier temps, nous avons donc pris le parti de ne retenir que deux scénarios radiatifs, l’un médian (RCP4.5), l’autre très « pessimiste » (RCP8.5).

1. Ces données ont été extraites sur le site KNMI Climate Explorer, section "Monthly CMIP5 scenarios runs".



Nous anticipons sur le chapitre 4 en indiquant que les sorties des modèles retenues sont celles de la pression atmosphérique au niveau de la mer ( $P_{\text{mer}}$ ) et de la hauteur du géopotential à 500 hPa (Z500) considérées aux points de grille couvrant le bassin de la Meuse. Les raisons qui nous ont amené à ce choix sont données dans les chapitres 4 et 5. Ce sont donc ces données qui seront soumises à une procédure de débiaisage.

Les données de  $P_{\text{mer}}$  et Z500 de chaque modèle répertorié dans le Tableau 3.1 ont également été extraites pour le *run* historique, pour lequel la période 1979-2005<sup>2</sup> a servi de comparaison avec les données observées<sup>3</sup>. Les Figures 3.1 et 3.2 illustrent cette comparaison au point de grille 5°E-50°N<sup>4</sup>, respectivement pour la  $P_{\text{mer}}$  et le Z500.

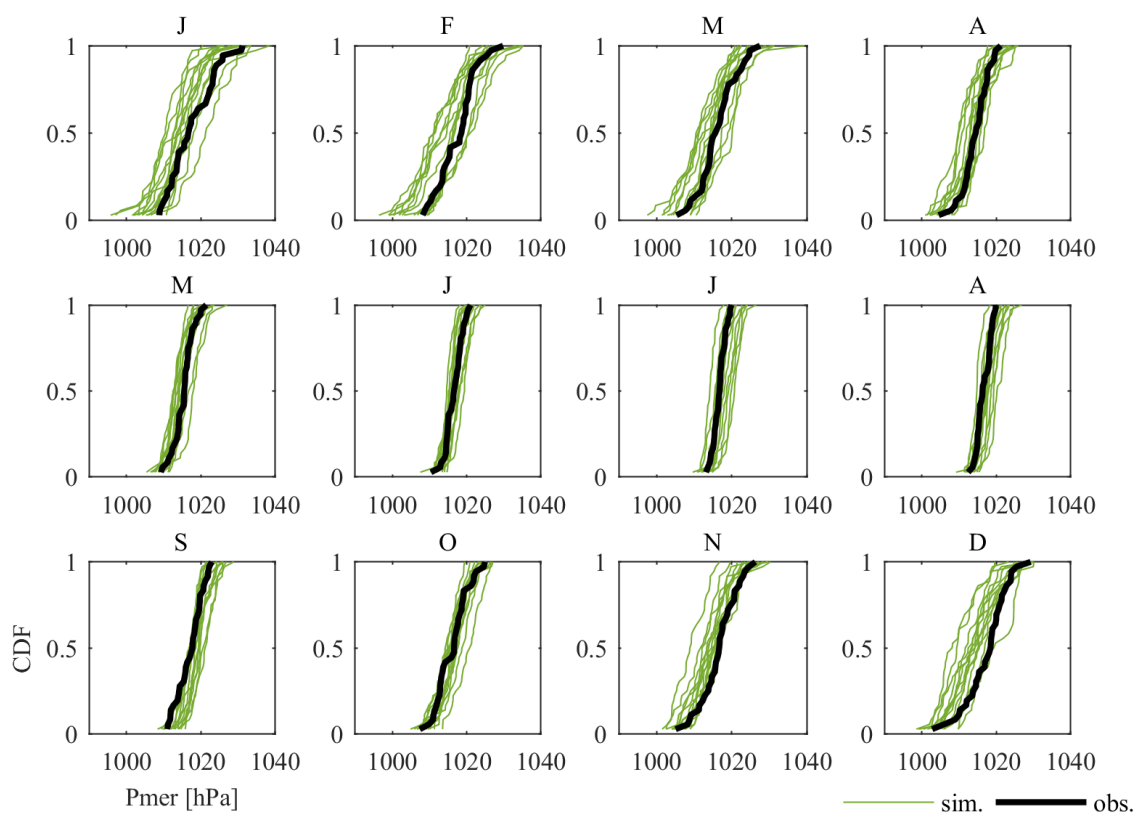


FIGURE 3.1 – Courbes de fréquences cumulées (CDF) des données de la pression au niveau de la mer simulées par les MCG (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille 5°E-50°N.

Quelle que soit la variable représentée,  $P_{\text{mer}}$  ou Z500, il apparaît une dispersion plus ou moins forte autour des courbes de fréquences cumulées (CDF) des données observées. Ce constat peut être

2. La période du *run* historique des modèles a une date de début variable, c'est pourquoi nous avons retenu la période 1979-2005, commune à tous les modèles.

3. Les données observées (*i.e.* de référence) sont présentées en détail dans le chapitre 4. Il s'agit de données NCEP très bien corrélées avec les observations aux stations météorologiques.

4. correspondant grossièrement au centroïde du bassin de la Meuse à Borgharen, NL

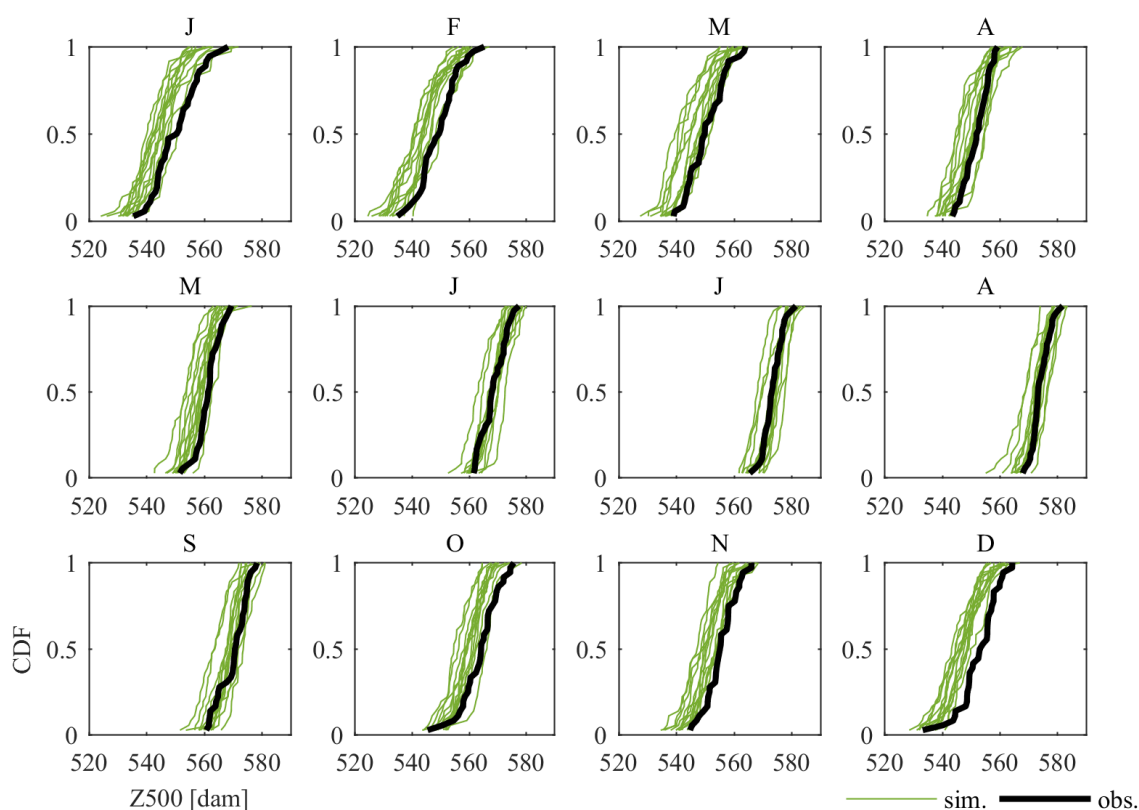


FIGURE 3.2 – Courbes de fréquences cumulées (CDF) des données de Z500 simulées par les MCG (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille 5°E-50°N.

généralisé à l'ensemble des mois. S'agissant de la  $P_{\text{mer}}$  (Figure 3.1), les anomalies entre données de référence et données simulées, calculées sur les séries triées, oscillent pour la majorité entre  $-5hPa$  et  $+5hPa$ , comme l'illustre la Figure 3.3. Comparée aux données de référence (représentées par l'abscisse 0), il apparaît que les simulations, prises indépendamment les unes des autres, présentent des différences parfois importantes, en particulier pour les mois hivernaux (novembre à mars). Lorsqu'on compare dans un second temps la médiane de l'ensemble des résidus (tous quantiles et tous modèles confondus), renseignée sur les graphiques par un trait épais pointillé, il apparaît que la différence avec les données de référence est beaucoup plus modeste : entre  $-3.35 hPa$  pour décembre à  $+1.51 hPa$  pour septembre. En se basant sur la médiane, on remarque également qu'il existe une saisonnalité dans l'année : pour les mois de novembre à mai, les modèles semblent dans l'ensemble tendre vers une sous-estimation des données de référence, tandis que les mois d'août et septembre indiquent en majorité une surestimation. Les mois de juin-juillet et d'octobre semblent indiquer le point de bascule entre sous-estimation/surestimation et surestimation/sous-estimation, respectivement, avec des valeurs médianes très proches de 0.

Les biais entre données de référence et simulations sont également présents pour le Z500 (Fi-

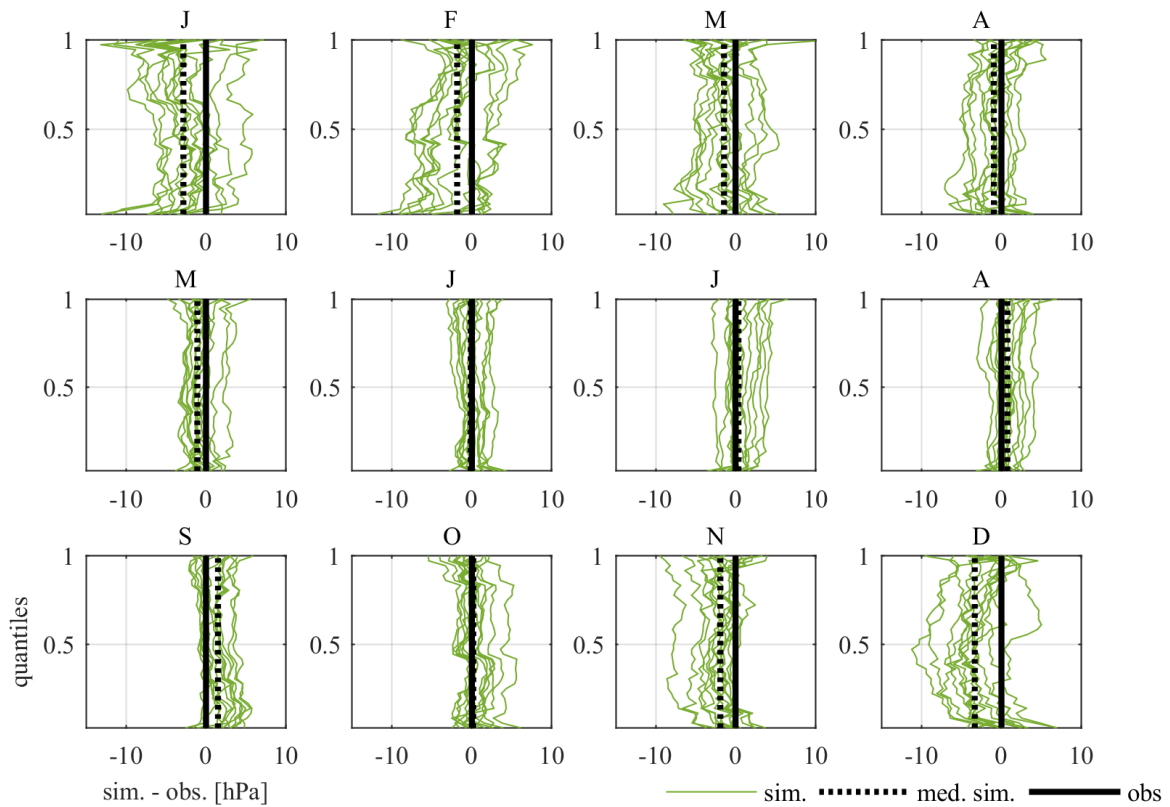


FIGURE 3.3 – Courbes des écarts entre les fréquences cumulées des données de  $P_{mer}$  simulées par les MCGs (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille  $5^{\circ}E-50^{\circ}N$ .

gures 3.2 et 3.4). Ils semblent, notamment pour certains mois (octobre à mars), quasi uniquement surestimer les données de référence : la presque totalité des courbes se situent dans des anomalies négatives par rapport aux données de référence. Les médianes indiquent, au même titre que pour la  $P_{mer}$ , une saisonnalité. Si on y retrouve globalement, hormis septembre et octobre, les mêmes mois pour lesquels la médiane révèle une sous-estimation majoritaire (septembre à mai), avec des valeurs allant de -6.1 dam à -1.6 dam, il n'y a au contraire pas de mois indiquant une surestimation. Les mois estivaux (juin, juillet et août, voire septembre) montrent des anomalies dont les médianes sont proches de 0.

Cette analyse permet de soulever deux points :

- i) malgré une distribution des écarts entre données simulées et données de référence parfois bien organisée autour de 0, les anomalies restent toutefois bien marquées, pour tous les mois. Il y a en conséquence une nécessité de débiaiser les séries simulées. Même si certains modèles simulent des valeurs très proches des données de référence pour certains mois, il est toutefois nécessaire de mettre en œuvre une procédure de correction.
- ii) la dispersion parfois très importante des séries simulées par différents MCGs renvoie à question

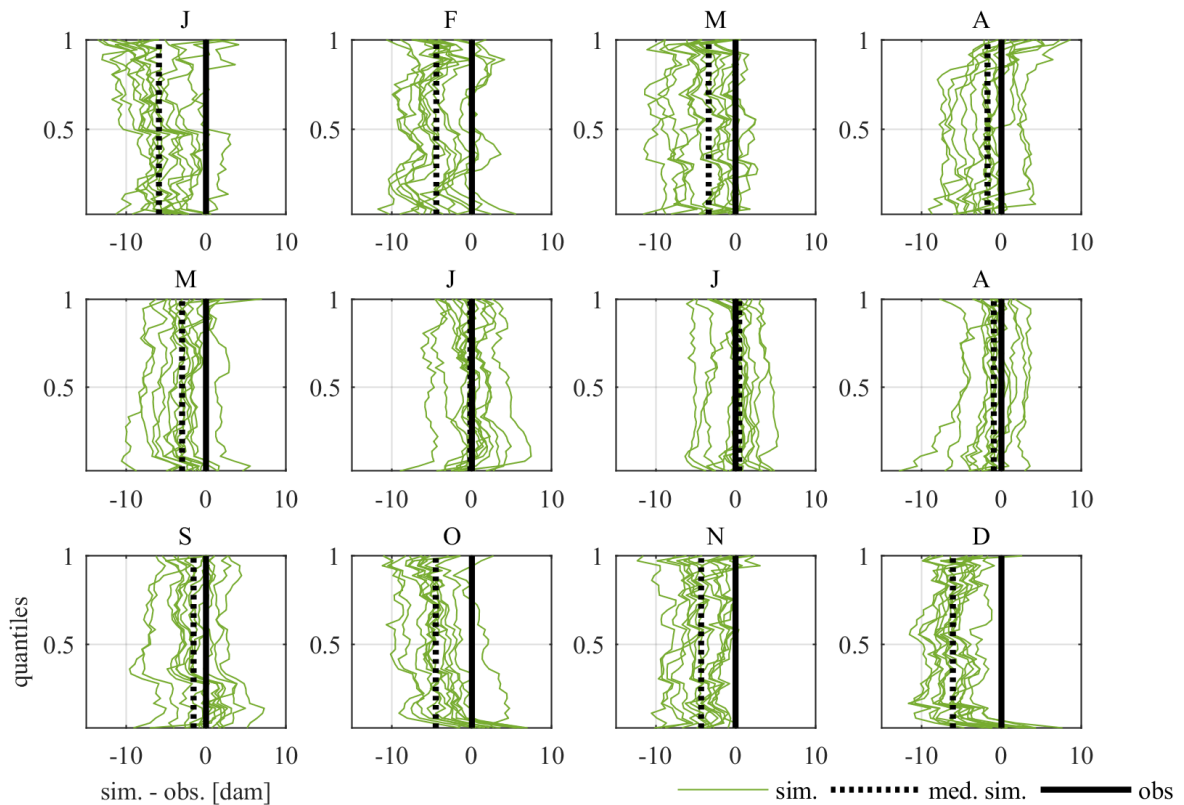


FIGURE 3.4 – Courbes des écarts entre les fréquences cumulées des données de Z500 simulées par les MCGs (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille 5°E-50°N.

de la validité et de la représentativité d’une étude d’impact « mono-modèle ». Au contraire, il nous semble que la dispersion que montrent les Figures 3.1, 3.2, 3.3 et 3.4 militent clairement en faveur de l’emploi d’un grand nombre de MCGs, pour sinon parvenir, du moins tendre vers une analyse ensembliste, *i.e.* multi-modèles. Cela nous conforte ainsi dans le choix d’utiliser 13 MCGs, forcés avec deux scénarios radiatifs différents.

### 3.1.2 Benchmarking des méthodes de débiaisage

Les biais des simulations sont une propriété congénitale des MCGs (GIEC, 2013a). D’une part, les modèles entre eux proposent des valeurs différentes, et d’autre part, les valeurs obtenues par les MCGs, quand on les compare aux données de référence, présentent des anomalies parfois importantes (cf. section 3.1.1). Partant de cette constatation, il est légitime de s’interroger sur la manière d’utiliser les sorties des modèles. En la matière, plusieurs options sont possibles.

Une première option consiste à ne pas intervenir sur les données de sorties des MCGs, dans la

mesure où la méconnaissance du futur empêche de valider une mesure de correction calculée en temps présent (période de référence) et appliquée aux données de projection. Les partisans de ce type d'approche défendent l'idée que ce biais intra-MCG est une part congénitale primordiale de l'incertitude des projections. Couplée à une approche ensembliste, l'estimation de l'incertitude des projections est donc une finalité forte de ce type d'approche.

Partant de l'utilisation des sorties brutes des MCGs, mais en ajoutant des étapes, d'autres approches se sont développées. Il s'agit par exemple de celle décrite par Christerson *et al.* (2012) ou Vidal *et al.* (2016a), fondée sur l'idée de « représentativité » : suivant certains attributs de variables, seules sont utilisées pour l'analyse celles qui reproduisent relativement bien ces attributs. Une autre approche se propose d'attribuer un poids aux simulations utilisées, comme le font Renard et Vidal (2016) dans leur étude : un poids plus important est accordé aux simulations qui, en temps présent, ont une capacité à mieux reproduire le climat observé. Cette dernière approche est de fait ensembliste et ainsi « produit » une sortie pondérée par toutes les simulations retenues, mais aussi accorde une importance capitale à l'estimation de l'incertitude (qui d'ailleurs intervient dans le poids accordé aux simulations).

Une seconde option consiste à post-traiter les sorties de modèles pour les débiaiser préalablement à leur utilisation dans les études d'impact du changement climatique. C'est une approche curative plutôt que préventive. De nombreux travaux ont mis en œuvre des procédures de correction de ce type. Déqué (2007) ou Pierce *et al.* (2015) par exemple en proposent une revue dont nous nous inspirons ici.

Une première méthode de débiaisage consiste à corriger les données par une anomalie, appliquée sur les observations ou sur la simulation future. Il s'agit pour le premier cas de la méthode du delta, où l'on applique à l'observé une anomalie (additive ou multiplicative) entre moyenne des données simulées futures et moyenne des données simulées sur la période de référence. Une autre façon de procéder consiste à appliquer aux données simulées futures l'anomalie entre moyenne des observations et moyenne des données simulées en période de référence (méthode des biais, *unbiasing method* en anglais). Cependant, on reproche à ces deux approches de conserver la variabilité climatique présente dans le futur, quand on peut supposer que le climat futur pourrait connaître des modifications dans la fréquence de certains paramètres.

Une autre approche repose sur la correction par analogie des types de temps, qui semble procurer des résultats intéressants comparés à d'autres méthodes (e.g. Wetterhall *et al.*, 2012). Néanmoins, ce type de méthode est généralement imbriqué à une procédure de *downscaling*. En effet, sur la base des données observées (ou réanalyses), des associations de types de temps caractéristiques et de paramètres climatiques de surface (e.g. précipitations) sont identifiés, pour *in fine* appliquer une correction à ces paramètres, suivant les types de temps (e.g. Boé *et al.*, 2006; Wetterhall *et al.*, 2012).

D'autres méthodes existent, et notamment les approches dites quantile-quantile (QM, *quantile-mapping* en anglais) (Panofsky et Brier, 1968). Ces approches font l'hypothèse que ce ne sont pas les valeurs des quantiles elles-mêmes, mais la distribution des quantiles qui est bien simulée par le modèle. Pour leur mise en oeuvre elles se basent sur la distribution fréquentielle des séries temporelles. Dans ses travaux, Déqué (2007) fait remarquer par le biais de graphique quantile-quantile (*qq-plots* en anglais) que les méthodes d'anomalies ne sont pas judicieuses dans certains cas : la correction à appliquer doit permettre d'aligner au mieux les courbes entre observations et simulations de référence sur la bissectrice d'un graphique quantile-quantile ; hors dans certains cas, la courbe observée vs simulée n'est pas parallèle à la bissectrice ; mettre en oeuvre une méthode basée sur les anomalies permet juste de « décaler » la courbe, mais ne l'ajuste pas à la bissectrice car il existe un biais dans la variabilité climatique du modèle. Ainsi, la méthode de correction quantile-quantile, nommée CDFm (*CDF matching*) et décrite par Li *et al.* (2010), s'organise schématiquement comme ceci :

- i) pour une valeur de la série simulée future, on identifie dans la série simulée de référence le quantile pour la même valeur ;
- ii) pour le même quantile, on calcule la différence (ou le rapport) entre série simulée de référence et observation ;
- iii) cette différence (ou ce rapport) est appliquée à la valeur de départ de la série simulée future.

Ainsi, chaque valeur de la série simulée future a une fonction de correction différenciée (lorsque les valeurs se situent entre les percentiles, une interpolation linéaire est appliquée entre les deux percentiles qui les encadrent). De cette manière, la distribution des observations est conservée dans la série simulée future. En fait, cette approche suppose que le modèle est capable de simuler un rang plutôt qu'une valeur. Il découle de cette hypothèse que c'est donc sur le rang (*i.e.* les quantiles) qu'il faut implémenter une fonction de correction plutôt que sur les valeurs, à l'inverse des méthodes d'anomalies.

Une des limites avancée à l'encontre de cette technique concerne le traitement des extrêmes qui sortent du rang des observations, pour lesquels généralement, dans ce cas, c'est la correction du dernier quantile des valeurs observées qui sert de correction pour les valeurs supérieures.

Une autre méthode alternative de correction quantile-quantile est celle proposée par Li *et al.* (2010). Ces auteurs soutiennent que les méthodes quantile-quantile « classiques » ne permettent pas de considérer un changement de variance et de symétrie/asymétrie de la distribution climatique dans le temps, entre période de référence et période de projection. Dans ce sens, ces méthodes de correction ne prendraient pas en compte une modification importante des extrêmes, ce qui impliquerait que l'asymétrie de la distribution soit davantage marquée (par exemple étirée vers les fortes valeurs dans le cas d'une occurrence plus importante des extrêmes hauts). Afin de pallier cette limite, Li *et al.* (2010) proposent « to incorporate information from the CDF of the model projection instead of assuming that the historic model distribution applies to the future period », et suggèrent la méthode

dite EDCDFm (*equidistant CDF matching method*). Si la différence entre observations et simulations en période de référence est appliquée aux valeurs de la simulation future, à l'instar d'une correction quantile-quantile « classique », les différences des distributions des observations et des simulations en temps futur sont également prises en compte. Schématiquement, on procède aux étapes suivantes :

- i) pour une valeur donnée de la série simulée future, on identifie son percentile ;
- ii) on calcule la différence entre les valeurs de l'observé et de la série simulée de référence pour le même percentile ;
- iii) on applique cette différence à la valeur de départ de la série simulée future.

L'approche diffère de celle de CDFm par son point de départ : pour la méthode CDFm, le point de départ est une valeur, tandis que pour la méthode EDCDFm, c'est un quantile qui permet l'association aux séries de la période de référence. Ce changement dans le point de départ ne limite pas la correction aux valeurs simulées futures qui sont dans le rang de celles simulées en période de référence.

Dans la revue de Pierce *et al.* (2015), une certaine critique de la méthode EDCDFm (Li *et al.*, 2010) est formulée : après correction, cette méthode conserve la médiane des projections non-corrigée, mais ne conserve pas la moyenne du signal. Cependant, d'une part, l'étude de Pierce *et al.* (2015) traite de la correction des variables de forçage climatique : précipitations et températures<sup>5</sup> ; d'autre part, les auteurs énoncent que dans le cas des précipitations, cela pose question (en particulier dans certaines zones arides des États-Unis où la moyenne des projections des précipitations est augmentée de 30 % par cette correction), mais suggèrent que pour les températures, cette méthode n'influe que très peu sur la moyenne des projections comparée aux données avant correction.

Dans notre cas, nous souhaitons appliquer une correction aux sorties de pression des MCGs. Nous pouvons faire l'hypothèse que le comportement des champs de pression se rapprochent davantage de celui de la température que des précipitations : leur variabilité est largement lissée en comparaison de celle des précipitations, dont les valeurs sont indépendantes les unes des autres. En effet, d'un jour à l'autre, la température (ou la pression atmosphérique par exemple) peut être modifiée, mais rarement d'une amplitude très importante. Tandis que d'un jour à l'autre, les précipitations peuvent passer d'une valeur très haute à une valeur nulle. Cela nous amène à penser que la méthode EDCDFm est adaptée au débiaisage des champs de pression.

Il convient toutefois de rappeler que toutes ces méthodes de correction imposent une hypothèse forte de stationnarité de la fonction de correction dans le futur. En effet, la correction à appliquer est identifiée généralement par une comparaison entre valeurs observées et valeurs simulées sur la période de référence. Il n'y a en revanche aucune garantie que la correction soit pertinente en temps futur. La méthode EDCDFm tente toutefois de surmonter cette limite, c'est pourquoi nous envisageons de

---

5. Il est utile de noter que la bibliographie qui traite des méthodes de corrections des sorties des MCGs s'intéresse généralement exclusivement à ces variables.

l'appliquer à notre jeu de données. La section suivante détaille la procédure mise en œuvre.

## 3.2 Procédure de débiaisage utilisée

### 3.2.1 Identification des biais

Nous avons vu dans la section 3.1.1 que les données de pression ( $P_{mer}$  et Z500) présentaient des biais parfois marqués. Néanmoins, cette analyse visuelle doit être approfondie pour identifier, pour chaque série temporelle de MCG si une correction est nécessaire.

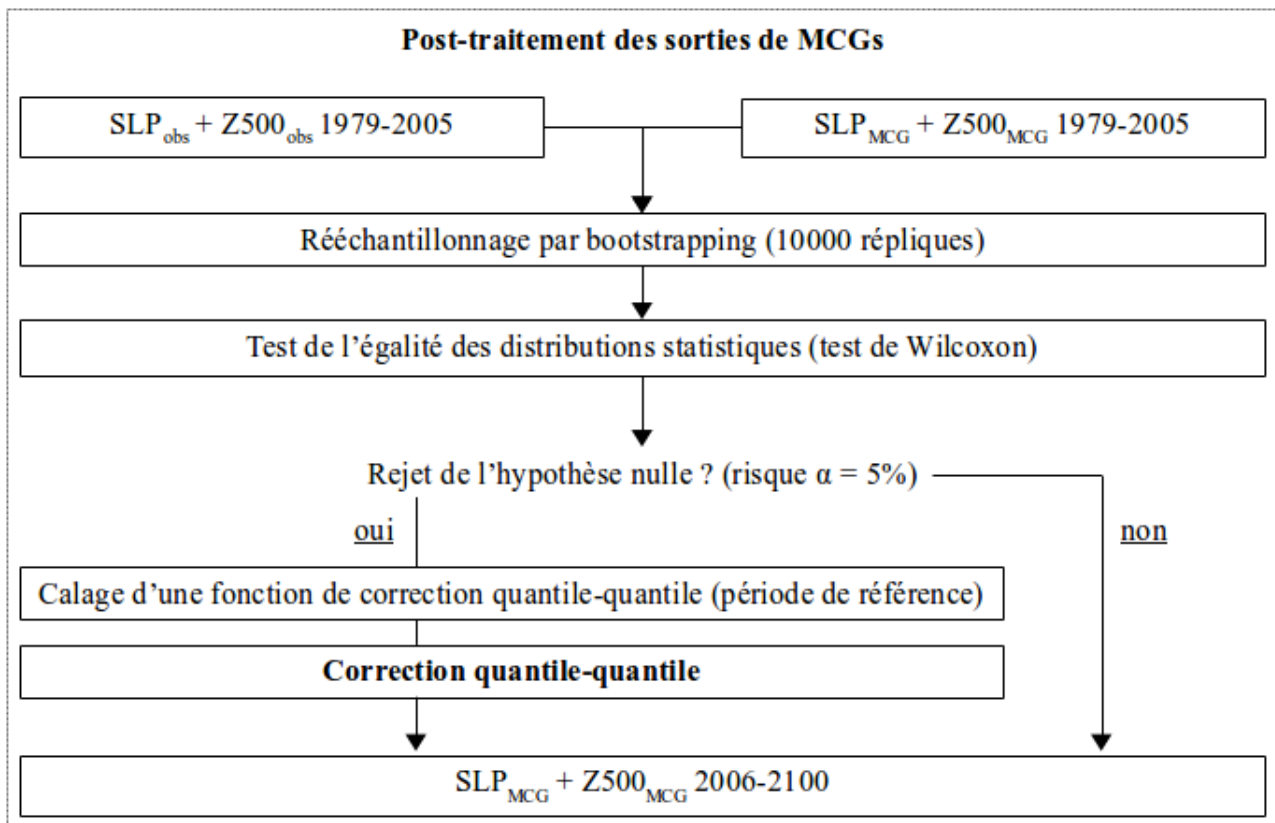


FIGURE 3.5 – Procédure de post-traitement des sorties de pression des MCGs ( $P_{mer}$  et Z500).

La Figure 3.5 présente la méthode mise en œuvre pour identifier un biais significatif. Cette étape passe par la réalisation d'un test de Wilcoxon (Wilcoxon, 1945), appelé test des rangs signés. Ce test, équivalent au test Mann-Whitney (Mann et Whitney, 1947), est un test statistique non-paramétrique qui cherche à comparer deux échantillons indépendants en testant l'égalité de leurs médianes. En résumé, le test de Wilcoxon cherche à identifier si les deux échantillons sont issus de la même population, en posant l'hypothèse que si c'est effectivement le cas, alors les deux échantillons présenteront



la même médiane, qui correspond à la médiane de la population d'origine. Dans leur annexe 2, Droque et François (2013) précisent : « On considère deux échantillons  $X_1$  et  $X_2$  de valeurs indépendantes ( $X_1, X_2, \dots, X_{N1}$ ) d'une variable aléatoire  $X$  de distribution inconnue. Le but du test est de prendre une décision concernant l'hypothèse nulle suivante  $H_0$  : la médiane de  $X$  sur  $X_1$  est identique à celle de  $X$  sur  $X_2$ . ». Pratiquement, le test de Wilcoxon, après avoir trié les deux échantillons, regarde pour chaque paire (*i.e.* chaque rang), d'une part le signe obtenu par la différence entre les deux valeurs, et d'autre part, la grandeur des différences de chaque paire (rang). La statistique du test correspond ainsi à la somme des rangs de signe positif et des rang de signe négatif.

	Points de grille	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P <sub>mer</sub>	5°E-50°N	44.21	82.93	68.52	82.4	93.66	55.75	88.76	69.54	93.62	80.74	27.74	3.45
	0°E-50°N	77.34	90.26	74.31	85.59	93.43	29.75	69.55	82.44	95.03	95.03	61.52	17.95
	2.5°E-50°N	72.51	73.64	68.72	94.05	94.6	94.4	47.3	9.45	19.04	21.22	72.79	91.61
	7.5°E-50°N	57.26	65.3	65.46	94.36	84.83	90.7	36.79	1.17	5.18	14.73	45.69	78.47
	10°E-50°N	67	90.92	86.99	92.35	70.62	38.99	75.81	57.21	90.42	89.69	57.17	23.69
	5°E-55°N	64.07	53.44	90.19	89.39	91.9	33.2	57.49	45	60.8	94.95	78.56	18.67
	5°E-52.5°N	55.81	58.91	82.3	84.14	89.34	86.55	92.88	78.49	87.51	92.99	53.38	11.84
	5°E-47.5°N	77.82	93.71	79.8	94.39	85.18	1.18	62.85	77.29	94.27	93.66	65.71	36.87
	5°E-45°N	91.81	87.46	87.48	91.12	68.84	0.14	56.98	83.94	94.56	90.2	73.94	72.62
Z500	5°E-50°N	12.78	38.65	13.84	7.22	0.22	20.18	43.37	29.01	17.94	1.04	3.56	0.25
	0°E-50°N	4.11	10.71	4.22	13.69	4.62	23.58	36.88	64.98	24.36	7.36	2.24	0.04
	2.5°E-50°N	5.68	20.3	8.63	16.48	0.93	59.64	80.63	72.5	36.99	5.36	3.72	0.2
	7.5°E-50°N	11.7	35.98	25.28	22.62	0.25	94.16	89.26	94.86	55.76	9.61	4.44	1.67
	10°E-50°N	13.47	49.17	34.8	23.32	0.06	94.79	72.83	94.22	61.02	9.91	7.65	3.93
	5°E-55°N	8.13	5.22	37.96	12.05	0.69	21.43	30.81	84.52	88.44	38.8	9.8	0.75
	5°E-52.5°N	8.12	9.24	24.33	13.21	0.44	84.47	65.17	93.68	63.95	21.59	6.89	0.57
	5°E-47.5°N	17.64	61.81	13.5	29.85	0.16	23.96	16.22	59.12	29.54	1.72	3.38	3.12
	5°E-45°N	56.46	93.2	38.78	67.68	0.42	11.46	16.73	92.75	54.88	10.17	20.16	32.45

TABLE 3.2 – Résultats de la procédure combinée bootstrapping-test de Wilcoxon pour la P<sub>mer</sub> avec le modèle CNRM-CM5. Les valeurs sont données en pourcents.

Le test de Wilcoxon teste les hypothèse suivantes :

- H0 (hypothèse nulle) : les deux échantillons comparés sont issus d'une distribution continue avec des médianes égales ;
- H1 (hypothèse alternative) : les deux échantillons comparés sont issus d'une distribution différente.

Ainsi, si la somme des rangs de signe positif et celle des rangs de signe négatif sont très différentes, l'hypothèse nulle doit être rejetée. Les sorties du test sont les suivantes :

- $p$  :  $p$ -value du test ;
- $h$  : décision du test ( $h = 1$  signifie un rejet de l'hypothèse nulle, tandis que  $h = 0$  signifie que

l'hypothèse nulle n'a pas pu être rejeté, à un seuil de significativité de 5%.

Concrètement, une *p-value* inférieure à 0.05 indique que le test rejette l'hypothèse nulle à un seuil de significativité de 5%.

Néanmoins, deux limites apparaissent selon nous : i) le résultat  $h = 0$  ne signifie pas explicitement l'absence de biais, mais simplement que le test n'a pas pu rejeter l'hypothèse nulle ; ii) nos séries sont relativement courtes (1979-2005, soient 27 années) pour considérer comme définitivement valides les conclusions du test. Par conséquent, dans l'idée de rendre l'identification d'un biais dans les simulations (en période de référence) plus robuste, nous avons choisi, pour chaque paire *sim vs obs*, de reproduire le test un grand nombre de fois. Pour cela, une procédure de *bootstrapping* a été mise en oeuvre.

Le *bootstrapping* consiste à produire une réplique d'une série originale, par un rééchantillonnage de cette série. Cette technique a été introduite par Efron (1994) et est utilisée par exemple dans le cas de séries climatiques de petite taille (e.g. Drogue et François, 2013). La procédure est relativement simple : on construit une nouvelle série (réplique) en prélevant aléatoirement, pour chaque nouvel individu de la réplique, un individu de la série originale, avec remise ensuite dans l'échantillon original. Cela implique que le même individu de la série originale puisse être tiré plusieurs fois pour la constitution de la réplique.

Dans notre cas, chaque série simulée et chaque série observée ont été *bootstrappées* 10000 fois, formant ainsi 10000 paires. Le test de Wilcoxon a ensuite été appliqué à chacune des 10000 paires. Pour établir notre diagnostic de la présence ou de l'absence d'un biais entre séries simulées et séries observées, nous calculons l'indice BW (Bootstrap-test de Wilcoxon), correspondant au pourcentage des 10000 tests, pour chaque combinaison, révélant que l'hypothèse nulle n'a pas pu être rejetée.

Nous avons établi que :

- si  $BW \geq 95\%$ , alors on considère qu'il n'y a pas de biais ;
- dans le cas contraire,  $BW < 95\%$ , on considère qu'il y a un biais, et qu'une procédure de correction des séries simulées doit être appliquée.

Une appréciation est ensuite portée sur l'ensemble des résultats. En effet, cette procédure sert principalement à identifier si la majorité des simulations présente un biais, ou au contraire si la majorité des simulations ne présente pas de biais.

La procédure a ainsi été appliquée à l'échelle mensuelle aux simulations des 13 MCGs retenus, pour la  $P_{mer}$  et le Z500, et pour chacun des points de grille utilisés. Au final, pour chaque couple modèle-variable atmosphérique, on obtient 108 valeurs (12 mois  $\times$  9 points de grille).

Le Tableau 3.2 donne un exemple des résultats obtenus pour le modèle CNRM-CM5 ( $P_{mer}$  et

Variable	Modèle	Point de grille	Mois	BW (en %)
$P_{\text{mer}}$	CanESM2	0°E-50°N	Juin	95.24
	CanESM2	5°E-52.5°N	Juillet	95.31
	CCSM4	0°E-50°N	Septembre	95.03
	CCSM4	0°E-50°N	Octobre	95.03
	GFDL-ESM2G	10°E-50°N	Novembre	95.09
	HadGEM2-ES	2.5°E-50°N	Janvier	95.08
	HadGEM2-ES	2.5°E-50°N	Mars	95.04
	IPSL-CM5A-MR	0°E-50°N	Septembre	95.07
	IPSL-CM5A-MR	2.5°E-50°N	Janvier	95.3
	IPSL-CM5A-MR	2.5°E-50°N	Décembre	95.25
	IPSL-CM5A-MR	10°E-50°N	Juillet	95.09
	IPSL-CM5A-MR	5°E-52.5°N	Mai	95.08
	IPSL-CM5A-MR	5°E-45°N	Mai	95.1
	MIROC5	0°E-50°N	Septembre	95.31
	MPI-ESM-LR	5°E-52.5°N	Octobre	95.03
	MPI-ESM-LR	5°E-47.5°N	Mars	95.06
	MRI-CGCM3	7.5°E-50°N	Mars	95.29
	NorESM1-M	10°E-50°N	Janvier	95.1
	NorESM1-M	5°E-55°N	Mars	95.32
	NorESM1-M	5°E-47.5°N	Juin	95.11
$Z_{500}$	CanESM2	0°E-50°N	Octobre	95.07
	CanESM2	2.5°E-50°N	Octobre	95.11
	CanESM2	5°E-55°N	Septembre	95.27
	CanESM2	5°E-52.5°N	Octobre	95.02
	CanESM2	5°E-47.5°N	Juin	95.2
	GFDL-ESM2G	0°E-50°N	Avril	95.05
	GFDL-ESM2G	2.5°E-50°N	Juillet	95.08
	GFDL-ESM2G	7.5°E-50°N	Août	95.09
	GFDL-ESM2G	5°E-45°N	Juillet	95.11
	IPSL-CM5A-MR	2.5°E-50°N	Juin	95.01
	MIROC5	0°E-50°N	Janvier	95.3
	MIROC5	5°E-52.5°N	Juin	95
	MRI-CGCM3	5°E-45°N	Janvier	95.14

TABLE 3.3 – Cas pour lesquels la procédure bootstrap-test de Wilcoxon indique une absence de biais des séries mensuelles de pression atmosphérique au niveau de la mer ( $P_{\text{mer}}$ ) et de hauteurs du géopotential 500 hPa ( $Z_{500}$ ).

Z500). Sont données les valeurs de pourcentages de tests de Wilcoxon ne rejetant pas l'hypothèse nulle d'égalité des médianes calculés sur les 10000 tests de Wilcoxon réalisés pour chaque combinaison point de grille-mois. On remarque que les valeurs sont diversifiées selon les mois, et bien différenciées selon la variable considérée. Pour la  $P_{mer}$ , il ressort, pour une majorité des combinaisons point de grille-mois, des valeurs relativement hautes : les valeurs interquartiles (1<sup>er</sup>-3<sup>ème</sup> quartile) sont égales respectivement à 57% et 90%. Cela révèle que pour un grand nombre de combinaisons point de grille-mois, une minorité des tests rejettent l'hypothèse nulle. On pourrait en déduire que le biais existe, mais qu'il est modéré dans de nombreux cas. Néanmoins, la très large majorité des cas présentés dans le Tableau 3.2, selon notre critère, peut être considéré comme dénué de biais. De plus, aucun cas n'atteint la valeur de 95%. Par conséquent nous considérons qu'un biais est systématiquement présent dans les simulations de  $P_{mer}$  du CNRM-CM5. Concernant le Z500, malgré quelques combinaisons point de grille-mois avec des valeurs très hautes (ex. 10°E-50°N-Juin où  $BW = 94.79\%$ ), les valeurs sont majoritairement plus basses : les valeurs interquartiles sont respectivement de 5% et 40%.

L'examen du Tableau 3.3 permet de visualiser les combinaisons variable-modèle-point de grille-mois pour lesquelles  $BW \geq 95\%$ . La première remarque qui s'impose est que le nombre de combinaisons de simulations non-biaisées est très faible au regard de l'ensemble des combinaisons possibles (2 variables  $\times$  13 MCGs  $\times$  9 points de grilles  $\times$  12 mois, soient 2808 combinaisons). En effet on totalise seulement 20 combinaisons pour la  $P_{mer}$ , et 13 combinaisons pour le Z500. Cela correspond respectivement à 1.4% et 0.9% des combinaisons possibles pour la  $P_{mer}$  et le Z500. Une seconde remarque qui émerge de ces résultats se réfère aux valeurs de l'indice BW : l'ensemble des combinaisons représentées dans le Tableau 3.3 se situent juste au-dessus du seuil de 95%. La valeur la plus hautes est  $BW = 95.32\%$  pour la combinaison  $P_{mer}$  - NorESM1-M - 5°E-55°N - Mars. Cela suggère que le choix de la valeur du seuil rend très sensible la procédure d'identification du biais : en abaissant le seuil à 90% par exemple, l'exemple du Tableau 3.2 laisse à penser qu'un grand nombre de combinaisons serait alors considérées comme non-biaisées. En effet, sur 108 combinaisons, respectivement 35 (soit 32%) et 7 (soit 6%) donnent  $BW \geq 90\%$  pour la  $P_{mer}$  et le Z500. À l'inverse, en renforçant la procédure d'identification d'un biais en établissant une valeur seuil de 99%, aucune combinaison, parmi l'ensemble des modèles, ne présenterait une absence de biais (cf. Tableau 3.3).

Compte tenu des résultats présentés dans les Tableaux 3.2 et 3.3, nous considérons qu'une procédure de débiaisage est nécessaire pour la majorité des combinaisons. Et au regard à la fois du faible nombre de cas suggérant une absence de biais, mais aussi du fait que leurs valeurs sont très proches du seuil, on décide d'étendre aussi la procédure de débiaisage à ces combinaisons. Celle-ci est présentée dans la section suivante.

### 3.2.2 Méthode de correction des données de pression des MCG

La méthode mise en oeuvre s'inspire de Li *et al.* (2010). Elle consiste schématiquement à ajuster une régression linéaire entre séries futures « brutes » et série future anomalisée avec le biais observé entre série de référence (réanalyses NCEP) et série simulée en période de référence. Mais étant donné d'une part la faible longueur des séries en temps présent (27 années) et dans un moindre mesure des séries simulées en temps futur (95 années), et d'autre part la différence de longueur des séries en temps présent et en temps futur, un rééchantillonnage s'impose. La méthode est décrite par la Figure 3.6 et s'articule ainsi par les étapes suivantes :

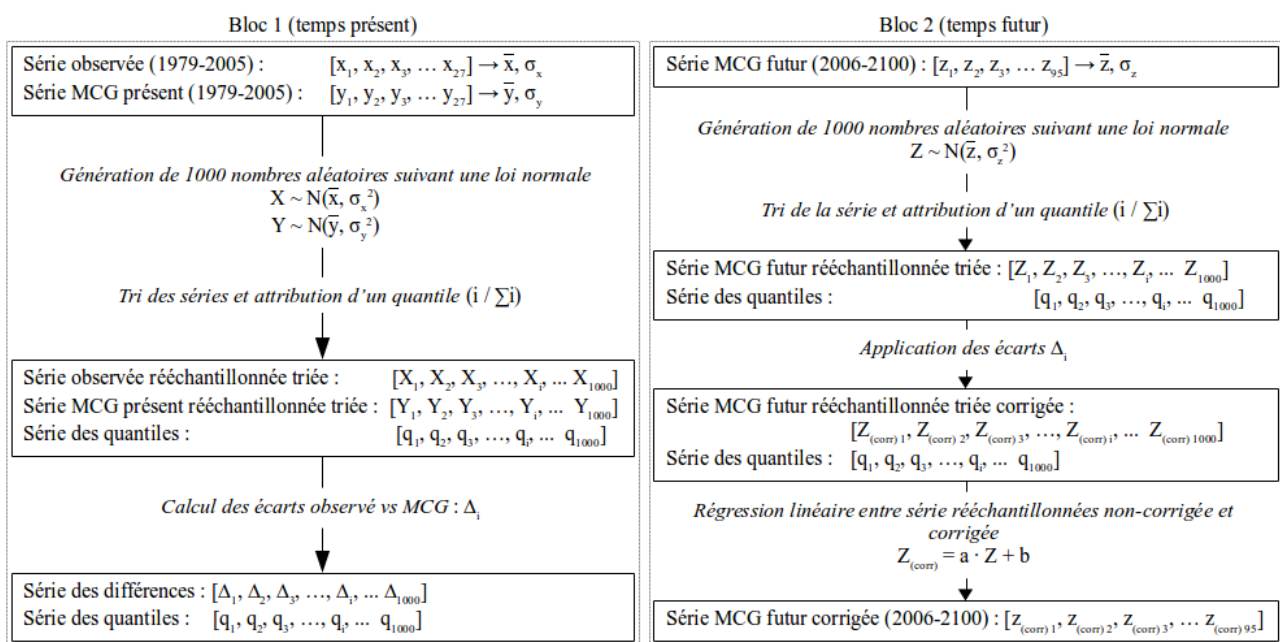


FIGURE 3.6 – Procédure de correction des données de pression par une approche quantile-quantile.

- i) Rééchantillonnage des séries mensuelles de référence (réanalyses) et simulée en temps présent, par un tirage aléatoire de 1000 valeurs dans une distribution gaussienne ajustée sur les séries non-rééchantillonnées (Figure 3.6, bloc 1) ;
- ii) tri des séries rééchantillonnées « temps présent » et attribution d'un quantile à chaque individu des séries (Figure 3.6, bloc 1) ;
- iii) identification du biais quantile par quantile par calcul de la différence entre séries rééchantillonnée de référence et simulée en période de référence (Figure 3.6, bloc 1) ;
- iv) rééchantillonnage de la série mensuelle simulée en temps futur par un tirage aléatoire de 1000 valeurs dans une distribution gaussienne ajustée sur la série non-rééchantillonnée (Figure 3.6, bloc 2) ;

- v) tri de la série rééchantillonnée « temps futur » et attribution d'un quantile à chaque individu de la série (Figure 3.6, bloc 2) ;
- vi) anomalisation de la série future rééchantillonnée, quantile par quantile, par le biais calculé sur les séries rééchantillonnées « temps présent » (Figure 3.6, bloc 2) ;
- vii) ajustement d'une régression linéaire entre série rééchantillonnée « temps futur » et sa version anomalisée (Figure 3.6, bloc 2) ;
- viii) application des termes de la régression à la série simulée « temps futur » non-rééchantillonnée (Figure 3.6, bloc 2).

La série simulée obtenue à l'issue de la dernière étape correspond à la série simulée « temps futur » corrigée.

La Figure 3.7 illustre cette procédure pour deux modèles, avec les projections issues du RCP4.5. On distingue bien que l'écart entre les distributions observée (courbe bleue) et simulée (courbe rouge) rééchantillonnées en temps présent est reportée sur la série rééchantillonnée en temps futur (courbe jaune) pour produire une série rééchantillonnée corrigée (courbe violette). C'est entre ces deux dernières séries que la régression linéaire est ajustée, puis ajustée à la série future non-rééchantillonnée (points verts). Le résultat correspond la série future non-rééchantillonnée corrigée (points bleus). Chaque série de pression brute de MCG est soumise à ce traitement.

Procédant ainsi, il s'ensuit que chaque correction est indépendante : étant construite à partir de la série de données future, la fonction de correction est propre à chaque scénario. Ainsi, pour un même modèle, la fonction de correction établie sur les simulations du RCP4.5 diffère de celle construite pour les simulations du RCP8.5.

Par ailleurs, la fonction de correction étant établie sur la base des données futures, la correction ne peut pas être testée sur les données simulées en temps présent. À ce sujet, Li *et al.* (2010) préconisent de mettre en oeuvre une procédure de validation de la fonction de correction élaborée. Pour cela, ils étalonnent la fonction de correction sur la période de référence 1970-1999, puis la testent sur différentes périodes d'observation de 30 ans indépendantes de la période d'étalonnage. Cependant, ils disposent dans leur étude d'une longue série couvrant sur tout le XXe siècle, leur permettant de disposer de nombreux échantillons de validation de 30 ans. Comme nous ne disposons pas de séries temporelles aussi longues, et que la fonction de correction que nous établissons n'est pas « universelle » et qu'elle est construite non sur le temps présent comme Li *et al.* (2010) mais sur le temps futur, il n'est pas possible d'implémenter cette procédure de validation. Par conséquent, nous assumons simplement, avec toutes les limites que cela comporte, que la fonction de correction mise en oeuvre est valide. On peut toutefois tenter d'évaluer visuellement la qualité de la méthode de correction en reportant, sur les données simulées en temps présent, les deux fonctions de correction établies

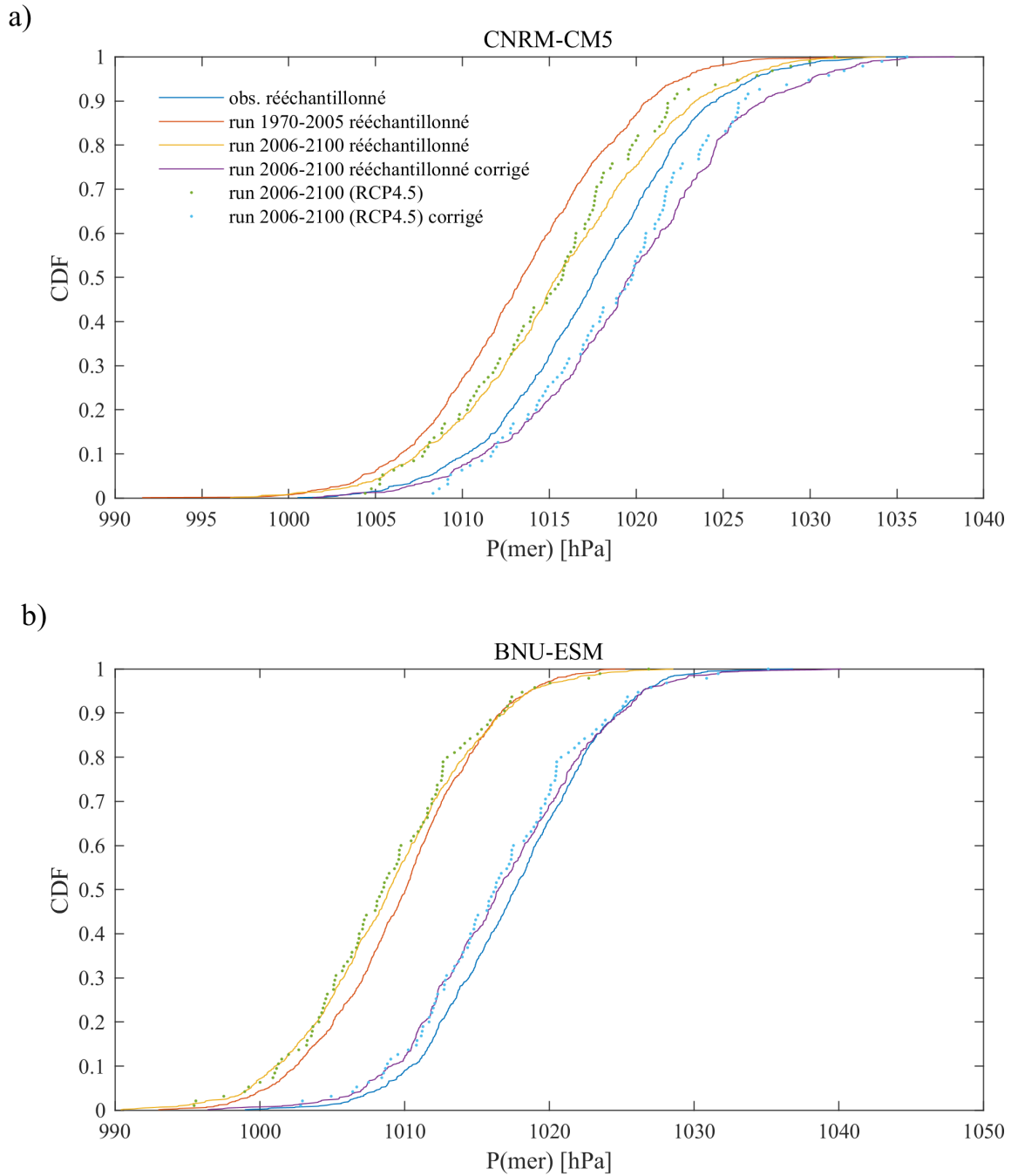


FIGURE 3.7 – Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer du mois de décembre au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent aux modèles CNRM-CM5 (a) et BNU-ESM (b).

respectivement sur les données simulées en temps futur du scénario RCP4.5 et du scénario RCP8.5. C'est ce qui est proposé dans la section suivante, en plus d'un commentaire des résultats de la correc-

tion sur les différents modèles climatiques.

## 3.3 Résultats

### 3.3.1 Pseudo-validation des fonctions de correction

Comme indiqué plus haut, une pseudo-validation de la procédure de débiaisage a été menée. Elle consiste, pour chaque combinaison, après avoir identifié la fonction de correction à appliquer en temps futur pour le RCP4.5 et le RCP8.5, à « corriger » la série simulée temps présent avec ces fonctions de correction. De cette manière, chaque série simulée mensuelle temps présent a été « corrigée » deux fois. Un exemple graphique est fourni par la Figure 3.8, pour les modèles CNRM-CM5 et BNU-ESM pour le mois de décembre et la variable  $P_{\text{mer}}$  au point de grille  $5^{\circ}\text{E}-50^{\circ}\text{N}$ . Si nous avons insisté sur le fait que pour un même modèle, la fonction de correction est différente pour les deux RCPs, il n'empêche que ces deux fonctions devraient *a priori* réduire le biais existant entre données observées et données simulées en temps présent.

Un point intéressant doit d'emblée être précisé concernant la Figure 3.8 : les deux courbes représentant les séries simulées corrigées se superposent, que ce soit en a) ou en b), ce qui signifie que les fonctions de corrections élaborées pour chacun des RCP4.5 et 8.5 sont très proches, voire quasi identiques. En effet, par exemple pour le cas représenté sur la Figure 3.8b, les pentes respectives de la régression pour les RCP4.5 et 8.5 sont de 1.0468 et 1.0498, et les constantes sont égales respectivement à -39.55 et -42.63.

L'analyse visuelle de la Figure 3.8 apporte une réponse relativement claire quant à l'utilité de cette procédure de débiaisage. Parmi les deux cas représentés, celui du CNRM-CM5 (Figure 3.8a) est particulièrement éloquent. La version « corrigée » de la série simulée reproduit très bien la distribution de la série observée, même si un léger biais est toujours visible (au maximum 2 hPa).

S'intéressant au cas du BNU-ESM (Figure 3.8b), le biais existant entre série observée et série simulée « corrigée » est plus important. Hormis la tranche la plus basse de la distribution, le biais atteint environ 4 hPa. Néanmoins, il est nettement inférieur à celui existant avant la correction. La tranche basse de la distribution pose davantage question. En effet, quand le biais était quasiment nul pour le 1<sup>er</sup> quantile de la série (parmi 27 quantiles), il atteint une valeur de 7 hPa après « correction ». Cependant, ce biais se résorbe dès le quantile suivant, pour retrouver une valeur de 4 hPa, puis de 1 hPa au quantile suivant.

Pour généraliser le diagnostic, la Figure 3.9 montre l'évolution du RMSE pour les CDF des séries



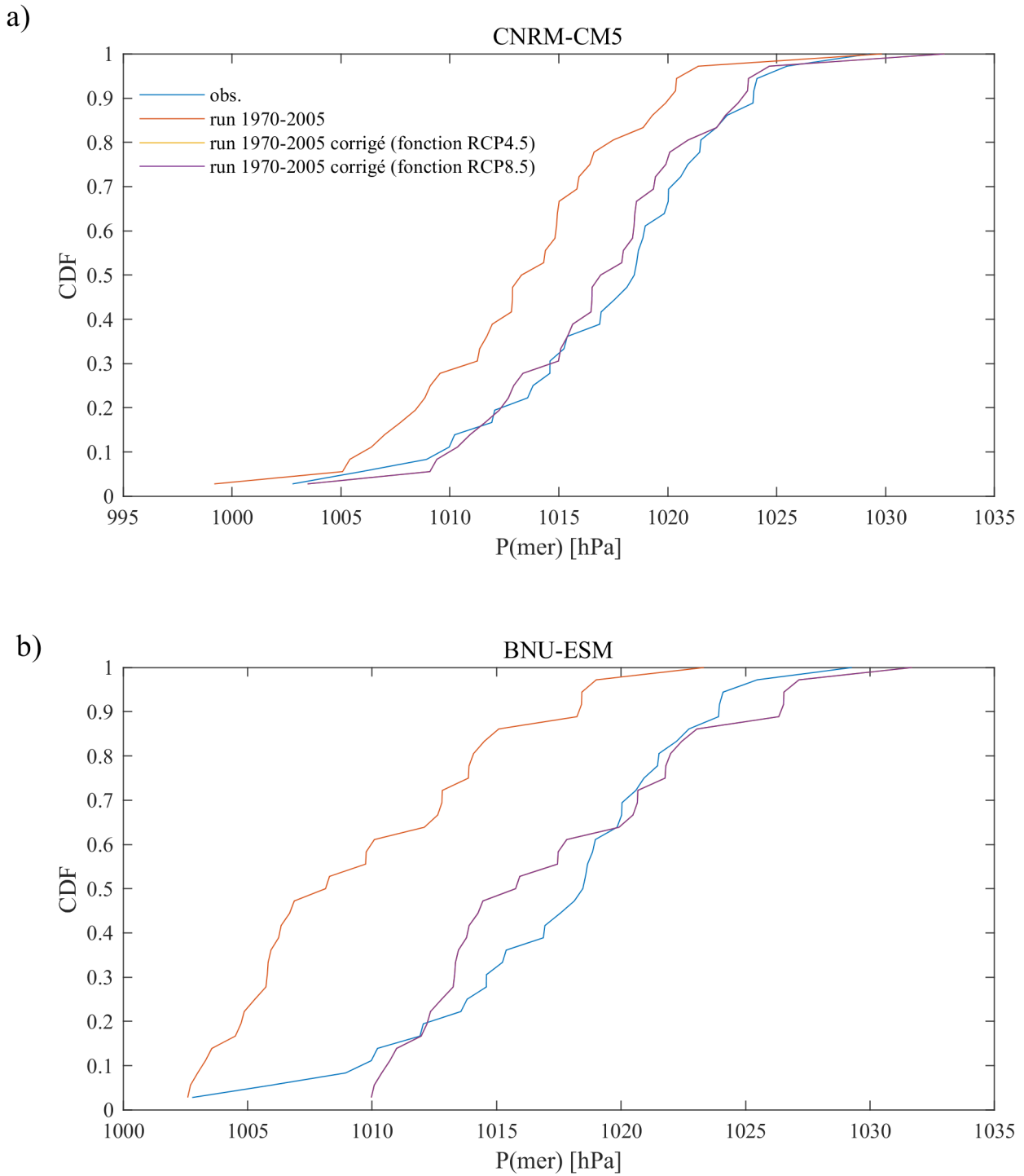


FIGURE 3.8 – Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression en temps présent (1979-2005) au niveau de la mer pour le mois de décembre au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent aux modèles CNRM-CM5 (a) et BNU-ESM (b).

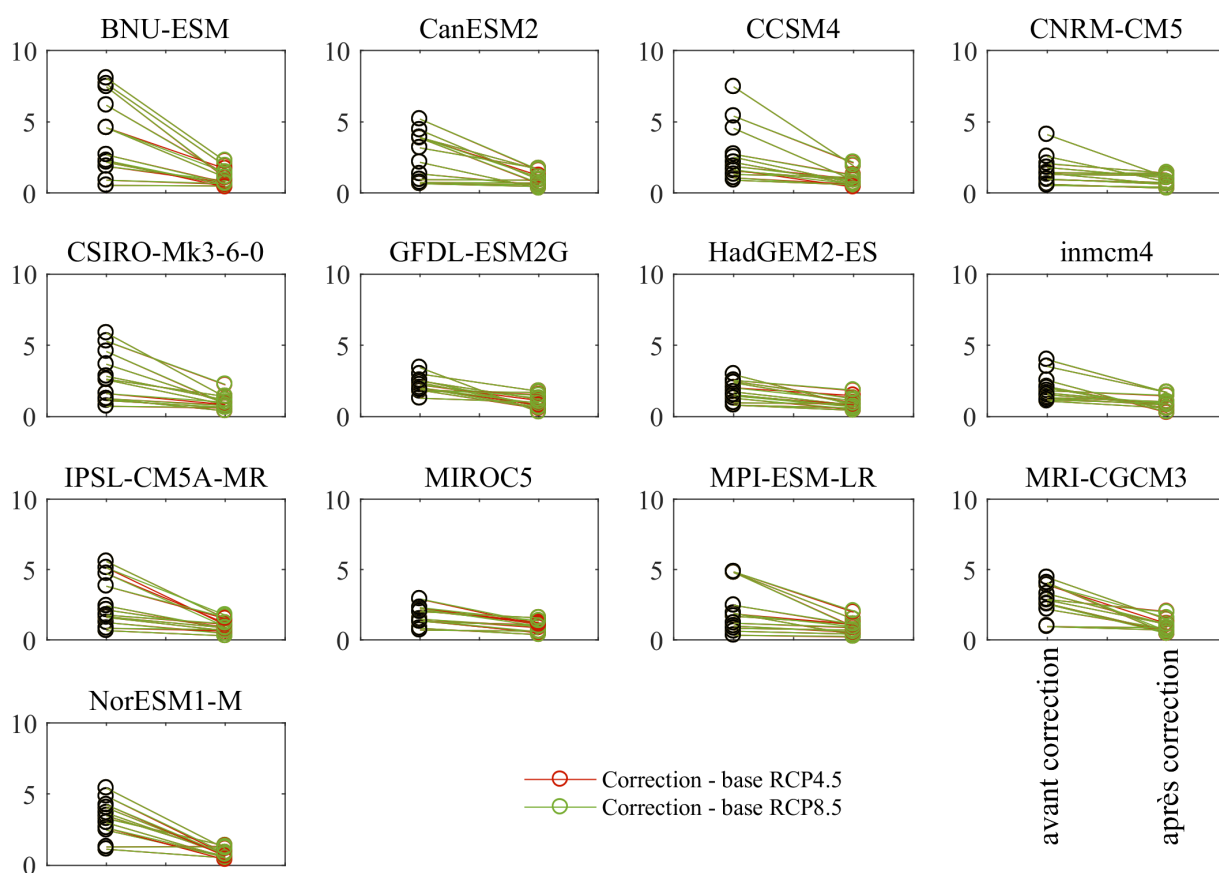


FIGURE 3.9 – Évolution du RMSE (obs. - sim.) après correction des CFC simulées en temps présent au point de grille central (5°E-50°N). Pour chaque modèle, les courbes sont représentées pour les 12 mois.

simulées de  $P_{\text{mer}}$  en temps présent avant et après correction, pour les 12 mois de chacun des modèles au point de grille 5°E-50°N<sup>6</sup>. Les graphiques indiquent clairement que pour une grande partie des séries simulées, la correction (base RCP4.5 ou base RCP8.5) réduit considérablement le RMSE. Ce constat est particulièrement marqué pour certains modèles, par exemple les modèles BNU-ESM, CCSM4 ou encore CSIRO-Mk3-6-0. Pour une partie importante des séries simulées, on remarque que la réduction du RMSE est relativement modeste, voire quasiment nulle, ce qui sous-entend que la correction, si elle ne permet pas de réduire le biais, n'amène pas non plus à le renforcer. On peut à ce propos noter qu'aucun cas, parmi ceux représentés sur la Figure 3.9 n'indique une augmentation du biais. Enfin, de la même manière que cela a été mis en avant sur la Figure 3.8, il ressort de la Figure 3.9 que les fonctions de correction issues du RCP4.5 et du RCP8.5 sont quasi identiques.

6. Les constats présentés pour ce point de grille sont également valables pour les autres points de grille utilisés.

Une limite certaine doit être considérée pour cette « pseudo-validation » : cette dernière est effectuée sur les séries simulées en temps présent, alors que les fonctions de corrections ont été établies à l'aide des séries simulées en temps futur. Cependant, partant de l'hypothèse que les MCGs possèdent un comportement similaire en temps présent et en temps futur, on considère que le biais décelable en temps présent se comporte de manière identique en temps futur. Ainsi, on valide pour la suite de notre travail l'idée que cette « pseudo-validation » conforte la pertinence de la procédure de correction mise en œuvre.

### 3.3.2 Correction des données simulées en projection

La procédure de débiaisage a été appliquée à chaque combinaison variable MCG-RCP-point de grille-mois, ce qui correspond à 5616 fonctions de corrections. Les Figures 3.10 et 3.11 illustrent la régression linéaire calculée entre CFC des séries rééchantillonnées brutes et corrigées en temps futur, pour deux modèles (CNRM-CM5 et BNU-ESM) pour la combinaison  $P_{\text{mer}} - 5^{\circ}\text{E}-50^{\circ}\text{N} - \text{RCP4.5} - \text{décembre}$ .

Dans l'ensemble, la qualité de la régression est extrêmement bonne, ce que montre la courbe en tirets rouge qui se superpose quasi parfaitement au nuage de points sur une gamme de valeurs de 1000 à 1030 hPa (série future rééchantillonnée non corrigée) à la fois pour le modèle CNRM-CM5 et le modèle BNU-ESM. En allant vers les queues de la distribution, une certaine dispersion apparaît autour de la courbe de régression pour les deux modèles représentés mais davantage pour le modèle BNU-ESM. Cependant, cette dispersion reste relativement modérée. Les coefficients de corrélation issus de la régression sont extrêmement élevés : pour l'ensemble des combinaisons associées à la  $P_{\text{mer}}$ , on obtient un  $r > 0.99$  pour plus de 98.6% des cas (avec pour minimum  $r = 0.963$ ) ; et dans le cas du Z500,  $r > 0.99$  dans plus de 99.7% des cas (le minimum obtenu étant  $r = 0.984$ ). Ces coefficients traduisent la qualité des régressions élaborées et justifie leur emploi dans les fonctions de correction.

La Figure 3.12 illustre les résultats des 12 mois pour la combinaison  $P_{\text{mer}} - \text{RCP4.5} - 5^{\circ}\text{E}-50^{\circ}\text{N}$  pour le modèle CNRM-CM5, tandis que la Figure 3.13 se rapporte à la même combinaison pour le modèle BNU-ESM.

Pour le modèle CNRM-CM5 (Figure 3.12), les biais sont dans l'ensemble relativement faibles, excepté pour le mois de décembre où la correction provoque une translation des valeurs simulées d'environ +4 hPa. Le modèle BNU-ESM présente de son côté des biais plus importants, situés entre 5 et 10 hPa. Par ailleurs, pour ce modèle, mis à part pour les mois de juin et octobre, les données pour tous les autres mois possèdent des biais importants.

Pour un certain nombre de mois, les séries corrigées n'indiquent pas de changement majeur dans

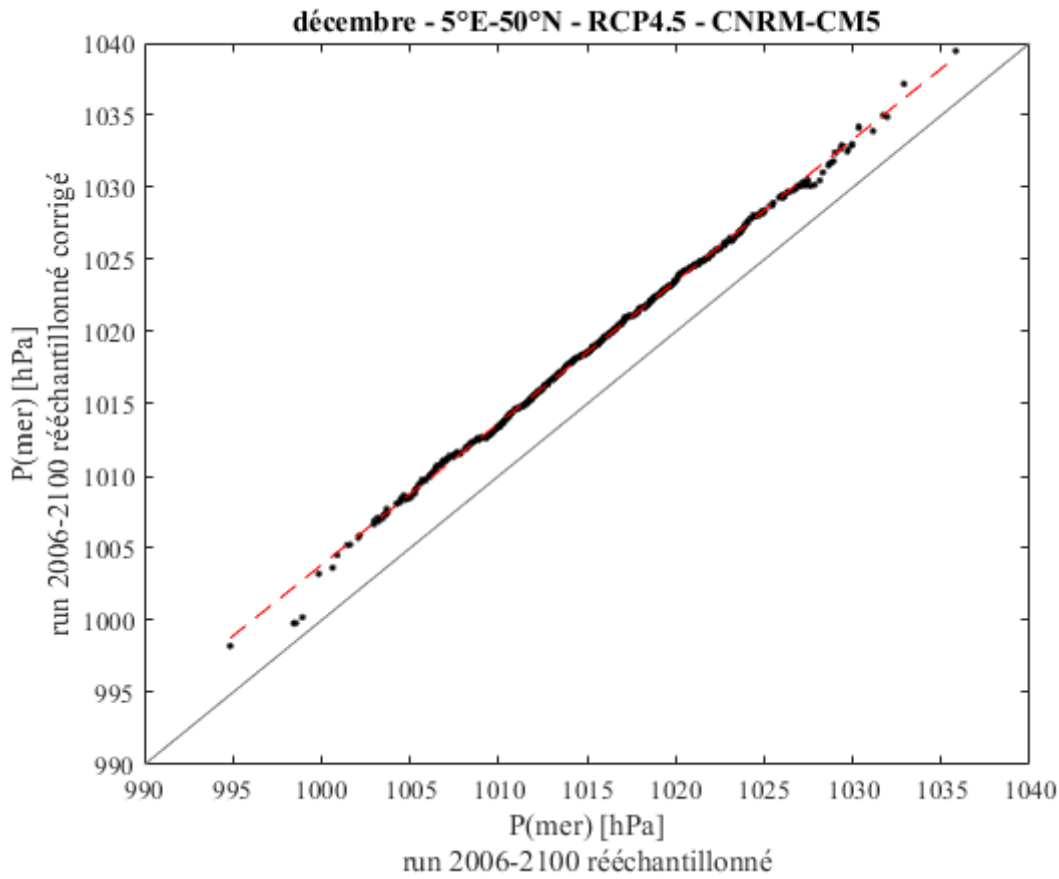


FIGURE 3.10 – Nuage de corrélation et droite de régression utilisée pour débiaiser les données mensuelles brutes de  $P_{\text{mer}}$  issues du run forcé RCP 4.5 du modèle CNRM-CM5 (point de grille  $5^{\circ}\text{E}-50^{\circ}\text{N}$ ). Les résultats concernent le mois de décembre.

la distribution des valeurs, en comparaison avec les données observées. Cependant, d'autres mois suggèrent des changements généralisés. C'est le cas par exemple du mois de décembre pour le modèle CNRM-CM5 (Figure 3.12), où l'on observe une translation généralisée vers de plus hautes pressions, de l'ordre de 2 hPa. Cela laisse supposer, d'après ce modèle et la procédure de correction appliquée, un caractère anticyclonique plus marqué et potentiellement une baisse de la pluviométrie associée. À l'inverse, les courbes du mois de juillet pour le modèle BNU-ESM semblent indiquer une baisse généralisée de 1 à 1.5 hPa pour le futur. Cette configuration tendrait vers un caractère cyclonique plus marqué, et des pluies potentiellement accrues.

La Figure 3.14 montre les changements de distributions mensuelles de  $P_{\text{mer}}$  entre série de référence et séries simulées futures corrigées pour tous les modèles, au point de grille  $5^{\circ}\text{E}-50^{\circ}\text{N}$  et pour le RCP4.5. Si il ne semble pas y avoir de généralisation possible pour tous les modèles, quelques commentaires peuvent tout de même être faits. La situation et les changements qui sont révélés par les MCGs sont différents d'un mois à l'autre. Certains mois, à l'instar de septembre et octobre, proposent à la fois des changements peu prononcés et une tendance relativement proche pour l'ensemble

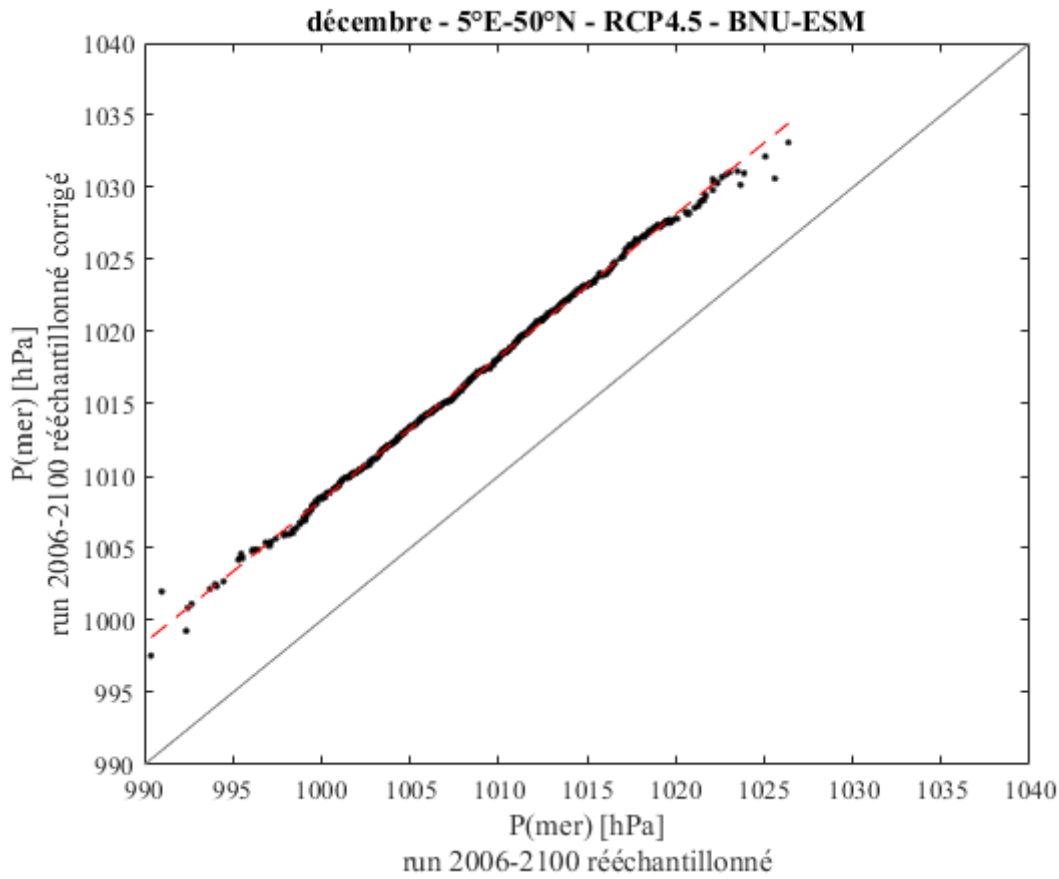


FIGURE 3.11 – Nuage de corrélation et droite de régression utilisée pour débiaiser les données mensuelles brutes de  $P_{\text{mer}}$  issues du run forcé RCP 4.5 du modèle BNU-ESM (point de grille  $5^{\circ}\text{E}-50^{\circ}\text{N}$ ). Les résultats concernent le mois de décembre.

des modèles. La majorité des modèles tendent à accentuer les extrêmes, et en particulier par exemple pour le mois de septembre les modèles CCSM4 et INM-CM4, ou le modèle MIROC5 pour le mois d'octobre. Cependant, et en particulier pour septembre, l'ensemble des modèles donnent une moyenne et une dispersion interquartile relativement proche de celles des données observées (cela est particulièrement nette pour la limite haute des boîtes à moustache correspondant au 3<sup>ème</sup> quartile).

Pour d'autres mois, l'image donnée par les données futures corrigées est beaucoup plus hétérogène. Il s'agit par exemple des mois estivaux de juin à août. Il ressort des graphiques d'une part un changement plus marqué par rapport à l'observé, et d'autre part des tendances très différenciées parmi les sorties corrigées des modèles. Ainsi, pour juillet, le modèle CanESM2 propose un décalage vers le bas (environ - 2 hPa) pour l'ensemble de la plage interquartile, tandis que le modèle MPI-ESM-LR tendrait vers des  $P_{\text{mer}}$  augmentées de 1 à 2 hPa. Ainsi, l'un suggérerait moins de situations anticycloniques par rapport à la situation de référence, et tandis que l'autre irait vers un renforcement de ces situations atmosphériques, entraînant potentiellement des situations de sécheresse climatique plus fréquentes.

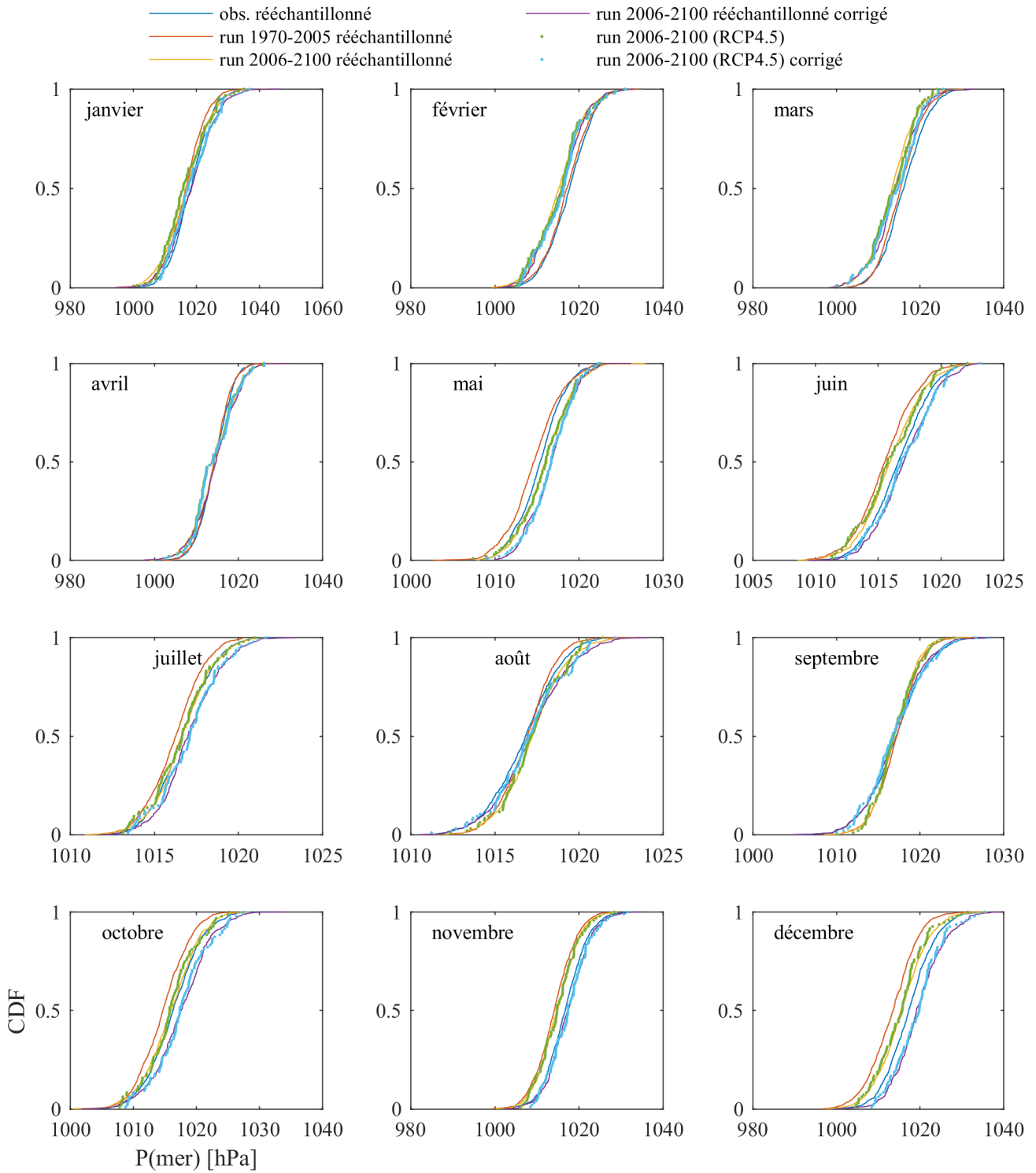


FIGURE 3.12 – Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer pour les 12 mois de l’année au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent au modèle CNRM-CM5, le forçage est de type RCP4.5.

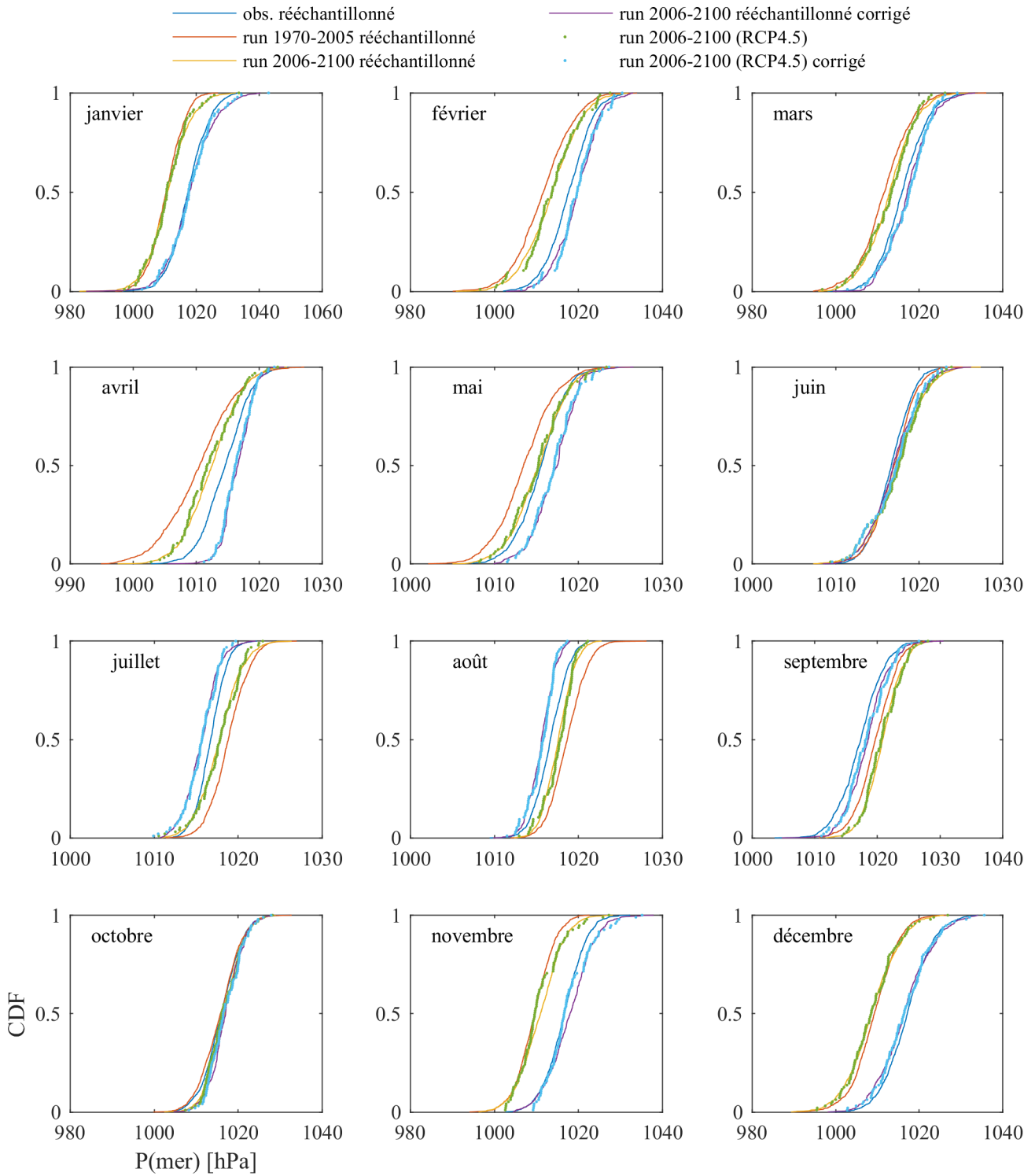


FIGURE 3.13 – Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer pour les 12 mois de l’année au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent au modèle BNU-ESM, le forçage est de type RCP4.5.

Les mêmes types de résultats sont présentés sur la Figure 3.15 pour le Z500. Les commentaires qui émanent de ces boxplots diffèrent de ceux concernant la  $P_{\text{mer}}$ . En effet, un premier point qui ressort est le changement global dans tous les modèles pour quasiment tous les mois. Hormis pour décembre où les distributions futures sont relativement centrées autour de celle de la situation de référence, pour tous les autres mois, les simulations futures témoignent d'une augmentation généralisée à la fois de la moyenne et des valeurs interquartiles par rapport à la situation de référence. Cela implique que la situation atmosphérique d'altitude est davantage impactée que la situation atmosphérique en surface. Les mois estivaux semblent les plus impactés par cette augmentation (notamment juillet, août et septembre), ce qui suggère une accentuation de la récurrence des anomalies positives de géopotential par rapport à l'actuel et donc potentiellement des situations à haut géopotential plus fréquentes, entraînant potentiellement une pluviométrie moins forte. De la même manière que pour la  $P_{\text{mer}}$ , les modèles sont plus ou moins unanimes suivant les mois. Ainsi, les mois estivaux sont également ceux pour lesquels les modèles s'accordent le moins (mis à part, comme indiqué plus haut, une augmentation généralisée du Z500). À l'inverse, les mois hivernaux, même si les valeurs diffèrent entre les modèles, semblent proposer des tendances mensuelles globalement du même type que l'été donnant des anomalies positives de géopotential. Cette tendance s'oppose à celle qu'avance Dayon (2015), qui suggère une augmentation des précipitations hivernales dans le nord-est de la France pour les quatre scénarios radiatifs utilisés dans le CMIP-5 et pour les deux périodes futures (2035-2065 et 2070-2100).

Enfin, à la fois pour la  $P_{\text{mer}}$  et pour le Z500, certains modèles indiquent une accentuation des extrêmes. Visuellement (Figures 3.14 et 3.15), c'est davantage les extrêmes hauts qui ressortent (jusqu'à environ + 10 hPa pour la  $P_{\text{mer}}$  et + 15 dam pour le Z500). Mais un certain nombre de modèles suggèrent tout de même un changement des extrêmes bas importants (environ - 10 hPa pour la  $P_{\text{mer}}$  et - 10 dam pour le Z500). Il est à noter toutefois que de nombreux modèles donnent une augmentation des valeurs les plus basses.

### 3.4 Synthèse

Cette partie constitue un prémisses à la suite de nos travaux, n'apportant à ce stade que peu d'information sur le changement climatique et ses effets sur l'hydrologie du bassin de la Meuse. Néanmoins, comme nous allons utiliser des sorties de modèles climatiques, il était pertinent de s'interroger sur la concordance des celles-ci avec les données de réanalyse. Nous avons ainsi montré qu'il existait un biais, différencié selon les modèles utilisés, entre les données de pression de référence et les données de pression simulées en temps présent, nécessitant l'implémentation d'une procédure de débiaisage.

Une rapide revue des méthodes de débiaisage existantes nous a orienté vers l'utilisation d'une approche inspirée de la méthode EDCDFm (Li *et al.*, 2010), variante de la méthode quantile-quantile.



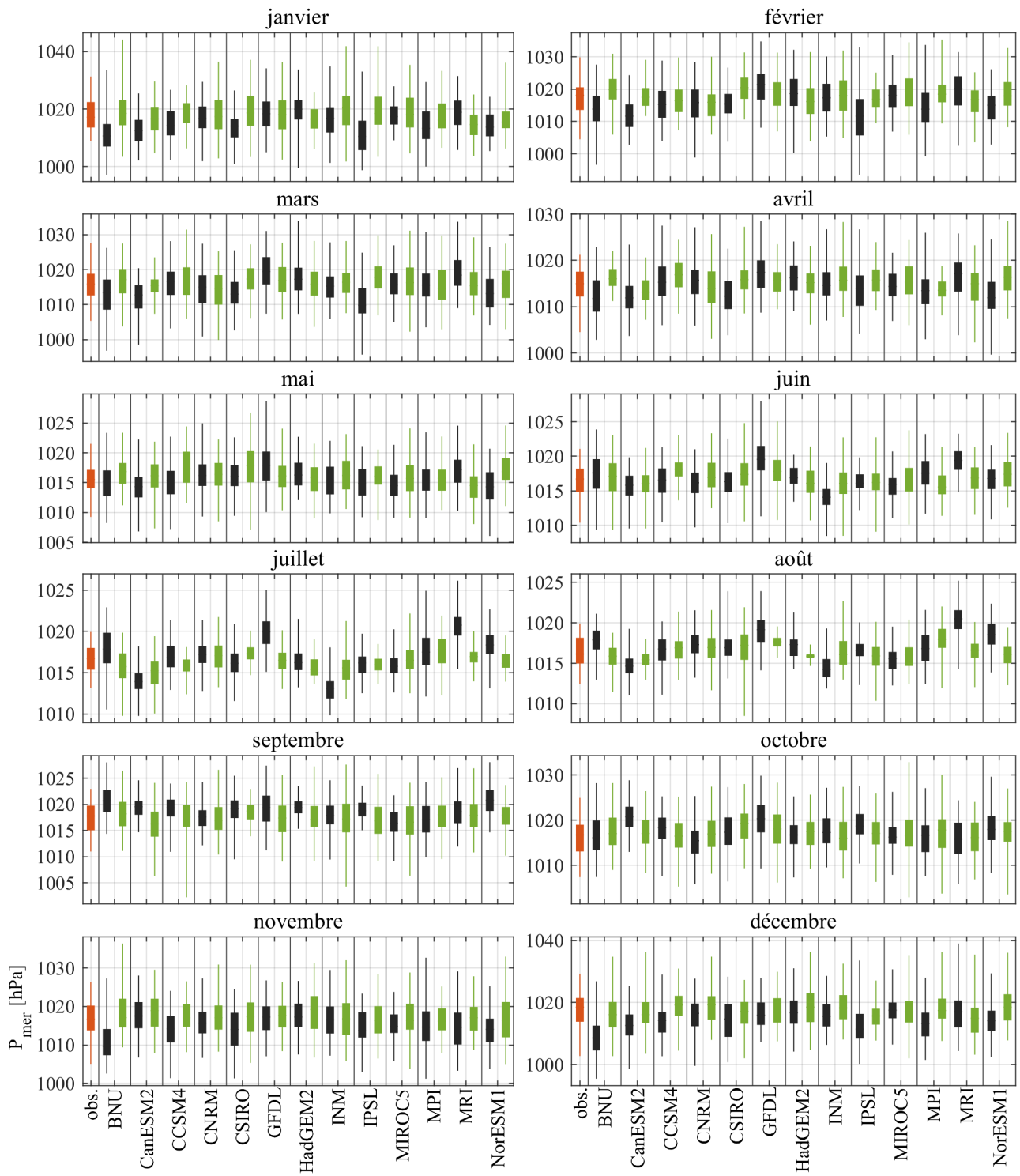


FIGURE 3.14 – Boxplots des données de référence (en rouge) et des données simulées futures brutes (en noir) et corrigées (en vert) de la pression mer pour les 13 MCGs utilisés, au point de grille central (5°E-50°N). Le forçage est de type RCP4.5. Période 2006-2100. Pour le nom complet des modèles, se référer au Tableau 3.1.

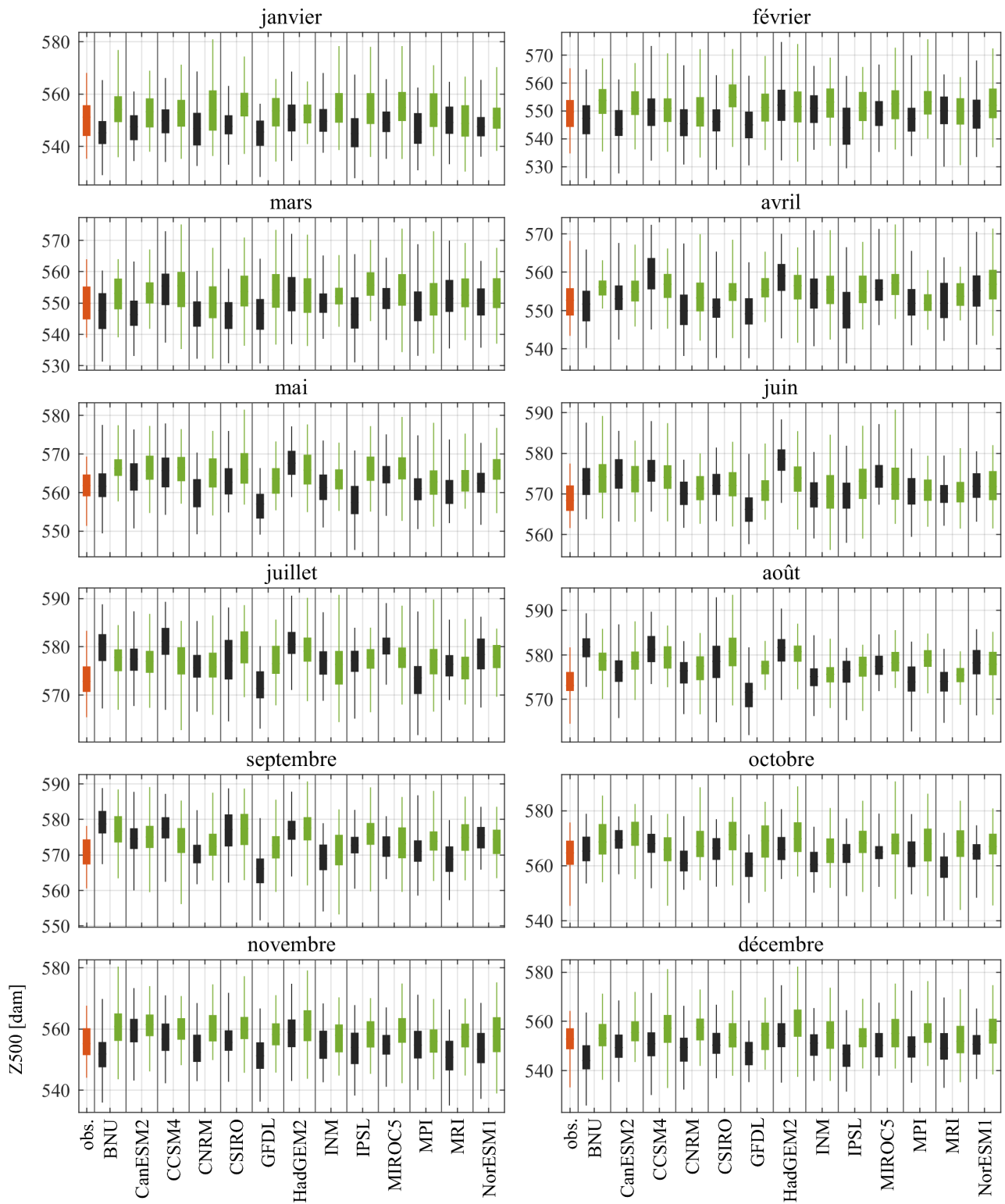


FIGURE 3.15 – Idem que pour la Figure 3.14 mais pour le Z500

Une procédure plus rigoureuse d'identification d'un biais dans les données nous a conforté dans le choix d'un débiaisage, pour l'ensemble des séries simulées utilisées.

La méthode utilisée semble produire des résultats performants : les fonctions de corrections établies à l'aide des séries simulées futures ont été appliquées aux données simulées en temps présent, et permettent de considérablement réduire le biais lorsqu'il est important.

Les séries simulées futures suggèrent pour la  $P_{\text{mer}}$  des distributions futures en moyennes globalement proches de la distribution de la situation de référence, mais avec une dispersion parfois importantes suivant les modèles. Pour le Z500 si une dispersion importante peut également être relevée pour certains mois, le point qui ressort le plus des séries simulées futures corrigées est une augmentation quasi généralisée des valeurs moyennes et interquartiles pour l'ensemble des modèles.

Dans la suite du travail, ce sont les séries de  $P_{\text{mer}}$  et de Z500 corrigées qui seront utilisées. Une question importante qui résulte des paragraphes précédents est de savoir comment les changements mis en avant pour ces deux variables atmosphériques vont impacter les variables climatiques de surface et les indices hydrologiques. La dispersion observée parmi les projections des modèles va également contribuer à injecter de la « bonne incertitude » dans notre étude même si dans l'idéal il aurait certainement fallu pondérer les modèles climatiques en fonction de leur réalisme climatique.

# Chapitre 4

## 1<sup>re</sup> approche : méthode de transfert climat-écoulement par régression

Les données de pression ( $P_{\text{mer}}$  et Z500) post-traitées dans le chapitre précédent permettent de décrire la circulation atmosphérique de méso-échelle, dans une zone englobant le bassin transnational de la Meuse. Sur cette base, le présent chapitre se propose d'étudier les relations qui existent, en temps présent, entre circulation atmosphérique et écoulement, en vue d'utiliser ces relations pour extrapoler l'écoulement dans un contexte de changement climatique (Grelier *et al.*, 2017b, à paraître).

### 4.1 Introduction

Au cours des dix dernières années, l'étude des effets du changement climatique sur le cycle de l'eau a suscité une mobilisation considérable de la communauté des climatologues et des gestionnaires de l'eau, comme en témoignent les nombreuses études prospectives sur les rivières françaises recensées par Carroget *et al.* (2017). En hydrologie quantitative, les changements futurs de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin sont généralement « scénarisés » à partir d'une lecture croisée du passé et du futur. L'analyse des changements passés se fonde sur des observations climatiques et hydrologiques ainsi que sur l'étude de leurs liens potentiels avec le climat (Renard, 2006). Les potentiels scénarii futurs du climat sont simulés à partir de modèles de circulation générale (MCG), couplés ou non, et/ou de modèles de climat régionaux (MCR) forcés par des MCG. La jonction du passé et du futur se fait le plus souvent par l'intermédiaire d'un chaînage de modèles organisé selon une logique descendante (top-down en anglais) ayant pour point de départ, les scénarios d'émission et de concentration en gaz à effet de serre (GES), et comme point d'arrivée, les sorties déterministes ou ensemblistes d'un ou de plusieurs modèles pluie-débit (Ducharne *et al.*, 2011). Évoquant les liens entre

changement climatique futur et hydrologie, l'hydrologue Keith Beven, écrivait récemment que les simulations des modèles de climat ne sont pas encore « fit for purpose » (Beven, 2012). En d'autres termes, elles ne sont pas encore adaptées aux besoins de l'hydrologie des cours d'eau notamment en raison de la forte incertitude épistémique qui subsiste aujourd'hui (connaissance imparfaite du système climatique) et de la difficulté d'articuler échelle climatique et échelle hydrologique. Sur ce point, Richard *et al.* (2012) se veulent optimistes et soutiennent « qu'à moyen terme (d'ici une dizaine d'années), de manière concomitante à l'évolution des puissances des calculateurs, on peut s'attendre à l'émergence de modèles [de climat] multi-échelles en remplacement de modèles emboîtés/forcés. » Mais pour l'heure, le forçage direct et définitif d'un modèle pluie-débit par une sortie brute de MCG ou de MCR serait une erreur méthodologique majeure.

Le scepticisme de Beven (2012), loin d'être isolé dans la communauté des hydrologues, souligne le défi que représente l'évaluation rigoureuse de l'amplitude, de la localisation du changement climatique et de son impact sur l'hydrologie des cours d'eau dans un futur proche (les deux prochaines décennies) ou lointain (la fin du siècle).

Par ailleurs, comme nous l'évoquions précédemment, la chaîne de modélisation descendante qui sous-tend l'étude d'impact du changement climatique futur se termine par le maillon du modèle pluie-débit... En est-il le « maillon faible » ? Ou pour rester optimiste, le « maillon le moins faible » ? Pour les projections futures des débits d'étiage, la réponse semble être négative... Les travaux récents de Vidal *et al.* (2016b) démontrent en effet que le maillon le plus faible correspond au modèle hydrologique qui contribue plus fortement que le MCG à l'incertitude totale de la chaîne de modélisation. Ainsi, comme tout modèle, le modèle pluie-débit possède une incertitude « congénitale » qui ne peut être négligée. Tout l'enjeu des réponses apportées à cette question de l'incertitude du modèle pluie-débit est de réussir à poser un diagnostic sur les limites de l'utilisation de ce modèle en extrapolation climatique. L'indispensable calage des paramètres des modèles hydrologiques et leur difficile validation imposent une contrainte d'unité de lieu, d'action et de temps (de Marsily, 1994), limitant considérablement leur utilisation en extrapolation. Les travaux de Chiew *et al.* (2009), Vaze *et al.* (2010) et Coron (2013), par exemple, mettent clairement en évidence le fait que la robustesse d'un modèle pluie-débit, autrement dit sa capacité à conserver ses qualités dans des conditions climatiques contrastées, dépend de la transférabilité temporelle de ses paramètres de calage, de sa structure (formulation interne de la transformation pluie-débit) et de la qualité des données d'entrée (y compris la façon dont celles-ci sont calculées à partir des observations météorologiques). En conséquence, comme il n'existe pas à l'heure actuelle de méthode « universelle » pour extrapoler climatiquement l'écoulement à l'exutoire d'un bassin, a fortiori pour des futurs climatiques « non jaugés » (Peel et Blöschl, 2011), l'hydro-climatologue doit effectuer un travail indispensable de benchmarking, d'étude comparative des méthodes d'extrapolation climatique existantes.

Le principal but de ce chapitre est de contribuer à celle-ci en évaluant les potentiels et les limites

d'une méthode simple et empirique (*i.e.* fondée uniquement sur des séries de données observées) permettant de qualifier/quantifier l'effet du changement climatique futur sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin, sans recourir à un modèle pluie-débit. Cette méthode repose sur la recherche de liens directs et optimaux entre climat et écoulement. Ces liens sont détectés grâce à une fonction de transfert paramétrée dans les conditions climatiques actuelles, puis transposée à différents horizons temporels afin d'extrapoler l'impact climatique futur sur l'écoulement à l'exutoire du bassin. Comme le soulignent Giuntoli *et al.* (2013), ce mode opératoire peut être bénéfique en outre si le MCG ou le MCR utilisé reproduit la dynamique de l'atmosphère (liée localement aux variations de pression atmosphérique) avec plus de réalisme que les précipitations, habituellement utilisées comme une entrée des modèles pluie-débit. Ce type d'approche reliant directement dynamique atmosphérique et écoulement de rivière n'a été que peu utilisé jusqu'à présent. Il convient donc d'évaluer son utilité en hydrologie comme l'on fait par exemple Samaniego et Bárdossy (2007) dans le Baden-Württemberg en Allemagne ou encore Tisseuil *et al.* (2010) dans le bassin Adour-Garonne.

La mise en œuvre d'une telle méthode sur un bassin nécessite d'effectuer une analyse croisée d'observations de débit et du climat pour en outre i) identifier les meilleurs indices/variables climatiques susceptibles de prédire la relation climat-écoulement, ii) détecter les indices d'écoulement prédictibles par ces indices/variables climatiques, iii) paramétrer une relation statistique (fonction de transfert) permettant de simuler l'évolution des indices d'écoulement sous projections climatiques à partir des meilleurs indices/variables climatiques. Ces trois pistes de recherche sont explorées dans la suite de ce chapitre.

## 4.2 Données et méthodes

Nos recherches s'inscrivent dans le sillage du projet européen INTERREG IVB AMICE (Adaptation of the Meuse to the Impact of Climate Evolution) piloté par l'EPTB (Établissement Public Territorial de Bassin) Meuse qui visait à proposer une stratégie d'adaptation au changement climatique des crues et des étiages de la Meuse qui soit coordonnée à l'échelle transnationale (Dewals et Fournier, 2013). L'application de la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple s'est focalisée sur deux sous-bassins « pilotes » du bassin de la Meuse : le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, situé en France, et le bassin de l'Ourthe à Tabreux, situé en Belgique (Figure 4.1). Ces deux bassins font l'objet d'une présentation détaillée dans la section 2.3.

Notons que le lien climat-écoulement a déjà été étudié dans le district hydrographique international de la Meuse à partir de la chronique de débits séculaire de la Meuse à Borgharen (station hydro-métrique située au Pays-Bas, *cf.* Figure 4.1) commençant en 1911. Ainsi, Tu *et al.* (2004) montrent que les variations de précipitations contrôlent largement les variations d'écoulement à l'échelle in-

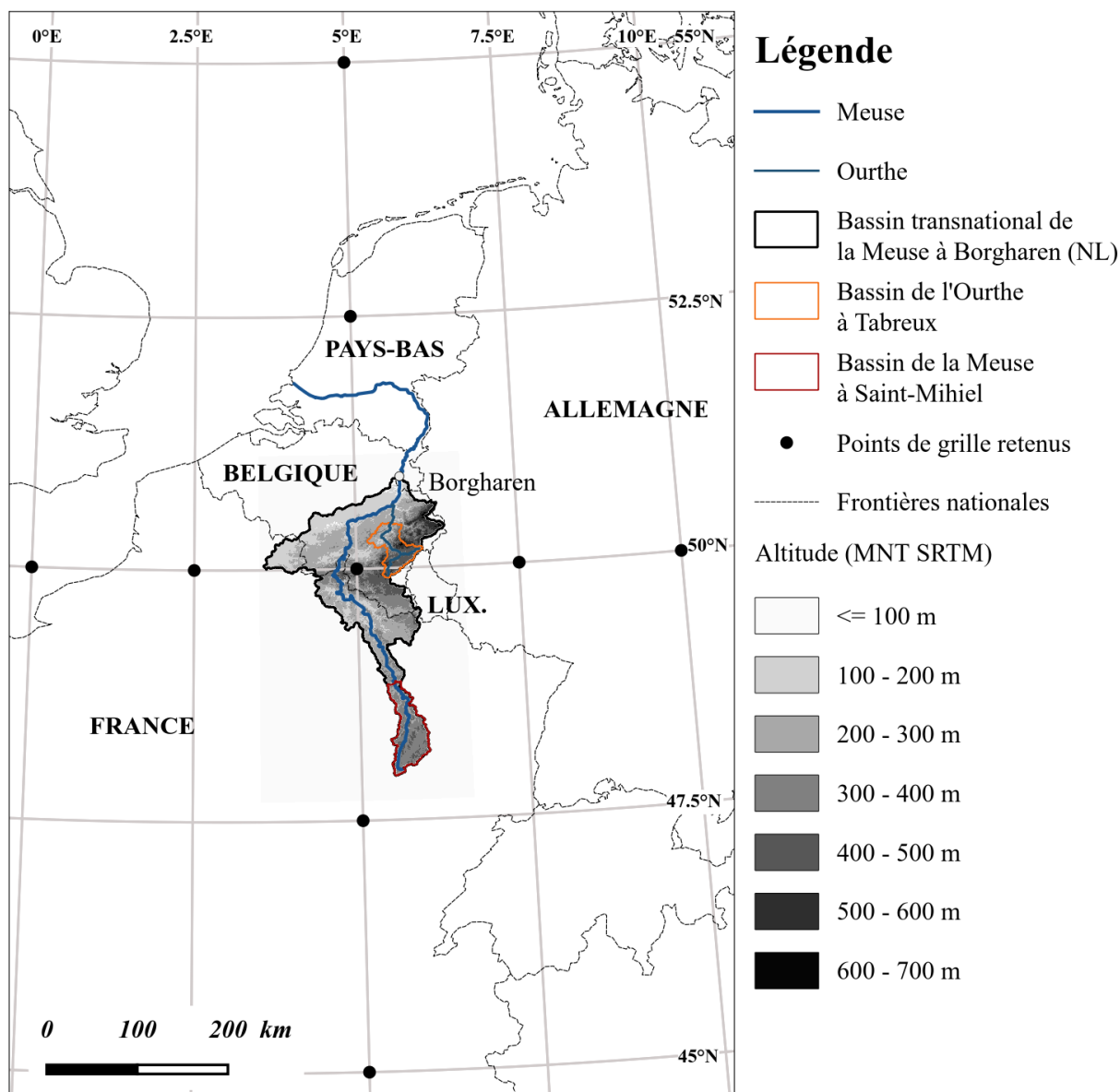


FIGURE 4.1 – Limites des bassins versants étudiés et positionnement des points de grille utilisés pour le calcul de l'indice atmosphérique « pression gradient force » (PGF) de Kastendeuch (2007)

terannuelle sur ce bassin de 21 000 km<sup>2</sup>. Néanmoins, selon Fenicia *et al.* (2009), l'occupation du sol et plus précisément les changements de pratique en matière de gestion forestière, dont l'impact sur l'écoulement de la Meuse à Borgharen était jusque-là considéré comme négligeable, pourraient expliquer une large part de l'anomalie d'écoulement intervenue entre 1933 et 1968. Notre objectif est d'évaluer les potentiels et les limites de la relation climat-écoulement pour construire une prospective hydrologique à partir de la période d'observation postérieure à l'anomalie d'écoulement.

## 4.2.1 Quels indices atmosphériques pour étalonner le transfert climat-écoulement ?

Les travaux de Qian *et al.* (2000), Lavers *et al.* (2013) ou encore Dieppois *et al.* (2016) ont montré que si l'indice North Atlantic Oscillation (NAO) est un bon prédicteur de la variabilité des précipitations saisonnières dans le sud et le nord de l'Europe (Iles britanniques, Scandinavie et Péninsule ibérique), il est beaucoup moins performant pour d'autres régions d'Europe, notamment les régions intérieures comme l'Est des Alpes. Rappelons, que dans sa forme la plus simple, l'indice NAO est la différence de pression normalisée entre Ponta Delgada aux Açores et Reykjavik en Islande. Il sert à mesurer l'intensité de l'Oscillation Nord-Atlantique, modulation de la circulation zonale d'ouest par le dipôle de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise (Yiou et Masson-Delmotte, 2005).

S'intéressant aux liens climat-débit sur le bassin de la Seine, Massei *et al.* (2010) concluent que l'indice NAO n'explique qu'une faible part (23 %) de la variance totale de l'écoulement de la Seine. Ce résultat montre que l'indice NAO n'a qu'un pouvoir limité dans la prédiction du débit des cours d'eau dans le Nord de la France. Précédemment, Bouwer *et al.* (2008) soutenaient une affirmation similaire : l'indice NAO possède un potentiel limité pour décrire la variabilité du débit des cours d'eau dans le Nord-Ouest de l'Europe comparativement à la Scandinavie ou à la Péninsule ibérique. A l'échelle du territoire français, Giuntoli *et al.* (2013) ont détecté une faible liaison entre les indices de large échelle comme l'indice NAO ou l'indice Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) et les débits d'étiage. En outre, la variabilité temporelle basse fréquence de l'indice AMO s'exprime à une échelle de temps peu compatible avec la variabilité temporelle haute fréquence des indices hydrologiques de basses eaux. Comme l'ont bien montré Massei *et al.* (2010) pour le bassin de la Seine, tout est donc un problème de gamme de variabilité et de prédicteurs climatiques associés.

Par conséquent, il nous a semblé préférable, comme le préconisent Giuntoli *et al.* (2013), de privilégier dans notre recherche de meilleurs prédicteurs climatiques de la liaison climat-écoulement, les indices susceptibles de traduire plus localement la variabilité des types de circulation et la trajectoire des masses d'air potentiellement à l'origine de fluctuations d'écoulement interannuelles dans notre contexte géographique. Dans cette optique, deux indices atmosphériques de méso-échelle déjà publiés nous paraissaient particulièrement prometteurs : le « Paris-London westerly index », introduit par Slonosky *et al.* (2000), mieux adapté à la climatologie régionale de l'Europe de l'Ouest que l'indice NAO, et le gradient régional de pression introduit par Kastendeuch (2007). Cet auteur démontre que les composantes du gradient régional de pression sont de puissants prédicteurs de la variabilité méso-échelle des précipitations et des températures de l'air mensuelles en Europe de l'Ouest. Son intérêt pour l'hydrologie de méso-échelle est donc évident. Dans la perspective d'utiliser la méthode de transfert climat-écoulement par régression en extrapolation climatique, le calcul de ces deux indices



atmosphériques offre l'intérêt, dans leur configuration initiale, de ne nécessiter que la connaissance de la pression au niveau de la mer comme donnée d'entrée.

#### 4.2.1.1 Le « Paris-London westerly index » (P-LWI)

Cet indice, dont on pourrait franciser le nom par « indice de courant d'ouest Paris-Londres » a été récemment actualisé par Cornes *et al.* (2012a,b) à partir de longues séries d'observations quotidiennes de la pression au niveau de la mer enregistrées à Paris et à Londres au cours de la période 1692-2007. Les anomalies mensuelles ont été calculées en référence à la normale climatique 1961-1990 représentative des conditions climatiques pseudo-actuelles puis standardisées par l'écart-type de chaque mois, également calculé sur la normale 1961-1990 (Figure 4.2).

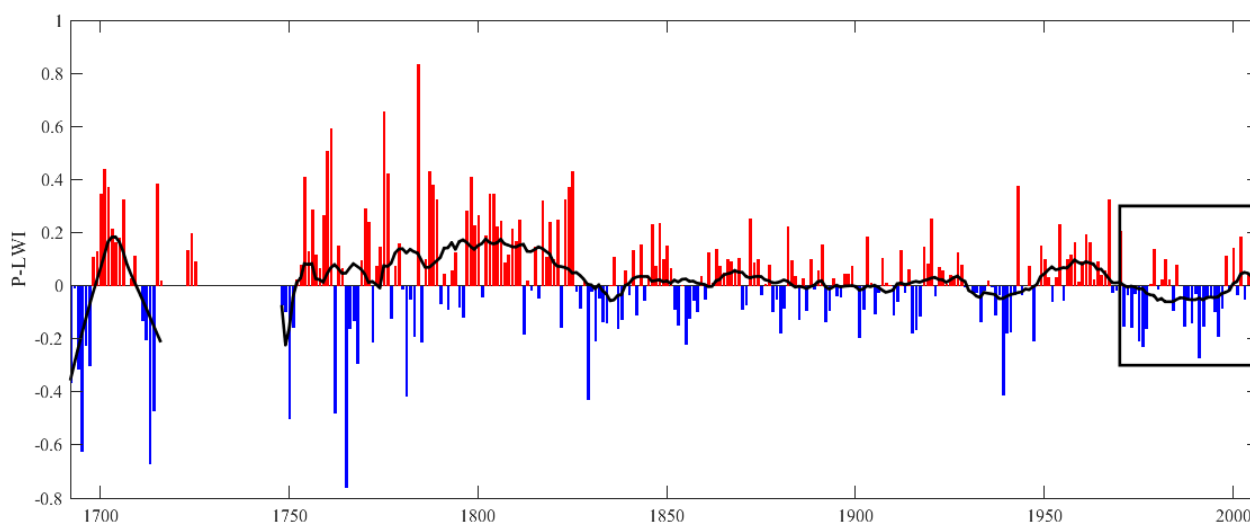


FIGURE 4.2 – Chronique annuelle du *Paris-London westerly index* (P-LWI) reconstitué par Cornes *et al.* (2013) sur la période 1692-2007 (NB : les données sont manquantes en 1707, de 1717 à 1722 et de 1725 à 1747). La courbe noire correspond à une moyenne glissante sur 20 ans. Le rectangle noir indique la période utilisée pour l'analyse statistique de la liaison climat-écoulement.

Etant donné le fait que le gradient de pression entre Londres et Paris décline au pas de temps climatologique du sud au nord, le P-LWI peut être considéré comme une mesure du courant géostrophique sur une ligne située dans l'axe de la Manche (Cornes *et al.*, 2013). Les similitudes et les différences entre le P-LWI et l'indice NAO sont commentées en détail dans Cornes *et al.* (2013). Nous retiendrons de cette comparaison que l'indice P-LWI doit plutôt être considéré comme un indicateur de l'état de la NAO que de l'indice NAO *stricto sensu*. Il constitue donc un indice pertinent pour mesurer la force du flux zonal d'ouest sur l'Europe du Nord-Ouest et est plus adapté que l'indice NAO pour l'étude du climat à l'échelle régionale, ce qui correspond à notre approche. Les valeurs positives (négatives) du P-LWI sont associées à une prédominance (minorité) du flux zonal d'ouest

sur l'Europe de l'Ouest. Les valeurs négatives correspondent à une prédominance du flux d'Est. La chronologie du P-LWI moyen annuel retracée sur la Figure 4.2 montre en outre que la circulation atmosphérique a été plus variable avant le XIXe siècle dans la Manche.

#### 4.2.1.2 Le « gradient régional de pression » (GRP)

Comme l'indique Kastendeuch (2007), le GRP décrit la force qui est responsable de l'accélération d'une particule d'air d'un haut géopotential vers un bas géopotential. Il s'agit donc de la force qui produit le vent. Cette force agit perpendiculairement aux isobares en se dirigeant d'un haut géopotential vers un bas géopotential. Plus le gradient régional de pression est élevé, plus le vent est fort. En reprenant les conclusions analytiques de Kastendeuch (2007), les meilleurs prédicteurs climatiques tirés du GRP sont ces composantes X et Y déterminées à partir de la pression au niveau de la mer ( $P_{mer}$ ) et calculées comme suit :

$$X_{PGF} = (P_{mer(E)} - P_{mer(O)})/d_{EO}. \quad (4.1)$$

$$Y_{PGF} = (P_{mer(N)} - P_{mer(S)})/d_{NS}. \quad (4.2)$$

où les lettres E, O, N, S désignent les points de grille situés dans les quatre directions cardinales autour d'un point de grille central pour lequel on souhaite connaître les valeurs de X et de Y, et d la distance euclidienne en km séparant les deux points de grille situés de part et d'autre du point de grille central. En raison de la déviation du flux géostrophique induite par la force de Coriolis, la composante X du GRP est un indicateur de l'intensité du flux méridien (une valeur positive indique un flux de sud et une possible advection d'air tropical ; une valeur négative indique un flux de nord et une possible advection d'air polaire). La composante Y du GRP est représentative de l'intensité du flux zonal (une valeur positive indique un flux d'est et une advection d'air continental ; une valeur négative indique un flux d'ouest et une advection d'air maritime). L'ajout d'un troisième prédicteur, la pression au niveau de la mer au point de grille central ( $P_{mer(C)}$ ), permet de différencier les mois dominés par des situations synoptiques de hautes pressions (circulation plutôt anticyclonique), de ceux dominés par des situations synoptiques de basses pressions (circulation plutôt cyclonique), des mois de marais barométrique durant lesquels le gradient de pression au niveau de la mer est insignifiant. Ainsi, les trois prédicteurs atmosphériques ( $X_{GRP}$ ,  $Y_{GRP}$ ,  $P_{mer(C)}$ ) décrivent chacun une fraction des variations climatiques et ont l'avantage d'être faiblement corrélés entre eux. Ils apportent donc une information peu redondante (Kastendeuch, 2007).

Les calculs ont été effectués à partir de cinq points de grille espacés de 2,5° et 5° centrés sur le point de grille de coordonnées 5°E - 50°N situé au centre de la zone d'étude (Figure 4.1). Pour chaque

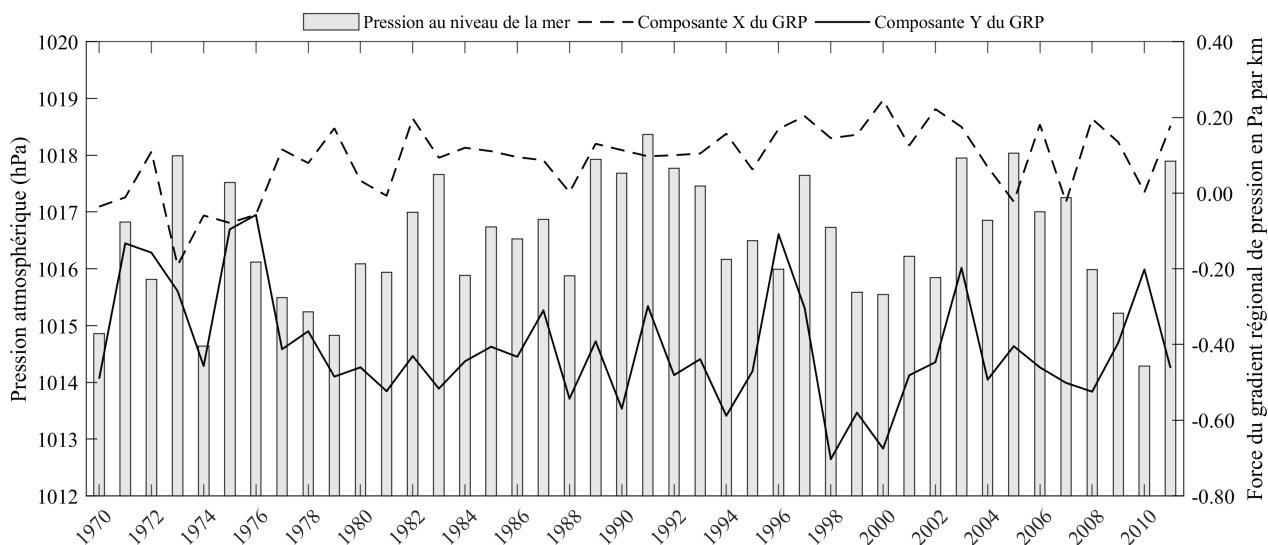


FIGURE 4.3 – Chronique annuelle des composantes  $X_{PGF}$  et  $Y_{PGF}$  du « pressure gradient force » (PGF) et de la pression atmosphérique au niveau de la mer au point de grille 5°E, 50°N sur la période 1970-2011.  $X_{PGF}$  et  $Y_{PGF}$  ont été calculés à partir de la pression au niveau de la mer et d’une grille de 2.5° de résolution.

point de grille, les données de pression atmosphériques mensuelles ont été estimées par moyenne arithmétique des données de réanalyse NCEP/NCAR les plus proches. Outre la pression au niveau de la mer, nous avons choisi d’utiliser le géopotential 500 hPa (Z500) afin d’introduire la dynamique de la moyenne troposphère dans le calcul de la force du gradient de pression. En effet, bien que fortement corrélé au champ de pression en surface, le Z500 renseigne en outre sur la force du flux dans l’atmosphère libre. Le Z500 moyen et les composantes  $X_{GRP}$ ,  $Y_{GRP}$  au niveau 500 hPa ont donc aussi servi à caractériser la variabilité climatique interannuelle. A titre illustratif, la figure 4 retrace l’évolution annuelle des indices  $X_{GRP}$ ,  $Y_{GRP}$  et  $P_{mer(C)}$  au point central sur la période 1970-2011.

## 4.2.2 Données de pression atmosphériques CMIP5

Pour estimer l’évolution future du GRP, un ensemble de 13 MCG de l’expérience CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) a été constitué (Tableau 3.1). Pour chaque point de grille de l’étude (Figure 4.1), les données de pression au niveau de la mer et de Z500 ont été estimées par une moyenne arithmétique des données modélisées les plus proches. Les données interpolées ont ensuite été soumises à un post-traitement (correction quantile-quantile) dans le but de corriger leurs distributions. Les détails de la procédure de correction sont présentés dans le chapitre 3. Les runs de MCG ont été sélectionnés sous forçage RCP 4.5 (stabilisation du réchauffement climatique à l’horizon 2100) et RCP 8.5 (amplification du réchauffement climatique jusqu’en 2300) qui représentent deux scénarios d’analyse des politiques climatiques sur les quatre utilisés dans le cadre de

l'*Advanced Report 5* (AR5) du Groupement Intergouvernemental d'Experts sur le Climat (GIEC), qui comprennent également deux scénarios d'atténuation (Moss *et al.*, 2010). Dans un premier temps, nous avons donc pris le parti de ne retenir que deux scénarios radiatifs, l'un médian (RCP 4.5), l'autre très « pessimiste » (RCP 8.5).

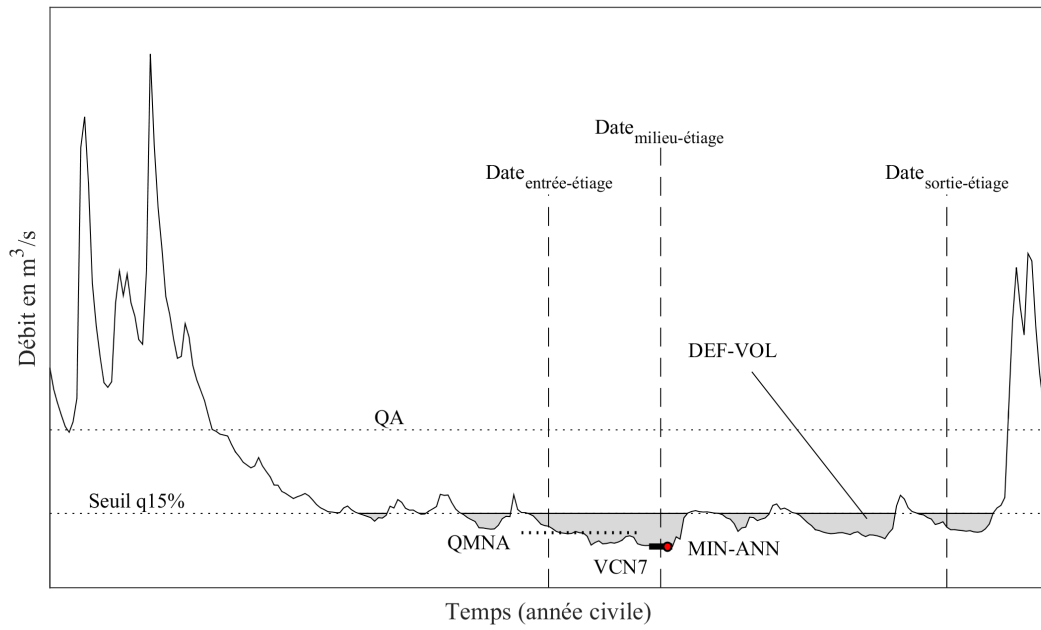
### 4.2.3 Les indices d'écoulement

Dans l'optique de décrire la relation climat-écoulement et de prédire l'évolution de l'hydrologie des deux bassins étudiés dans de nouvelles conditions climatiques, 14 indices d'écoulement ont été définis. Nous avons sélectionné des indices intégrateurs correspondant à la dynamique lente de l'écoulement (par exemple le débit moyen annuel) et des indices dynamiques (par exemple le QjXA ou débit journalier maximum annuel) qui retranscrivent la dynamique rapide de l'écoulement en période de crue et d'étiage. Le Tableau 4.1 présente la synthèse des indices d'écoulement décrits schématiquement sur les Figures 4.4a et 4.4b.

Ces 14 indices permettent à l'ingénieur hydrologue et au gestionnaire de l'eau d'évaluer l'applicabilité de l'approche climat-écoulement à la prospective des cours d'eau auxquels ils s'intéressent. Leur typologie s'inspire de Giuntoli *et al.* (2012, 2013). Ces derniers ont adapté les pas de temps de calcul conformément au concept de centre de masse proposé par Stewart *et al.* (2005). Chaque indice a été calculé à partir des hydrogrammes journaliers. Les moyennes eaux sont caractérisées à partir du module de débit annuel. Chaque indice a été calculé à partir des hydrogrammes journaliers. Les indices de basses eaux ont été déterminés sur l'année civile pour garantir la captation de l'étiage, tandis que pour garantir la captation des crues, les indices de hautes eaux ont été déterminés sur l'année hydrologique (septembre-août) (Figure 4.4). Précisons qu'en l'absence de référentiel européen pour qualifier la sévérité de l'étiage, le VCN7 avait été choisi par le consortium AMICE (Bauwens *et al.*, 2015).

Il est utilisé comme indice d'étiage au Royaume-Uni, aux Pays-Bas, en Belgique ainsi qu'en Allemagne et présente l'intérêt d'être moins sensible aux erreurs de mesure ou aux influences anthropiques que le VCN3 utilisé couramment en France pour qualifier la sévérité de l'étiage. Enfin, certains indices ont des séries temporelles plus courtes que d'autres (Tableaux 4.2 et 4.3) en raison du non dépassement du seuil de débit (q90) ou du non sousepassement du seuil de débit (q15).

a)



b)

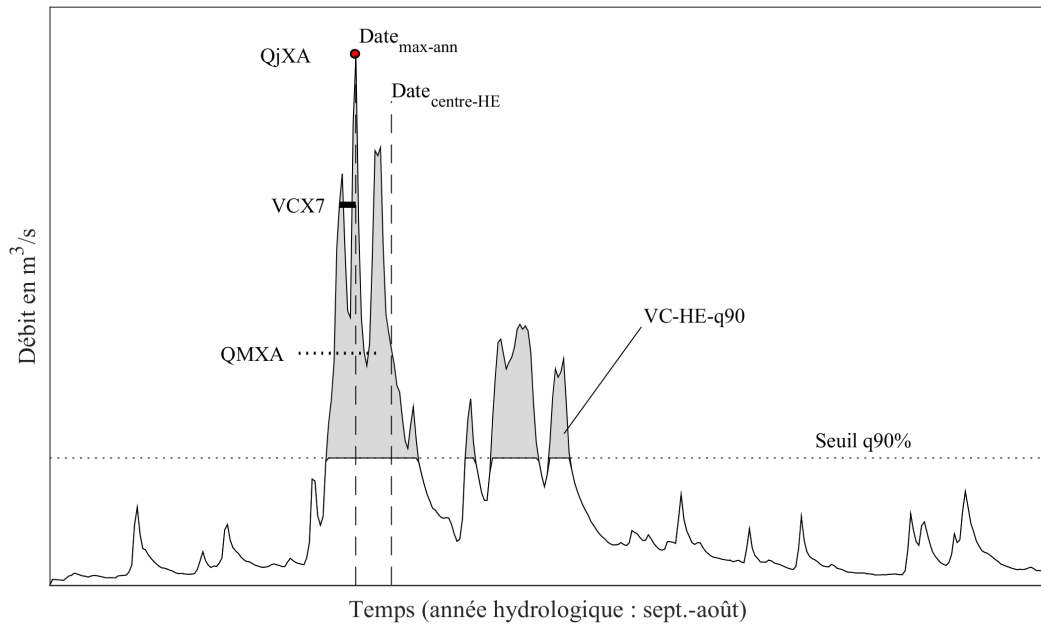


FIGURE 4.4 – Représentation schématique des indices d'écoulement : a) Indices d'étiage ; b) Indices de crue.

	Nom de l'indice	Type d'indice	Définition	Transformation Meuse/Ourthe
Hautes eaux	VC-HE-q90 (m <sup>3</sup> )	abondance des plus fortes crues	Volume cumulé par rapport au seuil de haut débit (quantile 90% de la courbe des débits classés)	$Y^{1/2} / Y^{1/2}$
	QjXA (m <sup>3</sup> /s)	magnitude de la crue	Débit journalier maximum annuel	$Y^{1/2} / Y^{1/2}$
	QMXA (m <sup>3</sup> /s)	rendement du mois le plus abondant de l'année	Débit mensuel maximum annuel	- / Log(Y)
	VCX7 (m <sup>3</sup> /s)	intensité de la crue	Maximum annuel du débit moyen sur 7 jours consécutifs	- / Log(Y)
	Date <sub>max-ann</sub> (jour)	saisonnalité	Date du débit journalier maximum annuel	- / Log(Y)
	Date <sub>centre-HE</sub> (jour)	saisonnalité	Date du i <sup>ème</sup> jour où le volume cumulé par rapport au seuil de haut débit atteint 50% de sa valeur annuelle	- / -
Moyennes eaux	QA (m <sup>3</sup> /s)	abondance de l'écoulement	Débit moyen annuel	- / -
Basses eaux	DEF-VOL (m <sup>3</sup> )	sévérité de l'étiage	Déficit de volume en dessous du débit-seuil (quantile 15% de la courbe des débits classés)	$Y^{1/2} / Y^{1/2}$
	MIN-ANN (m <sup>3</sup> /s)	sévérité de l'étiage	pic de l'étiage	Log(Y) / $Y^{1/2}$
	QMNA (m <sup>3</sup> /s)	sévérité de l'étiage	Débit mensuel minimum annuel	Log(Y) / Log(Y)
	VCN7 (m <sup>3</sup> /s)	sévérité de l'étiage	Volume consécutif minimal pour 7 jours	Log(Y) / Log(Y)
	Date <sub>entrée-étiage</sub> (jour)	saisonnalité	Date de l'entrée en étiage correspondant au centre de masse à 10% en volume (seuil de bas débit = quantile 15%)	- / -
	Date <sub>centre-étiage</sub> (jour)	saisonnalité	Date du milieu de l'étiage correspondant au centre de masse à 50% en volume (seuil de bas débit = quantile 15%)	- / -
	Date <sub>sortie-étiage</sub> (jour)	saisonnalité	Date de la sortie d'étiage correspondant au centre de masse à 90% en volume (seuil de bas débit = quantile 15%)	- / -

TABLE 4.1 – Caractéristiques des indices d'écoulement sélectionnés pour décrire le régime hydrologique des cours d'eau et transformations éventuelles appliquées pour atteindre la normalité de la distribution.

## 4.2.4 Modélisation de la fonction de transfert climat-écoulement

### 4.2.4.1 Sélection des prédicteurs climatiques

Dans le but d'appliquer de façon optimale la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple et de réduire le plus possible l'incertitude des écoulements projetés, nous nous sommes imposés deux contraintes : 1) une contrainte de parcimonie visant à utiliser le moins de prédicteurs atmosphériques possibles pour en outre faciliter l'interprétation physique de la relation entre indice climatique et indice d'écoulement ; 2) une contrainte de réalisme visant à utiliser les prédicteurs climatiques les moins biaisés possibles dans les sorties de modèles de climat.

- i) **La contrainte de parcimonie** : le choix de tester les indices climatiques P-LWI et GRP est cohérent avec cette contrainte puisqu'au maximum 6 prédicteurs différents (les prédicteurs du GRP :  $X_{GRP}$ ,  $Y_{GRP}$  et la pression moyenne calculés au point central en surface et à 500 hPa) sont pris en compte au départ de l'analyse de données (cf. section 4.2.1.2). Ces six prédicteurs auxquels s'ajoute le P-LWI peuvent prendre 21 modalités chacun correspondant à autant de pas de temps de calcul : annuel, semestriel (DJFMAM-MAMJJA-JJASON-SONDJF), saisonnier (DJF, MAM, JJA, SON) et mensuel. Pour le GRP, cela représente donc au total 126 combinaisons possibles (21 modalités x 6 prédicteurs). La diversité des pas de temps permet de prendre en compte différentes temporalités potentiellement explicatives du lien climat-écoulement. Le calcul de ces combinaisons est répété deux fois : pour la grille de résolution  $2.5^\circ$  et pour celle de  $5^\circ$  (Figure 1) de manière à enrichir le calcul des indices  $X_{GRP}$ ,  $Y_{GRP}$ . Pour les deux résolutions, les valeurs mensuelles de pression en surface et altitude sont identiques au point de grille central. Par conséquent, la matrice du GRP contient in fine 210 prédicteurs. A cette matrice s'ajoute celle contenant les 21 modalités de l'indice atmosphérique P-LWI. Notons que dans la configuration retenue, le différenciel maximal entre les indices atmosphériques et les indices d'écoulement est inférieur à l'année. Ceci est cohérent avec les résultats de Giuntoli *et al.* (2013) constatant, dans la partie Nord de la France, l'existence de liens asynchrones à « courte mémoire » entre par exemple, la fréquence des types de temps en hiver et au printemps et la sévérité des étiages estivaux. L'hydrologie des deux cours d'eau étudiés évoque également un fonctionnement à « courte mémoire » justifiant le faible différenciel choisi entre indice atmosphérique et indice d'écoulement.
- ii) **La contrainte de réalisme** : le choix de la pression atmosphérique comme variable d'entrée de l'indice atmosphérique P-LWI et de l'approche GRP est un choix réaliste dans la perspective de construire des projections climatiques et hydrologiques. En effet, le biais de moyenne qui caractérise les données de pression simulées par les MCG de l'expérience CMIP5, exploitées dans le cadre de ce travail, est faible lorsqu'on le compare à celui des précipitations saisonnières. Malgré d'indéniables progrès entre les expériences CMIP3 et CMIP5, dans notre zone d'étude, les précipitations saisonnières restent fortement surestimées par les MCG CMIP5 en hiver (jusqu'à

+ 50 %) et fortement sous-estimées par les MCG CMIP5 en été (jusqu'à 50 %), au cours du XXe siècle (Liu *et al.*, 2014).

#### 4.2.4.2 Transfert climat-écoulement par régression multiple

L'approche la plus intuitive pour établir un modèle de transfert climat-écoulement consiste à régresser les indices d'écoulement sur les indices climatiques. Dans cette optique, les prédicteurs climatiques retenus (cf. section 4.2.4.1) servent de variables explicatives aux indices d'écoulement qui représentent les variables à expliquer. La technique de régression linéaire testée repose sur plusieurs hypothèses : (i) la linéarité de la relation prédictant-prédicteur, (ii) la non colinéarité des variables explicatives, (iii) l'homoscédasticité des résidus, (iv) la normalité des résidus. L'utilisation directe de nos prédicteurs pose le problème du faible nombre d'observations (41 ou 42 en général), du grand nombre de prédicteurs (210 pour le GRP) et de leur multicollinéarité : en effet, certains prédicteurs sont corrélés voir fortement corrélés entre eux. Dans le cas du GRP, 13 % environ des corrélations entre deux prédicteurs sont significatives. Il s'agit, par exemple, de la pression moyenne annuelle au niveau de la mer et du Z500 moyen annuel ou entre les prédicteurs calculés à partir de la grille à 2,5° et ceux calculés à partir de la grille à 5° de résolution. On retrouve ce problème de multicollinéarité pour les 21 prédicteurs issus de l'indice P-LWI. Il a donc fallu recourir à une méthode de régression palliant le problème de la corrélation entre prédicteurs qui est une source d'instabilité des coefficients de régression. En effet, lorsque les prédicteurs sont inter-reliés, les coefficients de régression deviennent très sensibles à l'échantillon de prédicteurs et ne sont plus fiables pour évaluer leur contribution relative à la construction de la variable à expliquer (Wasson *et al.*, 2005). Il y a également un risque de sur-ajustement de la variable à expliquer.

La régression PLS (*Partial Least Squares*) ou régression par les moindres carrés partiels constitue actuellement la meilleure réponse au problème de la multicollinéarité. Binard (2012) décrit la régression PLS en ces termes : pour régresser une variable à expliquer sur  $p$  variables explicatives, la régression PLS propose de trouver de nouveaux facteurs qui joueront le même rôle que les variables explicatives initiales. Ces nouveaux facteurs sont appelés variables latentes ou composantes. Chaque composante est une combinaison linéaire des variables. Ainsi, la régression PLS consiste en une projection des  $p$  variables explicatives sur un sous-espace, celui engendré par les composantes, tel que les coordonnées des projections résument au mieux l'information contenue dans les variables explicatives, et soient des bons prédicteurs pour la variable à expliquer.

La régression PLS est donc une méthode factorielle et linéaire qui fait un compromis entre la régression multiple d'une variable à expliquer sur un groupe de  $p$  variables explicatives et l'analyse en composantes principales de ce groupe qui a l'inconvénient de ne pas tenir compte de la variable à expliquer lors de l'extraction du maximum de variance des prédicteurs par les composantes principales.



L'inconvénient de la régression PLS est de fournir des composantes parfois difficilement interprétables au profit de la performance de la prédiction. Par conséquent, suivant Humbert (2015), nous avons opté pour un séquençage régression PLS – régression RLM (Régression Linéaire Multiple) qui offre un double avantage : i) réduire la complexité de la structure des variables explicatives et extraire celles qui maximisent la covariance avec la variable à expliquer, ce qui évite le sur-ajustement puis ii) utiliser celles-ci, dans le cadre d'une régression linéaire multiple dont les coefficients sont alors stables et interprétables au sens où l'on peut mesurer leur contribution à la construction de la variable à expliquer. L'algorithme de calcul suivant a donc été implémenté pour déterminer le modèle prédictif de chacun des 14 indices d'écoulement (Tenenhaus, 1998; Humbert, 2015) :

**Etape 1 :** Recherche de  $m$  composantes orthogonales explicatives des  $p$  variables explicatives (centrées-réduites) et corrélées à la variable à expliquer. Le nombre  $m$  est obtenu par validation croisée sur un critère d'erreur quadratique minimal (PRESS pour *Predicted Residuals Sum of Squares* calculé entre les observations de la variable à expliquer et ses estimations à l'aveugle par le modèle) et un critère de significativité de la composante  $m$  ajoutée ( $Q_m^2 > 0.095$ ).

**Etape 2 :** Sélection des variables explicatives les plus importantes en projection dans un modèle à  $m$  composantes sur un critère VIP (*Variable Importance in Projection*)  $> 1$ .

**Etape 3 :** Régression linéaire multiple en mode pas à pas sur les variables explicatives sélectionnées à l'étape 2.

Rappelons que le modèle prédictif final prend alors la forme mathématique suivante :

$$Z_j = \alpha_0 + \sum_{i=1}^k \alpha_i \cdot X_{ij} + \varepsilon_j \quad (4.3)$$

$Z_j$  est un indice d'écoulement,  $X_{ji}$  sont les  $i = 1, \dots, k$  indices climatiques,  $\alpha_i$  sont les coefficients assignés à chaque indice et  $\varepsilon_j$  est le résidu de l'estimation. Les coefficients  $\alpha_i$  peuvent être estimés par rapport aux valeurs observées par minimisation du critère des moindres carrés. Pour conserver une part d'expertise dans l'établissement des régressions finales, le mode de régression pas à pas interactif a été adopté. Nous avons donc consulté à chaque étape la régression pour ajouter le meilleur prédicteur ou retrancher le moins bon prédicteur de la régression si l'ajout d'un nouveau prédicteur permet d'atteindre un meilleur score de variance expliquée qu'à l'étape précédente. Au final, nous avons sélectionné la meilleure combinaison de prédicteurs : i) en analysant pas à pas la courbe d'optimalité du modèle de régression fondée sur le critère d'erreur RMSE (*Root Mean Square Error* ou racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre valeurs observées et valeurs estimées) : la condition d'arrêt étant fixée par une diminution de la pente de la courbe indiquant une chute de performance du modèle ; ii) dans un souci de simplicité de l'interprétation physique du lien entre prédicteurs climatiques et indice d'écoulement. Enfin, la normalité de chaque indice d'écoulement ou indice climatique a également été évaluée à l'aide du test de Jarque-Bera (Jarque et Bera, 1987). En cas de rejet de l'hypothèse de normalité, différentes transformations ont été appliquées pour atteindre la normalité et linéariser la relation prédictant-prédicteur. Elles sont indiquées dans le tableau 2 pour les indices

hydrologiques et pour chacun des bassins étudiés. Les indices climatiques étant tous gaussiens, ils n'ont fait l'objet d'aucune transformation. Les hypothèses de normalité et d'homoscédasticité des résidus ont été vérifiées *a posteriori* avec les tests de normalité (Shapiro-Wilk) et d'hétéroscédasticité (Bench-Pagan).

## 4.3 Résultats

### 4.3.1 Caractéristiques des régressions PLS

Les régressions PLS obtenues pour les 14 indices d'écoulement et les deux cours d'eau étudiés sont regroupées dans les Tableaux 4.2 et 4.3. Les principaux enseignements sont les suivants :

	Nom de l'indice	Nombre d'observations	Nombres de composantes	Qualité du modèle PLS (R <sup>2</sup> Y)	Nombre de variables explicatives sélectionnées (VIP>1)
Hautes eaux	VC-HE-q90	40	1/1	0.597/0.553	61/55
	QjXA	41	1/1	0.489/0.351	49/69
	QMXA	41	1/1	0.616/0.531	59/49
	VCX7	41	1/1	0.549/0.395	50/61
	Date <sub>max-ann</sub>	41	1/1	0.457/0.370	76/64
	Date <sub>centre-HE</sub>	40	1/1	0.447/0.366	74/69
Moyennes eaux	QA	42	2/2	0.834/0.792	58/65
Basses eaux	DEF-VOL	35	1/1	0.514/0.592	65/73
	MIN-ANN	42	1/1	0.401/0.462	70/75
	QMNA	42	1/1	0.454/0.413	62/73
	VCN7	42	1/1	0.426/0.425	69/69
	Date <sub>entrée-étiage</sub>	35	2/2	0.822/0.785	85/88
	Date <sub>centre-étiage</sub>	35	2/2	0.809/0.755	79/63
	Date <sub>sortie-étiage</sub>	35	2/2	0.721/0.708	91/73

TABLE 4.2 – Résumé statistique des régressions PLS obtenues entre l'indice PGF (210 prédicteurs) et les indices d'écoulement pour les deux cours d'eau étudiés. Les chiffres afférents à l'Ourthe à Tabreux sont en italique. Période 1970-2011.

- La grande majorité des régressions PLS sont établies à l'aide d'une seule composante qui suffit

	Nom de l'indice	Nombre d'observations	Nombres de composantes	Qualité du modèle PLS (R <sup>2</sup> Y)	Nombre de variables explicatives sélectionnées (VIP>1)
Hautes eaux	VC-HE-q90	40	1/1	0.386/0.352	9/6
	QjXA	41	1/1	0.371/0.258	6/7
	QMXA	41	1/1	0.351/0.344	8/6
	VCX7	41	1/1	0.405/0.273	6/6
	Date <sub>max-ann</sub>	41	3/1	0.471/0.099	10/5
	Date <sub>centre-HE</sub>	40	1/1	0.297/0.287	6/6
Moyennes eaux	QA	42	1/1	0.403/0.290	8/10
Basses eaux	DEF-VOL	34	1/1	0.285/0.381	10/8
	MIN-ANN	42	1/1	0.330/0.178	9/9
	QMNA	42	1/1	0.265/0.112	8/7
	VCN7	42	1/1	0.317/0.139	9/8
	Date <sub>entrée-étiage</sub>	34	1/1	0.261/0.273	8/10
	Date <sub>centre-étiage</sub>	34	1/4	0.193/0.555	8/8
	Date <sub>sortie-étiage</sub>	34	2/3	0.181/0.552	8/8

TABLE 4.3 – Résumé statistique des régressions PLS obtenues entre l'indice *Paris-London westerly index* - P-LWI - (21 prédicteurs) et les indices d'écoulement pour les deux cours d'eau étudiés sur la période 1970-2007. Les chiffres afférents à l'Ourthe à Tabreux sont en italique.

à capter le maximum de covariance entre les prédicteurs climatiques (GRP ou P-LWI) et les indices d'écoulement.

- Les valeurs de co-variance (R<sup>2</sup>Y) entre les prédicteurs GRP et les indices d'écoulement traduisent un lien fort (R<sup>2</sup>Y ≈ 0.426) à très fort (R<sup>2</sup>Y ≈ 0.721) entre variabilité climatique et écoulement à l'exutoire du bassin.
- La qualité des modèles PLS (R<sup>2</sup>Y) est systématiquement supérieure en utilisant les prédicteurs GRP (Tableau 4.2) par comparaison à ceux du P-LWI (Tableau 4.3).
- En hautes eaux, ce sont les indices de volume et d'abondance des crues qui sont les mieux corrélés aux prédicteurs GRP ; en basses eaux, ce sont les indices de saisonnalité qui sont les mieux corrélés aux prédicteurs GRP ; sur l'ensemble des indices d'écoulement, c'est le débit moyen annuel qui est le mieux prédit par les prédicteurs GRP. Ces trois constats valent pour les deux cours d'eau.
- L'effectif de variables les plus importantes (VIP > 1) dans la construction des modèles PLS de chaque indice d'écoulement varie fortement d'un indice à l'autre. La réduction de la complexité de la matrice initiale des prédicteurs est toujours forte (facteur de réduction de l'ordre de 2 à 4 du nombre de prédicteurs) ce qui garantit une bonne identification des prédicteurs les

plus impactants sur la variance des indices d'écoulement.

- A l'exception du déficit de volume, la covariance climat-écoulement ( $R^2Y$ ) est systématiquement plus forte pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel que pour celui de l'Ourthe à Tabreux.

On peut conclure de ces premiers résultats que le gradient régional de pression (GRP), décliné sous forme de 210 prédicteurs différents, a une valeur informative supérieure à celle de l'indice P-LWI pour expliquer les variations de l'écoulement à l'exutoire des bassins testés.

### 4.3.2 Caractéristiques des régressions linéaires multiples (RLM)

Les régressions RLM ont été établies à partir de la sélection des prédicteurs issus de l'indice GRP qui ont la plus forte contribution aux modèles PLS ( $VIP > 1$ ) (Tableau 4.2). Les courbes d'optimalité des modèles de régression sont regroupées en l'annexe A. Elles permettent de visualiser à quelle étape la régression a été arrêtée par jugement expert. Les courbes montrent qu'en général, le processus de régression a été interrompu plus tôt que sur un critère purement statistique (*i.e.* la significativité du prédicteur ajouté ou retranché) en raison du faible gain de performance du modèle au-delà, ou de la non-pertinence des prédicteurs sélectionnés par le modèle. Le cas de l'indice VC-HE-q90 sur le bassin de l'Ourthe à Tabreux est emblématique à cet égard (annexe A) : sur un critère statistique le meilleur modèle est établi au bout de la 7<sup>e</sup> étape. Mais parmi les prédicteurs qui ressortent certains sont discutables : il est difficile en effet d'expliquer hydrologiquement l'effet négatif du prédicteur  $Y_{PGF(Z5002.5^{\circ})JJASON}$  sur l'indice VC-HE-q90, le premier étant postérieur au second. . . De même que le lien négatif entre le prédicteur  $P_{(Z500)_{sep}}$  et l'indice VC-HE-q90 est difficilement interprétable. Ces deux prédicteurs ne résultent en réalité que d'un artéfact de corrélation. Après filtrage, seuls 2 prédicteurs dont le rôle hydrologique est plausible ont été retenus dans le modèle (Tableau 4.5).

	Indice d'écoulement	Nombre de prédicteurs	Modèle prédictif	RMSE	r	% de variance expliquée (PGF)	p-value	% de variance expliquée (P-LWI)
Hautes eaux	VC-HE-q90*	3	$9.1e^4 - 8.9e^5 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJFMAM} - 7.4e^5 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{SONDJF} - 177 \times P(z500)_{dec}$	3298	0.81	0.65	1.63e-8	0.27 (1)
	QjXA*	1	$9.43 - 514 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJF}$	2.58	0.64	0.41	6.57e-6	0.25 (1)
	QMXA	2	$2.0e^3 - 6.7e^3 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJFMAM} - 2.0 \times P(mer)_{dc}$	20.9	0.77	0.60	2.77e-8	0.24 (1)
	VCX7	1	$52 - 9.7e^3 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJF}$	42.8	0.69	0.47	6.67e-7	0.27 (1)
	Date <sub>max-ann</sub>	1	$9.0e^3 - 8.7 \times P(mer)_{DJFMAM}$	33.8	0.52	0.27	5.59e-4	0.00 (0)
	Date <sub>centre-HE</sub>	1	$7.7e^3 - 7.4 \times P(mer)_{DJFMAM}$	30.2	0.50	0.25	0.0011	0.42 (3)
Moyennes eaux	QA	2	$-1.9 - 2.3e^3 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJFMAM} - 2.1e^3 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{JJASON}$	6.0	0.81	0.65	2.26e-9	0.36 (2)
Basses eaux	DEF-VOL*	2	$-1.3e^5 + 3.4e^5 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJFMAM} + 241 \times P(z500)_{JJA}$	1127	0.68	0.46	8.74e-6	0.20 (1)
	MIN-ANN*	2	$-0.02 - 79 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJFMAM} - 59 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{juin}$	0.40	0.60	0.36	2.19e-4	0.37 (3)
	QMNA*	2	$-0.03 - 83 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJFMAM} - 121 \times Y_{GRP}(mer_{5^\circ})_{JJASON}$	0.36	0.67	0.45	1.26e-5	0.28 (2)
	VCN7*	2	$0.26 - 89 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{MAMJJA} - 47 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJF}$	0.37	0.62	0.38	1.17e-4	0.34 (3)
	Date <sub>entrée-étiage</sub>	1	$-4.0e3 - 6.7 \times P(Z500)_{MAMJJA}$	24.7	0.52	0.27	0.0018	0.15 (1)
	Date <sub>centre-étiage</sub>	2	$-6.2e^3 + 6.3 \times P(mer)_{SON} - 1.7e^3 \times X_{GRP}(Z500_{5^\circ})_{oct}$	16.7	0.74	0.54	5.57e-6	0.00 (0)
Date <sub>sortie-étiage</sub>	2	$-6.6e^3 + 5.3 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{ANN} + 6.8 \times P(mer)_{SON}$	23.29	0.64	0.41	2.56e-4	0.00 (0)	

TABLE 4.4 – Meilleurs modèles de régression entre le gradient régional de pression (GRP) et les indices d'écoulement. Résultats obtenus pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel sur la période 1970-2011. Les résultats obtenus avec l'indice P-LWI sont fournis à titre comparatif.

	Indice d'écoulement	Nombre de prédicteurs	Modèle prédictif	RMSE	r	% de variance expliquée (GRP)	p-value	% de variance expliquée (P-LWI)
Hautes eaux	VC-HE-q90*	2	$255 - 1.4e^6 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{ANN} - 2.7e^5 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{dec}$	2841	0.75	0.56	1.88e-7	0.27 (1)
	QjXA*	1	$6.9 - 513 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{SONDJF}$	2.60	0.45	0.21	0.0029	0.17 (1)
	QMXA*	1	$2.9 - 99 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{SONDJF}$	0.29	0.77	0.43	3.02e-6	0.36 (2)
	VCX7*	1	$3.6 - 92 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{SONDJF}$	0.33	0.58	0.34	7.30e-5	0.22 (1)
	Date <sub>max-ann</sub> *	2	$-46.7 - 57 \times X_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{SONDJF} + 0.05 \times P(mer)_{sep}$	0.27	0.57	0.33	5.05e-4	0.11 (1)
	Date <sub>centre-HE</sub>	3	$3.2e^3 - 2.5e^3 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{mar} + 3.3 \times P(mer)_{sep}$	29.7	0.55	0.30	0.0014	0.25 (2)
Moyennes eaux	QA	1	$11.2 - 2.7e^3 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{ANN}$	4.52	0.69	0.47	7.67e-7	0.14 (1)
Basses eaux	DEF-VOL*	3	$-1.5e^5 + 6e^5 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{MAMJJA} + 269 \times P(z500)_{MAMJJA} - 1.4e^5 \times Y_{GRP}(mer_{5^\circ})_{avr}$	1043	0.74	0.55	1.19e-6	0.23 (1)
	MIN-ANN*	2	$159 - 0.15 \times P(mer)_{MAMJJA} - 37 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{juil}$	0.31	0.64	0.41	4.56e-5	0.17 (1)
	QMNA*	1	$1.02 - 160 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{MAMJJA}$	0.44	0.54	0.29	2.45e-4	0.16 (1)
	VCN7*	2	$224 - 0.22 \times P(mer)_{MAMJJA} - 57 \times Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{SONS}$	0.39	0.65	0.43	2.39e-5	0.18 (1)
	Date <sub>entrée-étiage</sub>	4	$6.2e3 - 5.8e3 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{MAM} - 3.4 \times P(Z500)_{MAM} - 1.8e3 \times X_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{avr}$ $- 5.0 \times P(mer)_{juin} + 2.9 \times P(Z500)_{aout}$	18.4	0.79	0.62	1.33e-5	0.19 (1)
	Date <sub>centre-étiage</sub>	3	$-5.8e3 + 4 \times P(Z500)_{SON} + 3.5e3 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{aout} - 3.8 \times P(mer)_{sep}$	19.1	0.80	0.64	1.28e-6	0.00 (0)
Date <sub>sortie-étiage</sub>	2	$-8.6e^3 + 5.8e^3 \times Y_{GRP}(mer_{2.5^\circ})_{JJA} + 8.7 \times P(mer)_{SON}$	27.9	0.69	0.47	6.90e-5	0.40 (1)	

TABLE 4.5 – Meilleurs modèles de régression entre le gradient régional de pression (GRP) et les indices d'écoulement. Résultats obtenus pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux sur la période 1970-2011. Les résultats obtenus avec l'indice P-LWI sont fournis à titre comparatif.

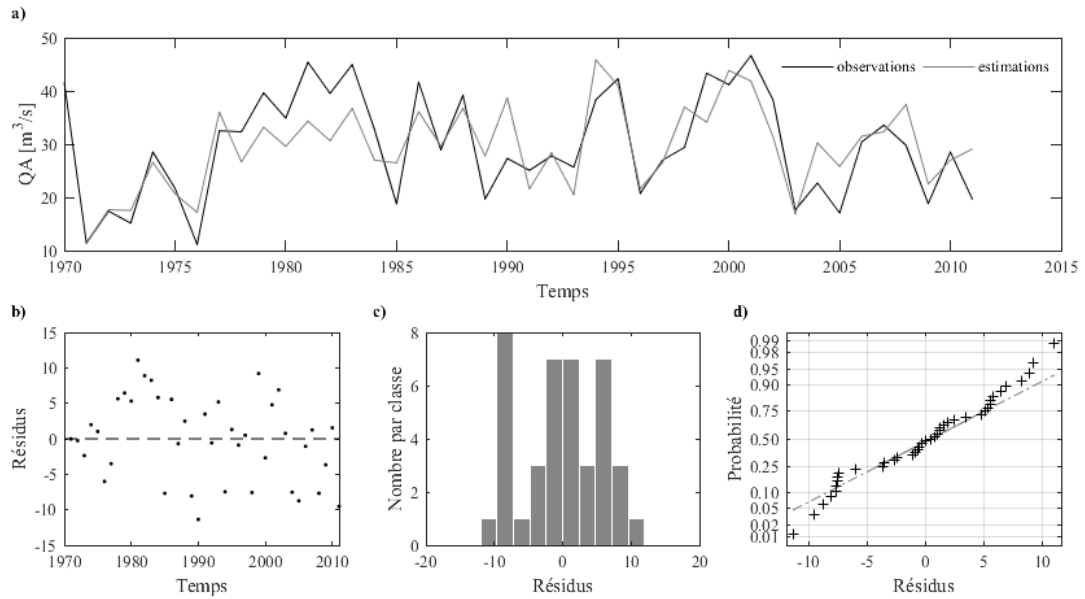


FIGURE 4.5 – Résultats du modèle de régression pour le débit moyen annuel (QA) de la Meuse à Saint-Mihiel. a) Estimations versus observations ; b) Série temporelle des résidus ; c) Histogramme des résidus ; d) Ajustement des résidus à la loi normale.

Les meilleurs modèles de régression obtenus par jugement expert sont concentrés dans les Tableaux 4.4 et 4.5. Les coefficients de régression sont tous significatifs à 5 % ( $p\text{-value} < 0.05$ ). L'analyse de ces deux tableaux met en lumière les points suivants :

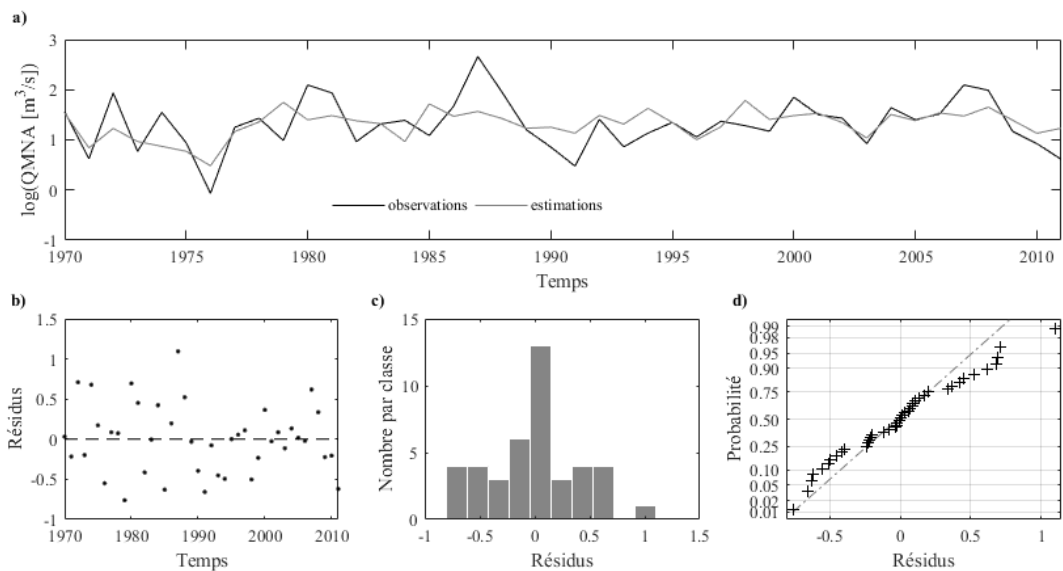


FIGURE 4.6 – Résultats du modèle de régression pour le débit mensuel minimum annuel (QMNA) de l'Ourthe à Tabreux. a) Estimations versus observations ; b) Série temporelle des résidus ; c) Histogramme des résidus ; d) Ajustement des résidus à la loi normale.

- Les prédictors de l'indice GRP sont beaucoup plus performants que ceux de l'indice P-LWI.
- Le pourcentage de variance expliquée est variable selon l'indice d'écoulement considéré. Les valeurs s'échelonnent entre 25 % au minimum (indice  $Date_{\text{centre-HE}}$  sur la Meuse à Saint-Mihiel) et 74 % (indice  $Date_{\text{entrée-étiage}}$ ) sur l'Ourthe à Tabreux. Un tiers des indices excède 50 % de variance expliquée.
- Le coefficient de corrélation multiple est élevé pour la plupart des indices d'écoulement traduisant un lien fort ( $r$  de 0,6 à 0,7) à très fort ( $r$  de 0,8 à 1) avec la combinaison optimale de prédictors issus du GRP. Deux exemples des résultats de la régression RLM sont illustrés sur les Figures 4.5 et 4.6. La figure 6 présente le cas d'un indice d'écoulement (le débit moyen annuel ou QA) très fortement lié au GRP sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel ( $r = 0,81$ ) : le modèle de régression reproduit de façon satisfaisante les principaux traits de la variabilité interannuelle de cet indice (Figure 4.5a), la distribution des erreurs est stationnaire au cours du temps (Figure 4.5b) et la distribution des résidus atteint la normalité (Figure 4.5c et 4.5d). La figure 7 présente un indice d'écoulement (le débit mensuel minimum annuel ou QMNA) plus faiblement lié au GRP sur le bassin de l'Ourthe à Tabreux ( $r = 0,54$ ). Le modèle de régression a tendance à lisser la variabilité temporelle de cet indice (Figure 4.6a) et produit des erreurs importantes (Figure 4.6b). Le fait que les résidus serpentent autour de la loi normale montre qu'ils ne sont pas en adéquation avec cette loi statistique pour les valeurs extrêmes (Figure 4.6d). L'échec de la méthode est probablement lié à l'incapacité du GRP à décrire les forçages atmosphériques pertinents pour cet indice hydrologique.
- Au regard du coefficient de corrélation multiple, le transfert climat-écoulement est globalement plus difficile à modéliser en hautes eaux et en moyennes eaux sur l'Ourthe à Tabreux que sur la Meuse à Saint-Mihiel.
- Le nombre de prédictors varie entre 1 et 4 sur les deux bassins. A une exception près, les modèles de régression sont établis avec 3 prédictors ou moins. L'objectif de parcimonie est donc atteint.
- Les liens entre prédictors du GRP et indices d'écoulement s'interprètent logiquement. Par exemple, plus la pression est élevée (conditions anticycloniques), plus les précipitations sont faibles ce qui a un effet négatif sur l'écoulement : les crues sont moins marquées et les étiages plus sévères. Ce lien causal se vérifie avec l'effet positif des prédictors  $P_{(Z500)JJA}$  (Tableau 4.5) et  $P_{(Z500)MAMJJA}$  (Tableau 4.4) sur le déficit de volume (DEF-VOL) ou inversement l'effet négatif du prédictor  $P_{(\text{mer})MAMJJA}$  sur le débit minimum annuel (MIN-ANN) de l'Ourthe à Tabreux (Tableau 4.5) ou encore l'effet négatif du  $P_{(\text{mer})\text{dec}}$  sur le débit moyen mensuel maximal (QMXA) de la Meuse à Saint-Mihiel (Tableau 4.4). Par ailleurs, le prédictor  $Y_{\text{GRP}}$  a un effet négatif sur les indices de crue pour les deux bassins. Il a également un effet négatif sur le débit moyen annuel (QA) et sur les indices décrivant la sévérité de l'étiage à l'exception du déficit de volume pour lequel l'effet est positif. Ceci est cohérent avec l'idée que, sur les deux bassins étudiés, l'écoulement en période de hautes eaux et de basses eaux est



d'autant plus abondant que la zonalité du flux atmosphérique est intense et que les advections d'air maritime prédominent. Inversement lorsque l'influence continentale est plus importante au cours du semestre DJFMAM (Tableau 4.5) ou MAMJJA (Tableau 4.4), l'apport pluviométrique est plus faible au cours du semestre de recharge DJFMAM ce qui contribue à augmenter le déficit de volume.

- Qu'il soit calculé en surface ou en altitude, au pas de temps mensuel, trimestriel ou semestriel, le prédicteur  $Y_{GRP}$  est celui qui ressort le plus fréquemment dans les modèles de régression sur les deux bassins. Meilleurs modèles de régression entre les prédicteurs GRP et les indices d'écoulement. Résultats obtenus pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux sur la période 1970-2011. Les résultats obtenus avec l'indice P-LWI sont fournis à titre comparatif (30 occurrences sur 57 prédicteurs). Il est particulièrement lié au trimestre/semestre hivernal sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, ce qui rappelle la forte dépendance de l'hydrologie de ce bassin à la variabilité climatique hivernale.
- Sur le plan des temporalités, la dépendance des indices d'écoulement aux prédicteurs du GRP peut s'exprimer de façon synchrone : par exemple, sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (Tableau 5), la liaison négative entre l'indice VCX7 et le prédicteur  $Y_{GRP}(Z500_{2.5^\circ})_{DJF}$  exprime le fait que l'intensité du maximum annuel du débit moyen sur 7 jours consécutifs, qui se produit en général au cours du trimestre DJF, est dépendante de l'intensité du flux zonal d'ouest. Plus celle-ci est négative et plus l'advection d'air maritime domine et donc plus intense est le VCX7. De la même manière, sur les deux bassins, les indicateurs  $Date_{\text{centre-étiage}}$  et  $Date_{\text{sortie-étiage}}$  sont positivement liées au prédicteur  $P(\text{mer})_{SON}$ . Des conditions anticycloniques automnales favorisent un centre de masse et une sortie d'étiage tardive. Inversement, les modèles de régression montrent l'existence de liens asynchrones : ainsi logiquement, les variations du QMNA intègrent les conditions atmosphériques (favorisant un déficit ou un excédent pluviométrique) des trimestres antérieurs (DJF et MAM) ; un effet saisonnier est donc perceptible dans les régressions pour cet indice d'écoulement.
- Certains indices de saisonnalité des hautes eaux et de basses eaux requièrent un nombre de prédicteurs plus important ce qui montre que la relation climat-écoulement est plus complexe à interpréter pour ce type d'indice. Cette observation dépend du bassin.
- La grille la plus informative pour la connaissance du transfert climat-écoulement est la grille de résolution  $2.5^\circ$  puisqu'une majorité des prédicteurs  $X_{GRP}$  et  $Y_{GRP}$  ont été calculés à partir de celle-ci.
- Les deux bassins ont seulement quatre prédicteurs en commun. Les modèles de régression sont spécifiques aux bassins, ce qui montre qu'ils sont difficilement transposables à d'autres bassins même situés dans un contexte géographique proche.
- La prédictibilité des indices intégrateurs de l'écoulement (QA, VC-HQ-90, DEF-VOL) semble être légèrement meilleure que celle des indices dynamiques (QjXA, VCX7, VCN7).

Au total, à partir d'une description objective de la circulation atmosphérique fournie par un indice multiple empirique et simple à calculer, le gradient régional de pression (GRP), il est possible d'établir des relations statistiques simples et significatives entre climat et écoulement dans le bassin de la Meuse. L'interprétation physique des relations obtenues est satisfaisante car fondée sur une liaison robuste entre indice atmosphérique et climatologie de bassin. La propagation de l'influence climatique dans les bassins étudiés étant rapide, il est possible d'identifier aisément les meilleurs prédicteurs climatiques de la variabilité interannuelle de l'écoulement à leur exutoire par des liens synchrones ou asynchrones. Enfin, même si l'on peut accorder une certaine confiance aux meilleurs modèles de régression obtenus, leur incertitude prédictive demeure encore forte notamment pour ceux associés aux indices d'écoulement dynamiques.

### **4.3.3 Extrapolation climatique des indices d'écoulement**

Les projections hydrologiques obtenues à partir des régressions RLM pour les deux bassins étudiés sont présentées sur les figures 8 et 9. Notons qu'en première approximation, les 13 scénarios climatiques de notre ensemble de modèles CMIP5 sont équipondérés. Les distributions de chaque indice d'écoulement sont fournies sous climat observé (période 1971-2000) par les valeurs observées et les valeurs estimées *via* régression, ainsi qu'à deux horizons temporels, *i.e.* un futur proche (période 2021-2050) et un futur lointain (2071-2100), et pour les scénarios radiatifs RCP 4,5 et RCP 8,5.

#### **4.3.3.1 Analyse pour le présent**

Pour le présent, l'analyse des Figures 4.7 et 4.8 révèle que les modèles de régression ont tendance à atténuer la variabilité temporelle des indices d'écoulement. Les étendues interquartiles (25 %-75 %) montrent en effet que les valeurs estimées par régression sont systématiquement moins dispersées que les valeurs observées à l'exception des indices VCN7 et QMNA sur l'Ourthe à Tabreux (Figure 4.8).

#### **4.3.3.2 Analyse pour le futur**

L'étendue des boîtes à moustache augmente par rapport au présent pour la majorité des indices d'écoulement, quel que soit le bassin considéré (Figures 4.7 et 4.8). Cela signifie que les écoulements extrêmes pourraient se renforcer dans les prochaines décennies. Pour plus de clarté et de synthèse, le Tableau 4.6 recense les changements relatifs « significatifs » (*i.e.* sortant de la fourchette  $\pm 10$  %) entre la moyenne d'ensemble de chaque scénario/horizon par rapport à la moyenne des valeurs

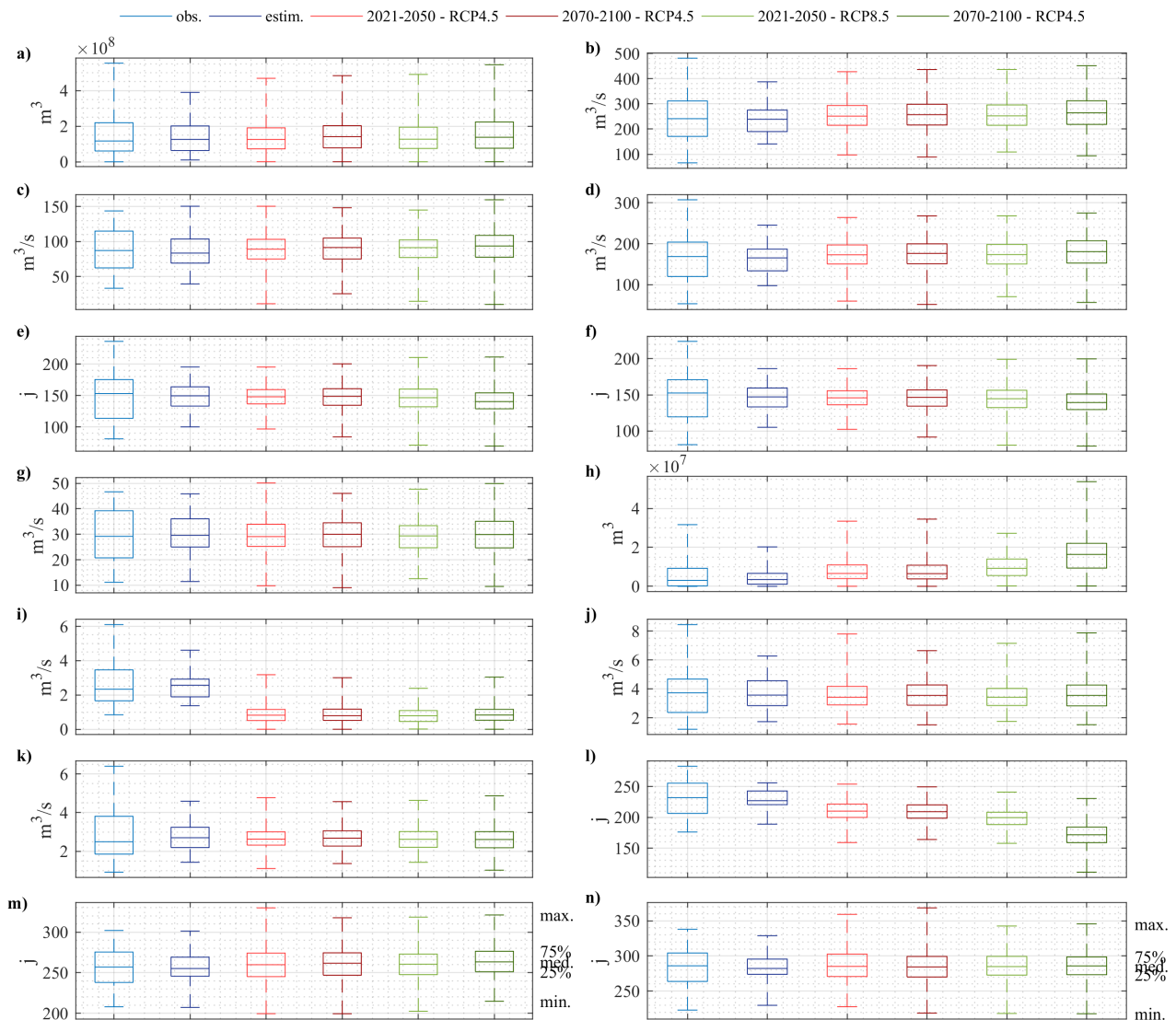


FIGURE 4.7 – Boîtes à moustache des indices d'écoulement sous climat observé (période 1971-2000) et sous climat modifié aux horizons 2021-2050 et 2071-2100 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) VC-HE-q90 ; b) QjXA ; c) QMXA ; d) VCX7 ; e) Datemax-ann ; f) Datecentre-HE ; g) QA ; h) DEF-VOL ; i) MIN-ANN ; j) QMNA ; k) VCN7 ; l) Dateentrée-étiage ; m) Datemilieu-étiage ; n) Datesortie-étiage.

estimées par régression. Les indices de crues évoluent peu en moyenne d'ensemble sur les 13 modèles. Seul le scénario RCP 8.5 2071-2100 permet de simuler un changement important de certains indices de crues. Les débits annuels (QA) sur la Meuse à Saint-Mihiel et sur l'Ourthe à Tabreux changent peu. On note également que les deux cours d'eau risquent de connaître une augmentation du déficit de volume (DEF-VOL) dès l'horizon 2021-2050, qui s'amplifie à la fin du siècle. La diminution du débit minimum annuel (MIN-ANN) est très marquée sur la Meuse à Saint-Mihiel dès l'horizon 2021-2050 alors qu'elle n'intervient qu'à la fin du siècle et dans une proportion moindre sur l'Ourthe à Tabreux. Le QMNA diminue légèrement sur la Meuse à Saint-Mihiel et plus fortement sur l'Ourthe à

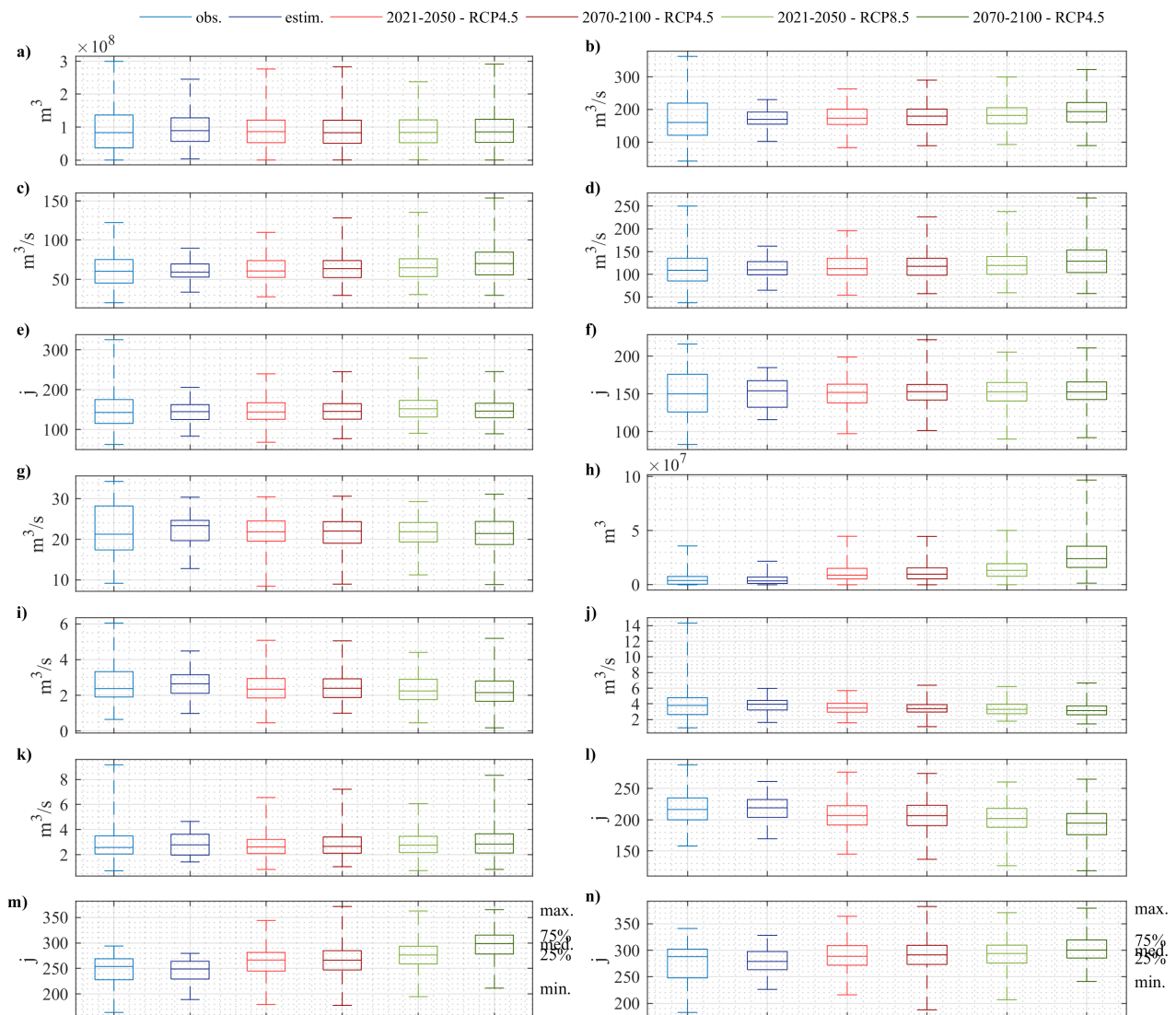


FIGURE 4.8 – Boîtes à moustache des indices d'écoulement sous climat observé (période 1971-2000) et sous climat modifié aux horizons 2021-2050 et 2071-2100 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) VC-HE-q90 ; b) QjXA ; c) QMXA ; d) VCX7 ; e) Datemax-ann ; f) Datecentre-HE ; g) QA ; h) DEF-VOL ; i) MIN-ANN ; j) QMNA ; k) VCN7 ; l) Dateentrée-étiage ; m) Datemilieu-étiage ; n) Datesortie-étiage.

#### Tabreux.

La baisse du VNC7 n'est « significative » sur aucun des deux bassins. La saisonnalité des étiages est également impactée par les scénarios climatiques : l'entrée en étiage ( $Date_{\text{entrée-étiage}}$ ) serait plus précoce sur les deux bassins et le centre de l'étiage ( $Date_{\text{centre-étiage}}$ ) plus tardif sur l'Ourthe à Tabreux ce qui indiquerait une durée d'étiage plus longue qu'actuellement vers la fin du siècle. L'intensité des changements serait inédite par rapport à celle observée sur les deux bassins entre les deux dernières normales climatiques (Tableau 4.6).

Bassin	Indice d'écoulement	1981-2010	2021-2050	2021-2050	2071-2100	2071-2100
			RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
Meuse à Saint-Mihiel	VC-HE-q90	+2				+13
	DEF-VOL	-6	+68	+42	+71	+118
	MIN-ANN	+4	-66	-191	-193	-196
	Date <sub>entrée-étiage</sub>	-4		-12	-17	-37
Ourthe à Tabreux	QjXA	+5				+13
	QMXA	+4				+17
	VCX7	+5				+16
	DEF-VOL	-26	+117	+59	+86	+149
	MIN-ANN	+4			-14	-17
	QMNA	+7		-11	-13	-19
	Date <sub>entrée-étiage</sub>	-1				+12
	Date <sub>centre-étiage</sub>	-2			+11	+18

TABLE 4.6 – Changement relatif (%) de la moyenne d'ensemble (13 modèles CMIP5) par indice d'écoulement par rapport à la période 1971-2000. Le changement relatif est calculé par rapport aux valeurs estimées des indices sur la période 1971-2000. Seuls les changements relatifs sortant de la fourchette  $\pm 10\%$  sont répertoriés. Le changement relatif de moyenne entre les périodes 1981-2010 et 1971-2000 est également indiqué à titre de comparaison.

## 4.4 Discussion

Les résultats montrent tout d'abord, qu'il est possible de connecter, par des fonctions de transfert structurellement simples, physiquement interprétables et empiriques (*i.e.* fondée uniquement sur des observations ou pseudo-observations dans le cas de réanalyses), variabilité climatique et écoulement à l'échelle interannuelle sur deux bassins contrastés de la Meuse : le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel situé en France et celui de l'Ourthe à Tabreux situé en Belgique. La variabilité climatique est décrite à l'aide du gradient régional de pression (GRP). Celui-ci est capable de prédire, à un niveau d'efficacité sans précédent, la variabilité interannuelle d'indices d'écoulement de basses, moyennes et hautes eaux et se montre très compétitif par rapport à l'indice *Paris-London Westerly Index* (P-LWI) de Slonosky *et al.* (2000). Les fonctions de transfert climat-écoulement sont obtenues par régression linéaire multiple (RLM) après extraction, par régression PLS, du maximum de covariance entre le GRP et l'écoulement. Sur le plan opérationnel, ces résultats montrent que la connaissance régionale des champs de pression atmosphérique de surface et d'altitude représente une source d'information très utile pour décrire, en première approximation, la variabilité climatique interannuelle et son impact sur celle des débits actuels et futurs. Ces résultats étaient attendus dans la mesure où dans ce contexte géographique, le GRP est fortement lié aux variables de forçage climatique (précipitations

et température de l'air) de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin (Kastendeuch, 2007).

L'efficacité des fonctions de transfert climat-écoulement doit néanmoins être relativisée. En effet, une part non négligeable de la variance de l'écoulement mesuré à l'exutoire des deux bassins demeure inexpliquée par le GRP (Tableaux 5 et 6), ce qui démontre que son pouvoir prédictif reste limité. Deux raisons au moins peuvent être invoquées : le GRP ne donne qu'une approximation grossière du forçage climatique réelle sur les deux bassins. Il est certes bien corrélé avec les précipitations et la température de l'air à l'échelle mensuelle (Kastendeuch, 2007), mais la granularité de l'information qu'il contient est certainement insuffisante pour expliquer la variabilité interannuelle de certains indices d'écoulement dynamiques, comme le débit journalier maximum annuel (QjXA). Celle-ci est en effet contrôlée par des événements pluviométriques qui ne durent que quelques jours et dont l'intensité cumulée n'est pas liée de façon univoque à un type de circulation atmosphérique. D'autre part, la propagation de l'influence climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin est contrôlée par des processus hydrologiques internes au bassin (interception, infiltration, etc.), ses propriétés hydrologiques et physiques (perméabilité, pente, etc.), son état hydrologique et la chronologie des événements hydro-météorologiques. Tout ceci contribue à rendre son fonctionnement hydrologique fortement non linéaire. De fait, le bassin versant se comporte comme un filtre vis-à-vis des oscillations climatiques dont il contribue à moduler les effets au cours d'un cycle hydrologique mais aussi d'une année sur l'autre. La variabilité spatiale et temporelle des processus hydrologiques internes au bassin (interception, infiltration, etc.) et la non linéarité de la relation pluie-La prédictibilité des indices d'écoulement ne peut donc se résumer à une modélisation entrée-sortie du système bassin-versant. Pour gagner en efficacité, elle devrait se fonder sur une approche moins abstraite de ce dernier, prenant en compte, ne serait-ce qu'*a minima*, son fonctionnement hydrologique. Ajoutons que si le filtrage est variable d'un indice d'écoulement à l'autre pour un même bassin, il l'est aussi d'un bassin à l'autre comme le montrent les différences de variance résiduelle entre les deux bassins pour un même indice d'écoulement (Tableau 5 vs Tableau 6). A cet égard, une analyse fine de l'évolution de l'occupation des sols sur les deux bassins permettrait certainement d'identifier d'autres variables explicatives (taux de couvert forestier, taux d'urbanisation, etc.) qui par combinaison avec les indices climatiques, pourraient prédire la variabilité interannuelle de l'écoulement à l'exutoire des bassins (voir à ce sujet les travaux de Samaniego et Bárdossy 2007). En tout état de cause, ceci montre qu'en dépit d'un apport prometteur, un indice climatique comme le GRP donne une image assez réductrice de la variabilité hydrologique d'un bassin en raison de la transformation des entrées climatiques opérée localement par le milieu physique. Ce constat rejoint celui de Massei *et al.* (2017) à propos de la variabilité temporelle des débits de la Seine.

La transposition de la méthode de transfert climat-écoulement par régression sous scénarios radiatifs RCP4.5 et RCP8.5 permet d'esquisser les changements hydrologiques auxquels il faut s'attendre au cours des prochaines décennies conditionnellement aux projections climatiques de notre ensemble de modèles CMIP5. Ces changements devraient se traduire par un comportement hydrologiquement

plus extrême des deux bassins et revêtir dès les prochaines décennies, une ampleur inédite par rapport à ceux détectés sur la période d'observation pour les indices d'écoulement de basses eaux. En outre, la gestion des étiages sévères devraient être la grande problématique de demain pour les deux bassins étudiés, ce qui confirme le premier diagnostic de François *et al.* (2011) sur la Meuse amont. Pour la Meuse à Saint-Mihiel, nos résultats tendanciels sont en accord avec ceux de Dayon (2015), dont les travaux constituent la base de connaissances la plus récente sur les projections hydrologiques CMIP5 obtenues par modélisation pluie-débit en France métropolitaine pour les prochaines décennies : changement négatif sur tout le pays pour les débits d'étiage, légère augmentation des crues en raison de l'augmentation des précipitations en hiver dans les modèles CMIP5 et stationnarité des débits annuels (sauf légère augmentation à la fin du siècle sous scénario RCP8.5) dans le Nord-Est de la France. A notre connaissance il n'existe pas de source de comparaison équivalente pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Il convient de conserver à l'esprit que nos projections hydrologiques reposent sur une hypothèse de linéarité et de stationnarité de la relation climat-écoulement. Or dans le futur, outre l'occurrence possible de conditions climatiques inédites, cette relation risque d'être influencée par des facteurs non climatiques comme des prélèvements, des aménagements hydrauliques ou un changement d'occupation du sol, ce qui pourrait modifier le diagnostic actuel sur l'impact du changement climatique futur sur l'hydrologie des bassins testés.

## 4.5 Conclusion

Cette étude a permis de réaliser un exercice de prospective hydrologique à partir de la méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple, sur deux bassins contrastés de taille moyenne au régime hydrologique quasi « naturel » appartenant au district hydrographique international de la Meuse : la Meuse à Saint-Mihiel (France) et l'Ourthe à Tabreux (Belgique). L'originalité de cette méthode est d'essayer de mesurer l'impact futur du changement climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin en utilisant uniquement des données d'observation hydro-climatiques (ou pseudo-observation dans le cas de réanalyses) et sans recourir explicitement à un modèle pluie-débit. La démarche consiste à établir un schéma numérique permettant de relier directement la circulation atmosphérique à l'écoulement à l'exutoire d'un bassin. Le bassin versant est donc implicitement assimilé à une boîte noire dont on ignore le fonctionnement réel. Une fois le schéma numérique déterminé, il peut être alimenté avec des projections climatiques pour estimer l'évolution future de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin. Parmi les méthodes statistiques pouvant servir de moteur à la boîte noire, nous avons opté pour un séquençage de régressions par les moindres carrés partiels (PLS) et de régressions linéaires multiples (RLM).

Dans ce cadre géographique et méthodologique, nous aboutissons à la conclusion que la méthode de transfert climat-écoulement par régression a une capacité modérée à prédire les caractères

de l'écoulement à l'échelle interannuelle à l'exutoire d'un bassin versant, ce qui lui confère un potentiel d'utilisation limitée en prévision saisonnière comme en projection future.

Elle souffre de plusieurs limites liées aux hypothèses de linéarité et de stationnarité de la relation climat-écoulement ainsi qu'au caractère réducteur de celle-ci : de fait, cette méthode a tendance à sous-estimer la variabilité temporelle des indices d'écoulement et ne permet pas une description exhaustive de l'écoulement d'un cours d'eau par la simulation d'un hydrogramme en temps présent comme en temps futur. Le succès relatif de la méthode se limite à certains indices d'écoulement dont la variabilité interannuelle est bien structurée par celle du climat. La méthode de transfert climat-écoulement nécessite également de disposer de longues chroniques hydro-climatiques alors que pour le calage d'un modèle pluie-débit journalier, des chroniques courtes (*i.e.* 2 ou 3 ans) suffisent Perrin *et al.* (2007b). Enfin, cette méthode n'offre pas de garantie de fonctionner pour des climats « non jaugés », autrement dit pour des conditions climatiques extrêmes qui n'ont pas été observés dans un passé récent. Au total, la méthode de transfert climat-écoulement par régression ne semble pas réellement en mesure de concurrencer l'approche par modélisation pluie-débit pour extrapoler climatiquement l'écoulement à l'exutoire d'un bassin. Pour s'en assurer définitivement, il conviendrait d'évaluer rigoureusement la robustesse et l'incertitude prédictive des deux approches, puis de les confronter.



## Chapitre 5

# 2<sup>e</sup> approche : du climat à l'écoulement *via* les apports atmosphériques d'eau et d'énergie et la transformation pluie-débit

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté une méthode de transfert climat-écoulement par régression multiple visant à lier statistiquement la variabilité climatique à celle de l'écoulement à l'exutoire d'un bassin versant. Les résultats ont montré des potentialités intéressantes tout en pointant des limites importantes. Il paraît donc légitime de tester une approche alternative, plus raffinée, pour dépasser certaines de ses limites. Le chapitre qui suit est consacré au développement d'une chaîne de modélisation recourant toujours aux fonctions de transfert, visant à lier climat et écoulement. Cependant, nous proposons d'intégrer explicitement dans la chaîne de simulation, les conditions imposées au bassin-versant par l'atmosphère (apports d'eau et d'énergie) ainsi que la transformation des précipitations en débit (Grelier *et al.*, 2015, 2016).

La méthode de transfert climat-écoulement par régression ne permet pas de reconstituer l'hydrogramme, mais seulement certains indices hydrologiques. La nouvelle approche profitera de l'apport du modèle pluie-débit à ce niveau. Cela implique de faire un chaînage supplémentaire, procurant une information climatique au pas de temps adapté. Ce chaînage nécessite la mise en œuvre d'une méthode de descente d'échelle tirant parti de la connaissance de la circulation atmosphérique de méso-échelle pour produire une variabilité climatique « sous-maille » adaptée à la taille des sous-bassins sélectionnés. Enfin nous proposons ici d'introduire autant de « bonne incertitude » que possible dans l'étude d'impact hydrologique du changement climatique. Pour cela, en plus d'utiliser le panel de projections climatiques futures présenté dans le chapitre 3, une procédure complémentaire de reconstitution de séries climatiques historiques est utilisée. Elle permet d'associer à la variabilité climatique projetée une variabilité climatique « observée » et reconstituée multi-séculaire et ainsi d'échantillonner plus

largement le changement climatique. L'étude des forçages climatiques à cette échelle de temps contribue à introduire de la bonne incertitude dans l'exercice de scénarisation car elle évite d'exclure des changements climatiques possibles correspondant à une réplique des climats passés. S'il est admis par la communauté scientifique que ces répliques sont très peu probables (scénario de climat statique ou de refroidissement), il n'empêche que de les prendre en compte dans l'exercice de scénarisation climatique confère une plus grande neutralité aux scénarios climatiques produits par le GIEC. De fait ceux-ci sont repositionnés dans un cadre temporel plus large. De plus, l'approche multi-forçage du modèle pluie-débit permet d'améliorer la connaissance de la sensibilité hydrologique des bassins versants aux changements climatiques prescrits. Ceci contribue en retour, à renforcer la capacité adaptative du système de gestion du risque hydrologique grâce à l'évaluation de la robustesse de certaines mesures d'adaptation au changement climatique comme par exemple, la marge de sécurité.

## 5.1 Fonctions de transfert

Les fonctions de transfert utilisent les mêmes types de prédicteurs de la variabilité atmosphérique que dans le chapitre 4 : pression au point central du domaine d'étude ( $P_{(C)}$ ), et gradient régional de pression, dans ses composantes X ( $X_{GRP}$ ) et Y ( $Y_{GRP}$ ).

### 5.1.1 Données utilisées

#### 5.1.1.1 Précipitations et températures de l'air

Les données de précipitations et de températures de l'air ont été collectées pour chacun des sous-bassins étudiés. Pour l'Ourthe, il s'agit d'un jeu de données journalier en grille de maille 10 km, fourni par l'IRM (Institut Météorologique Royal de Belgique) et couvrant la période 1961-2013. L'objectif étant de produire une pluie et une température de bassin pour alimenter un modèle pluie-débit, le jeu de données a dans un premier temps été restreint aux limites de bassin. Puis l'ensemble des données a été agrégé et moyenné à chaque pas de temps, pour finalement construire une série de valeurs mensuelles.

Les données pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel proviennent des réanalyses SAFRAN (Vidal *et al.*, 2010). De la même manière que pour le bassin de l'Ourthe, les données ont été moyennées spatialement sur le bassin. Elles couvrent la période 1971-2010.

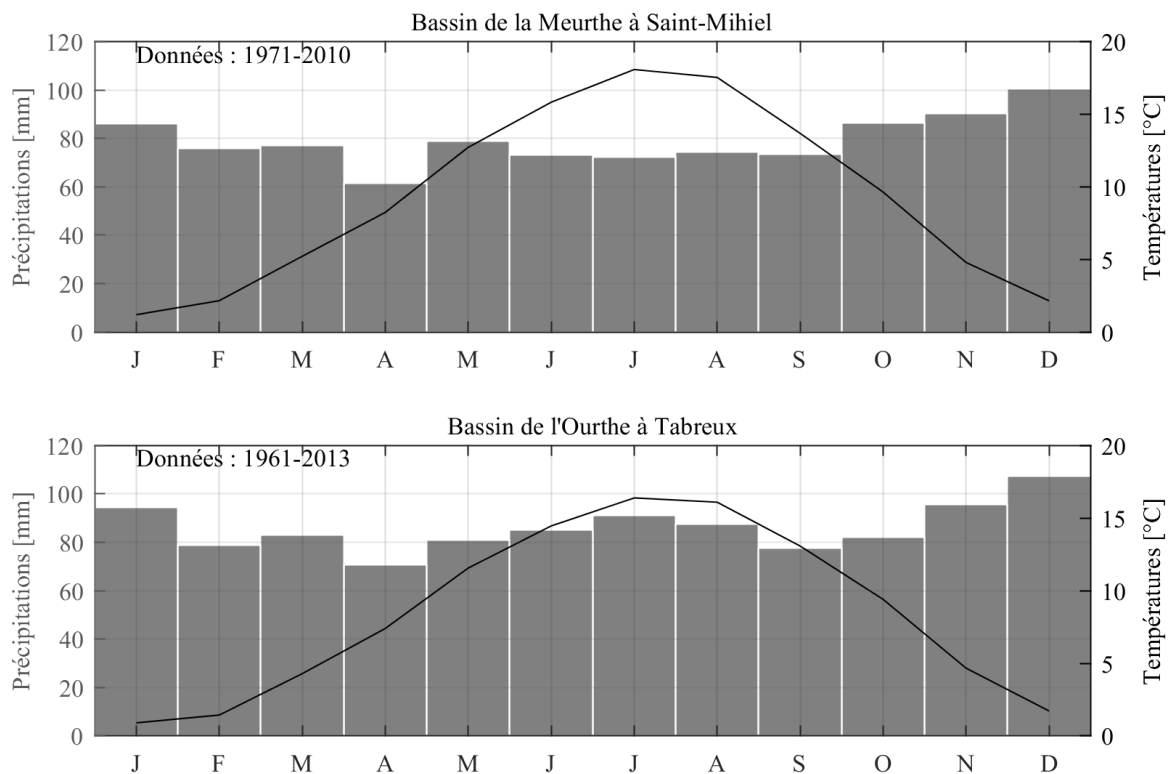


FIGURE 5.1 – Diagrammes ombrothermiques des bassins de la Meuse à Saint-Mihiel et de l’Ourthe à Tabreux établis à partir des données mensuelles de précipitations et température de l’air.

### 5.1.1.2 Circulation atmosphérique

Dans cette partie, nous cherchons à évaluer la co-variabilité entre climat et variables de forçage à l’échelle du sous-bassin. À l’instar de la méthode de transfert climat-écoulement développée dans le chapitre 4, c’est par le biais de la variabilité de la circulation atmosphérique, *i.e.* dans notre cas celle des champs de pression de surface et d’altitude ( $P_{\text{mer}}$  et  $Z500$ ), qu’est étudiée la liaison climat-variables de forçage (précipitations et températures de l’air). L’objectif ultime de cette étude est d’évaluer l’impact du changement climatique sur ces variables, puis sur l’hydrologie du bassin de la Meuse.

En projection, les données de pression sont identiques à celles utilisées dans le chapitre 4 (cf. section 4.2.1). Cependant, notre objectif dans ce chapitre est de créer un continuum climatique passé-présent-futur pour confronter la variabilité hydroclimatique future à la variabilité hydroclimatique passée. De la même manière que pour les projections futures, celle-ci est explorée par le biais de la liaison climat-variables de forçage élaborée dans ce chapitre. Par conséquent, un jeu de données de pression historique est nécessaire.

Luterbacher *et al.* (2002) ont produit un jeu de données répondant à cette attente. Il s'agit d'une reconstitution des champs de pression mer et en altitude remontant jusqu'au début du Minimum de Maunder. Plus précisément, ces auteurs ont fourni une reconstitution de la pression à une échelle saisonnière jusqu'en 1500, et à une échelle mensuelle jusqu'en 1659. Ces données sont disponibles à l'échelle de l'Europe (grille : 30°W - 40°E et 70°N - 30°N), sur la période 1500/1659-1999<sup>1</sup>. Les données ont été reconstruites sur la base de données instrumentales anciennes et de données d'origine documentaire (données proxy) combinée à une analyse statistique (régression sur composantes principales) (Luterbacher *et al.*, 2002). Dans la reconstruction, les années 1900-1999 correspondent aux données de réanalyse NCEP<sup>2</sup> (Trenberth et Paolino, 1980), et les années 1500/1659-1899 sont les sorties de la régression statistique calculée à partir des données proxy. La reconstruction n'est en conséquence pas homogène sur ces deux périodes. Néanmoins, Luterbacher *et al.* (2002) ont discuté la qualité de la reconstruction mensuelle sur l'ensemble de la période et ont conclu que les hivers présentaient des meilleures performances que les autres saisons, mais ajoutent que « meaningful monthly reconstructions were available from around 1700 ». Cette affirmation nous a motivé à utiliser la reconstruction mensuelle sur l'ensemble de la période comme estimation fiable de la variabilité climatique sur la période 1659-1999.

Il convient ici de préciser que la reconstruction de Luterbacher *et al.* (2002) fournit les données suivantes : la  $P_{\text{mer}}$  disponible sur une grille de résolution de 5° ; le Z500 fourni sur une grille de résolution de 2.5°. Par conséquent, dans notre optique d'établir une seule et même fonction de transfert à l'échelle mensuelle pour la période historique et les périodes de projection, ce sont ces résolutions respectives qui seront retenues pour notre étude. En outre, le Z500 étant disponible à la résolution de 2.5°, il est également possible d'intégrer cette variable sur une grille de résolution 5° dans l'analyse. Ainsi, trois configurations seront testées :  $P_{\text{mer}}$  (5°) uniquement, une combinaison  $P_{\text{mer}}$  (5°) - Z500 (2.5°) et une combinaison  $P_{\text{mer}}$  (5°) - Z500 (5°).

À l'instar de ce qui a déjà été fait au chapitre 4, la fonction de transfert sera étalonnée avec le gradient régional de pression (GRP) (cf. section 4.2.1.1), mais d'autres indices climatiques seront également testés à des fins d'inter-comparaison. Il s'agit :

- du P-LWI (« Paris-London westerly index », cf. section 4.2.1.2) (Cornes *et al.*, 2012a,b) ;
- de l'indice NAO (*North Atlantic Oscillation index*)<sup>3</sup> ;
- de l'indice AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation index*)<sup>4</sup> (Enfield *et al.*, 2001).

---

1. Données et informations disponibles sur le site <https://www.ncdc.noaa.gov/>

2. National Centers for Environmental Prediction, États-Unis.

3. Données téléchargées sur le site : <https://catalog.data.gov/>

4. Données téléchargées sur le site : <https://www.esrl.noaa.gov>, option : unsmoothed, short (1948 to present).

## 5.1.2 Régression linéaire multiple

### 5.1.2.1 Prédicteurs de la circulation atmosphérique

De même qu’au chapitre 4, nous souhaitons tester ici les capacités du GRP à prédire la variabilité des variables de forçage climatique du modèle pluie-débit. Nous rappelons succinctement les raisons pour lesquelles le GRP (et les prédicteurs associés) a été privilégié :

- parcimonie de la fonction de transfert ;
- réalisme physique des prédicteurs ;
- variables d’entrée (champs de pression) faiblement biaisées par les MCGs ;
- apport reconnu des champs de pression dans les études de téléconnexion (e.g. Kastendeuch, 2007; Lavers *et al.*, 2013; Giuntoli *et al.*, 2013) ;
- performance de la fonction de transfert *via* ces prédicteurs (Kastendeuch, 2007).

Les mêmes prédicteurs que dans le chapitre 4 (cf. section 4.2.1) sont utilisés ( $P_{(C)}$ ,  $X_{PGF}$  et  $Y_{PGF}$ ). Ils sont calculées en surface et au niveau 500 hPa au pas de temps mensuel. Néanmoins, à la différence du chapitre 4, nous avons opté pour un jeu de prédicteurs uniquement mensuels puisque les variables de forçage sont en résonance directe avec le GRP.

De plus, comme indiqué dans la section précédente, seule une résolution de grille est retenue par variable atmosphérique. Cela entraîne une réduction du nombre de prédicteurs par rapport au jeu de prédicteurs décrit dans le chapitre 4. Ainsi, 6 prédicteurs sont disponibles pour chaque mois.

Les prédicteurs alternatifs que sont le P-LWI, la NAO et l’AMO ont aussi été calculés à l’échelle mensuelle.

### 5.1.2.2 Analyse statistique

Le processus d’identification de la fonction de transfert suit une procédure partiellement identique à celle décrite dans le chapitre 4. Dans le cas présent, il n’y a pas eu d’étape intermédiaire de régression PLS. Ce choix a été opéré en raison du faible nombre de prédicteurs dans la matrice de départ (6 vs 210 pour la liaison climat-écoulement, cf. section 4.2.4.1). Ainsi, les fonctions de transfert ont été établies, mois par mois et pour chacun des deux bassins, à l’aide d’une régression linéaire multiple, prenant la forme mathématique que celle décrite par l’équation 4.3.

Les régressions linéaires multiples ont été élaborées suivant un mode *stepwise* (*i.e.* pas à pas) : ne sont inclus au final dans le modèle régressif que les prédicteurs apportant une augmentation significative de la variance expliquée. Suivant cette règle, la procédure débute uniquement avec l’ordonnée à

l'origine ( $\epsilon_j$  dans l'équation 4.3). L'étape suivante ajoute le prédicteur qui apporte au modèle le plus de variance expliquée, parmi l'ensemble des prédicteurs. Puis l'étape se répète, jusqu'à ce plus aucun prédicteur ne soit considéré comme « utile » au modèle régressif. Néanmoins, entre chaque étape, la part de la variance expliquée par chaque prédicteur évoluant, l'algorithme étudie ceux déjà admis, afin de savoir s'ils respectent toujours les conditions. Dans le cas contraire, ils sont sortis du modèle. En résumé la régression *stepwise* combine les approches ascendante (*forward*) et descendante (*backward*) : à chaque étape, l'algorithme cherche les prédicteurs à intégrer ou à sortir du modèle. Le critère de sélection est dans notre cas est la somme des erreurs au carré (*sse*, *sum of squared error* en anglais). Concrètement, l'algorithme réalise un test de Fisher (*F-test*) à chaque modification du *sse* par l'ajout ou le retrait d'un prédicteur. La sortie indiquant la significativité de la variable dans le modèle suivant le *F-test* et la valeur  $\alpha$  retenue est la *p-value*. Si celle-ci est inférieure au seuil fixé, en l'occurrence 0.05, le prédicteur concerné est accepté dans le modèle. Si un prédicteur déjà admis produit dans une étape ultérieure une *p-value* inférieure à 0.1, alors ce prédicteur est retiré du modèle. L'algorithme s'arrête lorsque plus aucun prédicteur ne peut être ajouté retiré suivant les contraintes décrites ci-dessus.

La régression de type *stepwise* est reconnue comme un moyen, au moins partiel, d'éviter les problèmes de colinéarité entre prédicteurs, comme l'indique Foucart (2006)<sup>5</sup>. La colinéarité des prédicteurs est effectivement une difficulté car elle impacte la fiabilité du modèle. Cet auteur en précise les effets potentiels :

- « les coefficients de régression estimés peuvent être élevés en valeur absolue ;
- leurs signes peuvent être contraires à l'intuition ;
- les variances des estimateurs peuvent être élevées ;
- les coefficients de régression et le coefficient de corrélation multiple sont instables par rapport aux coefficients de corrélation entre les variables explicatives » (Foucart, 2006).

Néanmoins, des cas de colinéarité peuvent subsister dans un modèle régressif établi pas-à-pas. Un enjeu particulier réside donc dans l'élaboration de modèles régressifs dénués de colinéarité entre prédicteurs. Plusieurs méthodes existent pour pallier cette difficulté. Nous avons par exemple mis en œuvre dans le chapitre 4 une approche couplant une régression PLS à une régression linéaire multiple en mode *stepwise* et une sélection manuelle *par jugement expert* (cf. section 4.2.4.2). Cette méthode semblait adéquate dans le cas d'une très grand nombre de prédicteurs. Elle ne se justifie plus ici en raison du faible nombre de prédicteurs. La procédure se décline donc ainsi :

- régression linéaire multiple en mode *stepwise* avec les 6 prédicteurs ;
- détection d'éventuelles colinéarités entre prédicteurs retenus ;
- le cas échéant, retrait manuel du(des) prédicteur(s) posant un problème et nouvelle régression linéaire multiple en mode *stepwise* avec le nouveau jeu de prédicteurs.

---

5. Voir également, de Ricco RAKOTOMALALA (laboratoire ERIC, Univ. Lyon 2), la présentation [Colinéarité et sélection de variables - Régression linéaire multiple](#) et le support : [Pratique de la régression linéaire multiple - Diagnostic et sélection de variables](#).

Plusieurs procédures ont été décrites pour détecter la colinéarité entre prédicteurs. Racotomalala (2015), dans son rapport sur la régression linéaire multiple, parmi d'autres méthodes, mentionne celle de l'indice VIF (*Variance Inflation Factor*), décrite par Saporta (2006). Elle effectue un test de multicollinéarité entre les régresseurs en calculant l'augmentation de la variance du modèle apportée par chacun des prédicteurs. Une variance forte des estimations calculées par le modèle signifiant une instabilité de ce même modèle, il en résulte que si le VIF d'une variable explicative est fort, alors cette variable témoigne d'un problème de multicollinéarité. Racotomalala (2015) suggère un seuil de  $VIF \geq 4$  à partir duquel on peut considérer un cas de colinéarité. Il a été décidé de reproduire cette méthode avec nos données, en suivant la recommandation du seuil de VIF proposé.

Pour évaluer la fiabilité et la reproductibilité des modèles définies par l'approche *stepwise* (après traitement de la colinéarité), un test de validation croisée (*split-sample test*) a été mise en œuvre. Il consiste dans les étapes suivantes, pour chacun des modèles régressifs mensuels :

**Étape 1** : chaque période a été scindée en deux sous-période d'égales durées (sp1 et sp2) ;

**Étape 2** : une régression linéaire multiple est réalisée sur les données de la sp1 (*i.e.* apprentissage), en intégrant les prédicteurs retenus dans l'analyse *stepwise* réalisée sur l'ensemble de la période. Ainsi, seuls les coefficients de chacun des prédicteurs du modèle sont ajustés. Ce modèle ajusté sur la sp1 est appliqué aux données de la sp2 (*i.e.* validation) ;

**Étape 3** : l'étape 2 est reproduite en intervertissant les deux sous-périodes.

Chaque étape d'apprentissage et de validation est évaluée à l'aide du coefficient de corrélation entre données observées et données estimées par le modèle de régression. Les coefficients de corrélation obtenus dans cette procédure de *split-sample test* sont ensuite comparés à ceux issus du modèle de régression provenant de l'ensemble de la période.

### 5.1.2.3 Estimation des variables de forçage climatique du modèle pluie-débit

Après avoir identifié les modèles de régression pour chaque mois et chacune des variables de forçage, celles-ci ont été estimées dans le passé (par « reconstitution ») et dans le futur (en projection), à l'aide des modèles régressifs.

Afin de prendre en compte l'incertitude de nos modèles régressifs, un rail d'incertitude a été construit : il correspond à une fois l'écart-type calculé sur les données régressées sur la période d'apprentissage. Brázdil *et al.* (2010) recommandent, dans toute reconstitution de données climatiques passées de type gaussien, d'intégrer un rail d'incertitude de  $\pm 1.96$  écart-type (correspondant à une incertitude au seuil de 95%), celui-ci étant calculé sur les données estimées par le modèle régressif en période d'apprentissage. Nous avons donc suivi cette préconisation.

Cette étape d'estimation en extrapolation passée et future, *i.e.* hors de la période d'apprentissage des modèles de régression, suppose une hypothèse de stationnarité de la relation établie en temps présent. En guise de résultat, nous obtenons donc des séries de précipitations et températures mensuelles valables à l'échelle réduite de nos deux bassins, sur une période historique allant de 1659 à 2005, et sur une période future couvrant tout le XXI<sup>e</sup> siècle (2006-2100). Sur cette période, le nombre de séries temporelles par variable de forçage est de 26 : 13 MCGs  $\times$  2 scénarios radiatifs RCP.

### 5.1.3 Résultats des régressions

#### 5.1.3.1 Caractéristiques des modèles de régression

Les Tableaux 5.1 et 5.2 présentent les coefficients de corrélation entre données observées et données estimées pour les différents jeux de prédicteurs testés.

Configurations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Précipitations	GRP(SLP)	0.759	0.793	<b>0.869</b>	<b>0.790</b>	0.646	<b>0.671</b>	0.767	<b>0.720</b>	<b>0.810</b>	0.829	0.747	0.750
	GRP(SLP (5°) + Z500 (2.5°))	<b>0.787</b>	0.803	<b>0.869</b>	<b>0.790</b>	<b>0.680</b>	<b>0.671</b>	0.808	<b>0.720</b>	<b>0.810</b>	0.829	0.752	0.772
	GRP(SLP (5°) + Z500 (5°))	0.775	<b>0.804</b>	<b>0.869</b>	<b>0.790</b>	0.673	<b>0.671</b>	<b>0.813</b>	<b>0.720</b>	<b>0.810</b>	<b>0.854</b>	<b>0.761</b>	<b>0.776</b>
	P-LWI	0.377	0.410	0.430	0.129	0.282	0.036	0.089	0.064	0.341	0.003	0.203	0.231
	NAO	0.306	0.080	0.073	0.248	0.062	0.498	0.438	0.351	0.248	0.319	0.289	0.177
	AMO	0.124	0.181	0.140	0.076	0.216	0.081	0.158	0.178	0.004	0.113	0.178	0.028
	Kastendeuch (2007)	0.84	0.85	0.80	0.84	0.69	0.73	0.73	0.79	0.82	0.84	0.83	0.81
Températures	GRP(SLP)	0.721	0.808	0.000	0.545	0.653	0.691	0.784	0.476	0.497	0.802	0.483	0.582
	GRP(SLP (5°) + Z500 (2.5°))	<b>0.902</b>	<b>0.940</b>	<b>0.963</b>	<b>0.949</b>	<b>0.958</b>	<b>0.950</b>	<b>0.955</b>	<b>0.939</b>	<b>0.921</b>	<b>0.963</b>	<b>0.912</b>	0.689
	GRP(SLP (5°) + Z500 (5°))	<b>0.902</b>	<b>0.940</b>	0.963	<b>0.949</b>	<b>0.958</b>	<b>0.950</b>	<b>0.955</b>	<b>0.939</b>	<b>0.921</b>	<b>0.963</b>	<b>0.912</b>	<b>0.812</b>
	P-LWI	0.782	0.769	0.340	0.137	0.228	0.036	0.408	0.341	0.313	0.689	0.552	0.633
	NAO	0.661	0.326	0.189	0.156	0.161	0.166	0.370	0.168	0.112	0.095	0.057	0.354
	AMO	0.083	0.156	0.075	0.308	0.154	0.217	0.231	0.168	0.128	0.342	0.076	0.192
	Kastendeuch (2007)	0.85	0.83	0.72	0.72	0.69	0.71	0.75	0.69	0.58	0.74	0.71	0.81

TABLE 5.1 – Corrélations obtenues par les modèles régressifs, bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Période 1971-2010. Les valeurs maximales de chaque mois sont indiquées en gras. Les valeurs obtenues par Kastendeuch (2007) sont données à titre de comparaison.

À la lecture des Tableaux 5.1 et 5.2 on constate une nette supériorité des corrélations obtenues avec le GRP comparativement aux autres indices climatiques. L'AMO, que ce soit pour les précipitations et les températures, ou pour les deux bassins, est l'indice qui présente les scores les plus faibles. Les indices du P-LWI et de la NAO montrent une dispersion plus importante, avec les valeurs les plus hautes en général pour les mois hivernaux (par ex. 0.782 pour le P-LWI pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (MSM) dans le cas des précipitations). Les valeurs du P-LWI, comparées à celle de la



Configuration		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Précipitations	GRP(SLP)	0.751	<b>0.836</b>	0.791	<b>0.797</b>	<b>0.690</b>	0.732	0.664	0.687	0.785	<b>0.810</b>	<b>0.753</b>	0.821
	GRP(SLP (5°) + Z500 (2.5°))	<b>0.789</b>	0.829	<b>0.842</b>	0.752	<b>0.690</b>	0.732	<b>0.718</b>	<b>0.706</b>	<b>0.785</b>	0.790	0.736	<b>0.825</b>
	GRP(SLP (5°) + Z500 (5°))	0.785	0.829	0.825	0.752	<b>0.690</b>	<b>0.757</b>	<b>0.718</b>	0.701	0.785	0.773	0.736	0.820
	P-LWI	0.446	0.500	0.408	0.312	0.329	0.133	0.070	0.094	0.232	0.001	0.140	0.415
	NAO	0.410	0.286	0.009	0.111	0.056	0.396	0.351	0.428	0.287	0.271	0.294	0.461
	AMO	0.010	0.292	0.052	0.051	0.136	0.084	0.116	0.196	0.025	0.004	0.136	0.095
	Kastendeuch (2007)	0.84	0.85	0.80	0.84	0.69	0.73	0.73	0.79	0.82	0.84	0.83	0.81
Températures	GRP(SLP)	0.733	0.812	0.448	0.549	0.577	0.555	0.767	0.507	0.562	0.689	0.438	0.623
	GRP(SLP (5°) + Z500 (2.5°))	<b>0.927</b>	0.946	<b>0.946</b>	<b>0.911</b>	<b>0.920</b>	<b>0.916</b>	<b>0.955</b>	<b>0.926</b>	<b>0.913</b>	<b>0.944</b>	<b>0.915</b>	<b>0.907</b>
	GRP(SLP (5°) + Z500 (5°))	<b>0.927</b>	<b>0.946</b>	0.944	<b>0.911</b>	<b>0.920</b>	<b>0.916</b>	0.947	0.918	0.890	0.944	<b>0.915</b>	<b>0.907</b>
	P-LWI	0.825	0.825	0.355	0.042	0.196	0.011	0.407	0.416	0.258	0.612	0.608	0.733
	NAO	0.690	0.352	0.471	0.128	0.112	0.154	0.341	0.166	0.157	0.046	0.060	0.591
	AMO	0.014	0.133	0.053	0.366	0.144	0.177	0.232	0.212	0.205	0.316	0.081	0.154
	Kastendeuch (2007)	0.85	0.83	0.72	0.72	0.69	0.71	0.75	0.69	0.58	0.74	0.71	0.81

TABLE 5.2 – Corrélations obtenues par les modèles régressifs, bassin de l’Ourthe à Tabreux. Période 1961-2013. Les valeurs maximales de chaque mois sont indiquées en gras. Les valeurs obtenues par Kastendeuch (2007) sont données à titre de comparaison.

NAO, sont en général plus importante pour les mois hivernaux, tandis qu’elles sont inférieures pour les mois estivaux. Notons que Tu *et al.* (2004) ont étudié la relation entre NAO et précipitations en hiver sur les périodes 1912-1979 et 1980-2002. Les coefficients de corrélation s’échelonnent respectivement de 0.404 et 0.472. Ces valeurs sont globalement en concordance avec nos valeurs des mois de décembre, janvier et février pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux (OT).

En comparaison, les corrélations obtenues avec le GRP sont beaucoup plus performantes. Elles s’échelonnent, toutes configurations confondues, de 0.646 (mai) à 0.869 (mars) et de 0.483 (novembre) à 0.958 (mai) pour le bassin de la MSM, respectivement pour les précipitations et les températures. Il est à noter toutefois que nous avons omis dans cette gamme de valeur celle de 0 dénotant l’absence de corrélation, pour le mois de mars, lorsque seule la  $P_{mer}$  est intégré dans les modèles régressifs. Pour le bassin de l’OT, les valeurs s’échelonnent de 0.664 (juillet) à 0.842 (mars) et de 0.448 (mars) à 0.955 (juillet), respectivement pour les précipitations et les températures. Hormis pour les mois de janvier (P-LWI, NAO), février (P-LWI) et décembre (P-LWI) pour lesquels les valeurs des indices mentionnés traduisent d’assez bonne corrélations, la supériorité des modèles régressifs utilisant les prédicteurs du GRP sur ceux des autres indices atmosphériques est très nette. Cette constatation conforte notre choix d’étudier la variabilité de forçage climatique *via* celle du GRP calculé en surface et en altitude.

Parmi les trois configurations de calcul du GRP, les scores de corrélation entre variables observées et estimées témoignent dans l’ensemble de modèles régressifs relativement performants. Des

différences existent cependant pour la température, l'ajout du Z500 apporte un net gain de variance expliquée (quelle que soit la résolution de grille utilisée pour cette variable) : celui-ci s'échelonne de 0.13 (février) à 0.46 (août) pour le bassin de la MSM, si on omet le cas du mois de mars. Ce dernier est d'ailleurs très révélateur de la pertinence du Z500 dans l'explication des variables de forçage climatique, puisqu'il permet à lui seul d'obtenir un score de corrélation de 0.963, correspondant au maximum obtenu parmi tous les mois. Sur le bassin de l'OT, le gain de corrélation apporté par le Z500 est également important : de 0.13 (février) à 0.50 (mars).

Concernant les précipitations, le constat est plus mitigé. En effet, pour un certain nombre de mois, les modèles régressifs intégrant le Z500 n'apportent pas davantage d'information que ceux n'utilisant que la  $P_{mer}$  dans l'explication des précipitations. Il s'agit notamment des mois de mars, avril, juin, août et septembre pour le bassin de la MSM, et du mois de mai pour le bassin de l'OT. Pour ce bassin, certains mois révèlent même une supériorité du modèle régressif n'utilisant que la  $P_{mer}$  par rapport à ceux intégrant le Z500 : février, avril, octobre et novembre. Cependant, l'analyse de ces différences montrent une qualité des modèles très similaire : les différences de corrélation entre les configurations  $P_{mer}$  et  $P_{mer}+Z500$  sont très faibles (centième de point de corrélation). Il en résulte que même si l'apport du Z500 est plus modeste pour les précipitations que pour les températures, la combinaison  $P_{mer}+Z500$  constitue la combinaison optimale pour les précipitations.

L'arbitrage suivant concerne le pas d'espace entre les points de grille. Les différences de scores entre les deux résolutions, lorsqu'elles existent, restent très faibles et sont comprises entre 0.01 et 0.02, hormis pour le mois d'octobre dans le cas des précipitations pour le bassin de la MSM (0.03 au bénéfice du Z500 en grille de résolution de  $5^\circ$ ), et pour le mois de décembre dans le cas des températures pour le même bassin (0.12, également au bénéfice du Z500 à  $5^\circ$ ). Si l'on comptabilise les mois pour lesquels cette configuration propose le maximum parmi toutes les configurations, on obtient respectivement pour les précipitations et les températures 10 et 11 mois pour le bassin de la MSM, et 3 et 7 mois pour le bassin de l'OT. La configuration avec le Z500 à  $2.5^\circ$  donne un optimum pour 7 et 11 mois pour le bassin de la MSM, et 7 et 11 mois pour le bassin de l'OT. Il en ressort que pour le bassin de l'OT, la configuration avec le Z500 à  $2.5^\circ$  semble plus intéressante qu'avec le Z500 à  $5^\circ$ , pour les deux variables de forçage étudiées. Pour le bassin de la MSM, c'est la configuration avec le Z500 à  $5^\circ$  qui apparaît comme plus intéressante, mais principalement pour les précipitations, et dans une moindre mesure pour la corrélation de décembre dans le cas des températures. Néanmoins, comme nous souhaitons disposer d'une même jeu de prédictors pour les deux bassins et vu le net apport de cette résolution pour le bassin de l'OT, nous choisissons de retenir la résolution de  $2.5^\circ$ .

Pour finir, il est intéressant de comparer nos résultats avec ceux obtenus par Kastendeuch (2007). Cet auteur a utilisé comme prédictors le GRP (composantes X et Y) calculé avec la  $P_{mer}$  sur une grille de résolution de  $5^\circ$ , avec pour point central  $5^\circ E-50^\circ N$  (de la même manière que notre combinaison SLP), et comme variables expliquées la température et les précipitations, construite en moyennant

les séries mensuelles de cinq stations climatiques situées au maximum à 350 km de  $P_C$ . Les valeurs de corrélation qu'il obtient sont en général meilleures pour les précipitations, jusqu'à +0.08 pour le bassin de la MSM et +0.09 pour le bassin de l'OT, à l'exception des mois de mars et juillet pour le bassin de la MSM, et des mois de mars, mai, juin et décembre pour le bassin de l'OT, pour lesquels nos valeurs sont légèrement supérieures. Pour les températures (configuration SLP+Z500<sub>2.5°</sub>), nos valeurs dépassent largement celles de Kastendeuch (2007) : jusqu'à +0.27 pour le bassin de la MSM, et +0.33 pour le bassin de l'OT. Il ressort de cette comparaison que nos modèles de régression sont compétitifs. Néanmoins, la comparaison est certainement biaisée du fait des échelles spatiales entre notre étude et celle de Kastendeuch (2007). En effet, la région couverte par les cinq points de grille inclus présente des territoires topographiquement et climatiquement diversifiés.

### 5.1.3.2 Caractéristiques des modèles régressifs retenus

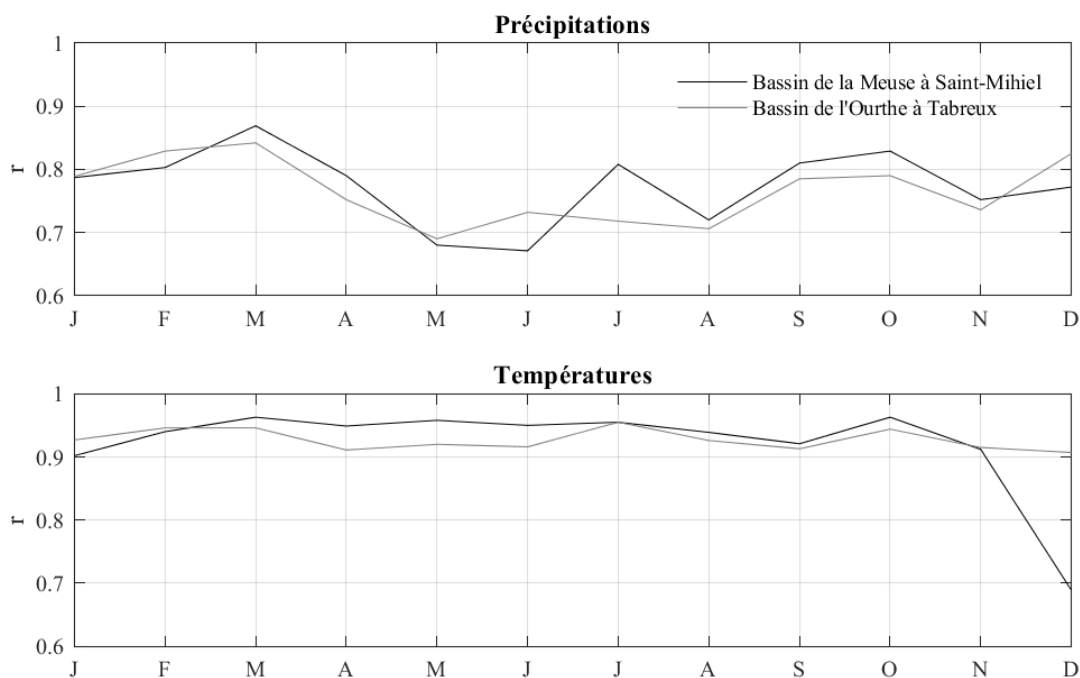


FIGURE 5.2 – Coefficients de corrélations  $r$  des modèles régressifs mensuels pour la configuration optimale du GRP (prédicteurs issus d'une  $P_{mer}$  à 5° et d'un Z500 à 2.5°).

La Figure 5.2 met en avant les différences de performance entre les modèles régressifs mensuels pour la configuration retenue (Z500<sub>2.5°</sub>). Il ne semble pas se dégager de « saisonnalité » nette dans la qualité des modèles régressifs mensuels quand on observe les corrélations entre observations et estimations obtenues pour les précipitations, mais on peut remarquer que les mois d'automne et d'hiver (septembre à mars-avril) semblent mieux estimés que les mois estivaux (avril-mai à août), excepté

pour le mois de juillet dans le bassin de la MSM. Concernant les températures, aucune « saisonnalité » n'apparaît, toutes les valeurs de corrélations se situant globalement dans la gamme 0.90-0.95. Seul une chute de corrélation est observée pour le modèle régressif du mois de décembre pour la MSM.

Les Figures 5.3 et 5.4 comparent les chroniques observées et estimées pour les bassins de la MSM et l'OT, respectivement. Les conclusions sont relativement identiques pour les deux bassins. Les températures sont très bien reproduites, tant dans les tendances que dans l'amplitude des valeurs. Seules les estimations de températures pour le bassin de la MSM dévoilent des années avec des écarts qui dénotent par rapport aux observations. Cela est en concordance avec le coefficient de corrélation associé (0.69, Figure 5.2). Néanmoins, malgré ces écarts, la majorité des années indiquent une bonne reproduction des températures de décembre. Concernant les précipitations, les graphiques s'accordent avec les coefficients de corrélation moins élevés que pour les températures (Figure 5.2) : pour l'ensemble des mois, on observe quelques écarts relativement importants. On remarque qu'en général, la forme de la courbe des estimations est identique à celle de la courbe des observations, mais l'amplitude est souvent moins élevée que celle des observations (effet de lissage). Certains mois se distinguent néanmoins par une très bonne adéquation entre observations et estimations, comme par exemple le mois de mars pour le bassin de la MSM ou le mois de janvier pour le bassin de l'OT, bien que les valeurs extrêmes restent encore sous-estimées.

Les modèles régressifs sont présentés respectivement pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel et le bassin de l'Ourthe à Tabreux dans les Tableaux 5.3 et 5.4. Ils confirment l'intérêt que représente l'ajout du Z500 dans les modèles régressifs : pour une très large majorité des modèles (tous bassins et variables de forçage), au moins un des prédicteurs impliquant le Z500 est retenu dans la forme finale des modèles régressifs. Deux des modèles n'utilisent d'ailleurs que des prédicteurs issus du Z500 (pour janvier et mars dans le cas des précipitations pour le bassin de l'OT). En rentrant davantage dans le détail, il se dégage de ces résultats les points suivants :

- Précipitations

- **Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.** Mis à part les mois de janvier et de décembre, tous les modèles utilisant la  $P_{mer}$  au point central ont un signe négatif, influençant ainsi négativement les précipitations. Cela semble cohérent dans le sens où plus est importante la pression (situation anticyclonique dominante), plus les précipitations sont faibles. Il est intéressant de noter que pour les mois de janvier et décembre, c'est davantage l'influence de la circulation d'altitude qui conditionne les précipitations. Pour l'ensemble des modèles, à l'exception des mois de juin, août et septembre, la composante Y du GRP est présente dans le modèle, issue de la  $P_{mer}$  ou du Z500. Le signe, sauf pour juillet, est toujours négatif, ce qui semble également cohérent. En effet, lorsque le  $Y_{GRP}$  est négatif, cela traduit une pression supérieure au sud de la zone d'étude par rapport à la pression au nord, ce qui induit un flux d'ouest dominant. Ce dernier correspond donc à un courant océanique, transportant dans les terres des masses d'air chargée d'humidité, et favorisant les précipita-

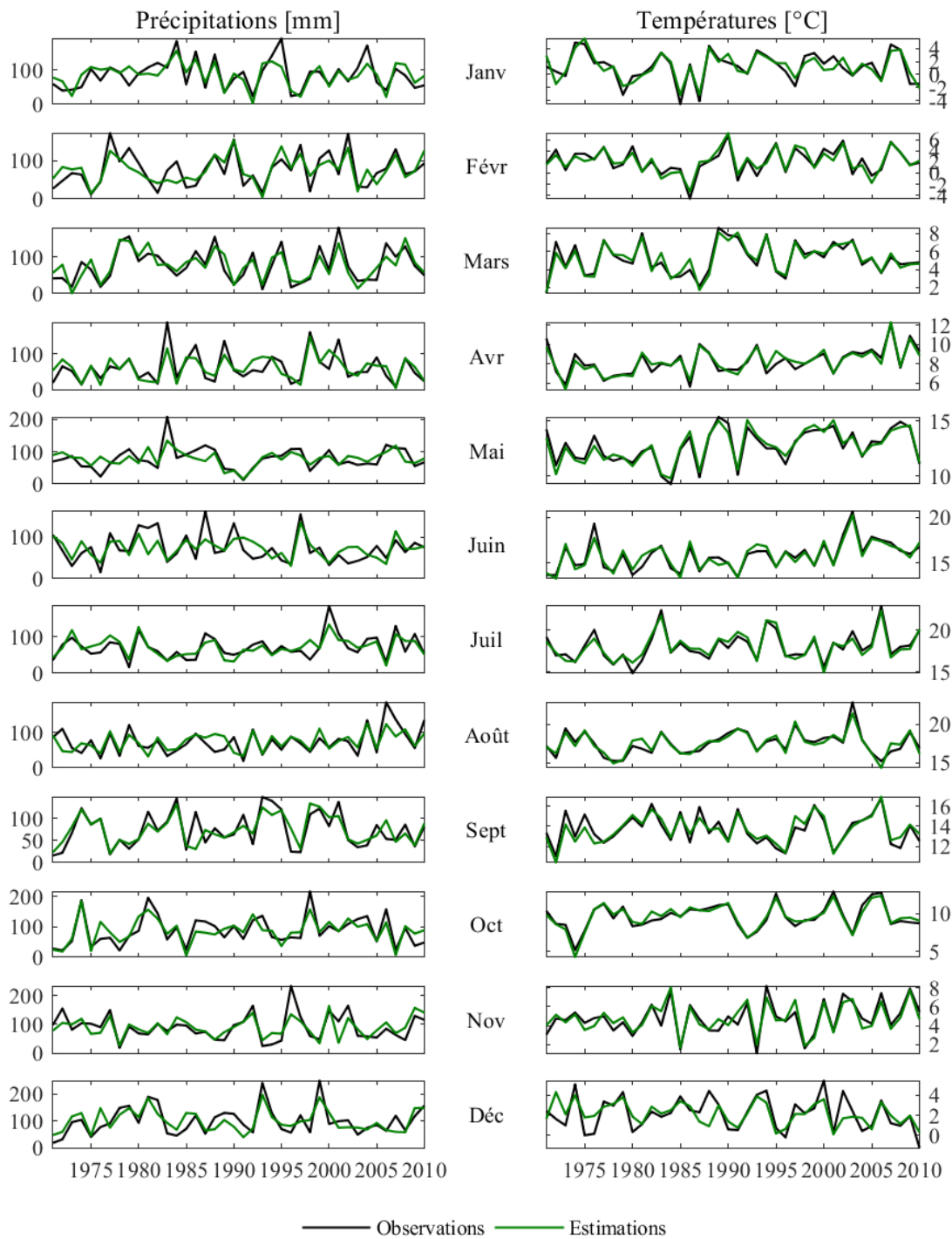


FIGURE 5.3 – Observations et estimations des modèles régressifs mensuels pour la combinaison de prédicteurs  $P_{\text{mer}} (5^\circ) - Z500 (2.5^\circ)$ . Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

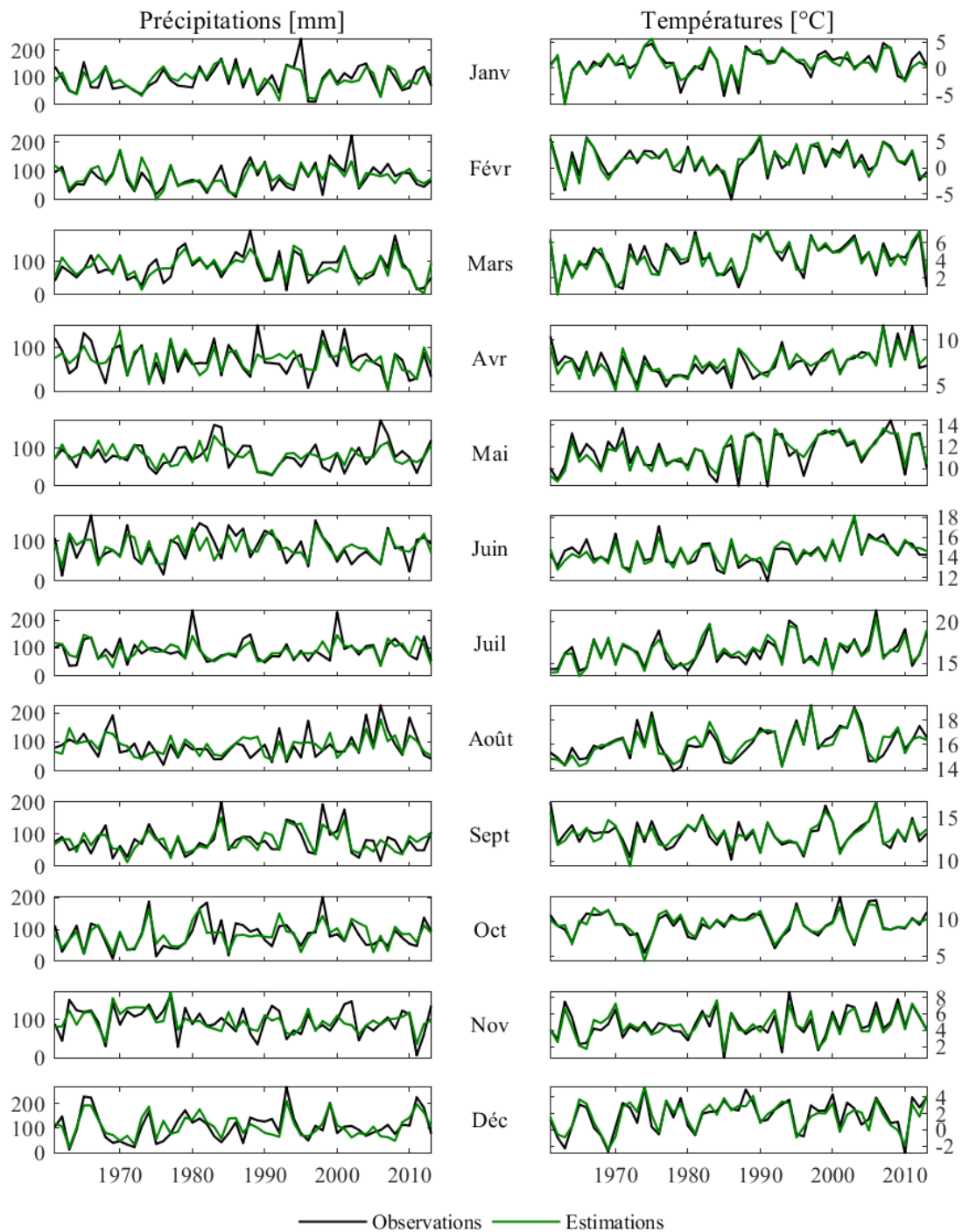


FIGURE 5.4 – Observations et estimations des modèles régressifs mensuels pour la combinaison de prédicteurs  $P_{mer}(5^\circ) - Z500(2.5^\circ)$ . Bassin de l’Ourthe à Tabreux.

Variable	Mois	r	r <sub>corr</sub>	Modèle régressif						
				Constante	P(mer) <sub>C</sub>	Y <sub>PGF</sub> (mer)	X <sub>GRP</sub> (mer)	P(Z500) <sub>C</sub>	Y <sub>GRP</sub> (Z500)	X <sub>GRP</sub> (Z500)
Précipitations	J	0,79	0,80	1044	/	-5371	/	-1.84	-44.57	/
	F	0,80	0,81	3216	-3.12	/	/	/	-3448	/
	M	0,87	0,87	5830	-5.68	-7542	/	/	/	/
	A	0,79	0,80	6936	-6.78	-5292	/	/	/	/
	M	0,68	0,69	7876	-7.70	/	/	/	-2414	/
	J	0,67	0,68	9941	-9.71	/	/	/	/	/
	J	0,81	0,82	11245	-8.41	/	/	-4.54	1728	/
	A	0,72	0,74	12796	-12.51	/	/	/	/	/
	S	0,81	0,81	9589	-9.35	/	/	/	/	/
	O	0,83	0,84	7159	-6.97	-9332	-6329	/	/	/
	N	0,75	0,76	4628	-4.51	/	/	/	-3483	/
	D	0,77	0,79	1699	/	-5414	/	-3.00	-4667	/
Températures	J	0,90	/	218	-0.41	-274	/	0.36	/	/
	F	0,94	/	215	-0.41	-210	122	0.36	/	/
	M	0,96	/	81	-0.28	/	-130	0.38	-47	150
	A	0,95	/	125	-0.32	/	/	0.38	/	/
	M	0,96	/	33	-0.27	/	/	0.46	/	/
	J	0,95	/	152	-0.41	/	/	0.49	/	/
	J	0,96	/	115	-0.39	/	/	0.52	/	/
	A	0,94	/	252	-0.51	236	/	0.50	/	/
	S	0,92	/	221	-0.43	/	/	0.41	/	/
	O	0,96	/	224	-0.43	-169	/	0.40	/	/
	N	0,91	/	258	-0.45	-191	/	0.37	/	/
	D	0,69	/	1.27	/	-305	/	/	/	188

TABLE 5.3 – Modèles de régression mensuels pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. La colonne r donne la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées. La colonne r<sub>corr</sub> indique la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées corrigées. Période : 1971-2010.

tions. À l'inverse, si le signe du Y<sub>GRP</sub> est positif, cela suppose une situation anticyclonique au nord et dépressionnaire au sud, suggérant des flux d'est sur le bassin. Originaires des terres de l'Europe centrale, ils correspondent à une advection d'air continental, plus sec et qui n'apporte normalement pas ou peu de précipitations dans la zone d'étude.

Le cas du mois de juillet est plus délicat à expliquer, mais on peut tout de même émettre des hypothèses sur les prédictors de ce modèle. Il suggère que pour avoir des cumuls mensuels importants, il faudrait avoir à la fois une situation plutôt dépressionnaire sur le bassin, en même temps qu'un Y<sub>GRP</sub> positif (témoignant d'une situation dépressionnaire au sud, et anticyclonique au nord). Néanmoins, lorsqu'on examine, dans la période de référence, les valeurs du Y<sub>GRP</sub>(Z500), on s'aperçoit qu'elles sont toutes négatives d'une part,

Variable	Mois	r	r <sub>corr</sub>	Modèle régressif						
				Constante	P(mer) <sub>C</sub>	Y <sub>GRP</sub> (mer)	X <sub>GRP</sub> (mer)	P(Z500) <sub>C</sub>	Y <sub>GRP</sub> (Z500)	X <sub>GRP</sub> (Z500)
Précipitations	J	0,79	0,79	677	/	/	/	-1.18	-5024	-2293
	F	0,83	0,83	988	/	-9356	-4040	-1.69	/	/
	M	0,84	0,85	1307	/	/	/	-2.32	-4730	/
	A	0,75	0,75	1656	/	-6246	/	-2.88	/	/
	M	0,69	0,69	6023	-5.85	-6929	/	/	/	/
	J	0,73	0,72	8529	-8.31	-6526	/	/	/	/
	J	0,72	0,73	10710	-8.44	/	/	-3.56	/	/
	A	0,71	0,72	18194	-17.81	/	/	/	/	-4161
	S	0,79	0,80	10758	-10.51	/	-7340	/	-1633	/
	O	0,79	0,79	2168	/	/	-3524	-3.75	-3123	/
	N	0,74	0,72	1480	/	-5173	-4340	-2.53	/	/
	D	0,82	0,83	2031	-1.98	/	/	/	-5736	-4406
Températures	J	0,93	/	167	-0.38	-276	/	0.40	/	/
	F	0,95	/	201	-0.42	-338	/	0.41	74	/
	M	0,95	/	171	-0.40	-178	/	0.44	89	/
	A	0,91	/	170	-0.38	/	/	0.40	/	/
	M	0,92	/	129	-0.35	-94	/	0.43	/	/
	J	0,92	/	155	-0.36	/	/	0.40	/	/
	J	0,95	/	73	-0.25	/	/	0.36	108	135
	A	0,93	/	217	-0.43	-172	/	0.42	126	/
	S	0,91	/	235	-0.44	-237	/	0.41	117	/
	O	0,94	/	259	-0.48	-195	/	0.42	65	/
	N	0,92	/	216	-0.41	-154	/	0.38	/	/
	D	0,91	/	148	-0.34	-247	/	0.36	/	/

TABLE 5.4 – Modèles régressifs mensuels pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux. La colonne r donne la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées. La colonne r<sub>corr</sub> indique la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées corrigées. Période : 1961-2013.

et que les plus fortes valeurs négatives ne sont pas l’apanage exclusif des fortes valeurs de précipitations mensuelle. On remarque que dans le cas de fortes précipitations observées, d’une part le Y<sub>GRP</sub>(Z500) présente en général des fortes valeurs mensuelles (par rapport à la gamme de valeurs pour ce mois sur la période de référence), et d’autre part, les valeurs de la P<sub>mer</sub> au point central sont les plus basses de toute la série (entre 1013.5 et 1015.8 hPa pour les années où le cumul de juillet est supérieur à 100 mm). Le même constat peut être fait pour le Z500 au point central : les années de plus fortes précipitations en juillet sont associées aux faibles valeurs de la gamme des valeurs pour le mois de juillet. Proches des valeurs moyennes, elles témoignent d’une alternance équilibrée au cours de ces mois de situations anticycloniques et dépressionnaires, tandis que les autres années suggèrent



une présence plus marquée de situations anticycloniques au cours du mois. Ce serait donc principalement la  $P_{\text{mer}}$  et le Z500 au point central qui conditionnerait l'occurrence de précipitations en juillet, nécessitant toutefois un flux d'ouest intense. Cette advection d'air maritime serait à l'origine des précipitations.

Enfin, le modèle du mois d'octobre est le seul présentant dans ses prédicteurs la composante X du GRP. En plus des interprétations données plus haut avec la  $P_{\text{mer}}$  au point central et le  $Y_{\text{GRP}}(\text{Z500})$ , la présence du  $X_{\text{GRP}}(\text{Z500})$  semble importante. Néanmoins, les valeurs sur la période de référence ne permettent pas d'en donner une interprétation univoque. En effet, si l'on compare par exemple deux années où le cumul du mois d'octobre est relativement similaire, 1993 (135.7 mm) et 2004 (134.5 mm), on s'aperçoit que les situations sont nettement différentes : les valeurs des composantes X et Y sont très faibles (indiquant une situation de marais barométrique à l'échelle de la zone d'étude), respectivement négative et positive pour 1993, tandis qu'elles sont marquées (révélant une zone anticyclonique au nord-ouest et dépressionnaire au sud-est), et respectivement positive et négative pour 2004. L'année 1993 est associée à une  $P_{\text{mer}}$  au point central de 1014 hPa tandis que 2004 donne une moyenne mensuelle de 1011 hPa. Ces éléments rendent difficile une interprétation générale pour expliquer les fortes précipitations mensuelles. Cependant, à l'inverse, on peut observer *quasi* systématiquement, que pour les années fournissant un cumul mensuel d'octobre faible, la  $P_{\text{mer}}$  semble être un facteur déterminant : à l'exception d'un cas, les années qui ont connu un cumul mensuel inférieur à 60 mm ont une moyenne mensuelle comprise entre 1014.7 hPa et 1024.9 hPa, traduisant une situation moyenne anticyclonique prédominante durant le mois, ne favorisant pas les précipitations.

— **Bassin de l'Ourthe à Tabreux.** Les modèles régressifs pour ce bassin sont en partie différents. En effet, la  $P_{\text{mer}}$  au point central est moins systématique, n'apparaissant que dans les modèles des mois estivaux (mai à septembre) et du mois de décembre. À l'inverse, le Z500 au point central est beaucoup plus représenté, notamment en remplacement de la  $P_{\text{mer}}$  au point central. Le signe est négatif que ce soit pour la  $P_{\text{mer}}$  ou le Z500, suggérant la même interprétation que pour la bassin de la MSM.

Le  $Y_{\text{GRP}}$  est également représenté dans tous les modèles, hormis pour les deux mois estivaux de juillet et août. Ainsi, comme indiqué plus haut, les flux d'ouest, apportant les masses d'air humides, constitue un bon prédicteur des précipitations dans le bassin de l'OT. Il ne semble pas y avoir de tendance saisonnière associée à une des variables atmosphériques en particulier.

La différence marquante entre les modèles de ce bassin et à ceux du bassin de la MSM est la forte représentation de la composante X du GRP : 4 modèles contiennent dans leurs prédicteurs le  $X_{\text{GRP}}(\text{mer})$  et 3 modèles possèdent le  $X_{\text{GRP}}(\text{Z500})$ . La composante représentative du flux méridien tient place importante, dotée d'un coefficient de régression négatif,

suggérant une augmentation des précipitations lorsque le  $X_{GRP}$  est négatif, autrement dit lorsqu'il s'agit d'une advection d'air polaire maritime. D'un point de vue physique, on peut supposer que cela soit dû à la position géographique du bassin de l'Ourthe, relativement proche des côtes de la mer du Nord : les masses d'air provenant du Nord et Nord-Ouest, chargées d'humidité, atteignent le bassin de l'OT, situé dans le massif des Ardennes, sans avoir rencontré de relief marqué. L'effet d'ascendance forcée sur les Ardennes peut favoriser les précipitations.

- Températures de l'air

- **Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.** Les modèles régressifs contiennent tous, à l'exception du mois de décembre, la  $P_{mer}$  et le Z500 au point central. Pour 5 des 12 modèles, aucun autre prédicteur n'est représenté, ce qui montre que la température est surtout corrélée à la pression atmosphérique locale. La  $P_{mer}$  est toujours associée à un signe négatif, indiquant que la température tendrait à diminuer quand la situation devient anticyclonique, et inversement. Les coefficients du Z500 sont positifs : la température augmente en même temps que la hauteur du géopotential, et inversement. Ces deux prédicteurs semblent ainsi avoir une influence contradictoire sur la température : par exemple, une situation anticyclonique tendrait à donner des températures plus importantes par le Z500, mais diminuées par la  $P_{mer}$ . On peut interpréter ces paramètres comme un rééquilibrage dans le modèle prédictif.

Certains mois proposent un modèle régressif contenant le  $Y_{GRP}$  : il s'agit de janvier, février, août, octobre, novembre et décembre pour le  $Y_{GRP}(mer)$ , et du mois de mars pour le  $Y_{GRP}(Z500)$ . Pour l'ensemble des mois hormis août, le signe du coefficient est négatif. Ainsi la température augmente lorsque le gradient nord-sud exprime une situation cyclonique dominante. Physiquement, cela apparaît cohérent : dans cette situation, une advection d'air maritime se met en place, qui adoucit la température au niveau du bassin de la MSM, en période hivernale. À l'inverse, pour le mois d'août, le signe du coefficient est positif, entraînant une diminution de la température dans la situation synoptique décrite ci-dessus. Ici aussi, cela paraît physiquement cohérent : l'air maritime rafraîchit le bassin. La composante X du GRP est également présente, pour les mois de février, mars et décembre. Pour le mois de février, il s'agit du  $X_{GRP}(mer)$  avec un coefficient positif : un flux méridien d'origine tropicale (anticyclone à l'est et dépression à l'ouest) adoucit la température de février, tandis qu'un flux polaire l'abaisse. Pour le mois de mars, étonnamment, c'est l'inverse qui se produit par un coefficient négatif. Néanmoins, cela est contrebalancé d'une part par le coefficient négatif du  $Y_{GRP}(Z500)$  et le coefficient positif du  $X_{GRP}(Z500)$ . Pour le mois de décembre, on peut proposer la même interprétation que pour le mois de février à la différence que c'est le Z500 qui a servi au calcul de la composante X du GRP.

- **Bassin de l’Ourthe à Tabreux.** On retrouve globalement la même structure des modèles prédictifs que pour le bassin de la MSM (présence et signe des  $P_{\text{mer}}$  et Z500 au point central), avec néanmoins une présence bien plus marquée de la composante Y du GRP : elle est seulement absente dans le modèle du mois de juin. Les coefficients des  $Y_{\text{GRP(mer)}}$  sont tous de signe négatif, suggérant une prédominance des advections maritimes dans l’explication de la température (adoucissement en hiver et rafraîchissement en été par les flux d’origine maritime). Ceux des  $Y_{\text{GRP(Z500)}}$ , étonnamment, sont eux tous de signe positif. Pour les mois estivaux, on peut suggérer une interprétation physiquement cohérente : lorsque le  $Y_{\text{GRP(Z500)}}$  est positif (indiquant un flux d’origine continental), l’air sec et chaud provenant de l’est se traduit par une augmentation des températures du bassin. Cependant, l’interprétation est plus difficile pour les mois hivernaux de février et mars : l’air continental (dans le cas d’un flux d’est) dans cette saison est normalement plus froid, alors que le coefficient positif des modèles suggère une augmentation de la température avec ce type de circulation. De la même manière, dans la situation d’un air provenant de l’ouest (signe négatif attribué à Y), les coefficients proposés influencent négativement les températures, ce qui est en contradiction avec l’idée d’un air maritime plus doux. On peut dans ces deux cas supposer que le coefficient positif du  $Y_{\text{GRP(Z500)}}$  vient contrebalancer l’effet des autres prédicteurs.

En résumé, les modèles régressifs établis à l’aide du GRP sont performants, et l’ajout du Z500 dans le jeu de prédicteurs renforce dans la majorité des cas le pouvoir prédictif de ces modèles. On a également vu que, dans un grand nombre de cas, les prédicteurs retenus procurent d’une part des modèles parcimonieux (deux à quatre prédicteurs) et d’autre part physiquement cohérents. Ces considérations nous confortent dans l’emploi de ces modèles pour la suite de l’étude. Cependant, avant de les utiliser pour extrapoler les variables de forçage, nous proposons dans la section suivante une méthode de détection du biais entre valeurs observées et estimées ainsi qu’un post-traitement permettant de corriger les estimations.

### 5.1.3.3 Procédure de post-traitement des estimations par modèle régressif

Les Figures 5.5, 5.6, 5.7 et 5.8 présentent une comparaison entre les observations et les estimations saisonnières de précipitations et de température, respectivement pour le bassin de la MSM et de l’OT. Nous ne considérons en première approximation que les mois appartenant à une même saison météorologique présentent un comportement *hydroclimatique* similaire. Cela permet d’allonger les séries (de 40 valeurs mensuelles à 120 valeurs saisonnières pour le bassin de la MSM et de 53 à 159 pour le bassin de l’OT), rendant plus robuste la comparaison entre observations et estimations.

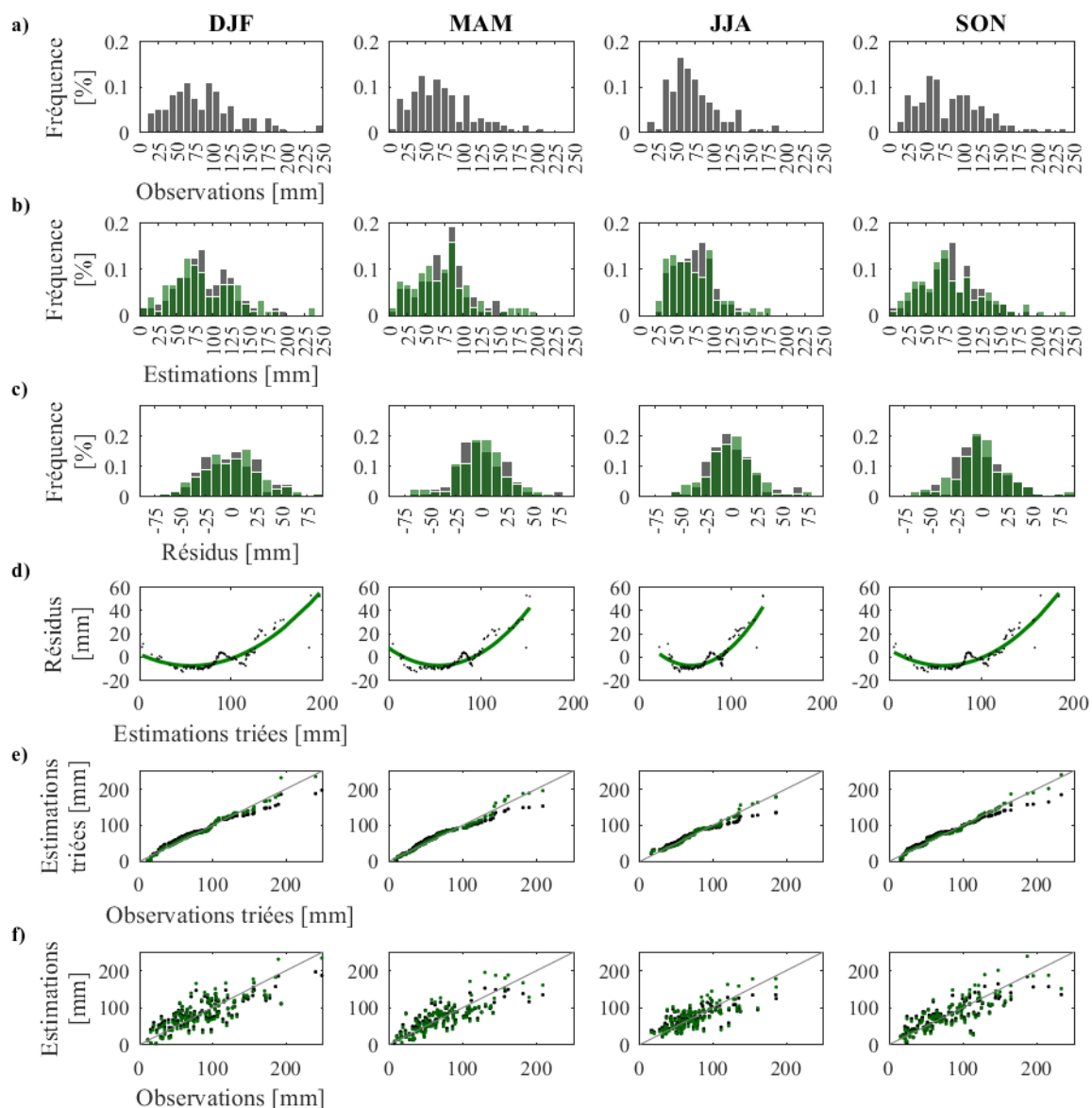


FIGURE 5.5 – Comparaison entre précipitations observées et précipitations estimées par les modèles régressifs - bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) histogrammes des séries observées ; b) histogrammes des séries estimées *ante* (en gris) et *post* correction (en vert) des estimations ; c) histogrammes des résidus des estimations *ante* (en gris) et *post* correction (en vert) ; d) fonction de correction polynomiale de 2<sup>nd</sup> degré (courbe verte) ajustée sur les résidus en fonction des estimations triées (points noirs) ; e) nuage de points des estimations triées en fonction des observations triées *ante* (en gris) et *post* correction (en vert) ; f) nuage de points des estimations en fonction des observations *ante* (en gris) et *post* correction (en vert).

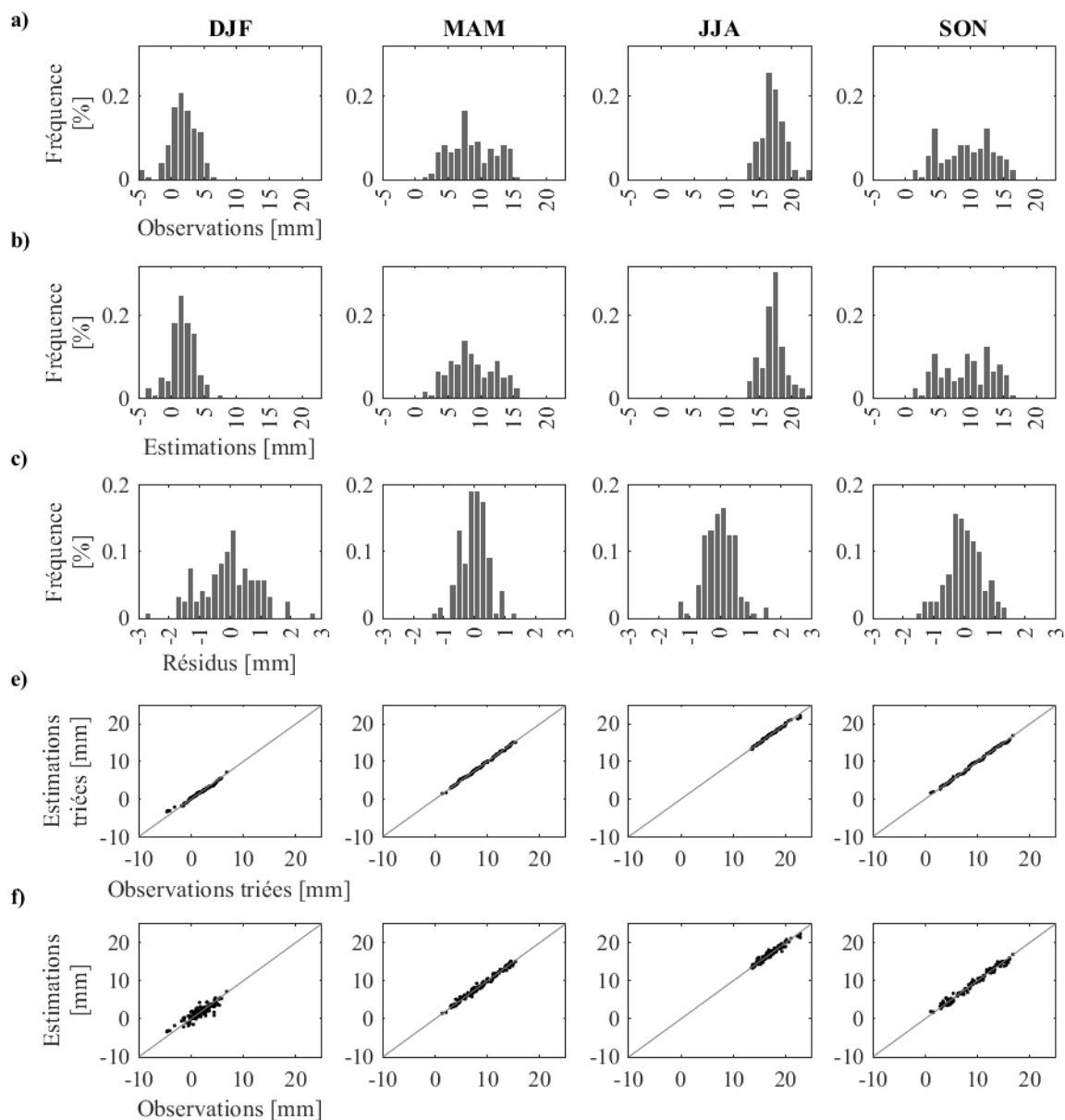


FIGURE 5.6 – Comparaison entre températures observées et températures estimées par les modèles régressifs - bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) histogrammes des séries observées ; b) histogrammes des séries estimées ; c) histogrammes des résidus des estimations ; d) nuage de points des estimations triées en fonction des observations triées ; e) nuage de points des estimations en fonction des observations.

De manière globale, on remarque que les températures estimées, pour les deux bassins étudiés, s'accordent beaucoup mieux avec les observations que dans le cas des précipitations, ce qui est en totale concordance avec les scores de corrélations présentés dans les Tableaux 5.3 et 5.4. Cette concor-

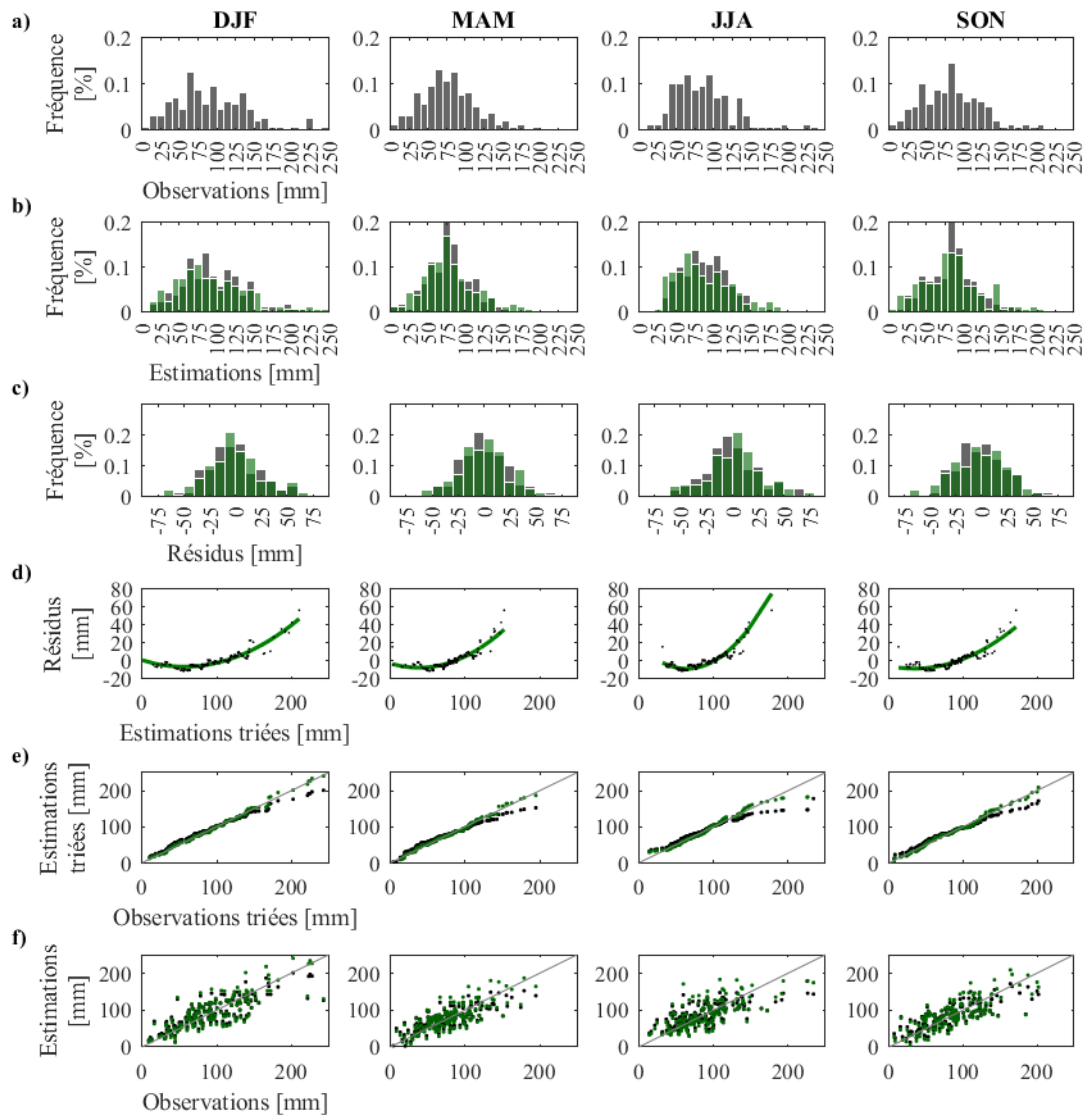


FIGURE 5.7 – Comparaison entre précipitations observées et précipitations estimées par les modèles régressifs - bassin de l’Ourthe à Tabreux. Voir la légende de la Figure 5.5.

dance se retrouve dans la comparaison des histogrammes entre observations et estimations, respectivement ligne a) et ligne b) dans les Figures 5.5, 5.6, 5.7 et 5.8. Ceux concernant les températures sont très proches. En particulier, les lignes e) des Figures 5.6 et 5.8 confirment l’adéquation entre observations et estimations. On s’est également intéressé aux valeurs triées pour évaluer la concordance des distributions. Les nuages de points révèlent une adéquation presque parfaite entre observations et estimations. Seules les valeurs faibles de chaque série, et dans un moindre mesure, les valeurs hautes, semblent se détacher de la bissectrice. Néanmoins, ce décalage est dans tous les cas très minime. Les

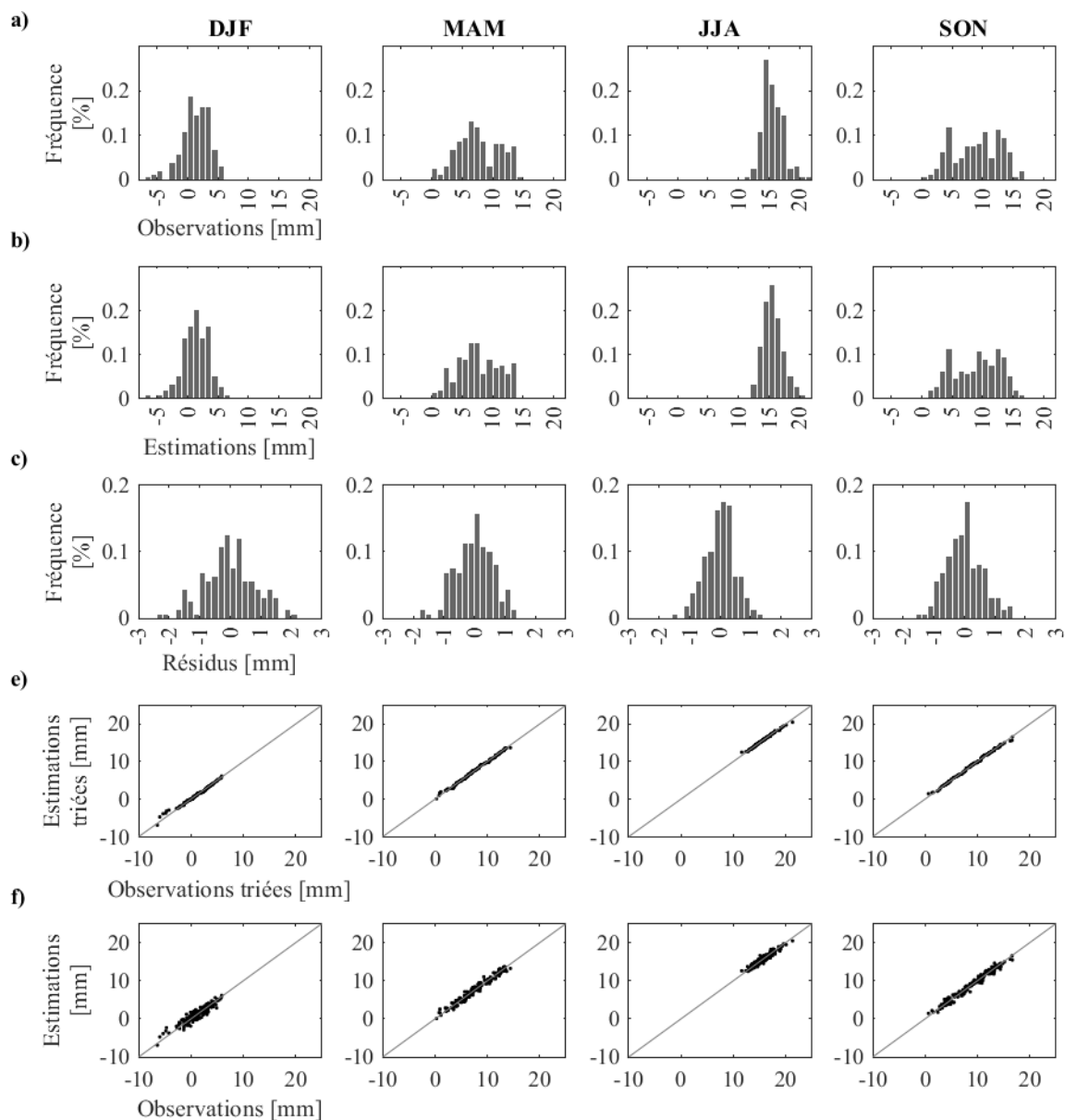


FIGURE 5.8 – Comparaison entre températures observées et températures estimées par les modèles régressifs - bassin de l'Ourthe à Tabreux. Voir la légende de la Figure 5.6.

Figures 5.6f et 5.8f reproduisent les nuages de points pour les valeurs non triées. Si il existe indéniablement une dispersion plus forte autour de la bissectrice que pour les valeurs triées, l'adéquation entre observations et estimations reste très élevée. Les Figures 5.6c et 5.8c confirment ce constat, les résidus étant centrés autour de 0, et d'une amplitude de  $\pm 1$  à  $1.5^{\circ}\text{C}$  (avec une plus grande dispersion des résidus pour les mois DJF, dans les deux bassins). Ces différents éléments, en plus des corréla-

tions élevées par des modèles régressifs (Tableaux 5.3 et 5.4) confirment largement l'adéquation entre températures observées et estimées, et suggèrent de conserver les estimations brutes pour l'analyse. En conséquence, les modèles régressifs afférents aux températures seront employés comme tels en extrapolation.

S'agissant des précipitations, il ressort en effet des Figures 5.5 et 5.7 une adéquation moins bonne entre observations et estimations. Cela se voit d'une part par les histogrammes (Figures 5.5a et 5.7a, en gris), mais particulièrement par les nuages de points des Figures 5.5e,f et 5.7e,f. La dispersion est relativement importante entre observations et estimations (Figures 5.5f et 5.7f). Lorsqu'on observe la comparaison entre distributions, la concordance est relativement bonne, excepté pour les faibles cumuls, mais surtout pour les très forts cumuls, *grosso modo* à partir des cumuls > 150 mm/mois. Pour cette tranche de valeurs, les estimations montrent un biais sec. Sur le plan hydrologique et notamment pour les épisodes de crue, cela risque d'engendrer un comportement inadéquat du modèle pluie-débit. Pour remédier à cette limite, nous avons décidé de corriger les estimations de précipitations mensuelles sur les deux bassins.

Parmi les travaux consacrés aux fonctions de correction, nous pouvons citer ceux de Déqué (2007), qui propose une méthode de correction quantile-quantile (*cf.* section 3.1.2), visant à corriger la distribution des valeurs. Au vu de nos résultats et de la présence d'une sous-estimation des forts cumuls, c'est davantage une fonction de correction basée sur les quantiles qui semble pouvoir répondre à notre attente. Pour traiter un biais similaire au nôtre, Trigo et Palutikof (2001) ajoutent une composante stochastique. Cette fonction de correction est construite sur la base de la distribution des résidus. Cela leur permet de corriger une partie non négligeable du biais observé sur les quantiles des estimations, et de rapprocher davantage la distribution des valeurs estimées et corrigées à celle des valeurs observées (*cf.* Figures 8 et 9 dans Trigo et Palutikof 2001).

Nous décidons donc de suivre ces deux auteurs pour les éléments cités : correction basée sur les quantiles et ajout d'une composante en plus du modèle régressif. Néanmoins, nous n'avons pas orienté notre choix vers une correction par une composante stochastique. La méthode que nous avons utilisée, simple, associe sur la même période d'apprentissage que les modèles régressifs, les estimations avec les résidus entre observations et estimations. Une particularité cependant réside dans le calcul de résidus sur la base des séries distributions, permettant ainsi de les corriger quantile par quantile. Sous l'hypothèse d'un comportement hydroclimatique similaire pour les mois d'un même trimestre météorologique, et pour apporter plus de robustesse à la méthode, nous avons construit les fonctions de correction trimestre par trimestre. Celles-ci sont ensuite appliquées aux estimations des mois associés.

Les Figures 5.5d et 5.7d illustrent comment ont été construites les fonctions de correction : une fonction polynomiale de 2<sup>nd</sup> degré est ajustée entre quantiles des estimations et résidus des quantiles.



Plusieurs ajustements ont été testés, en particulier la régression linéaire et la régression polynomiale de 3<sup>ème</sup> degré (non montré), mais c'est l'option d'un ajustement polynomial de 2<sup>nd</sup> degré qui s'est avéré le plus performant. Il permet notamment de capturer une part importante du biais sec des fortes valeurs. Notons que le constat est identique dans le cas des deux bassins.

Quand la correction est appliquée aux données estimées, l'ajustement se révèle particulièrement efficace pour réduire le biais dans la tranche haute de la distribution des estimations en comparaison avec celles des observations. En effet, comme le montrent les Figures 5.5e et 5.7e, les valeurs estimées corrigées (points verts) se rapprochent nettement de la bissectrice. Cela est visible particulièrement pour les très fortes valeurs, mais également pour les faibles valeurs (0-100 mm) où l'on observe que le nuage de points s'est *linéarisé* et positionné sur la bissectrice, par rapport aux valeurs estimées non corrigées. Notons toutefois que dans le cas de l'été (JJA) pour le bassin de l'OT (Figure 5.7), une persistance du biais sec, moins marqué toutefois qu'avant la correction.

Si l'on observe les Figures 5.5f et 5.7f, la dispersion du nuage de point après correction (en vert) ne semble pas avoir été grandement modifiée en comparaison du nuage de points avant correction (en noir). Néanmoins, il apparaît que l'axe général du nuage a opéré une légère rotation, se calant davantage autour de la bissectrice. Les très forts cumuls sont moins biaisés. Enfin, bien que cela paraisse moins évident, la distribution des valeurs estimées après correction, représentées en vert sur les Figures 5.5b et 5.7b, correspond davantage à celle des valeurs observées (Figures 5.5a et 5.7 a).

Il ressort de cette étape de post-traitement, que la performance n'évolue que très modestement, ce que montrent les scores de corrélations entre valeurs observées et valeurs estimées avant et après correction (Tableaux 5.3 et 5.4). Mais dans le détail de la distribution, et en particulier pour les forts cumuls, la concordance entre valeurs observées et valeurs corrigées est nettement meilleure qu'en l'absence de correction. La procédure de correction est donc appliquée pour extrapoler les précipitations mensuelles aussi bien dans le passé que dans le futur.

#### **5.1.4 Comparaison avec des séries observées et reconstituées**

Pour aller plus avant encore dans l'évaluation de notre approche, nos données estimées ont été comparées avec des jeux de données historiques observées et reconstituées. Le Tableau 5.5 indique pour chacun des bassins et des variables de forçage, la source des données utilisées<sup>6</sup>. Elles sont

---

6. Précisons que les séries nommées "LOTERR" dans le Tableau 5.5 proviennent d'un travail de dépouillement minutieux d'annales de relevés climatologiques réalisé par le laboratoire LOTERR (Univ. Lorraine). Nous remercions chaleureusement à ce propos Claire Delus et Didier François, du LOTERR, pour avoir organisé et réalisé le dépouillement, et nous avoir fourni leur base de données. Au moment de l'utilisation de ces séries dans notre étude, elles n'avaient pas encore subi de traitement d'homogénéisation et, même si elles apparaissent cohérentes, elles sont par conséquent à considérer avec une certaine précaution dans les paragraphes qui suivent

localisées sur la Figure 5.9.

Bassin	Variante	Données	Période		
Meuse à Saint-Mihiel	Précip.	Vesoul (LOTERR)	1845-1900 (39 années)		
		Nancy (LOTERR)	1802-1900 (77 années)		
		Bar-le-Duc (LOTERR)	1847-1870 (24 années)		
		Châlon-en-Champagne (GHCN v3, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1852-1857 (46 années)		
		Paris (Slonosky, 2002)	1688-1900 (193 années)		
		Metz (GHCN v3, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1781-1885 (66 années)		
		Verdun (LOTERR)	1857-1875 (18 années)		
		Climatologie en point de grille (saisonnier) (Pauling <i>et al.</i> , 2006)	1659-1900 (242 années)		
	Temp.	Châlon-en-Champagne (GHCN v2, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1852-1857 (46 années)		
		Paris (Rousseau, 2009, 2013)	1688-1900 (193 années)		
		Metz (GHCN v2, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1781-1885 (66 années)		
		Climatologie en point de grille (saisonnier) (Luterbacher <i>et al.</i> , 2004; Xoplaki <i>et al.</i> , 2005)	1659-1900 (242 années)		
		Ourthe à Tabreux	Précip.	Sedan (LOTERR)	1873-1900 (28 années)
				Luxembourg (Drogue <i>et al.</i> , 2005)	1854-1900 (47 années)
Trêves (GHCN v2, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1806-1900 (77 années)				
Coblence (GHCN v2, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1818-1868 (32 années)				
Aix-la-Chapelle (GHCN v2, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1843-1890 (39 années)				
Uccle (GHCN v2, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1833-1900 (68 années)				
Climatologie en point de grille (saisonnier) (Pauling <i>et al.</i> , 2006)	1659-1900 (242 années)				
Temp.	Luxembourg (Drogue, 2003)		1838-1900 (63 années)		
	Trêves (GHCN v3, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1788-1897 (74 années)			
	Aix-la-Chapelle (GHCN v3, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1830-1893 (64 années)			
	Uccle (GHCN v3, Lawrimore <i>et al.</i> 2011)	1833-1900 (68 années)			
	De Bilt (van Engelen et Nellestijn 1995) <sup>7</sup>	1706-1900 (195 années)			
	Climatologie en point de grille (saisonnier) (Luterbacher <i>et al.</i> , 2004; Xoplaki <i>et al.</i> , 2005)	1659-1900 (242 années)			

TABLE 5.5 – Séries temporelles utilisées pour la comparaison avec nos estimations de précipitations et de température. Lorsque ce n'est pas indiqué, les séries temporelles sont utilisées au pas de temps mensuel. (GHCN : Global Historical Climatology Network)

Ces séries ont été retenues en raison de leur extension antérieurement au XXe siècle. Nous souhaitons en effet évaluer la cohérence de nos estimations et par là la pertinence de nos modèles régressifs en dehors de la période d'apprentissage. Rappelons qu'antérieurement au XXe siècle, la reconstruction de Luterbacher *et al.* (2002) est construite à partir d'un traitement statistique de données

7. Série téléchargée sur le site de [Climate Explorer](#)

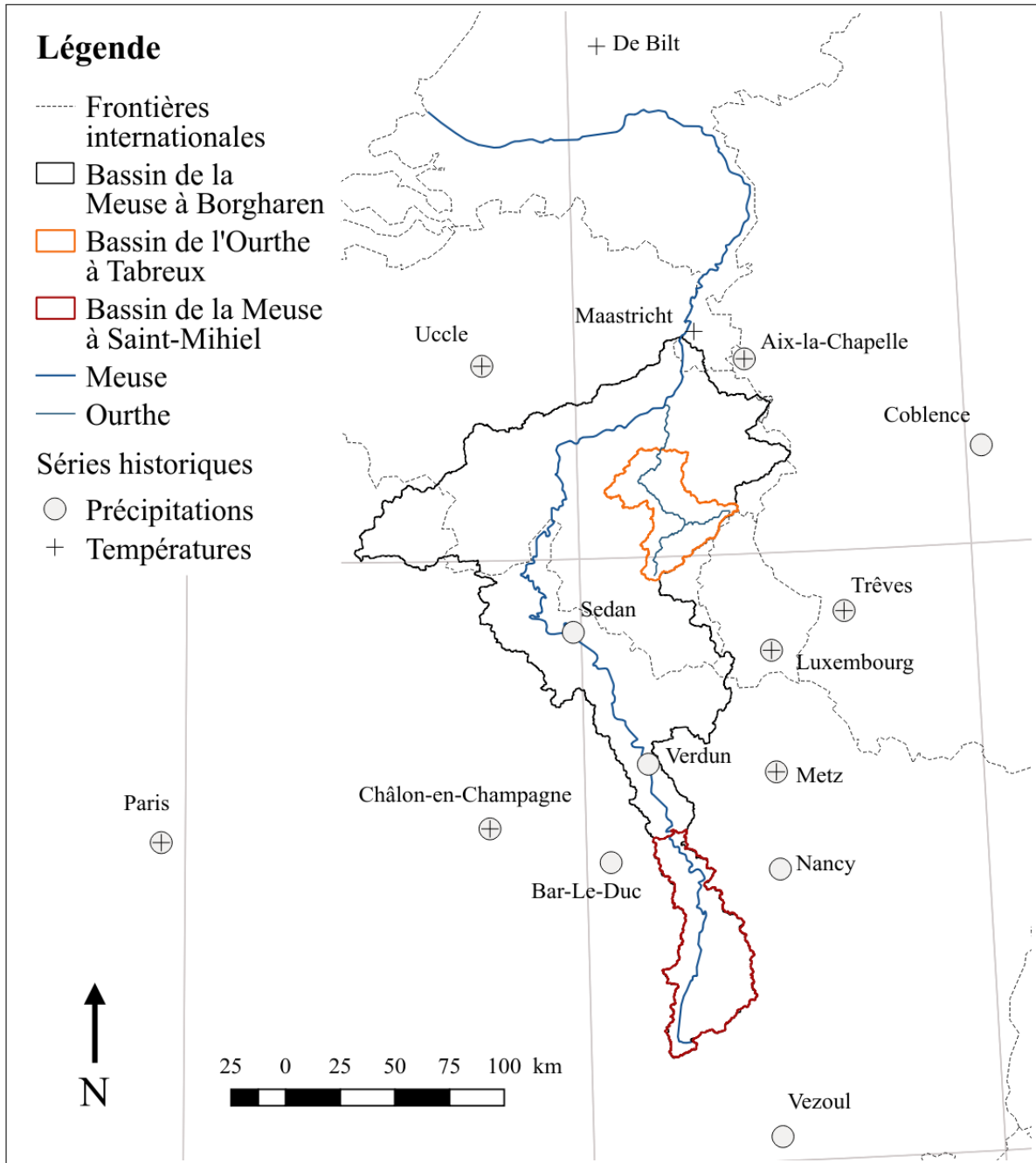


FIGURE 5.9 – Localisation des séries historiques utilisées.

« proxies » et de rares observations météorologiques. Il est donc intéressant de s'interroger sur la stationnarité de nos modèles régressifs dans le cas de données d'entrées différentes de celles utilisées en apprentissage.

Dans un second temps, nous avons recherché des séries stationnelles proches des deux bassins, qui soient ainsi représentatives d'un domaine climatique similaire à celui de nos deux bassins. C'est la combinaison de ces deux exigences qui nous a guidé dans la sélection des séries temporelles.

De plus, et malgré l'éloignement avec nos bassins, nous avons également retenu la série d'observation de De Bilt (Pays-Bas) et les séries de Paris-Montsouris en raison de la longueur exceptionnelle des chroniques.

Enfin, nous avons décidé d'intégrer dans cette inter-comparaison les climatologies en point de grille de Pauling *et al.* (2006) pour les précipitations et de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005) pour les températures. Celles-ci sont élaborées sur la base des mêmes données « proxy » que celles de Luterbacher *et al.* (2002). Elles consistent en un jeu de données en points de grille, disponible à un pas de temps saisonnier, remontant jusqu'en 1500. L'avantage est de pouvoir en extraire les points de grille situés sur les deux bassins étudiés.

À notre connaissance, les séries « LOTERR » (Tableau 5.5) sont inédites et n'ont pas été exploitées par Luterbacher *et al.* (2002, 2004); Xoplaki *et al.* (2005); Pauling *et al.* (2006) pour établir leur climatologie. Elles constituent donc un jeu de données indépendant. Cela procure à notre exercice d'inter-comparaison un caractère plus robuste.

Certaines remarques méritent toutefois d'être formulées. Bien que la mise en miroir avec d'autres données historiques apporte des éléments de « vérification » du bien fondé de notre approche, l'échelle de notre reconstruction n'est pas identique à celles des autres données. Au vu de la variabilité spatiale forte qui peut exister, il n'est en effet pas envisageable d'utiliser les données stationnelles répertoriées dans la Figure 5.9. De même, les données en points de grille disponibles, bien qu'interpolées à une résolution de  $0.5^\circ$  (*i.e.* inférieure à l'échelle des deux sous bassins étudiés), sont construites à partir de données d'indicateurs ou de mesures qui ne sont pas situés au niveau des bassins. Par conséquent, si elles se révèlent très utiles pour des études de large échelle, elles sont trop grossières pour les bassins étudiés. C'est notamment pour cette raison que nous avons cherché à développer une climatologie spécifique qui décrit une variabilité sous-maille en comparaison des climatologies précitées. Notre approche a de ce fait le mérite de produire une information climatique à l'échelle d'intérêt aussi bien en reconstitution qu'en projection.

#### **5.1.4.1 Comparaison à l'échelle mensuelle**

L'annexe B donne un ensemble des graphiques comparant nos estimations avec les séries chronologiques du Tableau 5.5, pour les précipitations et températures. À titre d'exemple, nous donnons ici, sur la Figure 5.10, le cas des précipitations et de la température de janvier pour le bassin de la MSM.

La concordance du signal entre nos estimations et les séries historiques retenues est flagrante. Elle apparaît particulièrement bien dans le cas des températures. La superposition est d'ailleurs presque parfaite avec la série de température de Metz (en rouge orangé). Globalement, l'amplitude des varia-

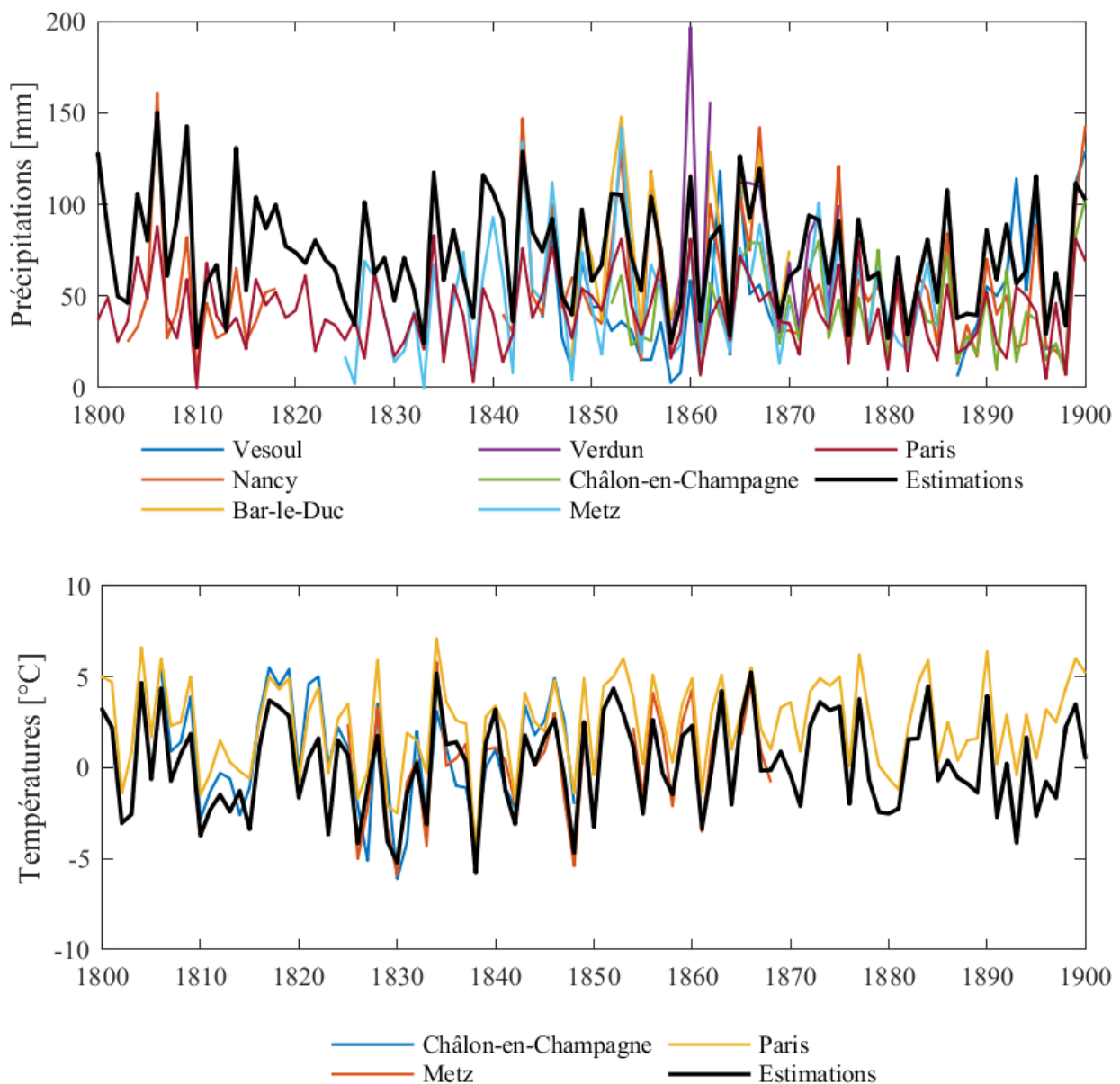


FIGURE 5.10 – Comparaison de nos estimations de précipitations et de température avec les séries historiques de stations météorologiques situées à proximité du bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (cf. Tableau 5.5). Mois de janvier. Période de comparaison : 1800-1900.

tions est du même ordre de grandeur que celles des séries de Châlon-en-Champagne, Metz et Paris.

Concernant les précipitations, la dispersion est plus forte. Les précipitations possèdent une variabilité spatiale bien plus marquée que les températures. Ceci dit l'adéquation entre nos estimations et les séries utilisées est conforme à ce que l'on pouvait attendre : nos estimations se situent dans la gamme des valeurs proposées par les autres sources de données (à l'exception de celle de Paris-Montsouris). On retrouve dans nos estimations un certain nombre de mois remarquables, comme par

exemple les mois de janvier 1843, 1865 ou 1867.

Les courbes des mois de janvier, avril, juillet et octobre sont représentées dans l'annexe B. Concernant les températures pour les mois d'avril, juillet et octobre, l'adéquation est bonne pour les deux bassins. Cependant, on observe un décalage de nos estimations : ces dernières proposent des valeurs plus faibles, globalement de 0 à 3°C, par rapport aux autres chroniques. La forme du signal est néanmoins comparable entre les chroniques quel que soit le bassin considéré. La cohérence de nos estimations avec les autres chroniques est confirmée par les coefficients de corrélations traduisant des liens forts à très forts : de 0.56 (0.55) à 0.93 (0.9) pour la corrélation de Pearson (de Spearman) pour le bassin de la MSM. Dans le bassin de l'OT, quelques chroniques sont faiblement corrélées avec nos estimations (Coblence pour février et août ; Aix-la-Chapelle pour le mois d'août). Mises à part ces cas, les corrélations s'échelonnent de 0.35 (0.33) à 0.85 (0.82).

La comparaison des estimations de précipitations mensuelles avec les séries historiques suggèrent le même constat fait dans le cas de janvier pour le bassin de la MSM. Pour avril, juillet et octobre le signal est relativement bien reproduit, et l'amplitude des valeurs rejoint globalement celles des autres séries, avec néanmoins un certain nombre d'années où les forts cumuls dépassent largement ceux des autres climatologies, ce qui n'a rien d'aberrant au regard du climat actuel, puisque les précipitations dans le bassin de la MSM sont supérieures à celles, par exemple, de Paris, Châlon-en-Champagne, ou Metz<sup>8</sup>. Les corrélations sont assez bonnes à bonnes : de 0.31 (0.35) à 0.9 (0.87), à l'exception des mois principalement d'été. Ce constat est en accord avec la moins bonne qualité des modèles régressifs estivaux, pour lesquelles les performances, même après correction, sont les moins élevées (Tableau 5.3). Le cas du bassin de l'Ourthe est similaire : le signal est relativement bien reproduit. L'amplitude décrite par nos estimations est du même ordre de grandeur que celles des autres chroniques. On peut toutefois noter que pour les quatre mois représentés, la courbe de nos estimations est celle qui se situe dans les plus hautes valeurs mensuelles, que ce soit pour les faibles ou les forts cumuls. Les corrélations s'échelonnent de 0.35 (0.33) à 0.85 (0.82) pour celles qui sont significatives.

#### 5.1.4.2 Comparaison à l'échelle saisonnière

Les Figures 5.11 et 5.12 comparent nos chroniques hivernales et estivales avec celles de Pauling *et al.* (2006) pour les précipitations et celles de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005) pour les températures, dans le bassin de la MSM (les graphiques correspondants pour le bassin de l'OT sont insérés dans l'annexe B). Les estimations saisonnières ont été calculées par la moyenne et le cumul respectivement des températures et précipitations des trois mois concernés par chaque saison.

La variabilité temporelle est relativement similaire pour les précipitations. À l'instar des autres

---

8. Voir par exemple les cartes de [Météo-France](#).

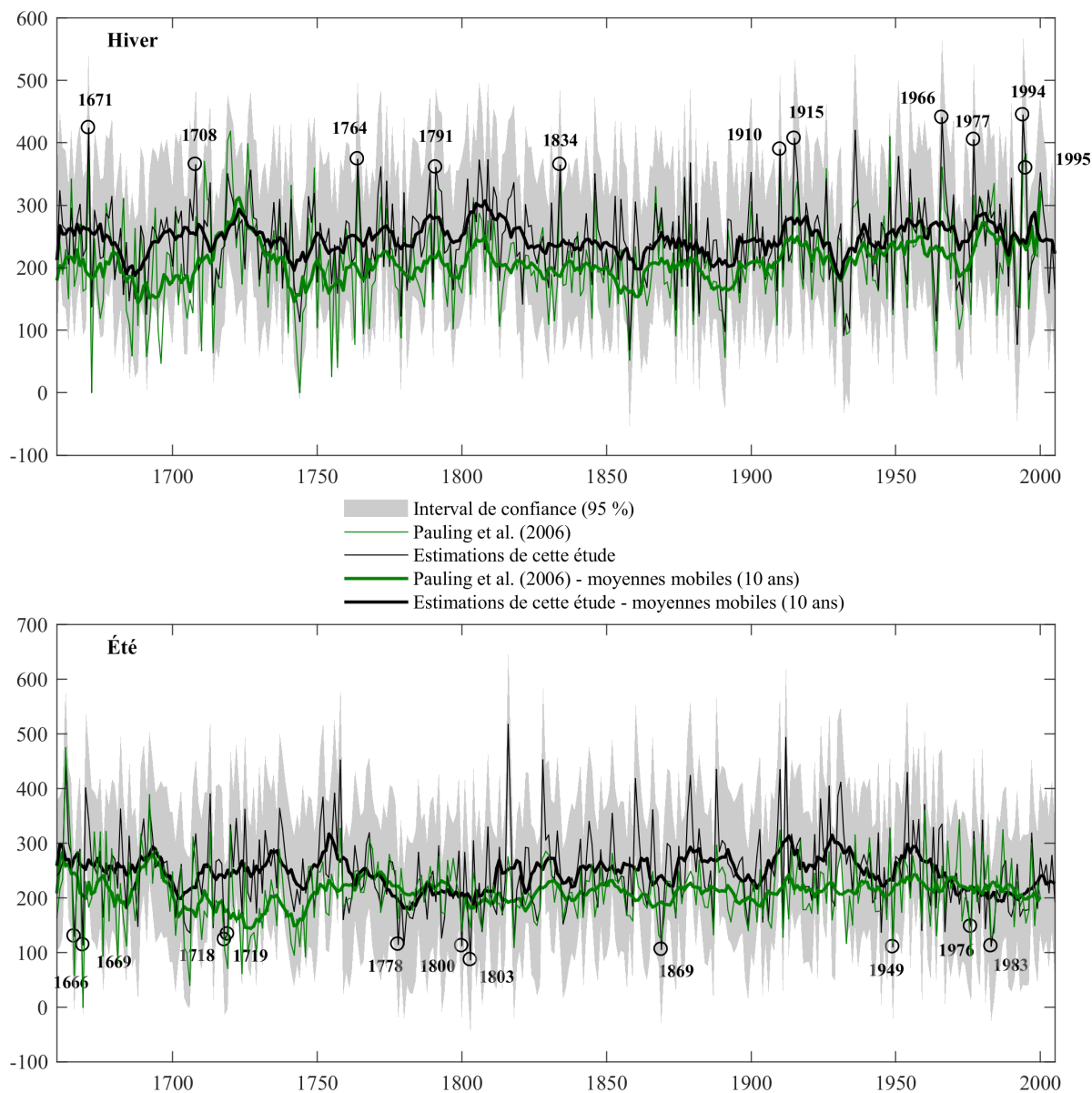


FIGURE 5.11 – Comparaison de nos estimations de précipitations avec les données de Pauling *et al.* (2006) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été. L'intervalle de confiance à 95% correspond à  $\pm 1.96$  écart-type calculé sur la chronique complète des estimations saisonnières.

climatologies (cf. paragraphes précédents), nos estimations suivent les tendances du signal de Pauling *et al.* (2006). L'amplitude est également similaire, avec cependant pour une majorité des années des valeurs légèrement supérieures. Cela est particulièrement flagrant lorsqu'on considère les courbes des moyennes mobiles (10 années) : nos estimations, en moyenne, dépassent les valeurs de Pauling *et al.*

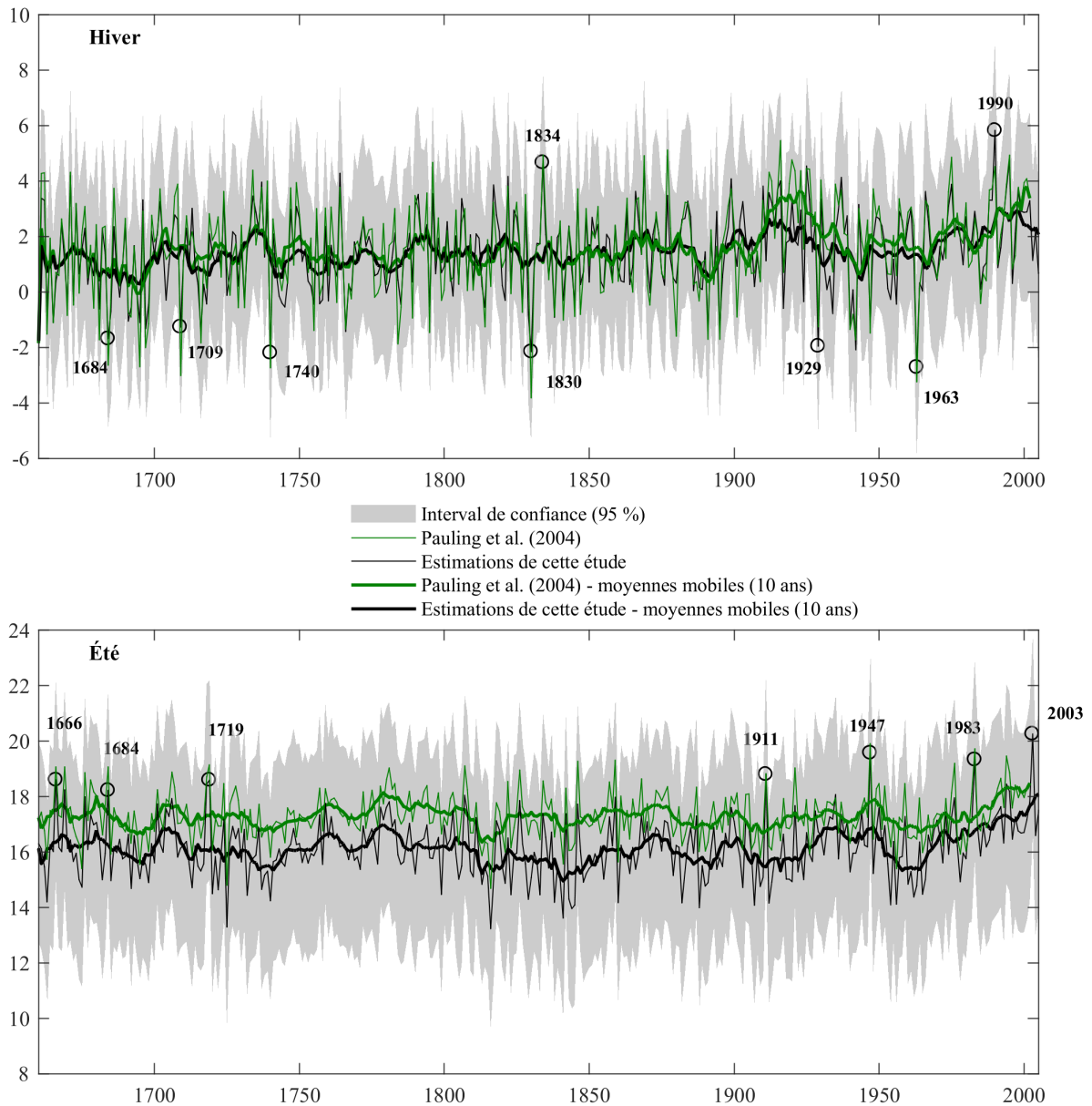


FIGURE 5.12 – Comparaison de nos estimations de températures avec les données de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été. L'intervalle de confiance à 95% correspond à  $\pm 1.96$  écart-type calculé sur la chronique complète des estimations saisonnières.

(2006) d'environ 35 à 40 mm pour les deux saisons ; et d'environ 25 à 30 mm pour le bassin de l'OT (*cf.* annexe B). Sur ce bassin la période 1810-1960 est marquée par des cumuls d'été qui sont nettement plus importants en comparaison des données pluviométriques de Pauling *et al.* (2006) :



jusqu'à 250 mm de plus pour l'été 1912, ce qui paraît excessif<sup>9</sup>. Néanmoins, la correspondance entre nos estimations et la reconstruction de Pauling *et al.* (2006) reste bonne, ce que confirment les nuages de points et les coefficients de corrélation (Pearson et Spearman) associés (cf. annexe B).

La Figure 5.12 souligne une très forte similitude entre notre jeu de données de températures et celui de Luterbacher *et al.* (2004) et Xoplaki *et al.* (2005) pour la saison hivernale (bassin de la MSM). On note toutefois une amplitude légèrement plus importante chez Luterbacher *et al.* (2004) et Xoplaki *et al.* (2005), tant pour les températures basses que pour les températures élevées. Cette forte similitude se retrouve sur les courbes de moyennes mobiles. Les températures estivales sont également très proches, nos estimations étant inférieures d'environ 1.2°C à celles de Luterbacher *et al.* (2004) et Xoplaki *et al.* (2005) et plus proches des observations (réanalyses SAFRAN) sur la période de tuilage.

Enfin, nous avons pris la peine de pointer des années remarquables sur la Figure 5.11. Il s'agit d'un échantillon d'événements marquants recensés notamment par Le Roy Ladurie (2009), Météo-France<sup>10</sup> et l'IRM<sup>11</sup> (hiver humides, étés secs, hivers froids/doux, étés chauds), et qui ressortent distinctement dans nos estimations. Cela suggère que nos modèles régressifs retenus sont capables de retranscrire des situations climatiques extrêmes ce qui est encourageant dans une perspective hydrologique.

En résumé, nos calculs statistiques ont permis de produire des séries historiques des variables de forçage qui sont proches des observations stationnelles et des climatologies disponibles à proximité des deux bassins étudiés. Des différences subsistent, mettant en évidence les limites d'une telle comparaison avec des climatologies et des données locales aux caractéristiques propres. Ce travail d'inter-comparaison devrait se poursuivre au-delà de cette thèse, notamment grâce à la recherche de séries d'archives situées notamment plus près ou dans le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

## 5.2 Échantillonnage du changement climatique

### 5.2.1 Déploiement des fonctions de transfert et analyse de la variabilité saisonnière

Après l'étape de vérification des résultats produits par les fonctions de transfert (modèles régressifs), celles-ci sont maintenant utilisées pour déterminer les variables de forçage climatique en

---

9. Les cumuls pour les stations du Tableau 5.5 disponibles pour 1912 sont les suivants : Luxembourg : 186 mm ; Sedan : 216 mm ; Trèves : 187 mm ; Aix-la-Chapelle : 242 mm ; Uccle : 310 mm ; Pauling *et al.* (2006) : 290 mm.

10. [Phénomènes météo](#) et [Météo et santé](#)

11. [« Les événements météorologiques marquants depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle »](#)

reconstitution sur la période historique et en extrapolation pour le futur, toujours sous une hypothèse de stationnarité.

Pour la période passée, ce sont les données de reconstruction des champs de pression mer et en altitude (Z500) de Luterbacher *et al.* (2002) qui ont servi de données d'entrée. Pour la période future, nous avons utilisé les données de  $P_{\text{mer}}$  et Z500 simulées par les modèles de notre ensemble CMIP5. Le jeu de données (reconstruction historique et simulations futures) est fourni au pas de temps mensuel, ce qui représente par mois, 27 séries temporelles par variables de forçage (une série historique et 26 séries futures).

La série mensuelle historique couvre 347 années (1659-2005), les 26 séries mensuelles futures couvrent 95 années (2006-2100). Ces séries mensuelles ont été soumises au calcul d'une moyenne mobile de 30 années pour les découper en normales climatiques. L'utilisation de scénarios climatiques construits sur cette durée est en effet l'approche généralement usitée dans les études du changement climatique, *e.g.* 2021-2050 et 2071-2100 dans Drogue *et al.* (2010), 2035-2065 et 2070-2100 chez Dayon (2015). Une multiplicité de scénarios climatique représentant une gamme de changements climatiques potentiels résulte de ce calcul (Figures 5.13 et 5.14 ; Figures 5.15 et 5.16).

La figure 5.13 montre la variabilité des précipitations saisonnières calculées sur le bassin de l'OT. Elles ont été obtenues par agrégation des estimations mensuelles. Pour l'hiver, il ne semble pas se dégager de tendance univoque : la gamme des précipitations moyennes en projection est comparable à celle de la période historique. Au contraire, la majorité des valeurs se situe entre 270 et 320 mm environ, autrement dit dans la tranche haute des valeurs historiques. Ce constat semble en partie conforme avec les résultats de Tabari *et al.* (2015), dans le centre de la Belgique, qui propose des anomalies futures de -4 à +41 % (les données de la période de référence donne un cumul hivernal de 295 mm). Néanmoins, nos estimations donnent également pour une large part des estimations inférieures à la valeur de référence. Cela se retrouve également dans les moyennes de l'ensemble des modèles pour chaque période de 30 ans (traits épais sur la figure) : elles fluctuent entre 280 et 310 mm. Les estimations pour les deux scénarios radiatifs utilisés sont différenciées sur la figure. Bien que les deux scénarios RCPs suggèrent une légère tendance à la baisse des précipitations au cours du XXI<sup>e</sup> siècle (ce que traduit également la courbe des moyennes de tous les MCGs, en trait épais noir), le RCP8.5 propose dans l'ensemble une moyenne supérieure à celle du RCP4.5, mais l'écart est modique ( $\approx 10$  mm).

Pour le printemps les précipitations futures sont situées dans fourchette basse des estimations historiques, et d'autre part, baissent au cours de ce siècle. Les deux scénarios radiatifs proposent des moyennes (tous MCGs confondus) quasi équivalentes jusqu'à la période normale débutant en 2050, au-delà, la baisse se poursuit seulement pour le scénario RCP8.5.

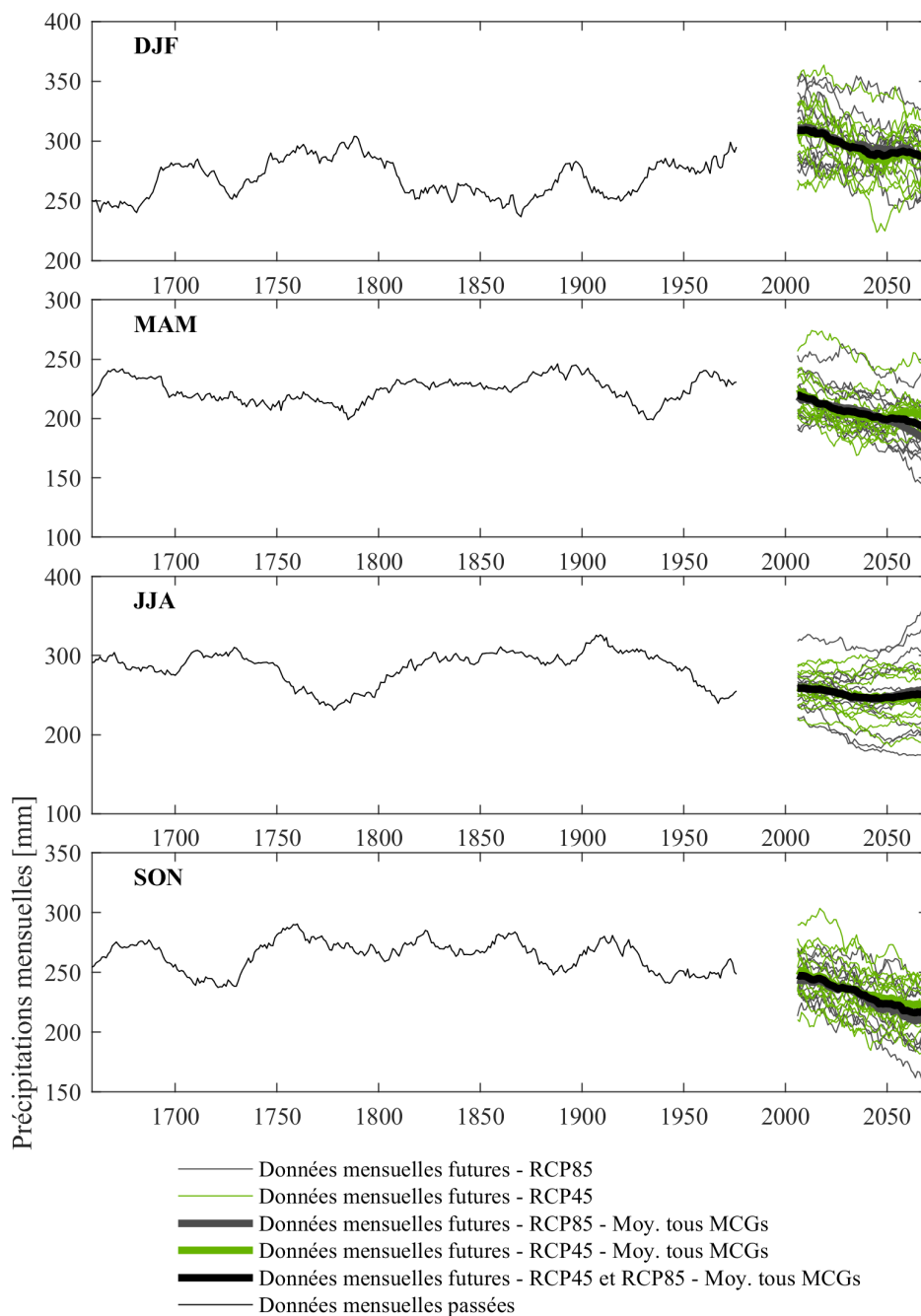


FIGURE 5.13 – Estimations de précipitations saisonnières obtenues par déploiement des fonctions de transferts. Les valeurs données dans cette figure sont les moyennes mobiles mensuelles de 30 années. Période 1659-1988 à 1976-2005 pour la reconstitution ; période 2006-2035 à 2071-2100) pour l'extrapolation. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. Les données saisonnières ont été calculées par addition des données mensuelles.

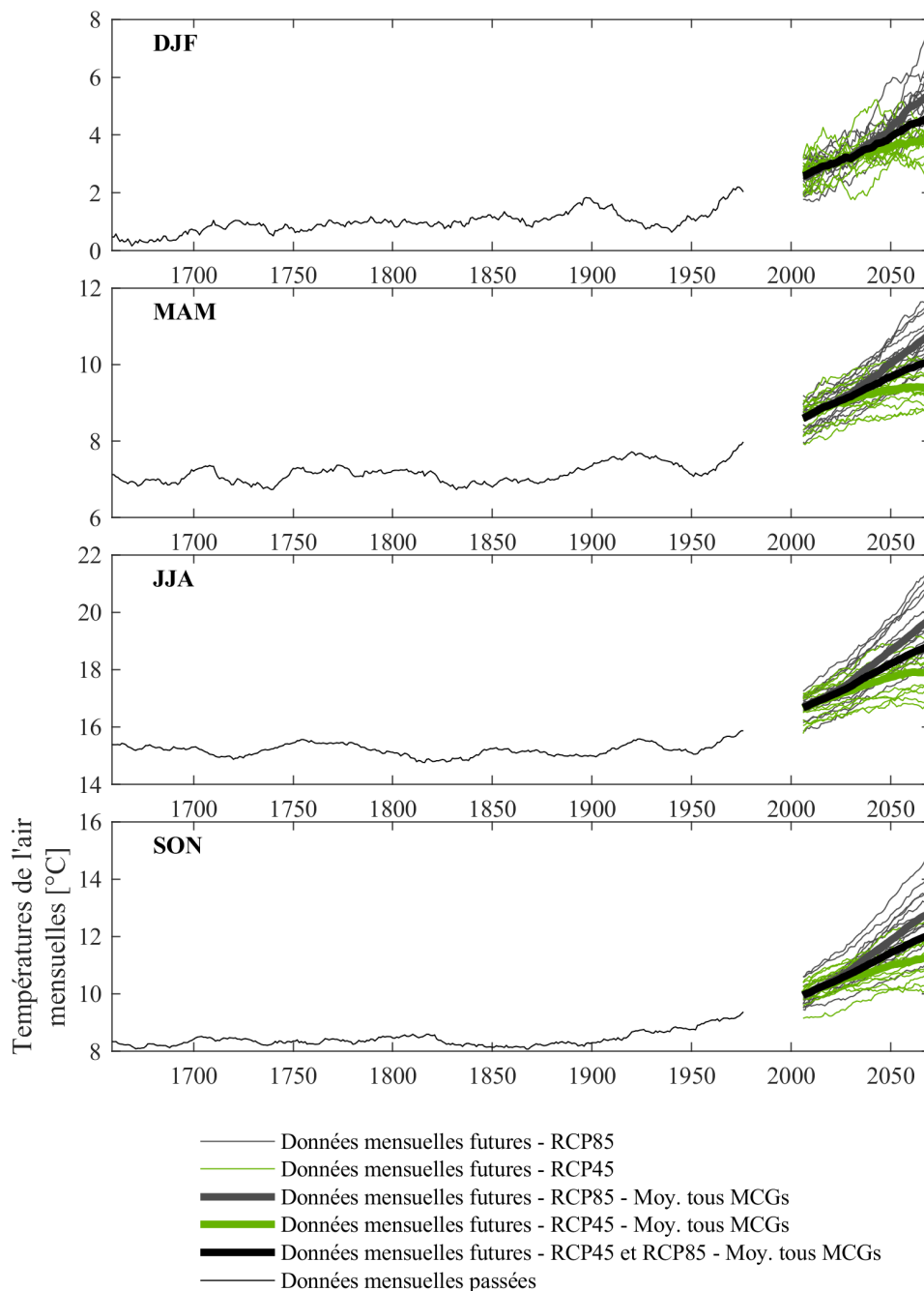


FIGURE 5.14 – Idem que Figure 5.13, mais pour les estimations de températures de l'air. Les données saisonnières ont été obtenues en moyennant les données mensuelles.

Lorsqu'on examine les estimations historiques de précipitations pour l'été, il semblerait que la tendance générale pour le XXe siècle soit dans l'ensemble relativement proche de la situation de référence (période 1976-2005). Néanmoins, cela ne doit pas occulter l'existence de nombreux scénarios

indiquant des cumuls inférieurs de plus de 80 mm à la situation de référence. Les deux scénarios RCP sont relativement proches.

Enfin, l'automne montre une variabilité similaire à celle du printemps. Lorsqu'on considère les deux RCPs et l'ensemble des MCGs, le cumul moyen de la normale de fin de siècle est de 216 mm, contre 249 mm pour la période de référence.

Les séries de températures calculées (Figure 5.14) pour le bassin de l'Ourthe sont sans équivoque : d'une part il apparaît un réchauffement récent de l'ensemble des saisons, et d'autre part la tendance au réchauffement s'amplifie dans le futur. Pour la fin du XXI<sup>e</sup> siècle, il est attendu des températures saisonnières moyennes comprises entre environ 3°C et 7°C en hiver (contre 2°C pour la période 1976-2005), entre 9°C et 11.5°C (contre 8°C pour la période 1976-2005) au printemps, entre 17°C et 21.5°C (contre 15.9°C pour la période 1976-2005) en été, et entre 10°C et 14°C (contre 9.4°C pour la période 1976-2005) en automne. Les figures montrent une divergence entre les deux scénarios radiatifs, les écarts étant de l'ordre de 1.5°C pour la fin du siècle entre le RCP4.5 et le RCP8.5 (moyennes de tous MCGs confondus).

Les Figures 5.15 et 5.16 montrent les estimations de précipitations et températures saisonnières pour le bassin de la MSM. Les estimations de précipitations hivernales futures donnent un diagnostic similaire pour le bassin de l'OT. Néanmoins les valeurs inférieures à la situation de référence semblent être plus nombreuses. Cela confirme ainsi l'interprétation des distribution des champs de pression hivernaux pour le futur en comparaison à la période de référence, qui montrait une augmentation de la fréquence des situations à haut géopotentiel, et laissait ainsi supposer une diminution potentielle de la pluviométrie (*cf.* section 3.3.2). Ces résultats sont en contradiction avec une augmentation des précipitations hivernales généralement projetée pour le futur dans les modèles CMIP5 pour le Nord-Est de la France (*e.g.* Dayon, 2015).

Concernant le printemps, les cumuls estimés pour ce siècle donnent une majorité de valeurs supérieures à la situation de référence. On peut également ajouter qu'un nombre non négligeable de cumuls se situent sous les valeurs de la fin du XX<sup>e</sup> siècle, témoignant d'une possibilité d'un assèchement du climat au printemps.

Pour l'été, la distribution des cumuls estimés pour ce siècle semble se répartir de manière équilibrée autour des valeurs de la fin du XXI<sup>e</sup> siècle. La moyenne d'ensemble laisse suggérer une légère baisse de la pluviométrie estivale d'ici la fin du XXI<sup>e</sup> siècle. La figure suggère aussi la possibilité d'occurrence d'étés bien plus pluvieux qu'actuellement. Ces derniers ne semblent toutefois pas atteindre les plus forts cumuls estimés sur la période historique.

Enfin, les cumuls estimés pour l'automne laissent présager une augmentation des cumuls, par

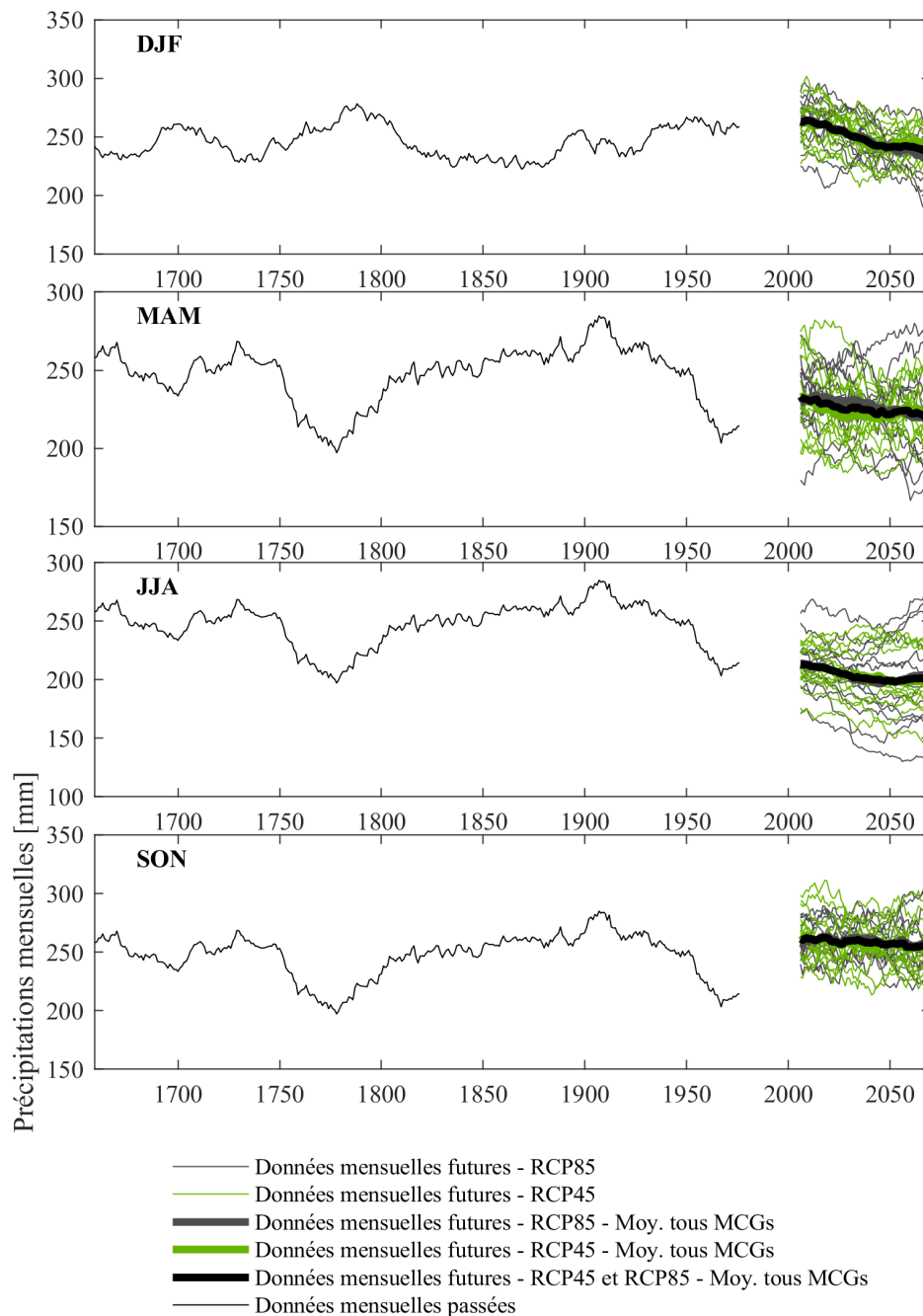


FIGURE 5.15 – Estimations de précipitations saisonnières obtenues par déploiement des fonctions de transferts. Les valeurs données dans cette figure sont les moyennes mobiles mensuelles de 30 années. Période 1659-1988 à 1976-2005 pour la reconstitution ; période 2006-2035 à 2071-2100 pour l’extrapolation. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Les données saisonnières ont été calculées en sommant les données mensuelles.

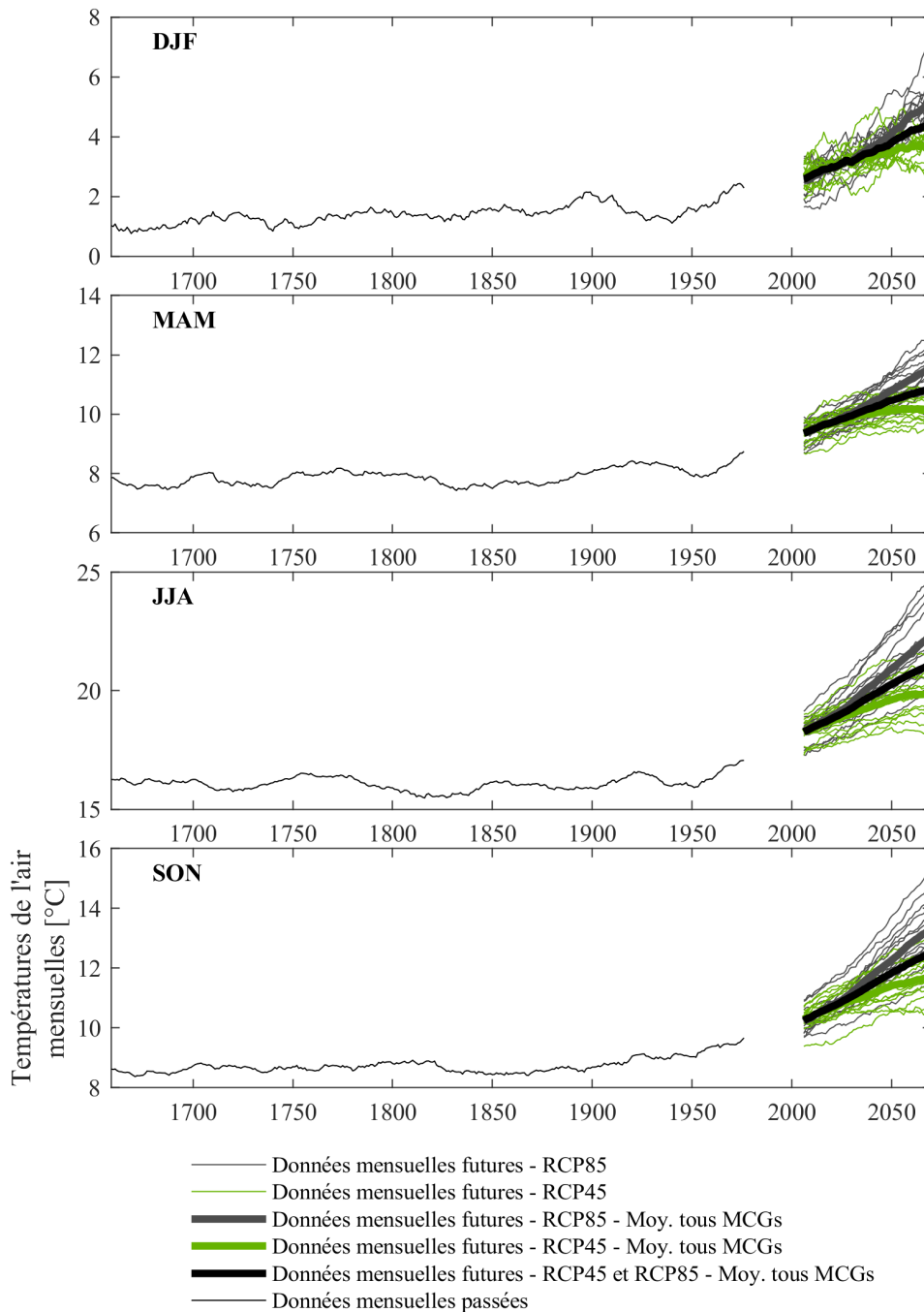


FIGURE 5.16 – Idem que Figure 5.15, mais pour les estimations de températures de l'air. Les données saisonnières ont été calculées en moyennant les données mensuelles.

rapport au climat actuel. Ils restent toutefois majoritairement dans la gamme des valeurs du XXe siècle. La tendance, considérant la moyenne de tous les MCGs, apparaît comme stationnaire au court

du XXI<sup>e</sup> siècle, avec des valeurs généralement légèrement plus faibles pour le RCP4.5.

Pour la température, les valeurs en projection suivent la même tendance que celle amorcée à la fin du XX<sup>e</sup> siècle. On distingue parfaitement l'écart entre le RCP4.5 et le RCP8.5, ce dernier étant plus pessimiste (ce constat est moins marqué pour la saison hivernale).

Notons que cette analyse tendancielle à l'échelle saisonnière est susceptible de masquer des tendances plus fines s'exprimant à l'échelle mensuelle. Par exemple, l'analyse des cumuls du mois de juillet montre un assèchement marqué au cours de ce siècle.

La section suivante vise précisément à construire un grand nombre de scénarios climatiques variables au pas de temps mensuel à partir des estimations passées et futures.

## **5.2.2 Élaboration des scénarios climatiques (séries mensuelles)**

### **5.2.2.1 Anomalies des variables de forçage**

Les scénarios climatiques ont été élaborés par comparaison de la situation de référence (moyennes mensuelles 1976-2005) avec les moyennes mobiles mensuelles de 30 ans calculés sur la période 1659-2100. Pour les précipitations, les anomalies sont exprimées en pourcentages, tandis qu'elles correspondent à des écarts en °C pour les températures.

L'échantillon de changements climatiques est donc constitué de 318 scénarios historiques, et 1716 scénarios futurs (13 MCGs × 2 scénarios RCPs × 66 périodes mobiles de 30 années), soient un total de 2034 anomalies climatiques. Celles-ci sont représentées sous la forme de boxplots sur les Figures 5.17 et 5.18 afin de visualiser leurs distribution et leur amplitude. Plusieurs commentaires émanent de ces figures. On observe tout d'abord une différence assez marquée entre la distribution des changements historiques et celle des changements issus des données de MCG. Cette différence concerne à la fois l'étendue de la distribution et les écarts interquartiles et sa position par rapport climat actuel. Elle est largement décelable pour les précipitations, et très forte pour les températures, traduisant ainsi l'amplification du réchauffement climatique montré sur les Figures 5.14 et 5.16.

Pour le bassin de l'Ourthe, les anomalies de température proposées par les MCGs montrent une légère saisonnalité, indiquant un réchauffement accentué en période estivale et dans une moindre mesure en période hivernale. Pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, on distingue plus nettement cette saisonnalité, en particulier pour l'été.

Concernant les précipitations, il n'apparaît pas de dynamique saisonnière, au contraire, les mois



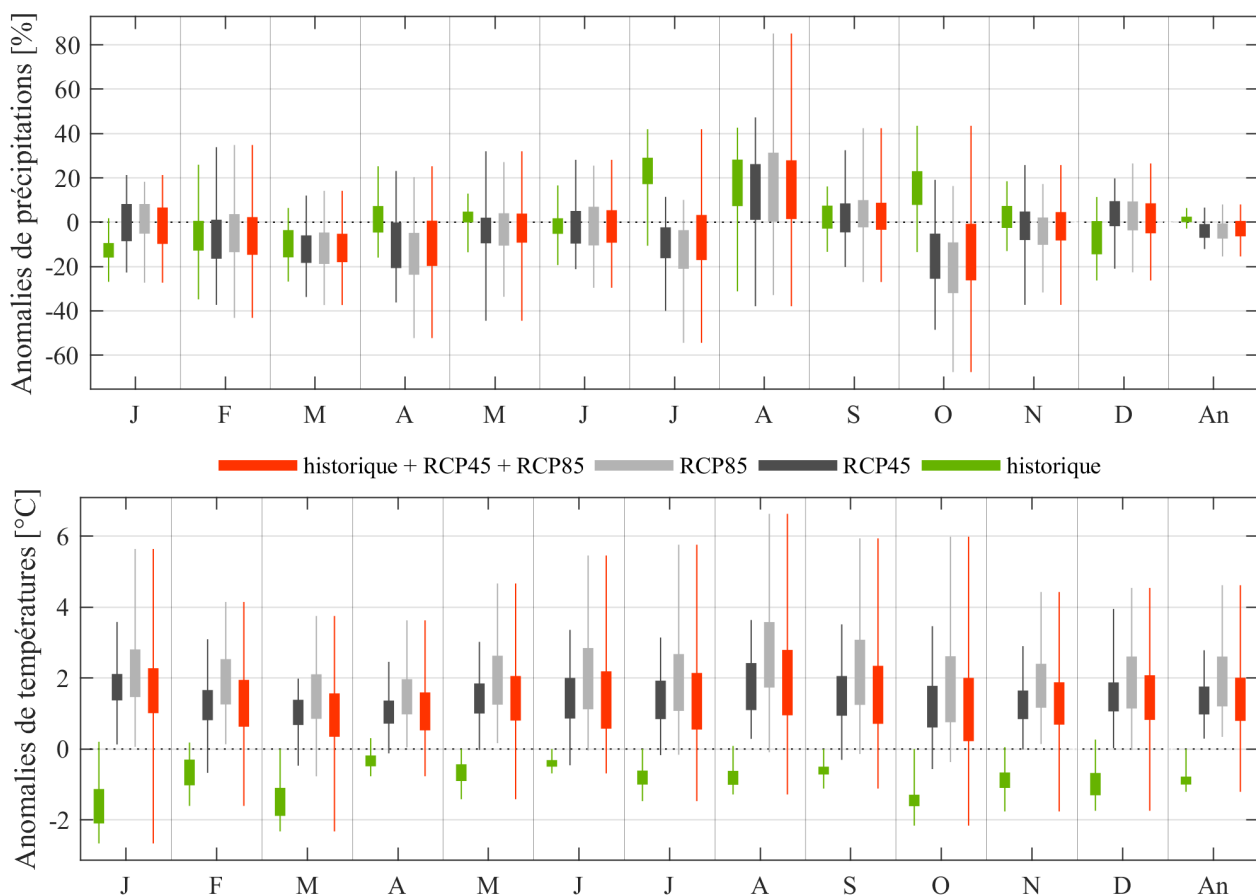


FIGURE 5.17 – Boxplots des anomalies mensuelles et annuelles. Bassin de l’Ourthe à Tabreux.

associés à une même saison proposent des changements futurs parfois contradictoires. C’est le cas notamment, pour le bassin de l’Ourthe, du mois de juillet, avec une baisse située entre 0 à 20 % des précipitations, et le mois d’août, montrant un intervalle interquartile positif, de 0 à 30 %. Pour ce mois, les boxplots classent les changements futurs dans la même gamme d’anomalie que les changements historiques. Ces résultats se retrouvent également dans le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, où le comportement des anomalies de juillet est exacerbé, indiquant une baisse des valeurs interquartiles de -10 à -40 % avec les données de MCG corrigées. Les mois hivernaux, dans l’ensemble, ne suggèrent pas de tendance claire pour le bassin de l’Ourthe, le mois de décembre étant potentiellement davantage pluvieux, le mois de janvier serait situé autour des valeurs de référence, et le mois de février qui serait moins pluvieux. Pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, les mois de décembre et janvier seraient plus secs (jusqu’à 20 %) tandis que le mois de février connaîtrait davantage de précipitations (jusqu’à 20 %). Pour ce même bassin, les mois printaniers suggèrent tous des changements à la baisse. Les mois automnaux sont partagés entre des changements proches des valeurs de référence pour septembre, plus secs pour octobre, et plus humides pour novembre. Pour le printemps et l’automne, le même constat peut être observé pour le bassin de l’Ourthe.



FIGURE 5.18 – Boxplots des anomalies mensuelles et annuelles. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

Cependant, il nous semble important d’être précautionneux vis-à-vis de ces résultats, pour deux raisons. La première concerne l’amplitude interquartile utilisée pour désigner la tendance majoritaire des changements, dans les paragraphes qui précèdent. Même s’ils représentent la moitié des scénarios autour de la médiane, il subsiste une moitié, qui permet de construire l’étendue minimum-maximum, et suggérer la possibilité de changements plus extrêmes. Bien que pour la température, une très large majorité des scénarios semble tout de même se diriger vers un réchauffement, cela est plus ambiguë pour les précipitations. Ainsi, par exemple, pour le mois d’août, même si 75 % des scénarios se classent dans les anomalies positives, le quart restant suggère la possibilité de mois d’août déficitaires jusqu’à 40 % en moyenne pour le bassin de l’Ourthe et 30 % en moyenne pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Rappelons également à ce sujet que ces scénarios sont construits en moyennant les mois de 30 années consécutives, ce qui a pour effet de réduire la dispersion des anomalies mensuelles.

La seconde raison se rapporte aux performances des fonctions de transfert (*cf.* section 5.1.3), en particulier pour les précipitations. Celles-ci ne retranscrivent qu’imparfaitement la variabilité des précipitations, notamment pour les mois de mai à août. Ainsi, la statistique des changements décrite

à partir des scénarios comporte une incertitude prédictive non négligeable. Cela est intrinsèque à toute étude du changement climatique et ne dispense pas de poursuivre l'étude d'impact sur la base des scénarios climatiques, même si cela incite à la prudence vis-à-vis de l'impact hydrologique qui découle de leur utilisation.

### 5.2.2.2 Perturbation des séries quotidiennes de précipitations et de températures de l'air

Dans le but de pouvoir utiliser le jeu d'anomalies dans la chaîne de modélisation hydrologique, des chroniques de précipitations et températures quotidiennes ont été calculées sur la base des séries de référence couvrant la période 1976-2005. Les anomalies des scénarios ayant été conçues au pas de temps mensuel, cela pose la question de la transférabilité des anomalies au pas de temps journalier. Bien que cette approche soit assez grossière, il a été décidé d'appliquer les anomalies mensuelles à chacune des valeurs journalières des chroniques de référence. Cette approche est communément appelée la méthode du delta. La structure (variabilité) des séries quotidiennes actuelles est conservée (*i.e.* le nombre de jours de pluie n'est pas modifié), seule leur amplitude change (lorsque les précipitations sont non-nulles).

Cela représente assurément une limite forte, d'autant que ce sont les extrêmes pluvieux (événements d'échelle temporelle d'un ou plusieurs jours seulement) qui ont un rôle hydrologique majeur en crue. Madsen *et al.* (2014) annoncent une accentuation des événements extrêmes pluvieux dans les projections des MCGs. Ntegeka et Willems (2008), investiguant une période historique de 107 ans (précipitations à Uccle, Belgique), avancent d'une part que les précipitations hivernales extrêmes (cumuls étudiés pour des périodes de 10 minutes à un mois) se sont intensifiées depuis les années 1990, et d'autre part qu'un nombre croissant d'événements extrêmes de faible durée s'est opéré en même temps. Bien que ces auteurs n'affirment pas que ces modifications soient dues au changement climatiques, et qu'ils signalent la possibilité d'une cause cyclique au cours de la période étudiée, les comportements qu'ils décrivent pourraient potentiellement rejoindre ceux suggérés par des scénarios hivernaux plus pluvieux.

La méthode du delta ne permettant pas de tenir compte des changements structurels de ces événements de « courte » durée, elle n'est donc pas idéale. Ceci dit, ce changement de structure n'est pas non plus reproduit avec réalisme dans les MCGs.

Pour réaliser la perturbation des séries de référence, nous avons ainsi appliqué à chaque valeur journalière l'anomalie de précipitations et de températures du mois correspondante. Chaque couple de chroniques perturbées a été construit avec les scénarios conjoints d'anomalies de précipitations et de températures issues d'une même période de 30 ans. Un exemple permet d'illustrer cette procédure : pour le scénario issu de la période 2006-2035, l'ensemble des valeurs journalières de précipitations

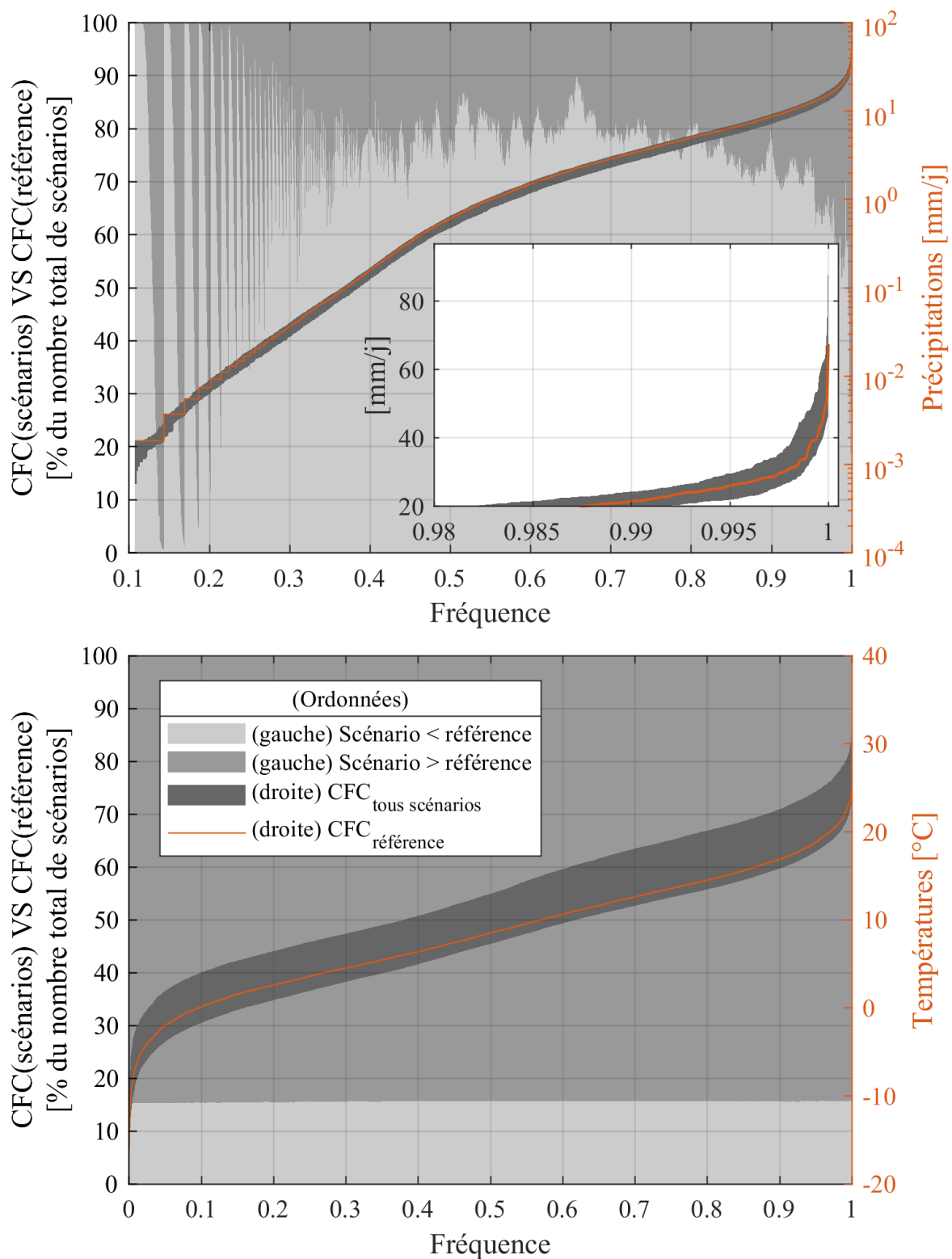


FIGURE 5.19 – Courbe de fréquences cumulées (CFC) des séries de précipitations et de température de l'air quotidiennes perturbées sur la période de référence 1976-2005. Bassin de l'Ourthe à Tabreux.

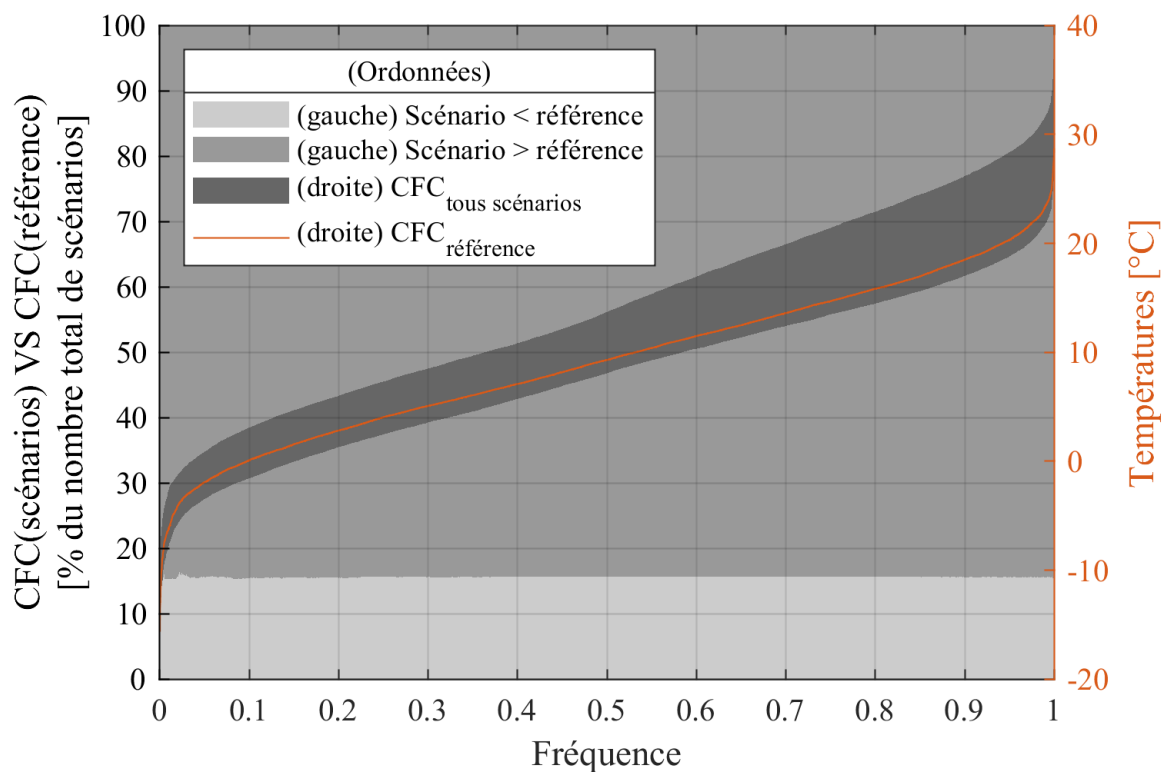
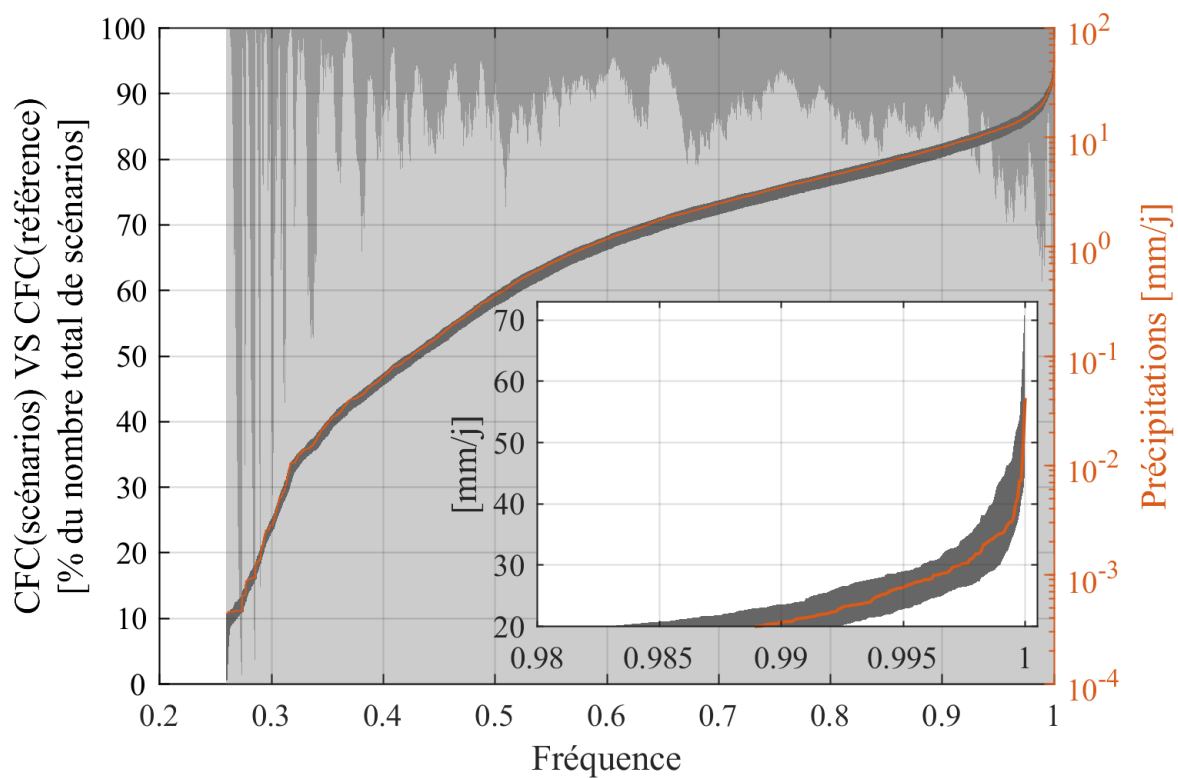


FIGURE 5.20 – Courbe de fréquences cumulées (CFC) des séries de précipitations et de température de l'air quotidiennes perturbées sur la période de référence 1976-2005. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

(température) des 30 mois de janvier a été perturbé par l'anomalie de précipitations (température) de janvier ; ce calcul est ensuite effectué de la même manière pour les onze autres mois.

Les séries perturbées sont illustrées sur les Figures 5.19 et 5.20, respectivement pour les bassins de l'Ourthe à Tabreux et de la Meuse à Saint-Mihiel, sous forme de courbes de fréquences cumulées (intervalle gris foncé et courbe rouge - axe des ordonnées de droite). On fournit aussi l'information, pour chaque quantile, de la part des scénarios présentant une valeur inférieure (gris clair) et une valeur supérieure (gris) à celle de la série de référence pour le même quantile (axe des ordonnées de gauche).

Lorsqu'on s'intéresse aux précipitations, on se rend compte que pour une très large majorité des quantiles, un nombre largement supérieur de scénarios indique des précipitations plus faibles que celles de référence (autour de 20 % pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux et 10 % pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel en moyenne pour l'ensemble des quantiles). Excepté le cas des très faibles précipitations, cette proportion évolue un peu à la hausse pour des précipitations supérieures aux précipitations de référence dans le cas des forts quantiles, pour atteindre autour une proportion de 30 à 50 % et 20 à 40 % respectivement pour les bassins de l'Ourthe à Tabreux et de la Meuse à Saint-Mihiel lorsque les précipitations sont supérieures à 10 mm/jour. À titre d'information, l'extension des courbes de fréquences cumulées différente pour les deux bassins vers les petites fréquences s'explique par la différence du nombre de jours pluvieux dans les séries des deux bassins respectifs (il pleut plus fréquemment sur le bassin de l'Ourthe à Tabreux que sur celui de la Meuse à Saint-Mihiel).

Les courbes de fréquences cumulées de la température confirment très nettement la large tendance des scénarios à un réchauffement généralisé, ce que dévoile également la part, pour chaque quantile, des scénarios proposant des températures supérieures à celles de la période de référence. Logiquement (du fait de l'application d'une anomalie additive), cette part est constante sur l'ensemble de la série des quantiles. Elle indique un réchauffement pour environ 85 % des scénarios, dans le cas des deux bassins.

### **5.2.3 Sélection des scénarios représentatifs**

L'objectif des étapes décrites précédemment est de transférer les changements climatiques vers l'hydrologie et vers l'hydraulique, notamment dans le but de tester l'effet de cette variabilité climatique potentielle sur l'inondabilité de l'Ourthe. Pour cela, il est possible d'utiliser directement l'échantillon des changements climatiques, mais cela représenterait un temps de calcul considérable lors de la modélisation hydraulique. De fait nous avons échantillonné un nombre réduit de scénarios climatiques, qui ont un caractère représentatif du jeu d'anomalies complet. Un compromis s'impose alors, entre représentativité des changements et nombre restreint de simulations hydrauliques à envisager.

Une des techniques de sélection de ces scénarios consisterait à sélectionner des scénarios suivant des quantiles définis, ainsi l'ensemble de la gamme serait représentée. Néanmoins la question se pose alors de la variable sur laquelle établir le calcul des quantiles. En effet, les scénarios obtenus ne seront pas identiques si on réalise la sélection sur les quantiles, par exemple de moyenne ou de hautes eaux. Dans ce cas, on peut également s'interroger sur la représentativité des anomalies saisonnières ou mensuelles. C'est en effet un point qui semble important à retranscrire au sein des scénarios finalement choisis.

Pour tenter de répondre à cette exigence de représentativité temporelle (notamment mensuelle), et ne pas s'exposer aux difficultés précitées, nous avons opté pour une approche de classification (*clustering*). Deux approches principales existent dans ce domaine : la classification ascendante hiérarchique (CAH) et le partitionnement (représentée notamment par la méthode des *k-means* ou nuée dynamique). C'est la CAH qui a été retenue dans le cadre de nos travaux.

À partir de l'échantillon de scénarios climatiques complet, la classification ascendante hiérarchique<sup>12</sup> évolue pas à pas en associant deux par deux les scénarios sur un critère de proximité. Ainsi, au pas initial, il y a autant de groupes que de scénarios (*i.e.* un groupe ne comporte qu'un seul scénario). Au fur et à mesure de la procédure, des groupes de scénarios se constituent par « agglomération » et le nombre de groupe diminue, jusqu'à n'en former qu'un qui regroupe l'ensemble des scénarios. L'enjeu d'une approche utilisant la CAH est donc de décider à quel nombre de groupe la procédure doit être arrêtée.

Le calcul de la proximité entre deux groupes (et donc la manière d'agglomérer les groupes) peut suivre différentes formes : distance moyenne entre l'ensemble des distances de chaque scénario d'un groupe à chaque scénario du groupe à lier, distance des centroïdes des deux groupes, plus longue distance possible entre deux groupes (équivalant donc à la distance entre les deux individus les plus éloignés des deux groupes) ... La distance mesurée est dans notre cas euclidienne. Après avoir testé plusieurs méthodes de calcul de distance entre groupes, nous avons finalement retenu la méthode de distance moyenne, aussi appelé UPGMA (*Unweighted Pair Group Method with Arithmetic mean*). Ce choix réside dans la comparaison du coefficient de corrélation cophénétique, calculé avec les différentes méthodes<sup>13</sup>. Ce coefficient donne une information de la qualité d'une classification. Il calcule la corrélation linéaire (Pearson) entre la matrice initiale des distances entre chaque paire de scénarios et la matrice cophénétique, c'est-à-dire la matrice renseignant des distances entre chaque paire après classification. Cette dernière distance est mesurée comme la distance entre les deux groupes qui contiennent chacun des deux scénarios (avant qu'il ne soient agglomérés dans un même groupe). Le coefficient témoigne d'une meilleure qualité de la classification lorsqu'il se rapproche de la valeur

---

12. Voir par exemple Wikistat (2016) pour une présentation de la CAH

13. Les méthodes testées sont celles disponibles comme argument dans la fonction *linkage* de la *Statistics and Machine Learning Toolbox* de MATLAB®

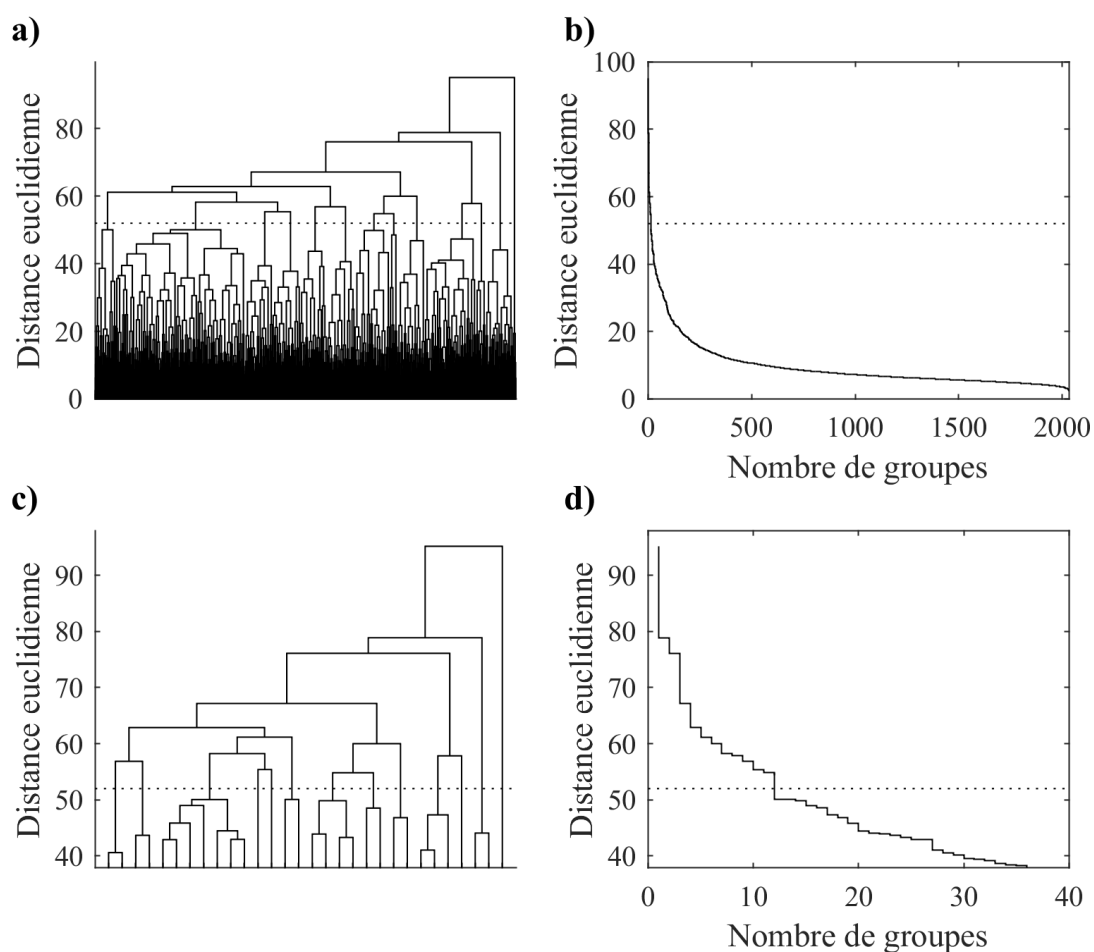


FIGURE 5.21 – (a) dendrogramme de l’ensemble des branches de la classification. (b) évolution de la distance euclidienne en fonction du nombre de groupes. (c) focus de (a). (d) focus de (b). Le trait en pointillés symbolise la distance correspondant au nombre final de classes retenues. Bassin de l’Ourthe à Tabreux.

de 1. Dans le cas du bassin de l’Ourthe et du bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, le coefficient de corrélation cophénétique donne respectivement 0.66 et 0.71.

La CAH a été menée à partir des anomalies mensuelles moyennes (sur 30 ans) de précipitations de l’ensemble des scénarios, ajoutées des anomalies moyennes annuelles. Les anomalies de températures ont été omises, afin de simplifier l’analyse mais surtout parce que la pluviométrie est une variable de forçage climatique majeure de l’hydrologie de bassin en comparaison de la température.

Les Figures 5.21 et 5.22 illustrent la procédure de sélection des nombres de classes retenues par CAH pour les bassins de l’Ourthe à Tabreux et de la Meuse à Saint-Mihiel. On distingue très bien sur les Figures 5.21b et 5.22b le saut de distance qui s’opère aux alentours de 200 groupes. Si retenir ce chiffre permettrait probablement d’apporter une réelle représentativité, c’est un choix peu



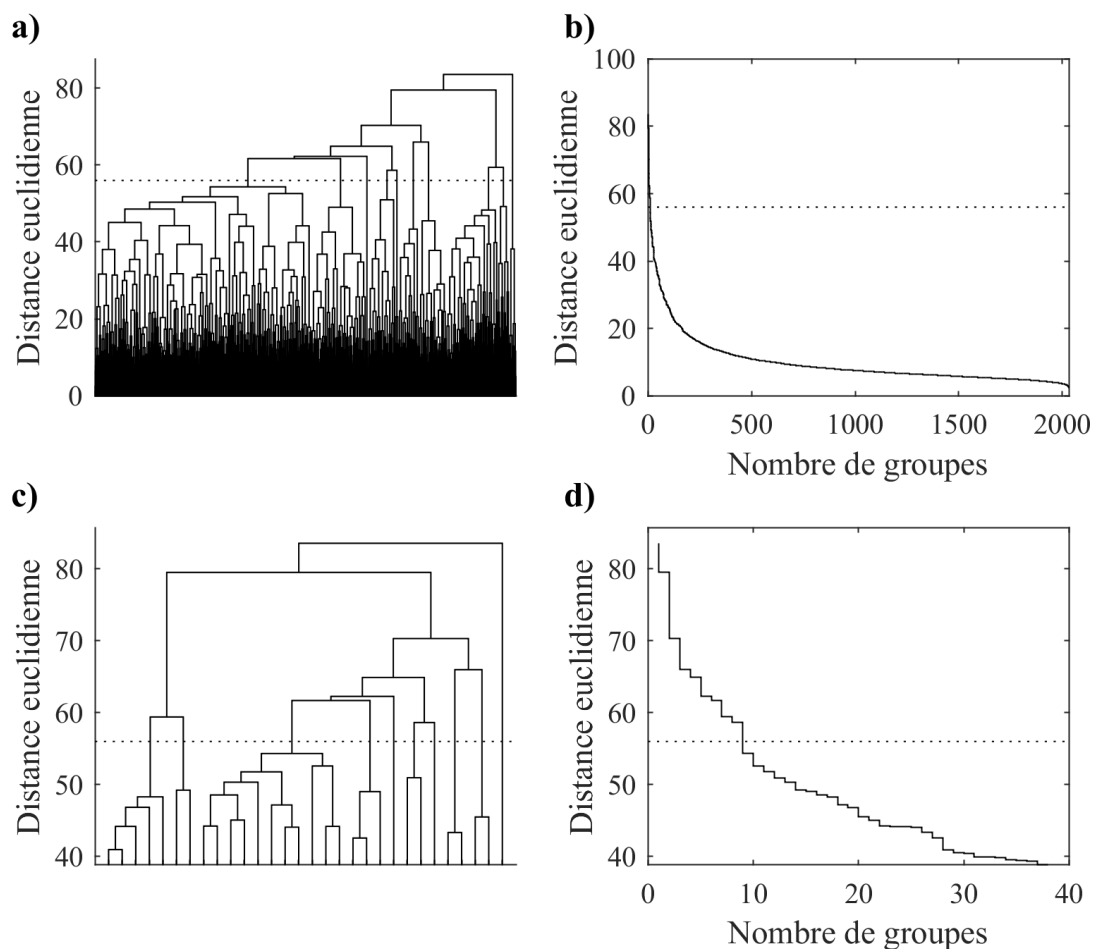


FIGURE 5.22 – (a) dendrogramme de l’ensemble des branches de la classification. (b) évolution de la distance euclidienne en fonction du nombre de groupes. (c) focus de (a). (d) focus de (b). Le trait en pointillés symbolise la distance correspondant au nombre final de classes retenues. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

concevable pour la modélisation hydraulique. C’est donc vers un nombre de scénarios bien plus faible qu’il faut s’orienter. Les Figures 5.21d et 5.22d apportent un focus sur un nombre de groupes de 1 à 40, qui tend vers un chiffre plus approprié pour notre analyse. Concernant l’Ourthe, deux sauts ressortent, l’un entre 28 et 27 groupes, et l’autre situé entre 13 et 12 groupes (notons qu’un saut bien plus significatif est visible entre 4 et 3 groupes, mais ce chiffre nous paraît ici bien trop faible pour être représentatif de la diversité des scénarios). Nous avons arrêté notre choix sur le second saut car la différence de distance entre les deux sauts n’est pas très importante, et car le second saut de distance est plus marqué. De plus, la rupture de pente est plus marquée. La classification des scénarios comporte ainsi 13 classes. Celles-ci sont symbolisées sur les Figures 5.21a et c par le trait pointillé. Ce dernier « coupe » en effet 13 branches du dendrogramme, représentant les 13 classes.

Pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, les mêmes commentaires peuvent être faits : un premier

saut entre 29 et 28 groupe a été écarté au profit du second saut situé, entre 10 et 9 groupes. Ce chiffre est inférieur à celui choisi pour le bassin de l'Ourthe, mais augmenter ici le nombre de classe ne semble apporter que très peu d'information supplémentaire. Pour ce bassin, 10 scénarios ont donc été retenus.

Les classes sont représentées sur les Figures 5.23 et 5.24, avec pour chacune l'ensemble des scénarios concernés. Nous avons indiqué que la CAH a été réalisée sur la base des scénarios d'anomalies de précipitations (mensuelles et annuelle). Afin de conserver une cohérence parmi les scénarios, les scénarios de températures correspondants ont été associés dans chaque classe. Ainsi si par exemple, le scénario d'anomalies de précipitations issu de la configuration BNU-ESM - RCP4.5 - période 2006-2035 est intégré à la classe 1, alors le scénario d'anomalies de températures BNU-ESM - RCP45 - période 2006-2035 est associé également. Cela permet de considérer pour chaque scénario de changement climatique un couple précipitation-température cohérent.

Un scénario représentatif est extrait pour chacune des classes. Cette étape s'opère par le calcul, au sein de chaque classe, des médianes des anomalies des douze mois et de l'anomalie annuelle parmi les scénarios de précipitations (courbes en rouge). Ensuite, parmi le jeu de scénarios de précipitations de chaque classe est recherché le scénario qui s'identifie le plus aux médianes. Pour cela, nous avons utilisée la métrique du MSE (*Mean Standard Error*, soit la moyenne des erreurs absolues), calculé entre les anomalies de chaque scénario et la série des médianes. Le scénario de précipitation représentatif de la classe est alors celui qui présente le plus petit MSE. Son homologue parmi les scénarios de températures est alors recherché pour être associé au scénario représentatif (courbes en vert).

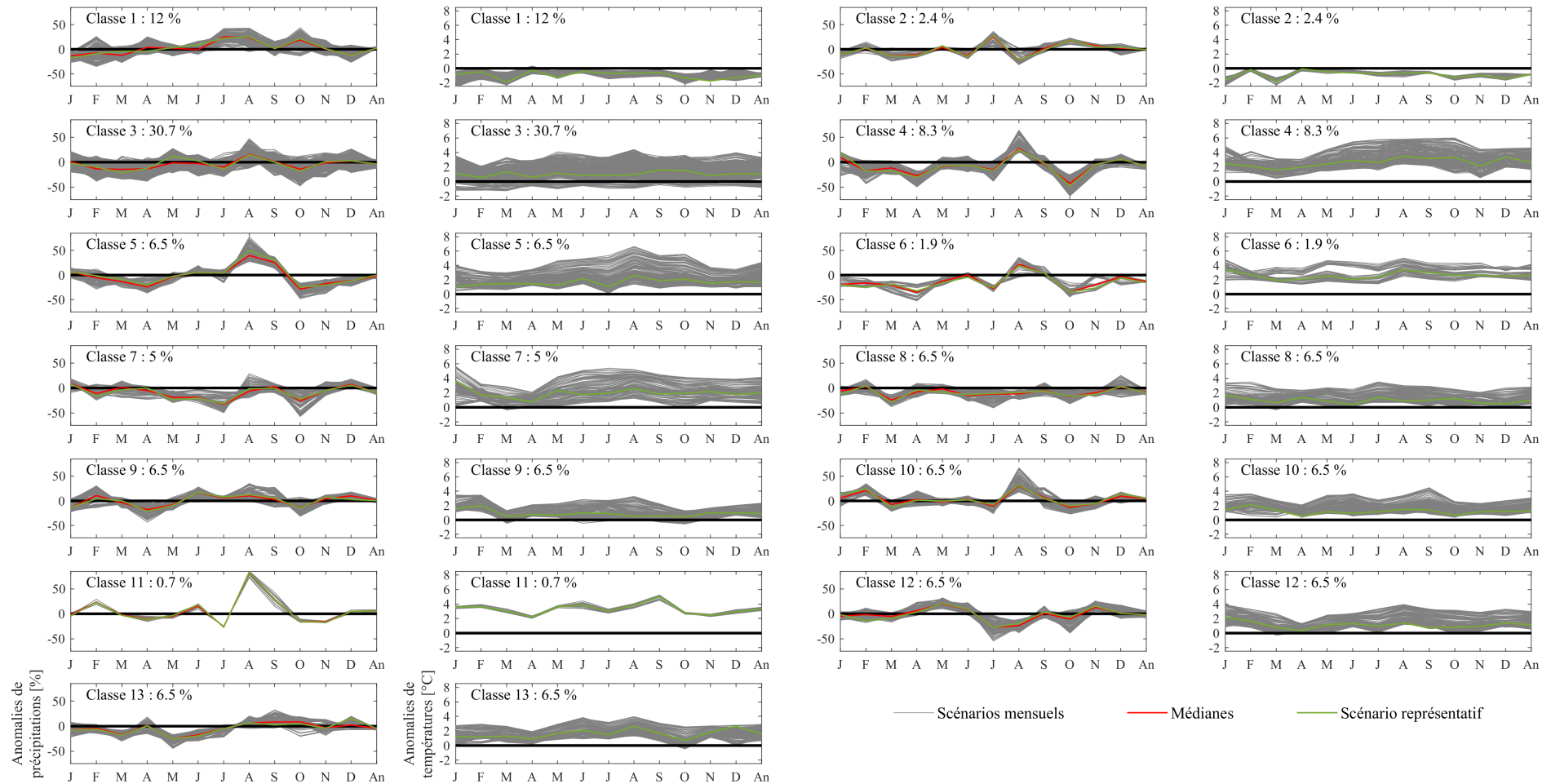


FIGURE 5.23 – Classes de scénarios obtenues par CAH. Pour chaque classe sont donnés : les scénarios de précipitations et les scénarios correspondants de température (respect de la période de 30 ans), le numéro de classe, la part des scénarios parmi l'ensemble des scénarios, ainsi que les scénarios médians, retenus comme représentatifs de chaque classe. Bassin de l'Ourthe à Tabreux.

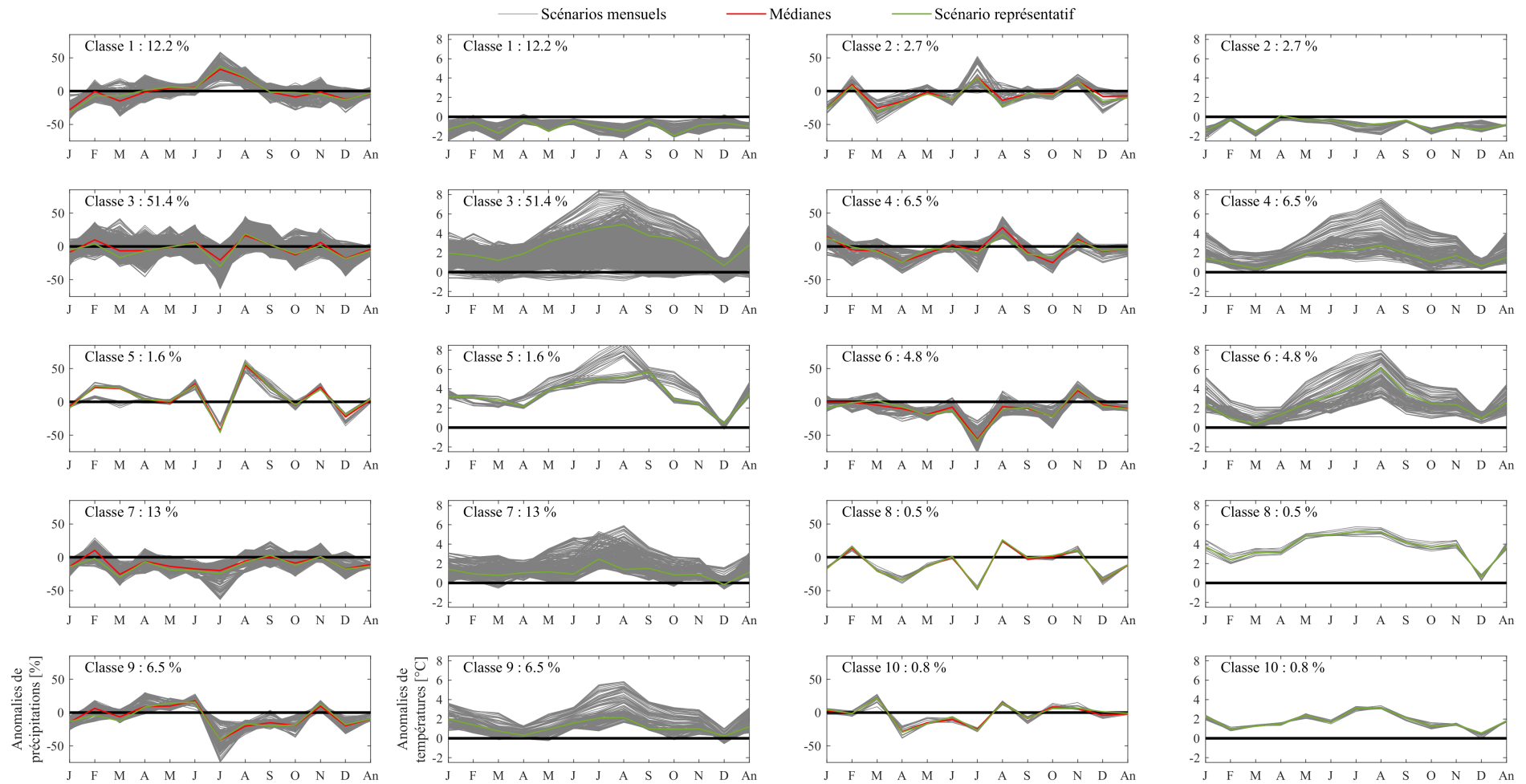


FIGURE 5.24 – Classes de scénarios obtenues par CAH. Pour chaque classe sont donnés : les scénarios de précipitations et les scénarios correspondants de température (respect de la période de 30 ans), le numéro de classe, la part des scénarios parmi l'ensemble des scénarios, ainsi que les scénarios médians, retenus comme représentatifs de chaque classe. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

Concernant les précipitations, la classification montre que des disparités parfois fortes entre scénarios subsistent au sein d'une même classe. Cela est particulièrement vrai pour les classes 1 et 3 (Ourthe), et 1, 3 et 7 (Meuse), pour lesquelles la distribution atteint parfois une amplitude de 50 %. Les classes concernées sont celles qui regroupent les plus grosses parts de scénarios parmi le jeu total. On note également, notamment pour ces classes, que les scénarios ne donnent pas la même tendance d'anomalies, en terme de signe. Néanmoins, nous l'interprétons dans ce cas comme une situation en moyenne peu changeante (anomalies réparties de manière égale autour de 0 %), ce qui est retranscrit dans ce cas par le scénario représentatif, proche d'une anomalie nulle. Comme exemple de ce comportement, nous pouvons donner les cas de décembre pour la classe 3 (Meuse), ou septembre pour la classe 7 (Ourthe). Ces comportements peuvent ainsi témoigner d'une certaine limite de l'approche, et inciteraient dans ce sens à affiner la classification. Malgré ces constats et une dispersion parfois importante, les scénarios choisis suivent tout de même la tendance générale ce qui leur confère un caractère représentatif.

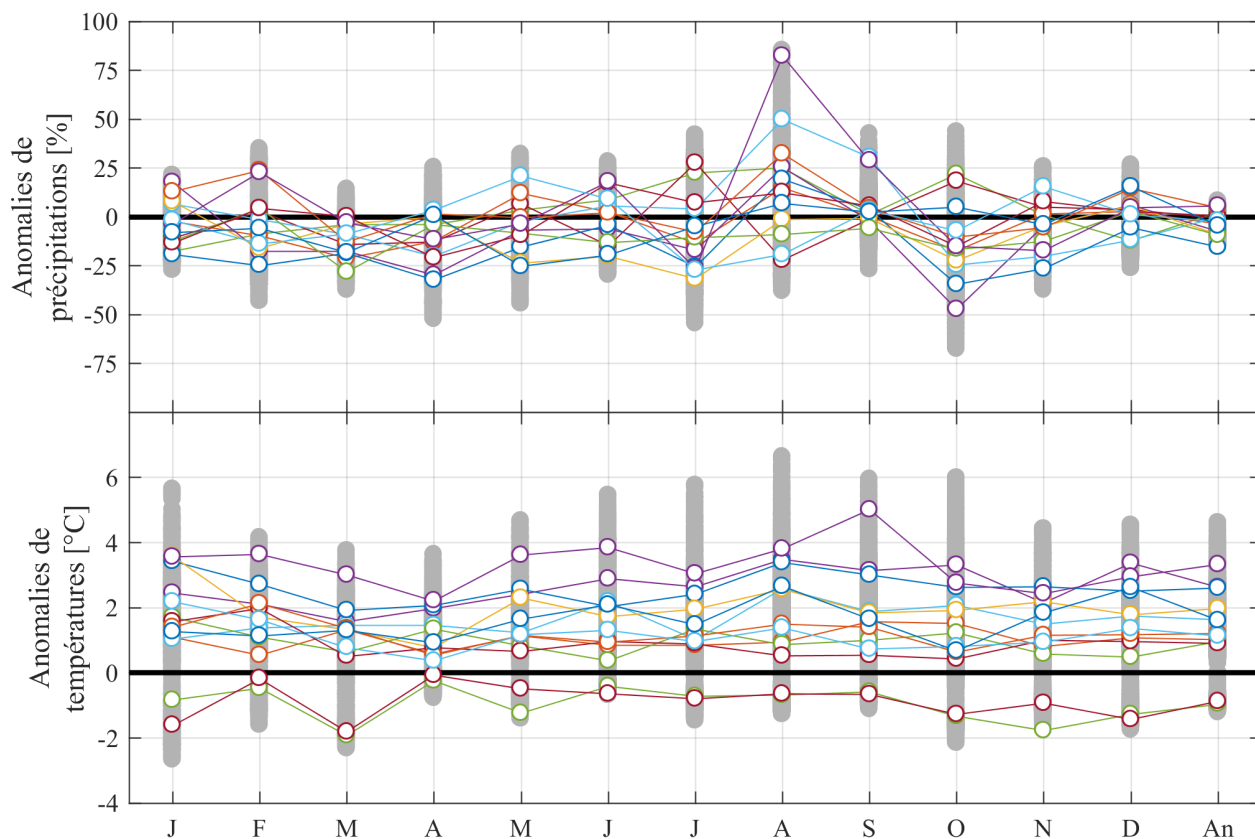


FIGURE 5.25 – Synthèse du jeu complet de scénarios (en gris) et des scénarios représentatifs des anomalies de précipitations et températures (en couleur). 13 classes. Bassin de l'Ourthe à Tabreux.

Les autres classes sont plus homogènes et contiennent moins de scénarios, ce qui témoigne ainsi d'une part de la diversité des projections climatiques, et d'autre part de la pertinence de la classification.

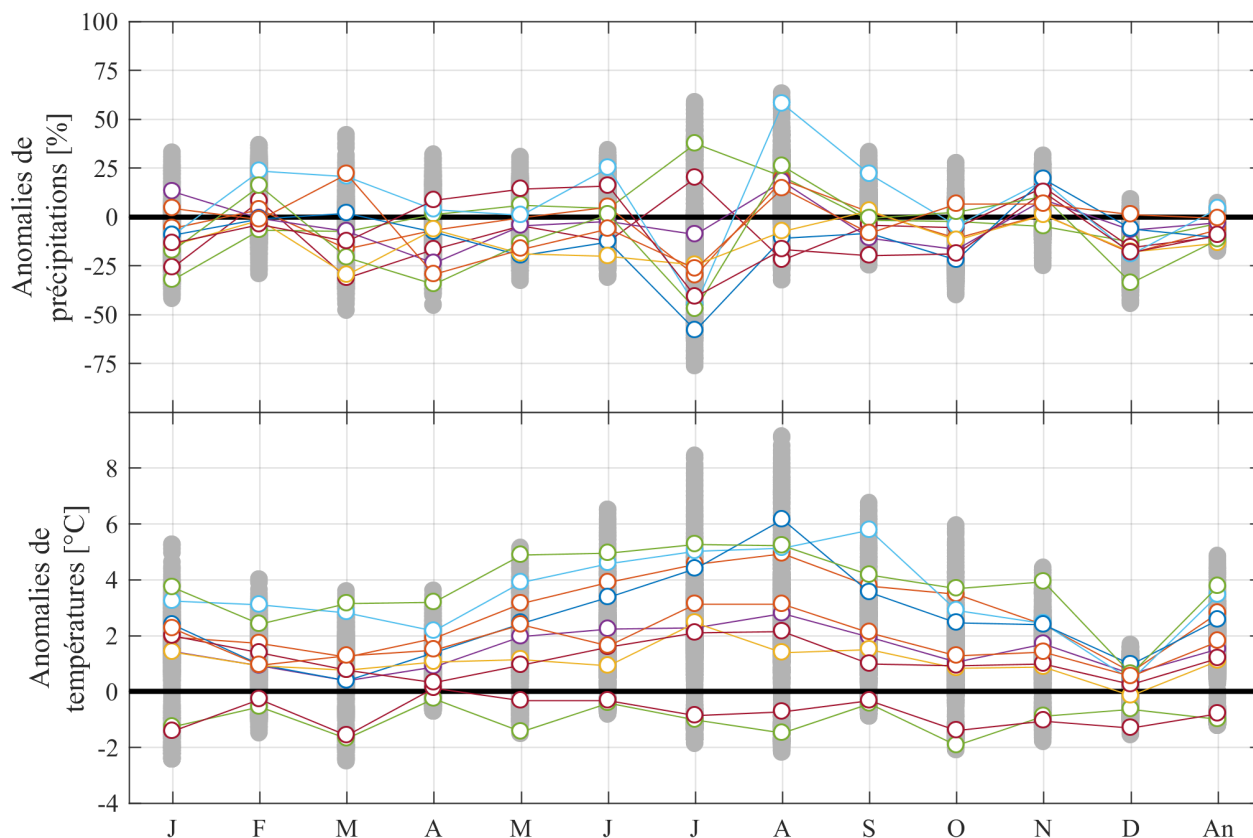


FIGURE 5.26 – Synthèse du jeu complet de scénarios (en gris) et des scénarios représentatifs des anomalies de précipitations et températures (en couleur). 10 classes. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

Les scénarios de température associés à chaque classe sont parfois très dispersés (ex. classe 3, bassin de la Meuse à Saint-Mihiel), notamment pour les classes avec les parts les plus importantes de scénarios. Si le scénario représentatif des températures identifié comme l’homologue de celui des précipitations retrace globalement bien la tendance générale de l’ensemble des scénarios de températures de chaque classe, on observe que la représentativité est ici moins présente.

Un fait intéressant concerne les classes 1 et 2 dans le cas des deux bassins. On remarque que les scénarios de températures de ces classes donnent uniquement des anomalies négatives, correspondant donc principalement aux scénarios issus de la période historique (*cf.* par exemple les Figures 5.17 et 5.18). Ce constat montre que la procédure de classification, sans se baser sur les anomalies de températures, a su isoler dans ces deux classes les scénarios historiques. On peut donc en déduire que la structure des précipitations mensuelles moyennes (sur 30 ans) historiques est bien spécifique et se différencie des projections futures.

Les Figures 5.25 et 5.26 donnent une synthèse des scénarios représentatifs. Les scénarios représentatifs sélectionnés pour les deux bassins permettent de couvrir une part importante de la dispersion

totale des scénarios. Les extrêmes ne sont pas, ou très peu représentés, ce qui est logiquement dû au choix de sélection des scénarios représentatifs par leur proximité avec les médianes de chaque classe. Néanmoins, on peut également voir, notamment pour les précipitations que les anomalies positives et négatives sont toutes deux globalement bien représentées dans les scénarios représentatifs, ce qui participe à une forte diversité des conditions climatiques dans les scénarios sélectionnés.

Il s'agit maintenant d'évaluer l'impact des scénarios représentatifs sur l'hydrologie de bassin. Ce point est traité dans la section qui suit.

## 5.3 Modélisation hydrologique

### 5.3.1 Présentation des données et du modèle utilisé

#### 5.3.1.1 Données utilisées

Le modèle hydrologique que nous envisageons d'utiliser est un modèle empirique pluie-débit (*cf.* section 5.3.1.2). Il nécessite en données d'entrée, pour la procédure de calage, des chroniques de précipitations, d'évapotranspiration potentielle (ETP) et de débit.

Les données de précipitations sont les mêmes que celles utilisées jusqu'à présent (*cf.* section 5.1.1.1). Ne disposant pas de chroniques d'ETP, ces données ont été calculées à partir des chroniques de températures (*cf.* section 5.1.1.1). La formule d'Oudin *et al.* (2005) a été employée. Celle-ci a été évaluée à l'échelle du territoire français métropolitain et satisfait les besoins de la modélisation hydrologique empirique globale : à partir des codes de calculs fournis par les auteurs<sup>14</sup>, elle ne nécessite comme entrée météorologique que la température de l'air.

Pour l'Ourthe à Tabreux, les chroniques de débits proviennent du réseau de mesure géré par le Service Public de Wallonie<sup>15</sup> ; et pour la Meuse à Saint-Mihiel de la banque Hydro<sup>16</sup>. Les données dont nous disposons sont au pas de temps journalier, et couvrent la période, respectivement de 1970-2011 et 1968-2012.

---

14. L'algorithme élaboré par Oudin *et al.* (2005) est disponible sur la page de l'équipe « [Hydrologie des bassins versants](#) » (IRSTEA, Anthony)

15. Service public de Wallonie, Direction générale opérationnelle "Mobilité et Voies hydrauliques", Direction de la Gestion hydrologique intégrée, Service d'Etudes Hydrologiques (SETHY)

16. La banque Hydro est administrée par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (service du Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie) : <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

### 5.3.1.2 Modèle pluie-débit

Le modèle utilisé est le modèle pluie-débit empirique global GR4J (Perrin *et al.*, 2003). Il a démontré ses performances sur un large échantillon de bassins en mode jaugé comme en régionalisation (*e.g.* Nicolle *et al.*, 2014; Drogue et Khediri, 2016; de Boer-Euser *et al.*, 2017).

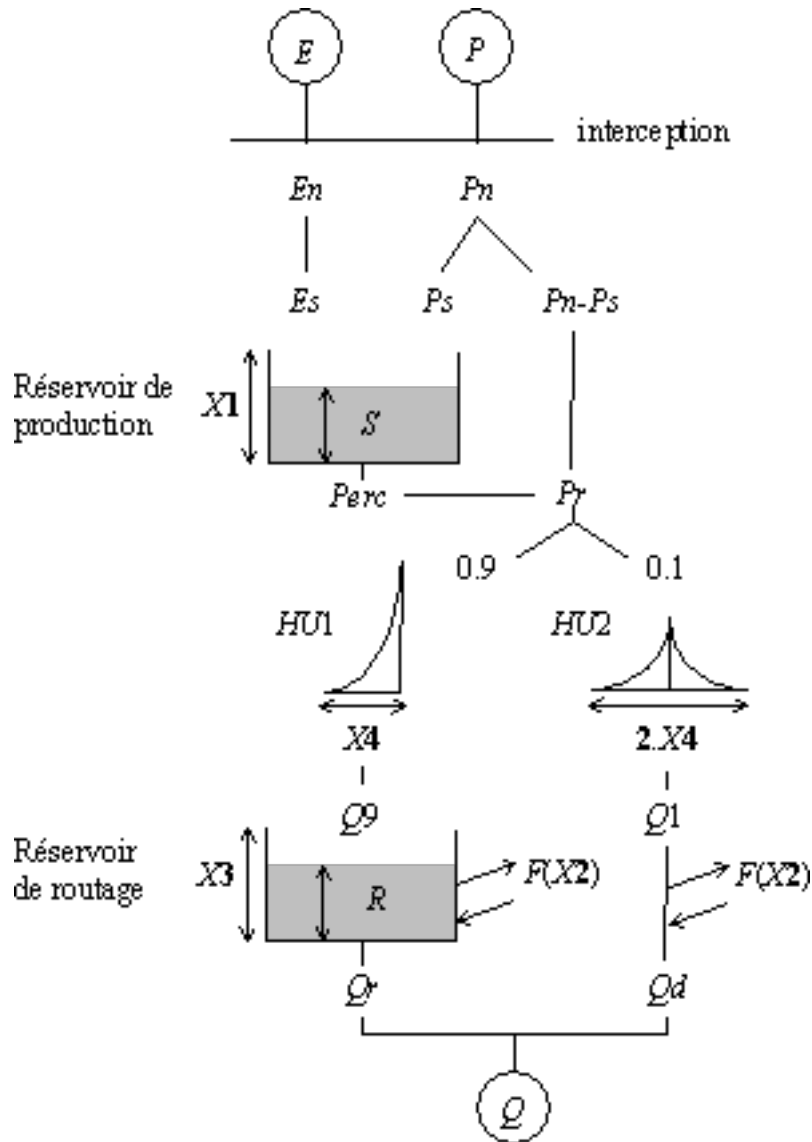


FIGURE 5.27 – Structure du modèle GR4J. Source : [IRSTEA-HYDRO](#), Perrin *et al.* (2003).

Ce modèle, dont la structure est représentée sur la Figure 5.27, fonctionne avec deux réservoirs et est dépendant de 4 paramètres de calage ( $X_1$ ,  $X_2$ ,  $X_3$  et  $X_4$  sur le schéma).

Le modèle intègre une fonction de production, assimilant un processus de percolation de l'eau dans le sol. C'est au niveau du réservoir associé à cette fonction, alimentée par une partie des précipitations, qu'intervient le premier paramètre  $X_1$ , symbolisant la capacité de stockage des couches



supérieures du sol. La partie de l'écoulement issue de la percolation et de la part d'écoulement direct des précipitations est ensuite répartie, à raison de 1/10 et de 9/10, respectivement entre la continuité de l'écoulement direct et l'alimentation d'un réservoir de routage. Dans le premier cas, c'est le paramètre  $X4 \times 2$ , traduisant l'hydrogramme unitaire symétrique à deux branches qui conditionne la quantité d'écoulement non-souterrain (Q1 sur le schéma). Dans le second cas, les 9/10 de l'écoulement superficiel (Q9) alimentent le réservoir de routage suivant X4, l'hydrogramme unitaire simple. Le réservoir de routage, dont la capacité est caractérisée par le paramètre X3, connaît des échanges souterrains caractérisés par le paramètre X2. Ces échanges sont aussi présents pour la part d'écoulement de surface (Q1). À la suite de ces échanges, et de la fonction de routage (vidange souterraine), le débit simulé est formé par la combinaison de Qd et Qr (Figure 5.27).

La structure du modèle confère une certaine mémoire au système : une quantité d'eau alimentant le modèle résidera pendant plusieurs pas de temps à « l'intérieur » de la structure. Ainsi, à chaque pas de temps le modèle intègre les nouvelles entrées et sorties et mets à jour les états du modèle (niveaux de remplissage des réservoirs). De cette manière, il prend en compte les aspects temporels de stockage et vidange du bassin, et par là aussi considère les conditions antérieures dans la réponse hydrologique qu'il simule.

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80 %
X1 (mm)	350	100 à 1200
X2 (mm)	0	-5 à 3
X3 (mm)	90	20 à 300
X4 (jours)	1.7	1.1 à 2.9

TABLE 5.6 – Gammes de valeurs des paramètres du modèle GR4J établies par Perrin *et al.* (2007a) sur un large échantillon de bassins en France. X1 : capacité du réservoir de production ; X2 : coefficient d'échanges souterrains ; X3 : capacité à un jour du réservoir de routage ; X4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1.

Perrin *et al.* (2007a) suggèrent une gamme de valeurs pour chacun des 4 paramètres libres du modèle. Cette gamme a été obtenue en appliquant le modèle à un large échantillon de bassins versants. Ces valeurs sont reprises dans le Tableau 5.6. Elles ont été retenues pour la procédure de calage dans la suite de l'étude.

### 5.3.2 Procédure de calage climatiquement robuste

Nous détaillons dans cette section la procédure et les résultats de l'étape de calage du modèle hydrologique, avec comme objectif de sélectionner des jeux de paramètres du modèle qui soient performants pour des conditions climatiques différentes de celles de la période d'apprentissage. En effet,

souhaitant modéliser l'hydrologie des deux bassins d'étude pour des climats « non jaugés », il n'existe dans ce cas aucune garantie que la transformation pluie-débit décrite par le modèle hydrologique calé sous un climat de référence s'organise exactement de la même manière dans des conditions climatiques inédites ou contrastées.

Les résultats d'études récentes indiquent entre autres que les modèles hydrologiques ne sont pas forcément robustes pour les études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie de bassin (Brigode *et al.*, 2013), ou encore qu'un changement des précipitations entre périodes de calage et de validation d'un modèle augmente le biais entre observations et simulations (Coron, 2013). Seiller *et al.* (2012) ont étudié la sensibilité d'une large batterie de modèles, calés sur différentes périodes climatiquement contrastées, et ont montré que l'utilisation d'un seul modèle peut conduire à des résultats parfois douteux. Cela montre que les processus qui organisent la réponse hydrologique au forçage climatique ne sont pas encore tous bien compris, ni intégrés dans les structures des modèles. Pour solutionner ce problème, ils préconisent, tout comme Westra *et al.* (2014), d'utiliser un ensemble de modèles pour quantifier les changements hydrologiques induits par un changement climatique sans risquer d'amplifier l'incertitude prédictive.

La robustesse des modèles hydrologiques est donc un enjeu de taille et concerne directement notre étude. De fait, à défaut de pouvoir travailler en mode multi-modèle, faute de temps, nous avons choisi de suivre la méthode développée par Brigode *et al.* (2013) pour procéder à un calage climatiquement robuste de GR4J. Cette approche est basée sur la sélection de périodes contrastées sur le plan climatique pour le calage du modèle. Celles-ci sont identifiées à partir de l'indice d'aridité.

### 5.3.2.1 Sélection des périodes climatiques

L'indice d'aridité (IA) est défini dans l'étude de Brigode *et al.* (2013) comme le rapport de la moyenne annuelle de l'évapotranspiration<sup>17</sup> sur celle des précipitations. L'année ici considérée est l'année hydrologique, qui court de septembre à août.

Dans la chronique des IA annuels, trois sous-périodes de 5 ans sont sélectionnées, suivant trois classes climatiques : humide, intermédiaire, sèche. La période de classe climatique humide correspond à 5 années consécutives présentant un IA moyenné sur 5 ans ( $IA_{5 \text{ ans}}$ ) faible, la sous-période intermédiaire un  $IA_{5 \text{ ans}}$  moyen, et la sous-période sèche un  $IA_{5 \text{ ans}}$  élevé.

Les chroniques des indices d'aridité sont représentées sur les Figures 5.28 et 5.29. Elles sont relativement similaires pour les deux bassins, et permettent de distinguer les années humides des années sèches. Cela est particulièrement vrai pour l'année hydrologique septembre 1975-août 1976,

---

17. Notons que Brigode *et al.* (2013) utilisent l'évapotranspiration potentielle de Penman.

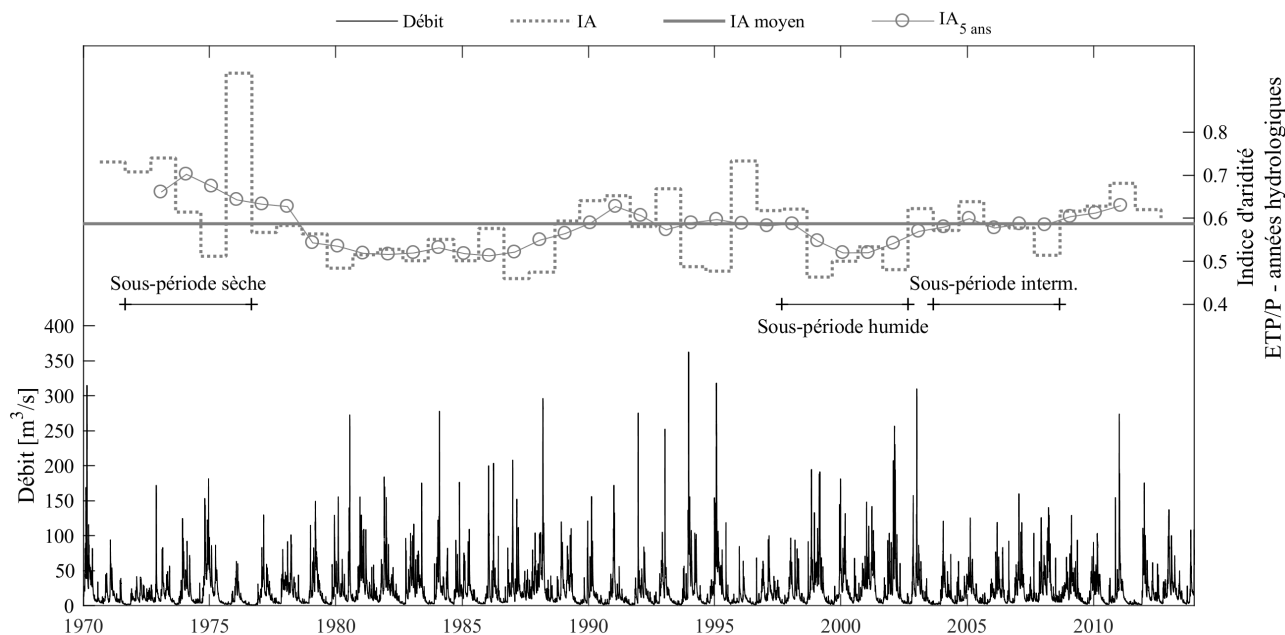


FIGURE 5.28 – Évolution des indices d’aridité (IA) annuels, des IA moyennés sur des périodes glissantes de 5 années ( $IA_{5\text{ ans}}$ ), et du débit de l’Ourthe à Tabreux. Période 1970-2013.

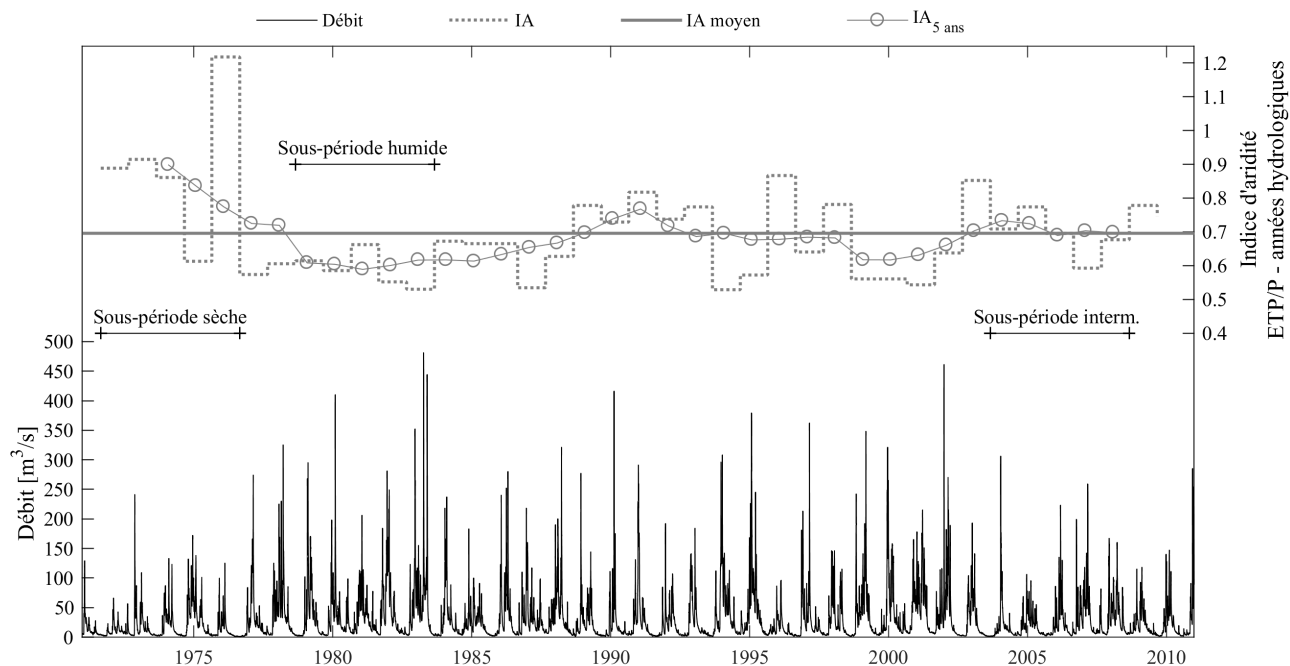


FIGURE 5.29 – Évolution des indices d’aridité (IA) annuels, des IA moyennés sur des périodes glissantes de 5 années ( $IA_{5\text{ ans}}$ ), et du débit de la Meuse à Saint-Mihiel. Période 1971-2010.

bien connue parmi les années remarquablement sèches de la fin du XX<sup>e</sup> siècle. Les périodes présentant davantage de forts débits correspondent le plus souvent avec les périodes pendant lesquelles l’indice

d'aridité est sous la moyenne interannuelle (par exemple les années 1993-1995). À l'inverse, les périodes de pics moins nombreux et moins forts sont concordantes avec les indices d'aridité supérieurs à la moyenne (par exemple septembre 1995-août 1996).

La séries des moyennes glissantes sur 5 années permet de lisser les indices d'aridité, et d'identifier les périodes particulièrement sèches et humides. De cette manière, nous avons sélectionné les sous-périodes climatiques humides, intermédiaires et sèches suivant les  $IA_{5\text{ ans}}$ , pour lesquelles sont renseignées dans le Tableau 6.4 l' $IA_{5\text{ ans}}$  et la période retenue. Les valeurs du tableau montrent que les  $IA_{5\text{ ans}}$  de la Meuse à Saint-Mihiel sont systématiquement supérieurs à ceux de l'Ourthe à Tabreux. Cela est cohérent avec les valeurs d'ETP et de précipitations présentées dans le Tableau 2.1.

Classe climatique	Bassins	
	Ourthe à Tabreux	Meuse à Saint-Mihiel
Humide	0.52 (09/1997-08/2002)	0.59 (09/1978-08/1983)
Intermédiaire	0.58 (09/2003-08/2008)	0.69 (09/2003-08/2008)
Sèche	0.70 (09/1971-08/1976)	0.90 (09/1971-08/1976)

TABLE 5.7 – Valeurs de l'indice d'aridité moyen sur 5 ans ( $IA_{5\text{ ans}}$ ) et périodes correspondantes en fonction des classes climatiques retenues.

### 5.3.2.2 Calage du modèle GR4J

Sur les 5 années, la première est utilisée comme période de chauffe du modèle. Les 4 suivantes servent au calcul de la performance du modèle.

Celle-ci est évaluée par le critère du KGE (*Kling Gupta efficiency*), défini par Gupta *et al.* (2009) :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (5.1)$$

où  $r$  est le coefficient de corrélation linéaire (Pearson),  $\alpha$  est le rapport des écart-type entre simulé et observé et  $\beta$  est le biais (rapport de la moyenne des débits simulés sur la moyenne des débits observés). Lorsque le KGE est nul, cela signifie que le modèle est très mauvais. Plus il tend vers  $KGE = 1$ , plus le modèle est performant, pour devenir parfait si  $KGE = 1$ . C'est par ce critère de performance que nous avons également optimisé le modèle, le modèle cherchant alors à maximiser une fonction objectif.

Dans une optique d'étude à la fois des hautes et des basses eaux, nous avons pour réalisé deux calages pour chaque période de 5 ans : l'un vise à mieux reproduire les crues, et l'autre les étiages. Dans

le premier cas, c'est le KGE dans sa forme arithmétique (eq. 5.1) qui a été utilisée. Dans le second cas, nous avons utilisé la forme logarithmique du KGE,  $\log(\text{KGE})$ . Cette anamorphose logarithmique du débit donne un poids plus important, dans la comparaison entre observations et simulations, aux bas débits, caractéristiques des basses eaux. C'est l'inverse avec le KGE arithmétique.

L'algorithme qui a permis de caler le modèle est celui de Broyden–Fletcher–Goldfarb–Shanno, qui partant d'un point aléatoire dans l'espace des paramètres, évolue pas-à-pas vers un optimum (Byrd *et al.*, 1995). La limite de cette approche est la possibilité d'évoluer vers un optimum local au sein de l'espace des paramètres, la valeur optimisée ne représentant ainsi pas la solution optimale de cet espace. Afin d'éviter cet écueil, nous avons utilisée une procédure de type « multi-départ » : l'algorithme est répété autant de fois que défini, à partir de points générés aléatoirement dans l'espace des paramètres. Cela permet de multiplier les chances de rencontrer l'optimum global. Le jeu de paramètre optimal global est finalement, parmi l'ensemble des optima issus de tous les départs, celui pour lequel la fonction objectif est la plus élevée. Dans notre cas, nous avons défini 100 départs différents pour chaque paramètre.

### 5.3.2.3 Attribution des classes climatiques aux scénarios

La procédure de calage climatiquement robuste décrite plus haut vise à pouvoir faire correspondre un jeu de paramètre climatiquement cohérent à chacun des scénarios. C'est pourquoi il est nécessaire d'attribuer à chacun d'entre eux une classe climatique.

Les classes climatiques sont représentées sur les Figures 5.30 et 5.31, respectivement pour le bassin de l'Ourthe et celui de la Meuse à Saint-Mihiel. On a symbolisé les limites des classes climatiques sèche, intermédiaire et future. Cela a été effectué en calculant l'écart-type de la série des IA du XXe siècle, qui a été positivement (négativement) ajouté à l'IA de référence (période 1976-2005) pour délimiter les classes. La période couvrant le XXe siècle a été retenue, considérant qu'en climat non contrasté, on peut s'attendre à une variabilité de l'ordre de celle observée pour cette période. Les valeurs comprises entre les bornes  $\text{IA} \pm 1$  écart-type) regroupent les valeurs d'IA de classe intermédiaire. Au-delà de la limite haute se situe la gamme des IA de classe climatique sèche, et en-deçà celle concernant la classe climatique humide.

Le cas de l'Ourthe (Figure 5.30) révèle une évolution relativement stationnaire au cours de la période historique, et le début d'une augmentation plus marquée à partir de 1950. Dans le cas du bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (Figure 5.31), il semble y avoir une rupture : jusqu'à 1800, l'IA est humide à moyen (classe climatique intermédiaire sur le graphique), et on note une tendance à un IA sec entre 1750 et 1800 (qui correspond particulièrement bien avec le « creux » de précipitations MAM, JJA et SON observé sur la Figure 5.15) ; à partir de 1800 et pendant 125 ans, l'IA se cantonne

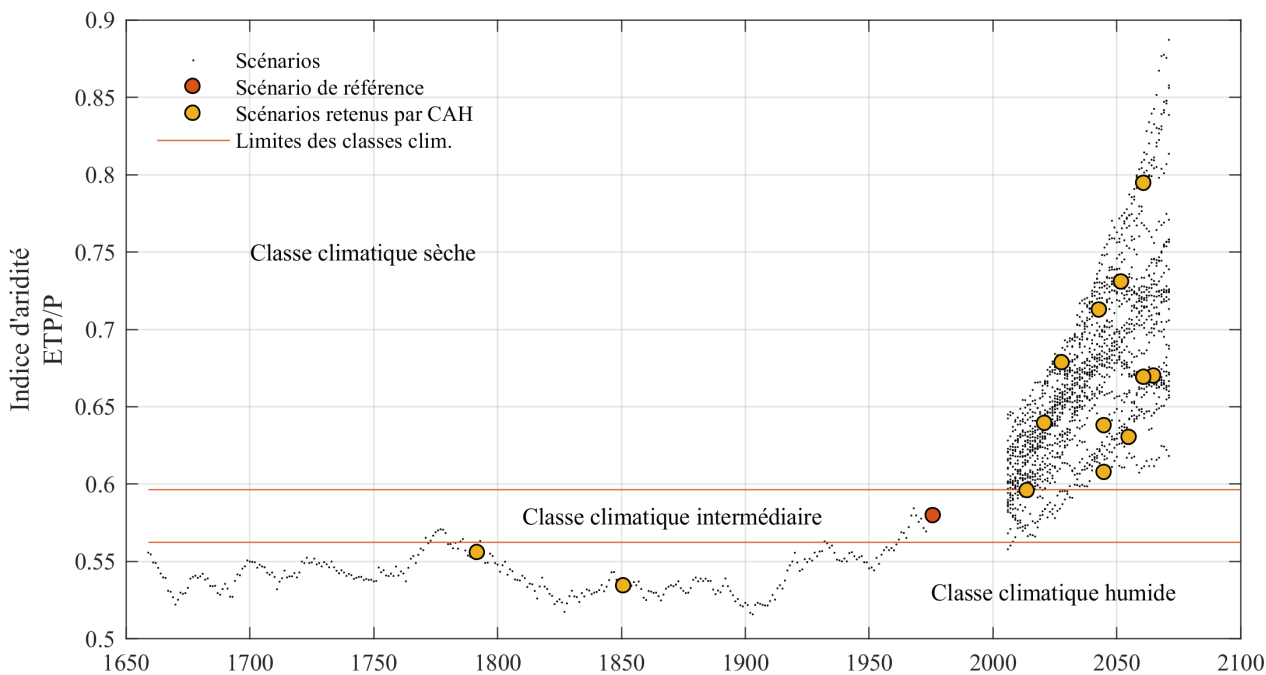


FIGURE 5.30 – Chronique de l'indice d'aridité pour les scénarios historiques et futurs. Bassin de l'Ourthe à Tabreux

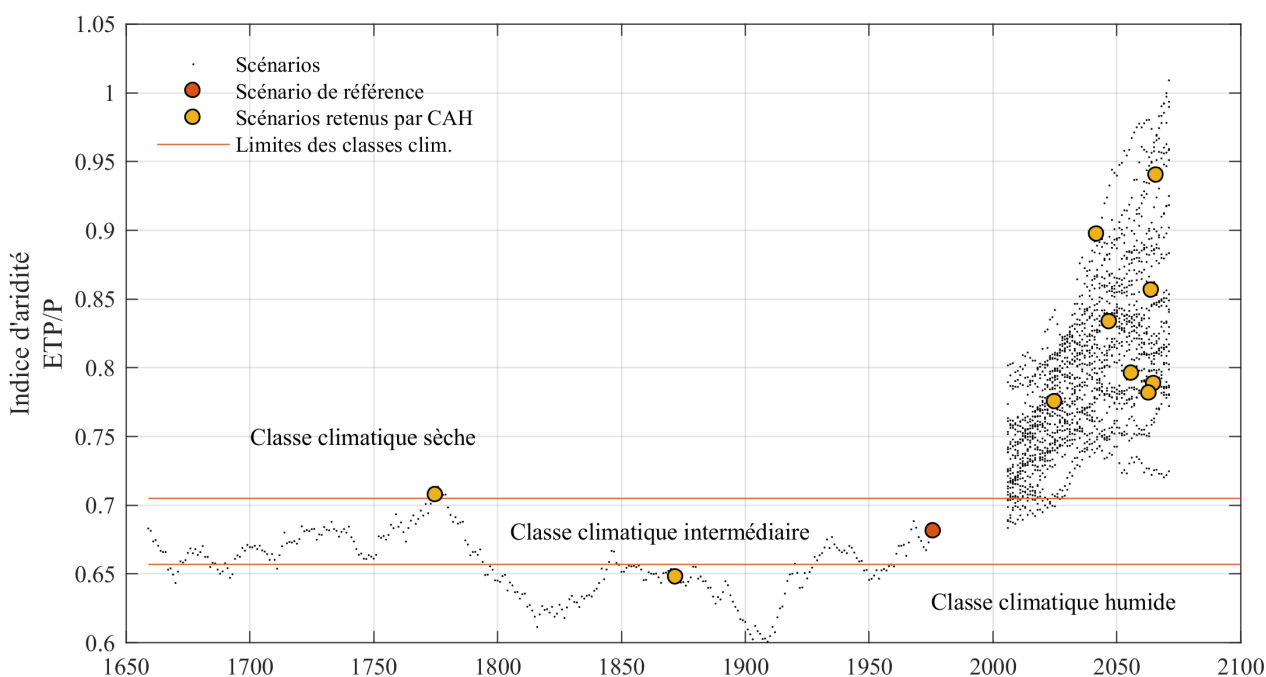


FIGURE 5.31 – Chronique de l'indice d'aridité pour les scénarios historiques et futurs. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

quasi uniquement à la classe climatique humide. Une remontée de la courbe de l'IA est visible à partir de 1950, mais au regard de la variabilité passée, elle n'est pas franchement en rupture.

Les projections de l'IA sont sans équivoque : les IAs se rattachant à la classe climatique sèche sortent du rail de la variabilité historique et s'en éloignent fortement.

Les valeurs d'IA pour lesquelles ont été sélectionnées les périodes de calage du modèle (Tableau 6.4) sont situées, lorsqu'on observe les Figures 5.30 et 5.31, au sein de chacune des classes climatiques. On peut toutefois s'interroger sur la pertinence du choix des périodes de calage et du bornage des classes climatiques : par exemple, 0.59 est la valeur de l'IA pour lequel la sous-période humide a été sélectionnée dans le cas du bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (*cf.* Tableau 6.4), or cette valeur ne représente aucun scénario climatique de la classe humide ; ou au contraire, les calages réalisés sur la sous-période sèche concerne un très grand nombre de scénarios. Dans cette optique, on aurait pu imaginer par exemple de définir un plus grand nombre de classes climatiques, et sélectionner des sous-périodes dans la chronique de référence avec des  $IA_{5\text{ ans}}$  qui rejoignent les IA de la gamme des scénarios. Néanmoins, la procédure présentée nous semble déjà constituer, un test relativement robuste.

### 5.3.3 Modélisation et résultats

#### 5.3.3.1 Résultats du calage

Les résultats des différents calages sont présentés dans le Tableau 5.8. Nous avons pour chaque calage calculé les valeurs du KGE et du  $\log(KGE)$ , mais également sa forme racine carrée, qui ne privilégie ni les forts ni les bas débits. Nous avons également adjoint à ces critères ceux du NSE (*Nash-Sutcliffe efficiency*), indicateur largement utilisé en modélisation hydrologique mais qui a tendance à sous-estimer la variabilité du débit.

Le critère du KGE qui a servi de fonction objectif (en gras dans le Tableau 5.8) indiquent pour l'Ourthe à Tabreux une très bonne efficacité en calage, indifféremment de la classe climatique, avec des critères situés entre 0.94 et 0.97. Ces chiffres témoignent d'une excellente capacité du modèle à reproduire le débit journalier pour des périodes appartenant à la même classe climatique.

Bien que moins élevées que celles du KGE, les valeurs obtenues pour le NSE (dans ses formes arithmétique, racine carrée et logarithmique) sont tout de même élevées, et confirment ainsi la très bonne performance du modèle et de la procédure de calage utilisée.

Les scores sont sensiblement similaires lorsqu'on s'intéresse au calage du modèle sur le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel, avec des valeurs de KGE et  $\log(KGE)$  comprises entre 0.94 et 0.98. Les valeurs de KGE et  $\log(KGE)$  sont aussi élevées (0.86 et 0.97). Concernant le critère du NSE, on peut faire les mêmes observations que dans le cas du bassin de l'Ourthe, avec des valeurs comprises entre

Station	Classe clim.	Fonction obj.	KGE	$\sqrt{KGE}$	log(KGE)	NSE	$\sqrt{NSE}$	log(NSE)
Tabreux	Sèche	KGE	<b>0,94</b>	0,95	0,95	0,87	0,90	0,91
		log(KGE)	0,91	0,95	<b>0,96</b>	0,88	0,92	0,92
	Humide	KGE	<b>0,95</b>	0,97	0,95	0,91	0,93	0,94
		log(KGE)	0,92	0,95	<b>0,97</b>	0,91	0,94	0,95
	Interm.	KGE	<b>0,94</b>	0,94	0,88	0,89	0,91	0,89
		log(KGE)	0,93	0,94	<b>0,95</b>	0,89	0,91	0,90
Saint-Mihiel	Sèche	KGE	<b>0,94</b>	0,96	0,96	0,88	0,93	0,93
		log(KGE)	0,91	0,95	<b>0,97</b>	0,88	0,93	0,93
	Humide	KGE	<b>0,94</b>	0,97	0,97	0,88	0,93	0,95
		log(KGE)	0,92	0,96	<b>0,98</b>	0,88	0,94	0,96
	Interm.	KGE	<b>0,94</b>	0,95	0,93	0,88	0,92	0,92
		log(KGE)	0,86	0,91	<b>0,97</b>	0,89	0,93	0,94

TABLE 5.8 – Critères de performances pour le calage du modèle hydrologique suivant les classes climatiques sèche, humide et intermédiaire (cf. Tableau 6.4. Les valeurs signalées en gras indiquent la fonction objectif utilisée.

0.88 et 0.96.

Ces résultats démontrent l'excellente capacité du modèle à reproduire les différentes classes de débits sur les deux bassins, en période de référence. En conséquence, les jeux de paramètres relatifs à chaque classe climatique ont servi dans la suite à simuler l'ensemble des scénarios, en tenant compte de leur appartenance à telle ou telle classe climatique.

### 5.3.3.2 Chroniques de débits potentiels

La procédure de modélisation hydrologique explicitée plus haut a été alimentée par les 2034 scénarios climatiques produits précédemment. Les Figures 5.32 et 5.33 illustrent les résultats sur une courte période, respectivement en crue (a) et en étiage (b).

Les deux figures montrent des hydrogrammes largement modifiés pour les scénarios climatiques, comparés à la situation de référence. Dans le cas des hautes eaux, une majorité de scénarios semble indiquer en majorité des débits supérieurs à ceux de la période de référence, sur l'intervalle de temps représenté, pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux (Figure 5.32a). La pointe de crue montre une large dispersion des valeurs, comprises entre environ 225 et 525 m<sup>3</sup>/s. La majorité des scénarios repré-



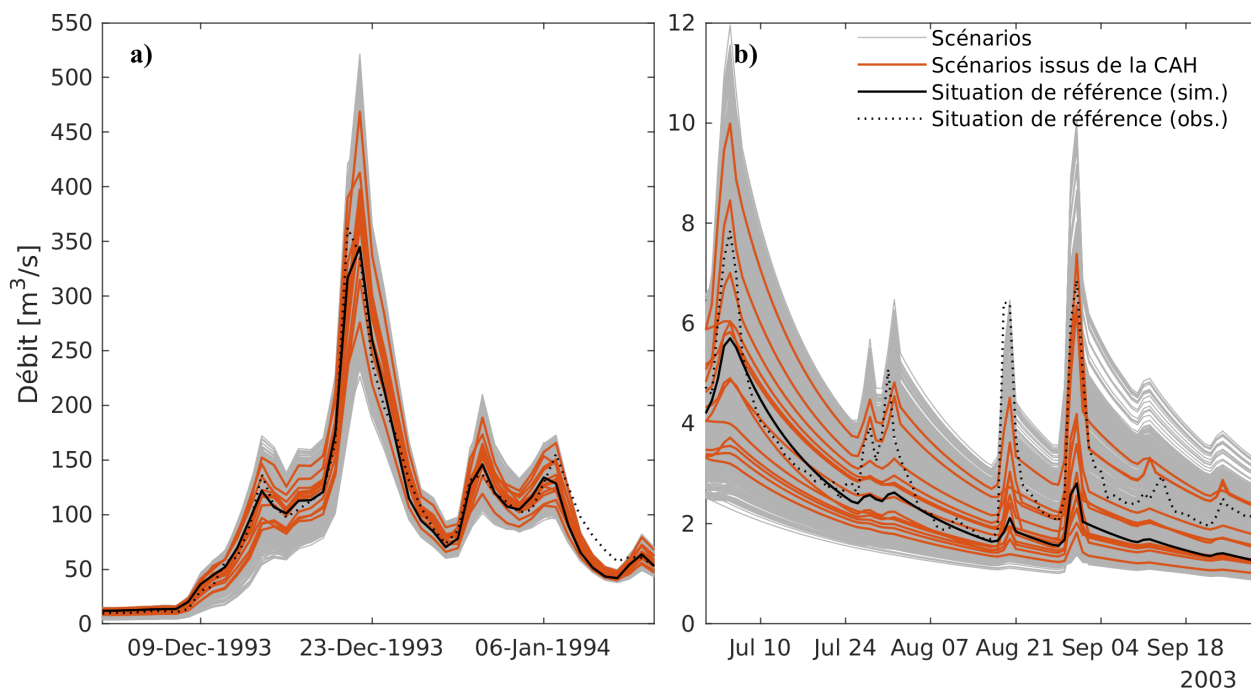


FIGURE 5.32 – Extraits de chroniques de débits de crue (décembre 1993) et en étiage (été 2003) simulés avec les scénarios de changement climatique et la chronique de référence. (a) scénarios hydrologiques simulés à partir d’une optimisation KGE ; (b) scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus d’une optimisation log(KGE). Les lignes grises symbolisent l’ensemble des scénarios, les courbes oranges montrent ceux issus de la sélection par CAH (*i.e.* représentatifs, et la courbe noire montre la situation de référence (*i.e.* climat actuel). Bassin de l’Ourthe à Tabreux.

sentatifs montrent un pic de crue supérieur à celui de la période de référence. On peut noter que l’hydrogramme observé est bien reproduit par le modèle GR4J.

Dans le cas de la Meuse à Saint-Mihiel (Figure 5.33a), la simulation semble un peu moins performante : l’amplitude des pics, est sous-estimée, en particulier pour le débit de pointe (environ 50 m<sup>3</sup>/s, soit environ 12%). Néanmoins, la forme de la crue apparaît assez bien reproduite, ce qui montre que le modèle hydrologique est tout de même capable de bien simuler la dynamique de l’écoulement à l’exutoire du bassin. En forçant le modèle pluie-débit avec l’ensemble des scénarios, la dispersion des hydrogrammes devient très importante, et le débit de pointe oscille entre 150 et 500 m<sup>3</sup>/s. Pour l’épisode de crue historique choisi (janvier 1995), une large majorité des scénarios représentatifs suggèrent une crue de magnitude plus faible. Ce comportement se retrouve pour une majorité des crues bien que pour d’autres, d’amplitude forte ou modérée, une majorité d’hydrogrammes dépassent l’hydrogramme de référence.

La Figure 5.32b montre les observations et simulations de débit pour l’été caniculaire 2003, sur l’Ourthe à Tabreux. La simulation de référence montre une certaine capacité à reproduire la dynamique de l’écoulement, mais l’amplitude des variations d’écoulement est mal reproduite par le mo-

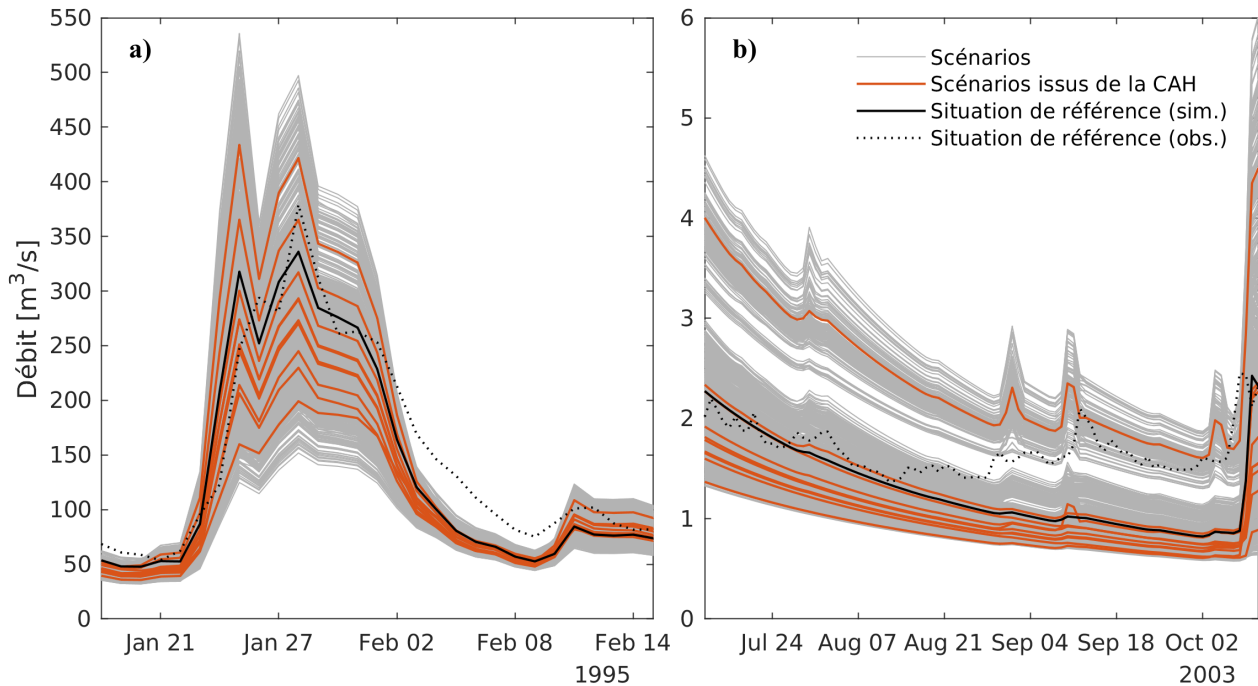


FIGURE 5.33 – Idem que pour la Figure 5.32. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

dèle. La dispersion de l'ensemble des scénarios est très large. La plage des scénarios semble répartie autour de la courbe de référence avec une augmentation fréquente des débits de basses eaux. Néanmoins, si l'on considère les scénarios représentatifs, on voit qu'une majorité d'entre eux génère des tarissements plus marqués que ceux de la période de référence.

Sur la Meuse à Saint-Mihiel (Figure 5.33b) la dynamique est partiellement reproduite. En particulier, le modèle n'est pas capable de simuler la légère remontée des débits vers la mi-août. De la même manière, les petits pics d'août et septembre sont mal reproduits par le modèle. Les autres périodes sont mieux simulées (mi-juillet et mi-octobre). La comparaison entre les débits simulés sur la période de référence et les débits potentiels (*i.e.* simulés avec les scénarios climatiques) indique une baisse des débits, notamment pour les scénarios représentatifs.

La représentation des débits en courbes de fréquences cumulées (Figures 5.34 et 5.35) permet d'apporter une vision plus complète de l'évolution des débits potentiels. Les résultats sont relativement similaires pour l'Ourthe à Tabreux et la Meuse à Saint-Mihiel. En moyennes eaux (quantiles 0.2 à 0.8, Figures 5.34b et 5.35b), les débits potentiels sont en majorité inférieurs aux débits de la période de référence. Pour les basses eaux (quantiles 0 à 0.05, Figures 5.34c et 5.35c) la tendance est identique. Dans le cas des très hautes eaux (quantiles 0.99 à 1, Figures 5.34d et 5.35d), les débits potentiels se retrouvent en majorité sous la courbe de référence. Cette tendance s'inverse entre 0.998 et 0.999 pour l'Ourthe et après 0.999 pour la Meuse à Saint-Mihiel. On peut noter que la tendance à la baisse en projection par rapport à la référence, est largement plus forte dans le cas de la Meuse à

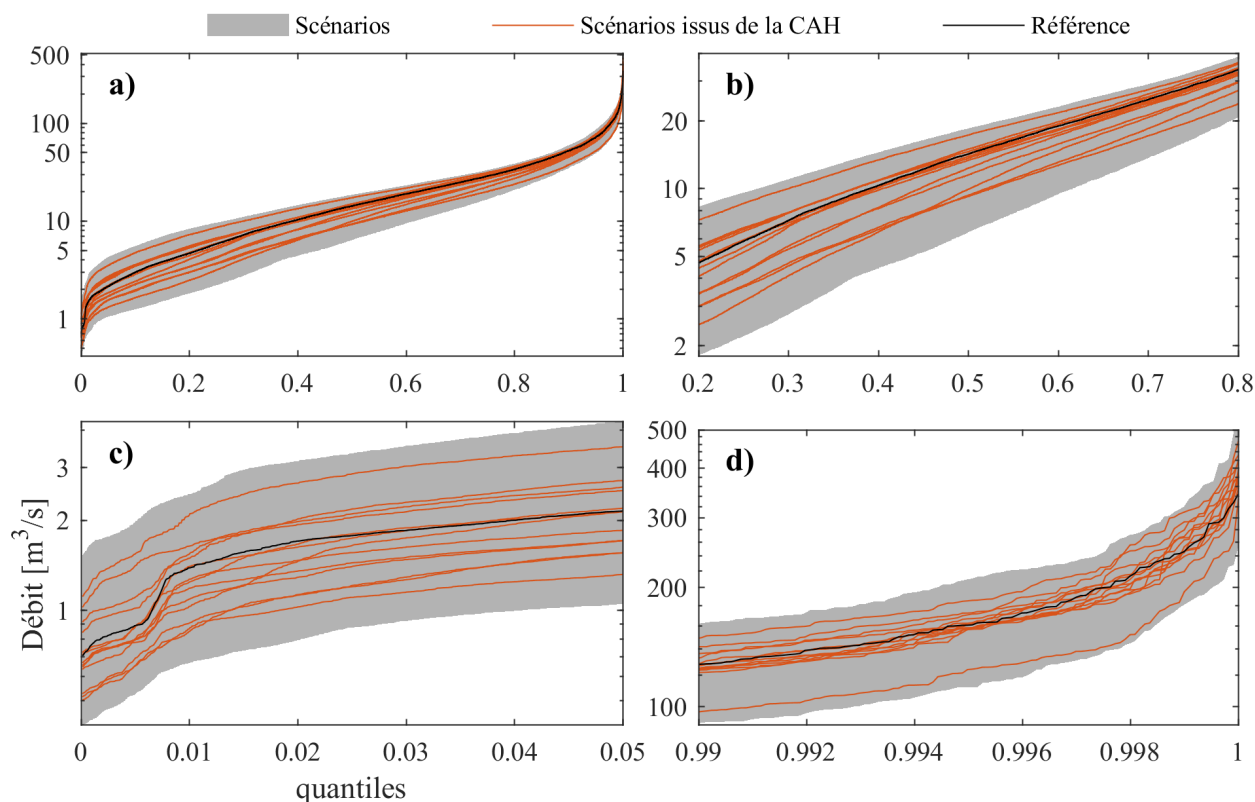


FIGURE 5.34 – Courbes de fréquences cumulées des débits simulés pour les scénarios et la série de référence. (a) Ensemble de la gamme des quantiles ; (b) idem avec un focus sur les débits intermédiaires (quantiles : 0.2-0.8) ; (c) idem avec un focus sur les bas débits (quantiles : 0-0.05) ; (d) idem avec un focus sur les plus hauts débits (quantiles : 0.99-1). Les figures (a) et (b) montrent les scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus des optimisations KGE et log(KGE) ; la figure (c) concerne les scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus des optimisations log(KGE) ; la figure (d) concerne les scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus des optimisations KGE. Bassin de l’Ourthe à Tabreux.

Saint-Mihiel. Cela suggère que les débits caractéristiques (*i.e.* débits fréquentiels) à la fois de hautes eaux et de basses eaux pourraient être accentués par la prise en compte de la variabilité climatique potentielle. C’est à cette question que tente de répondre la section suivante.

### 5.3.3.3 Effet de la variabilité climatique potentielle sur les débits caractéristiques de hautes eaux et de basses eaux

Sur la base des chroniques de débits potentiels, une analyse fréquentielle a été réalisée, visant à calculer à la fois des débits caractéristiques de hautes et de basses eaux. Deux approches existent dans ce domaine constituer l’échantillon de débits servant à l’ajustement du modèle statistique. Ces séries peuvent être constituées par les débits maximums/minimums annuels (MA), ou par des débits

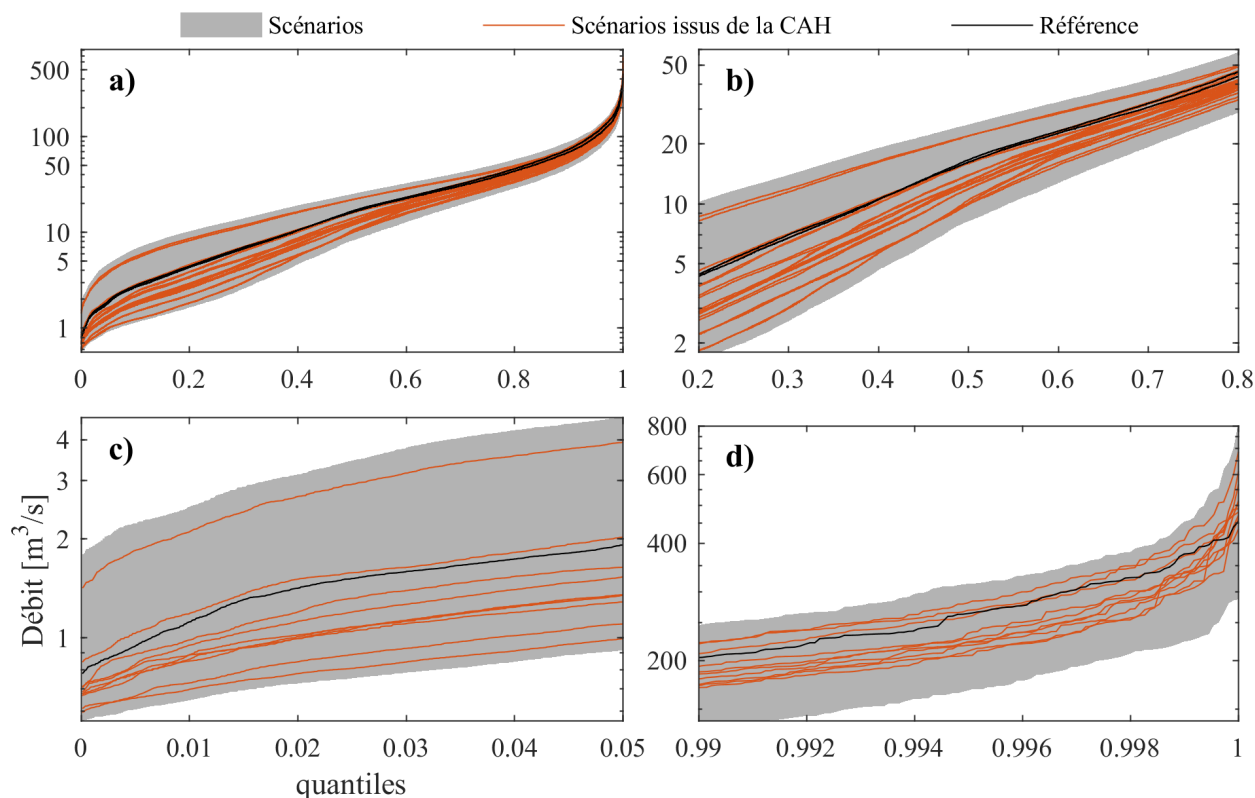


FIGURE 5.35 – Idem que pour la Figure 5.34. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

sélectionnés par seuillage des chroniques : l'approche sup-seuil (PoT : *Peak over Threshold*), suit une procédure de sélection des débits de pointes supérieurs à un seuil défini. Cette technique, recommandée par exemple par Lang *et al.* (1999) présente l'avantage, comparée à la technique des MA, de pouvoir sélectionner dans une même année deux événements qui répondent aux caractéristiques attendues d'une crue majeure lorsqu'on s'intéresse aux hautes eaux. De la même manière, certaines années peuvent ne pas fournir de valeurs de débit à l'échantillon final (par exemple une année sèche dans le cas de l'étude des hautes eaux). Les deux techniques peuvent être transposées pour l'étude d'indices d'étiages.

Néanmoins, la technique PoT nécessite la mise en place d'un arsenal de traitements intermédiaires (définition d'un critère de redescente entre deux crues, d'un seuil temporel minimal entre deux crues, et du seuil, *cf.* Lang *et al.* 1999) avant l'obtention de l'échantillon de débits *ad hoc*. C'est pourquoi nous cantonnons l'étude uniquement aux séries de MA, plus simple à mettre en œuvre avec une multitude de scénarios, tout en conservant à l'esprit les limites que ce choix peut induire.

Les échantillons de débits ont donc été établis, pour chaque scénario, de la manière suivante :

- pour les hautes eaux : sélection des débits journaliers maximums annuels (Qjxa) ;
- pour les basses eaux : sélection des débits moyens sur 7 jours minimums annuels (VCN7).

Une loi de distribution Gamma (Singh, 1998) a ensuite été ajustée à chaque échantillon, par estimation du maximum de vraisemblance (*maximum likelihood estimation*), suivant Ernst *et al.* (2010). Puis les débits de fréquence de retour de 10, 25 et 100 ans ont été calculés pour les hautes eaux, et de 2, 5 et 10 ans pour les basses eaux.

Dans un premier temps, nous avons comparé les débits caractéristiques observés et simulés. Les séries de Qjxa et de VCN sont présentées sur la Figure 5.36 pour l'Ourthe à Tabreux et la Figure 5.37 pour la Meuse à Saint-Mihiel ; les débits fréquentiels calculés sont indiqués dans le Tableau 5.9.

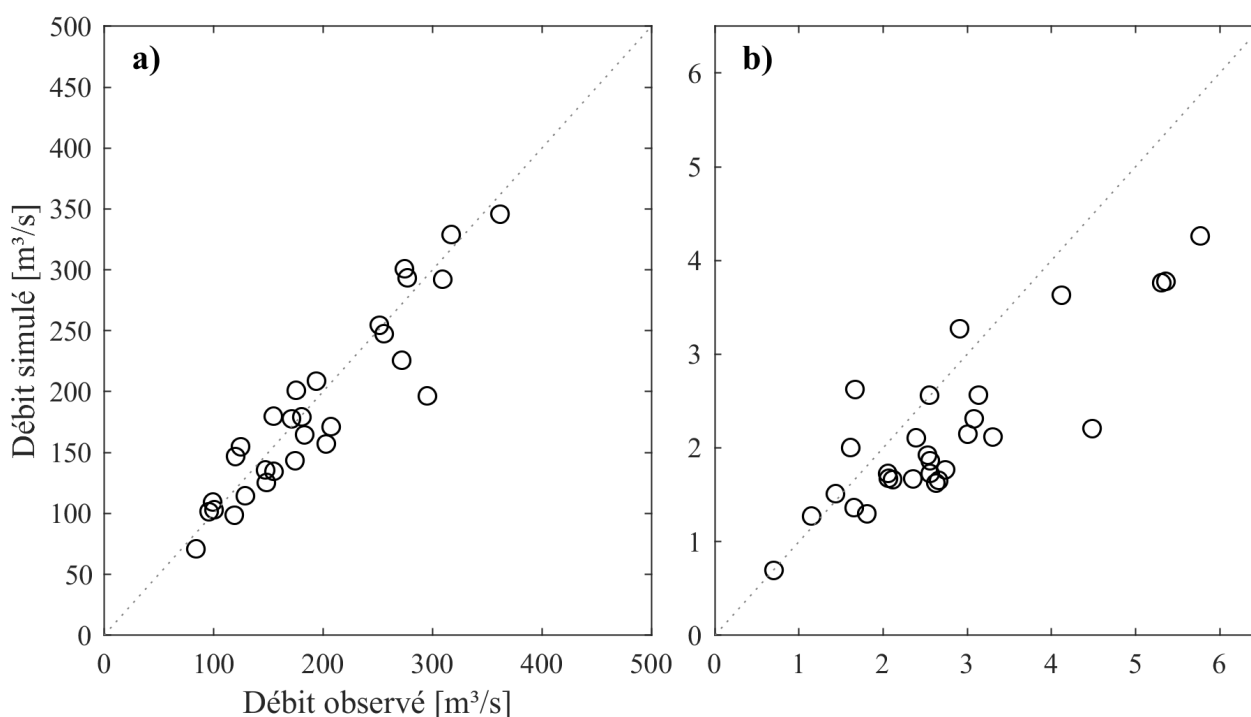


FIGURE 5.36 – Comparaison des séries observées et simulées utilisées pour l'analyse fréquentielle. (a) Débit journalier maximum annuel (Qjxa) ; (b) débit moyen sur 7 jours minimum annuel (VCN7). Bassin de l'Ourthe à Tabreux.

		Qjxa <sub>10</sub>	Qjxa <sub>25</sub>	Qjxa <sub>100</sub>	VCN <sub>7</sub> <sub>2</sub>	VCN <sub>7</sub> <sub>5</sub>	VCN <sub>7</sub> <sub>10</sub>
Meuse	obs. (m <sup>3</sup> /s)	416	482	571	2,8	1,8	1,4
	à sim. (m <sup>3</sup> /s)	431	498	588	2,3	1,5	1,2
Saint-Mihiel	diff. (%)	3,5	3,3	3,0	-19,0	-18,8	-18,7
Ourthe	obs. (m <sup>3</sup> /s)	293	341	407	2,7	1,7	1,3
	à sim. (m <sup>3</sup> /s)	280	327	390	2,2	1,4	1,1
Tabreux	diff. (%)	-4,4	-4,2	-4,1	-21,1	-16,6	-13,5

TABLE 5.9 – Comparaison des débits fréquentiels estimés à partir des observations et des simulations de débits.

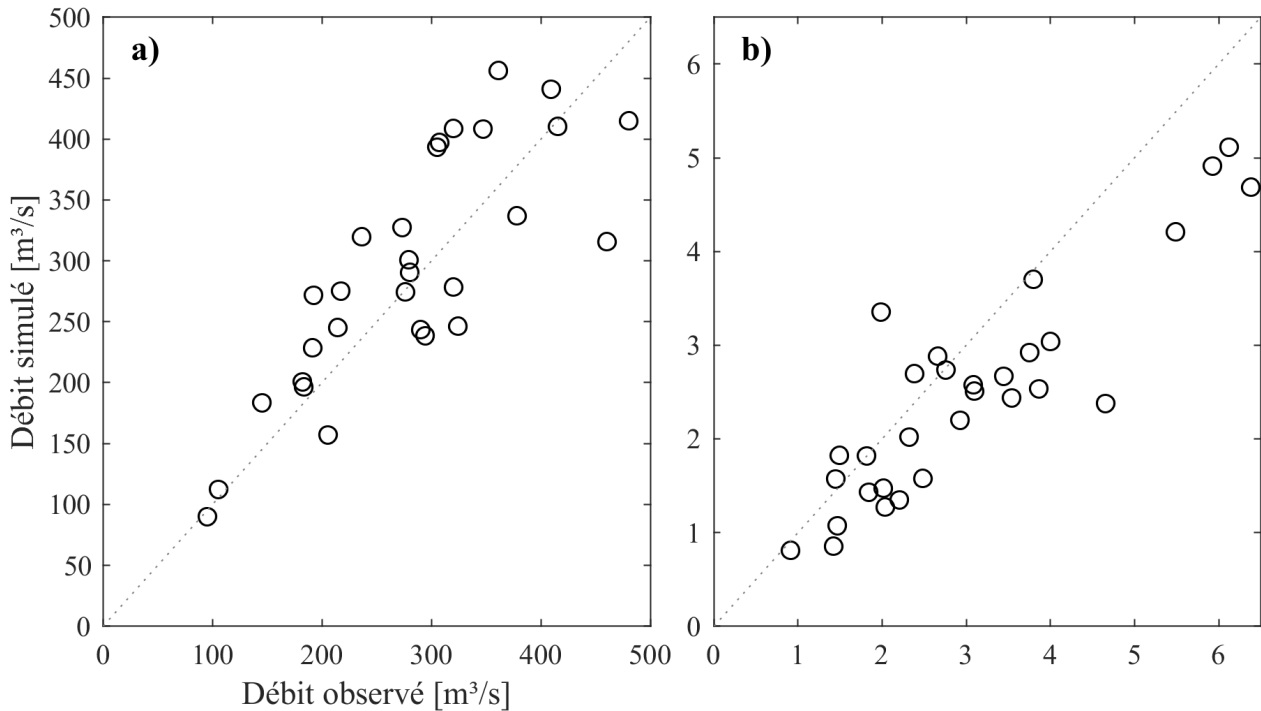


FIGURE 5.37 – Comparaison des séries observées et simulées utilisées pour l’analyse fréquentielle. (a) Débit journalier maximum annuel ( $Q_{jxa}$ ) ; (b) débit moyen sur 7 jours minimum annuel ( $VCN7$ ). Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

Les  $Q_{jxa}$  sont globalement similaires, malgré une certaine dispersion, notamment dans le cas de la Meuse à Saint-Mihiel (Figures 5.36a et 5.37a), avec une corrélation élevée pour l’Ourthe à Tabreux (0.93) et d’un bon niveau pour la Meuse à Saint-Mihiel (0.81). Les  $VCN$  simulés sont légèrement moins bien reproduits, notamment pour les plus fortes valeurs. Les corrélations s’élèvent à 0.93 pour l’Ourthe et 0.89 pour la Meuse.

Lorsqu’on observe les débits fréquents calculés (Tableau 5.9), les valeurs sont globalement proches des valeurs observées. Pour les hautes eaux ( $Q_{jxa_{10}}$ ,  $Q_{jxa_{25}}$  et  $Q_{jxa_{100}}$ ), les débits simulés calculés sont très proches de ceux observés, avec des différences très faibles (inférieures à 5 %). Les différences sont bien plus marquées dans le cas des basses eaux ( $VCN_{7_2}$ ,  $VCN_{7_5}$  et  $VCN_{7_{10}}$ ), avec une erreur relative située entre -15 et -20 % : néanmoins les différences de débit exprimées en valeur absolue sont faibles et ne dépassent pas 0.5 m<sup>3</sup>/s. Le signe de l’erreur indique que les valeurs de  $VCN7$  fréquentielles sont sous-estimées. Ces résultats montrent que le modèle hydrologique est apte à reproduire les valeurs de débits caractéristiques dans une gamme d’erreur habituelle pour la modélisation pluie-débit. De fait, les mêmes indices hydrologiques ont été calculés pour l’ensemble des scénarios climatiques.

Les résultats sont présentés sous la forme de courbes de fréquences cumulées sur les Figures 5.38 et 5.39.

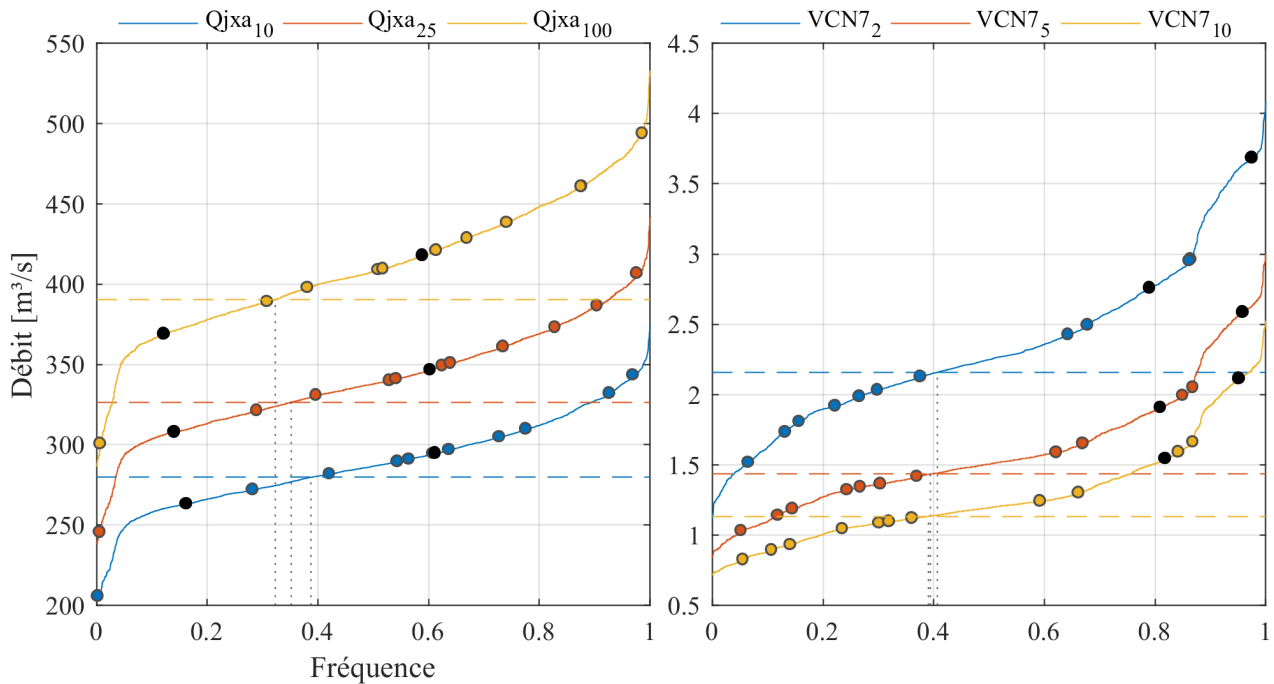


FIGURE 5.38 – Courbes de fréquences cumulées des débits fréquents pour les 2034 scénarios climatiques : Débit journalier maximum annuel (Qjxa) de temps de retour 10 ans, 25 ans et 100 ans ; débit moyen sur 7 jours minimum annuel (VCN7) de temps de retour 2 ans, 5 ans et 10 ans. Les lignes en tirets symbolisent les valeurs de la période de référence, et les lignes en pointillés indiquent la fréquence cumulée associée à ces valeurs. Les ronds désignent les scénarios climatiques représentatifs issus de la CAH. Les ronds noirs indiquent des scénarios historiques. Bassin de l’Ourthe à Tabreux.

Les enseignements apportés par cette analyse diffèrent pour les deux bassins. Dans le cas de l’Ourthe à Tabreux, il apparaît clairement qu’une très large partie des scénarios prévoit des débits fréquents de crue plus forts que ceux correspondant au climat actuel : il s’agit de 61 %, 65 % et 68 % des valeurs respectivement pour les Qjxa<sub>10</sub>, Qjxa<sub>25</sub> et Qjxa<sub>100</sub>. La répartition des scénarios représentatifs par rapport au climat actuel donne une tendance similaire.

Pour 60 % des scénarios climatiques, les indices d’étiage seraient en majorité plus élevés. Cela est néanmoins légèrement tempéré si l’on considère uniquement les scénarios représentatifs, pour lequel sept (sur treize) indiquent des VCN7 caractéristiques plus sévères.

Pour la Meuse à Saint-Mihiel (Figure 5.39), les résultats sont moins tranchés concernant les indices de hautes eaux : la répartition du Qjxa<sub>10</sub> autour de la valeur de référence indique qu’il y a autant de scénarios (52 %) qui prévoient une diminution que de scénarios prévoyant une augmentation du débit. Pour les indices de Qjxa<sub>25</sub> et Qjxa<sub>100</sub>, la tendance majoritaire est à la hausse, respectivement pour 54 % et 61 % des scénarios testés.

Les indices d’étiage pour la Meuse à Saint-Mihiel sont affectés massivement par un changement

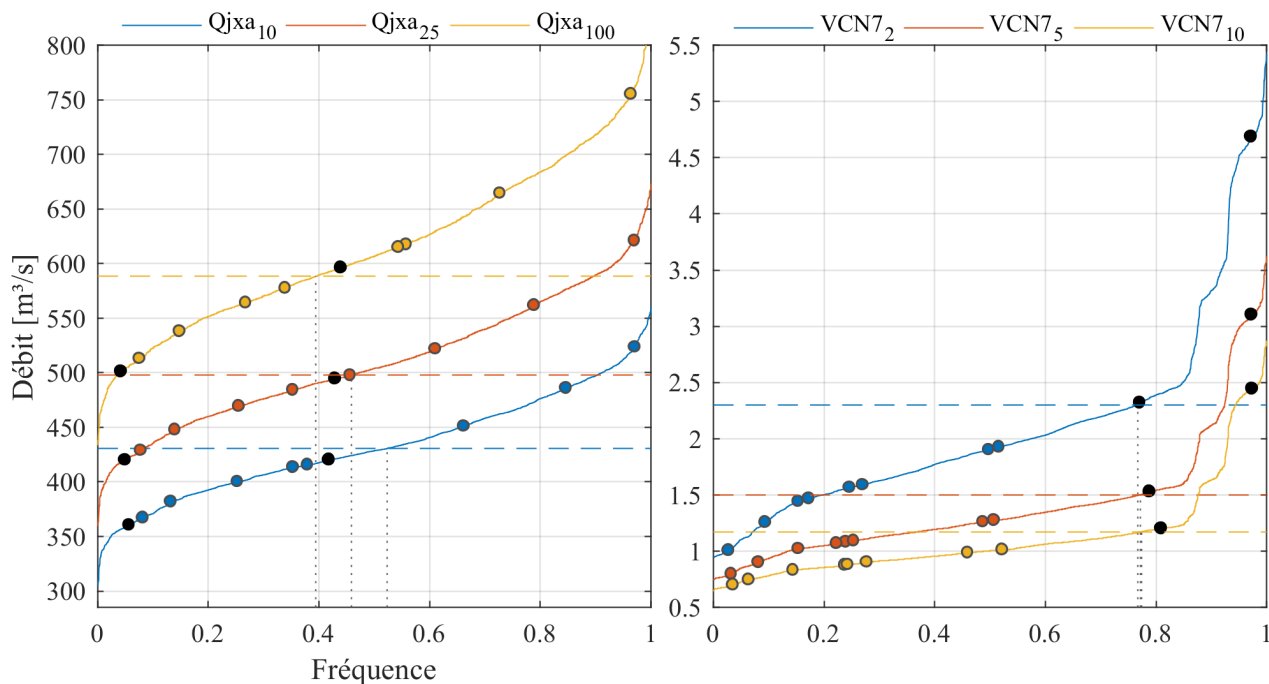


FIGURE 5.39 – Idem que pour la Figure 5.38. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

négatif, induit par 77 % des scénarios.

Un autre constat qui émane de ces figures réside dans la dispersion entre les scénarios extrêmes. En effet, pour l'Ourthe à Tabreux, les scénarios les plus sévères donnent par exemple pour le  $Q_{jxa_{100}}$  des anomalies allant de  $-90 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $-40 \text{ m}^3/\text{s}$  si on omet les scénarios avant la forte rupture de pente située à un quantile d'environ 0.05) à  $+150 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $+100 \text{ m}^3/\text{s}$  si on omet les scénarios après la forte rupture de pente située à un quantile d'environ 0.95). Dans le cas de la Meuse à Saint-Mihiel, la gamme d'anomalie est de  $-150 \text{ m}^3/\text{s}$  à  $+200 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ce déséquilibre est encore plus marqué pour les indices d'étiage, en particulier dans le cas de la Meuse.

Il est intéressant de situer les scénarios historiques parmi la gamme d'anomalies proposées par l'ensemble des scénarios représentatifs. Dans le cas des  $Q_{jxa}$ , pour les deux bassins, un des deux scénarios est situé dans la tranche la plus basse des CFC, correspondant à des débits inférieurs à la référence. Le second scénarios est situé au milieu de tous les autres scénarios qui correspondent à des projections futures. De cette manière, et suivant la chaîne de modélisation mise en place, il semblerait que pour le  $Q_{jxa}$ , des situations similaires à des configurations historiques puissent être répliquées dans le futur. Dans ce sens, il apparaît tout à fait pertinent d'intégrer ces scénarios historiques à l'étude d'impact du changement climatique.

Le cas des indices d'étiage est assez différent : les scénarios historiques se distinguent nettement des  $VCN7$  potentiels, en investissant la tranche haute (anomalies positives) des valeurs de  $VCN7$ .



Pour l'Ourthe à Tabreux, les scénarios historiques partagent cette tranche de valeurs avec seulement deux scénarios futurs. Pour la Meuse à Saint-Mihiel, les scénarios historiques correspondent aux anomalies positives des indices d'étiage. Cela sous-entend que parmi les étiages potentiels, ceux correspondant à des scénarios climatiques futurs donnent *quasi* unanimement pour l'Ourthe à Tabreux, et unanimement pour la Meuse à Saint-Mihiel, une aggravation des étiages.

Les résultats obtenus sont déjà riches d'enseignement. Néanmoins il serait intéressant d'étudier plus encore les caractéristiques des crues sous climat contrasté. En effet, l'amplitude n'est pas la seule caractéristique qui décrit une crue. Suivant les approches de type débit-durée-fréquence (QDF) (*e.g.* Javelle, 2001)), il serait possible de mettre en lumière des modifications plus « holistiques » de la dynamique de crue entre scénarios historiques, futurs et de référence.

#### 5.3.3.4 Changements hydrologiques potentiels vs variabilité climatique potentielle

À ce stade de l'analyse, il apparaît opportun de mettre en relation les changements hydrologiques potentiels avec la variabilité climatique potentielle de manière à obtenir une première indication de la sensibilité hydrologique des bassins étudiés aux changements climatiques prescrits. Sur la base des résultats obtenus, nous avons donc essayé de représenter les changements des indices hydrologiques en fonction des anomalies de précipitations à la fois mensuelles et annuelles. Les Figures 5.40 et 5.41 montrent un exemple pour le  $Q_{jx_{25\text{ ans}}}$  en relation avec les précipitations mensuelles hivernales, pour les deux bassins étudiés. Les Figures 5.42 et 5.43 donnent une représentation équivalente pour le  $VCN7_{10\text{ ans}}$ .

La Figure 5.40 (Ourthe à Tabreux) indique qu'une accentuation du  $Q_{jx_{25\text{ ans}}}$  n'est pas spécifiquement liée à une augmentation ni des précipitations de janvier, ni des précipitations annuelles. En effet, un grand nombre de scénarios montrent qu'une anomalie pouvant atteindre 10 % est possible avec une baisse des précipitations de janvier et une baisse des précipitations annuelles. Cependant, lorsque l'anomalie est plus importante (supérieure à 10 %), il est nécessaire d'avoir des anomalies de janvier et/ou annuelles positives. Il doit y avoir combinaison des deux (anomalies positives de janvier et annuelles) pour obtenir un  $Q_{jx_{25\text{ ans}}}$  supérieur de 20 % ou plus à sa valeur de référence. À l'inverse, il est nécessaire d'avoir des anomalies négatives de précipitations de janvier et/ou annuelles pour avoir une anomalie négative de  $Q_{jx_{25\text{ ans}}}$ , et une combinaison des deux lorsque cette anomalie est inférieure à - 10 %.

Pour février (Figure 5.40), des anomalies positives de  $Q_{jx_{25\text{ ans}}}$  jusqu'à 20 % peuvent être observées même avec des anomalies négatives de précipitations mensuelle et annuelle. Lorsque les anomalies de  $Q_{jx_{25\text{ ans}}}$  sont supérieures, la combinaison d'anomalies positives mensuelle et annuelle est requise. À l'inverse, pour des anomalies négatives de  $Q_{jx_{25\text{ ans}}}$  fortes (inférieures à - 10 %), les

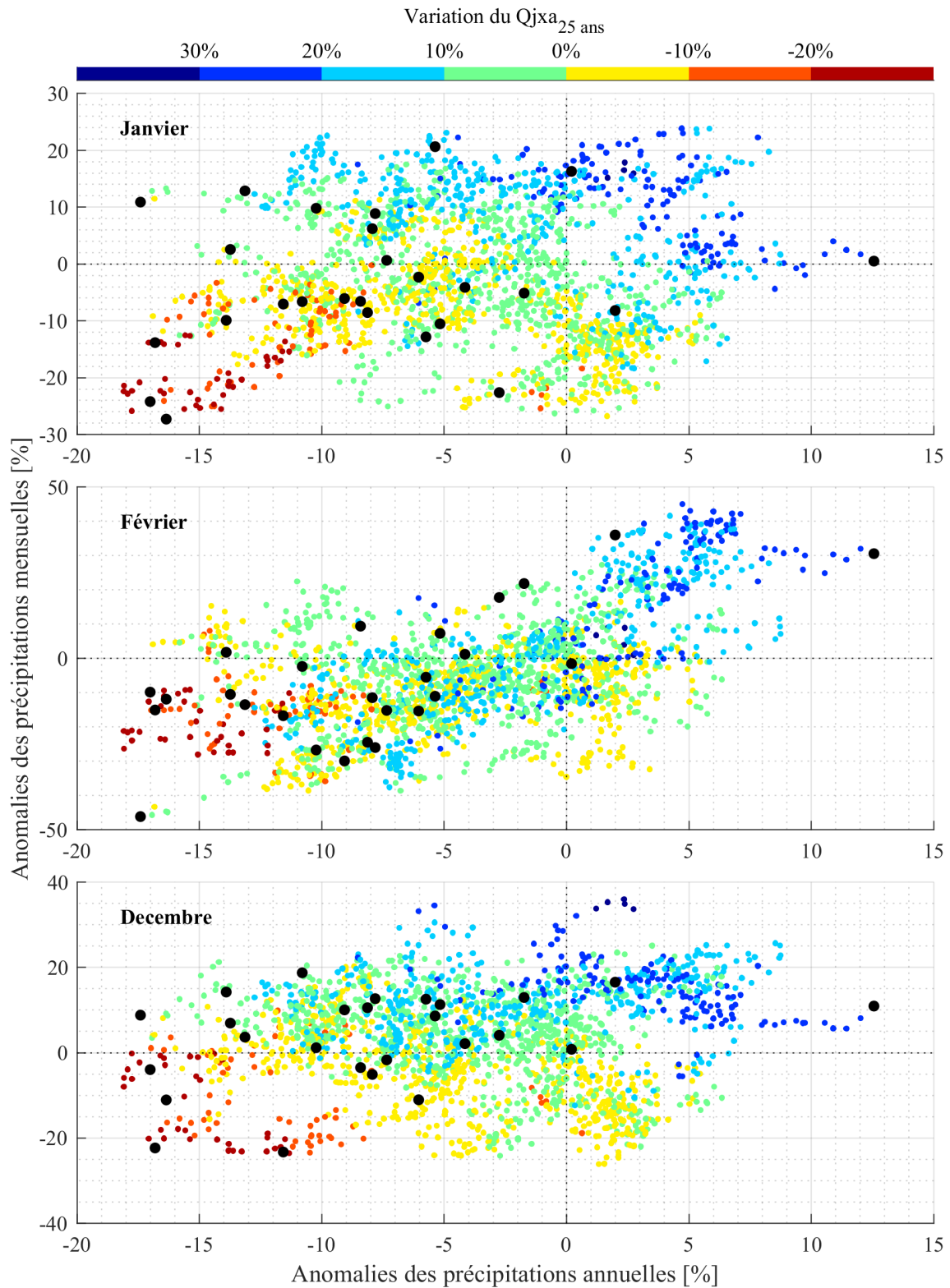


FIGURE 5.40 – Surface de réponse du débit de crue de fréquence de retour 25 ans ( $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$ ) en fonction de l'évolution des précipitations mensuelles hivernales et annuelles. Les points noirs symbolisent les scénarios futurs pour la période 1971-2100. Bassin de l'Ourthe à Tabreux.

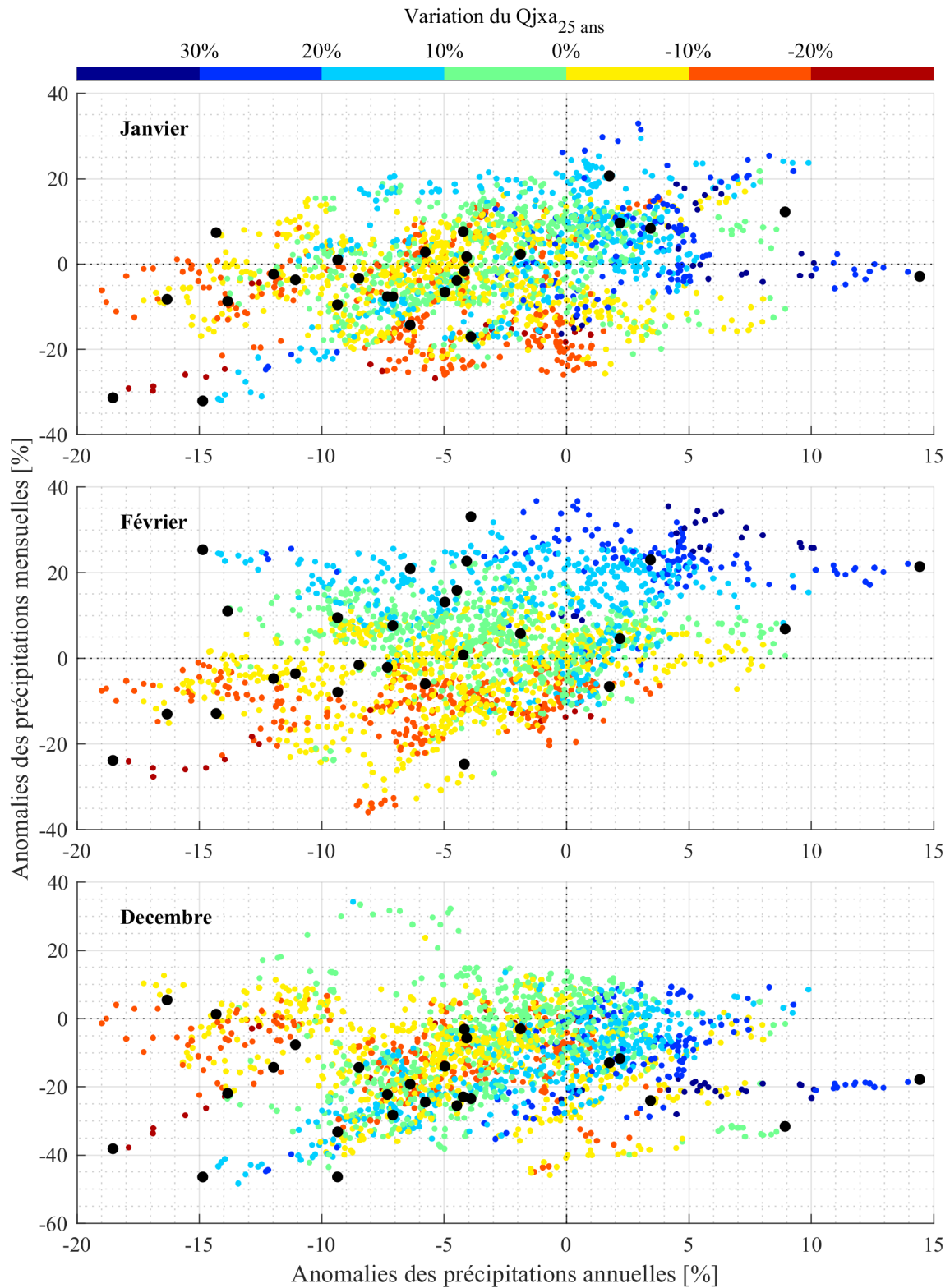


FIGURE 5.41 – Idem que pour la Figure 5.40. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

anomalies de précipitations mensuelle et annuelle doivent être toutes deux négatives.

Concernant le mois de décembre, on peut faire globalement les mêmes observations que pour le mois de janvier. Les  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$  allant jusqu'à 20 % exigent en grande majorité une anomalie mensuelle positive de précipitations, alors que l'anomalie annuelle de précipitation peut être déficitaire.

Les trois graphiques sont unanimes concernant les  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$  inférieurs à la référence : il est nécessaire d'avoir des anomalies négatives de précipitations mensuelle et/ou annuelle pour un  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$  réduit de - 10 %, et une combinaison des deux anomalies négatives de précipitations pour une réduction plus forte. Concernant une augmentation du  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$ , les anomalies de janvier et décembre semblent expliquer le plus fortement une augmentation de +20 % (en particulier les précipitations de décembre pour les augmentations comprises entre 0 et 10 %). Cela semble cohérent avec le régime annuel du bassin : des plus fortes précipitations en décembre et janvier créent les conditions favorables dans le bassin à la formation de fortes crues à cette période de l'année hydrologique.

Les mêmes sorties graphiques sont un peu différentes pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (Figure 5.41). Dans le cas de janvier, les plus fortes anomalies positives de  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$  nécessitent principalement une anomalie positive des précipitations annuelles et une anomalies positives (ou à la limite légèrement négative) des précipitations mensuelles. Les plus fortes anomalies négatives de  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$  sont situées, en majorité, dans la zone d'anomalies négatives annuelles et mensuelles. Néanmoins, on voit que les anomalies mensuelles ici ont un rôle relativement modéré, en effet pour une part non négligeable des anomalies de  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$  négatives, les anomalies de précipitations mensuelles sont quasiment autant positives que négatives.

Les données pour le mois de février sont davantage tranchées : on observe bien la diagonale pour les anomalies de précipitations annuelles et mensuelles depuis les valeurs négatives vers les valeurs positives, qui explique dans le même sens les anomalies de  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$ . En particulier, la gradation de la variation du  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$  est largement mise en relation avec les anomalies de précipitations mensuelles.

Dans le cas de décembre, les anomalies de précipitations mensuelles ne semblent pas avoir d'influence sur la variation du  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$ . Ce sont quasiment uniquement les anomalies de précipitations annuelles qui expliquent, au moins en partie, la répartition des anomalies de  $Q_{jxa_{25 \text{ ans}}}$ .

La Figure 5.42 montre les variations du  $VNC7_{10 \text{ ans}}$  de l'Ourthe à Tabeux. En juin, il semblerait que ce soient principalement les anomalies annuelles qui expliquent la variation du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ , avec néanmoins une certaine limite puisque des anomalies négatives fortes du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$  sont situées au niveau d'anomalies positives de précipitations annuelles. Les précipitations de juin sembleraient avoir une influence très réduite sur le  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ .

Le cas des anomalies de juillet est quant à lui beaucoup plus parlant. La gradation de l'anomalie du  $VC7_{10 \text{ ans}}$  est ici très marquée, en relation avec les anomalies de précipitations mensuelles, et

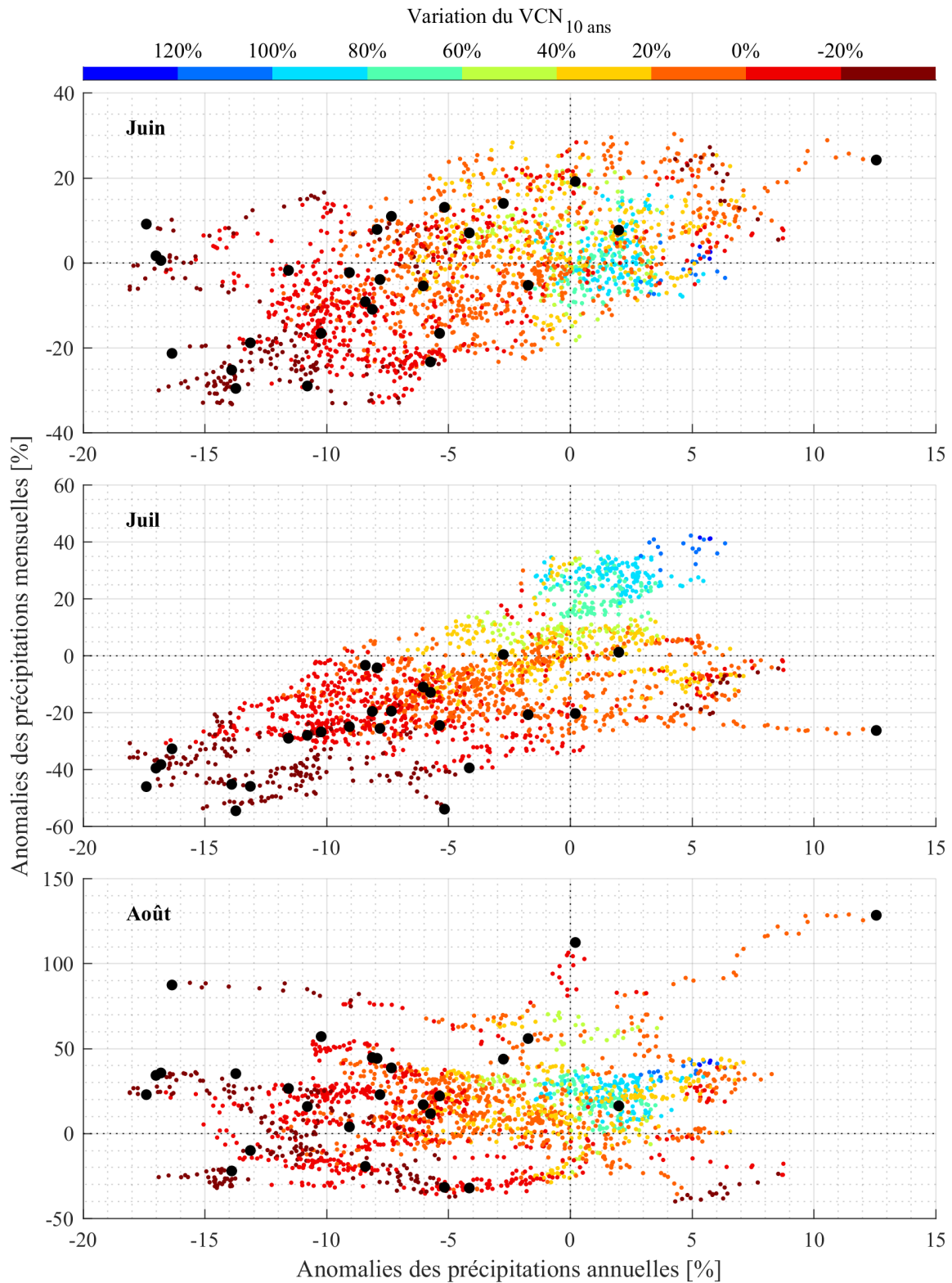


FIGURE 5.42 – Surface de réponse du VCN7 de fréquence de retour 10 ans ( $VCN_{5\text{ ans}}$ ) en fonction de l'évolution des précipitations mensuelles estivales et annuelles. Les points noirs symbolisent les scénarios futurs pour la période 1971-2100. Bassin de l'Ourthe à Tabreux.

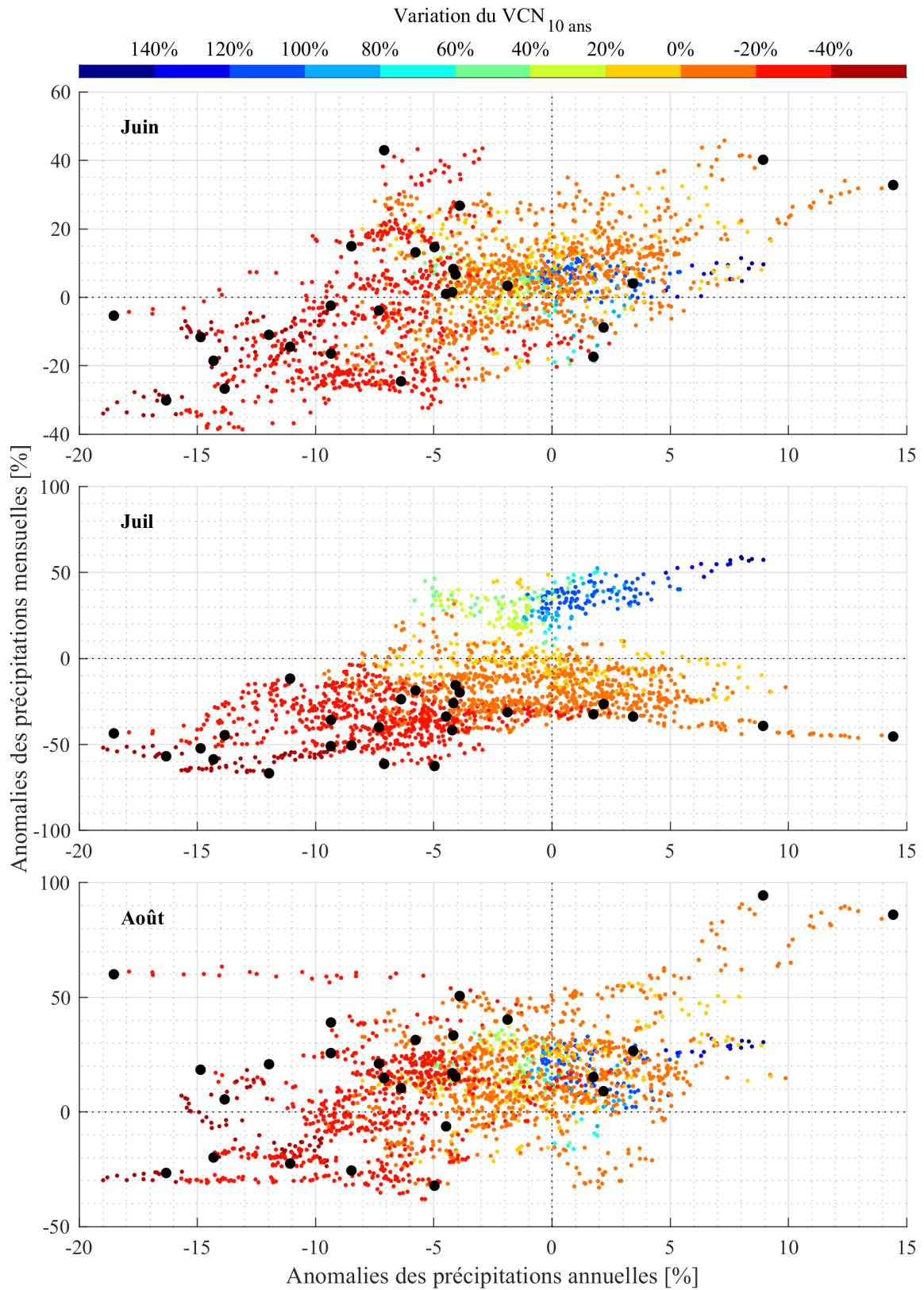


FIGURE 5.43 – Idem que pour la Figure 5.43. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel.

dans une moindre mesure des précipitations annuelles (notamment pour les anomalies négatives et positives fortes du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ ). Les précipitations de juillet joueraient ainsi un rôle primordiale dans la variation du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ .

Concernant le mois d'août, les résultats rejoignent ceux de juin, avec une influence relativement peu marquée des anomalies de précipitations mensuelles sur la variation du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ , mais une correspondance globalement bonne entre anomalies de précipitations annuelles et variation du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ . On retrouve cependant ici aussi le phénomène observé pour juin, mettant en relation des anomalies positives de précipitations annuelles avec quelques anomalies négatives du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ .

Lorsqu'on s'intéresse aux cas de la Meuse à Saint-Mihiel ( $VCN7_{10 \text{ ans}}$ ), on peut faire les mêmes observations que dans le cas de l'Ourthe : pour juin et août, les précipitations mensuelles semblent avoir une influence très faibles voire nulle sur la variation du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ , et les anomalies de précipitations annuelles semblent expliquer en partie la gradation de la variation du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ . Concernant juillet, les anomalies de précipitations mensuelles retranscrivent particulièrement bien la gradation des anomalies du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ . Celle-ci est encore mieux décrite lorsqu'on intègre également les anomalies de précipitations annuelles : plus l'anomalie négative est forte, plus grande est l'anomalie négative du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$ .

Ainsi, pour les deux bassins, il semblerait que l'amplitude de variation du  $VCN7_{10 \text{ ans}}$  soit en grande partie et en premier lieu due au cumul des précipitations de juillet. Même si la date d'occurrence de cet indice n'est pas forcément située en juillet, ce serait la situation hydrologique du bassin, conditionnée par les précipitations de juillet, qui impliquerait un  $VCN7_{10 \text{ ans}}$  plus ou moins sévère. Néanmoins, les anomalies de précipitations d'autres mois (notamment juin et août, décrites plus haut), et annuelles jouent en second lieu un rôle d'accentuation de l'effet des précipitations de juillet, en modulant l'état hydrologique du bassin.

Sur les Figures 5.40, 5.41, 5.42 et 5.43 les scénarios futurs 2071-2100 ont été symbolisés par les ronds noirs. La période de projection 2071-2100 est régulièrement utilisée dans les études d'impact climatique, notamment pour décrire les projections à un « horizon lointain ». Cet horizon est étudié seul ou en complément d'un « horizon proche » (2021-2050 par exemple). La localisation de cet horizon lointain sur les surfaces de réponse met en évidence la limite qui consiste à l'étudier seul : les graphiques montrent en effet que les scénarios pour cet horizon ne couvrent qu'une partie seulement de l'ensemble de la surface de réponse. Se cantonner à ces projections risque d'omettre l'effet de la variabilité climatique potentielle. Les surfaces de réponse construites à partir d'une variabilité climatique potentielle montrent l'intérêt d'échantillonner le changement climatique à partir d'une exploration du passé et d'une approche multi-modèles. Cette démarche permet d'inclure à l'échantillon de changements climatiques les scénarios du GIEC sans que ceux-ci soient contraignants. Ils changent de statut dans l'étude d'impact climatique : de prédictifs, ils deviennent simplement informatifs.

## 5.4 Synthèse

Ce chapitre avait pour vocation d'explorer le passé et l'avenir climatiques du bassin de la Meuse, dans le but d'évaluer la variabilité climatique potentielle et d'en évaluer l'effet sur les débits caractéristiques de hautes et basses eaux. Pour cela, une chaîne de modélisation descendante a été installée. Dans un premier temps, des fonctions de transfert entre circulation atmosphérique de large échelle et variables de forçage climatiques locales ont été étalonnées à l'échelle mensuelle. Les résultats obtenus démontrent le lien fort au niveau des bassins étudiés entre le gradient régional de pression (GRP) et le forçage climatique local. La prise en compte du Z500 dans le calcul des composantes du GRP a permis d'augmenter la performance des fonctions de transfert. En outre, la comparaison avec des données historiques indépendantes a permis de démontrer le réalisme de ces fonctions.

Ces fonctions de transfert ont ensuite été déployées dans un passé récent (1659 AD) et dans un avenir lointain (fin de siècle), à partir de données de pression reconstruites et projetées par un ensemble de 13 modèles climatiques CMIP5 forcés sous deux scénarios radiatifs (RCP4,5 et RCP8,5). Il en résulte un très grand nombre de scénarios climatiques (2034), incluant à la fois des changements passés et des changements futurs, et décrivant la variabilité climatique potentielle des prochaines décennies. Cette échantillon de changements climatiques potentiels représente un produit concret d'une stratégie de management robuste du changement climatique s'inspirant de l'approche « conique » de Waage (2010) et *scenario-neutral* de Prudhomme *et al.* (2010) (*cf.* chapitre 1).

Les résultats pour les températures apparaissent sans équivoque et montrent une augmentation généralisée pour toutes les saisons. Pour les précipitations annuelles, lorsqu'on considère la moyenne d'ensemble des scénarios, les résultats montrent une relative stationnarité, voire une baisse des précipitations en hiver, une baisse des précipitations au printemps, et une relative stationnarité en été, pour les deux bassins. Pour la saison automnale, les scénarios suggèrent dans le bassin de l'Ourthe à Tabreux une baisse des précipitations par rapport à la référence, laquelle s'amplifie sur le long terme.

Ces résultats ne sont pas vraiment en accord avec les projections habituellement présentées pour la zone du bassin de la Meuse et plus globalement pour le Nord-Ouest de l'Europe qui se fondent uniquement sur des scénarios dérivés du changement climatique futur d'origine anthropique. Dayon (2015) par exemple suggère pour le quart nord-est de la France des précipitations hivernales et estivales respectivement supérieures et inférieures aux valeurs de référence. Pour la Belgique, Tabari *et al.* (2015) proposent des tendances similaires. Néanmoins il convient de prendre du recul vis-à-vis de la moyenne d'ensemble des scénarios. En effet, on constate dans le détail, une très large variabilité parmi nos scénarios, aussi bien pour les précipitations que pour les températures bien que ces dernières suivent une tendance univoque à la hausse.



Dans le but de synthétiser l'information apportée par la variabilité climatique potentielle, celle-ci a été échantillonnée à l'aide d'une classification ascendante hiérarchique. Pour chacune des classes retenues, le scénario climatique médian a été extrait. Cela a permis d'extraire 13 scénarios climatiques (précipitations et température) représentatifs de la diversité du changement climatique pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel et 10 scénarios climatiques (précipitations et température) représentatifs de la diversité du changement climatique, pour le bassin l'Ourthe à Tabreux. De façon à pouvoir coupler l'information climatique au modèle hydrologique, les séries de référence de précipitations et températures (période 1976-2005) ont été perturbées (méthode du delta) avec les anomalies mensuelles issues des 2034 scénarios climatiques précités.

Pour les températures, l'anomalisation par la méthode du delta apparaît cohérente, mais l'approche présente une limite concernant les précipitations. L'anomalie de cumul mensuel est respectée, mais la structure temporelle des séries quotidiennes n'est pas modifiée. Il est de ce fait envisageable de passer à côté de situations potentielles donnant pour un même cumul mensuel : (i) soit une augmentation du nombre de jours pluvieux combinée à une diminution des cumuls maximum journaliers, (ii) soit une réduction des jours pluvieux mais ces derniers résultant dans un plus fort cumul journalier. L'approche du delta employée a toutefois été conservée du fait de sa simplicité de mise en œuvre.

Une modélisation hydrologique a ensuite été réalisée à partir de l'ensemble des scénarios climatiques utilisés comme éléments de forçage d'un modèle hydrologique global. Une procédure d'optimisation climatiquement robuste a été appliquée pour donner de la robustesse au jeu de paramètres. Le calage du modèle a également différencié l'objectif de reproduction des hautes eaux ou de basses eaux par une transformation ad hoc des débits.

Les résultats des simulations, à l'image des scénarios climatiques, sont très dispersés. Pour les moyennes eaux, une majorité des scénarios indiquent une légère baisse par rapport à la référence, dans le cas des deux bassins. Cette baisse est accentuée lorsqu'on s'intéresse aux débits de basses eaux. À l'inverse, pour les débits de très hautes eaux, les projections hydrologiques donnent des débits supérieurs à la référence. Les débits caractéristiques de hautes ( $Q_{jxa}$ ) et de basses eaux ( $VCN7$ ) ont été calculés pour trois temps de retour chacun (respectivement 10, 25, 100 ans et 2, 5, 10 ans), sur la base d'une analyse fréquentielle.

La répartition des débits fréquents par rapport à la référence est différente entre les deux bassins. Dans le cas la Meuse à Saint-Mihiel, une très large majorité des scénarios suggère une baisse des débits fréquents d'étiage, quelle que soit la période de retour étudiée. Pour le  $Q_{jxa}$  une faible majorité projette une augmentation du débit pour les périodes de retour de 25 et 100 ans, tandis qu'une très faible majorité des scénarios indiquent une baisse du  $Q_{jxa_{10\text{ ans}}}$ . Dans le cas de l'Ourthe à Tabreux, les  $Q_{jxa}$  seraient en grande majorité supérieurs à la référence, tandis que 60 % des scénarios indiquent une hausse des débits caractéristiques d'étiage.

Enfin, pour restituer les changements de débits caractéristiques dans la gamme des anomalies de précipitations, des surfaces de réponses ont été construites, en prenant l'exemple du  $Q_{jx a_{25 \text{ ans}}}$  et du  $VCN_{7_{10 \text{ ans}}}$ . Ces dernières permettent d'évaluer la sensibilité hydrologique d'un bassin à la lumière de la variabilité climatique potentielle. Elles constituent un outil d'aide à la décision intéressant dès lors que l'on souhaite évaluer la pertinence d'une marge de sécurité climatique par exemple.

# Conclusion

Cette partie a décrit la chaîne de simulation mise en place pour étudier l'impact du changement climatique sur l'hydrologie, testée sur deux sous-bassins du bassin de la Meuse.

Dans un premier temps, le chapitre 3 s'est concentrée sur la préparation d'une partie des données d'entrée de la chaîne de modélisation, *i.e.* les projections CMIP5 de champs de pression mer et de Z500. En particulier, l'identification de biais entre projections et observations (traduites par des réanalyses) sur une période de référence a amené à l'élaboration d'une procédure de débiaisage. Celle-ci s'est révélée pertinente sur la période de référence et a ainsi été généralisée aux projections futures. À ce stade, les sorties de pression MCG corrigées futures montrent déjà une variabilité marquée, à la fois positive et négative, vis-à-vis des séries de référence d'une part, et entre modèles climatiques d'autre part. Ces résultats sont un premier constat de la dispersion forte émanant des modèles climatiques, et de la nécessité d'une approche multi-modèles pour éviter de passer à côté de futurs potentiels. Les données de pression sont ensuite utilisés comme point de départ de l'étude d'impact du changement climatique sur l'hydrologie des deux bassins étudiés.

Le chapitre 4 a cherché à mettre en oeuvre une méthode climat-écoulement de type « boîte noire », liant type de circulation atmosphérique et indicateurs hydrologiques sans passer par l'étape classique de la modélisation hydrologique, dans la lignée par exemple des travaux de Giuntoli *et al.* (2013). Pour cela, une série d'indicateurs à la fois de basses et de hautes eaux a été définie. Ceux-ci ont été liés aux descripteurs de la circulation atmosphérique (pression centrale du bassin de la Meuse et force du gradient de pression, pour la  $P_{\text{mer}}$  et le Z500) en climat actuel. Ces derniers ont été calculés à différentes échelles temporelles : annuelle, semestrielle, saisonnière et mensuelle, en vue d'investiguer la présence de liens synchrones et/ou asynchrones entre circulation atmosphérique et écoulement. Concrètement, un séquençage de régressions PLS-RLM, ajustées au cas par cas, a permis de mettre au jour une relation pour chaque indice avec les descripteurs du climat jugés les plus pertinent par la méthode statistique. Les résultats attribuent à cette approche des potentialités encourageantes, néanmoins la qualité des relations n'est pas de même ordre pour tous les indices. Des liens asynchrones sont effectivement décelés (en particulier pour les étiages dans le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel), mais ce sont néanmoins majoritairement des liens synchrones qui ressortent. Certains cas révèlent

en effet que si le sens de la variabilité hydrologique est globalement bien prise en compte, les relations établies peinent pour certains indices à reproduire son amplitude. Malgré cela, les modèles de régression climat-écoulement sont jugés pertinents et transférés en temps futur. Les projections hydrologiques qui sont à manier avec précaution témoignent d'une accentuation des hautes eaux et une diminution des bas débits celle-ci étant particulièrement marquée.

Face aux limites de l'approche climat-écoulement (seuls les indices hydrologiques très intégrés montrant des performances intéressantes), le chapitre 5 a souhaité développer une approche davantage séquencée de liaison de la circulation atmosphérique vers l'hydrologie. En l'occurrence, deux étapes intermédiaires, l'une d'estimation des variables de forçage climatiques (précipitations et température), et l'autre de modélisation hydrologique, ont été mises en oeuvre. Cela s'est opéré également sur la base du gradient régional de pression pour la construction des prédicteurs mensuels, auxquels ont été liés les précipitations et températures de bassin mensuelles, mois par mois, sur la période de référence. Une analyse RLM en mode *stepwise* a permis d'établir 12 fonctions de transfert (modèles régressifs) mensuelles par bassin et par variable. Les performances des modèles sont très encourageantes et ont motivé l'extrapolation des relations en temps passé et en temps futur (à partir des données de projections CMIP5 débiaisées). Une forte dispersion parmi les modèles caractérise les résultats, ne permettant pas de dégager de tendance fortement majoritaire pour les précipitations futures. Bien que variables également, les projections de températures sont par contre univoques et indiquent un réchauffement dans les deux bassins et pour tous les mois.

Les projections de précipitations et températures ont ensuite alimenté un modèle hydrologique. Celui-ci a auparavant subi une procédure de calage climatiquement différenciée, en vue d'apporter une certaine robustesse de la modélisation vis-à-vis de classes de climats caractérisant les scénarios. La modélisation hydrologique permet ensuite, en passant par une analyse fréquentielle, de mettre en relation les changements projetés de débits caractéristiques de crue ( $Q_{jxa}$ ) et d'étiage (VCN7) avec ceux des précipitations. Les changements de débits fréquents montrent en majorité une accentuation du  $Q_{jxa}$  (à l'exception du  $Q_{jxa_{10\text{ ans}}}$  pour la Meuse à Saint-Mihiel), liée principalement à des précipitations annuelles et mensuelles hivernales plus importantes que pour le climat actuel. Les débits fréquents d'étiage (VNC7) donnent une tendance inverse dans les deux bassins : majoritairement supérieurs pour l'Ourthe à Tabreux, et très majoritairement inférieurs pour la Meuse à Saint-Mihiel. Dans les deux cas néanmoins, il ressort que c'est davantage une anomalie de précipitation annuelle plutôt que mensuelle au cours de la période estivale qui explique les plus fortes variations négatives du VNC7 aux périodes de retour étudiées.

La chaîne de simulation implémentée, que ce soit dans sa version à deux composantes (climat - écoulement) ou à trois composantes (climat - modèle pluie-débit - écoulement), apporte ainsi un outil intéressant pour l'identification de changements hydrologiques induits par la variabilité potentielle. En particulier, elle offre, grâce à une approche multi-modèles et un échantillon de variations climatiques

passées, une estimation robuste de cette variabilité. De plus, bien qu'un certain nombre d'étapes soient nécessaires à son déploiement, celles-ci sont basés sur des outils statistiques et de modélisation relativement faciles à mettre en oeuvre. De la sorte cette approche est aisément reproductible sur des terrains d'étude différents, comme l'ont montré les chapitres 4 et 5 où elle a été testée sur deux bassins aux caractéristiques physiques différentes.

Certaines limites ont été relevées dans les méthodes utilisées. Elles doivent cependant être perçues comme des perspectives d'amélioration de l'approche élaborée, afin de lui fournir des éléments de robustesse supplémentaire. Parmi ces limites, on peut notamment suggérer d'affiner la procédure de perturbation de la série journalière de référence par les scénarios mensuels. On a en effet supposé dans notre travail la stationnarité de la structure temporelle des précipitations. Le recours à un générateur de pluie pourrait pallier ce problème. Cela permettrait d'augmenter la prise en compte, d'un point de vue hydrologique, de futurs potentiels différents, notamment pour les crues.

Une autre perspective de travail pourrait consister à améliorer la procédure de calage du modèle hydrologique en augmentant le nombre de classes climatiques sur lesquelles caler le modèle hydrologique. Cela est cependant contraint par le rail de variabilité observée disponible dans la période de référence. Une alternative pourrait consister à confronter la procédure de calage climatologiquement robuste d'une part, et la modélisation hydrologique d'autre part, à plusieurs modèles hydrologiques. Ce choix, suggéré par plusieurs auteurs (*e.g.* Westra *et al.*, 2014), devrait ajouter de la robustesse à l'étude d'impact de climats sortant du rail de variabilité de l'observé.

Enfin, de manière plus générale, un questionnement important réside dans la stationnarité des modèles construits (*i.e.* modèles régressifs) dans cette partie 2, mais dont l'hypothèse peut être remise en question (Milly *et al.*, 2008). Ajustés en temps présent, ils ont démontré leurs performances à reproduire assez bien la variabilité du climat en temps passé. Le problème c'est que la variabilité future risque d'être inédite au regard de la période historique. Il serait à cet effet intéressant de tester des procédures de validation croisées (*e.g.* de type « *split-sample test* » ; Coron *et al.*, 2012; Coron, 2013), en mobilisant pour cela par exemple l'information passée issue de la reconstruction utilisée. Cela n'informe pas sur le futur, par définition inconnu, mais permet d'étoffer le spectre de variabilité climatique et hydroclimatique sur laquelle sont ajustées les fonctions de transfert.

Malgré ces limites, il nous semble que la démarche proposée ici est déjà convaincante, et s'inscrit tout à fait dans le sillage des approches « coniques » et *scenario-neutral* qui contribuent à explorer l'espace des changements climatiques possibles. Elle constitue ainsi un outil utile comme base de travail pour tester différents aménagements de rivière et évaluer jusqu'à quel point ils sont réellement « *climate-proof* » (Klijn *et al.*, 2015). C'est pour poser les bases d'une telle analyse que la chaîne de simulation est complétée dans la partie 3, en transférant l'information climatique jusqu'à l'hydraulique de rivière.

## **Troisième partie**

### **Débordement de rivière et changement climatique**

#### **Application au bassin de l'Ourthe**

# Introduction

Les études d'impact hydrologique du changement climatique trouvent un intérêt tout particulier quand elles sont utilisées comme données d'entrée pour des analyses ultérieures. Dans le cas de l'hydrologie, en plus des modifications générales du régime des cours d'eau (*e.g.* module, régime mensuel, saisonnalité du régime, crues, étiages), les préoccupations sont souvent tournées vers les extrêmes, ces derniers étant généralement les facteurs déclenchants de situations problématiques pour les sociétés. Il en est ainsi à la fois des étiages et des crues. Dans le premier cas, l'approvisionnement en eau (pour la consommation, l'agriculture, l'industrie, le transport fluvial, . . .) peut être compromis, entraînant à sa suite des procédures fortes de restrictions d'eau et d'adaptation à cette contrainte temporaire. De leur côté, les crues peuvent également perturber différents secteurs d'activités économiques proches de la rivière, mais également des populations parfois plus éloignées. En effet, une crue inondante concerne les territoires riverains, mais aussi ceux qui leur sont connectés. Pour illustrer ces propos, un exemple bien connu concerne l'agglomération parisienne. Ainsi, dans le cas d'une inondation centennale de la Seine, si une faible partie du territoire francilien serait directement touché par l'inondation, c'est en réalité une très large frange de l'agglomération qui serait impactée. Cela s'explique par la position centrale de la Seine dans l'agglomération, limitant alors très fortement les échanges entre rive gauche et rive droite (métro inondé par exemple). De même, les infrastructures de distribution et de traitement des eaux étant implantés pour une part en bordure du cours d'eau (Seine ou Marne), tous les foyers y bénéficiant habituellement en seraient privés. Il en est de même pour les coupures d'électricité, dont les habitants et travailleurs d'une zone bien plus large que les abords de la Seine ressentirait les désagréments. Par ce type d'exemple, on peut facilement concevoir les conséquences en cascades que produirait une telle inondation.

Dans le cas du bassin transnational de la Meuse, Dewals et Fournier (2013) ont clairement mis en avant les problématiques soulevées par le changement climatiques (projet AMICE). Celles-ci concernent aussi bien les inondations (Dewals *et al.*, 2013) que les étiages (Sinaba *et al.*, 2013; Römgens, 2013). Il ressort des ces travaux la nécessité de pouvoir quantifier les impacts potentiels apportés par le changement climatique. C'est précisément ce à quoi nous contribuons dans le chapitre suivant dédié aux crues, et en particulier à l'évolution des débordements induits par la variabilité climatique potentielle (Grelier *et al.*, 2017a).

# Chapitre 6

## Test de WOLF 1D en période de référence (climat actuel)

### 6.1 Introduction

Dans le sillage de la partie précédente, nous avons choisi de mener l'analyse des crues et des débordements sur le bassin de l'Ourthe à Tabeux. Le bassin de l'Ourthe est en effet intéressant car cette rivière est un des principaux affluents principaux de la Meuse, et conflue avec la Meuse au niveau de Liège. Cette ville, capitale économique de la Wallonie, polarise de nombreux enjeux, tant économiques que démographiques et sociaux. Les territoires alentours sont assez densément peuplés, en particulier dans les vallées. Les aléas hydrologiques, et en particulier les inondations, représentent ainsi une problématique socio-environnementale de premier ordre.

La vallée de l'Ourthe a connu de fortes inondations au cours des 30 dernières années : 1993, 1995, 2003 et 2011 ont marqué les esprits. La Figure 6.1 montre que le risque inondation est bien présent le long de la rivière : sur le tronçon représenté (environ 35 km de long), entre 379 (minimum) et 2561 (maximum) personnes sont situées en zone inondable pour un événement de temps de retour 25 ans. On imagine aisément qu'en cas d'inondation, un certain nombre d'activités locales de petits centres ruraux comme Hamoir ou Durbuy qui sont traversés par une route importante puissent être perturbées, au même titre que le déplacement des services de secours.

Un enjeu supplémentaire caractérise la vallée de l'Ourthe, il s'agit du tourisme. Ce phénomène n'est pas exclusif à la vallée de l'Ourthe, il concerne à des degrés divers l'ensemble des Ardennes belges. Néanmoins la vallée est largement investie en période estivale, comme en témoigne la forte activité d'hôtellerie et les très nombreux campings qui jalonnent le cours de l'Ourthe (voir par exemple



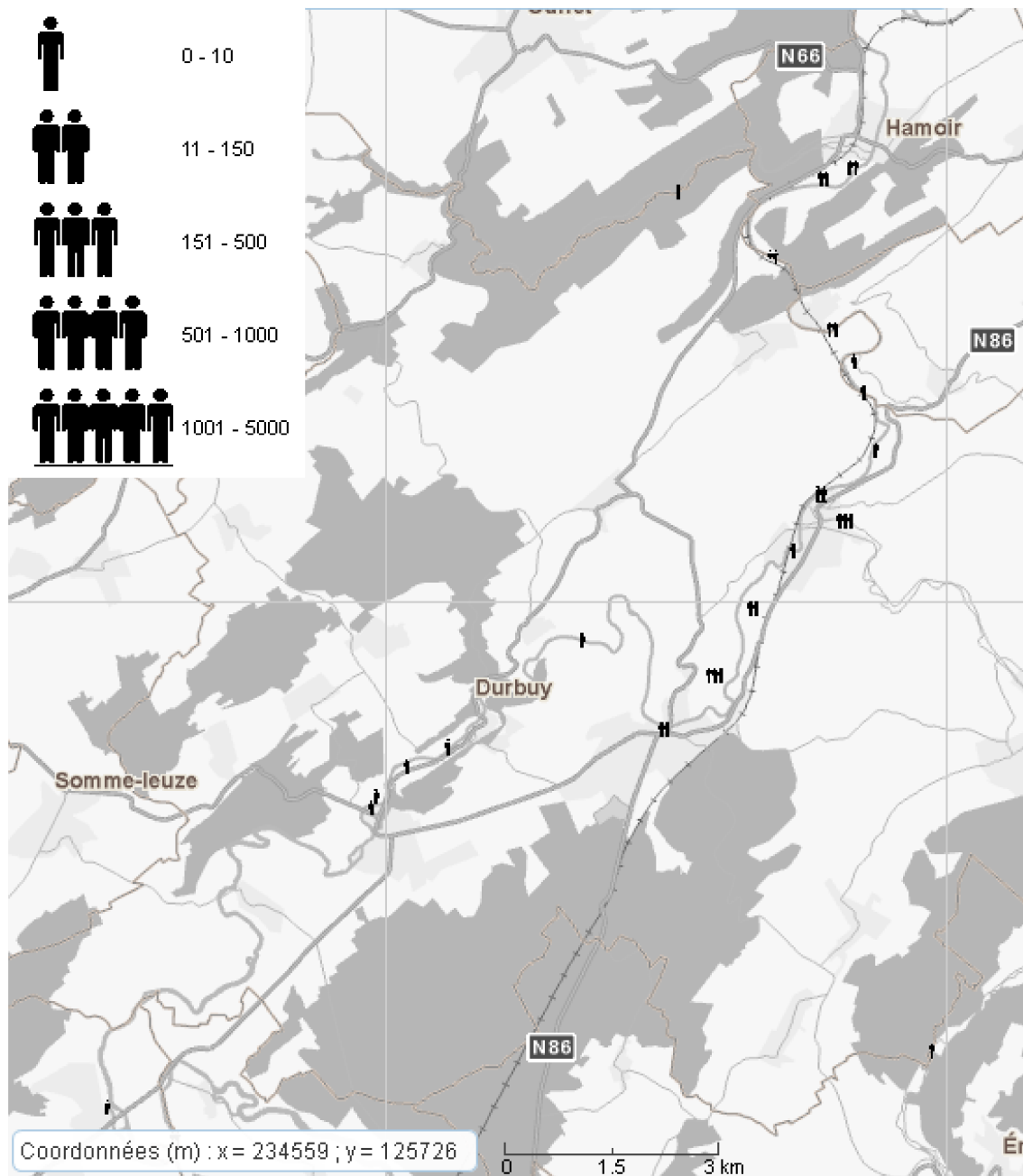


FIGURE 6.1 – Carte de la population touchée par une inondation pour une crue de temps de retour 25 ans : nombre de personnes situées en zone inondable (source : [Géoportail de la Wallonie](#))

la Figure 6.2).

Les crues inondantes ayant généralement lieu en période hivernale, même si les campings sont touchés par ces événements, il ne s'agit a priori que de dégâts matériels. Néanmoins, un phénomène de « sédentarisation » touristique s'observe depuis quelques années, en particulier dans les campings : de plus en plus d'estivants occupent leur logement (caravane, mobile home) une grande partie de l'année. De ce fait, l'exposition des populations à l'aléa augmente.



FIGURE 6.2 – Camping au bord de l’Ourthe à la Roche-en-Ardenne (source : [Camping Benelux](#))

Le bassin de l’Ourthe apparaît ainsi comme un territoire pertinent pour l’étude du risque inondation dans un contexte de changement climatique. Nous souhaitons y contribuer par un focus sur l’aléa d’inondation appréhendé par la modélisation hydraulique. Les sections suivantes vont dans un premier temps présenter la zone d’étude et les objectifs de cette troisième partie. Dans un second temps, l’ensemble des étapes nécessaire à la modélisation hydraulique seront décrites, et les résultats présentés.

## 6.2 Zone d’étude et objectifs

### 6.2.1 L’Ourthe entre Hotton et Tabreux

À la suite des travaux de la partie 2, c’est au sein du bassin de l’Ourthe à Tabreux que va s’inscrire l’exercice de modélisation hydraulique en contexte de climat contrasté. La modélisation hydraulique est envisageable sous réserve :

- De l’existence d’une zone avérée à risque d’inondation
- D’un tronçon de taille adéquate (en vue de permettre des temps de simulation raisonnables)
- D’une disponibilité de données topographiques, hydrologiques et hydrauliques

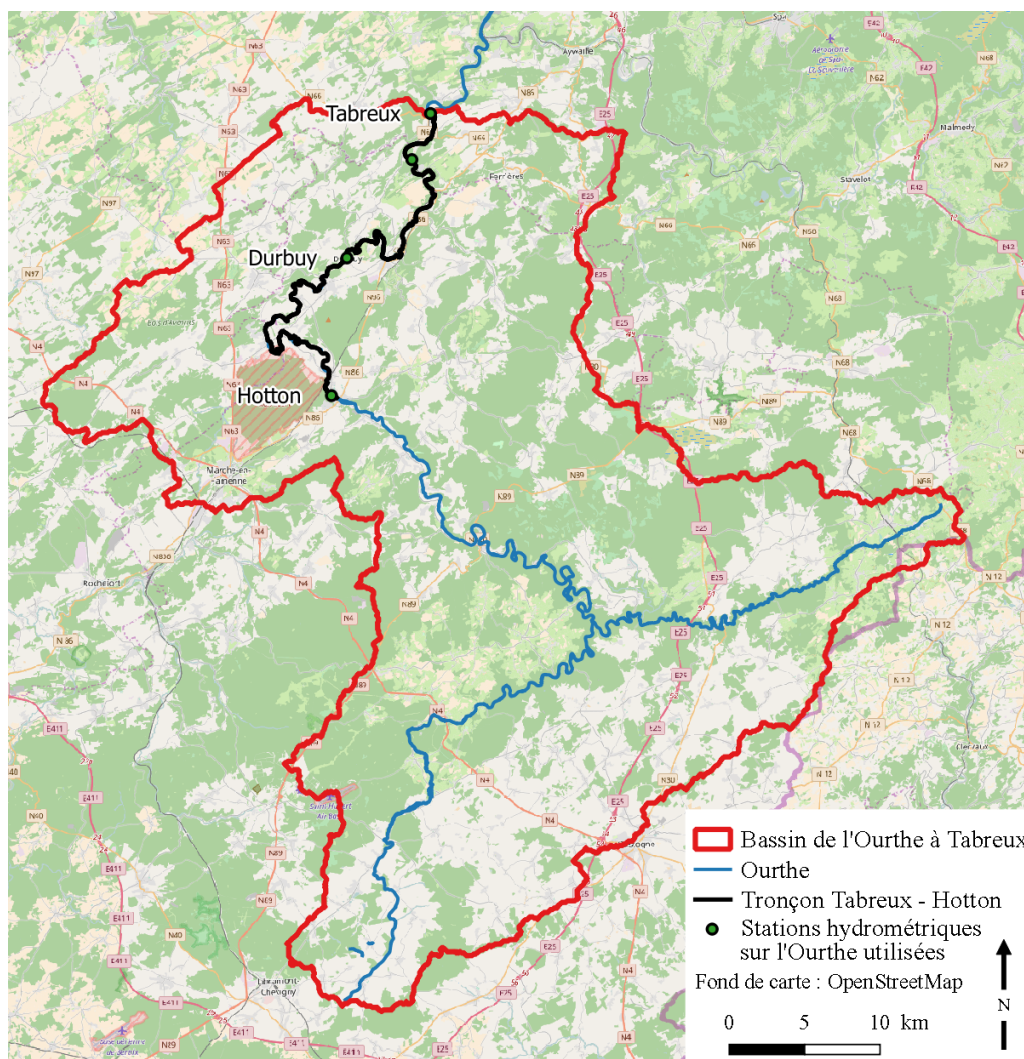


FIGURE 6.3 – Localisation du tronçon dans le bassin de l’Ourthe à Tabreux

Face à ces critères, il est apparu pertinent d’étudier le tronçon de l’Ourthe qui s’étend d’Hotton, à l’amont, jusqu’à Tabreux, à l’aval (Figure 6.3). Ce tronçon est borné par deux stations hydrométriques, permettant l’injection dans le modèle hydraulique d’un débit à l’amont (station d’Hotton<sup>1</sup>), et son forçage par une condition limite aval correspondant à une hauteur d’eau (station de Tabreux<sup>2</sup>). De plus, le laboratoire HECE dispose pour ce tronçon d’un nombre important de données topographiques (MNT, multiples sections en travers), qui garantissent la faisabilité de la modélisation hydraulique. D’une longueur d’environ 47 km, le tronçon apparaît comme un compromis raisonnable, entre le temps de calcul<sup>3</sup>, et notre objectif de tester différents scénarios climatiques. Enfin, ce tronçon est concerné par le risque inondation, comme l’indique la Figure 6.1. Il y a donc un réel intérêt à prendre comme cas d’étude ce tronçon hydrographique.

1. Station d’Hotton : [InfoCruce \(SPW\)](#).

2. Station de Tabreux : [InfoCruce \(SPW\)](#).

3. A titre d’information : 2 à 3 jours pour une simulation de 30 années au pas de temps horaire.

### 6.2.1.1 Occupation du sol

Type	Zone tampon	
	500 m	1000 m
Territoires artificialisés	17.9	16.8
Espaces verts artificialisés (non agricoles)	0.7	0.9
Campings, parcs résidentiels et villages de vacances	2.4	1.9
Territoires agricoles	49.3	50.2
Forêts et milieux semi-naturels	25.3	27.6
Surfaces en eau et zones humides	4.4	2.6

TABLE 6.1 – Répartition des types d’occupation du sol (en %) aux abords du tronçon Hotton-Tabreux. Source des données : Cartes d’occupation des sols de la Wallonie [COSW-version 2\\_07](#)

La Figure 6.4 et le Tableau 6.1 renseignent sur l’occupation du sol<sup>4</sup> qui caractérise les abords de l’Ourthe au niveau du tronçon étudié, en considérant en particulier une zone tampon de part et d’autre du tronçon : 500 m et 1000 m représentant respectivement une bande de 1 km et 2 km, et qui *a priori* doit largement contenir l’extension maximale des zones inondables. On remarque que les terres agricoles sont prépondérantes ( $\approx 50\%$ ) et les forêts et milieux semi-naturels occupent à peu près un quart des bandes représentées. Bien que minoritaires, les territoires artificialisés occupent près d’un cinquième des zones tampon, et les zones de villégiatures sont marginales ( $\pm 2\%$ ). Sans s’avancer sur leur situation en zone inondable, ces types d’occupation du sol sont clairement présents à proximité de l’Ourthe, et il est légitime de s’interroger sur l’effet du changement climatique sur leur inondabilité et leur vulnérabilité.

### 6.2.1.2 Connaissances sur le risque inondation dans le bassin de l’Ourthe

Une rapide analyse de la littérature montre que l’Ourthe a fait l’objet de nombreux travaux, projets et actions au sujet de l’étude et de la réduction du risque inondation.

En particulier, le laboratoire HECE<sup>5</sup> de l’Université de Liège a depuis plus de 20 ans développé des outils de modélisation des écoulements de rivière. En particulier, la suite logicielle WOLF<sup>6</sup> a été largement utilisée à cette fin (e.g. Erpicum *et al.*, 2010; Ernst *et al.*, 2010; Beckers *et al.*, 2013; Detrembleur *et al.*, 2015), entre autres sur l’Ourthe.

4. Les données d’origine (source : [COSW-version 2\\_07](#)) ont été traitées de manière à faire correspondre la typologie COSW avec les 6 types d’occupation du sol présentées dans la Figure 6.4 et le Tableau 6.1.

5. HECE : Hydraulics in environmental and civil engineering.

6. <http://www.hece.ulg.ac.be/cms/wolf>

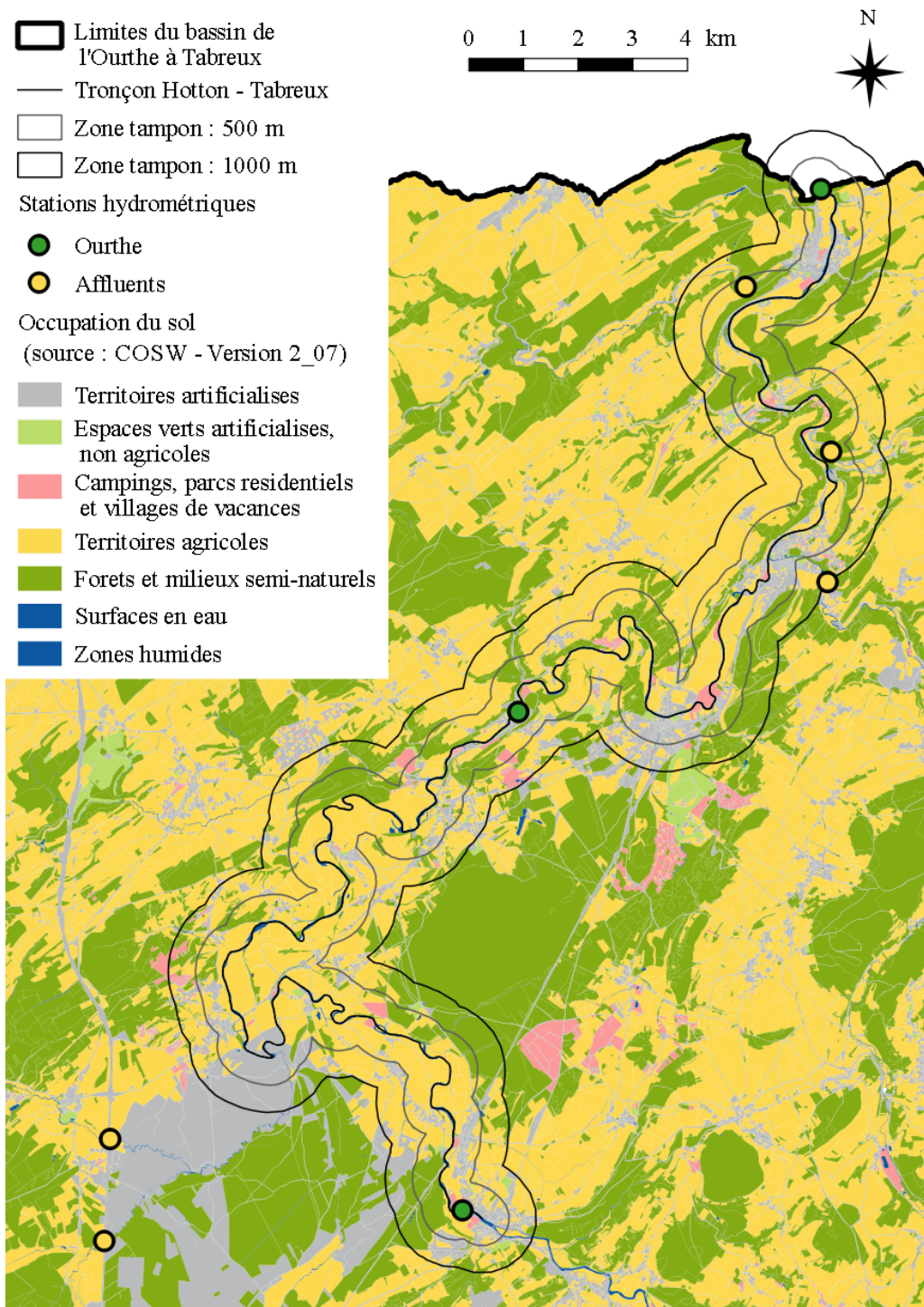


FIGURE 6.4 – Occupation du sol aux abords du tronçon de l'Ourthe Hotton-Tabreux.

Saadi *et al.* (2016) ont proposé une démarche intégrée d'évaluation du risque inondation dans le bassin de l'Ourthe.

Ce bassin a donc bénéficié d'une expertise forte sur le plan hydrologique et hydraulique.

Il semble également important de mentionner la démarche "Contrat de Rivière Ourthe"<sup>7</sup> qui s'est mise en place en 2001 et qui concerne les inondations. Cette démarche s'inscrit dans le cadre des PGRI. Même si cette association d'acteurs locaux publics et privés ne s'intéresse pas uniquement à la question du risque inondation, cette thématique fait partie à part entière des programmes d'actions qui ont été déployés. En effet, parmi tous les objectifs de ces programmes, deux concernent les inondations, et portent sur la diminution (i) des phénomènes d'inondation et (ii) des dégâts liés engendrés par les inondations. Les actions se rapportant à ces objectifs concernent à la fois la bonne gestion hydraulique des cours d'eau pour faciliter l'écoulement (enlèvement d'embâcles par exemple), la connaissance du risque et des zones impactées, la coopération amont-aval, un meilleur stockage de l'eau, la prévention du risque, etc. On peut citer à titre d'exemple la construction de trois bassins écrêteurs sur un petit affluent de l'Ourthe à Hotton, ou des actions très localisées (entretien des haies et des zones humides par exemple pour un temps de résidence de l'eau plus long dans le bassin, curage superficielle d'un tronçon d'un affluent de l'Ourthe par exemple).

### 6.2.1.3 Objectifs de l'étude de cas

L'étude de cas développée dans ce chapitre vise à explorer les impacts potentiels de climats contrastés sur l'aléa débordement en lit majeur, sur le tronçon de l'Ourthe Hotton-Tabreux.

Les paragraphes précédents ont rappelé la présence du risque inondation au niveau de ce tronçon. La majorité des études se sont focalisées sur les forts débits : périodes de retour de 25, 50 et 100 ans pour Erpicum *et al.* (2007), 25 et 100 ans pour Giron *et al.* (2009), de 4 à 1481 ans pour Ernst *et al.* (2010), par exemple. Cela semble en effet légitime car les inondations qu'ils engendrent ou risquent d'engendrer provoquent les plus forts dégâts.

Erpicum *et al.* (2007), étudiant l'effet de barrages-réservoirs dans le bassin de l'Ourthe, montrent que ce type d'ouvrage, en fonction de leur implantation, permettraient de réduire considérablement l'extension des zones inondées pour les débits de projet testés (*cf.* plus haut). Néanmoins, les réservoirs modélisés dans cette étude (dont les capacités de stockage sont calculées suivant une relation hauteur d'eau/volume à partir des données de MNT) donnent des volumes de stockage compris entre 4.5 et 15 millions de mètres cubes<sup>8</sup>, ce qui représente à la fois des coûts exorbitants (construction, gestion, entretien) mais également des perturbations paysagères, environnementales, et territoriales importantes. Toutefois, c'est d'abord la difficulté à conclure sur une loi de gestion de ces ouvrages, qui soit standard à toutes les crues, qui limite leur implantation. La gestion des populations à l'aval d'ouvrages de cette taille, d'un point de vue sécuritaire notamment, pose également problème.

---

7. [Contrat de Rivière Ourthe](#)

8. A titre de comparaison, le barrage de Nisramont (barrage de l'Ourthe), situé dans la partie amont du bassin de l'Ourthe, a une capacité de stockage de 3 millions de mètres cubes d'eau.

Si ce type de mesure peut largement atténuer les inondations pour de forts débits, et lutter contre le risque inondation pour des crues moyennes à rares, il peut aussi être intéressant de se tourner vers les « petites » crues débordantes qui provoquent des inondations moins sévères. Ces dernières sont plus fréquentes, et présentent donc aussi un enjeu financier. Comme l'effet d'un changement climatique est susceptible d'affecter toute la gamme des quantiles de débit, il nous apparaît intéressant de focaliser notre étude de cas sur ces débits plus modestes, appréhendés de manière plus générale par le débordement du cours d'eau.

D'ailleurs certains éléments des travaux de Ernst *et al.* (2010) nous incitent à prendre cette direction : ces auteurs, étudiant l'exposition aux inondations dans la partie aval de l'Ourthe (Tilff et Esneux), indiquent que pour des débits de fréquence de retour relativement faibles (4, 5 et 7 ans), des personnes et biens (maisons) sont affectés. Lorsqu'ils testent comme mesure de réduction de l'aléa, la réhabilitation d'un ancien canal, toujours pour ces mêmes fréquences de retour, la hauteur d'eau baisse et dans certains cas les inondations disparaissent, même si le nombre de personnes affectées ne semble pas être sensiblement modifié. Il ressort de ces constats que sur l'Ourthe, des débits de périodes de retour faibles peuvent provoquer des dommages, et que des approches alternatives aux aménagements structurels comme les bassins écrêteurs pourraient également être envisagés pour contribuer à la réduction du risque inondation.

Ainsi dans cette partie, nous mènerons notre travail avec comme variable d'impact les débordements, et leurs changements induits par un changement climatique. L'objectif général étant fixé, il reste à définir une méthodologie de travail. Dans un premier temps, il apparaît nécessaire de pouvoir identifier la survenue d'un débordement. L'usage de chroniques de débits seules n'apportent pas l'information escomptée. L'information relais entre l'information hydrologique et l'identification d'un débordement est la hauteur d'eau, associé à une hauteur de berge. L'outil qui permet d'obtenir ces données est la modélisation hydraulique. C'est pourquoi notre premier objectif est de mettre en œuvre un modèle hydraulique du tronçon, afin de disposer d'un outil permettant de produire les données de débordement nécessaires, validé dans les conditions climatiques actuelles et que nous pourrions forcer par les scénarios climatiques représentatifs issus de l'analyse climatique du chapitre 5.

Dans un second temps, c'est le débordement lui-même qui doit être identifié, puis analysé. Le deuxième objectif de notre étude de cas consiste donc à : (i) définir le débordement, eu égard à notre tronçon et aux possibilités offertes par la modélisation hydraulique, et (ii) mettre en place une procédure d'étude du débordement qui prenne en compte le changement climatique. Pour ce second point, le recours à l'analyse fréquentielle est envisagée pour comparer l'état de référence à l'état modifié sous l'effet du changement climatique.

## 6.3 Données et méthodes

La modélisation hydraulique a pour but, dans le cas d'une rivière, de reproduire le comportement hydraulique de l'écoulement dans le chenal, lui-même défini dans le modèle. De nombreux paramètres peuvent ainsi être étudiés, par exemple, la hauteur d'eau, l'extension spatiale, la vitesse, etc. Dans notre cas, c'est sur la hauteur d'eau que nous nous focaliserons, celle-ci étant prise comme indicateur de débordement. Nous le verrons plus loin, le modèle utilisé est de type unidimensionnel (1D). Il requiert, en plus d'une représentation du terrain, une condition limite amont, correspondant à une entrée sous forme de débits, et une condition limite aval dans la mesure où nous travaillons en régime infracritique (régime fluvial). Cette condition limite aval est une hauteur d'eau, qui ajoutée à l'altitude du chenal, est alors transcrite en altitude de surface libre. De cette manière, en dehors de la représentation du terrain, les données d'entrée du modèle consistent dans le débit amont et l'altitude de surface libre aval. Nous détaillerons dans la suite de cette section la préparation de ces deux informations, puis présenterons succinctement le modèle. Enfin, la méthodologie de modélisation sera explicitée.

### 6.3.1 Hydrographie du tronçon

La Figure 6.5 montre qu'un certain nombre d'affluents débouchent dans l'Ourthe dans l'intervalle du tronçon Hotton-Tabreux. Lorsqu'on se réfère aux données disponibles, trois stations hydrométriques jalonnent le tronçon : il s'agit des stations d'Hotton, de Durbuy et de Tabreux. Elles se rapportent respectivement au bassins signalés en bleu clair, trait pointillé, et trait plein épais sur la carte ; les affluents principaux disposant également de stations hydrométriques sont :

- la Marchette, dont le bassin possède deux stations un peu en amont de la confluence avec l'Ourthe : à Marche-en-Famenne (bassin en jaune clair), et sur son principal affluent, l'Heure, à Baillonville (bassin en violet) ;
- l'Aisne, dont la station de Juzaine, à proximité de la confluence avec l'Ourthe a été utilisée (bassin en rouge) ;
- le Ry de Logne, qui possède une station à Vieuxville (bassin en vert clair) ;
- et le Néblon, dont la station se situe à Hamoir (bassin en bleu).

On remarque que les bassins des stations amont à Tabreux et des affluents ne permettent pas de totaliser l'ensemble du bassin de l'OT : pour la partie aval du bassin de la Marchette (en vert) et le bassin de la Somme (en jaune-orangé) aucune donnée hydrométrique n'est disponible ; de plus, la surface drainée par un certain nombre de petits affluents de l'Ourthe n'est pas prise en compte entre Hotton et Tabreux. La surface cumulée de ces zones avoisine les 130 km<sup>2</sup>, soit près de 8% de la surface totale du bassin de l'Ourthe à Tabreux. Même si cette surface de drainage n'explique



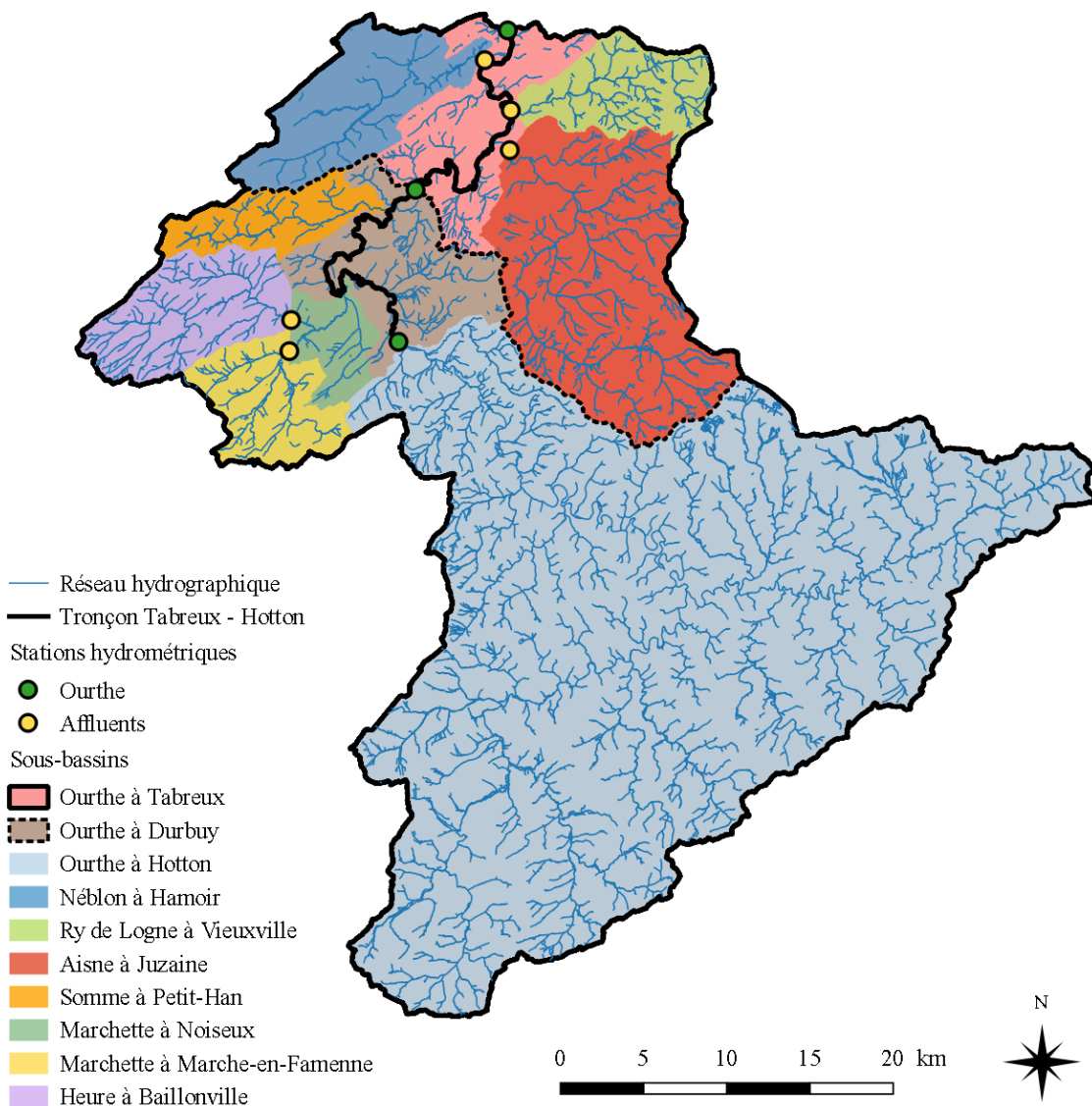


FIGURE 6.5 – Découpage du bassin de l’Ourthe à Tabreux en sous bassins et localisation des stations hydrométriques utilisées.

potentiellement qu’une faible part du débit de l’OT, dans le but de représenter de la manière la plus juste possible l’alimentation en eau du modèle hydraulique, un pré-traitement a été mis en œuvre pour tenter de « combler » ce déficit.

### 6.3.2 Établissement de la condition limite amont

La procédure d’établissement de la condition limite amont est synthétisée sur la Figure 6.6.

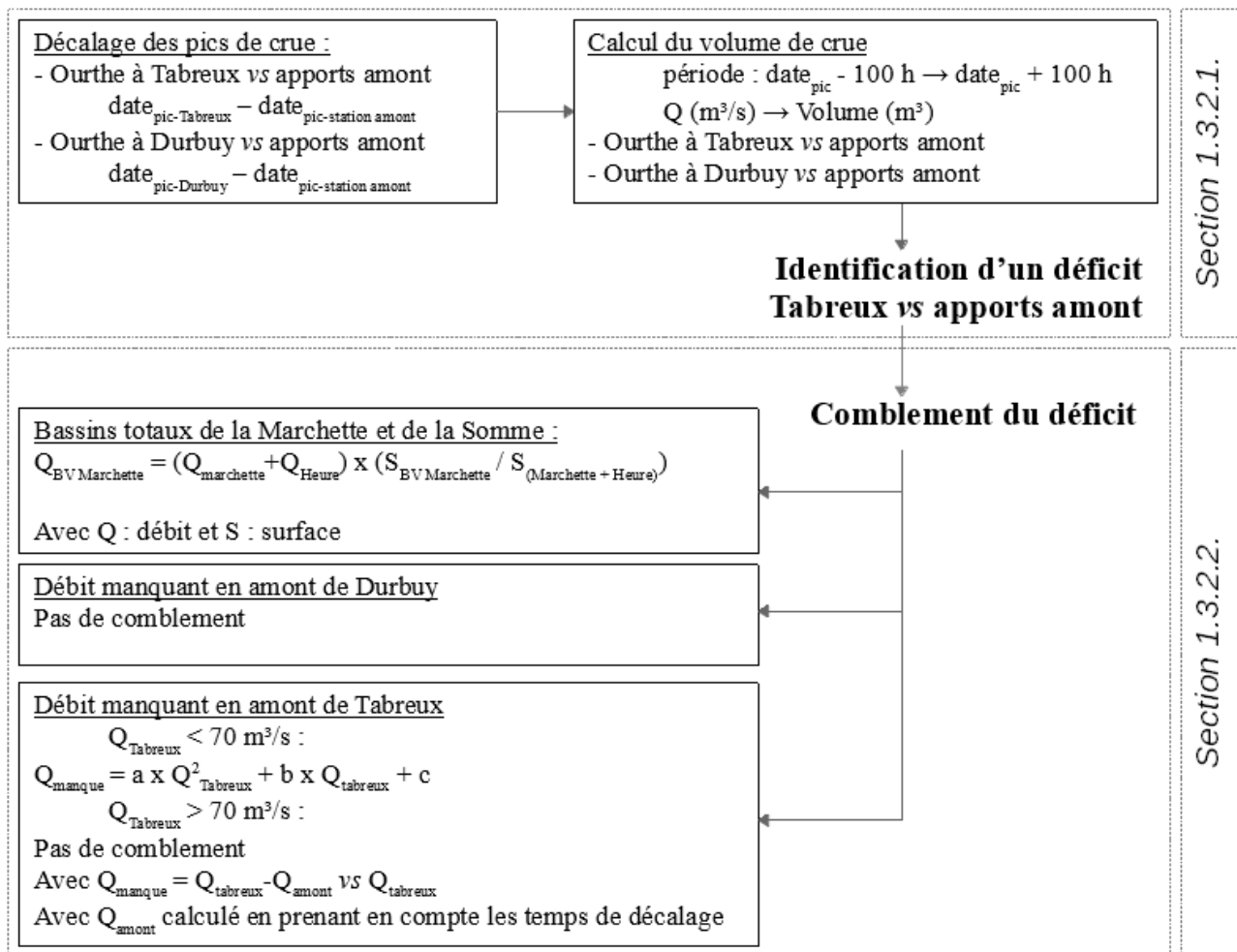


FIGURE 6.6 – Synthèse de la procédure visant à établir la condition limite amont du modèle hydraulique pour le tronçon Hotton-Tabreux.

### 6.3.2.1 Bilan des volumes de crue entre les apports amont et la station de Tabreux

La condition limite amont est composée par les chroniques de débit de l'Ourthe amont, mais également par les apports latéraux entre Hotton et Tabreux, provenant des affluents (cf. Figure 6.5).

Nous avons vu que les chroniques de Hotton sur l'Ourthe, d'une partie du bassin de la Marchette, et des bassins de l'Aisne, du Ry de Logne et du Néblon sont disponibles ; mais qu'une partie de la surface du bassin n'est pas représentée par ces apports. Le bilan de masse résultant de ces apports est pas conséquent inférieur au volume correspondant à Tabreux. La procédure envisagée pour tenter de fermer ce bilan est dans un premier temps de quantifier le déficit en eau à Tabreux, et dans un second temps de combler ce déficit, en utilisant les données de débit disponibles aux stations (Tableau 6.2).

Pour établir le bilan de masse et quantifier le déficit, une comparaison des hydrogrammes de crues

Stations hydrométriques	Période
Ourthe à Tabreux	1970-2013
Ourthe à Durbuy	1978-2013
Ourthe à Hotton	1979-2013
Néblon à Hamoir	1997-2013
Ry de Logne à Vieuxville	1996-2013
Aisne à Juzaine	2001-2013
Marchette à Marche-en-Famenne	2004-2013
Heure à Baillonville	1994-2013

TABLE 6.2 – Période des chroniques de débits disponibles pour les stations hydrométriques utilisées dans le bassin de l’Ourthe à Tabreux

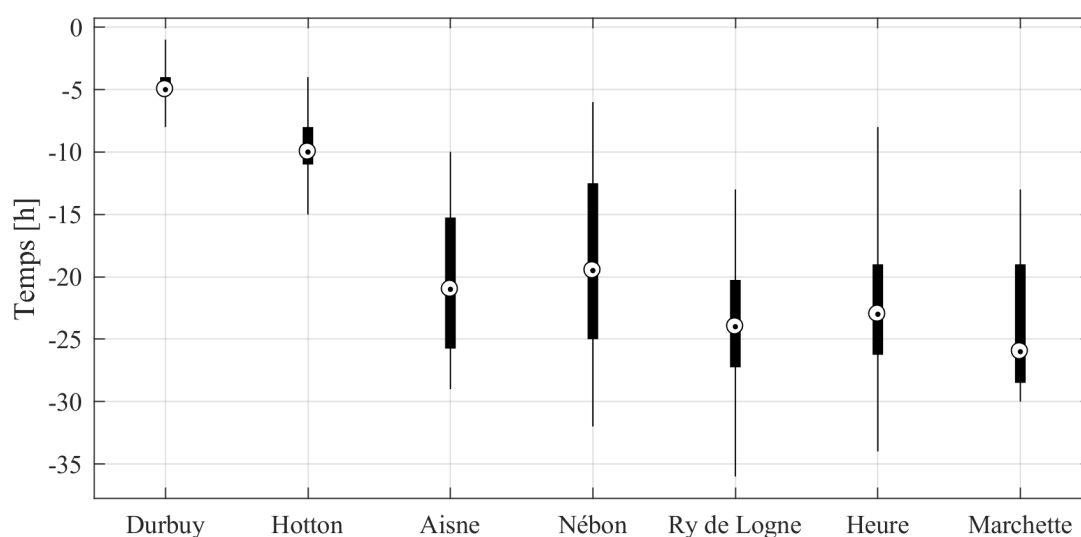


FIGURE 6.7 – Boxplots des durées observées entre pics de crues des stations indiquées et de la station de Tabreux. Crues sélectionnées dans la période 1979-2012. Boîtes : intervalle 1<sup>er</sup>-3<sup>ème</sup> quartiles ; lignes : intervalle minimum-maximum ; cible : médiane.

des stations amont et de Tabreux est nécessaire. Les crues de chaque station et de celle de Tabreux n’étant pas synchrones, un décalage temporel des chroniques est réalisé, pour faire correspondre les pics de crues de chaque station à un même temps  $t$ . Nous faisons ainsi l’hypothèse que les pics de crue de tous les apports amont se rejoignent au même moment à Tabreux. Cette approche peut être considérée comme suffisante en première approximation pour identifier la présence d’un déficit entre les apports amont, et ceux mesurés à la station de Tabreux.

Concrètement, 37 crues dans la période 1979-2012 ont été sélectionnées, et pour chacune d’entre elles<sup>9</sup> la durée entre le pic de crue (*i.e.* moment du débit maximum de la crue) de chaque station et celui enregistré à Tabreux a été calculée. La Figure 6.7 montre les temps de décalages temporels calculés. On s’aperçoit qu’ils oscillent entre plusieurs heures, voire 25h pour le Néblon et pour l’Heure. L’espace interquartile est légèrement mieux délimité, bien qu’il représente encore 12h pour le Néblon. Ces décalages importants révèlent une dynamique de crue non univoque parmi les événements de crues sélectionnées. Ils soulignent que les ondes de crues se propagent de façon différenciée dans le réseau hydrographique notamment du fait de l’hétérogénéité spatiale des pluies. Cela laisse ainsi suggérer que le déficit en eau (volume de crue) n’est pas expliqué de la même manière pour l’ensemble des crues.

Inversement, les décalages pour Durbuy et Hotton ont une distribution de valeurs beaucoup plus réduite, alors qu’ils sont calculés sur un plus grand nombre de crues (respectivement, 37 et 38). Cela est vrai pour l’intervalle minimum-maximum, mais est également et davantage encore pour l’intervalle interquartile. Cette comparaison des décalages temporels ne permet pas de proposer une méthode de comblement du bilan entre Tabreux et l’amont du tronçon, mais elle est utile pour mettre en évidence une hétérogénéité des crues dans le bassin. Elle présuppose ainsi que les relations établies dans les sections suivantes, pour fermer le bilan de volumes de crue seront spécifiques à chaque crue.

Cumul en amont de :	Durbuy (du)	Tabreux (ta)
Stations considérées	Hotton (Ourthe)	Hotton (Ourthe)
pour les apports amont	Marchette	Marchette
	Heure	Heure
		Aisne
		Ry de Logne
		Néblon

TABLE 6.3 – Données de débit utilisées pour le calcul des volumes de crues en amont des stations de Durbuy et de Tabreux.

Pour identifier la présence ou non d’un déficit entre le bilan des apports amont et les données à la station de Tabreux, les volumes de crues, sont calculés d’une part pour la station de Tabreux, et d’autre part pour l’ensemble des apports amont, comme indiqué dans le Tableau 6.3. Les volumes ont aussi été calculés pour Durbuy et les apports amont à Durbuy. Les calculs ont été réalisés pour 4 crues ayant eu lieu entre 2004 et 2012 (période commune de disponibilité des données aux stations). Le volume de chaque crue a simplement été calculé en convertissant en volume le débit d’une période de 200 heures, dont le centre correspond au pic de crue. Les résultats sont montrés sur la Figure 6.8. On

9. Notons que suivant les stations et la période qu’elles recouvrent (Tableau 6.2), le nombre de crues représentées est variable (de 37 pour Durbuy et Hotton, à 4 pour la Marchette).

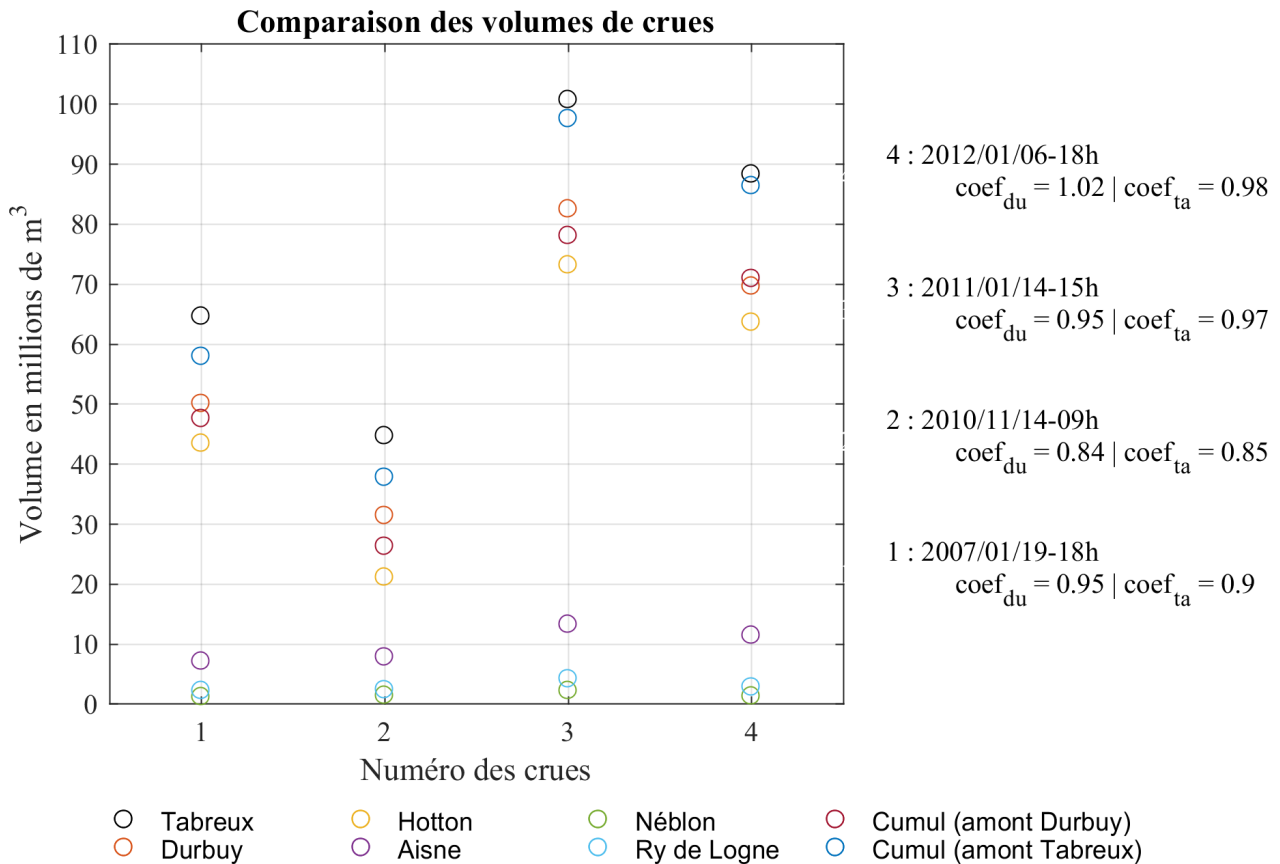


FIGURE 6.8 – Comparaison du volume des apports hydrologiques pour 4 événements de crues. Pour chaque crue, le coefficient entre le volume de Durbuy et celui de Tabreux par rapport au volume des apports amont respectifs est indiqué ( $\text{coef}_{\text{du}}$  et  $\text{coef}_{\text{ta}}$  avec ho : Hotton et du : Durbuy).

perçoit bien le déficit en eau, qui atteint jusqu'à 10 millions de m<sup>3</sup> pour la crue n°2 entre le volume de crue à Tabreux, et le volume de crue obtenu en agrégeant les données de Hotton et des affluents. La différence est également marquée déjà au niveau de Durbuy, où le cumul des volumes des stations de Hotton, la Marchette et l'Heure ne permet pas d'atteindre le volume de crue transitant à Durbuy.

Les coefficients  $\text{coef}_{\text{du}}$  et  $\text{coef}_{\text{ta}}$  de la Figure 6.8 donnent pour chaque crue représentée le rapport, respectivement, entre le cumul des volumes donnés par les apports amont à Durbuy (*cf.* Tableau 6.3) et le volume de Durbuy ; et entre le cumul des volumes donnés par les apports amont à Tabreux (*cf.* Tableau 6.3) et le volume de Tabreux. Pour Tabreux, les coefficients se situent entre 0.85 et 0.98 (moyenne des 4 crues : 0.925), confirmant qu'une part minoritaire mais non négligeable n'est pas comptabilisée par le cumul amont. On peut faire le même constat pour Durbuy (moyennes des crues 1 à 3 : 0.913). Étonnamment, pour la crue n°4, le  $\text{coef}_{\text{du}}$  calculé est supérieur à 1, indiquant que le cumul de volume des apports en amont de Durbuy est supérieur au volume calculé à Durbuy. Néanmoins, au vu des autres coefficients qui sont relativement univoques, il apparaît nécessaire de combler le déficit en eau présent dans les apports amont.

### 6.3.2.2 Comblement du déficit dans les apports amont à Tabreux

Les paragraphes qui suivent détaillent les méthodes de « comblement » du déficit en eau observé à Tabreux. Concernant l'aval du bassin de la Marchette (*cf.* Figure 6.5), nous avons simplement appliqué un coefficient de multiplication aux données cumulées des stations de la Marchette et de l'Heure. Ce coefficient correspond au rapport entre la surface du bassin total de la Marchette (140 km<sup>2</sup>), et le cumul de surface des bassins des deux stations concernées (respectivement, 48.8 et 68 km<sup>2</sup>). Ainsi nous obtenons un coefficient de 1.199.

La même procédure a été effectuée pour l'obtention d'une chronique du bassin de la Somme (*cf.* Figure 6.5, 37 km<sup>2</sup>). Les chroniques de la Marchette et de l'Heure ont en effet été utilisées sous l'hypothèse que le comportement de ces bassins et de celui de la Somme sont relativement similaires car mitoyens. Le coefficient calculé est ainsi de 0.317.

Concernant le reste du bassin en amont de Durbuy (partie en brun sur la Figure 6.5), il nous a semblé peu pertinent de reproduire la même méthode que pour la Marchette et la Somme, cette zone consistant en une multitude de petits bassins, situés dans une zone de relief moins marquée. Ayant défini une relation pour le calcul de l'ensemble du bassin de la Marchette, et pour le bassin de la Somme, il est ainsi possible d'isoler la part restante du débit à Durbuy, non expliqué par les bassins de la Marchette et de la Somme. Plusieurs relations ont été testées en comparant le débit à Durbuy, et le débit cumulé d'Hotton, de la Marchette (bassin total) et de la Somme. En particulier, nous avons testé des régressions linéaires et polynomiales entre débit « partiel » à Durbuy et débit de la Marchette et de l'Heure pour différents épisodes de crues. Les relations établies donnent des coefficients de détermination pouvant être relativement élevés (coefficient de détermination de 0.73 par exemple pour une équation polynomiale de 3<sup>ème</sup> degré calculé pour la période décembre 2009 - février 2010). Néanmoins, ce type de relation n'est pas stationnaire lorsqu'on considère d'autres périodes (le coefficient de détermination tombe à 0.53 en considérant la période mi-décembre 2010 - mi-février 2011). De plus, ce débit manquant étant constitué par un ensemble relativement diffus de petits cours d'eau, la question se pose, dans le modèle hydraulique, de la localisation du point d'injection (voir plus bas pour le détail du fonctionnement du modèle). Ainsi, ne disposant pas de relation univoque pour ce débit manquant à Durbuy, nous décidons de laisser en suspend cette question, pour tenter de l'élucider plus tard à l'aide des éléments apportés par les paragraphes qui suivent.

Il reste parmi les débits partiels la part fournie par la zone indiquée en rose sur la Figure 6.5, entre Durbuy et Tabreux. De la même manière, nous avons calculé, suite à un décalage, le déficit de débit issu de la différence entre la chronique de Tabreux et la chronique cumulant Hotton et les affluents (bassin total de la Marchette, bassin de la Somme, bassin de l'Aisne, bassin du Ry de Logne et bassin du Néblon). Cette chronique de débit à Tabreux ne considère donc pas de « déficit » à Durbuy. La Figure 6.9 montre le nuage de point obtenus. Il semble se dégager deux comportements distincts :

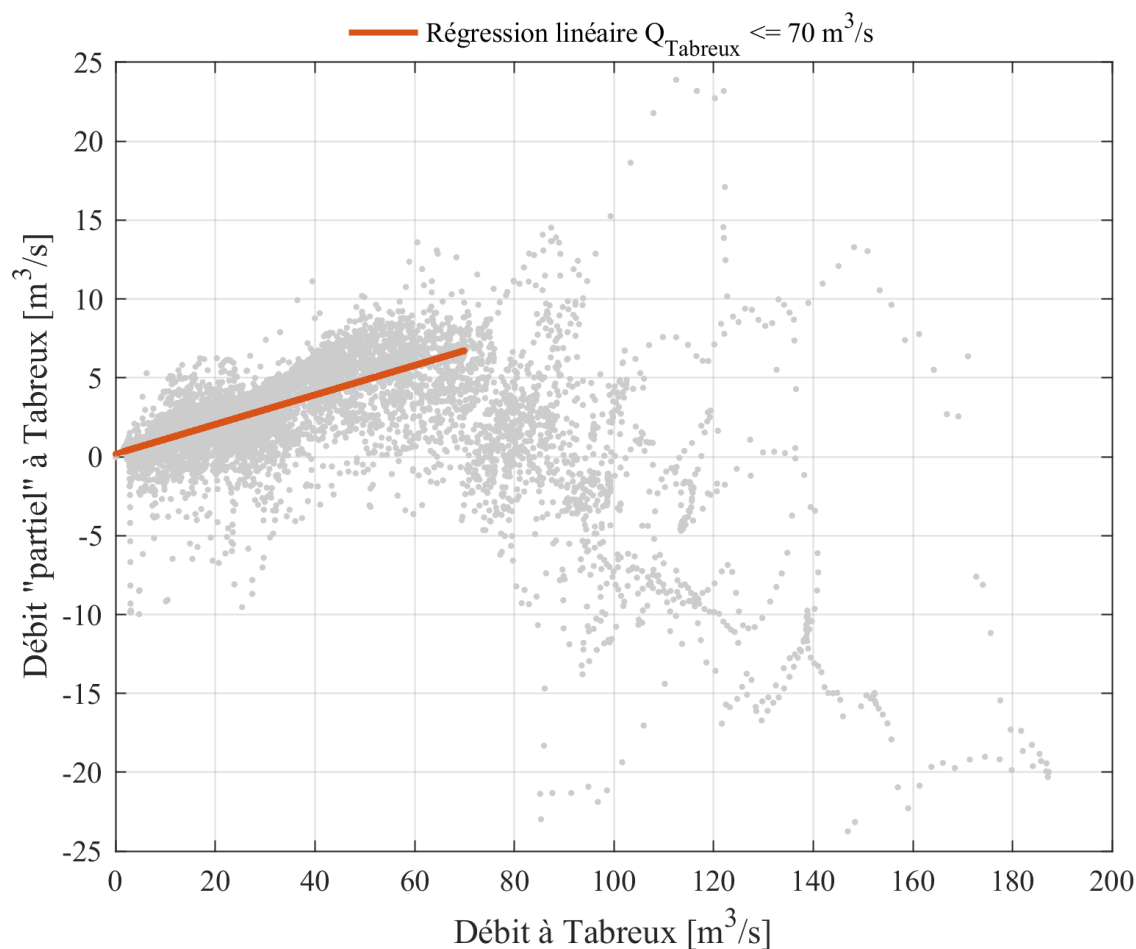


FIGURE 6.9 – Nuage de point débits à Tabreux vs débit « partiels » à Tabreux ( $Q_{\text{Tabreux}} - (Q_{\text{Hotton}} + Q_{\text{affluents}})$ ). Période : septembre 2011 - août 2013.

entre 0 et  $70 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $Q_{\text{Tabreux}}$ ), le déficit calculé augmente linéairement avec  $Q_{\text{Tabreux}}$ . Cela est d'ailleurs bien mis en avant avec la droite de régression ajoutée, dont le coefficient de corrélation est de 0.76, bien que la dispersion reste assez élevée : le RMSE équivaut à  $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$  pour une gamme de valeurs grossièrement comprises entre  $-5$  et  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  (les valeurs négatives proviennent probablement de la procédure de décalage, en particulier ici, où l'ensemble des chroniques d'Hotton et des affluents ont été décalées de la même manière sur toute la période de comparaison). Au-delà de  $70 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $Q_{\text{Tabreux}}$ ), le comportement semble beaucoup plus aléatoire, avec une dispersion très large ( $\pm 25 \text{ m}^3/\text{s}$  pour le débit partiel), avec toutefois une majorité des valeurs négatives (montrant encore ici une limite de la procédure de décalage) : la moyenne des débits manquants pour  $Q_{\text{Tabreux}} > 70 \text{ m}^3/\text{s}$  est de  $-0.58 \text{ m}^3/\text{s}$ . Au vu du nuage de points, il semble difficilement concevable d'établir une relation entre le débit à Tabreux et le déficit à cette même station pour  $Q_{\text{Tabreux}} > 70 \text{ m}^3/\text{s}$ . Sur cette base, nous proposons d'appliquer la régression linéaire établie pour  $Q_{\text{Tabreux}} \leq 70 \text{ m}^3/\text{s}$ , et de ne rien appliquer au-delà. Nous éludons de cette manière le problème du déficit de débit à Durbuy, celui-ci étant « rattrapé » à Tabreux par le choix qui est fait ici. Cela comporte évidemment une limite, d'un point de vue hydrau-

lique, de répartition spatiale des débits dans le tronçon. Néanmoins, au vu à la fois de la difficulté à établir une relation homogène pour le calcul du déficit de débit à Durbuy, et du problème posé par la localisation de l'injection de cet apport dans le tronçon Hotton-Durbuy (*cf.* paragraphe précédent), le choix fait ici représente une alternative opportune, et facilite la modélisation. Il est donc décidé que le déficit de débit calculé en amont de Tabreux sera injecté dans le modèle hydraulique en même temps que l'apport de l'Aisne. Ce choix est fait, en partie arbitrairement, car une partie importante de la zone non représentée entre Hotton et Tabreux se trouve en amont de la confluence de l'Ourthe et de l'Aisne, mais aussi afin d'éviter de découper ce déficit de débit en de multiples petits apports.

Pour récapituler, nous disposons, après les étapes décrites ci-dessus, d'une condition limite amont, déployée au fur et à mesure du tronçon, résultant des apports de : l'Ourthe à Hotton, la Marchette (bassin total), la Somme, l'Aisne, le débit « partiel » de l'Ourthe, le Ry de Logne, et le Néblon.

### 6.3.3 Établissement de la condition limite aval

La condition limite aval, en modélisation hydraulique, peut être de différents types : hauteur d'eau, altitude de surface libre, nombre de Froude, inconnue... Souhaitant modéliser dans le temps, la condition limite aval qui nous a semblé la plus pertinente est la hauteur d'eau. Elle permet ainsi de rendre compte de l'évolution temporelle de l'écoulement et de son comportement dans le chenal. Nous disposons de chroniques de hauteur d'eau pour la station de Tabreux, couvrant la période de référence. Néanmoins, l'objectif étant de simuler des scénarios d'écoulement pour des climats contrastés, cette information limnimétrique doit être adaptée.

À travers l'étude d'impact hydrologique du changement climatique mise en place dans la partie précédente, ce sont des chroniques de débit que nous obtenons en sorties pour les scénarios de changement climatique. C'est donc sur la base de ces données que nous devons produire les séries de condition limite aval.

La solution la plus directe apparaît comme l'établissement d'une relation entre débits et hauteurs d'eau à Tabreux. Les relations hauteur-débits (ou courbes de tarage) de la station de Tabreux ont été mises à notre disposition<sup>10</sup>, (Figure 6.10). Elles constituent un faisceau de 25 courbes différentes sur la période 1988-2016, ce qui montre l'instabilité de la relation hauteur-débit au cours de cette période.

Pour rendre plus aisée la modélisation, il est préférable de ne disposer que d'une seule relation. De plus, plutôt que d'ajuster la relation hauteur-débit à l'aide des débits observés, il nous semble

---

10. Nous tenons à remercier Mme Delphine PONTEGNIE, du Service public de Wallonie, DGO2 Direction générale opérationnelle de la Mobilité et des Voies hydrauliques, Département des Etudes et de l'Appui à la gestion, Direction de la Gestion hydrologique intégrée (DO.223), de nous avoir fait parvenir les courbes de tarage construites sur la période 1988-2016.



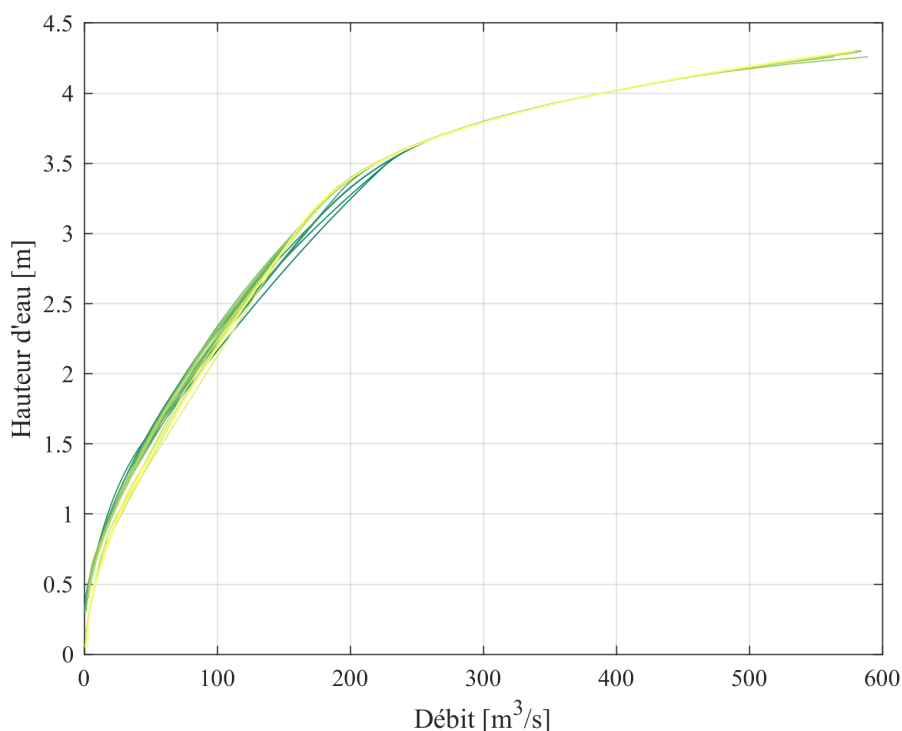


FIGURE 6.10 – Courbes de tarages élaborées par le SETHY, station de Tabreux. Période : 1988-2016. 25 courbes. De la période la plus ancienne (bleu) à la plus récente (jaune).

judicieux d'utiliser les débits simulés par le modèle hydraulique calibré sur les données observées. Cela permet de prendre en compte de la façon la plus juste possible la relation hauteur-débit suivie par le modèle.

On observe sur la Figure 6.11 que globalement, le modèle hydraulique reproduit plutôt bien les débits (en particulier jusqu'à  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ , un peu moins bien au-delà). Ainsi la relation hauteurs observées-débits simulés qui sera établie correspondra aussi globalement à une relation hauteurs observées-débits observés.

La Figure 6.11 montre également la courbe ajustée. Celle-ci suit une équation polynomiale de 2<sup>nd</sup> degré :

$$H_{obs} = -0.00003 \times Q_{sim-hydraulique}^2 + 0.0199 \times Q_{sim-hydraulique} + 111.38 \quad (6.1)$$

où  $H_{obs}$  est la hauteur d'eau observée (en m), et  $Q_{sim-hydraulique}$  le débit simulé par le modèle hydraulique (en  $\text{m}^3/\text{s}$ ). On peut noter qu'elle traduit bien la relation hauteurs observées-débits simulés, et qu'elle retrace aussi avec un certain succès le nuage de points hauteurs observées-débits observés. C'est donc cette relation qui est envisagée pour la simulation des effets du changement climatique, à partir des débits simulés à la station de Tabreux par le modèle hydrologique. La hauteur d'eau, condition limite aval du modèle hydraulique sera donc déduite du débit simulé par le modèle hydrologique pour chaque scénario climatique.

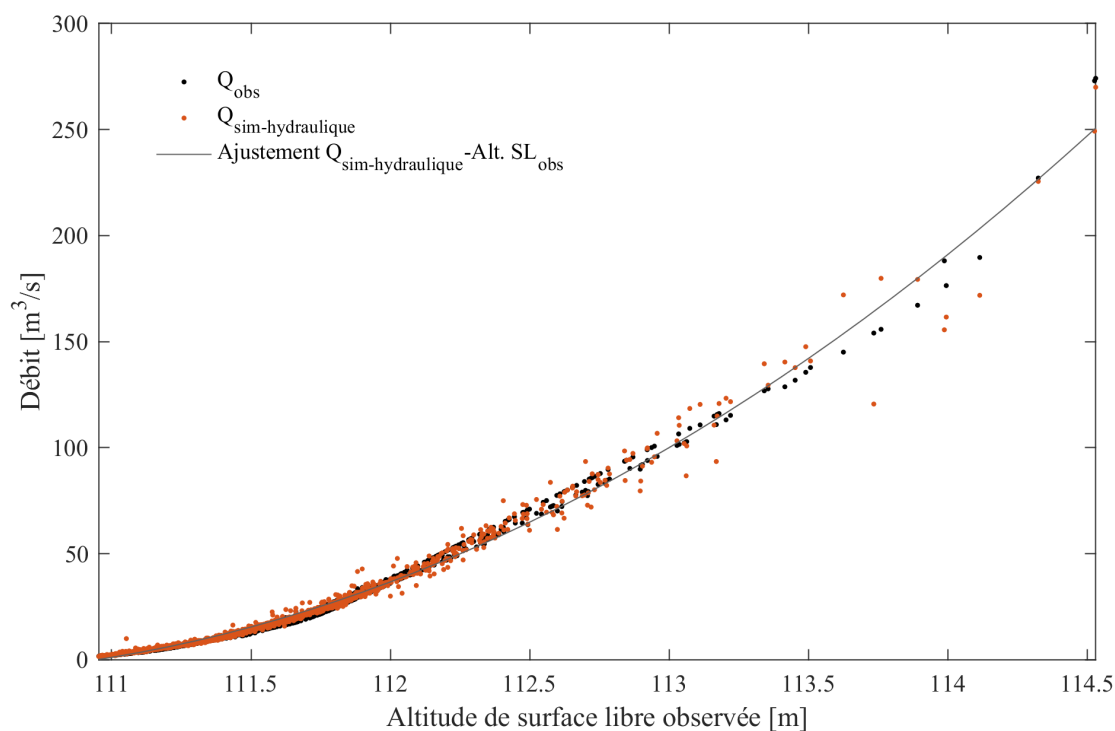


FIGURE 6.11 – Comparaison des débits observés ( $Q_{\text{obs}}$ ) et simulés ( $Q_{\text{sim-hydraulique}}$ ) à la station de Tabreux par le modèle hydraulique (pas de temps journalier, période septembre 2009 - août 2013), et ajustement d’une équation polynomiale de 2<sup>nd</sup> degré entre altitude de surface libre (Alt. SL) et débit simulé à Tabreux.

### 6.3.4 Présentation du modèle WOLF 1D

Le modèle hydraulique utilisé dans cette étude est le modèle WOLF 1D. Il fait partie de la suite logicielle WOLF (Pirotton *et al.*, 2004), développée au laboratoire HECE de l’Université de Liège<sup>11</sup> et a été utilisé dans de nombreuses études (e.g. Archambeau, 2006; Goffin *et al.*, 2016). Il a également été intégré à la chaîne de modélisation du programme MOHICAN (MODèle Hydrologique Intégré pour le calcul des Crues et de l’Amplitude des Niveaux d’eau), piloté par le SETHY (Ministère de l’Équipement et des Transports, division des Etudes et des Programmes) et dont l’objectif était de disposer d’un modèle hydrologique pour la gestion des crues dans le bassin de la Meuse (Belgique).

Il s’agit d’un modèle unidimensionnel, structuré en lits composés : le tronçon modélisé est découpé en un certain nombre de mailles, caractérisées par des relations propres. C’est par les « contacts » d’une maille à l’autre que se font les échanges d’écoulement, en résolvant les équations classiques de Saint-Venant, correspondant aux conservations de la masse et de la quantité de mouvement.

11. Suite logicielle WOLF, <http://www.hach.ulg.ac.be/cms/wolf>

WOLF 1D nécessite, en condition infracritique d'écoulement, une condition limite amont et une condition limite aval (*cf.* paragraphes précédents). Pour la représentation du terrain, il considère comme données d'entrée les sections en travers (Figure 6.12) du chenal à modéliser, ainsi qu'un vecteur du tracé du tronçon à modéliser.



FIGURE 6.12 – Emplacement des sections en travers utilisées dans le modèle hydraulique.

A partir de ces informations, le modèle hydraulique est mis en place comme suit :

- à partir d'une longueur de maille renseignée par l'utilisateur, le modèle discrétise le vecteur du linéaire du cours d'eau en segments : les sommets de chaque segment symbolisent les bords d'un volume fini (*i.e.* une maille) ;
- pour chaque segment, le modèle réalise une interpolation linéaire entre les sections en travers situées à l'intérieur et/ou les plus proches des bords : l'interpolation réalisée porte sur la dé-

finition de l'altitude des bords de la maille, et sur l'altitude de la maille, calculée comme la moyenne des altitudes des deux bords ;

- c'est au niveau des bords que sont calculées univoquement les relations d'échange de flux d'eau entre mailles ;
- le modèle établit ensuite des relations volumiques : au niveau du milieu du segment, une interpolation linéaire est réalisée sur les relations tabulées (*i.e.* hauteur d'eau-section mouillée, périmètre mouillé et largeur mouillée) en fonction des sections en travers les plus proches ;
- le modèle nécessite en tout point du domaine des conditions de hauteur d'eau ou section mouillée ou surface libre pour son initialisation, ainsi qu'une condition initiale de débit ;
- au moins une zone (maille) d'infiltration doit être définie, où l'information de débit entrant est renseignée ;
- une zone (maille) de condition limite aval doit être renseignée, à laquelle maille l'information de condition limite aval est associée par le modèle.

Au final, après simulation, le modèle fournit pour chaque maille une information de débit, de section mouillée et de hauteur d'eau (d'autres informations telles que le nombre de Froude par exemple peuvent être obtenues).

Lorsqu'on analyse la Figure 6.12, on peut voir que les sections en travers sont relativement bien distribuées sur une très large majorité du tronçon : elles procurent une moyenne de près de 12.5 sections par kilomètre. Ce chiffre fait néanmoins abstraction de la partie située à l'aval d'Hotton, pour laquelle aucune section en travers n'est disponible sur environ 2.5 km. L'implémentation du modèle pour cette zone se fait donc uniquement par interpolation entre les deux sections amont et aval disponibles. Les mailles construites pour cette partie du tronçon sont en conséquence peu fiables. De plus, faisant l'hypothèse sur le tronçon d'un régime fluvial (*i.e.* infracritique) dans lequel l'écoulement est influencé par l'aval, des éventuelles anomalies induites par la modélisation de cette zone pourraient potentiellement influencer l'écoulement simulé jusqu'à Hotton. C'est un point qu'il est important de conserver à l'esprit dans l'interprétation des résultats obtenus dans la suite.

Il est possible de réaliser des simulations en régime stationnaire, c'est-à-dire avec un apport de débit constant, mais également en régime instationnaire (avec un pas de temps adaptatif), auquel cas une (des) chronique(s) de débit est (sont) renseignée(s) comme apport et une chronique de la condition limite aval est également prescrite. Ainsi, pour chaque pas de temps, le modèle fournit pour chaque maille une valeur de débit et de hauteur d'eau.

### 6.3.5 Apports et limites du modèle 1D

Un modèle 1D (unidimensionnel) est une représentation conceptuelle spécifique du terrain (channel et plaine d'écoulement) et des conditions du transfert de l'écoulement. Face à d'autres types de modèles plus complexes, comme un modèle hydraulique 2D (bi-dimensionnel), il présente des atouts mais aussi des limites qu'il est important de mettre en évidence.

Un argument favorable à l'emploi d'un modèle 1D plutôt qu'un modèle 2D est le temps de mise en place du modèle et de modélisation. Face aux objectifs de simulation hydraulique de 14 scénarios hydrologiques (climat actuel + 13 scénarios climatiques représentatifs du changement climatique, cf. chapitre 7), l'utilisation d'un modèle 2D est beaucoup plus contraignante, ce dernier étant constitué de mailles beaucoup plus fines (Figure 6.13). Les transferts se calculent d'une maille en direction de toutes celles qui l'entourent, et le temps de calcul est par conséquent considérablement augmenté. Pour cette raison, le choix s'est ici orienté vers le modèle 1D.

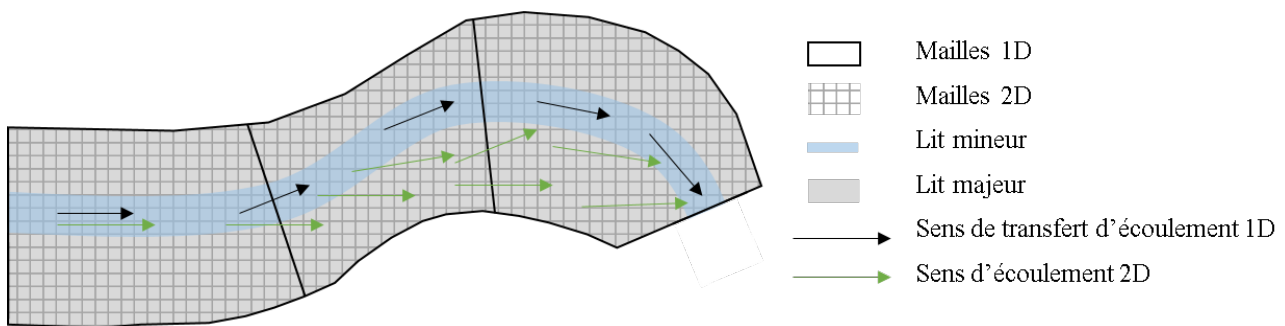


FIGURE 6.13 – Schématisation des directions d'écoulements 1D et 2D en débordement.

Néanmoins, du fait de la représentation unidimensionnelle de l'écoulement, le modèle 1D ne permet pas de prendre en compte les transferts d'écoulements transversaux et latéraux. Comme indiqué sur la Figure 6.13, la direction de l'écoulement en 1D est uniquement simulée depuis une maille vers la suivante, au contraire du modèle 2D dans lequel les écoulements peuvent prendre plusieurs directions car chaque maille est en contact avec huit autres mailles. En débordement, le modèle 1D opère donc une simplification et fait ainsi abstraction de la diversité des écoulements qui s'organisent entre lit mineur et plaine inondable, et au sein de la plaine inondable.

Cela suggère que tant qu'il n'y a pas de débordement simulé, le modèle 1D reste conceptuellement valable vis-à-vis de la direction et de la quantité de l'écoulement. Mais à partir du moment où l'écoulement est associé à un débordement, les effets de stockage et déstockage sont faussés et ne peuvent pas être considérés comme valables. Ainsi par précaution les simulations, notamment celles de hauteur d'eau, concernant la période d'un débordement ne devraient donc pas servir à fournir des conclusions définitives sur celui-ci. De cette manière, si l'on souhaite étudier les débordements, c'est

davantage au niveau du premier débit débordant (*i.e.* au point de bascule entre débit à plein bord et débit débordant) qu'il faut s'intéresser.

La dynamique des écoulements pendant un débordement est au contraire bien décrite avec un modèle 2D constitué de mailles fines. Les transferts simulés permettent alors de reproduire assez fidèlement les hauteurs d'eau (Epicum *et al.*, 2010), et ainsi la quantité et la dynamique temporelle de stockage et de déstockage d'eau dans la plaine inondable.

Malgré l'apport considérable du 2D vis-à-vis du 1D dans la question des débordement, le modèle 1D a été retenu pour les raisons de temps de préparation et de calcul énoncés plus haut. En effet, l'objectif de simuler 14 scénarios hydrologiques d'une durée de 30 ans chacun ne nous a pas semblé compatible avec l'utilisation du modèle en 2D. Conscients des limites inhérentes au modèle 1D, les objectifs de modélisation doivent par conséquent être ajustés : comme nous souhaitons étudier les débordements, nous nous focaliserons uniquement sur les débits qui déclenchent un débordement.

### **6.3.6 Méthode de calage du modèle hydraulique**

En dehors de la représentation du terrain, et des conditions limites amont et aval, le paramètre à distribuer dans le modèle est le coefficient de rugosité. Ce dernier est exprimé dans WOLF 1D par le coefficient de Manning. C'est donc par ce biais que le modèle sera calibré, tant en décalage temporel qu'en hauteurs d'eau obtenues, l'objectif étant de définir quelle valeur de coefficient de Manning sera utilisée pour la simulation des scénarios en temps présent et pour les scénarios climatiques représentatifs du changement climatique.

Le modèle doit pouvoir simuler correctement débits et hauteurs d'eau, tout en étant physiquement cohérent, c'est-à-dire que la valeur de rugosité doit être cohérente avec les standards de la littérature. Nous estimons que la gamme de valeurs allant d'un coefficient de Manning de 0.020 (canal en terre, enherbé) à 0.040 (lit majeur en prairie) est une base d'investigation cohérente, conformément aux valeurs proposées par exemple par Degoutte (2001).

Nous avons utilisé la période 2004 - 2013, sur laquelle nous disposons de données observées de débits pour l'ensemble des stations hydrométriques et de données de hauteur d'eau pour la station de Tabreux, pour tester cette gamme de coefficients de Manning. Les simulations ont été réalisées au pas de temps horaire, à partir des données horaires des stations.

## 6.4 Résultats du calage du modèle hydraulique

Les résultats de la procédure de calibrage du modèle hydraulique sont présentés dans cette section. Ils consistent en la comparaison des débits et hauteurs d'eau simulés par le modèle aux mailles situées au niveau des stations hydrométriques de l'Ourthe (Hotton, Durbuy et Tabreux), avec les données observées à ces mêmes stations. Afin d'affiner l'analyse, une comparaison des sorties du modèles 1D est effectuée avec les sorties du modèle 2D, sur une partie du tronçon encadrant la station de Durbuy.

### 6.4.1 Débits simulés

La Figure 6.14 montre les hydrogrammes observés et simulés suivant différents coefficients de Manning pour une période de deux mois. Les valeurs observées sont celles enregistrées aux stations de Durbuy et Tabreux, tandis que les chroniques simulées sont celles produites par le modèle et extraites pour la maille située au niveau des mêmes stations. On s'aperçoit que globalement, la comparaison est relativement bonne pour toutes les valeurs de Manning. D'une part, à cette échelle de temps, le modèle parvient à bien synchroniser les pointes de crue. D'autre part, l'amplitude du débit semble bien reproduite. Pour Durbuy, l'ensemble des simulations se situent sur ou à proximité de la courbe observée. Pour Tabreux, la correspondance est plus faible, avec des pics de crue qui semblent légèrement décalés soit dans un sens soit dans l'autre, et sous-estimés par le modèle, les simulations avec les coefficients de Manning les plus forts sortant ponctuellement de l'intervalle  $Q_{\text{obs}} \pm 10\%$ . Néanmoins, cet intervalle permet dans l'ensemble de contenir les chroniques simulées.

La Figure 6.15 propose un zoom sur la pointe de crue du 8 décembre 2007 afin de mieux se rendre compte de la performance du modèle et de l'influence du coefficient de Manning. Concernant Durbuy, on observe aisément que pour l'ensemble des simulations, la forme de la crue est dénaturée : le modèle simule un pic de crue décalé d'environ -7h (pour un coefficient de Manning=0.020) à -5h (pour un coefficient de Manning=0.030 à 0.040). On observe également que la montée de crue, bien qu'elle reste dans l'intervalle  $Q_{\text{obs}} \pm 10\%$  (excepté pour un coefficient de Manning=0.020), est moins fidèle à la courbe observée. Après la pointe de crue, les valeurs simulées correspondent globalement bien à celles observées (excepté pour un coefficient de Manning=0.020, dont la courbe simulée se détache de l'observation, un peu avant le 9 décembre). En dehors des simulations associées à un coefficient de Manning de 0.020, et de 0.025, les simulations pour les autres coefficients de Manning ne semblent pas se distinguer clairement les unes des autres.

Pour la même pointe de crue à Tabreux, le constat est identique : si la forme de l'hydrogramme est grossièrement reproduite, la correspondance est nettement moins bonne. Ce sont les simulations pour un coefficient de Manning égal à 0.020 et 0.025 qui se rapprochent le plus de la courbe observée.

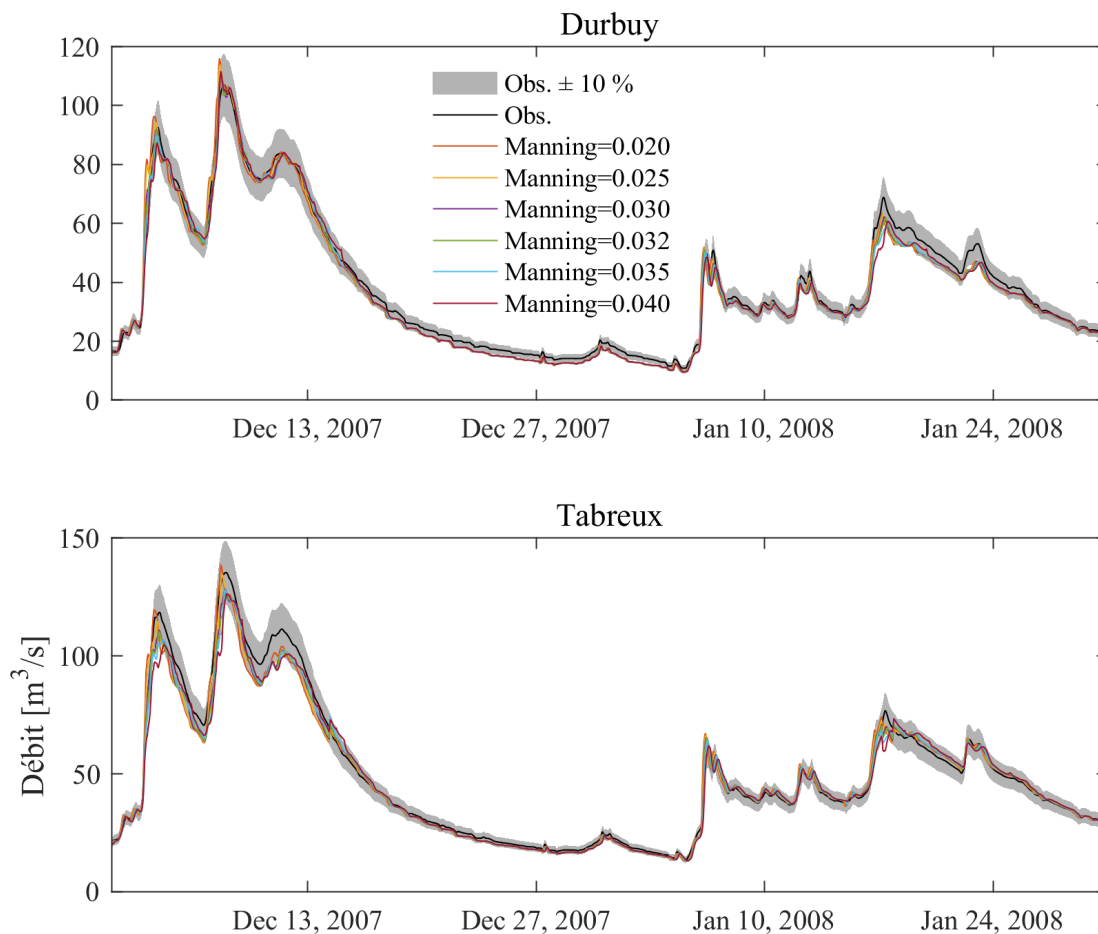


FIGURE 6.14 – Comparaison des hydrogrammes observés et simulés à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, période décembre 2007 - janvier 2008).

Cependant, ces simulations présentent un caractère trop réactif en comparaison de l'hydrogramme observé. En montée de crue, la simulation pour un coefficient de Manning de 0.030 est située à la limite basse de l'intervalle  $Q_{\text{obs}} \pm 10\%$ , et rejoint la courbe observée dans la décrue. C'est également cette simulation qui semble reproduire le plus fidèlement la forme globale arrondie de la courbe observée. Les autres simulations sont situées en dehors de l'intervalle  $Q_{\text{obs}} \pm 10\%$ .

On pourrait faire l'hypothèse que les différences de courbes soient liées à un débordement pour les coefficients les plus forts, comparés aux coefficient les moins frottants. Néanmoins, bien qu'il y ait un débordement, celui-ci s'opère quasi simultanément pour les simulations de tous les coefficients. Ces différences de courbes indiquent alors un comportement différent en plaine inondable modélisée par le modèle 1D suivant la rugosité qui lui est affectée.



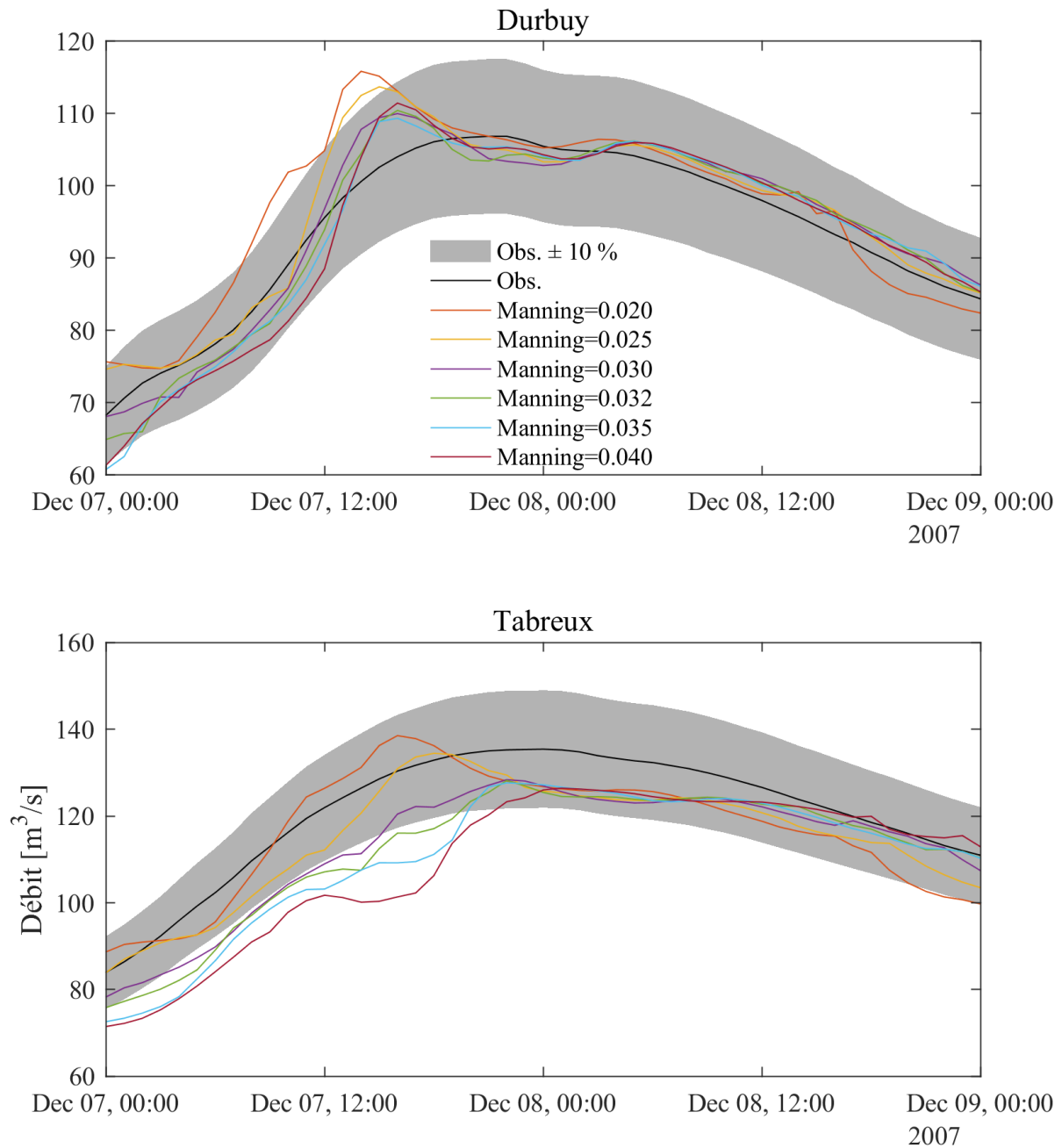


FIGURE 6.15 – Comparaison des hydrogrammes observés et simulés à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, zoom sur la période du 7 au 9 décembre 2007).

Notons toutefois que ces observations ne concernent que l'évènement des Figures 6.14 et 6.15. Lorsqu'on examine d'autres évènements, il arrive que les simulations surestiment la pointe de crue, jusqu'à +40 m<sup>3</sup>/s pour la station de Tabreux. Cette alternance entre sur-estimation et sous-estimation

pourrait peut-être provenir de la procédure de comblement du déficit du volume d'eau, opérée plus haut. En effet, les relations appliquées sont générales à l'ensemble de la chronique et donc des crues, « lissant » peut-être la diversité des crues. Néanmoins, malgré des différences de débits en crue (voir par exemple Figure 6.15), le modèle semble bien reproduire les dynamiques de crue, ce qui valide indirectement notre procédure de comblement du déficit en eau à la station de Tabreux.

Sur toute la période 2004-2013, la Figure 6.16 donne les nuages de points comparant les observations et les simulations pour les différents coefficients de Manning et pour Durbuy et Tabreux. Concernant Durbuy, tandis que pour un  $Q_{\text{obs}} < 120 \text{ m}^3/\text{s}$  environ les simulations tendent majoritairement à sous-estimer le débit (en particulier pour les plus forts coefficients de Manning), au-delà, les simulations surestiment le débit. Il nous semble que deux raisons expliquent cela. La première est liée à la procédure de « comblement » du débit, indiquant qu'une relation proportionnelle pour estimer les débits du bassin total de la Marchette et du bassin de la Somme ne seraient peut-être pas tout à fait appropriée. En effet, on peut imaginer qu'au delà d'un certain débit dans ces bassins, un débordement se met en place et une partie de l'écoulement est stockée pour être drainée plus tard dans le réseau hydrographique. La deuxième raison concerne le modèle hydraulique : lors des événements les plus forts le modèle aurait du mal à simuler un stockage d'une partie de l'écoulement en plaine inondable. Cela provient probablement de la limite du 1D, dont l'axe et la vitesse d'écoulement simulés sont uniformes pour l'ensemble du domaine de la maille (*cf.* section 6.3.5). Un modèle 2D, qui prend en compte les données topographiques de la plaine inondable, permettrait de prendre en compte les échanges et directions d'écoulement transversaux, et ainsi de mieux simuler le stockage de l'écoulement, et ainsi reproduire plus fidèlement les débits.

Cela peut potentiellement être expliqué par le fait qu'un même coefficient de rugosité est appliqué à l'ensemble de chaque maille, sans distinction entre le chenal d'écoulement et le lit inondable. De cette manière, le modèle hydraulique sous-estimerait la rétention de crue en lit majeur.

Lorsqu'on observe les nuages de points pour Tabreux, la correspondance entre hydrogramme observé et hydrogramme simulé apparaît meilleure. Cela suggère que sur le tronçon Durbuy-Tabreux, le cumul des apports hydrologiques s'est équilibré. Cela peut potentiellement être dû à la relation de « comblement » du débit entre Durbuy et Tabreux, qui s'interrompt pour un  $Q_{\text{Tabreux}} > 70 \text{ m}^3/\text{s}$ . Dans l'ensemble, les simulations sont peu sensibles aux coefficients de Manning, mais il semble toutefois que les simulations pour un coefficient de Manning de 0.030 à 0.040 sont mieux centrées sur la bissectrice.

La Figure 6.17 montre pour chaque simulation la distribution des écarts entre débits observés et débits simulés. Afin de faciliter la lecture des graphiques, nous avons ici filtré les faibles valeurs de débit. Ainsi, sont représentées uniquement les débits simulés pour  $Q_{\text{obs}} > 90 \text{ m}^3/\text{s}$  (à Durbuy et à Tabreux). En considérant les résultats pour Durbuy, on voit que la distribution donne des étendues

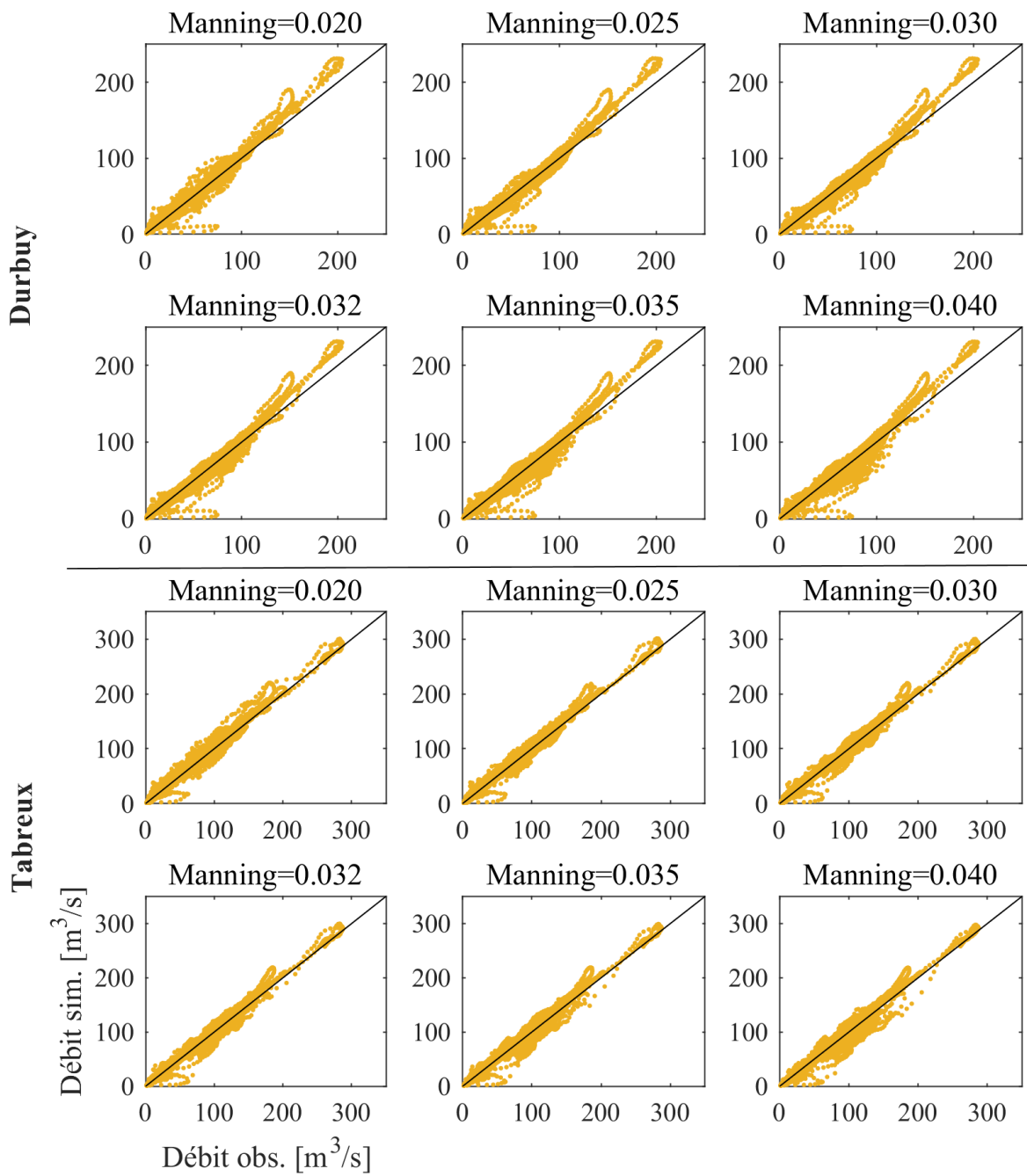


FIGURE 6.16 – Nuages de corrélation des débits observés et simulés à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, période 2004 - 2013).

différentes suivant les coefficients de Manning (Figure 6.17a), avec cependant des valeurs minimales similaires pour toutes les simulations. Lorsqu'on s'intéresse aux écarts interquartiles (Figure 6.17c),

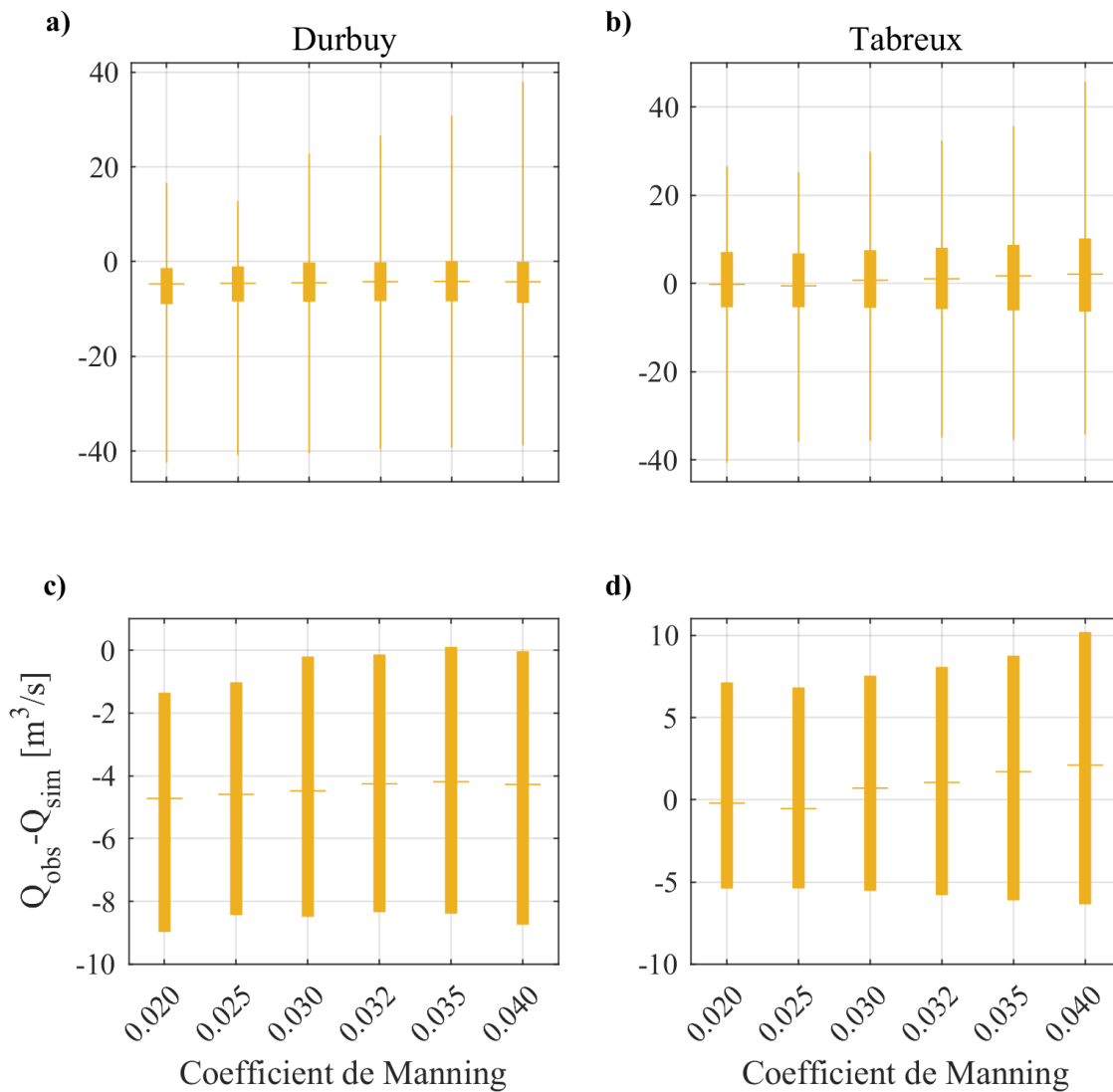


FIGURE 6.17 – Boxplots des anomalies entre débits observés ( $Q_{obs}$ ) et débits simulés ( $Q_{sim}$ ) à Durbuy (a et c) et Tabreux (b et d) pour différents coefficients de Manning. La comparaison est effectuée pour  $Q_{obs} > 90 \text{ m}^3/\text{s}$ . Période 2004 - 2013. a) et b) distribution complète des anomalies ; c) et d) uniquement gamme des anomalies comprise entre les 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartiles de la distribution.

on peut clairement noter que les valeurs sont négatives, indiquant une surestimation générale du débit à Durbuy par le modèle hydraulique. Les plus petites valeurs de Manning (notamment 0.020 et 0.025) engendrent une surestimation plus forte, écartant ainsi ces coefficients de rugosité. Les autres coefficients génèrent globalement une distribution interquartiles similaire. D'après ces deux graphiques, un compromis entre étendue des distributions et écarts interquartiles oriente le choix vers un coefficient de Manning de 0.030, cette configuration présentant l'étendue la plus faible.

Concernant Tabreux, on note que la distribution des écarts est bien mieux centrée autour d'un écart nul (Figure 6.17b). On peut faire le même constat sur l'étendue des débits que pour Durbuy : moins étendue pour les faibles valeurs de Manning, et plus grande pour les fortes valeurs. D'après la Figure 6.17d, un constat identique peut être fait : l'amplitude interquartile croît avec la valeur du coefficient de Manning. Dans le même sens, la médiane (traits horizontaux de chaque boîte) est relativement proche de 0 pour des coefficients de 0.020, 0.025 et 0.030, et s'en éloigne légèrement lorsque le coefficient de Manning augmente. Le choix de retenir le coefficient de 0.030 pour les simulations semble ici aussi judicieux également.

## 6.4.2 Altitudes de surface libre

Les hauteurs d'eau simulées sont reproduites sur la Figure 6.18 en comparaison des hauteurs observées, sous la forme de l'altitude de surface libre (Alt. SL), au niveau des mailles de Hotton, Durbuy et Tabreux pour la période décembre 2007 - janvier 2008 ; un zoom sur la période du 7 au 9 décembre est proposé sur la Figure 6.19. Pour Tabreux, le graphique indique que la correspondance est quasi parfaite. Cela semble toutefois cohérent avec le fait que la condition limite aval soit située à Tabreux. En particulier, la correspondance est meilleure pour les simulations avec les plus petits coefficients de Manning. En effet, les plus forts coefficients montrent que lors des crues, les simulations donnent des valeurs sortant de l'intervalle  $\text{Alt. SL}_{\text{obs}} \pm 10 \text{ cm}$ , comme cela est visible sur la Figure 6.19.

Les simulations pour la maille située au niveau de Durbuy sont moins univoques (Figures 6.18 et 6.19). Il en ressort que les coefficients de Manning les plus forts surestiment largement la hauteur d'eau, que ce soit en hautes ou en basses eaux, notamment les coefficients de 0.035 et 0.040. A l'inverse, les coefficients de 0.020 et 0.025 la sous-estiment nettement en période de crues. En basses-eaux, ces coefficients procurent des simulations relativement proches de l'observation. Enfin, les coefficients de 0.030 et 0.032 donnent les simulations les plus proches en période de crue. Le coefficient de 0.032 semble mieux correspondre à l'observé pour les épisodes de crues (par exemple, Figure 6.19), mais surestime la hauteur d'eau en dehors de ces épisodes (les simulations sortent légèrement de l'intervalle  $\text{Alt. SL}_{\text{obs}} \pm 10 \text{ cm}$ ). Le coefficient de 0.030 sous-estime en général légèrement l'observation en crue, tout en proposant des valeurs restant majoritairement dans l'intervalle  $\text{Alt. SL}_{\text{obs}} \pm 10 \text{ cm}$  (ex. Figure 6.19). Dans les plus faibles valeurs cette simulation surestime également l'observation, généralement à la limite de l'intervalle  $\text{Alt. SL}_{\text{obs}} \pm 10 \text{ cm}$ .

Le cas d'Hotton est univoque, mais davantage problématique : l'ensemble des simulations surestiment largement les observations (jusqu'à 80 cm pour la simulation avec un coefficient de 0.040 sur la période considérée sur la Figure 6.18), à l'exception de celle pour un coefficient de 0.020 et uniquement lors des pointes de crues. Le modèle n'est pas assez réaliste au niveau d'Hotton.

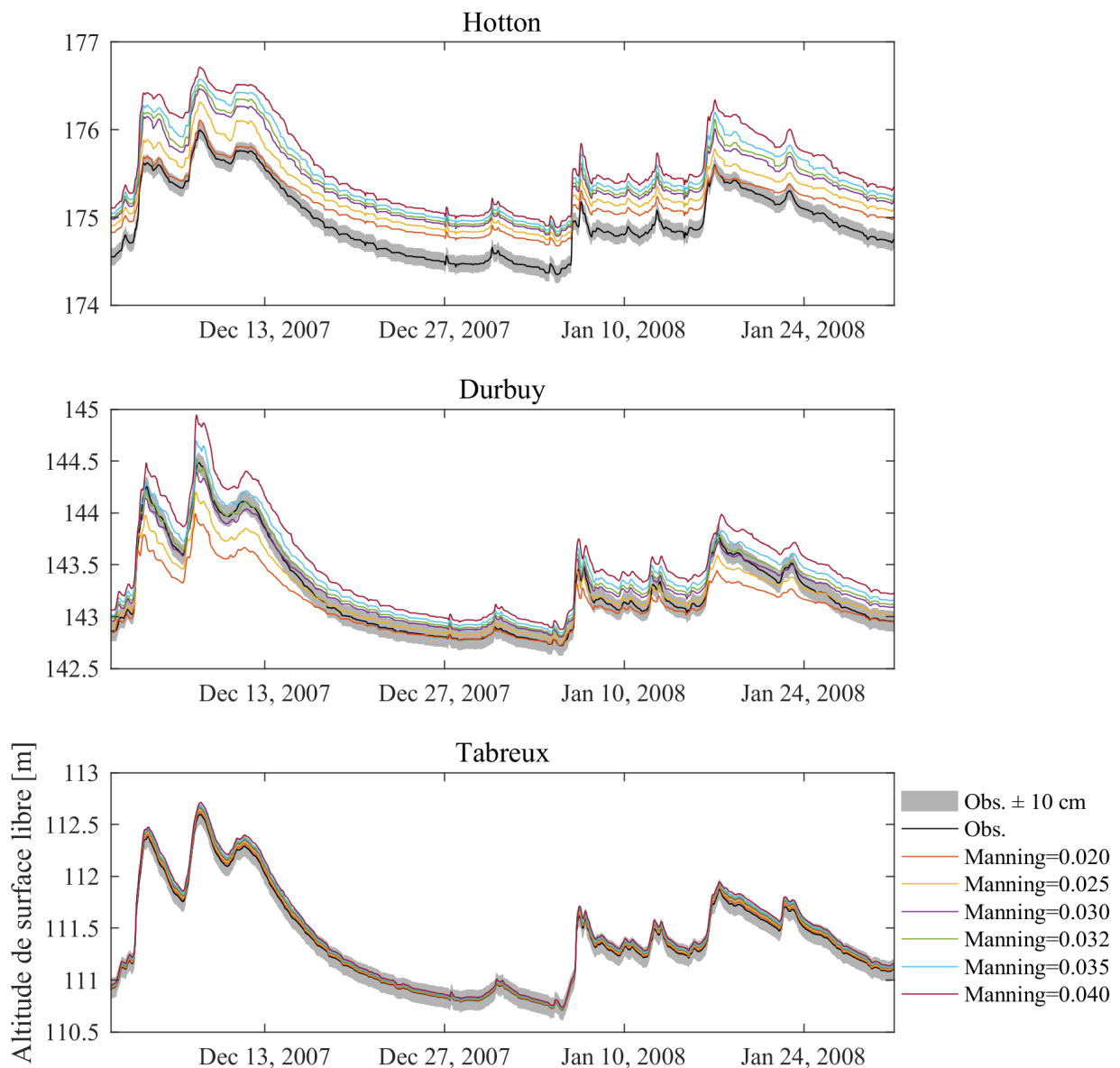


FIGURE 6.18 – Altitudes de surface libre observées et simulées pour différents coefficients de Manning au niveau des stations hydrométriques d’Hotton, Durbuy et Tabreux. Période : décembre 2007 - janvier 2008.

La Figure 6.20, comparant l’ensemble des débits observés et simulés sur la période 2004-2013, semble confirmer les commentaires des paragraphes précédents. On distingue bien la correspondance entre observations et simulations à Tabreux, en notant la légère surestimation apparaissant lorsqu’on augmente le coefficient de Manning.

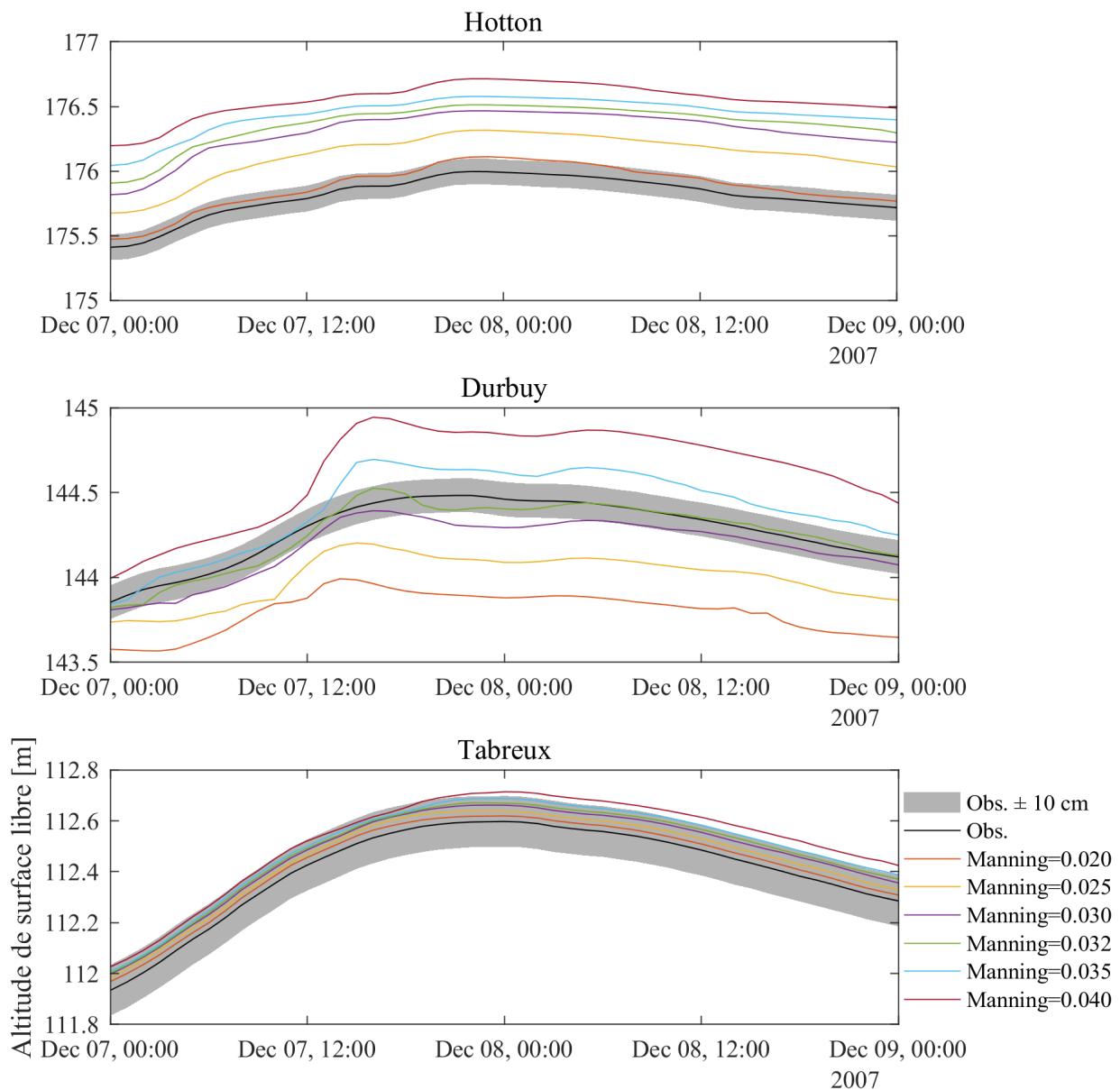


FIGURE 6.19 – Altitudes de surface libre observées et simulées pour différents coefficients de Manning au niveau des stations hydrométriques d’Hotton, Durbuy et Tabreux. Période : 7 au 9 décembre 2007.

Pour Durbuy, globalement, la correspondance semble bonne entre observation et simulation. Néanmoins il apparaît clairement dans les plus hautes altitudes une sous-estimation pour les basses valeurs du coefficient de Manning (0.020 et 0.025), et à l’inverse une surestimation pour les hautes valeurs du coefficient de Manning (0.032, 0.035 et 0.040). C’est la simulation pour un coefficient de 0.030 qui rend le modèle le plus fidèle aux observations : c’est en effet pour cette configuration que le nuage de

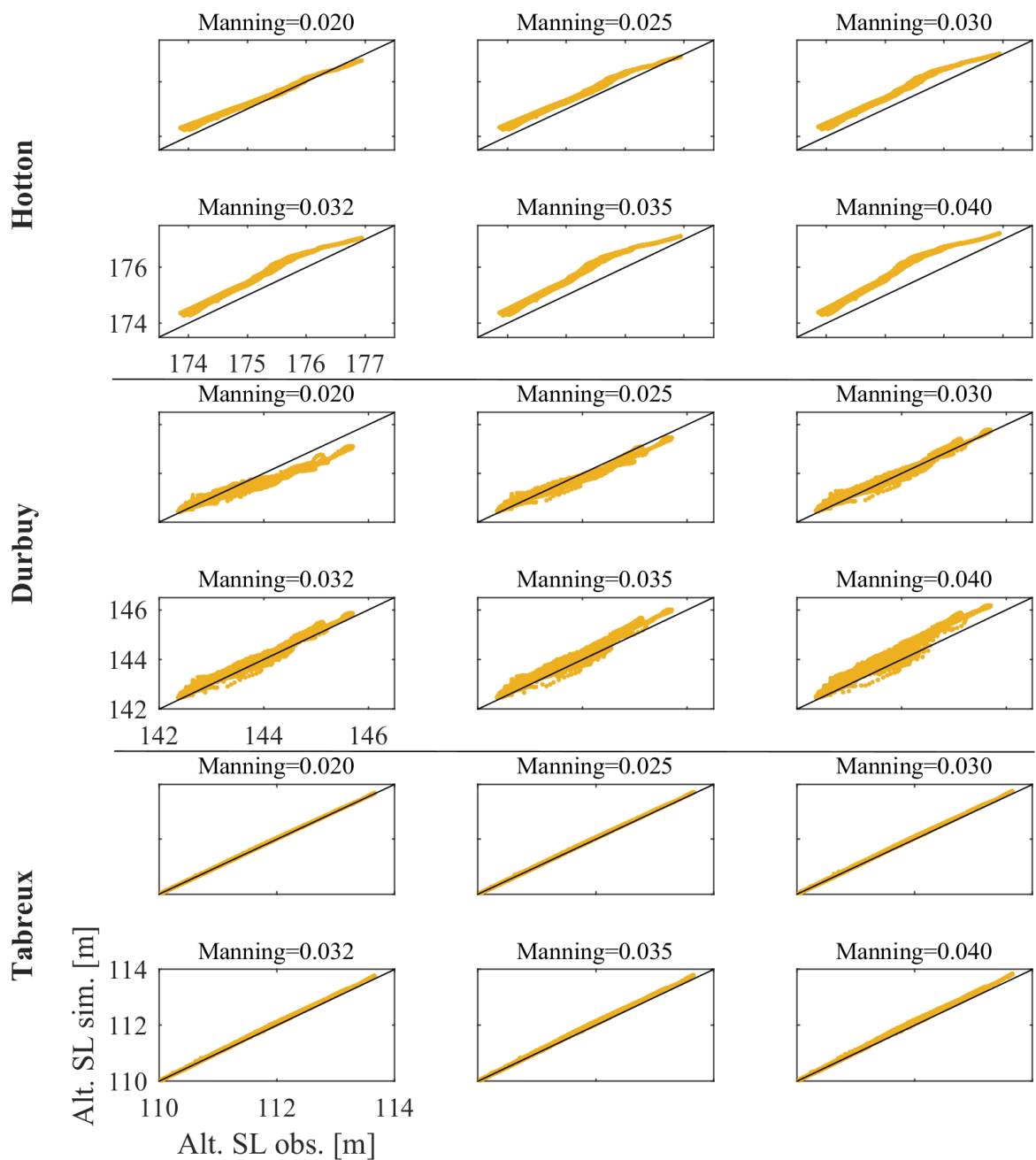


FIGURE 6.20 – Nuages de corrélation des altitudes de surface libre observées et simulées à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, période 2004 - 2013).

corrélation se situe au plus près de la bissectrice pour toute la gamme de valeurs d'altitudes de surface libre.



Concernant Hotton, les nuages de points confirment les constats faits précédemment, indiquant l'absence de correspondance entre observations et simulations, à l'exception des plus fortes valeurs d'altitudes pour la configuration avec un coefficient de 0.020. On peut faire l'hypothèse que ces anomalies proviennent de l'absence de sections en travers à l'aval d'Hotton (*cf.* section 6.3.4). Si elles existaient les mailles construites par le modèle dans cette zone aurait une influence sur les simulations jusqu'à Hotton.

Enfin, la Figure 6.21 montre la distribution des écarts entre observations et simulations. A l'identique du choix réalisé pour les débits (*cf.* section 6.4.1 et Figure 6.17), seules les valeurs d'altitudes au-dessus d'un seuil sont représentées. A titre d'information, le seuil d'altitude pour chacune des stations a été défini arbitrairement et graphiquement, de manière à englober les événements de crues (faibles et fortes crues). Pour Tabreux, l'interprétation des boxplots rejoint les constats déjà émis : l'écart entre observations et simulations est le plus faible pour un coefficient de 0.020 (médiane d'environ -3 cm) et croît en même temps que les valeurs des coefficients de Manning (médiane d'environ -11 cm pour un coefficient de 0.040), indiquant ainsi dans des écarts relativement faibles.

Pour Durbuy, le graphique rappelle également les constats tirés des autres figures. La médiane des écarts se situe d'environ 25 cm (coefficient de 0.020) à environ -35 cm (coefficient de 0.040). Les écarts interquartiles sont globalement similaires parmi les valeurs de coefficients de 0.030 à 0.040, et au moins deux fois supérieures pour les petits coefficients. L'étendue des valeurs augmente pour les plus petits et les plus grands coefficients. Sur ce graphique, il nous semble qu'un coefficient de 0.030 est préférable dans la mesure où la distribution est mieux centrée autour de 0.

Le graphique se rapportant à Hotton ne fait que confirmer les constats déjà indiqués : l'écart entre observations et simulations est très important, d'autant plus que les valeurs du coefficient de Manning augmentent. Ainsi, pour cette maille, aucun coefficient de rugosité parmi ceux testé n'est satisfaisant.

Néanmoins, il apparaît difficilement concevable d'étendre la gamme des coefficients de rugosité testés si nous voulons rester dans une valeur de rugosité physiquement cohérente. De plus, la gamme de coefficients testées apparaît tout à fait pertinente au niveau des mailles de Durbuy et Tabreux, à la fois pour la simulation des débits et des hauteurs d'eau. Ces commentaires nous incitent à suggérer que c'est à l'intérieur du modèle qu'il pourrait y avoir une faille. En outre, la résolution des équations suivant le même schéma pour l'ensemble des mailles, c'est une autre explication qui doit être trouvée. Elle pourrait ainsi concerner la représentation du terrain, et par conséquent, les données d'entrée de topographie *i.e.* les sections en travers. En particulier, comme cela a déjà été mentionné plus haut (*cf.* section 6.3.4), l'absence de sections dans la zone à l'aval d'Hotton (Figure 6.12) peut être incriminée.

De fait, la présence d'anomalies de hauteurs d'eau significatives à Hotton, et l'absence de sections en travers sur une longue distance à l'aval d'Hotton incite à la prudence dans l'interprétation des

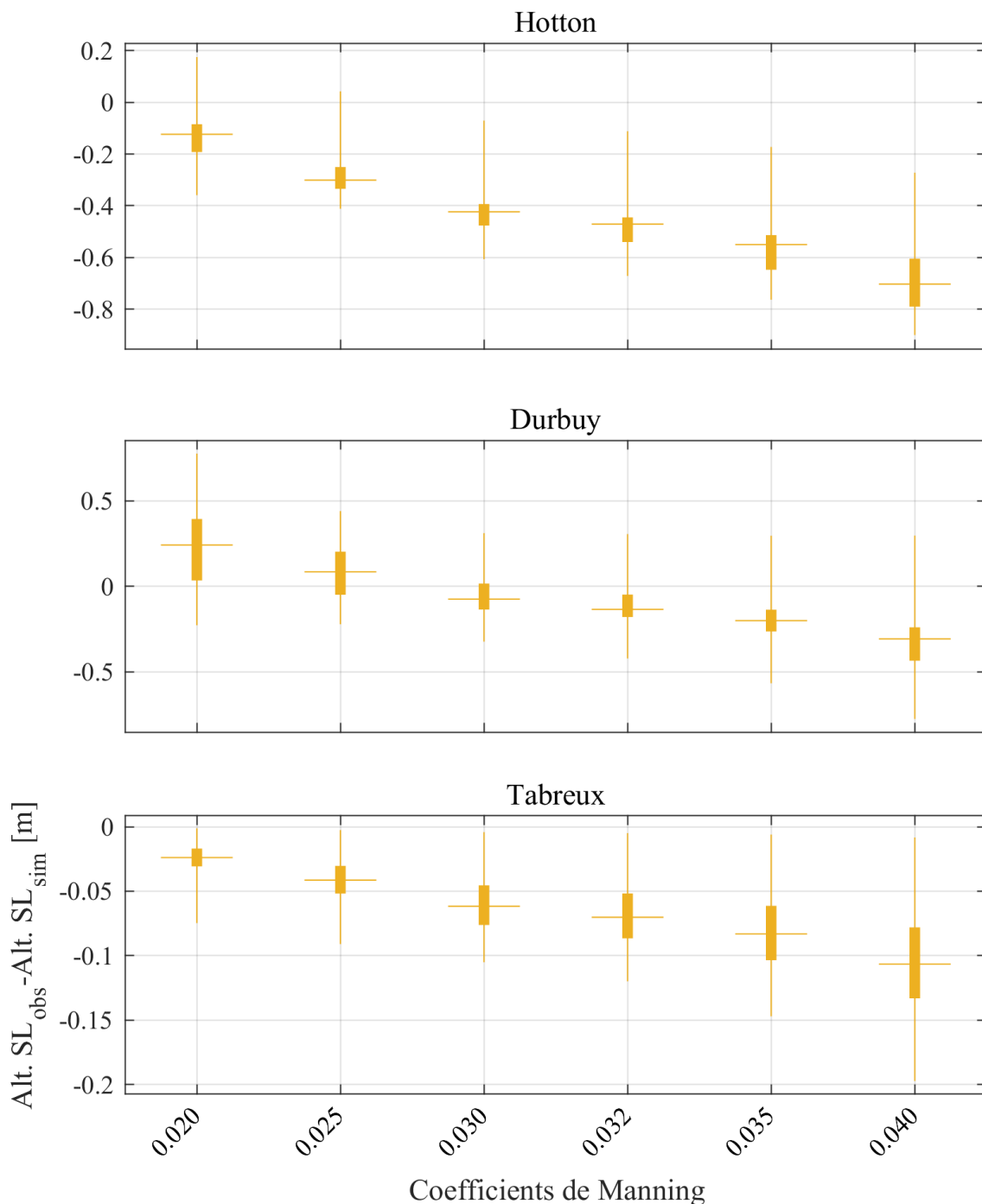


FIGURE 6.21 – Boxplots des anomalies entre altitudes de surface libre observées (Alt. SL<sub>obs</sub>) et simulées (Alt. SL<sub>sim</sub>) à Hotton, Durbuy et Tabreux pour différents coefficients de Manning. La comparaison est effectuée pour Alt. SL<sub>obs</sub>>175m à Hotton, Alt. SL<sub>obs</sub>>143.5m à Durbuy et Alt. SL<sub>obs</sub>>111.5m à Tabreux. Période 2004 - 2013.

résultats concernant cette zone dans la suite des analyses.

A la suite des résultats obtenus dans cette section, il nous semble que la valeur du coefficient de Manning pour la suite des analyses (simulation des scénarios hydrologiques futurs) doit être fixé à 0.03. Cette valeur représente en effet un bon compromis en termes de reproduction des débits et de hauteurs d'eau observées. Afin de confirmer ce choix, la section suivante compare, sur une partie du tronçon, nos simulations 1D avec des sorties de modélisation 2D.

### 6.4.3 Comparaison avec le modèle WOLF 2D

En vue d'apporter d'autres éléments de validation du modèle 1D, les sorties de ce dernier ont été comparées avec des sorties du modèle WOLF 2D qui nous ont été fournies <sup>12</sup>.

Le modèle 2D est un modèle qui présente une résolution de mailles de 2 m, et permet ainsi des transferts de flux latéraux, contrairement au modèle 1D, qui impose un sens d'écoulement unique. L'information topographique du lit mineur, comme pour le modèle 1D, est interpolée à partir des données de sections transversales. Néanmoins, du fait d'une discrétisation plus fine, et d'une différenciation entre berges gauches et droites, le lit mineur est beaucoup mieux décrit. L'information de terrain provient d'un MNT de résolution de 2 m, permettant ainsi de décrire finement la topographie du lit majeur. Couplé au caractère bidimensionnel des transferts de flux, cela amène à une simulation fiable du stockage et du déstockage des crues en débordement. Son fonctionnement a été détaillé notamment par Erpicum *et al.* (2010). Le modèle est largement validé en comparaison d'événements historiques : ces auteurs indiquent que la comparaison des hauteurs d'eau simulées avec les hauteurs observées en 11 points d'un tronçon sur l'Amblève (affluent de l'Ourthe) ne fournit pas d'écart supérieur à 11 cm, reproduisant ainsi très fidèlement l'emprise de l'inondation de décembre 1993. Du fait de sa performance, WOLF 2D a servi dans de nombreuses études, en autres pour l'étude du risque d'inondation (Ernst *et al.*, 2010; Beckers *et al.*, 2013; Detrembleur *et al.*, 2015; Arrault *et al.*, 2016).

En raison de la puissance et du temps de calcul nécessaires à la modélisation 2D, il a été choisi de ne modéliser qu'un secteur du tronçon Hotton-Tabreux, comme indiqué sur la Figure 6.22 en bleu foncé. Sur ce tronçon, nous avons focalisé la comparaison entre sorties 1D et 2D autour de Durbuy, correspondant à 100 mailles du modèle 1D, soient environ 5 km (en bleu clair).

Du fait d'une quantité de volume stockée en plaine inondable très faibles (inférieure à 1 %) par rapport au volume total de crue dans la majorité des rivières ardennaises, Erpicum *et al.* (2010) font l'hypothèse qu'un état hydraulique stationnaire (par exemple, une valeur de débit caractéristique) est une approche valable pour la modélisation de crues. Cela évite de définir un hydrogramme type de crue. Pour ces raisons, les simulations 2D réalisées pour cette étude ont chacune considéré un débit

---

12. Nous remercions ici particulièrement M. Pierre Archambeau (HECE, ULg), d'avoir pris le temps de réaliser ces simulations.

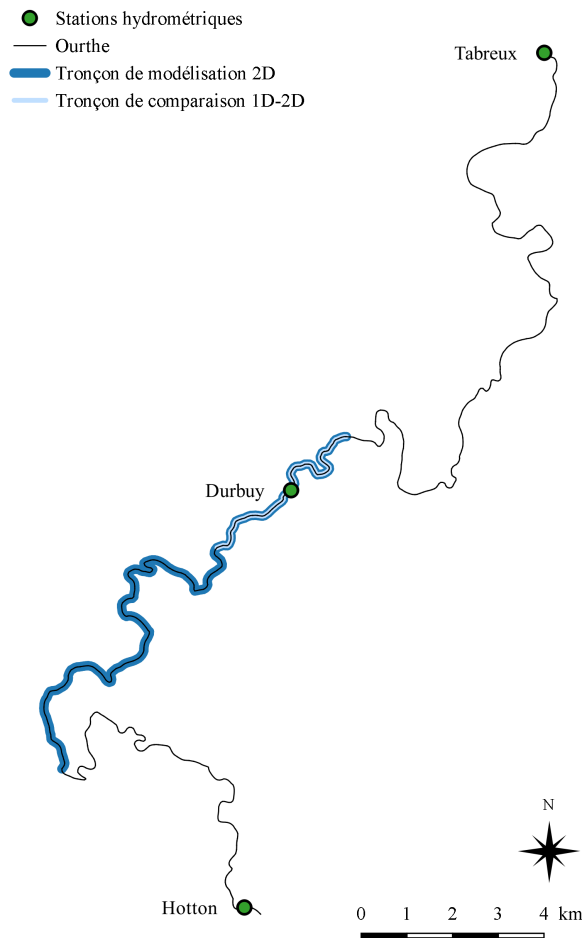


FIGURE 6.22 – Mailles du modèles et sections en travers utilisées au niveau de la station hydrométrique d’Hotton.

stationnaire comme condition limite amont. La condition limite aval est également stationnaire, mais également fixe pour toutes les simulations réalisées, et correspond à une altitude de surface libre de 140 m. Pour la maille 1D située au niveau de la condition limite aval 2D, les correspondances entre débits et altitudes de surface libre simulés pour chaque coefficient de Manning testé (1D) montrent que les altitudes d’eau simulées s’étalent de 138.7 m pour un débit de 10 m<sup>3</sup>/s (coefficient de Manning = 0.020) à 141.1 pour un débit de 80 m<sup>3</sup>/s (coefficient de Manning = 0.040). Ainsi, la valeur de 140 m donnée comme condition limite aval des simulations 2D est comprise dans l’intervalle des altitudes de surface libre simulées par le 1D. Elle est donc cohérente. Chaque maille du modèle 2D dispose d’une valeur de rugosité ; dans le cas des simulations réalisées ici, un coefficient de Manning de 0.025 est affecté à chaque maille du lit mineur.

Au total, 9 simulations ont été réalisées avec le modèle 2D, pour des débits de 10, 20, 30, 40, 50, 55, 60, 70 et 80 m<sup>3</sup>/s. Les données d’altitude de surface libres simulées par le modèle 2D ont été extraites à l’emplacement de Durbuy, et comparées sur la Figure 6.23 avec les données simulées par le modèle 1D provenant de la maille située au niveau de Durbuy. Le premier point qui ressort des

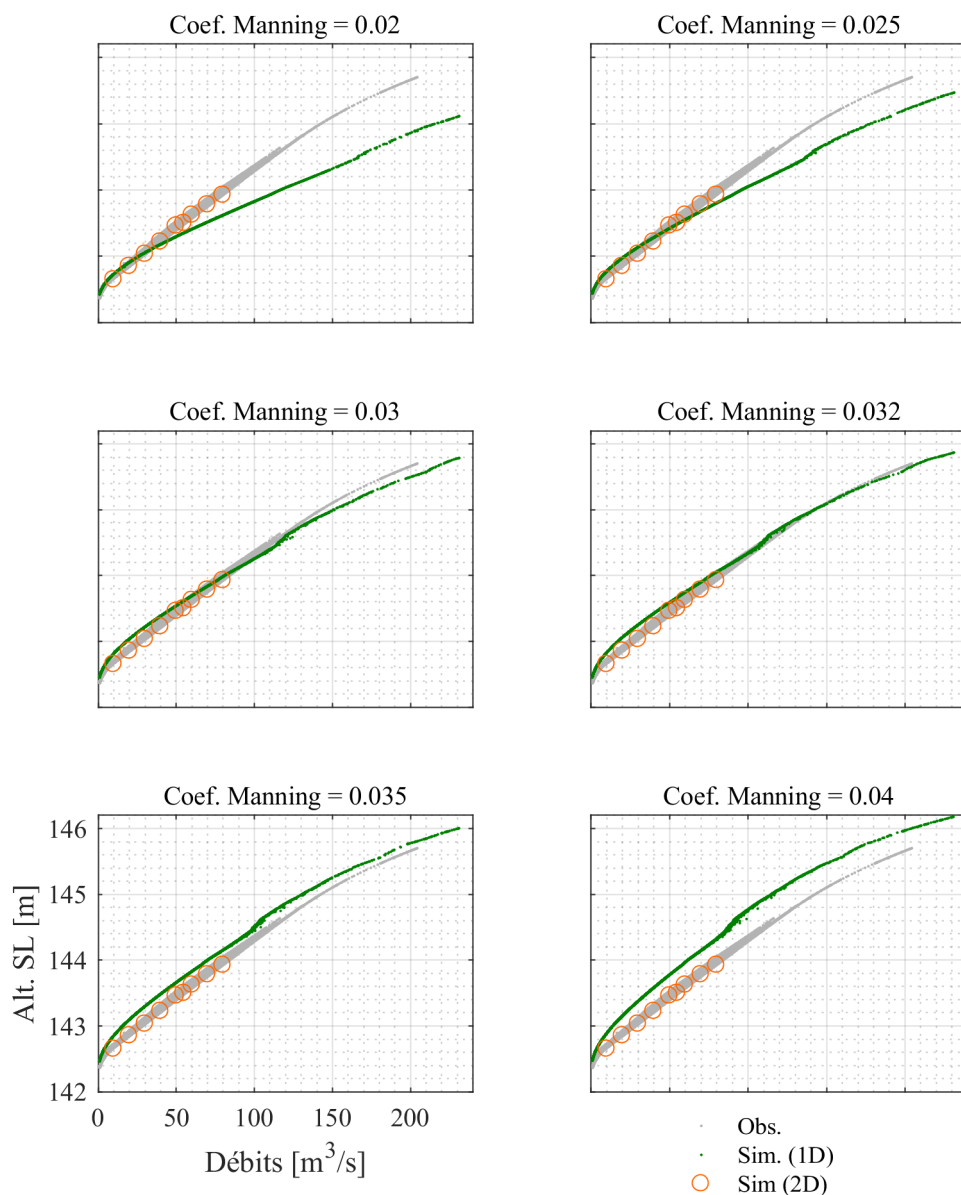


FIGURE 6.23 – Nuages de corrélation des données observées et simulées (débits et altitudes de surface libre) par les modèles 1D et 2D à Durbuy, pour différents coefficients de Manning.

graphiques est la très bonne adéquation entre simulations 2D et données observées. Cela confirme qu'une comparaison entre sorties 1D et 2D est pertinente, pour des emprises d'inondation limitées (*cf.* limites du modèle 1D en débordement, section 6.3.5).

Les données simulées 1D expriment des résultats très différents, et rejoignent les constats tirés dans les deux sections précédentes. En particulier, les simulations avec un coefficient de Manning de 0.020 et 0.025 sous-estiment largement la hauteur tandis que celles avec un coefficient de 0.035 et 0.040 la surestiment nettement. Les données simulées avec un coefficient de 0.030 et 0.032 sont celles

qui semblent le mieux reproduire les valeurs observées.

La comparaison avec les données simulées 2D montre qu'aucune configuration de rugosité du modèle 1D ne permet de recouper exactement l'ensemble des points symbolisant les données simulées 2D. Les faibles coefficients de Manning, en particulier 0.020, montrent une bonne adéquation avec les débits simulés en 2D de 10 à 40 m<sup>3</sup>/s, mais s'éloignent très rapidement des valeurs simulés en 2D pour les débits supérieurs. Les forts coefficients de Manning fournissent des simulations largement en dehors des valeurs simulées en 2D. Les simulations avec un coefficient intermédiaire montrent un léger écart avec les valeurs des faibles débits simulés en 2D, mais sont en assez bonne adéquation avec les valeurs simulées en 2D pour les débits de 40-50 à 80 m<sup>3</sup>/s, en particulier lorsqu'un coefficient de 0.030 est utilisé. Cela accrédite notre choix d'utiliser ce paramétrage pour la simulation des scénarios hydrologiques en climat contrasté.

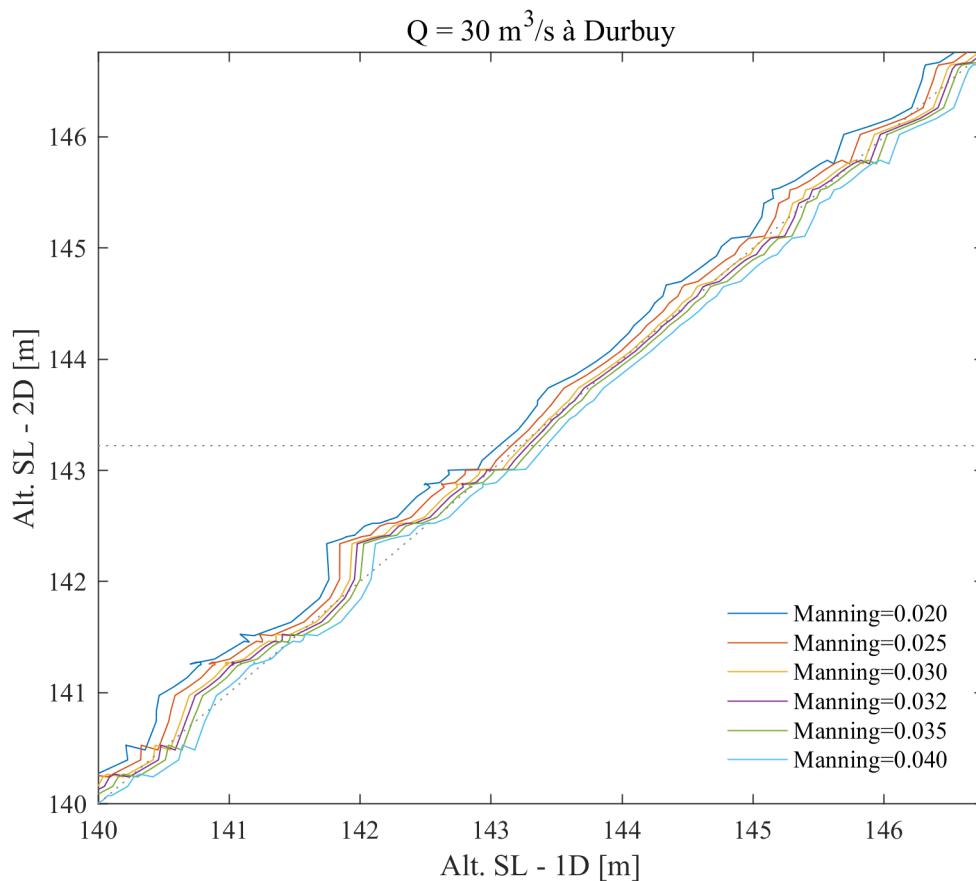


FIGURE 6.24 – Comparaison des altitudes de surface libre (Alt. SL) simulées par les modèles WOLF 1D et WOLF 2D en amont et en aval de Durbuy pour un débit à Durbuy de 30 m<sup>3</sup>/s.

Les comparaisons ont ensuite porté sur les altitudes de surface libre simulées par le modèle 1D suivant les coefficients de Manning déjà cités et par le modèle 2D, sur un tronçon encadrant Durbuy (cf. Figure 6.22). En particulier, nous avons comparé les données pour des débits à Durbuy de 30, 40 et 50 m<sup>3</sup>/s. Pour chacun de ces débits, les altitudes de surface libre simulées 1D ont été extraites à un

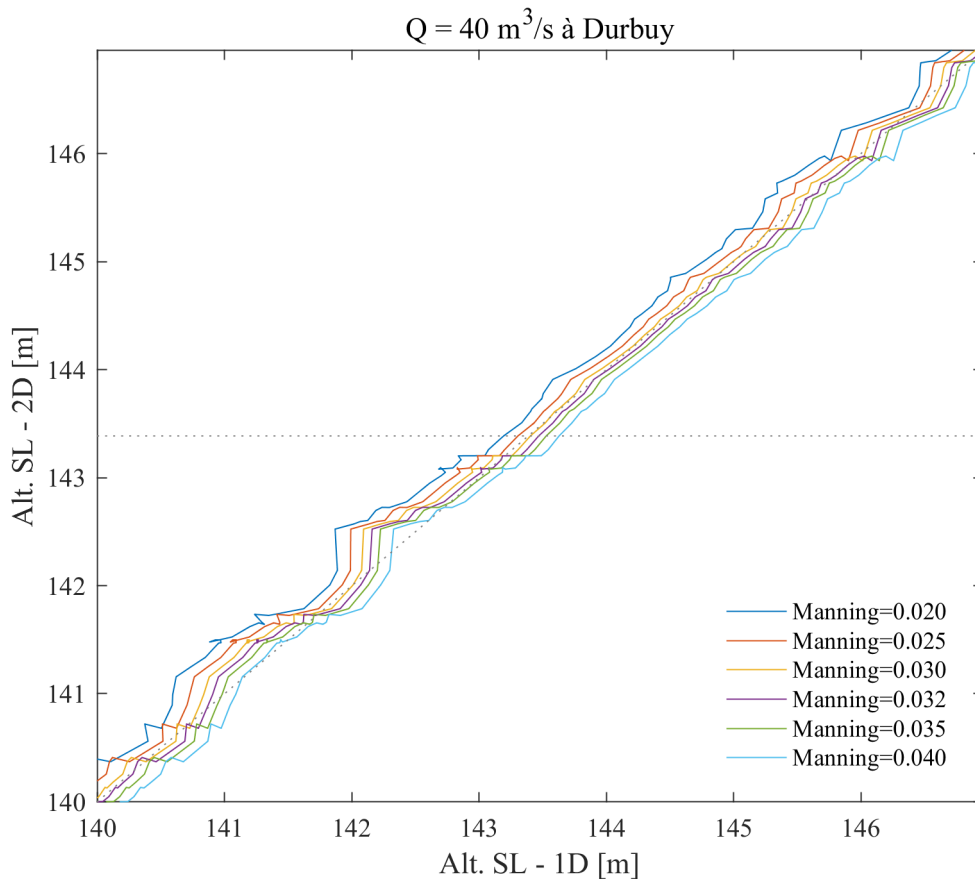


FIGURE 6.25 – Comparaison des altitudes de surface libre (Alt. SL) simulées par les modèles 1D et 2D en amont et en aval de Durbuy pour un débit à Durbuy de  $40 \text{ m}^3/\text{s}$ .

temps  $t$  de la chronique simulée, pour lequel le débit enregistre la valeur correspondante. Les comparaisons qui suivent se réfèrent donc à un événement particulier, mais au vu de la très faible variabilité d'altitude de surface libre pour un même débit (voir notamment les nuages de points des données simulées 1D, en vert, sur la Figure 6.11), on fait l'hypothèse que la comparaison est généralisable à tous les événements. Les résultats sont fournis sur les Figures 6.24, 6.25 et 6.26.

Les trois graphiques montrent qu'il n'y a pas d'adéquation parfaite pour l'ensemble du tronçon considéré, entre données simulées en 1D et en 2D, quel que soit le coefficient de Manning utilisé dans le modèle 1D. Néanmoins, on peut voir des performances différenciées dans les simulations en 1D, qui rejoignent complètement les résultats précédents.

Pour un coefficient de 0.020 et 0.025, les valeurs se situent au-dessus de la première bissectrice pour l'ensemble du linéaire, pour les trois débits à Durbuy considérés ici, montrant une nette surestimation de l'altitude de surface libre. A l'inverse, pour une très grande majorité du linéaire étudié, les coefficients de 0.035 et 0.040 produisent des valeurs sous la première bissectrice, témoignant d'une sous-estimation générale de l'altitude de la ligne d'eau. Enfin, à l'image des résultats obtenus pré-

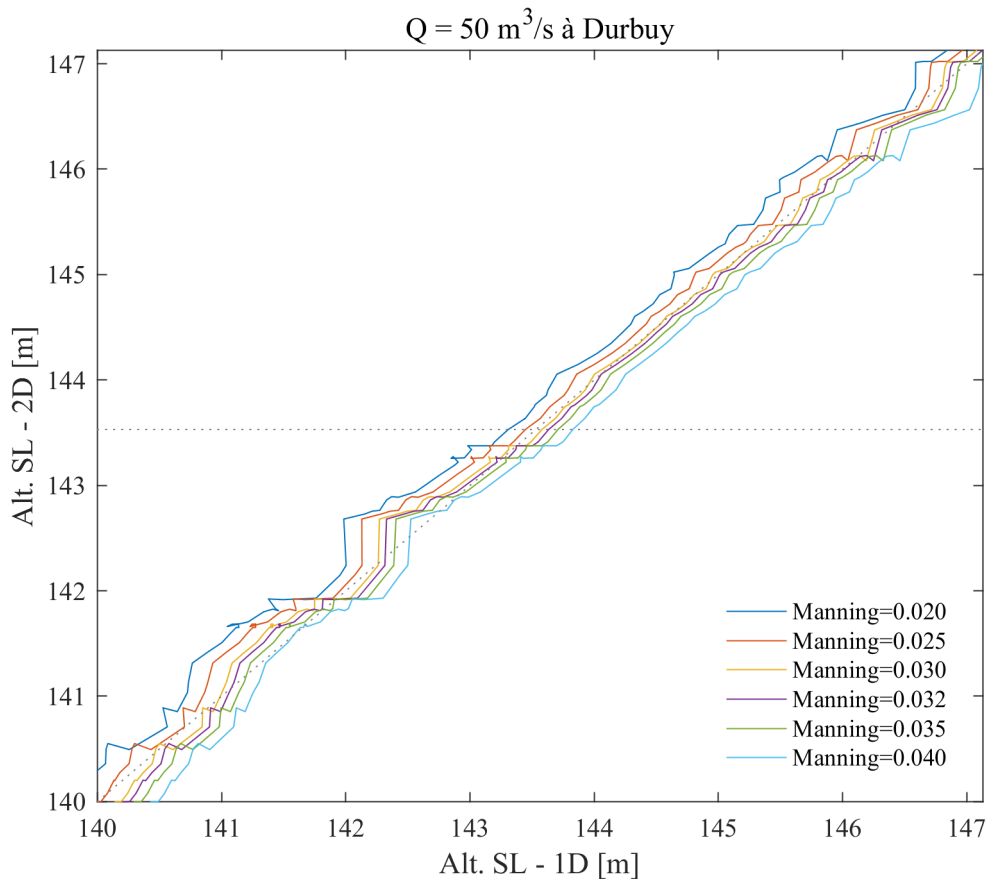


FIGURE 6.26 – Comparaison des altitudes de surface libre (Alt. SL) simulées par les modèles 1D et 2D en amont et en aval de Durbuy pour un débit à Durbuy de  $50 \text{ m}^3/\text{s}$ .

cédemment, les coefficients de 0.030 et 0.032 donnent les meilleures performances. Celles-ci sont très proches pour les deux coefficients, mais graphiquement, il semble toutefois que ce soit la courbe symbolisant la simulation paramétrée avec un coefficient de 0.030 qui suive au plus près la première bissectrice.

La lecture des Figures 6.24, 6.25 et 6.26 met en lumière certaines anomalies. Elles sont notamment figurées par les « sauts » brusques, voire les boucles opérées par les courbes. Un exemple en est donné sur la Figure 6.27, où pour l'ensemble des coefficients de rugosité, on observe une absence d'évolution de l'altitude de surface libre simulée par le modèle 1D lorsque le modèle 2D simule une augmentation de la ligne d'eau. On observe même pour un coefficient de 0.020 une légère diminution de l'altitude de surface libre simulée par le modèle 1D. Cette anomalie est à rechercher dans la représentation du terrain par le modèle.

En effet, quand on examine la représentation du MNT (résolution de 2 m), comme sur la Figure 6.28, on distingue très nettement de nombreuses « aspérités » du lit mineur. En l'occurrence, au niveau des mailles impliquées dans l'anomalie de la Figure 6.27 (mailles n°436, en orange, et n°437,



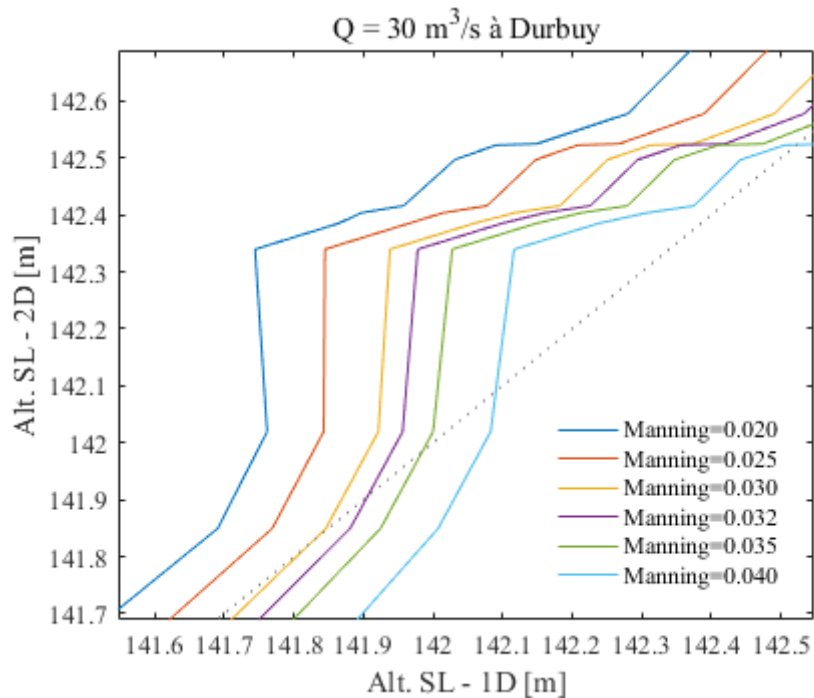


FIGURE 6.27 – Exemple d’anomalie du modèle WOLF 1D, même débit que sur la Figure 6.24

en vert), le MNT révèle la présence d’un îlot au niveau de la rive convexe du méandre adjacent à ces mailles. Cet îlot influence forcément l’écoulement et l’altitude de surface libre, de même que les contractions et élargissements du lit mineur, présents à l’aval des deux mailles. Sans approfondir l’analyse hydraulique de cette anomalie, cet exemple met en avant une limite certaine du modèle 1D, liée à la discrétisation en long du chenal. En effet, une discrétisation de 50 m, comme c’est le cas ici, ne permet pas de prendre en compte ces « aspérités » physiques du lit mineur, comme la fréquence des sections en travers, sur lesquelles sont construites les mailles ne valorisent qu’une information ponctuelle et occultent ainsi une partie de la topographie fine du lit mineur. De même, les ouvrages de génie civil situés le long du cours d’eau (*e.g.* ponts) devraient bénéficier de sections en travers en façade amont et en façade aval.

Les résultats de comparaison 1D-2D semblent aller dans le même sens que les conclusions préliminaires de la section précédente, ce qui confirme le choix d’utiliser une valeur de rugosité de 0.03. C’est donc cette valeur que nous retenons pour la simulation des scénarios climatiques.

## 6.5 Calage de GR4J aux stations hydrométriques

Dans la partie précédente, seules les chroniques de débit de l’Ourthe à Tabreux ont été modélisés, sur la période 1976-2005. Comme les chroniques correspondant aux apports du modèle hy-

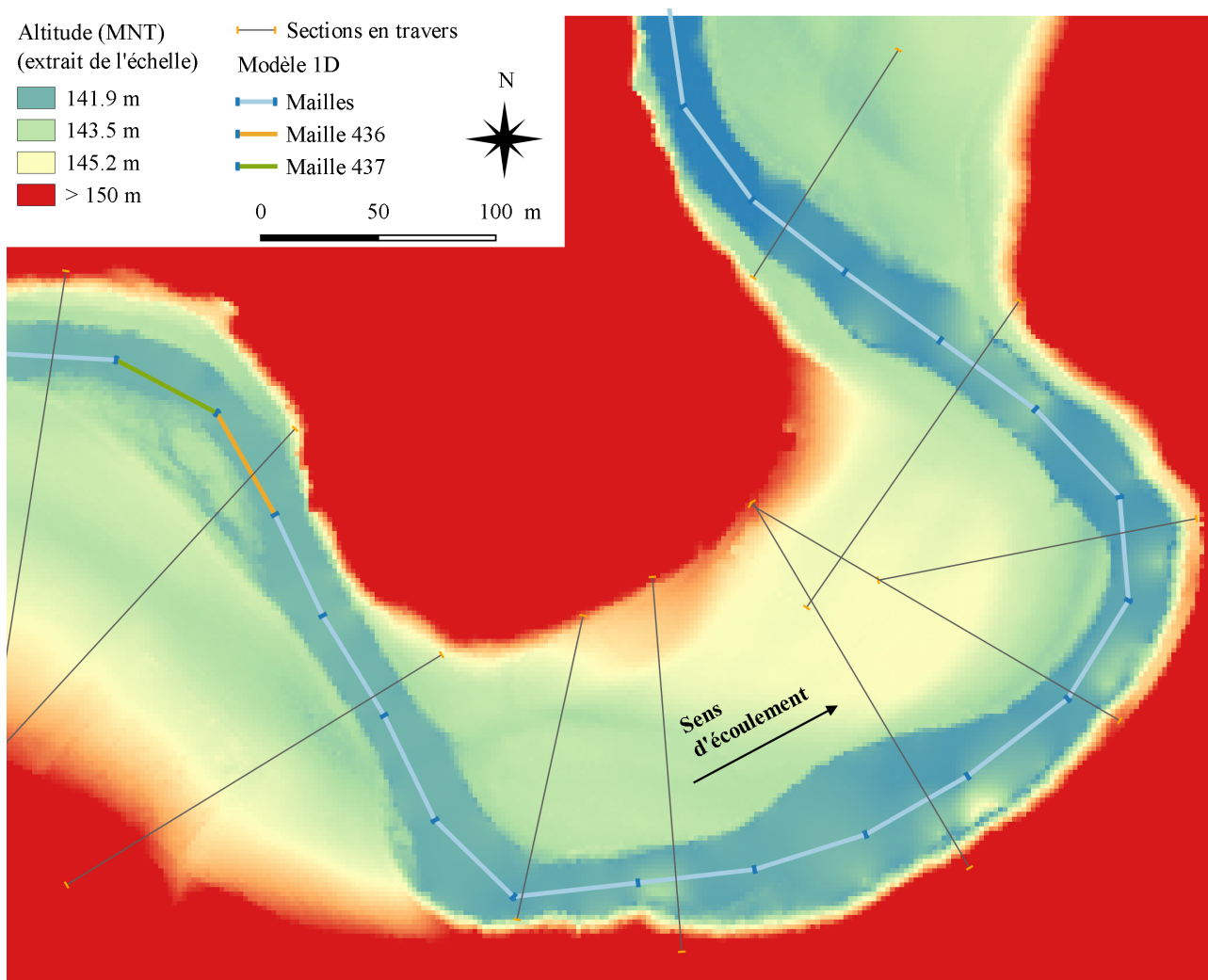


FIGURE 6.28 – Situation des mailles concernées par l’anomalie décrite sur la Figure 6.27.

draulique sont nécessaires, la modélisation a été transposée sur les stations disponibles citées dans le Tableau 6.2, à l’exception de Durbuy, dont les débits et les hauteurs d’eau ne sont pas utilisés dans le modèle.

La même procédure climatiquement robuste de calage du modèle hydrologique a été mise en oeuvre pour la station de l’Ourthe à Hotton, la longueur de la chronique disponible permettant un échantillonnage important des indices d’aridité. Pour les stations des affluents, au vu de la faible longueur des séries d’observation disponibles (*cf.* Tableau 6.2), un calage « classique » a été réalisé sur l’ensemble de la période disponible de chacune des stations, la première année servant comme période de chauffe du modèle hydrologique.

Remarquons que l’objectif ici étant l’étude des premiers débordements, il convient d’orienter le paramétrage du modèle pluie-débit vers une représentation optimale des crues. En conséquence, la

fonction objectif correspond au KGE dans sa version arithmétique.

Rivière	Classe clim.	KGE	NSE
Ourthe (Hotton)	Sèche	0.91	0.95
	Humide	0.86	0.92
	Interm.	0.86	0.93
Néblon	/	0.54	0.77
Ry de Logne	/	0.65	0.83
Aisne	/	0.73	0.86
Marchette	/	0.70	0.85
Heure	/	0.75	0.87

TABLE 6.4 – Résultats des critères de performances du modèle hydrologique en calage. La fonction objectif est le KGE appliqué aux débits journaliers. Hormis pour l’Ourthe à Hotton, les périodes de calage utilisées sont celles de l’ensemble de la période disponible pour chaque station (*cf.* Tableau 6.2).

L’efficacité du modèle est satisfaisante pour l’Ourthe à Hotton. Pour les affluents, les résultats sont plus mitigés, allant de 0.54, pour le Néblon, à 0.75, pour l’Heure. Malgré cela, ils indiquent une certaine capacité du modèle à reproduire la dynamique des crues, et les jeux de paramètres associés ont été utilisés.

Pour le comblement des apports et l’établissement de la condition limite aval, les mêmes relations que celles indiquées dans les sections 6.3.2 et 6.3.3 ont été utilisées.

Afin d’affiner les sorties du modèle hydraulique, il convient de configurer ce dernier pour obtenir des données horaires. En effet, le modèle hydraulique simule les données à l’échelle de la seconde. Configurer une écriture des données au pas de temps horaire amène à reproduire une image plus juste de l’hydrogramme et de la chronique des altitudes de surface libre.

Le pas d’extraction des sorties du modèle est indépendant du pas de temps des données d’entrée. Néanmoins, extraire une simulation au pas de temps horaire tandis que les apports sont calculés au pas de temps journalier (ce qui signifie qu’un débit constant est prescrit au modèle pendant 24 h au niveau des mailles d’injection du débit) annihile en grande partie le gain de précision souhaité au niveau des sorties du modèle. Le moyen de pallier cela est de transformer les débits journaliers d’entrée en débits horaires. Cela a été réalisé par simple désagrégation linéaire entre chaque débit journalier. De cette façon, les 24 débits d’un même jour donnent par moyenne arithmétique le débit journalier correspondant. Si cela ne modifie pas la teneur des données (la distribution est inchangée), cette transformation a le mérite de retranscrire exactement la dynamique observée au pas de temps journalier, simplement en désagrégeant (linéairement) les montées et descentes de débit. En conséquent, les apports sont injectés graduellement (comparé à un même apport durant 24h simulées), ce qui permet en outre de

produire une montée de crue. Nous verrons dans le chapitre suivant que cela a un impact notable sur certains résultats.

## 6.6 Synthèse

Ce chapitre a présenté l'application d'un modèle hydraulique, WOLF 1D, à un tronçon de l'Ourthe (Hotton - Tabreux). Pour cela, un travail préparatoire d'établissement des conditions limites amont et aval a dû être mené, en se basant sur les observations de débit et de hauteur d'eau disponibles pour le tronçon et les affluents de l'Ourthe qui le rejoignent. Une série de simulations a ensuite été réalisée afin de déterminer le coefficient de rugosité à affecter au modèle permettant de reproduire au plus près les observations des stations de l'Ourthe (Hotton, Durbuy et Tabreux).

Les résultats montrent que les débits sont globalement bien simulés par le modèle, de manière très fidèle à Tabreux, et avec une légère anomalie moyenne à Durbuy, quel que soit le coefficient de rugosité retenu. A ce stade, l'analyse des résultats a permis de fixer le coefficient de rugosité de Manning à une valeur optimale de 0.030.

L'examen des altitudes de surface libre simulées a mis en évidence des performances différentes suivant les stations utilisées pour la comparaison avec les observations. A Tabreux, la condition limite aval est quasi parfaite. A Durbuy, les performances sont assez bonnes dans l'ensemble, bien que dans le détail d'événements isolés, des anomalies apparaissent. Néanmoins, la dynamique et l'amplitude des crues sont globalement assez bien simulées. Les résultats obtenus ont permis de différencier davantage les performances du modèles suivant les valeurs de rugosité ce qui a permis de valider la valeur de 0.030. Concernant Hotton, il ressort des simulations que le modèle peine à reproduire les données observées. En effet, aucune valeur de rugosité ne fournit de résultats satisfaisants, et une surestimation générale des altitudes de surface libre est observée.

En vue d'apporter des éléments de validation supplémentaires, notamment vis-à-vis du choix du coefficient de rugosité, les simulations ont été comparées, à l'échelle d'un tronçon réduit et centré sur Durbuy, avec les sorties d'un modèle hydraulique bi-dimensionnel (WOLF 2D). Cette analyse a effectivement confirmé la pertinence d'un coefficient de rugosité de 0.030 par rapport aux autres valeurs testées. Malgré une adéquation générale entre simulations 1D et 2D, il a été mis en lumière certaines anomalies qui témoignent, localement, d'une mauvaise représentation du lit mineur par le modèle 1D au pas de 50 m (*i.e.* taille des mailles). De cette manière, une limite du modèle 1D et par conséquent, de l'approche employée dans notre étude, est mise en évidence : la discrétisation de la rivière réalisée par le modèle ne permet pas de considérer la topographie fine du lit mineur, et occulte en conséquence un certain nombre de phénomènes hydrauliques. Les sorties, en particulier les

altitudes de surface libre, peuvent ainsi s'en trouver localement affectées et par voie de conséquence, affecter l'identification des débordements . En guise de perspective pour des travaux futurs, il serait intéressant d'étudier la sensibilité des simulations, et leur adéquation avec celles du modèle 2D, pour différentes discrétisations.

Le cas de la zone d'Hotton devra également faire l'objet d'un traitement précautionneux durant l'interprétation des résultats. Néanmoins, si nous considérons que l'erreur observée dans ce chapitre pour Hotton est stationnaire, il sera tout de même possible d'émettre certaines conclusions.

De manière plus générale, les deux limites décrites ci-dessus doivent nous rendre prudent sur les résultats obtenus avec le modèle hydraulique 1D : elles mettent clairement en avant la problématique de la restitution insuffisante de la finesse de la topographie du lit mineur dans le modèle WOLF 1D. Ce comportement, identifié en particulier à Hotton, et décelé dans la comparaison avec les sorties du modèle 2D, peut potentiellement être présent à d'autres endroits du tronçon. D'une manière plus générale, la limite associée à une direction uniforme de l'écoulement à l'échelle du domaine couvert par une maille amène à rester vigilant sur l'interprétation des simulations lors d'un débordement.

En définitive, malgré ces limites, les résultats obtenus demeurent encourageants et nous incitent à poursuivre nos travaux en utilisant le modèle WOLF 1D pour l'étude de l'évolution des débordements sous climats contrastés. Pour cela, les simulations hydrologiques des scénarios représentatifs du changement climatique seront utilisées comme données d'entrée du modèle hydraulique.

# Chapitre 7

## Analyse du débordement

### 7.1 État de l'art

Les inondations constituent un questionnement important dans les préoccupations liées au changement climatique. En particulier, certains auteurs indiquent qu'elles pourraient être plus fortes et plus fréquentes au cours de ce siècle en Belgique (*e.g.* Giron *et al.*, 2009). La majorité des études portant sur cette thématique étudient les impacts du changement climatique sur les inondations par le biais d'une part de l'analyse fréquentielle, et d'autre part de la modélisation hydraulique. Pour la première approche, cela permet de donner une information sur la fréquence de débits caractéristiques, montrant par exemple qu'une même valeur de débit connaîtrait une fréquence plus courte d'apparition sous un climat modifié. Pour la seconde approche, souvent complémentaire, il s'agit d'interroger le comportement de la rivière dans le cas de débits spécifiques, dans l'objectif de déterminer la présence d'une inondation dans un premier temps, et son extension spatiale dans un second temps. On réalise alors pour une même fréquence de retour (par exemple, centennale) une simulation avec le débit de référence et le débit estimé sous climat modifié.

Néanmoins, on peut identifier deux limites à cette démarche : d'une part, l'approche utilisée pour simuler l'extension d'une inondation est souvent stationnaire. Si l'information sur l'ampleur de l'inondation est capitale, elle ne considère pas la durée de l'événement, qui peut largement modifier les impacts d'une inondation. De cette manière, la dynamique de crue est omise de l'analyse, au même titre que les caractéristiques temporelles de l'inondation. Pour pallier cela, il est possible de simuler un événement complet. Néanmoins, cela nécessite de disposer d'un tel événement sous climat modifié, et exige aussi un temps de calcul élevé en particulier dans le cas de la modélisation 2D.

L'autre limite se rapporte à l'approche adoptée dans l'analyse fréquentielle : on considère des dé-

bits qui ignorent la dynamique de crue à laquelle ils appartiennent. Plusieurs auteurs ont réfléchi sur la manière d'intégrer la dynamique de crue dans l'étude des débits fréquentiels. Ainsi, l'approche Débit-durée-Fréquence (QdF), explicitée par exemple par Galéa et Prudhomme (1997); Javelle (2001); Sauquet *et al.* (2003), propose, en plus d'attribuer à un débit une fréquence de retour et de différencier celle-ci suivant la durée à laquelle ces débits sont associés dans chaque événement de crue de la chronique étudiée. En guise d'illustration, si l'on considère un débit de 100 m<sup>3</sup>/s, il s'agit alors de calculer une fréquence de retour pour laquelle ce débit est dépassé consécutivement dans la chronique pendant 1 heure, puis 12 heures, puis 1 jour, puis 2 jours. La fréquence de retour associée à une durée de 2 jours ne sera pas identique à celle concernant la durée de 1 heure. Ce type de méthode est régulièrement employé dans l'étude des précipitations extrêmes, et se nomme alors approche intensité-durée-fréquence (IDF). Elle semble également très pertinente pour l'étude des extrêmes hydrologiques.

Il est donc souhaitable de tenter de coupler ces deux aspects : modéliser hydrauliquement la dynamique de crue, et apporter à l'analyse fréquentielle une notion de durée. C'est l'ambition de l'approche adoptée dans ce chapitre. Dans notre cas, la variable liée aux inondations correspond dans un premier temps au débordement. En effet, le modèle 1D présente certaines limites à simuler de manière fine par exemple l'extension de l'inondation (*cf.* chapitre précédent). Mais du fait de la « simplicité » de sa structure comparée au modèle 2D, il permet de retranscrire de manière relativement fiable en lit mineur, au moins sur une partie d'un tronçon (*cf.* chapitre précédent), la dynamique du débit et de la hauteur d'eau. Le débordement au niveau d'une maille apparaît ainsi comme une variable d'intérêt, qu'il est possible d'extraire dans la modélisation que nous utilisons.

Nous verrons qu'à partir de cette variable de débordement, il est possible d'identifier des « séquences de débordement » (SD), caractérisée notamment par les débits qui la composent. Associé directement au débordement, le premier débit d'une SD peut être regardé comme un indicateur de débordement. C'est donc sur cette variable, que nous proposons d'effectuer une analyse de type QdF.

Appliquée à la période de référence, cette méthode sera aussi reproduite avec les scénarios climatiques représentatifs du changement climatique (*cf.* partie précédente). Cela permettra d'identifier des changements dans la dynamique du débordement produits par des climats contrastés.

## 7.2 Établissement des séquences de débordement

### 7.2.1 Méthode d'identification du débordement

#### 7.2.1.1 Problématique de l'identification du débit débordant

Du fait de la structure en maille du modèle WOLF 1D, le débordement doit se faire à cette échelle spatiale. Il consiste simplement au passage de l'altitude de surface libre au-delà de celle des berges.

Cette première approche présente l'avantage de considérer la dynamique de crue, et dispense dans un premier temps de l'identification d'un débordement par la définition d'un débit débordant. Celui-ci est en effet relativement délicat à identifier. Cette notion de débit débordant se rapproche ici de celle débit à pleins bords, qui se définit comme le débit pour lequel la hauteur d'eau atteint le niveau des berges. Néanmoins, il n'existe pas de manière simple de définir ces deux variables (débit et hauteur de pleins bords), et plusieurs approches (co-)existent. Une de celles-ci identifie par exemple le débit de pleins bords par une relation avec la surface du bassin versant (*e.g.* Petit *et al.*, 2005, pour les rivières belges).

Une autre approche consiste, à partir des données topographiques d'une section hydraulique, à calculer le débit *via* les relations de géométrie hydraulique et la relation de Manning-Strickler. Cette méthode est par exemple employée par Navratil (2005), mais suppose de disposer des données topographiques de la section, et ne calcule le débit de pleins bords qu'au niveau de cette section, ce qui représente un faible tronçon de la rivière.

Cette méthode soulève une difficulté supplémentaire qui est celle de la définition des bords de berges, comme le relève Navratil (2005). De nombreuses propositions ont été faites par les chercheurs, *e.g.* Castro et Jackson (2001), considèrent les bords de berges comme la rupture de pente entre lit mineur et plaine inondable, Petit et Daxhelet (1989), définissent les hauts de berges par le niveau d'inondation ou encore Speight (1965), fixe le pleins bords au niveau de la végétation rivulaire.

Enfin, la dynamique de crue engendre souvent un effet d'hystérésis qui ne permet pas d'associer un seul débit à une hauteur d'eau, et donc un seul débit à la hauteur d'eau à pleins bords.

Ces trois difficultés peuvent être contournées par la modélisation. En effet, le débordement n'est plus identifié *via* la variable de débit, mais uniquement par la hauteur d'eau et l'information topographique locale.



### 7.2.1.2 Identification des bords de berges

Dans notre étude, on conserve certaines difficultés et limites de celles citées dans les paragraphes précédents. Avec le modèle hydraulique, nous considérons des mailles de 50 m, ce qui comme on l'a vu (*cf.* chapitre 6), peut manquer de finesse et peut ainsi se répercuter sur l'identification d'un débordement. De plus, comme cela sera expliqué plus bas, il est décidé d'opérer la démarche à une échelle encore plus grande.

L'identification du plein bords reste une problématique à part entière. Au vu des données de terrain dont nous disposons en entrée du modèle (séries de sections en travers), il n'est possible d'agir qu'à ce niveau. Ainsi, pour chaque section en travers, une analyse graphique a été réalisée, identifiant *visu* le point de rupture de pente entre le chenal d'écoulement du lit mineur, et le début de la plaine inondable. Suivant les sections, cette appréciation n'est pas aisée, et de cette manière, il n'est donc pas possible de certifier pour toutes les stations un haut de berge respectant exactement la même définition. Néanmoins, la majorité des sections apporte une information visuelle suffisante pour localiser sans trop d'incertitude le bord de berge.

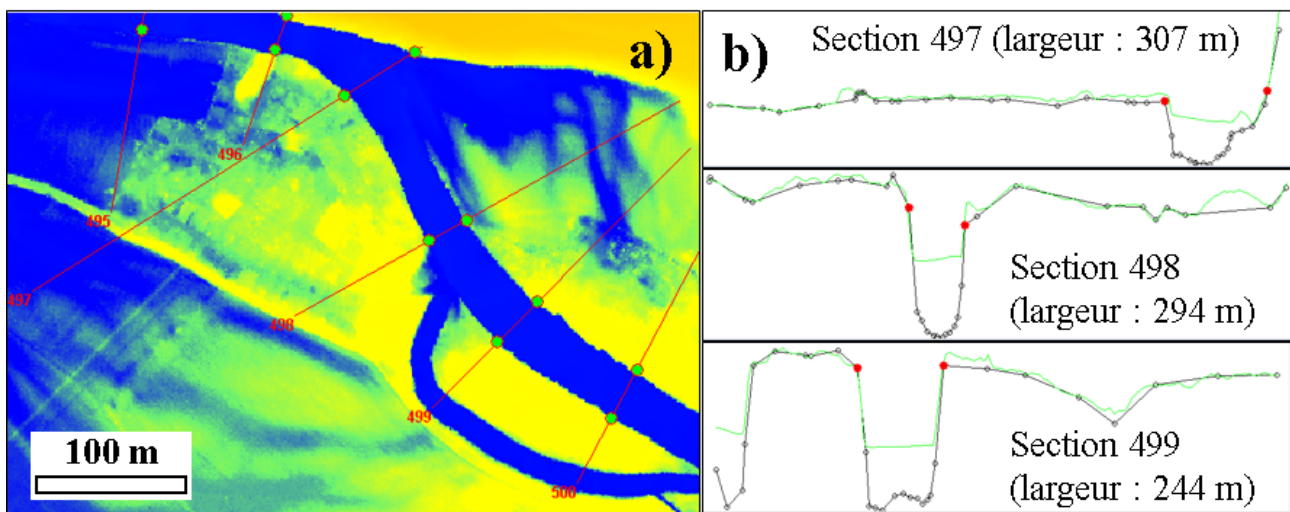


FIGURE 7.1 – Exemples d'identifications de berges. (a) MNT en fond, sections en travers en traits rouges, et berges représentées par les ronds verts ; (b) sections en travers en traits noirs (les ronds symbolisent une mesure de topographie), altitude du MNT le long des sections en traits verts, localisation du niveau de pleins bords par les ronds rouges. (Images extraites de l'interface WOLF, HECE-ULg).

La Figure 7.1 donnent trois exemples typiques de sections en travers. Dans le cas de la section 497 (Figure 7.1b en haut), la berges gauche constitue la berge débordante, c'est donc prioritairement là que le haut de berge y a été renseigné. On peut identifier en rive droite une rupture de pente à un niveau plus bas que le haut de berge gauche défini. Néanmoins, dans ce cas, il a été choisi de ne pas le considérer

comme haut de berge car il ne s'agit pas de la rive débordante, et car dans la mesure où niveau avec le haut de berge gauche est importante (supérieure à 1 m). Ce « décrochement » de rive droite pourrait ainsi constituer une sorte de risberme. De plus, nous aidant de l'image du MNT (Figure 7.1a), nous pouvons deviner que ce décrochement fait partie intégrante du chenal d'écoulement principal, même s'il n'est pas forcément mobilisé tout au long de l'année.

Concernant la section 498 (Figure 7.1b au milieu), les bords de berges gauche et droite ont été situés à la première rupture de pente observée de chaque rive. La seconde rupture de pente n'a pas été choisie car la différence de niveau est faible (60 et 70 cm, respectivement en rive gauche et en rive droite) et plus éloignée (10 m et 25 m). Nous considérons ainsi que l'espace situé entre les deux ruptures de pente, à chaque rive, fait partie de la plaine inondable et non du chenal d'écoulement principal. Ce choix est cohérent également avec ce qu'indique le MNT : les deux berges sont situées exactement aux deux bords du chenal représenté par le MNT (en bleu au niveau de cette section).

Pour la section 499 (Figure 7.1b en bas), le choix des bords de berges laisse peu de doutes. Leur localisation est également ici cohérente avec l'image du MNT.

Après la prescription, pour chacune des sections des bords de berges, le modèle attribue à chaque maille une valeur de bords de berges (altitude) par interpolation, de la même manière que pour les altitudes de sections. Nous disposons ainsi pour chaque maille d'une donnée pouvant servir à isoler les débordements.

On peut distinguer sur les trois profils en travers de la Figure 7.1b la topographie du terrain fournie par le MNT (ligne verte). Néanmoins, si en plaine inondable, les relevés topographiques (sections en travers) et les altitudes du MNT sont cohérentes, c'est parce que le lit majeur a fait l'objet d'un relevé LIDAR, fournissant ainsi une information altimétrique très fine. Par contre, le lit mineur n'a pas bénéficié de ces relevés et ne fournit pas d'information aussi fine. C'est pourquoi l'information des sections en travers est nécessaire, on voit bien en effet les différences d'altitude entre MNT et relevés topographiques.

Cette approche, qui nous a semblé la plus pertinente eu égard aux données dont nous disposons, possède toutefois des limites évidentes. En effet, les berges situées ne le sont qu'au niveau de points de relevés topographiques. Il est alors imaginable que la topographie entre deux relevés ne soit pas linéaire, et qu'une information topographique soit ainsi omise par le modèle. De plus, comme cela est le cas par exemple sur la Figure 7.1, le chenal d'écoulement principal est parfois dédoublé. Si la profondeur de ce lit secondaire n'est pas aussi profonde que celle du lit principal, ces dédoublements constituent toutefois une annexe précieuse à l'écoulement. Ce point laisse envisager ainsi que, localement, au niveau de ces annexes, la hauteur d'eau, et le débordement éventuel puissent être impactés.

### 7.2.1.3 Procédure d'identification des séquences de débordement

Pour déterminer les débordement, nous avons utilisé l'information procurée par l'altitude des berges, en considérant à chaque pas de temps (horaire dans notre cas), l'altitude de la berge la moins élevée, pour déterminer les débordements.

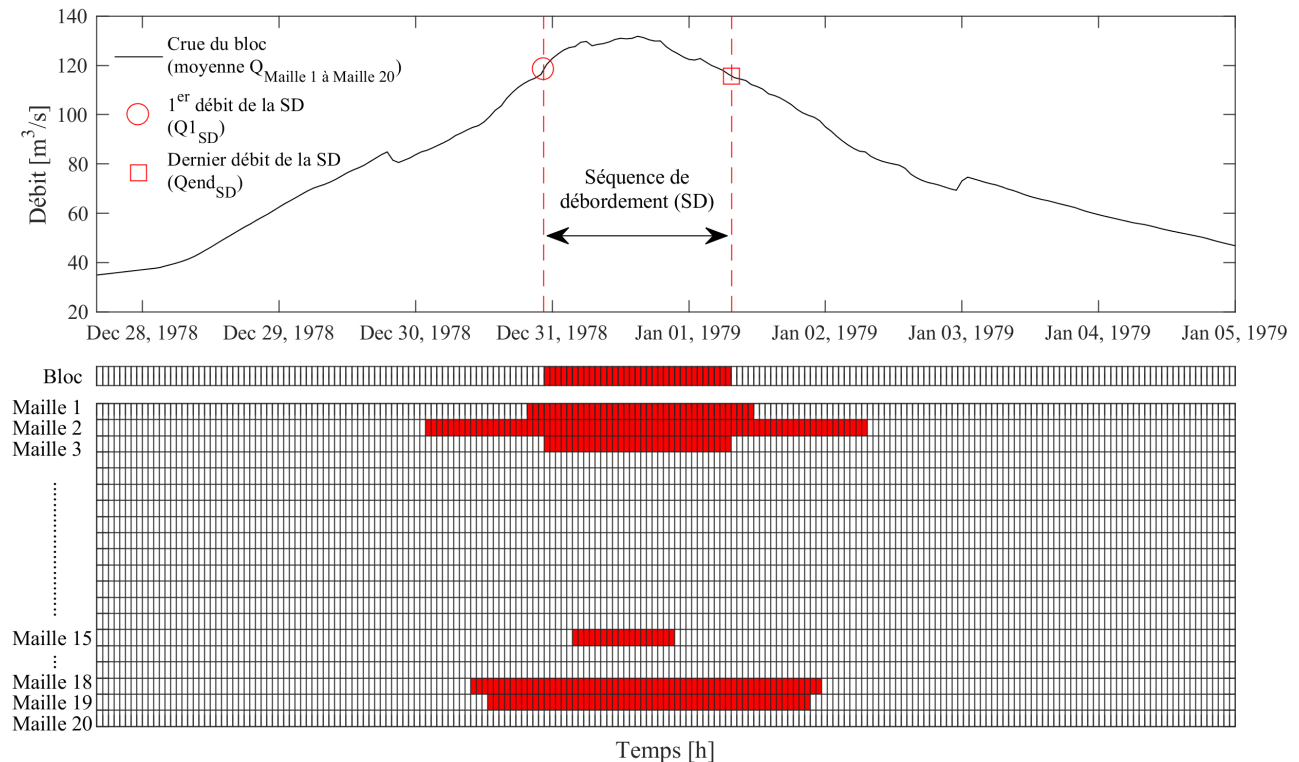


FIGURE 7.2 – Exemple d'identification d'une séquence de débordement d'un bloc. Sur les graphiques du bloc (milieu) et des mailles (bas), chaque case correspond à un pas de temps pour le bloc/la maille considérée ; une case blanche indique une absence de débordement ; une case rouge signifie la présence d'un débordement. Dans le cas présent, on considère un débordement sur le bloc si au moins 5 mailles présentent un débordement pour un pas de temps  $t$ . L'enchaînement d'un débordement sur le bloc sur plusieurs pas de temps consécutifs est nommé « séquence de débordement (SD) ».

Il a été décidé non pas de qualifier et d'analyser les débordements maille par maille, mais par « blocs » de 20 mailles. Cela représente un sous-tronçon de 1 km, et porte ainsi à 47 le nombre de blocs sur le tronçon Hotton - Tabreux. De cette manière, l'approche par bloc vise à synthétiser l'analyse des débordements sur une portion de rivière.

Pour considérer qu'il y a un débordement sur un bloc, il est possible d'imposer la règle stricte que l'ensemble des mailles constituant le bloc doit montrer un débordement. Cela est cependant peu souhaitable, du fait de l'hétérogénéité des mailles, amenant à occulter certains événements importants. Il a donc été décidé de définir un nombre minimum de mailles débordantes pour qualifier l'ensemble

du bloc de débordant. Ce seuil sera discuté plus loin.

La Figure 7.2 illustre par un exemple la procédure d'identification d'une séquence de débordement. À partir d'un bloc (*i.e.* 20 mailles successives), à chaque pas de temps, on calcule sur base de la hauteur d'eau et de la hauteur de berge la présence d'un débordement pour chacune des 20 mailles. Un seuil est ensuite choisi, qui indique le nombre minimum de mailles débordantes, en un même temps  $t$ , pour définir un débordement sur le bloc. On voit en effet sur la Figure 7.2, pour laquelle un seuil de 5 mailles débordantes a été renseigné, qu'il n'y a pas de débordement au niveau du bloc avant le 31 décembre 1978, car seulement 4 mailles maximum montrent en même temps un débordement. Il est nécessaire qu'une autre maille déborde (sur la figure, il s'agit de la maille 3) pour enclencher un débordement sur le bloc.

La succession de pas de temps avec débordement, à l'échelle du bloc, est appelée « séquence de débordement » (SD). Elle est alors caractérisée notamment par son début et sa fin. Le débit moyen dans le bloc est calculé à ces deux pas de temps  $t$ . On obtient ainsi une valeur de premier débit débordant ( $Q_{1SD}$ ) et une valeur de dernier débit débordant ( $Q_{endSD}$ ) pour chaque SD (Figure 7.2).

## 7.2.2 Comparaison des débordements entre modèles WOLF 1D et WOLF 2D

Avant d'avancer davantage dans l'étude, il nous a paru intéressant d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les débordements. Cela a été réalisé par comparaison des données simulées 1D avec des simulations issues du modèle WOLF 2D (*cf.* section 6.4.3).

Du fait du temps de calcul nécessaire pour le modèle 2D, une partie seulement du tronçon Hotton - Tabreux a été modélisée. Compte-tenu des bons résultats obtenus par le modèle 1D pour des débits et altitudes de surface libre à Durbuy, c'est dans la zone encadrant Durbuy qu'ont été réalisées les simulations 2D. Le tronçon concerné est représenté sur la Figure 6.22 (trait bleu foncé épais).

Nous ne disposons pas directement pour le modèle 2D de données de surfaces inondées, mais de l'extension de la surface libre. Par analyse visuelle il est possible, dans une certaine mesure, de repérer les zones où un débordement dans la plaine inondable a lieu. Nous avons donc comparé ces données avec les sorties des simulations 1D, traitées en terme de mailles débordantes. De la même manière que dans la section 6.4.3, nous avons extrait les données pour un pas de temps montrant un débit calculé à Durbuy identique à celui calculé en 2D.

Le débit calculé dans le modèle 2D étant stationnaire sur l'ensemble du tronçon, nous avons vérifié pour chaque comparaison 1D-2D que les débit simulés sur l'ensemble du tronçon par le modèle 1D étaient proches d'un état stationnaire. En effet, le modèle 1D simulant en instationnaire, il est

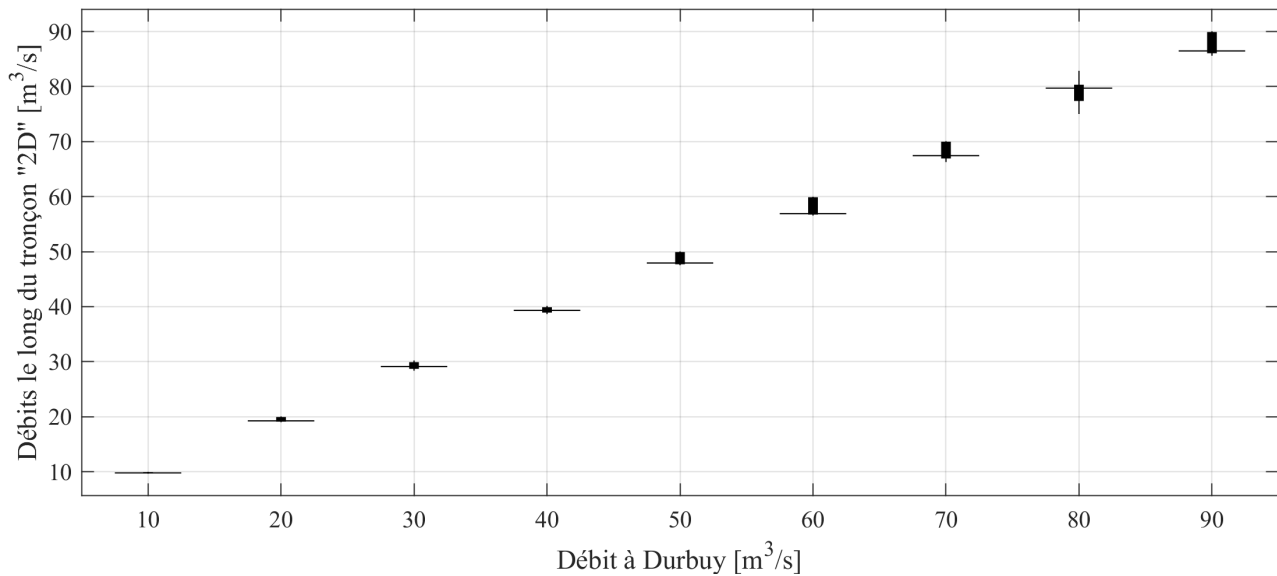


FIGURE 7.3 – Distribution des débits simulés 1D le long du tronçon de modélisation 2D, en fonction du débit cible à Durbuy.

possible que les données extraites à un temps  $t$  sur l'ensemble du tronçon pour un débit donné à Durbuy soient révélatrices par exemple d'une montée de crue. Dans ce cas, les débits 1D notamment à l'amont du tronçon (*cf.* Figure 6.22, trait bleu foncé : Durbuy est situé à proximité de l'aval du tronçon modélisé en 2D) pourraient être significativement différents du débit stationnaire 2D. La comparaison des débordement serait alors faussée. La Figure 7.3 montre, pour chaque débit cible à Durbuy, la distribution des débits simulés 1D le long du tronçon pour le même temps  $t$ . On se rend compte que les données 1D extraites pour la comparaison sont globalement très peu différentes sur l'ensemble du tronçon. Bien que la distribution augmente lorsque le débit cible à Durbuy augmente, on peut considérer que les données extraites caractérisent un état stationnaire. La comparaison avec les simulations 2D est ainsi valable.

Les Figures 7.4 et 7.5 montrent les résultats pour un débit à Durbuy, respectivement, de 40 m³/s et 90 m³/s. Pour le premier, certaines zones en rouge (2D) sont visibles en dehors du chenal représenté par les mailles 1D. Il s'agit en fait généralement de chenaux secondaires ou annexes hydrauliques. A ce niveau de débit, le modèle 2D ne donne donc a priori pas de débordement. Les mêmes conclusions sont proposées par le modèle 1D. Seule une maille indique un débordement (de 7 cm), à l'amont du tronçon. Néanmoins, elle se situe au niveau d'une annexe hydraulique, ce que révèle la section en travers située juste en amont. L'examen de cette dernière indique également une différence d'altitude entre fond du lit et berges moins importante que les sections amont et aval, ce qui provoque un débordement plus rapide dans l'annexe hydraulique.

Pour un débit de 90 m³/s (Figure 7.5), la simulation 2D montre une extension de surface libre

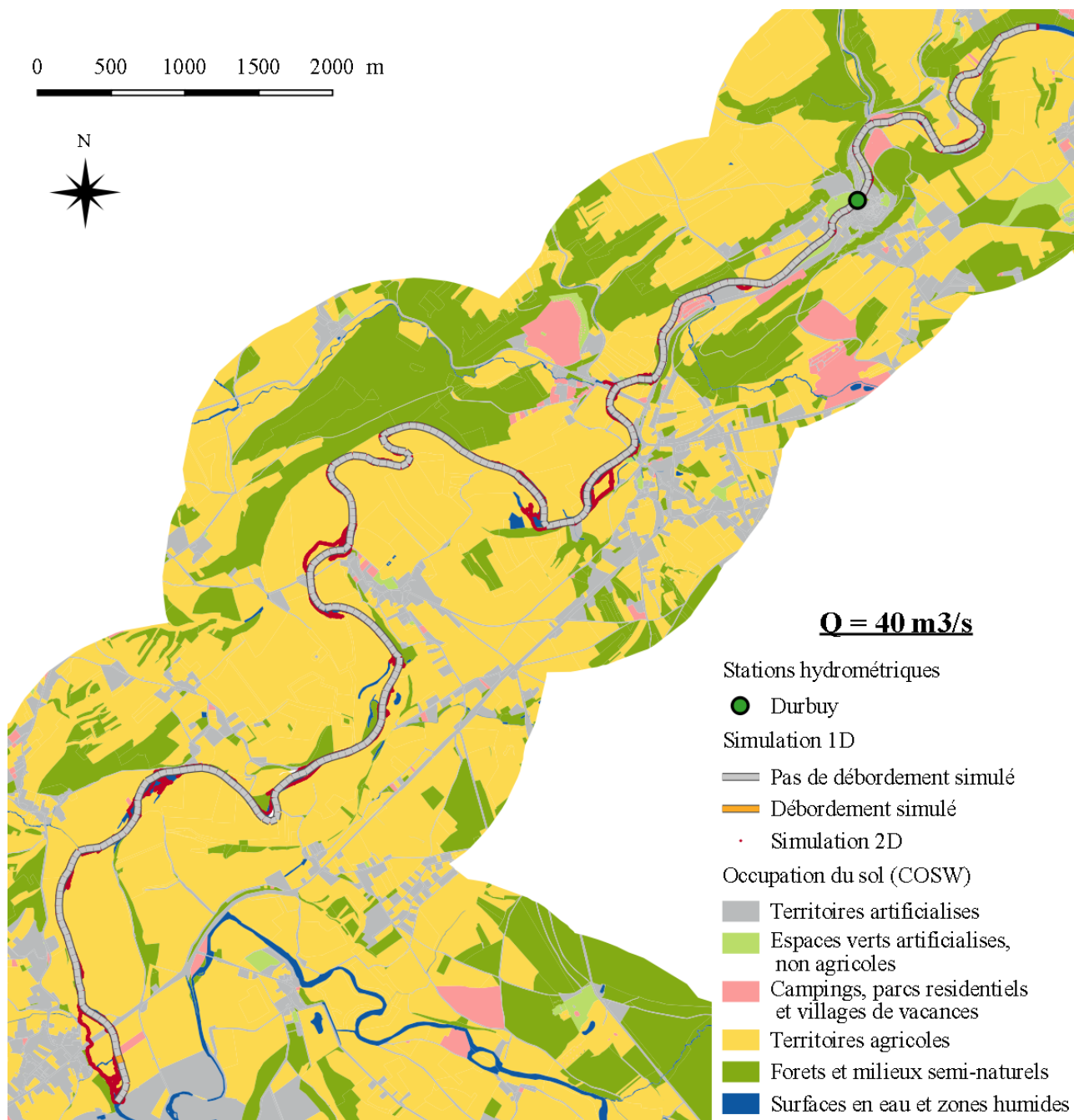


FIGURE 7.4 – Comparaison de l’extension en eau d’une simulation 2D (en rouge) avec la présence de mailles débordantes (en orange), pour un débit à Durbuy de  $40 \text{ m}^3/\text{s}$ . Tronçon de l’amont à l’aval de Durbuy.

beaucoup plus importante. Un certain nombre de ces zones correspondent aux annexes hydrauliques précitées, avec une extension accentuée. Par contre, d’autres cas montrent que l’inondation s’est produite dans des zones ne présentant pas d’annexes hydrauliques, ou situées au-delà des annexes. Il s’agit principalement de territoires agricoles en bordures de la rivière (prairies notamment). Les données 1D permettent de simuler dans de nombreux endroits des débordements symbolisés par l’ex-

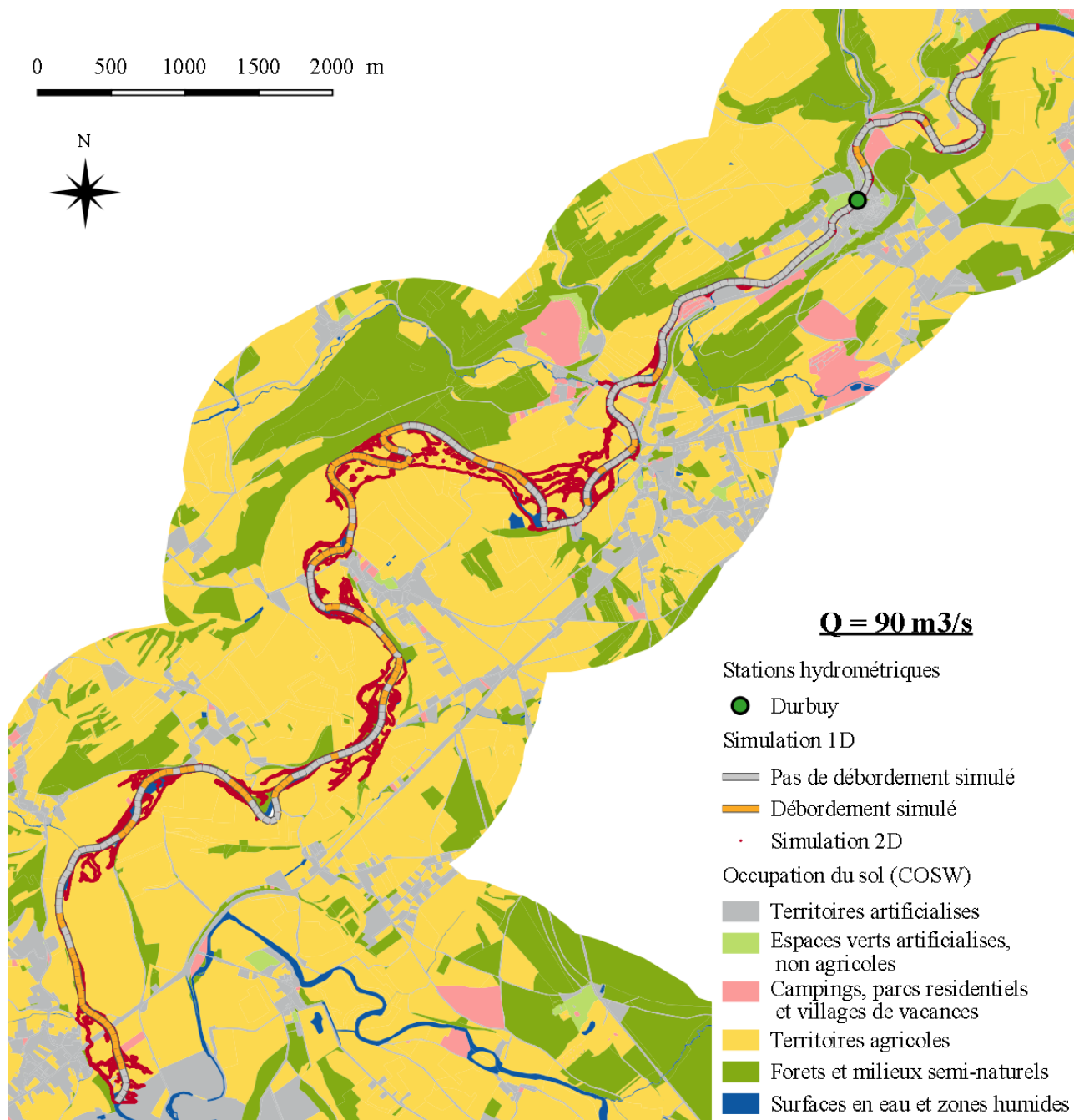


FIGURE 7.5 – Comparaison de l’extension en eau d’une simulation 2D (en rouge) avec la présence de mailles débordantes (en orange), pour un débit à Durbuy de 90 m<sup>3</sup>/s. Tronçon de l’amont à l’aval de Durbuy.

tension spatiale des surfaces libres 2D. Juste à l’aval de Durbuy, 3 mailles du modèle 1D indiquent un débordement, ce qui ne semble pas ressortir avec les données 2D sur la Figure 7.5. Néanmoins, une analyse visuelle plus précise à l’aide notamment d’orthophotographie (Figure 7.6), l’extension de surface libre proposée par le modèle 2D semble effectivement montrer un léger débordement (de l’ordre de 1 à 3 m de part et d’autre du lit mineur).

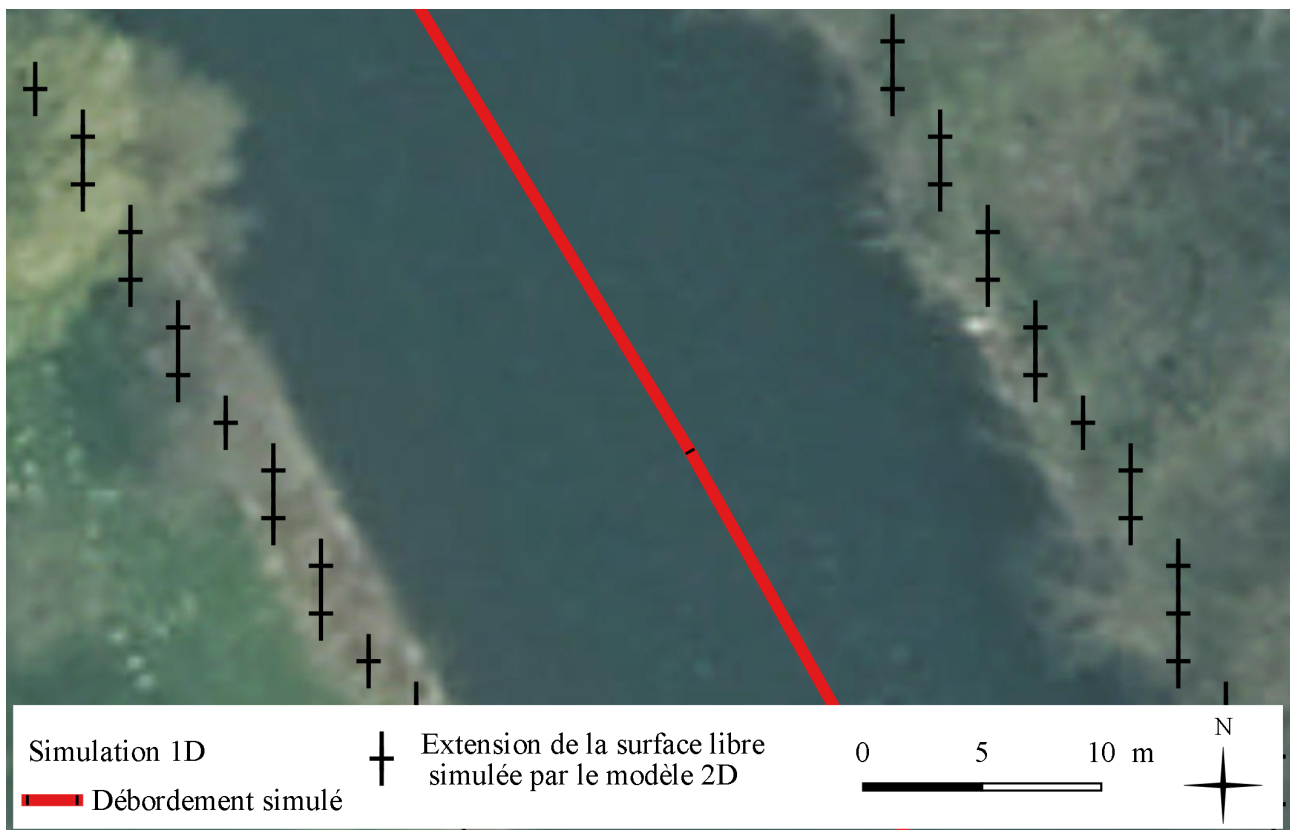


FIGURE 7.6 – Comparaison visuelle du débordement simulé par le modèle 2D et le modèle 1D. Aval de Durbuy. Fond de plan : ORTHO2015 (geoservices.wallonie.be).

L'altitude de surface libre est comparée entre les simulations 2D et 1D sur la Figure 7.7. A l'échelle du tronçon représenté, la correspondance apparaît particulièrement cohérente. En termes de représentation graphique, les changements de couleur symbolisant le passage d'une classe d'altitude à une autre permettent de juger plus précisément (du moins sur la carte) de la pertinence du modèle 1D vis-à-vis du modèle 2D. Dans l'ensemble, les passages d'une couleur à la suivante s'opèrent aux mêmes endroits sur la carte. Ils sont souvent simultanés ou relativement proches (<200 m), mais peuvent tout de même être distants au maximum de 350 m (soit 7 mailles 1D). Lorsque ces différences sont visibles, elles signifient que le modèle 1D simule une altitude légèrement supérieure à celle du modèle 2D.

Les cartes présentées ici suggèrent que malgré certaines différences en termes de présence/absence de débordement, et d'altitudes de surface libre, le modèle 1D montre une bonne capacité à reproduire, à l'échelle de la taille d'une maille, les données simulées par le modèle 2D. Conscient que la cohérence des simulations 1D-2D n'est sûrement pas parfaite, il semble malgré tout intéressant d'utiliser les données du modèle 1D dans l'étude des débordements, comme nous le proposons dans les sections qui suivent.



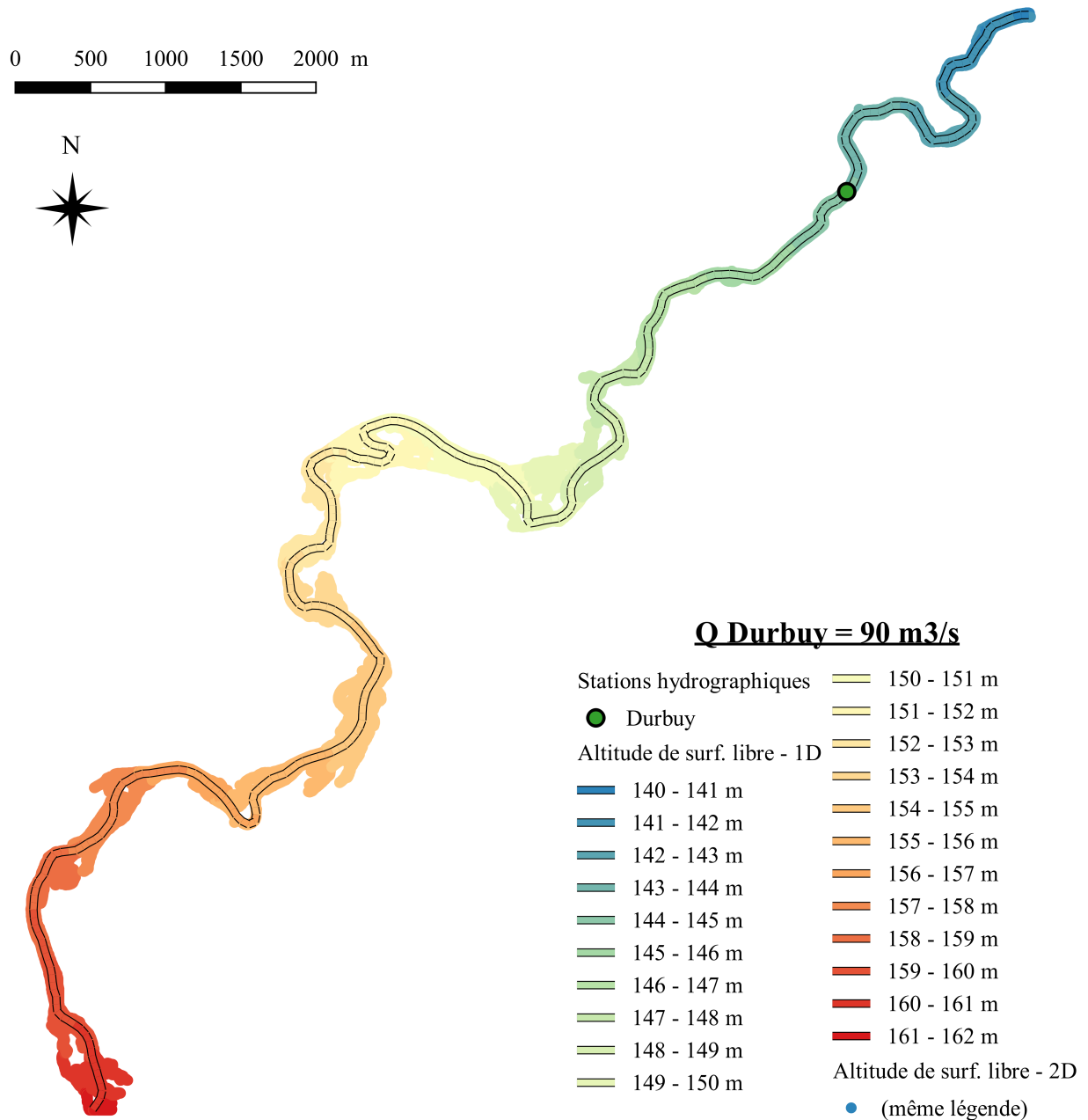


FIGURE 7.7 – Comparaison de l’altitude de surface libre indiquée par le modèle 2D (aplats de couleur) et par le modèle 1D (encadré par les deux traits noirs), pour un débit à Durbuy de 90 m<sup>3</sup>/s. L’échelle de couleur pour la représentation des altitudes est identiques pour les deux simulations. Tronçon de l’amont à l’aval de Durbuy.

### 7.2.3 Sensibilité au pas de temps des données simulées

Nous avons précisé dans la section 6.5 que le modèle hydraulique a été implémenté au pas de temps horaire, les données horaires ayant été obtenu par désagrégation des données d’entrée journalières. Il est par conséquent utile d’évaluer si cette transformation est pertinente pour l’analyse. Après

tout, le pas journalier dans la modélisation hydraulique aurait peut-être été suffisant.

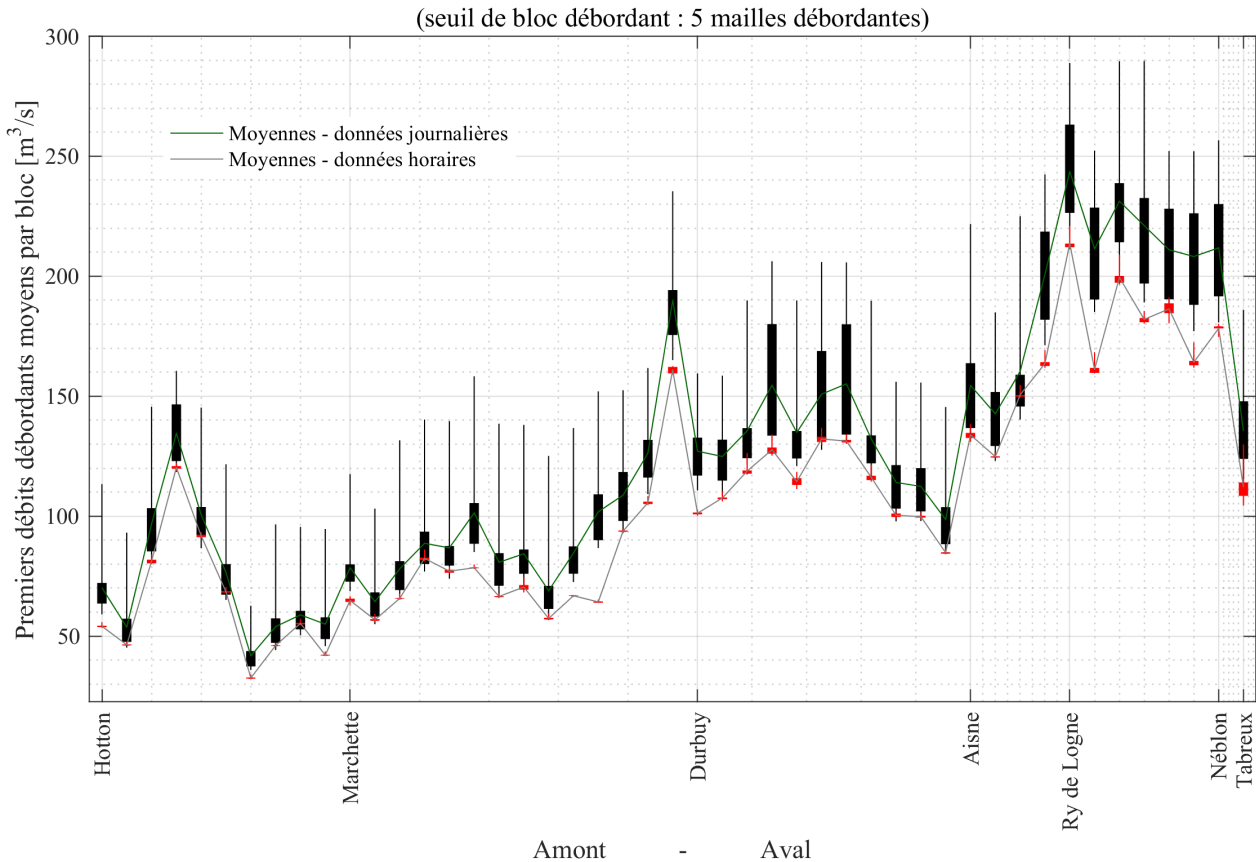


FIGURE 7.8 – Sensibilité du premier débit d’une séquence de débordement au pas de temps : horaire vs journalier. Nombre de mailles qualifiant un débordement de bloc : 5 mailles. Boîtes noires : données journalières ; boîtes rouges : données horaires.

La sensibilité des débordements au pas de temps des données a donc été testé, sur une des variables des séquences de débordement définies plus haut : le premier débit débordant ( $Q_{1SD}$ ). Celui-ci a été extrait de chacune des SD (cf. section 7.2.1.3 et Figure 7.2 pour la procédure d’identification des SD) pour chacun des blocs du tronçon. Cette procédure a été appliquée aux données de simulation horaire (modélisée avec les données d’entrée au pas horaire), mais également sur les données simulées au pas de temps journalier. Ces dernières (débits et hauteurs d’eau) ont simplement été obtenus par agrégation pour chaque jour de la chronique : ensuite, un traitement visant à identifier les SD a été effectué. Pour récapituler, sur la base des mêmes débits horaires, des SD et  $Q_{1SD}$  horaires ( $SD_H$  et  $Q_{1SD-H}$ ) et journalières ( $SD_J$  et  $Q_{1SD-J}$ ) ont été calculées.

Les distributions de  $Q_{1SD-H}$  et  $Q_{1SD-J}$  sont retranscrites sous forme de boxplots sur la Figure 7.8, respectivement en rouge et en noir. A chaque pas de temps sont aussi indiquées les moyennes pour chaque bloc (courbes grise et verte). Au premier examen, il apparaît qu’au long du tronçon, les  $Q_{1SD}$  des deux pas de temps suivent une évolution très proche, comme le suggèrent les courbes

des moyennes.

On remarque également, que l'espacement entre boxplots des valeurs journalières et horaires, de même que l'intervalle interquartile des  $Q1_{SD-J}$ , pour chaque bloc, tend à augmenter de l'amont vers l'aval. Cela tend à suggérer que la variabilité des débits durant une même journée est plus élevée à l'aval qu'à l'amont. L'intervalle interquartile des  $Q1_{SD-H}$  semble également augmenter d'amont vers l'aval, mais avec une ampleur très réduite.

De plus, les distributions des  $Q1_{SD}$  aux deux pas de temps sont très différentes (Figure 7.8). Les boxplots du  $Q1_{SD-J}$  dévoilent une distribution très étendue, et des écarts interquartiles importants. Ces derniers ont des valeurs qui s'étalent de 8 m<sup>3</sup>/s par exemple au niveau de la confluence de l'Ourthe avec la Marchette, à près de 50 m<sup>3</sup>/s entre Durbuy et la confluence avec l'Aisne. Les écarts minimum-maximum culminent jusqu'à 100 m<sup>3</sup>/s environ. Cela rend délicat la tentative d'associer une valeur de débit à l'occurrence ou non d'un débordement. Si l'on souhaite étudier l'amorce de débordements à partir d'une valeur de  $Q1_{SD}$ , le pas de temps journalier est clairement hors jeu.

A l'inverse, la gamme de valeurs des  $Q1_{SD-H}$  présente une amplitude très faible pour l'ensemble des blocs, indiquant par là qu'un débit quasi similaire déclenche toutes les séquences de débordement. Seuls quelques blocs montrent une étendue se détachant des boîtes interquartiles, tout en restant d'une valeur très modérée (jusqu'à 10 m<sup>3</sup>/s dans la partie aval du tronçon, et jusqu'à 25 m<sup>3</sup>/s pour le bloc au niveau de Tabreux). La liaison entre l'intervalle interquartile et le  $Q1_{SD-H}$  est fortement univoque.

Ces constats amènent deux commentaires. Premièrement, ils militent fortement en faveur d'une modélisation horaire plutôt que journalière. On peut supposer à cet égard, qu'utiliser des séries temporelles plus fines permettrait d'affiner encore l'estimation des  $Q1_{SD-H}$ . Deuxièmement, ils signifient que le débordement se déclenche de manière relativement unique lors de chaque séquence de débordement, la dynamique de crue n'ayant visiblement que peu d'impact sur leur origine. Lorsqu'on observe les épisodes de crues, en majorité, ils montrent une pente de montée de crue de même ordre de grandeur : quelques jours depuis un bas débit jusqu'à la pointe de crue, en montée relativement linéaire. Cette dynamique de montée de crue généralement similaire entre les crues explique alors que les  $Q1_{SD-H}$  soient quasi constants.

Ce comportement se généralise-t-il aux derniers débits de chaque séquence de débordement ( $Q_{finSD}$ ) ? C'est ce qu'illustre la Figure 7.9. Celle-ci permet de tirer les mêmes conclusions que pour celles tirées de la Figure 7.8. Il semblerait même que les boxplots soient encore plus « ramassés » pour le  $Q1_{SD-H}$ , et qu'ils soient davantage univoques sur les valeurs de sorties de séquence de débordement. Là encore, le pas de temps horaire est le plus utile.

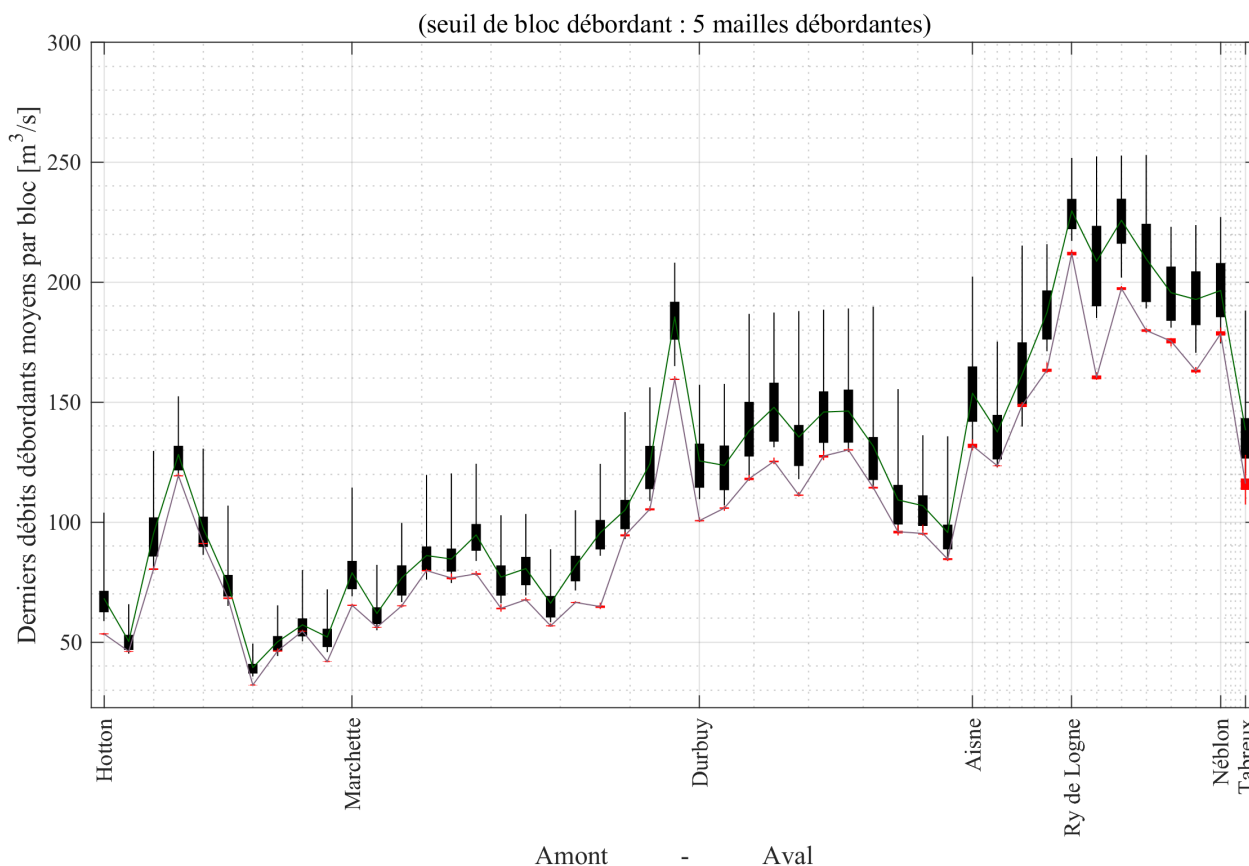


FIGURE 7.9 – Sensibilité du dernier débit d’une séquence de débordement au pas de temps : horaire VS journalier. Nombre de mailles qualifiant un débordement de bloc : 5 mailles. Boîtes noires : données journalières ; boîtes rouges : données horaires.

## 7.2.4 Sensibilité au seuil de mailles débordantes dans un bloc

La sensibilité du modèle au nombre de mailles débordantes qualifiant un bloc débordant mérite aussi d’être analysée.

Le test sur l’ensemble du nombre de mailles constituant un bloc révèle dans un premier temps que l’analyse ne peut pas être poussée au-delà d’un seuil de 10 mailles, car à partir de 11 mailles imposées comme seuil, certains blocs ne sont plus concernés : pour ces blocs, le nombre maximal de mailles débordant s’élève à 10. Ainsi l’analyse a été restreinte à un seuil maximal de 10 mailles débordantes. C’est la sensibilité du premier débit débordant horaire ( $Q1_{SD-h}$ ) qui a été testée.

La Figure 7.10 illustre les résultats obtenus. Les valeurs indiquées sont les moyennes des  $Q1_{SD-h}$  pour chaque bloc. Dans l’ensemble, les courbes suivent plus ou moins la même trajectoire. Elles sont très rapprochées à certains endroits (par exemple à l’amont du tronçon), ce qui signifie que le débordement d’une grande partie des mailles (au moins 10) dans les blocs concernés s’effectue

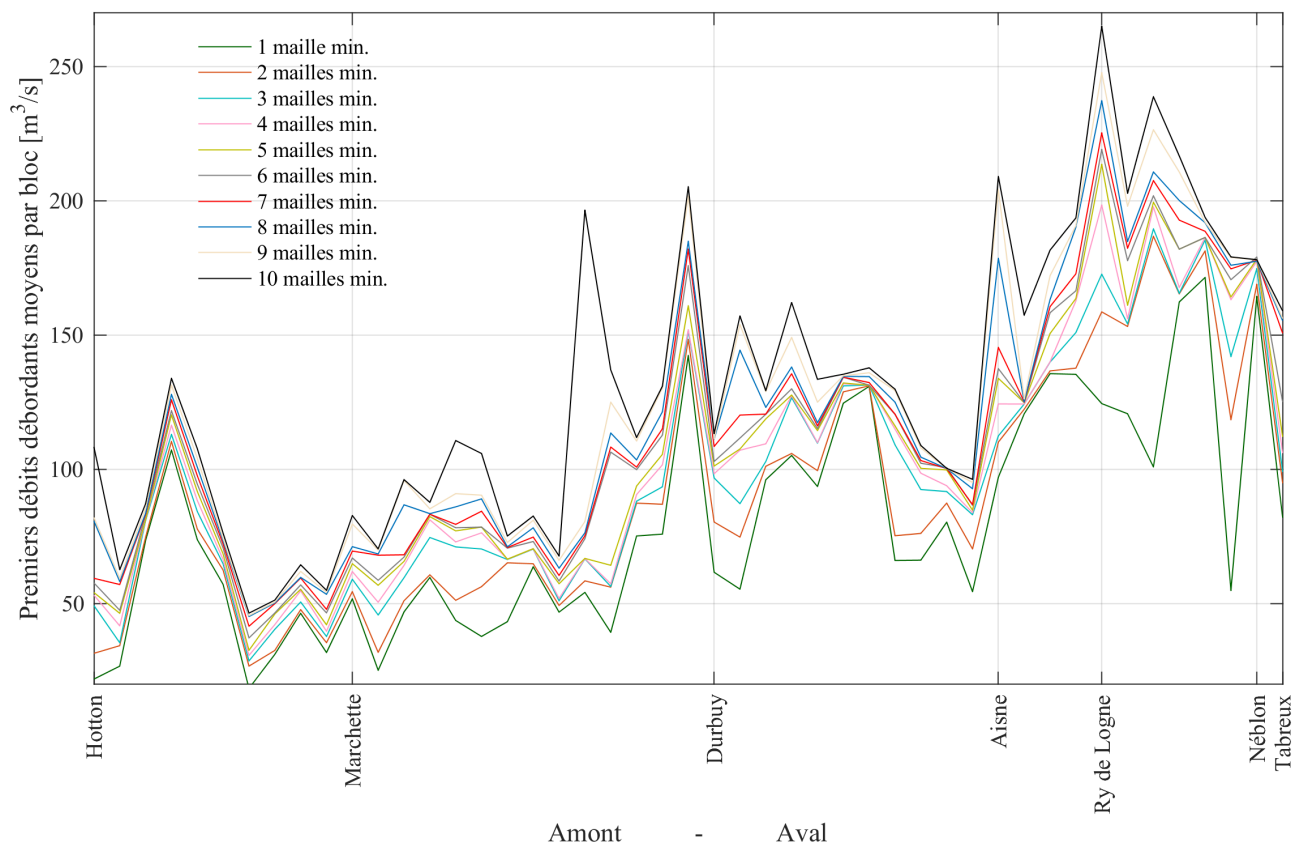


FIGURE 7.10 – Sensibilité du premier débit d’une séquence de débordement au nombre de mailles débordantes qualifiant un débordement d’un bloc.

grossièrement pour un débit de même ordre de grandeur. Par contre, dans d’autres zones, à l’image d’une majeure partie du tronçon entre la confluence avec la Marchette et Durbuy, le débordement des mailles se déclenche par « palier » : un certain débit provoque le débordement d’un certain nombre de mailles, mais un débit significativement plus important est nécessaire pour mettre en débordement des mailles supplémentaires. Cette marge supplémentaire atteint jusqu’à environ 120 m<sup>3</sup>/s (dans le cas d’un passage de 9 à 10 mailles débordantes).

Le choix d’un seuil s’avère ici difficile, et largement subjectif. Nous avons donc opté pour des valeurs intermédiaires dans la gamme testée. Il nous semble en effet qu’en augmentant les valeurs de seuil, le comportement en palier devient très accentué. Par ailleurs, sur la Figure 7.10, on distingue particulièrement bien, que pour des faibles débits, une à deux mailles par bloc se distinguent par un débordement, mais qu’il est nécessaire d’augmenter significativement la valeur de débit pour passer à 5 ou 8 mailles. Le choix d’un seuil trop faible apparaît en conséquence peu représentatif de l’ensemble du bloc et ainsi peu pertinent.

Nous avons choisi de retenir la valeur de seuil équivalente à 5 mailles débordantes. Cette valeur permet, d’après la Figure 7.10, de pondérer les premiers débits débordants obtenus pour les trop fortes

et les trop faibles valeurs. C'est donc ce seuil qui sera retenu dans la suite de l'étude.

### 7.2.5 Généralisation de la relation débit - séquences de débordement

Une séquence de débordement est définie par rapport à l'altitude de surface libre. Cette définition exclut de la sorte le débit comme variable conditionnante d'une séquence de débordement. Nous venons néanmoins de voir que les débits horaires montrent une correspondance particulièrement marquée avec à la fois l'entrée dans une séquence de débordement, et sa sortie. Ayant au préalable utilisé la modélisation pour l'établir, un raccourci peut alors être envisagé pour traiter les débordements, directement à partir des valeurs de débit, en omettant par la suite l'étape hydraulique de calcul de l'altitude de la surface libre. Ce raccourci, pour être validé, nécessite toutefois deux précisions : (i) les débits déclenchant et clôturant une séquence de débordement sont-ils identiques ? (ii) les débits équivalents aux valeurs définies de premiers et derniers débits débordants d'une séquence sont-ils toujours associés à une séquence de débordement ?

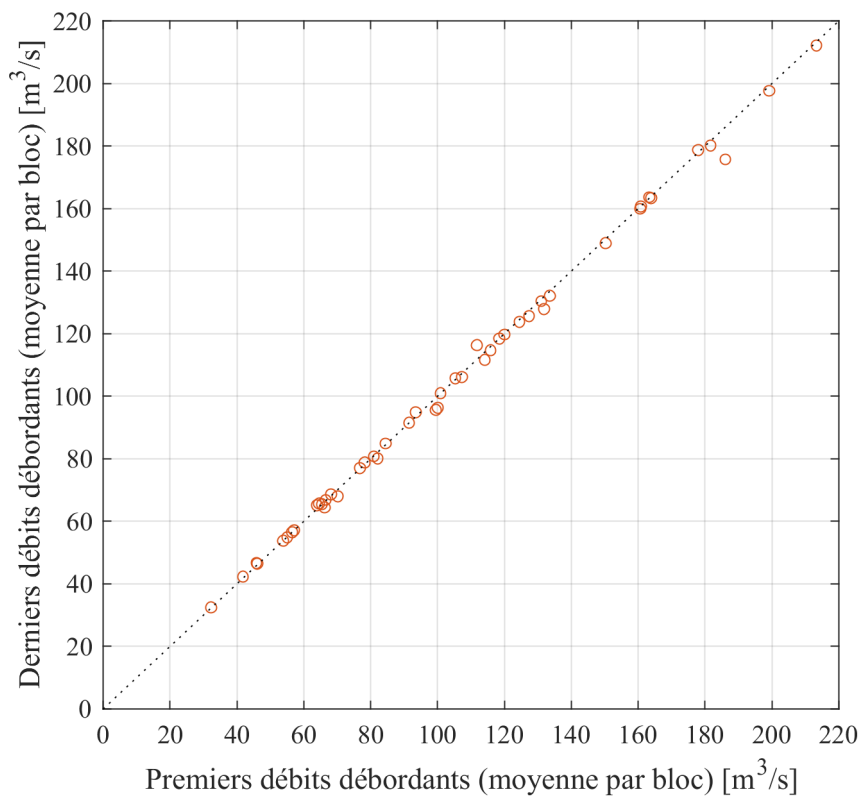


FIGURE 7.11 – Comparaison des valeurs moyennes par bloc des premiers et derniers débits d'une séquence de débordement. Un rond représente la moyenne d'un bloc. Données au pas de temps horaire. Nombre de mailles qualifiant un débordement de bloc : 5 mailles.

La Figure 7.11 apporte une réponse relativement claire à la première question. Après avoir calculé

la moyenne, pour chaque bloc, des débits horaires de début et de fin de toutes les séquences de débordement (cette opération est légitime au vu de l'univocité de ces variables, cf. section précédente et Figures 7.8 et 7.9), les deux séries de débits ont été comparées par un simple nuage de corrélation. Ce dernier indique que les débits terminaux des séquences de débordement sont quasi systématiquement similaires aux premiers débits débordants.

Lorsque le débit augmente, on peut distinguer un très léger décalage de la droite de régression par rapport à la bissectrice : les  $Q_{1SD}$  sont faiblement supérieurs, de 1 à 2 m<sup>3</sup>/s, aux  $Q_{endSD}$ . Néanmoins, ces valeurs semblent trop faibles pour révéler la reproduction de l'effet d'hystérésis qui caractérise la dynamique de crue.

À propos de la seconde interrogation, le traitement des données a indiqué que l'ensemble des débits supérieurs ou égaux aux premiers débits débordants (pour chaque bloc) est uniquement cantonné dans les séquences de débordement. Autrement dit, un débit supérieur au  $Q_{1SD}$  est forcément associé à un débordement, et ceci pour tous les blocs.

De cette manière, le raccourci suggéré plus haut semble valable, à la seule condition cependant d'identifier les débordements à partir de la valeur moyenne des premiers débits débordants, et non de la moyenne des débits de fin de séquences de débordement.

Ainsi, après avoir établi la relation débit-débordement à partir de la modélisation hydraulique, il est possible maintenant d'effectuer des analyses sur le débordement, et d'appréhender son évolution sous l'effet du changement climatique, uniquement avec la chronique des débits. Dans ce contexte, la modélisation hydraulique permet d'obtenir tout au long du tronçon les chroniques associées de débit (maille par maille dans le cas présent). Les impacts potentiels des climats contrastés sur les débordements peuvent donc être évalués.

### **7.3 Impacts potentiels du changement climatique sur les séquences de débordements**

L'ensemble des 13 scénarios hydrologiques, issus des 13 scénarios représentatifs du changement climatique, ont été modélisés à l'aide du modèle WOLF 1D. Les impacts observés sur les séquences de débordement et leurs caractéristiques sont étudiés dans cette section.

### 7.3.1 Premiers débits débordants

Une question légitime posée par cet exercice concerne la stationnarité des caractéristiques des débordements. En effet, du fait d'une quantité d'eau différente dans le(s) lit(s) d'écoulement, la ligne d'eau et donc les débordements pourraient être modifiés. Nous proposons ici de regarder si les débits moyens qui génèrent un débordement ( $Q_{1SD}$ ), à l'échelle d'un bloc, sont modifiés dans la dynamique de crue retranscrite par le modèle hydraulique.

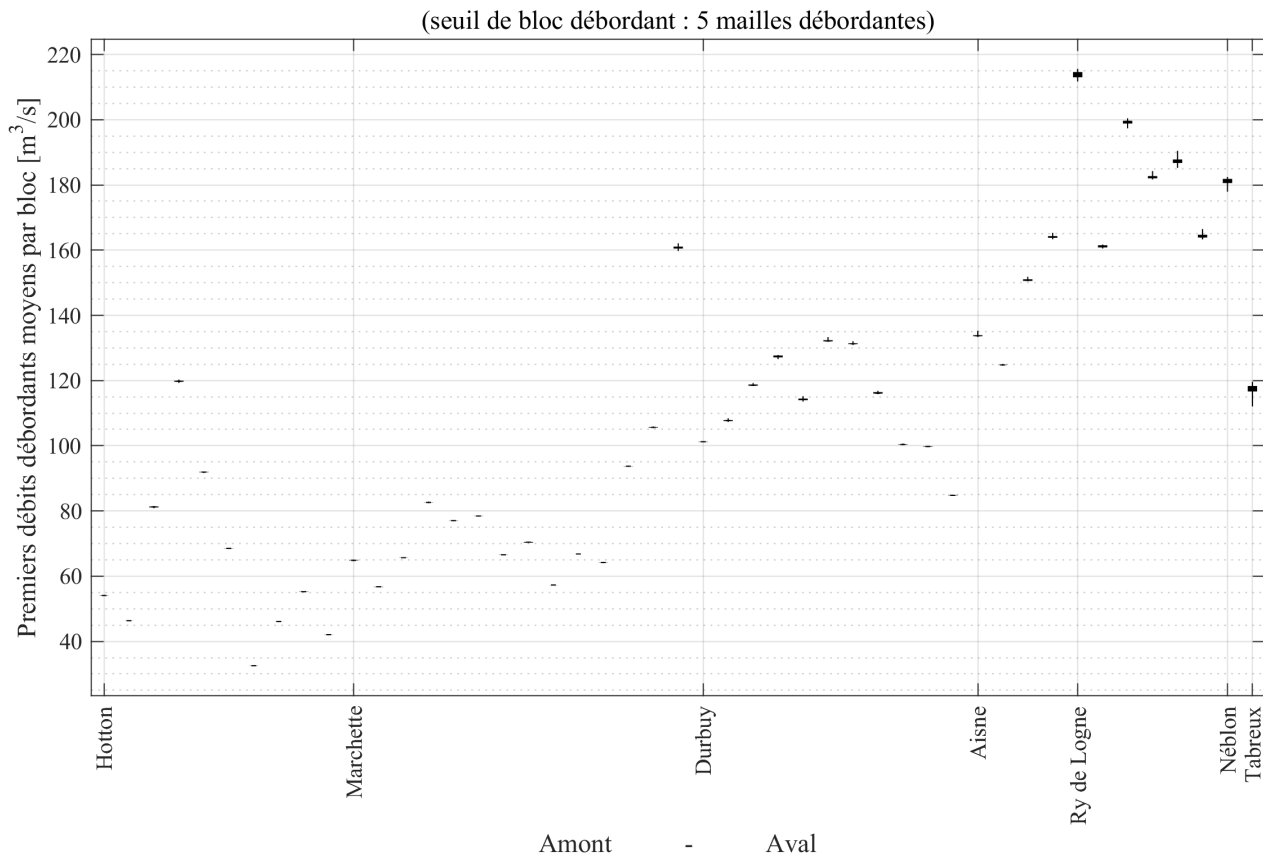


FIGURE 7.12 – Boxplots des valeurs moyennes des premiers débits débordants, par bloc, obtenues dans les conditions climatiques actuelles et avec les scénarios représentatifs du changement climatique.

La Figure 7.12 illustre les résultats. Les  $Q_{1SD}$  de chaque bloc ont été calculés pour l'ensemble des scénarios climatiques et pour le climat de la période de référence. Il ressort de l'analyse de cette figure que les débits déclencheurs d'une séquence de débordement, ne sont pas modifiés par les données de forçage des scénarios climatiques. Seuls quelques blocs montrent une très légère variabilité des  $Q_{1SD}$ . Cependant, au vu de l'ordre de grandeur de cette variabilité (maximum  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ ), ces  $Q_{1SD}$  peuvent être considérés comme stationnaires.

Ce résultat conforte la conclusion de la section précédente qui stipulait que les débordement



peuvent être étudiés *via* les chroniques de débit simulés. Cette relation sera ainsi utilisée plus loin dans l'analyse.

### 7.3.2 Fréquence des séquences de débordement

La fréquence annuelle des débordements a été calculée pour chaque scénario climatique, bloc par bloc. Elle représente simplement le rapport du nombre total de séquences de débordement simulées dans l'ensemble de la chronique sur la durée totale de cette chronique. Néanmoins, comme nous travaillons sur les séquences de débordement, il y a un risque que deux séquences identifiées soient en fait liées à un seul événement. Cela est effectivement envisageable du fait du modèle 1D, qui doit être considéré avec précaution lorsque l'écoulement simulé sort du lit mineur, du fait d'une mauvaise représentation des stockages et déstockages en plaine inondable (*cf.* section 6.3.5). Pour cette raison, préalablement à l'analyse fréquentielle, nous avons cherché à isoler des SD indépendantes. Cela a été réalisé en calculant la durée entre la fin d'une SD et le début de la suivante. Nous avons imposé un délai minimal de 2 jours entre deux SD. Ce chiffre est arbitraire, mais nous paraît toutefois pertinent pour éviter tout effet d'oscillation de la hauteur d'eau simulée entre débordement et non-débordement simulés, lié à la modélisation 1D lorsque les débits simulés sont proches des valeurs de  $Q_{1SD}$ . Au-delà de 2 jours, nous considérons que l'effet de battement peut être écarté dans l'identification d'une nouvelle SD.

Les modifications potentielles sont montrées sur la Figure 7.13. Pour l'ensemble des blocs, une large majorité des scénarios semble indiquer une réduction de fréquence annuelle de débordement. Cette diminution est très variable selon les blocs, mais apparaît comme plus importante au niveau des blocs montrant sous le climat actuel, une fréquence annuelle élevée. Par exemple pour un des blocs à l'amont du tronçon, la fréquence annuelle passe de près de 6 débordements/an sous climat actuel à un minimum de 3 débordements/an sous changement climatique. Pour les plus faibles valeurs, notamment dans la moitié aval du tronçon, la diminution maximale est moindre, mais amène toutefois à considérer en particulier un scénario climatique (en rose foncé sur la figure) projetant des débordements à une fréquence de 1 débordement tous les 6 à 10 ans. Ces situations extrêmes ne sont toutefois pas la norme pour tous les scénarios, certains scénarios projetant une réduction de la fréquence annuelle de débordement relativement peu éloignée de celle du climat actuel.

Suivant les blocs, un à quatre scénarios sur les 13 utilisés suggèrent une fréquence accrue des débordements. Dans la moitié amont, ce nombre ne dépasse pas trois scénarios. C'est davantage à l'aval du tronçon, pour des fréquences plus faibles sous climat actuel, que ce nombre est plus important. L'augmentation de la fréquence dans ces cas est en général peu importante.

Cette tendance dominante à la baisse de la fréquence de débordement doit être confrontée à

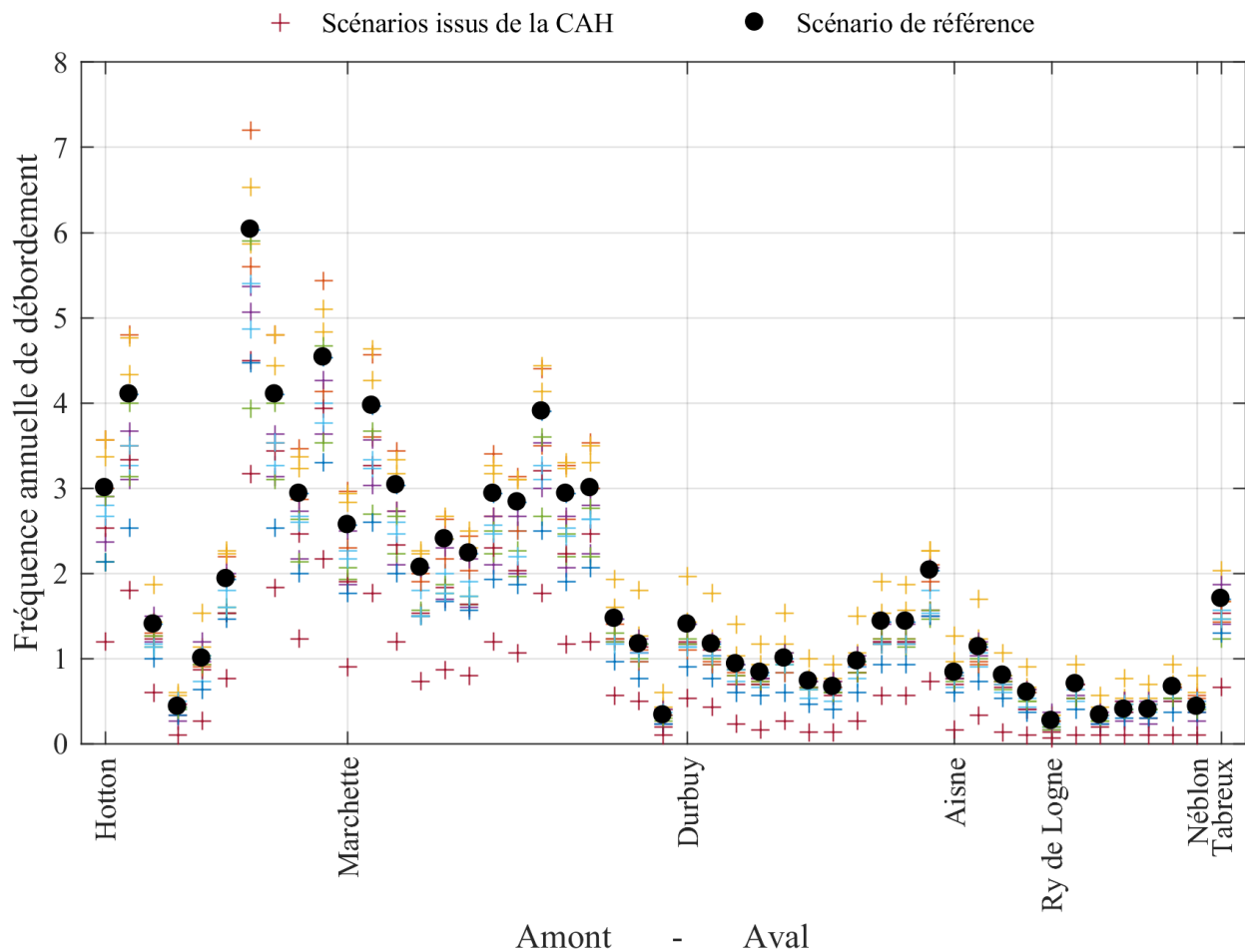


FIGURE 7.13 – Comparaison des fréquences annuelles de séquences de débordement par bloc entre le climat actuel (scénario de référence) et les scénarios représentatifs du changement climatique.

d'autres critères de caractérisation des débordements. En particulier, la durée des séquences de débordement, à laquelle nous nous intéressons dans la section suivante.

### 7.3.3 Durée des séquences de débordement

La durée des débordements est une caractéristique intéressante à analyser car elle témoigne de changements dans la composition et la structure des débordements.

Nous avons pour chaque scénario réalisé une analyse fréquentielle sur la série des durées de débordement, bloc par bloc. Les séries ayant servi à l'analyse sont celles qui ont été pré-traitées pour permettre l'indépendance des séquences de débordements, en imposant un seuil de 2 jours entre chaque crues.

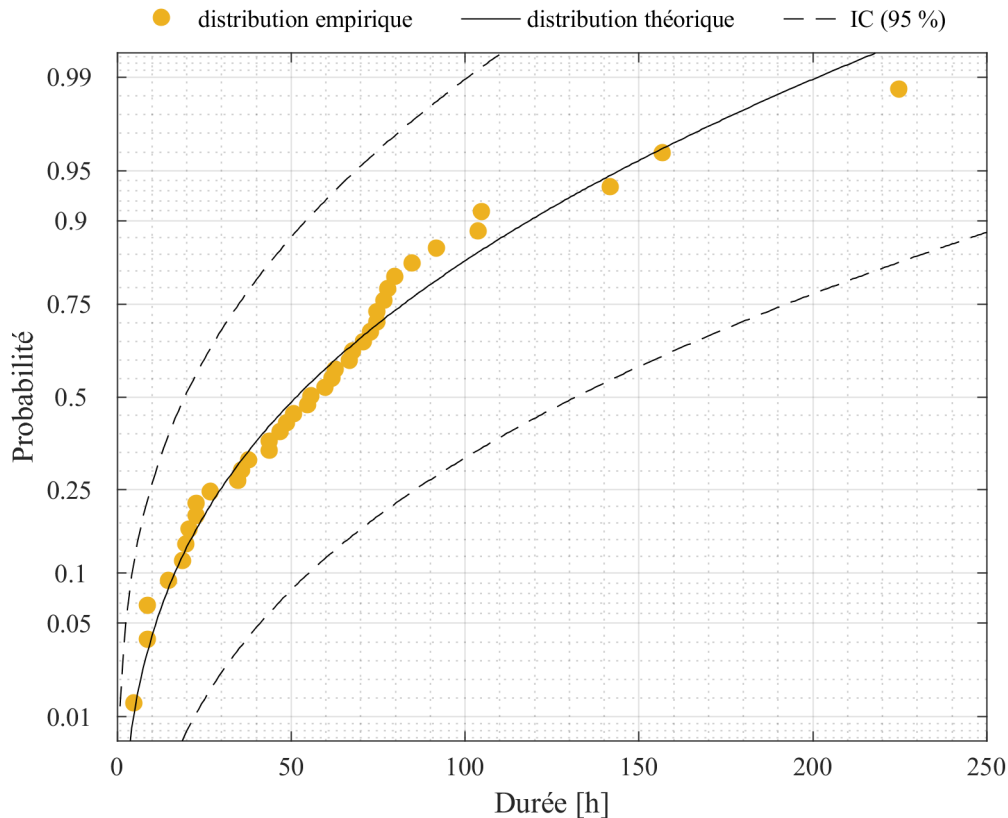


FIGURE 7.14 – Ajustement d’une loi de distribution ‘gamma’ sur la série des durées des séquences de débordement indépendantes du bloc au niveau de Durbuy, climat actuel.

Une loi de distribution a été ajustée à ces séries, permettant de modéliser les quantiles de débit. Toutes les séries temporelles ont ensuite été ajustées par une loi de distribution gamma<sup>1</sup>. Cette loi, communément utilisée dans l’analyse fréquentielle en hydrologie, est effectivement celle qui est ressortie comme la plus performante sur nos échantillons. Pour évaluer cela, parmi un panel de lois de distribution<sup>2</sup>, le meilleur ajustement a été évalué suivant l’indice AIC (critère d’information d’Akaike) pour les séries de tous les scénarios, bloc par bloc. Sur l’ensemble des meilleurs ajustements réalisés, 32 % utilisaient une loi gamma. Pour le reste, 15 %, 12 % et 10 % concernaient, respectivement les lois exponentielle, Pareto généralisée et Weibull. L’attribution d’un tiers seulement des ajustements à la loi gamma semble peu pour généraliser l’utilisation de cette loi à l’ensemble des ajustements à réaliser (climat actuel + 13 scénarios × 47 blocs, soient 658 ajustements). Néanmoins, les ajustements gamma, lorsqu’ils ne ressortaient pas en premier ajustement, se situaient en deuxième ou troisième position suivant l’AIC, avec des différences faibles avec les valeurs des ajustements plus performants. Ainsi, dans 66 % des cas, la loi gamma apparaît parmi les trois meilleurs ajustements. La décision d’appliquer la même loi pour l’ensemble des séries permet de faciliter les traitements, et de comparer des quantiles entre eux.

1. Le logiciel Matlab, que nous avons utilisé, applique la formule de Hazen pour le calcul des probabilités empiriques, lors de l’ajustement d’une loi de probabilité.

2. En l’occurrence, il s’agit des lois testées dans la fonction MATLAB ‘ALLFITDIST’©(Mike Sheppard, 2012).

La Figure 7.14 donne un exemple de l'ajustement opéré pour les durées de débordement du bloc situé au niveau de Durbuy. L'ajustement proposé apparaît relativement bon jusqu'à une probabilité d'occurrence d'environ 0.96, soit une période de retour de 25 ans. Au-delà, la dernière observation s'écarte de la courbe d'ajustement. Pour une probabilité de 0.98 équivalant à une période de retour de 50 ans, la courbe propose une durée d'environ 190 h tandis que l'enregistrement indique une durée d'environ 225 h. L'erreur s'élève à environ 15 %.

Cela incite à accorder une fiabilité à l'ajustement assez bonne jusqu'à une probabilité d'occurrence de 0.96 uniquement, les valeurs supérieures apparaissant très incertaines. Sur cette base, nous avons calculé les durées de débordement, pour chaque bloc, associées à des périodes de retour de 5, 10 et 25 ans (correspondant à des probabilités respectives de 0.8, 0.9 et 0.96). Les résultats sont représentés sur la Figure 7.15.

Les changements prédits pour les différents scénarios suivent la même tendance pour les trois de période de retour représentés. Dans la partie amont et centrale du tronçon, une très large majorité des scénarios montre une augmentation de la durée de débordement, de l'ordre de 25-35 h (*i.e.* > 1 j), 40-50 h (*i.e.*  $\approx$  2 j) et 60-70 h (*i.e.*  $\approx$  2.5-3 j), respectivement pour les périodes de retour de 5, 10 et 25 ans.

A l'aval du tronçon, *grosso modo* à partir de la confluence de l'Ourthe et de l'Aisne, les changements prédits diffèrent. Les blocs montrent pour certains changements une diminution majoritaire de la durée de débordement, tandis que d'autres indiquent des projections réparties de manière équilibrée autour de la situation de référence, et certains blocs indiquent une majorité de scénarios supérieurs à la valeur du climat actuel.

Il ressort tout de même, à l'échelle du tronçon, une accentuation de la durée de débordement pour une même période de retour. Cette information est à mettre en relation avec l'apparente diminution de la fréquence annuelle d'épisodes de débordement relatée dans la section précédente (*cf.* Figure 7.14). La combinaison des deux résultats laisserait présager des épisodes de débordements moins fréquents mais plus longs.

Si l'on compare les résultats avec et sans pré-traitement qui vise à assurer une indépendance des événements (*i.e.* durée inter-séquence supérieure à 2 jours), on se rend compte que les valeurs ne sont que légèrement modifiées, notamment pour la fréquence d'occurrence de SD (après traitement la fréquence est réduite d'une valeur inférieure à 1). C'est la partie amont à Durbuy qui est concernée par les changements. Malgré ces légères différences, les conclusions issues des résultats sont convergentes.

La durée totale cumulée de débordement sur toute la longueur des chroniques a été calculée et

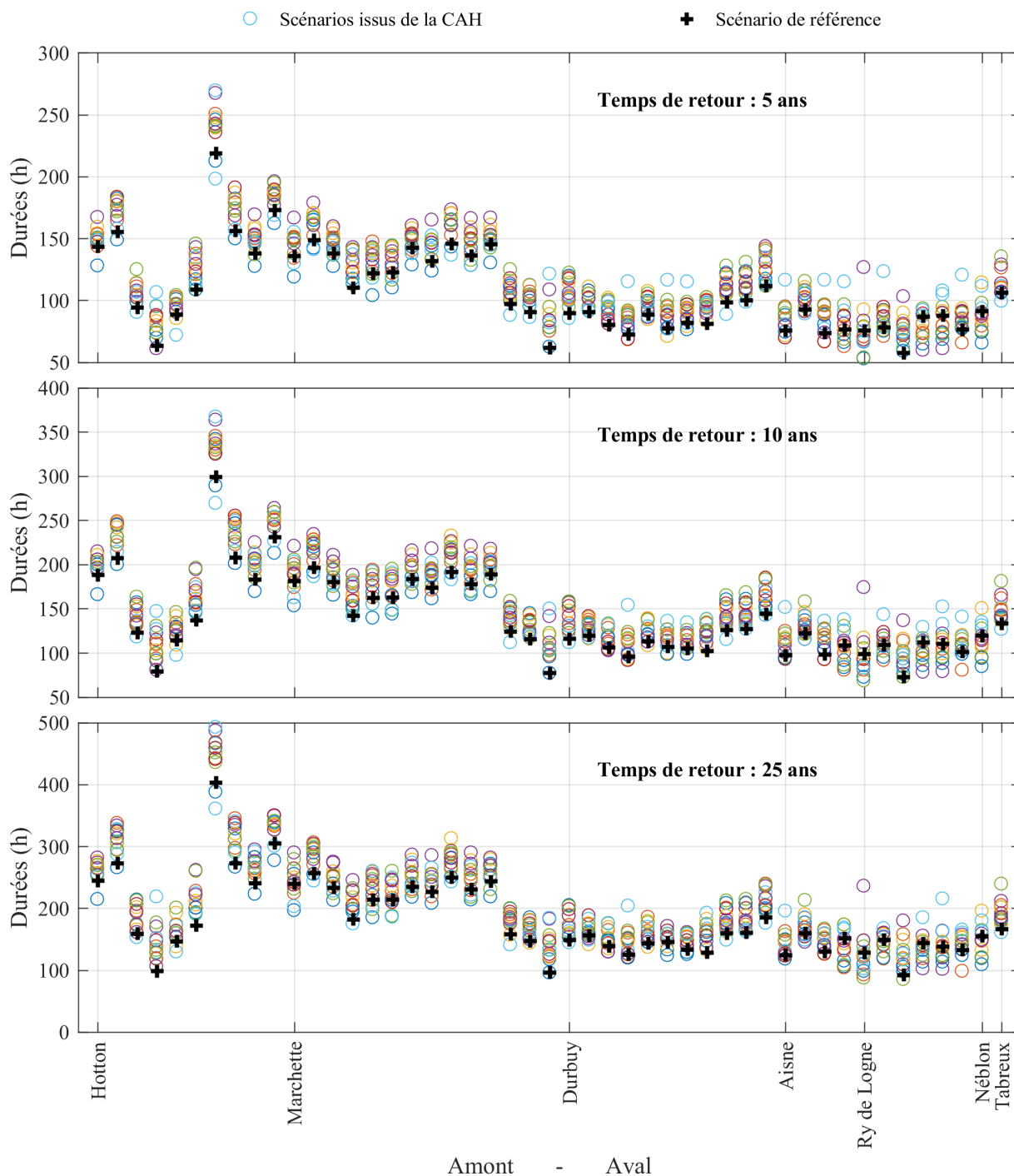


FIGURE 7.15 – Evolution possible des fréquences de durées de débordements, calculées à partir de l’ajustement d’une loi de probabilité gamma. Temps de retour 10 ans à 25 ans. Scénario de référence (climat actuel) et scénarios représentatifs du changement climatique.

rapportée par année. Notons que dans ce cas, il n’y a pas lieu de faire intervenir l’indépendance entre SD, puisque la durée totale de débordement sur les chroniques est calculée indépendamment du

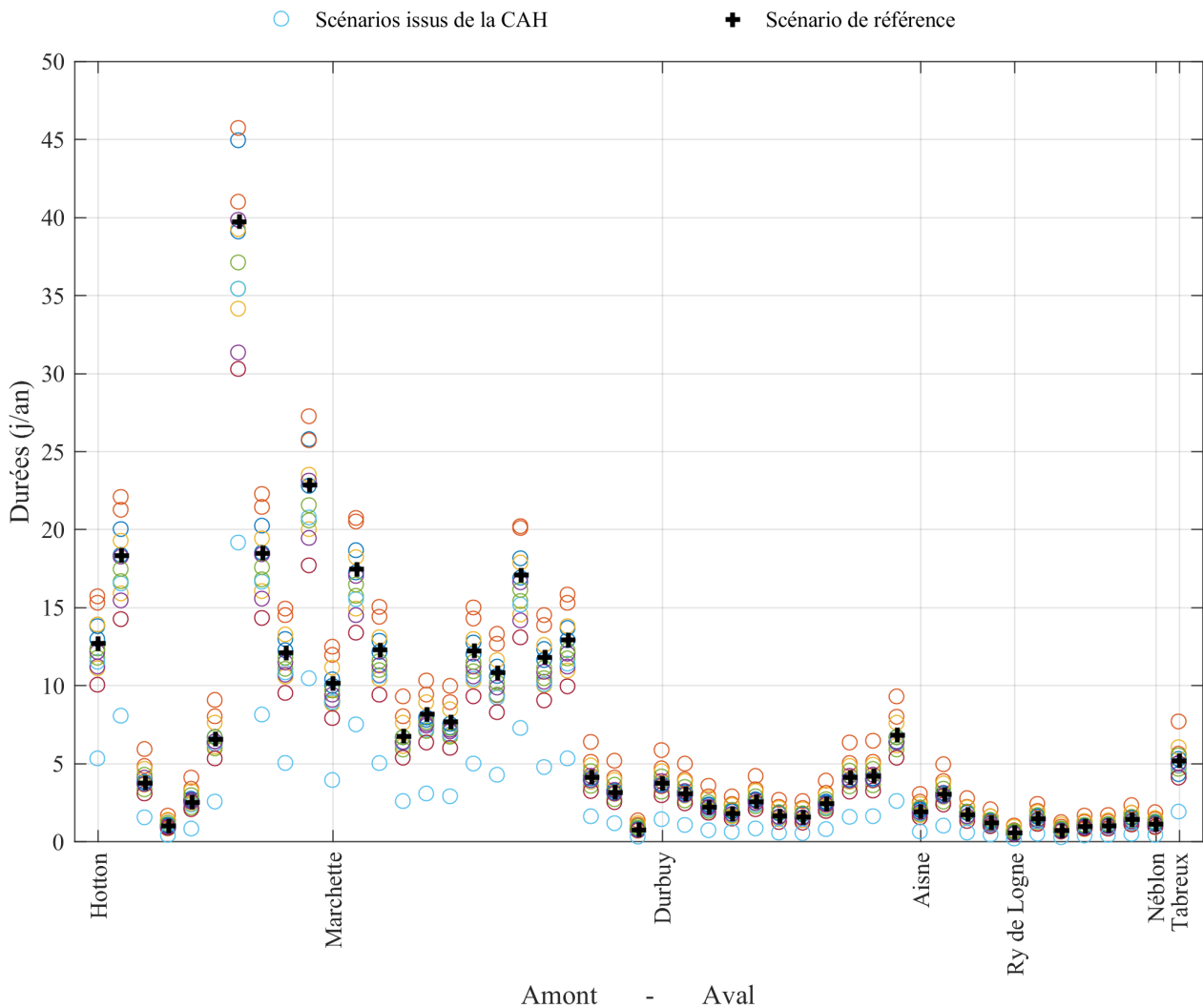


FIGURE 7.16 – Durées moyennes de débordement par année. Scénario de référence (climat actuel) et scénarios représentatifs du changement climatique.

nombre de SD. Les données sont représentées sur la Figure 7.16.

Les résultats semblent indiquer une diminution de la durée moyenne de débordement, que ce soit pour l'amont ou l'aval du tronçon. Néanmoins, si la plupart des scénarios donnent une durée moyenne à la baisse, celle-ci n'est en général pas très importante : mis à part un scénario (ronds bleu clair), la baisse est largement inférieure à 1 j/an. À l'inverse, lorsque les scénarios prévoient une augmentation de la durée moyenne de débordement, elle est plus importante, notamment pour trois scénarios, allant jusqu'à 2-2.5 j/an.

En résumé, suivant les différentes caractéristiques du débordement qui ont été abordées, il semblerait que la durée totale de débordement ne soit pas foncièrement modifiée par le changement climatique (Figure 7.16), même si des modifications relativement marquées apparaîtraient dans le

processus de débordement. En effet, ceux-ci seraient moins fréquents (Figure 7.13), mais plus longs (Figure 7.15). Les scénarios climatiques représentatifs du changement climatique auraient donc majoritairement tendance à réduire les conditions moyennes favorables à un débordement. Néanmoins, les crues moyennes seraient plus intenses, ce qui aurait pour corollaire de générer des débordements plus longs.

### 7.3.4 Discussion de l'analyse sur les séquences de débordement

Les sections précédentes ont décrit une méthodologie d'étude du débordement. Celle-ci s'est basée sur l'identification de séquences de débordement, caractérisées au niveau d'un bloc et à partir des données simulées de hauteur d'eau comparées aux hauteurs de berges.

L'analyse qui a été réalisée (*cf.* sections 7.3.2 et 7.3.3) s'est attachée à l'évolution possible des séquences de débordement d'un point de vue de leur fréquence d'occurrence et de leur durée. Les résultats indiquent une diminution des fréquences de débordement associée à une durée supérieure lors d'événements extrêmes (*i.e.* pour une même période de retour par rapport aux conditions climatiques actuelles). Au total, les changements sont peu marqués.

Cela nous inspire deux commentaires. Le premier est relatif à notre échantillon de scénarios représentatifs du changement climatique au sein duquel des tendances contradictoires peuvent cohabiter. Celles-ci doivent nécessairement être intégrées à la gestion du risque inondation.

Le second commentaire est lié aux limites du modèle 1D qui impose de relativiser les conclusions émanant des analyses réalisées sur le débordement. En effet, comme cela a déjà été indiqué, l'approche 1D ne permet pas une représentation fidèle du stockage et du déstockage des crues en plaine inondable. Si cela ne remet pas foncièrement en cause l'analyse de la fréquences des débordements (les SD ayant été rendue indépendantes), la durée des SD est probablement une variable moins robuste.

L'utilisation d'un modèle 2D permettrait de surmonter cette limite, mais du fait du temps de calcul nécessaire, il est peu envisageable de l'employer pour la simulation de notre ensemble de scénarios climatiques. Sans passer par le 2D, il semble toutefois possible d'affiner l'analyse sur les débordements pour un climat en évolution, avec le 1D.

Nous avons en effet vu qu'une relation très stationnaire existait entre le déclenchement d'un débordement et le débit associé. Une alternative à l'analyse des séquences de débordement peut ainsi passer par une analyse sur les débits, tout en prenant en compte la notion de durée. Cela évite d'être confronté de manière aussi incertaine à l'impact potentiel du 1D sur les SD : le premier débit d'une

séquence de débordement ( $Q_{1SD}$ ) a lieu au moment où la plaine inondable commence à être mobilisée, et bénéficie donc des performances relativement satisfaisantes du 1D en lit mineur. De plus, nous avons vu que la valeur du  $Q_{1SD}$  est également stationnaire sous changement climatique (cf. Figure 7.12). Ainsi, étudier l'impact du changement climatique sur le  $Q_{1SD}$  permet d'apporter des conclusions qui sont *a priori* plus robustes sur le débordement.

L'approche débit-durée-fréquence (QdF) répond à cet objectif. Nous avons choisi de la mettre en œuvre dans la section qui suit.

## 7.4 Apport de l'analyse débit-durée-fréquence à l'étude du débordement

L'analyse QdF (débit-durée-fréquence) est une méthode probabiliste qui en plus de lier un temps de retour à un débit, associe cette dernière à une durée. Elle a notamment été décrite par Galéa et Prudhomme (1997); Javelle (2001); Sauquet *et al.* (2003); Lang et Lavabre (2007). Ce type d'analyse devrait être préféré à une analyse fréquentielle classique car elle permet d'intégrer la composante du volume écoulé pendant un événement; en effet, les seules pointes de crues ne permettent pas de distinguer des rivières aux dynamiques de crue différentes (Sauquet *et al.*, 2003).

Il paraît intéressant d'appliquer ce type d'approche à notre cas d'étude, puisque nous souhaitons en effet caractériser les modifications des caractéristiques du débordement, en intégrant la durée de l'événement. Les auteurs précités proposent deux indices liés au débit particulièrement adaptés pour réaliser l'analyse QdF : le débit moyen, et le débit continuellement dépassé, en préconisant le second cas lorsque la finalité de l'étude concerne le débordement. C'est donc le second débit qui a été retenu.

Pour pouvoir mettre en œuvre la méthode QdF, il est nécessaire de constituer un échantillon de débits de crue sur lequel est ajustée une loi de probabilité. L'échantillon peut être constituée, comme dans la partie 2, des débits maximum annuels, ou suivant une démarche « sup-seuil » (*Peak over Threshold*, PoT). C'est cette seconde approche, plus robuste, qui a été adoptée pour notre analyse QdF.

### 7.4.1 Construction des séries de débits

L'élaboration des séries de débits de type sup-seuil doit répondre à certains critères de sélection de événements. En effet, un pré-requis primordial réside dans le critère d'indépendance des crues sé-



lectionnées (dont sont extraites les valeurs maximales). Dans le cas d'événements indépendants, Lang *et al.* (1999) précisent que la loi de distribution de Poisson permet de décrire le processus d'occurrence de la série constituée. Il n'existe pas d'approche universelle pour caractériser l'indépendance des crues, mais ces auteurs indiquent que deux critères (en plus du seuil) sont généralement utilisés : la durée et la redescente du débit entre deux (pics de) crues. Cela permet d'éviter de considérer deux crues dont la seconde serait largement influencée par les conditions hydrologiques créées par la première (*i.e.* saturation du bassin).

La difficulté réside alors dans la définition de chacun de ces critères : seuil, durée et redescente inter-crues. Ils doivent en effet permettre de retenir dans les séries sup-seuil assez d'événements, d'une part pour fournir à l'analyse fréquentielle ultérieure un jeu de données suffisant pour permettre un ajustement le plus optimal possible, et d'autre part pour ne pas passer à côté de crues significatives ; mais à l'inverse les critères ne doivent pas être trop « laxistes », ce qui polluerait l'échantillon de débits non significatifs, et potentiellement non indépendants. Différentes approches ont été employées pour définir la valeur du seuil (Bezák *et al.*, 2014). Parmi celles-ci, plusieurs auteurs recommandent d'orienter le choix suivant le nombre de crues retenues en moyenne par an. Lang et Lavabre (2007) par exemple indiquent qu'un nombre de crues moyen par an entre 2 et 5 est cohérent, avec un seuil compris dans le domaine 3 montré par (Lang *et al.*, 1999, Fig. 2). Javelle (2001) pose comme objectif deux crues par an en moyenne.

Du fait du nombre important de séries à traiter, la sélection des pics a été automatisée, et pose la question de la définition des paramètres cités ci-dessus. Pour des raisons de simplicité il a été décidé d'imposer les deux critères de durée et de redescente inter-crues, respectivement  $\delta$  et  $\alpha$ , ainsi que le nombre de crue par an moyen à 2, à l'image des travaux de Javelle (2001).

Comme nous cherchons à réaliser une analyse QdF, autant de séries sup-seuil que de durées étudiées doivent être élaborées. Javelle (2001) indique également que les durées étudiées doivent être compatibles avec la dynamique de crue du bassin, et par là ne pas dépasser la durée d'une crue. En se basant sur la valeur de  $\delta$  (*cf.* paragraphes suivant), nous avons décidé de travailler sur les durées suivantes : 1 heure, 12 heures, 1 jour, 2 jours et 5 jours. Les explications qui suivent présentent la procédure d'identification des critères de durée et redescente inter-crues pour les 5 durées  $d$  d'intégration du débit étudiées.

#### **7.4.1.1 Calcul des critères de durée et de redescente inter-crues**

La procédure présentée ici concerne la durée  $d = 1$  h. Pour les autres durées étudiées, se référer à l'annexe C.

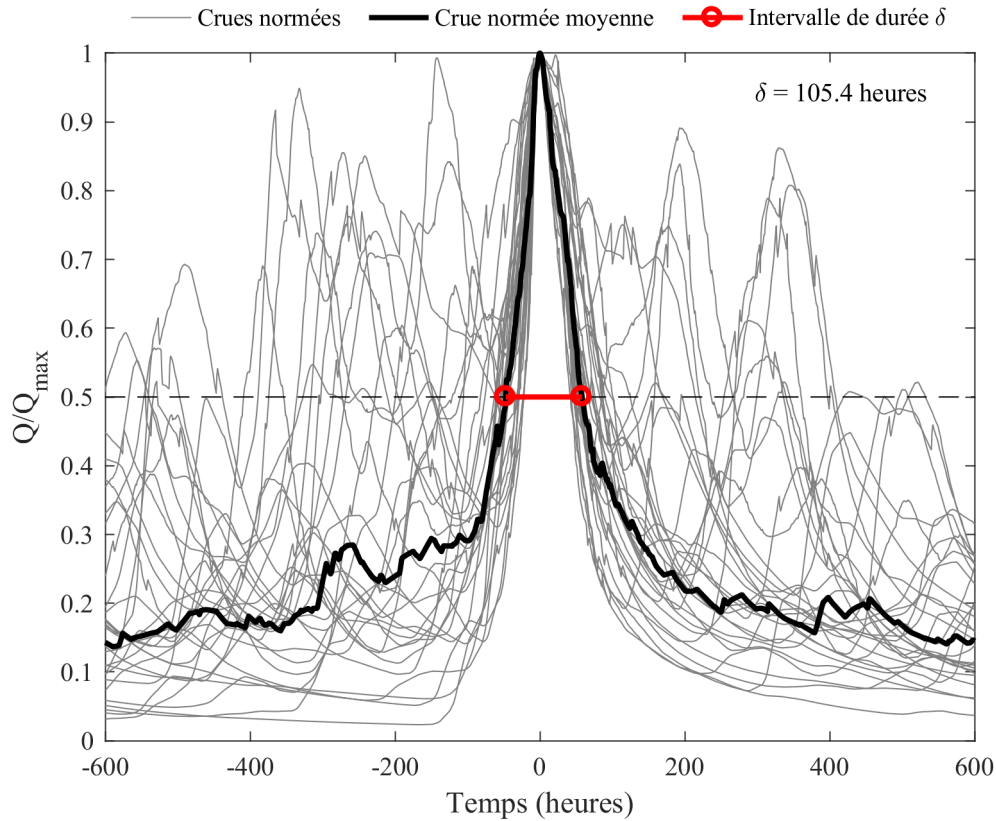


FIGURE 7.17 – Hydrogrammes adimensionnels. Chronique horaire simulée de Tabreux (1976-2005).

Pour le critère de durée, Lang et Lavabre (2007) suggèrent de se baser sur la compilation d'hydrogrammes de crues ramenés dans une forme adimensionnelle et sur lesquels est calculé un hydrogramme normé moyen. Le critère de durée inter-crues correspond alors à la durée au niveau d'un seuil de dépassement de 0.5. Cette procédure a été appliquée à la chronique simulée horaire de Tabreux (sorties du modèle hydraulique), comme l'illustre la Figure 7.17 (voir l'annexe C pour les autres durées  $d$  étudiées). La valeur de  $\delta$  calculée est de 105 heures (soient près de 4.5 jours). Nous avons choisi de retenir  $\delta = 110$  heures. Par soucis de simplicité dans l'automatisation de la démarche, cette valeur, calculée pour chaque durée  $d$  (cf. annexe C), a été appliquée de manière identique à l'ensemble du tronçon, et pour l'ensemble des scénarios climatiques ainsi que pour le climat actuel.

Le critère de redescente inter-crues ( $\alpha$ ) est relativement délicat à identifier. Pour aider à la décision, des tests préconisés par Lang *et al.* (1999); Lang et Lavabre (2007) ont été réalisés sur la série observée de l'Ourthe à Tabreux, avec la valeur de  $\delta$  définie précédemment, et un seuil répondant à un nombre moyen de crue par an équivalent à 2 (Javelle, 2001). La valeur  $\alpha$  déterminée ici est considérée homogène sur l'ensemble du tronçon et est ainsi utilisée dans l'ensemble des ré-échantillonnages opérés (tous blocs et toutes durées).

Les tests suivants ont servi au choix de la valeur de  $\alpha$  :

- test du nombre d'événements moyen par an ( $\text{test}_{\text{nb-moy}}$ ). Pour chaque seuil testé, la moyenne d'événements par an de la série PoT est calculé.
- test sur l'indice de dispersion ( $\text{test}_{\text{ind-disp}}$ ). L'indice de dispersion est calculé par le rapport de la variance sur la moyenne de l'échantillon obtenu par le nombre de crues, chaque année, supérieures au seuil testé. L'indice de dispersion est ainsi calculé pour différent seuil. Il doit idéalement être égal à 1, ou expérimentalement compris dans l'intervalle de confiance à 90 % pour être associé à un processus d'occurrence modélisé par une loi de Poisson (Cunnane, 1979; Lang *et al.*, 1999). Cette loi est associée à la stationnarité du processus et l'indépendance des valeurs. Javelle (2001) précise que ce test est utile pour localiser les débits seuils pour lesquels l'hypothèse de la loi de Poisson est acceptable.
- test de stationnarité du processus d'occurrence ( $\text{test}_{\text{proc-occ}}$ ) depuis le début des observations, de Lang (1995). Pour un seuil testé, ce test graphique fait correspondre le nombre cumulé d'événement avec le temps ; un intervalle de confiance à 90 % est calculé. Ainsi, ce test associe ou non la série à un processus d'occurrence de Poisson stationnaire. Si le nombre de points sortant de l'intervalle est inférieur à 29 %, 26 % et 21 % (pour des séries supérieures à 25 individus, *cf.* Lang et Lavabre 2007), respectivement pour un risque  $\alpha = 1 \%$ ,  $5 \%$  et  $10 \%$ , alors l'hypothèse nulle est conservée (*i.e.* processus de Poisson stationnaire) ; dans le cas contraire, l'hypothèse nulle est rejetée.

En définitive, parmi les trois critères ajustables, seule la durée inter-crues  $\delta$  est dans un premier temps fixée (à partir de l'hydrogramme moyen adimensionnel). Les tests décrits ci-dessus vont permettre, en testant plusieurs configurations de critère de redescence inter-crues  $\alpha$ , de définir un seuil  $S$  qui réponde aux contraintes de la loi de Poisson (notamment  $\text{test}_{\text{ind-disp}}$  et  $\text{test}_{\text{proc-occ}}$ ). De cette manière il a été procédé comme suit : (i) pour  $\alpha$  fixé, le  $\text{test}_{\text{nb-moy}}$  permet d'identifier une valeur de seuil pour une moyenne de 2 crues par an ; (ii) cette valeur est confrontée au  $\text{test}_{\text{ind-disp}}$  pour évaluer si l'hypothèse de la loi de Poisson est acceptable ; (iii) enfin, le  $\text{test}_{\text{proc-occ}}$  permet de déterminer si la série constituée avec cette valeur de seuil est stationnaire sur toute la durée de la série.

Suivant les recommandations de Lang et Lavabre (2007),  $\alpha$  est généralement compris entre 0.05 et 0.5. D'après les travaux de Javelle (2001), les valeurs  $\alpha$  très faibles se rapportent en général à des petits bassins très réactifs, et les valeurs élevés à des bassins à dynamique très lente. Estimant que le bassin de l'Ourthe se situe à l'intermédiaire de ces deux comportements hydrologiques, nous avons restreint cet intervalle aux valeurs de 0.2, 0.3 et 0.4 pour la durée  $d = 1$  j, comme indiqué sur la Figure 7.18.

Le choix s'est finalement dirigé vers un coefficient  $\alpha$  de 0.3 (Figure 7.18). En effet, pour cette valeur, si l'on souhaite obtenir en moyenne 2 crues par an, on obtient un seuil  $S = 98 \text{ m}^3/\text{s}$ , pour lequel l'indice de dispersion présente une valeur de 1.03. Les valeurs de seuils encadrant  $98 \text{ m}^3/\text{s}$  (notamment de 92 à  $107 \text{ m}^3/\text{s}$ ) se situent dans la même gamme d'indices de dispersion, d'une moyenne de 1.1

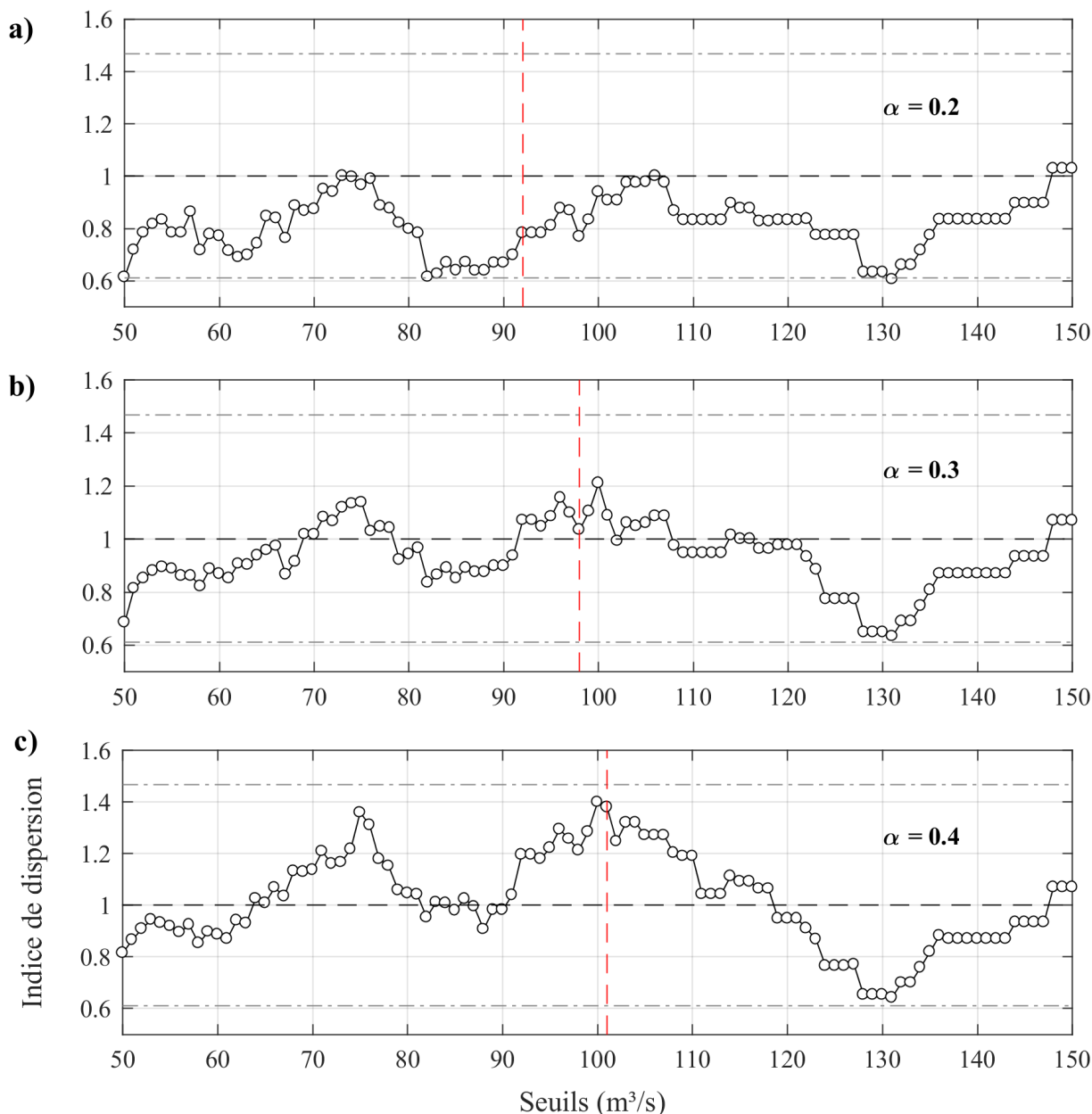


FIGURE 7.18 – Résultats du test<sub>ind-disp</sub> pour  $\delta = 110$  h et (a)  $\alpha = 0.2$ , (b)  $\alpha = 0.3$  et (c)  $\alpha = 0.4$ . La ligne en tirets noirs montre la valeur de l'indice de dispersion idéal, les lignes en pointillés-tirets donnent l'intervalle de confiance à 90 %, et la ligne en tirets rouges montre le débit seuil pour respecter un nombre moyen de 2 crues par an. Chronique horaire simulée (modèle hydraulique) à Tabreux.

environ, montrant que le seuil de 98 m<sup>3</sup>/s n'est pas une valeur aberrante.

Pour les seuils répondant à une moyenne de 2 crues par an, les configurations avec  $\alpha = 0.2$  et  $\alpha = 0.4$  montrent des indices de dispersion qui se situent dans l'intervalle de confiance à 90 %, mais respectivement inférieur et supérieur à la valeur de 1. Cela suggère particulièrement bien que la valeur  $\alpha = 0.3$  est un bon compromis.

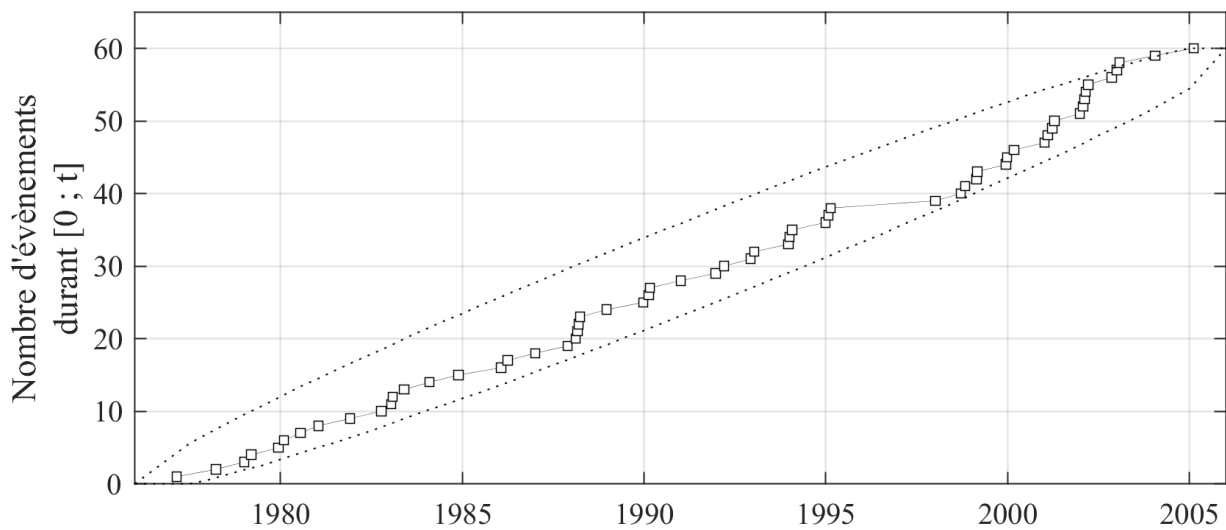


FIGURE 7.19 – Résultats du test<sub>proc-occ</sub> pour  $\delta = 110$  h,  $\alpha = 0.2$  et  $S = 98$  m<sup>3</sup>/s . Chronique horaire simulée (modèle hydraulique) à Tabreux.

Le test<sub>proc-occ</sub>, réalisé avec cette configuration, et un seuil  $S = 98$  m<sup>3</sup>/s , est appliqué (Figure 7.19) pour vérifier que cette valeur  $\alpha$  permet de ne pas rejeter l’hypothèse nulle de stationnarité du processus depuis le début de la chronique. Seules trois valeurs, soit 5 %, sortent de l’intervalle à 90 %, indiquant que l’hypothèse nulle n’est pas rejetée à un seuil alpha de 1 %. Ce résultat accrédite ainsi la valeur  $\alpha = 0.3$  comme pertinente pour la construction de séries sup-seuil, au pas horaire, pour le bassin de l’Ourthe.

Cette valeur sera ainsi retenu pour le reste de l’analyse pour les séries concernant la durée  $d = 1$  h, et pour l’ensemble des blocs du tronçon. Pour simplifier l’automatisation de la procédure, une hypothèse forte de stationnarité du fonctionnement du bassin sous changement climatique est posée. De cette façon, le critère de redescente est appliqué de manière identique à l’ensemble des scénarios climatiques testés plus loin.

Pas de temps	$\delta$	$\alpha$	$S_{\text{tests}}$
1 h	110 h	0.3	98 m <sup>3</sup> /s
12 h	110 h	0.3	97 m <sup>3</sup> /s
1 j	110 h	0.3	94 m <sup>3</sup> /s
2 j	115 h	0.3	84 m <sup>3</sup> /s
5 j	250 h	0.5	62 m <sup>3</sup> /s

TABLE 7.1 – Valeurs retenues des critères  $\delta$  et  $\alpha$  pour les durées de 1 h, 12 h, 1 j, 2 j et 5 j. Les débits seuil  $S_{\text{tests}}$  indiqués produisent tous une série suivant un processus d’occurrence stationnaire depuis le début de la chronique, à un seuil alpha de 1 %.

Les résultats de la procédures pour les autres durées d'intégration de la chronique de débit sont détaillés, à l'image des Figures 7.17, 7.18 et 7.19, dans l'annexe C, et sont résumés dans le Tableau 7.1. Les valeurs de  $\delta$  étant très proches pour des durées  $d$  de 1 h, 12 h et 1 j, la même valeur de 110 h a été retenue. Elle est légèrement augmentée pour  $d = 2$  j, et largement augmentée pour  $d = 5$  j. La valeur de  $\alpha$  est identique pour les durées de 1 h à 2 j, représentant le meilleur compromis pour un objectif de 2 crues par an. Pour  $d = 5$  j,  $\alpha$  est augmenté à 0.5, montrant par là le changement de dynamique de crue marqué lorsqu'on intègre la chronique des débits à cette durée  $d$ .

#### 7.4.1.2 Séries de débits sup-seuil des scénarios climatiques le long du tronçon

Les critères identifiés dans la section précédente sont utilisés pour construire les séries de débits sup-seuil du climat actuel et des scénarios climatiques, pour l'ensemble des blocs du tronçon étudié.

La procédure de sélection des crues a été automatisée, en appliquant les valeurs fixées des critères  $\delta$  et  $\alpha$ , respectivement à chaque durée d'intégration ( $d$ ) de la chronique de débits horaires simulés. Par itération, pour chaque combinaison « scénario climatique-bloc du tronçon-durée d'intégration  $d$  », le seuil des séries de débits a été identifié suivant l'objectif final d'obtenir 2 crues par an en moyenne sur toute la longueur de la chronique.

Concrètement, dans la procédure automatisée, à chaque cas, l'itération porte sur des seuils de  $0 \text{ m}^3/\text{s}$  jusqu'au double de la valeur du 1<sup>er</sup> débit débordant ( $Q_{1SD}$ ) du bloc concerné (*cf.* section 7.2.3), avec un pas d'itération de  $0.1 \times Q_{1SD}$ , afin de ne pas trop alourdir le temps de calcul. Lorsque la valeur exacte de 2 crues par an n'est pas possible, le seuil finalement retenu est celui qui permet d'obtenir la valeur supérieure la plus proche de 2 crues par an en moyenne.

Par cette procédure, le nombre de crues par an en moyenne présente, considérant l'ensemble des séries sup-seuils construites, une moyenne de 2.4 crues par an (intervalle interquartiles : 2.2 à 2.5 ; intervalle 1<sup>er</sup> décile-9<sup>ème</sup> décile : 2.1 à 2.8 ; étendue : 1.8 à 4). Seuls 3 % présentent un nombre de crues par an moyen supérieur à 3, et seuls trois cas (sur 3290) donnent un nombre de crues par an moyen inférieur à 2. On peut donc estimer que l'objectif est atteint. En effet, les nombres de crues par an en moyenne obtenus se situent bien dans les valeurs préconisées par Lang *et al.* (1999); Javelle (2001). Les séries de débits sup-seuils construites seront ainsi employées telles quelles dans la suite de l'analyse.

## 7.4.2 Analyse QdF

La section suivante a permis d'obtenir pour chaque combinaison « scénario climatique-bloc du tronçon » 5 séries sup-seuil, respectivement aux 5 durées d'intégration de débit étudiées (1 h, 12 h, 1 j, 2 j et 5 j). Afin de transférer ces séries en données fréquentielles de type QdF, il est nécessaire d'ajuster une distribution théorique sur les distributions empiriques formées par chaque série sup-seuil. C'est ensuite *via* ces distributions que le calcul de périodes de retour peut être associé à des débits « caractéristiques ». En outre, en référence à la modélisation hydraulique et à l'identification de séquences de débordement, l'évolution QdF des  $Q_{1SD}$  sous changement climatique est un point qu'il est particulièrement intéressant de cibler dans l'analyse.

### 7.4.2.1 Ajustement des distributions

Au vu du grand nombre de séries de débits sup-seuil à traiter (3290 séries sup-seuil), il apparaît opportun d'orienter la méthode vers l'emploi d'une unique distribution. En hydrologie des extrêmes, les séries sup-seuil sont souvent associées à une loi de Pareto généralisée (DHI, 2005; Meylan *et al.*, 2008; Lang et Lavabre, 2007). Nous avons ici suivi ces recommandations. La méthode du maximum de vraisemblance a été utilisée pour ajuster l'ensemble des distributions testées.

La loi de Pareto généralisée prend trois paramètres :  $k$ , le paramètre de forme ;  $\sigma$ , le paramètre d'échelle, et  $\theta$ , le paramètre de seuil. Lang et Lavabre (2007) indiquent que cette loi est souvent ajustée sur les deux paramètres  $k$  et  $\sigma$ , le paramètre de seuil étant supposé connu, et équivalent à la valeur de seuil utilisé pour la construction des séries sup-seuil. Nous avons suivi cette démarche ici également, associant à chaque distribution ajustée le seuil retenu pour la construction de la série sup-seuil concernée.

Lorsqu'on inspecte le détail des ajustements, on se rend compte que l'ajustement est globalement bon pour l'ensemble des probabilités, à l'exception des très faibles probabilités, où la distribution empirique est située pour partie en dehors de l'intervalle de confiance à 95 %. Sur la Figure 7.20 ont été représentés les ajustements empiriques et théoriques de trois cas en fonction de l'indice AIC calculé lors de l'ajustement, et normalisé en rapportant la valeur de l'AIC sur le nombre d'observations de la série ajustée ( $AIC_{norm}$ ) : cas de l'indice  $AIC_{norm}$  minimum (a), de l'indice  $AIC_{norm}$  moyen (b) et de l'indice  $AIC_{norm}$  maximum (c). Pour rappel, un ajustement est jugé meilleur avec un indice  $AIC_{norm}$  inférieur.

Sur la Figure 7.20, l'ensemble des points empiriques sont situés à l'intérieur de l'intervalle de confiance à 95 %, à l'exception des points pour les très faibles probabilités (Figures 7.20b et c). De plus, même jusque des fortes probabilités, l'ajustement suit globalement bien la distribution empi-

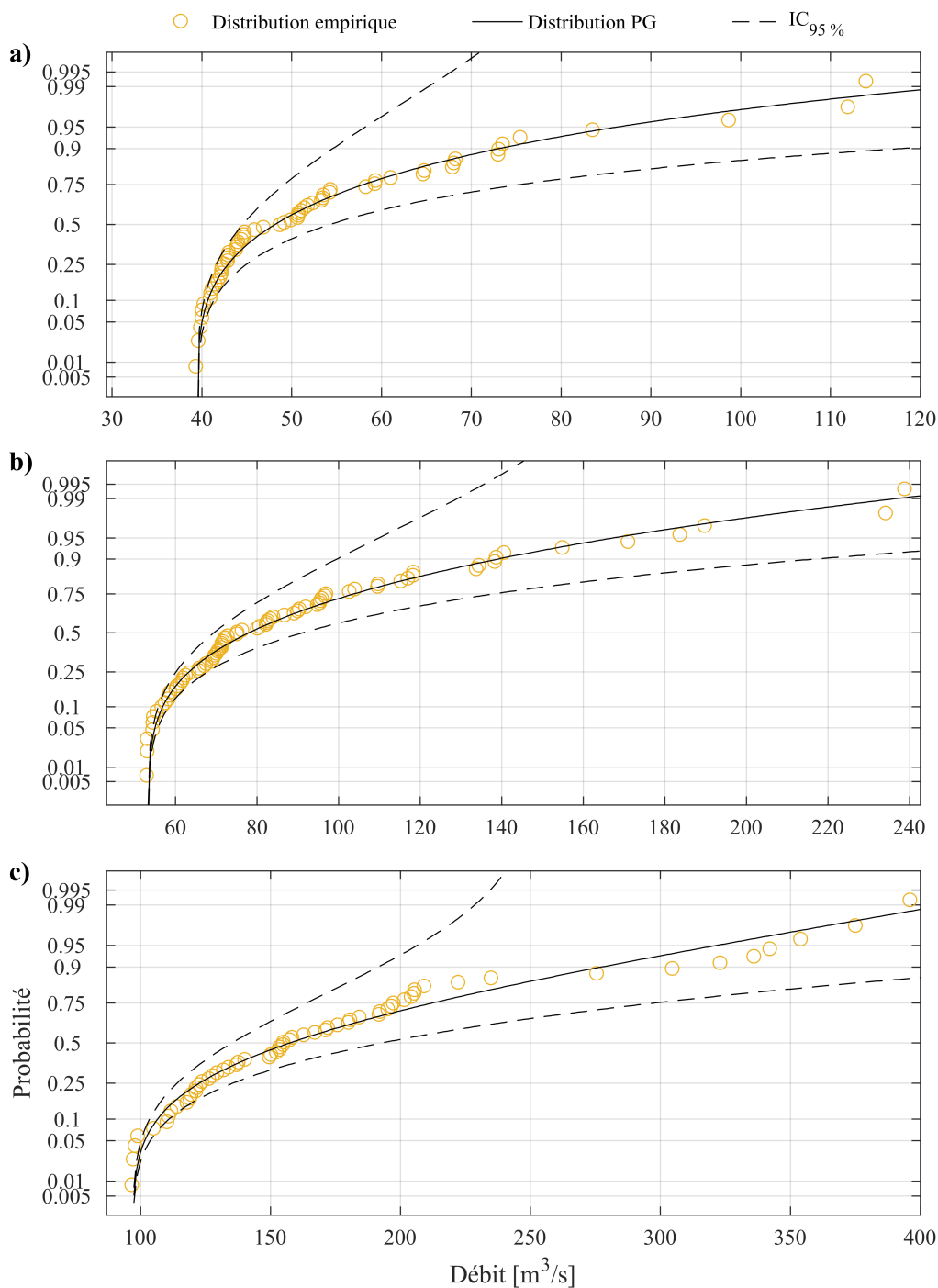


FIGURE 7.20 – Exemple d’ajustement d’une distribution de type GEV sur une distribution empirique des séries sup-seuils. (a) scénario 1 - bloc 41 -  $d = 5$  j -  $AIC_{norm} = 7.4$ ; (b) scénario 5 - bloc 17 -  $d = 2$  j -  $AIC_{norm} = 9.3$ ; (c) scénario 9 - bloc 7 -  $d = 1$  h -  $AIC_{norm} = 10.9$ .

rique, ce qui fait dire que la procédure d’ajustement est pertinente. Néanmoins des disparités existent dans les trois cas montrés.

Pour les faibles probabilités, l’ajustement semble peu fiable, sur les Figures 7.20b et c, en dessous



d'une probabilité de 0.01, soit une période de retour de 1.1 an (dans le cas de la Figure 7.20a, cela concerne seulement le débit le plus faible de la série, pour une période de retour juste supérieure à 1 an). Pour les probabilités fortes, bien que la distribution empirique ne soit pas très éloignée de la distribution théorique, les différences ne sont pas négligeables : elles s'échelonnent entre 10 m<sup>3</sup>/s (Figure 7.20a) à près de 40 m<sup>3</sup>/s (Figure 7.20c) pour des probabilités supérieures à 0.95 et 0.90, soient des périodes de retour de 20 ans et 10 ans. De plus, l'intervalle de confiance pour ces probabilités est très grand. Dans la gamme des probabilités intermédiaires à 0.1 - 0.9, les distributions empiriques et théoriques sont très proches. C'est donc sur cette gamme, où l'ajustement peut être jugé fiable, que l'analyse doit porter prioritairement.

Comme nous cherchons à analyser l'évolution potentielle des premiers débits d'une séquence de débordement ( $Q_{1SD}$ ), l'utilisation des ajustements est pertinente. En effet, la gamme des  $Q_{1SD}$  se situe dans la gamme des débits pour lesquels les ajustements théoriques sont jugés relativement fiables en regard de la distribution empirique. Si l'on prend l'exemple de la Figure 7.20c, concernant les données au pas de temps horaire, la valeur moyenne des  $Q_{1SD}$  est de 161.1 m<sup>3</sup>/s (cf. Figure 7.8), ce qui correspond à une probabilité de 0.52 environ (*i.e.* période de retour de 2.1 ans), située dans la gamme d'ajustement relativement fiable. Ce constat peut être fait également dans le cas de la Figure 7.20b :  $Q_{1SD} = 131.3$  m<sup>3</sup>/s, correspondant à une période de retour de 8.2 ans.

Par contre, dans le cas de la Figure 7.20a, on s'aperçoit que le  $Q_{1SD}$  n'est pas compris dans la gamme de la distribution empirique :  $Q_{1SD} = 32.6$  m<sup>3</sup>/s. De fait, la période de retour associée au  $Q_{1SD}$  est 1 an (suivant l'ajustement réalisé). Ce comportement concerne des blocs montrant une fréquence de débordement importante. Le bloc 41, concerné ici, est effectivement un bloc connaissant une fréquence annuelle de débordements simulés très importante (cf. Figure 7.13). De ce fait, lors de la sélection sup-seuil, pour s'approcher au mieux de l'objectif de 2 crues par an en moyenne, la procédure a dû augmenter le seuil, par rapport au  $Q_{1SD}$ . Ce type de comportement concerne 403 cas sur les 3290 ajustements réalisés, soit 12.25 % d'entre eux. Les blocs concernés sont tous situés dans la moitié amont du tronçon, et correspondent à ceux pour lesquels la fréquence annuelle de débordement, sous climat actuel, dépasse environ 2.5 débordements par an (cf. Figure 7.13). Ce cas de figure sera discuté dans l'analyse des résultats.

En résumé, il apparaît que les ajustements réalisés sont globalement bons, et fiables sur des périodes de retour faibles à moyennes, englobant dans la majorité des cas les valeurs de  $Q_{1SD}$ . C'est donc ces périodes de retour qui seront prioritairement analysées : de 1.1 à 30 ans. En complément, nous calculerons également les valeurs pour des périodes de retour de 50 et 100 ans, à titre indicatif.

### 7.4.2.2 Analyse QdF : cas du bloc 23 (Durbuy)

Durbuy est situé au niveau du bloc 23 dans le découpage du tronçon. Pour ce bloc, les débits associés à une série de période de retour ont été calculées, pour les 5 durée d'intégration  $d$  retenues. Il est ainsi possible de représenter graphiquement les résultats *via* des courbes QdF, comme le montre les Figures 7.21 et 7.22.

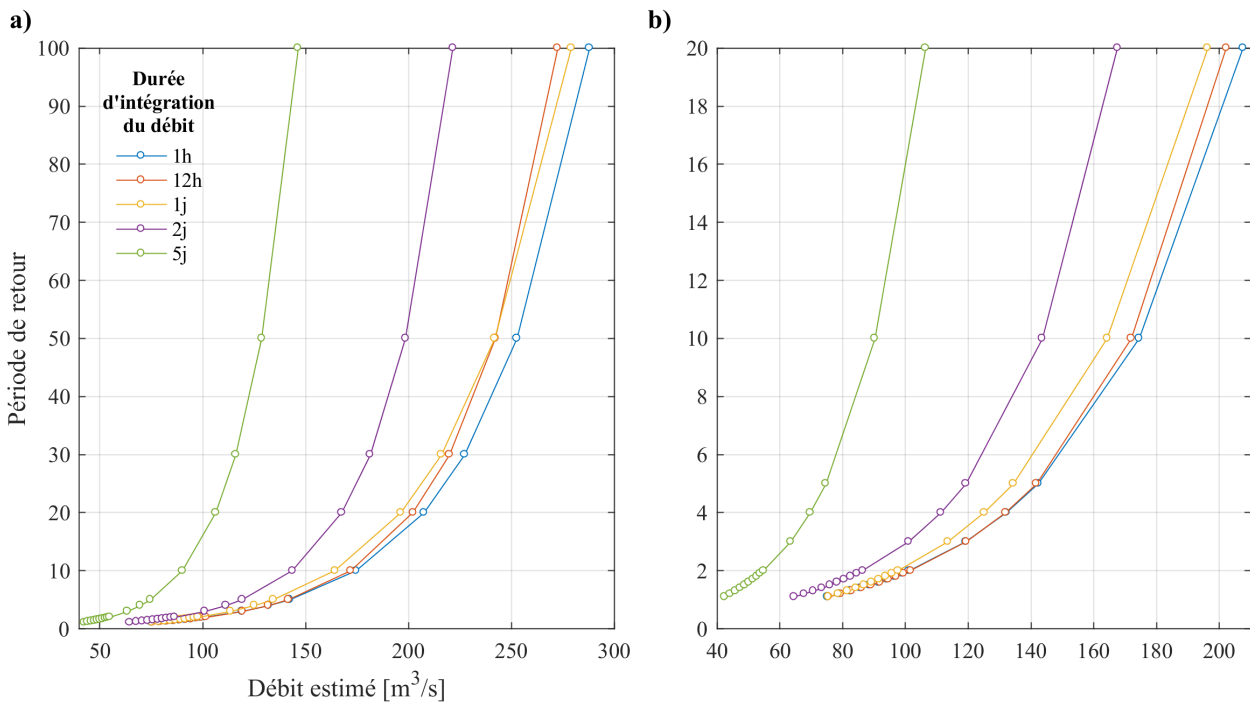


FIGURE 7.21 – Courbes QdF pour le bloc 23 suivant les durées d'intégration du débit  $d$ . (a) Périodes de retour de 1.1 à 100 ans ; (b) focus sur les périodes de retour de 1.1 à 20 ans.

La Figure 7.21 représente les périodes de retour en fonction du débit estimé, pour les 5 périodes d'intégration  $d$ . L'apport de l'analyse QdF est bien mis en évidence ici, puisqu'il montre que le débit, pour une même période de retour, peut être très différent suivant la période d'intégration que l'on considère. Dans l'optique de l'étude du débordement sous l'angle de la durée, cela représente un outil particulièrement intéressant. Le débit estimé pour une période de retour de 50 ans par exemple passe ainsi d'environ 130  $m^3/s$  pour  $d = 5 j$  à près de 250  $m^3/s$  pour  $d = 1 h$  (Figure 7.21a).

On remarque que la courbe concernant  $d = 1 j$  montre pour les plus fortes périodes de retour des débits égaux ou supérieurs à ceux se rapportant à  $d = 12 h$ . Ce phénomène, physiquement peu plausible, est engendré par l'ajustement fréquentiel des séries sup-seuils. La Figure 7.23 révèle en effet que les ajustements sont « physiquement » cohérents jusqu'à une probabilité de 0.97 : un même débit donne pour  $d = 1 j$  une période de retour plus longue que pour  $d = 12 h$  ; mais au-delà, la courbe d'ajustement pour  $d = 1 j$  passe sous celle de  $d = 12 h$ . Cela apporte un argument supplémentaire en

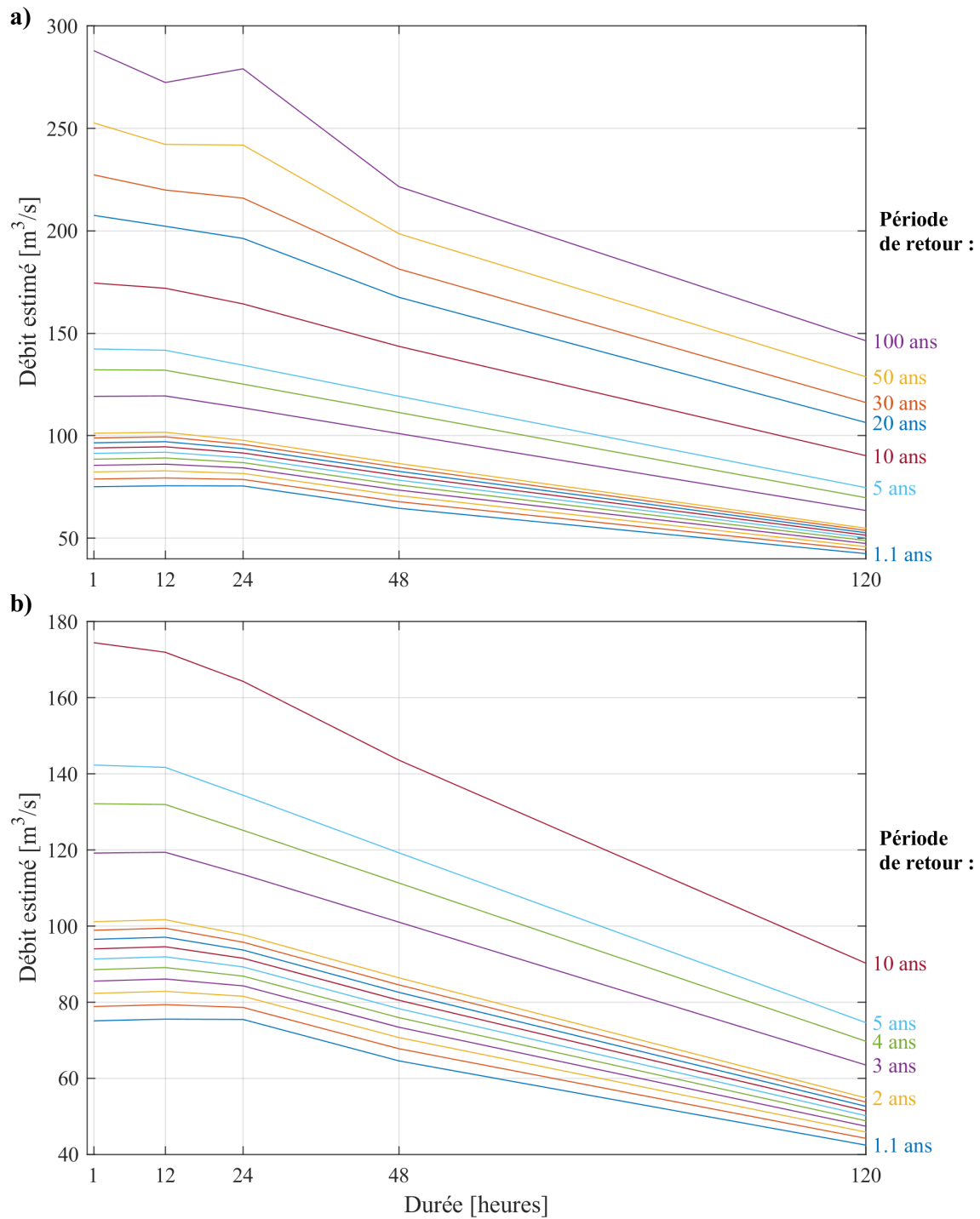


FIGURE 7.22 – Courbes QdF pour le bloc 23 suivant les périodes de retour calculées. (a) Périodes de retour de 1.1 à 100 ans ; (b) focus sur les périodes de retour de 1.1 à 10 ans.

faveur d'une précaution particulière pour les plus forts débits/périodes de retour (*cf.* section 7.4.2.1), le rail d'incertitude étant en effet très important.

Cet effet d'ajustement se distingue également très bien sur la Figure 7.22a. Il y a présence d'une

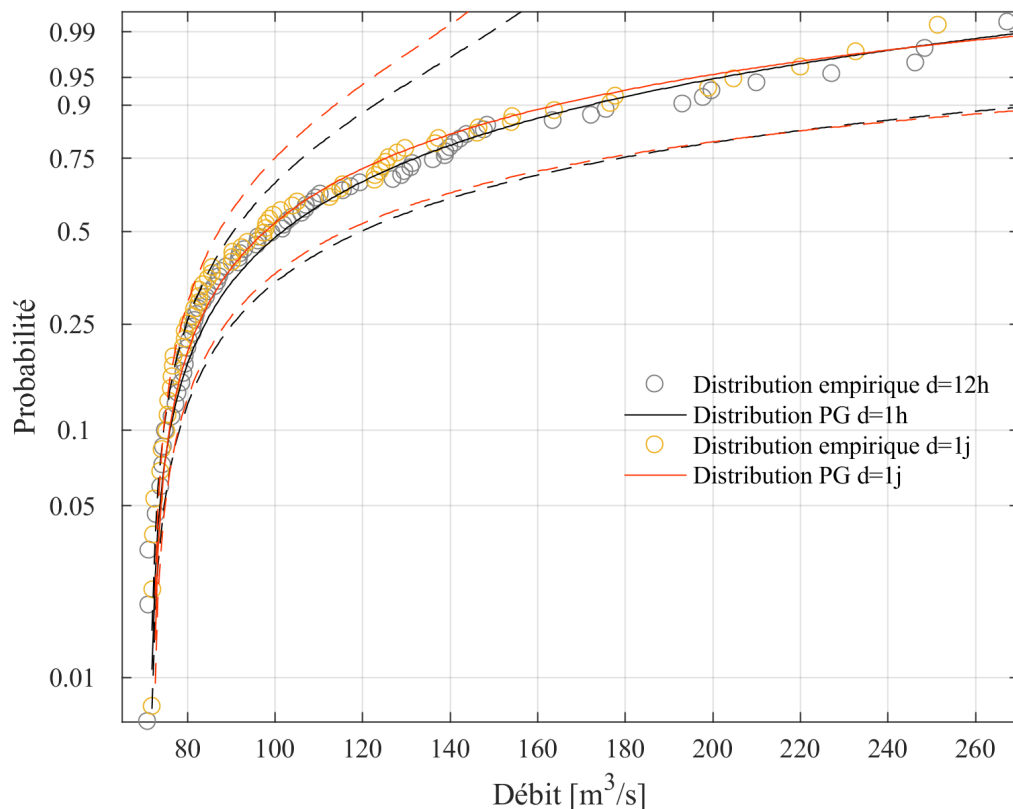


FIGURE 7.23 – Ajustements PG (loi de Pareto généralisée) sur les distributions empiriques des séries sup-seuils pour  $d = 12$  h et  $d = 1$  j - bloc 23 - climat actuel.

nette rupture entre les points pour  $d = 12$  h et  $d = 24$  h (1 j) pour les périodes de retour de 20 à 100 ans (Figure 7.22b). Pour les périodes de retour inférieures, les ajustements semblent cohérents entre eux, à la fois considéré sous l'angle de la durée  $d$  (Figure 7.21) et des périodes de retour (Figure 7.22). D'autre part, mis à part le cas de la durée  $d = 1$  j, les courbes QdF pour les autres  $d$  apparaissent cohérentes. Ces résultats confortent l'idée que les plus fortes périodes de retour doivent être considérées avec précaution.

Les courbes QdF ont été également calculées pour les 13 scénarios climatiques, afin d'étudier une évolution potentielle par rapport au climat actuel. Du fait d'éventuelles incohérences d'ajustement, qui ressortent d'autant plus que la période de retour augmente, nous avons ici écarté de l'analyse les plus fortes périodes de retour, soient au-delà de 30 ans, qui correspond à la longueur des chroniques de débits simulés. Les résultats sont montrés sur la Figure 7.24.

Les courbes QdF indiquent clairement des changements potentiels relativement importants. Pour  $d = 1$  h, dans les faibles périodes de retour (jusqu'à 5 ans), les scénarios climatiques sont répartis de part et d'autre du climat actuel et ce, de manière équilibrée (6 scénarios montrent des débits plus faibles, contre 7 scénarios qui donnent des débits supérieurs).

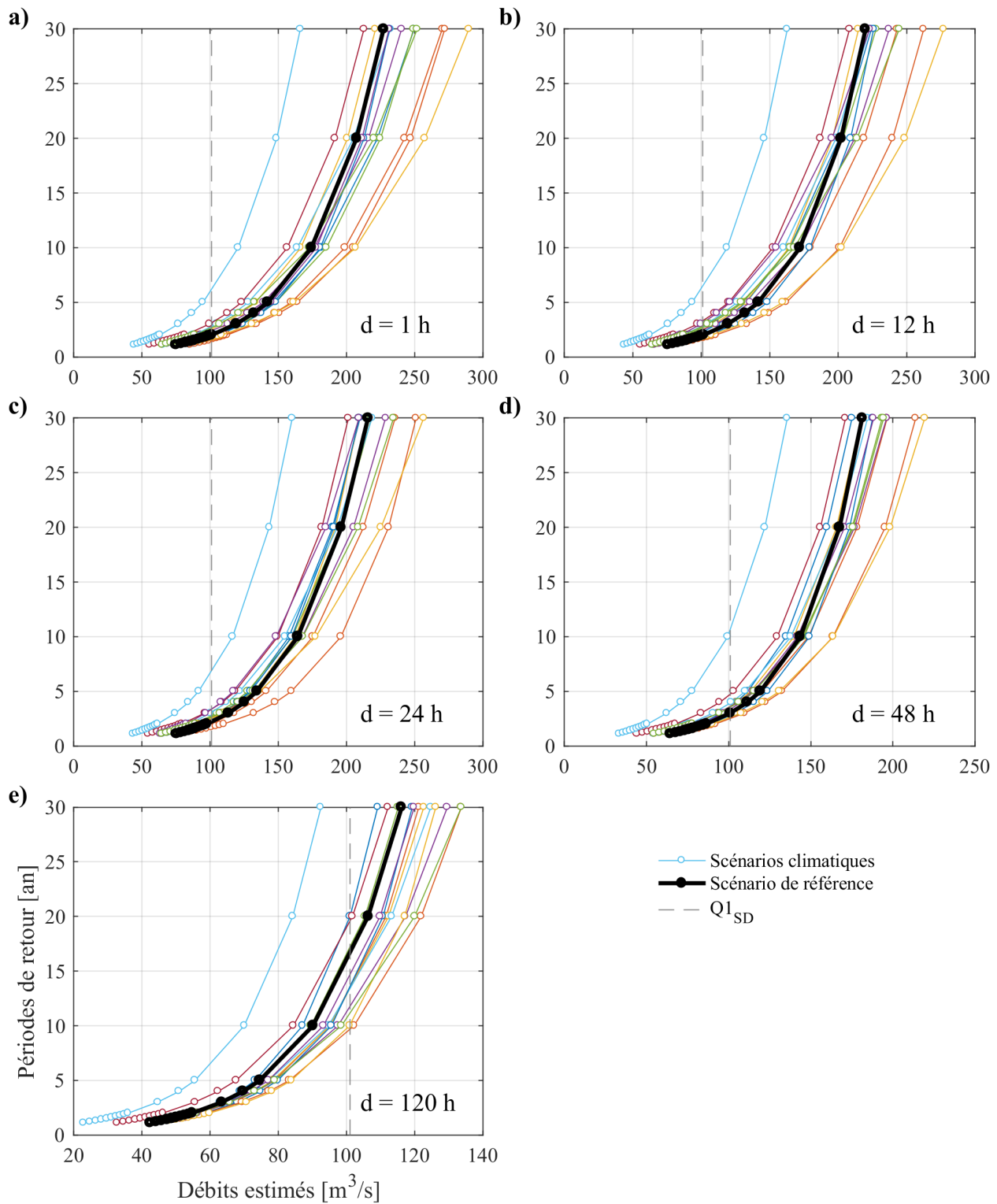


FIGURE 7.24 – Courbes QdF sous climat actuel (scénario de référence) et sous scénarios climatiques pour les 5 durées  $d$  étudiées. Bloc 23.

Concernant les autres durées  $d$ , hormis pour  $d = 5$  j (Figure 7.24e), pour les faibles périodes de retour, il semblerait que le climat actuel soit globalement plus pessimiste que les scénarios climatiques ;

en effet, jusqu'à une période de retour de 10 ans, une majorité des scénarios semble donner des débits plus faibles que le climat actuel. Au-delà de ces périodes de retour, une majorité des scénarios suggère que pour une même période de retour, le débit serait supérieur.

Dans le cas de  $d = 5$  j (Figure 7.24e), dès les plus faibles périodes de retour représentées, une large majorité des scénarios montre des débits supérieurs au climat actuel. Ce comportement semble légèrement s'atténuer avec l'augmentation des périodes de retour, pour lesquels une majorité des scénarios sont proches du climat actuel : 6 scénarios sur 13 présentent des valeurs de  $\pm 3$  m<sup>3</sup>/s par rapport au climat actuel pour une période de retour de 30 ans.

Pour toutes les durées  $d$ , on remarque que l'amplitude entre scénarios, et entre climat actuel et scénarios climatiques, augmentent avec la période de retour, en particulier à partir d'une période de retour de 20 ans. Ce phénomène est probablement dû à l'effet d'ajustement décalé plus haut (*cf.* Figure 7.23) pour les fortes probabilités. Par conséquent, l'incertitude augmente pour ces périodes de retour.

Du fait de l'incohérence existante pour  $d = 1$  j (Figure 7.24c) dans le cas du climat actuel (*cf.* Figures 7.21 et 7.22), il est difficile d'interpréter les résultats tendanciels dans le cas de périodes de retour supérieures à 20 ans. On peut par contre voir d'une part que pour les faibles périodes de retour (jusqu'à 10-20 ans, pour lesquels l'ajustement apparaissait globalement bon), les scénarios indiquent en majorité des débits inférieurs aux débits de référence ; et d'autre part que pour les périodes de retour supérieures, une large variabilité existe parmi les scénarios climatiques. S'il n'est pas possible de donner la tendance majoritaire de l'évolution potentielle, on peut cependant affirmer que des évolutions importantes sont envisageables.

La Figure 7.24 montre également l'emplacement des courbes QdF par rapport à la valeur du  $Q_{1SD}$  pour le bloc 23. Un premier constat qui ressort est que pour des durées d'intégration jusqu'à  $d = 2$  j, ce débit correspond à des périodes de retour faibles, généralement inférieures à 5 ans. On peut néanmoins noter une variation des périodes de retour suivant les scénarios, passant par exemple pour  $d = 1$  h, de 1.2 à 6.2 ans (3.1 ans si l'on omet la courbe bleue claire, Figure 7.24a). Cette variation est largement augmentée avec  $d = 5$  j (Figure 7.24e) : de 9.9 à 46.5 ans (près de 20 ans si l'on omet la courbe bleu clair).

L'apport de l'analyse QdF réside donc clairement dans l'intégration du facteur durée, qui dans le cas d'un débit caractéristique de débordement, est primordiale. En plus d'une analyse fréquentielle classique (*i.e.* sur une chronique horaire ou journalière seule), l'analyse QdF traduit ainsi la dynamique de crue « fréquentielle » et permet de répondre à la question : quelle est la probabilité qu'un débordement (caractérisé par un débit seuil) d'une durée  $d$  survienne ?

Associée à une étude d'impact du changement climatique telle qu'elle a été menée ici, l'analyse QdF fournit une idée des évolutions potentielles du débordement sous changement climatique. Le rail décrit par la variabilité des scénarios climatiques peut être utile pour, le cas échéant, dégager une tendance dominante d'une part, et d'autre part pour évaluer la dispersion des changements hydrologiques.

### 7.4.2.3 Analyse QdF : application à l'ensemble du tronçon

Sur la base de l'analyse QdF présentée dans la section précédente, pour chaque durée  $d$ , la période de retour des  $Q_{1SD}$  de chaque bloc a été estimée pour l'ensemble des scénarios, *via* les ajustements fréquentiels réalisés (*cf.* section 7.4.2.1).

Les résultats sont présentés sur la Figure 7.25, pour chaque durée  $d$  d'intégration du débit. On remarque que pour une large majorité des blocs, la variabilité des changements proposée par les scénarios est importante. Les changements peuvent être relativement marqués, notamment pour les  $Q_{1SD}$  de les plus faibles durées  $d$ . Cette variabilité diminue avec la durée  $d$  qui augmente, comme le montre la Figure 7.25e, pour  $d = 5$  j, contrairement aux autres durées. Dans ce cas, la variabilité peut être très faible (de 0 à 0.1), notamment dans la moitié aval du tronçon. Néanmoins, pour ces blocs, les valeurs se situent dans une gamme très haute de probabilité, et l'impact sur la période de retour peut être fort. Si l'on prend l'exemple du bloc situé au niveau de la confluence avec l'Aisne, les probabilités proposées par les scénarios s'étalent de 0.962 à 0.992, correspondant respectivement à des périodes de retour de 26 à 125 ans, le climat actuel indiquant une période de retour de 55 ans.

Il ressort de la Figure 7.25 une nette différence entre les moitiés amont et aval du tronçon. Dans la moitié aval, la majorité des blocs montrent des probabilités élevées, toutes conditions climatiques confondues. Au contraire, dans la moitié amont, une majorité des blocs donnent des probabilités faibles pour le climat actuel, celles-ci pouvant significativement augmenter avec les scénarios climatiques. En particulier, on distingue pour 14 blocs, pour  $d = 1$  h,  $d = 12$  h et  $d = 1$  j, des probabilités de référence nulles (ces cas de figures sont réduits à 7 blocs et 1 bloc, respectivement pour  $d = 2$  j et  $d = 5$  j, dans le cas du climat actuel).

Ces situations correspondent aux cas où l'ajustement s'est opéré sur des valeurs supérieures au  $Q_{1SD}$  (*cf.* section 7.4.2.1). Ces blocs sont alors considérés, en climat actuel, comme possédant une période de retour de débordement de 1 an. Malgré l'incertitude associée à ces blocs, du fait de l'ajustement, la comparaison avec les scénarios climatiques est intéressante. Deux situations sont possibles : les scénarios ne montrent pas de changement, *i.e.* la période de retour est toujours de 1 an ; les scénarios proposent une période de retour supérieure, soit une occurrence moins fréquente du  $Q_{1SD}$  pour la durée  $d$  considérée. Lorsque la période de retour augmente, bien que le changement de probabilité

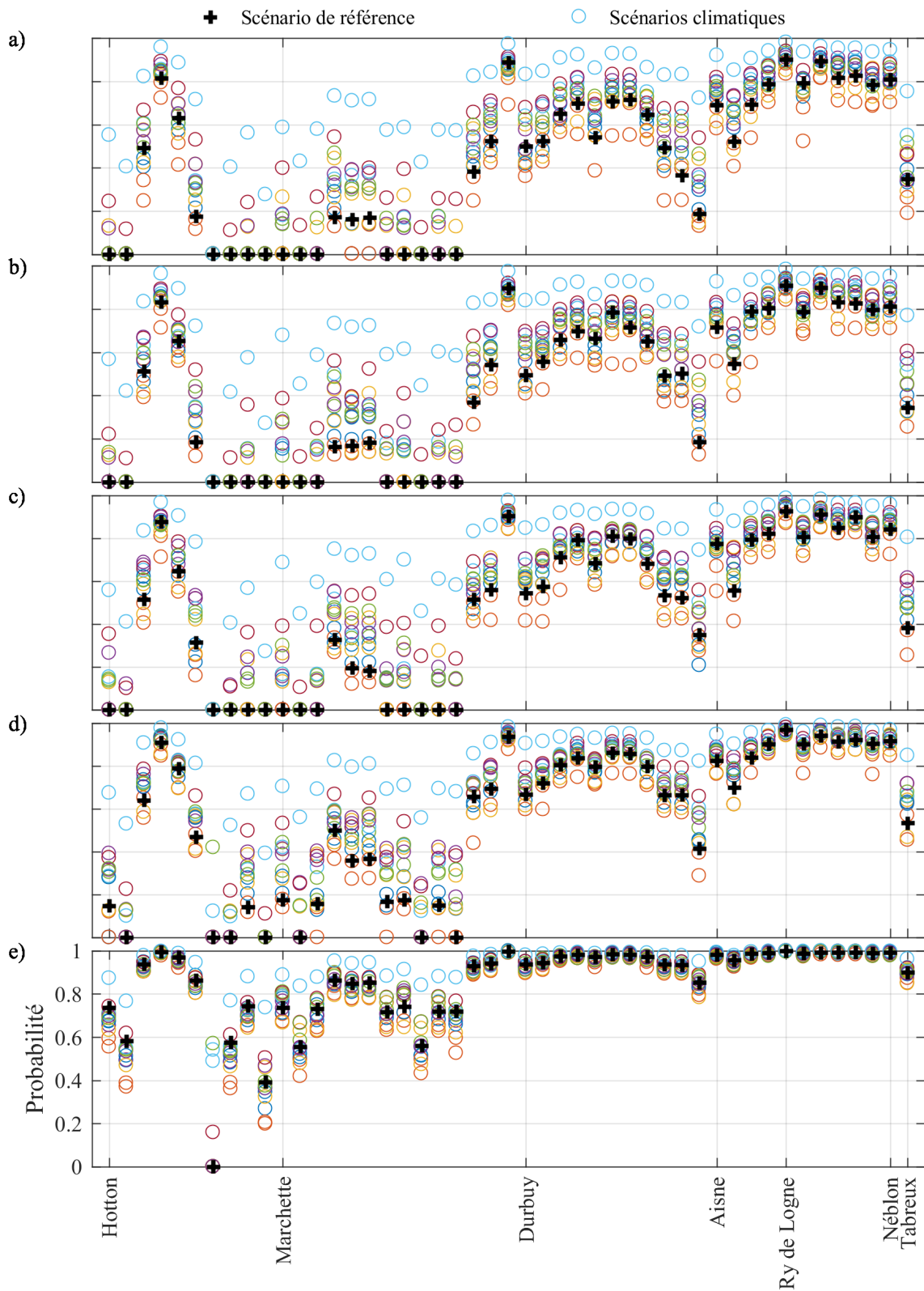


FIGURE 7.25 – Probabilités de non-dépassement du  $Q1_{SD}$  de chaque bloc pendant (a) 1 h, (b) 12 h, (c) 1 j, (d) 2 j, (e) 5 j. Scénario de référence (climat actuel) et scénarios de changement climatique.



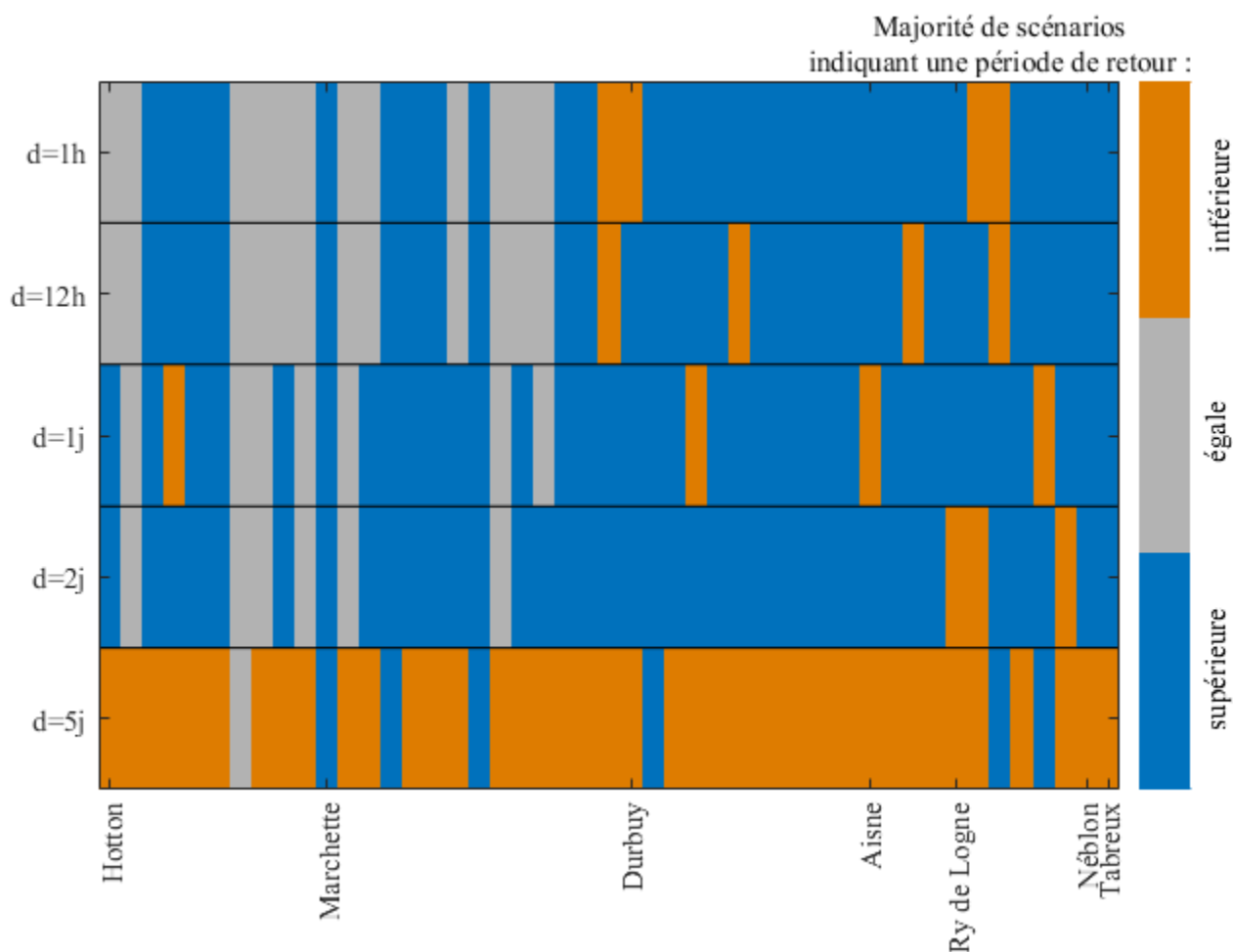


FIGURE 7.26 – Synthèse de l'impact du changement climatique sur la fréquence d'apparition du  $Q1_{SD}$ , pour les durée d'intégration du débit  $d$  étudiées, sur le tronçon de l'Ourthe Hotton-Tabreux. Les couleurs indiquent pour chaque bloc la situation dominante exprimée par les scénarios climatiques par rapport au climat actuel. Les rectangles représentent les blocs depuis l'amont (gauche) vers l'aval (droite). Les lignes sont associées à une durée d'intégration  $d$ . La barre, à droite, donne la correspondance entre couleur et scénario dominant de l'évolution de la période de retour.

puisse être considérable, passant par exemple d'une probabilité de 0 jusqu'à 0.732 pour  $d = 1$  h, la modification de la période de retour reste modeste : 3.7 ans.

Pour compléter l'information apportée par la Figure 7.25, on a calculé, pour chaque bloc, et à chaque durée  $d$ , quelle était la tendance dominante : période de retour du  $Q1_{SD}$  supérieure, équivalente ou inférieure à la valeur du climat actuel. La Figure 7.26 synthétise cette information.

Pour les durées  $d$  de 1 h à 2 j, c'est une période de retour majoritairement supérieure qui est exprimée par les scénarios climatiques. Cela signifie que pour ces durées  $d$ , le  $Q1_{SD}$  serait moins fréquent. Associant ce débit à un débordement, les résultats sont alors en accord avec ceux de la section 7.3.2 (cf. Figure 7.13 sur l'analyse de la fréquence des SD). Quelques blocs indiquent une

tendance inverse, tandis qu'une partie des blocs pour lesquels la période de retour calculée est de 1 an en référence montre une stationnarité dans les scénarios.

Par contre, pour la durée  $d = 5$  j, la tendance globale à l'échelle du tronçon est inversée : la plupart des blocs suggèrent une période de retour inférieure au climat actuel lorsque le changement climatique est pris en compte. Les situations dans lesquels le  $Q_{1SD}$  serait dépassé pendant au moins 5 j seraient plus fréquentes. Ici aussi, il semble que les résultats soient en accord avec l'analyse sur les SD, en particulier l'analyse fréquentielle sur les durées des SD (cf. section 7.3.3) : la durée de débordement (si l'on associe le  $Q_{1SD}$  avec un débordement) augmente pour la majorité des scénarios.

## 7.5 Synthèse

Dans ce chapitre, notre attention s'est concentrée sur le débordement de rivière. A cette fin, deux approches, complémentaires, ont été menées. La première a cherché à caractériser le débordement sur la base des données de hauteurs d'eau simulées en comparaison avec les hauteurs de berges. La méthode appliquée permet d'identifier des séquences de débordement (SD), à l'échelle d'un bloc de tronçon, c'est-à-dire des périodes pendant lesquelles un débordement est calculé continuellement sur une partie du bloc. Sur la base de la durée des SD, et de leur occurrence au sein des chroniques simulées, une analyse a été faite sur la fréquence d'occurrence d'une SD et la période de retour de la durée des SD, en prenant en compte le changement climatique. Bien qu'il faille prendre du recul face à cette approche, du fait de la représentation incertaine des écoulements pendant un débordement par le modèle 1D, les scénarios climatiques semblent indiquer d'une part une fréquence d'occurrence des SD réduite, et d'autre part une durée des SD généralement plus longues.

L'identification des SD a également permis de les associer au débit. En particulier, il y a une forte relation entre débit et le début de débordement. De ce fait, les premiers débits débordants ( $Q_{1SD}$ ) ont été calculés. En vue d'intégrer la durée de débordement à l'étude de l'impact du changement climatique, l'analyse débit-durée-fréquence (QdF) a été employée. Se basant uniquement sur le débit, intégré suivant différentes durées, elle permet d'associer une fréquence de retour à un débit seuil défini, continuellement dépassé sur une durée définie. Cette approche apporte un peu plus de robustesse à l'étude des débordements, car elle ne fonde pas seulement une SD sur le débit déclenchant une SD. En intégrant la durée, elle permet de s'affranchir des limites du modèle WOLF 1D en matière de simulation de l'écoulement en plaine inondable.

L'analyse QdF réalisée en climat actuel, et avec prise en compte du changement climatique, semble indiquer, pour le  $Q_{1SD}$ , une diminution de la fréquence au dépassement lorsqu'on considère des durées d'intégration de 1 h à 2 j. Pour une durée de 5 j, l'inverse est prévu : les  $Q_{1SD}$ , lorsqu'ils

sont dépassés sur au moins 5 j, seraient plus fréquents. En somme, si l'on associe le  $Q_{1SD}$  à la présence d'un débordement, les débordements courts (jusqu'à 2 j) seraient moins fréquents, tandis que les débordements de plus longue durée (5 j) seraient plus fréquents. Cela suggère que les faibles crues débordantes seraient plus rares, et à l'inverse, les crues très intenses et longues (*i.e.* volumétriques) ou, du moins assez fortes pour engendrer un débordement, seraient plus fréquentes. Ces conclusions sont celles qui ressortent majoritairement à l'échelle du tronçon. Néanmoins, certaines disparités apparaissent dans les résultats. En particulier, quelques blocs, pour les durées de 1 h à 2 j, proposent des  $Q_{1SD}$  plus fréquents.

# Conclusion

Cette troisième partie de la thèse visait à compléter la chaîne de simulation initiée dans la partie 2 par le maillon hydraulique : ainsi les scénarios climatiques ont été liés à la dynamique de débordement d'une rivière. En raison de l'importance des calculs que représentait l'exercice de scénarisation (14 simulations de 30 ans au pas de temps horaire), c'est le modèle 1D qui a été implémenté.

Le chapitre 6 a cherché à identifier le paramètre de rugosité optimal et a montré qu'avec le paramétrage retenu, les simulations étaient globalement en accord avec les données observées de deux des trois stations hydrométriques situées dans le tronçon. Une comparaison avec des simulations 2D, dans la partie médiane du tronçon, a confirmé la pertinence des simulations obtenues en 1D, et justifie l'utilisation de ce modèle pour l'analyse des débordements.

Le chapitre 7 a étudié l'impact de la variabilité climatique potentielle sur le débordement dans le tronçon de l'Ourthe Hotton-Tabreux, sur la base des scénarios climatiques représentatifs simulés par le modèle 1D. Dans un premier temps, les débordements ont été analysés par le biais de séquences de débordement. Celles-ci, en climat contrasté, seraient moins fréquentes mais plus durables sous l'effet du changement climatique. Afin d'affiner l'analyse, les débits ont été analysés les traitements, en vue de se départir des limites du modèle 1D à simuler l'écoulement en débordement de plaine inondable. Il a été mis en évidence une relation univoque, à l'échelle d'un bloc (*i.e.* une portion de tronçon), entre séquence de débordement et premier débit débordant.

Ce premier débit débordant est donc une variable privilégiée pour étudier les débordements. Afin d'intégrer la notion de durée, centrale dans l'analyse des débordements, une analyse débit-durée-fréquence (QdF) a été mise en œuvre. Ainsi, le premier débit débordant, continuellement dépassé pour 5 durées différentes (de 1 h à 5 j), a été soumis à une analyse fréquentielle. En résumé, les résultats ont révélé que pour des durées d'intégration de 1 h à 2 j, le premier débit débordant est moins fréquent à l'échelle du tronçon, lorsqu'on prend en compte l'effet du changement climatique. Pour une durée d'intégration du débit sur 5 j, le premier débit débordant montre au contraire une augmentation de sa fréquence d'apparition sous climat modifié. Associant la valeur du premier débit débordant à une durée de débordement, les débordements longs seraient donc plus fréquents.

Il convient tout de même de rappeler que ces conclusions concernent les situations majoritaires associées aux scénarios climatiques testés. Lorsqu'on considère l'ensemble de ces derniers, une variabilité existe, indiquant que les changements potentiels pourraient aller dans le sens inverse de celui énoncé. Ainsi, si une tendance se dégage, il reste nécessaire de considérer la diversité des scénarios potentiels.

Si l'approche développée ici ne permet pas de caractériser les changements potentiels de débordement à une échelle très fine (évolution de l'étendue d'inondation par exemple), elle permet toutefois d'apporter des informations intéressantes sur les impacts du changement climatique. Du fait de l'utilisation du modèle 1D, elle a le mérite de pouvoir considérer une longue période, ajoutant de la robustesse aux analyses statistiques, ainsi qu'un nombre relativement important de scénarios climatiques. L'échelle de modélisation permet également un diagnostic à l'échelle d'un tronçon conséquent. Enfin, par l'emploi couplé de la modélisation hydraulique 1D et de l'analyse QdF, les limites du modèle 1D en modélisation de l'écoulement en plaine inondable peuvent être en partie atténuées tout en permettant l'étude implicite du débordement. Par conséquent, malgré les limites du 1D, il nous semble que cette approche présente un intérêt certain pour la problématique de l'évolution des inondations liée au changement climatique.

# Conclusion générale

## Résumé de la problématique scientifique et des travaux accomplis

La présente thèse s'est donné pour objectif d'appliquer une approche robuste à l'étude d'impact hydrologique du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques (crues et étiages) dans le bassin transnational de la Meuse (présenté au chapitre 2), avec en filigrane, la volonté d'instiller de la « bonne incertitude » dans la chaîne de simulation forçage climatique/modèle pluie-débit/modèle hydraulique.

Dans un premier temps, nous avons cherché à construire un forçage climatique multi-séculaire mêlant une reconstitution de la variabilité climatique récente (du Minimum de Maunder à aujourd'hui), bâtie à partir de données climatiques observées et de climatologies historiques, et des sorties multi-modèles issues de l'expérience numérique CMIP5. L'utilisation de ces sorties a nécessité la correction préalable des données de pression atmosphériques (pression au niveau de la mer et Z500) simulées par les modèles climatiques de notre ensemble CMIP5 par une méthode de type quantile-quantile (*equidistant CDF matching method*), qui s'est avérée performante sur notre jeu de données (chapitre 3). Le trait d'union entre données historiques et données futures s'est fait par l'intermédiaire d'une fonction de transfert exploitant le lien entre le gradient régional de pression (indicateur du type de circulation atmosphérique) et les variables de forçage climatique du débit (apports atmosphériques d'eau et d'énergie) observées sur deux bassins contrastés de la Meuse (La Meuse à Saint-Mihiel, 2543 km<sup>2</sup>, France et l'Ourthe à Tabreux, 1607 km<sup>2</sup>, Belgique). Cette fonction de transfert a tout d'abord été calibrée puis validée par un test de robustesse sur les données du XXe siècle avant d'être extrapolée dans le passé et dans le futur sur ces deux bassins (chapitre 4 et chapitre 5). La comparaison des séries mensuelles de précipitations et de température reconstituées sur la période historique avec les climatologies en point de grille et les longues chroniques d'observation existantes sur ces deux bassins, permet de conclure à leur fiabilité (chapitre 5). L'extrapolation de la fonction de transfert sur l'ensemble de la période (*i.e.* 1659-2100) a débouché sur une première quantification de la variabilité potentielle de l'aléa climatique (précipitations et température de l'air mensuelles) au cours des prochaines décennies. Celle-ci se caractérise par une augmentation drastique de la variabilité climatique sur les deux bassins étudiés en raison du changement climatique anthropique (chapitre 5).

Pour mesurer l'effet de la variabilité potentielle sur l'écoulement à l'exutoire des bassins étudiés, une étude de co-variabilité aléa climatique/régime hydrologique a été mise en œuvre (chapitre 4) : celle-ci, fondée sur l'étude de la relation entre le gradient régional de pression et l'écoulement, a permis de conclure que le transfert climat-écoulement par régression a une capacité modérée à prédire les caractères de l'écoulement à l'échelle interannuelle à l'exutoire d'un bassin versant. Ceci lui confère donc un potentiel d'utilisation limitée en prévision saisonnière comme en extrapolation climatique.

Compte-tenu des limites de la méthode de transfert climat-écoulement en extrapolation, nous avons décidé de changer de paradigme de modélisation et de mettre en place une chaîne de simulation plus complexe sur les deux bassins étudiés (chapitre 5) : celle-ci substitue au modèle boîte noire de l'approche climat-écoulement, un modèle pluie-débit global (GR4J), permettant de mesurer plus finement l'effet du changement climatique potentiel sur le régime hydrologique des cours d'eau. La chaîne de simulation fait également intervenir un modèle hydraulique (WOLF 1D), destiné à simuler l'effet du changement climatique potentiel sur le débordement en lit majeur des cours d'eau. Celui-ci est perturbé à l'aide des scénarios hydrologiques produits par GR4J, eux-mêmes produits à partir de la variabilité climatique potentielle évoquée plus haut. Avant d'être utilisée pour le forçage climatique du modèle pluie-débit, celle-ci a subi une descente d'échelle temporelle par la méthode des anomalies.

Le calage du modèle pluie-débit (GR4J) a fait l'objet d'une attention particulière (chapitre 5) : en effet, comme l'écrit Coron (2013), « la modélisation hydrologique, telle que nous la connaissons aujourd'hui, n'a pas été initialement pensée dans un objectif de robustesse. » Par conséquent, pour limiter autant que possible l'amplification des erreurs du modèle pluie-débit sous l'effet de conditions climatiques contrastées par rapport au climat actuel, celui-ci a subi une procédure de calage climati-quement robuste. Un échantillonnage de la variabilité climatique potentielle a ensuite été opéré dans le but de ne retenir que quelques scénarios climatiques contrastés, représentatifs de cette variabilité potentielle. Ceux-ci ont servi à forcer le modèle GR4J et à évaluer la sensibilité des bassins au forçage climatique. Les résultats des simulations, sont, à l'image des scénarios de changement climatique, très dispersés. Pour les moyennes eaux, une majorité des scénarios indiquent une légère baisse par rapport à la période actuelle, dans le cas des deux bassins. Cette baisse est accentuée lorsqu'on s'intéresse aux débits de basses eaux. À l'inverse, pour les débits de très hautes eaux, les projections hydrologiques donnent des débits supérieurs à ceux de la période de référence. L'étude des changements possibles des débits grâce au forçage de la chaîne de simulation par la variabilité climatique potentielle jette les bases d'une première estimation de la marge de sécurité climatique à appliquer aux débits caractéristiques de crues et d'étiage.

Les chapitres 6 et 7 décrivent le test du modèle WOLF 1D en climat actuel ainsi que l'effet des scénarios représentatifs du changement climatique sur les débits débordants. Les résultats de l'analyse débit-durée-fréquence(QdF) tendent en majorité à montré une diminution de la fréquence des débits initiateurs d'un débordement caractérisé pour une durée de 1 heure à 2 jours et une augmentation

de la fréquence, dans le cas d'une durée plus longue (5 jours). Néanmoins, dans ce cas, bien qu'un nombre très réduit de scénarios climatiques ait été retenu, les résultats indiquent également une grande dispersion des résultats.

## Perspectives

La méthodologie de travail adoptée dans cette thèse s'est révélée conforme aux objectifs de départ : elle permet *in fine*, pour les deux bassins étudiés, de dessiner l'espace des changements hydrologiques possibles en réponse à l'expression d'une variabilité potentielle de l'aléa climatique valant pour les prochaines décennies. Ces changements doivent être interprétés conditionnellement aux hypothèses et choix scientifiques opérés tout au long de notre travail ainsi qu'aux changements climatiques possibles qui ont servi à forcer la chaîne de simulation. La méthode présentée montre des potentialités intéressantes d'un point de vue opérationnel. Si à ce stade, elle ne permet pas de déboucher sur des préconisations pratiques, notamment de mesures à implémenter dans l'aménagement des rivières, elle en constitue cependant un point de départ. Des analyses complémentaires pourraient alors être mises en œuvre pour atteindre cet objectif.

En particulier, l'étude du débordement permet de poser un premier diagnostic des comportements potentiels du débordement sur le tronçon de l'Ourthe que nous avons étudié (Hotton-Tabreux). Un gestionnaire de l'eau, à partir de la connaissance de terrain et des zones considérées à enjeux forts, obtient donc une information localisée de l'impact du changement climatique.

Une première perspective de travail dans la continuité de la modélisation WOLF 1D utilisé, pourrait consister à tester un ou plusieurs aménagements de rivière, en particulier, des aménagements de type « naturel ». Cela nécessiterait de modifier localement le modèle WOLF 1D afin de représenter l'aménagement. Sur la base de travaux expérimentaux, Adriaens (2017) a proposé récemment une relation hydraulique entre les caractéristiques de haies (densité, nombre, alignement) transversales à l'écoulement et la hauteur d'eau. Celle-ci pourrait être intégrée au modèle WOLF 1D. L'influence de cet aménagement sur les premiers débits débordants pourrait alors être menée en contexte climatique non stationnaire grâce à notre base de données de scénarios climatiques de référence. Ce travail permettrait de qualifier la « résilience climatique » (*i.e.* sa capacité à répondre à son objectif hydraulique face à une grande diversité de climats possibles).

Une seconde perspective, couplée à la précédente, pourrait consister en une modélisation hydraulique plus approfondie. En particulier, la finesse du modèle hydraulique WOLF 2D permettrait de modéliser les changements soumis par la modélisation 1D en plaine inondable. Le modèle WOLF 2D a en effet la capacité de simuler très fidèlement la diversité des écoulements en plaine inondable (*e.g.* Erpicum *et al.*, 2010).



Au total, l'approche testée dans ces travaux, à la fois multi-scénarios, multi-modèles et robuste plutôt qu'optimale, constitue un outil fédérateur qui fait le lien entre modélisateurs du climat et gestionnaires de l'eau, avec des perspectives d'application opérationnelles comme la quantification d'effets d'aménagements non structurels ou d'une marge de sécurité climatique et leur intégration dans les documents de planification. Combiné aux approches sociales portant sur la vulnérabilité, nos travaux auront tenté de produire une meilleure connaissance de l'aléa hydrologique dans le bassin transnational de la Meuse en contexte climatique non stationnaire.

# Bibliographie

- ADRIAENS, X. (2017). *Influence of hedges in floodable zones*. Hydraulics in environmental and civil engineering, Université de Liège. Projet étudiant.
- ARCHAMBEAU, P. (2006). *Contribution à la modélisation de la genèse et de la propagation des crues et inondations*. Thèse de doctorat, Université de Liège.
- ARRAULT, A., FINAUD-GUYOT, P., ARCHAMBEAU, P., BRUWIER, M., ERPICUM, S., PIROTTON, M. et DEWALS, B. (2016). Hydrodynamics of long-duration urban floods : experiments and numerical modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(6):1413–1429.
- BAUWENS, A., DEGRÉ, A., DERAEDT, D., DÖRING, R., DROGUE, G., HUBER, N. P., VANNEUVILLE, W., SINABA, B. et FOURNIER, M. (2015). International assessment of future low-flow regimes and their impact on three water-related sectors in the meuse basin – a collaborative approach. *International Journal of River Basin Management*, 13(1):123–135.
- BAUWENS, A., SOHIER, C. et DEGRÉ, A. (2013). Impacts du changement climatique sur l’hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin de la meuse (synthèse bibliographique). *BASE, Biotechnol. Agron. Soc. Environ.*, 17(1):76–86.
- BECKERS, A., DEWALS, B., ERPICUM, S., DUJARDIN, S., DETREMBLEUR, S., TELLER, J., PIROTTON, M. et ARCHAMBEAU, P. (2013). Contribution of land use changes to future flood damage along the river meuse in the wallon region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(9):2301–2318.
- BEVEN, K. (2012). *Rainfall-Runoff Modelling : The Primer. 2nd Edition*. John Wiley & Sons, Ltd.
- BEVEN, K. (2016). Facets of uncertainty : epistemic uncertainty, non-stationarity, likelihood, hypothesis testing, and communication. *Hydrological Sciences Journal*, 61(9):1652–1665.
- BEZAK, N., BRILLY, M. et ŠRAJ, M. (2014). Comparison between the peaks-over-threshold method and the annual maximum method for flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal*, 59(5):959–977.
- BINARD, C. (2012). *Introduction à la regression PLS*. Groupe de travail PLS.
- BLENKINSOP, S. et FOWLER, H. J. (2007). Changes in european drought characteristics projected by the prudence regional climate models. *International Journal of Climatology*, 27(12):1595–1610.

- BOOIJ, M. (2005). Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. *Journal of Hydrology*, 303(1):176 – 198.
- BOUWER, L. M., VERMAAT, J. E. et AERTS, J. C. J. H. (2008). Regional sensitivities of mean and peak river discharge to climate variability in europe. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D19):n/a–n/a. D19103.
- BOÉ, J., TERRAY, L., HABETS, F. et MARTIN, E. (2006). A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D23):n/a–n/a. D23106.
- BRÁZDIL, R., DOBROVOLNÝ, P., LUTERBACHER, J., MOBERG, A., PFISTER, C., WHEELER, D. et ZORITA, E. (2010). European climate of the past 500 years : new challenges for historical climatology. *Climatic Change*, 101(1):7–40.
- BRIGODE, P., OUDIN, L. et PERRIN, C. (2013). Hydrological model parameter instability : A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change ? *Journal of Hydrology*, 476:410 – 425.
- BRISSON, E., DEMUZERE, M., KWAKERNAAK, B. et VAN LIPZIG, N. P. M. (2011). Relations between atmospheric circulation and precipitation in belgium. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 111(1):27–39.
- BROWN, C. et WILBY, R. L. (2012). An alternate approach to assessing climate risks. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 93(41):401–402.
- BYRD, R. H., LU, P., NOCEDAL, J. et ZHU, C. (1995). A limited memory algorithm for bound constrained optimization. *SIAM J. Sci. Comput.*, 16(5):1190–1208.
- CARROGET, A., PERRIN, C., SAUQUET, E., VIDAL, J.-P., CHAZOT, S., CHAUVEAU, M. et ROUCHY, N. (2017). Explore 2070 : quelle utilisation d'un exercice prospectif sur les impacts des changements climatiques à l'échelle nationale pour définir des stratégies d'adaptation ? *Sciences Eaux & Territoires*, (22).
- CASTRO, J. M. et JACKSON, P. L. (2001). Bankfull discharge recurrence intervals and regional hydraulic geometry relationships : Patterns in the pacific northwest, usa1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 37(5):1249–1262.
- CHARLES, S. P., BARI, M. A., KITSIOS, A. et BATES, B. C. (2007). Effect of gcm bias on downscaled precipitation and runoff projections for the serpentine catchment, western australia. *International Journal of Climatology*, 27(12):1673–1690.
- CHAUVEAU, M., CHAZOT, S., PERRIN, C., BOURGIN, P.-Y., ERIC, S., VIDAL, J.-P., ROUCHY, N., MARTIN, E., DAVID, J., NOROTTE, T., MAUGIS, P. et de LACAZE, X. (2013). What will be the impacts of climate change on surface hydrology in france by 2070 ? pages 1–15.
- CHIEW, F. H. S., TENG, J., VAZE, J., POST, D. A., PERRAUD, J. M., KIRONO, D. G. C. et VINEY, N. R. (2009). Estimating climate change impact on runoff across southeast australia : Method, results, and implications of the modeling method. *Water Resources Research*, 45(10). W10414.

- CHRISTIERSON, B. v., VIDAL, J.-P. et WADE, S. D. (2012). Using ukcp09 probabilistic climate information for uk water resource planning. *Journal of Hydrology*, 424:48 – 67.
- COLLINS, M., KNUTTI, R., ARBLASTER, J., DUFRESNE, J.-L., FICHEFET, T., FRIEDLINGSTEIN, P., GAO, X., GUTOWSKI, W., JOHNS, T., KRINNER, G., SHONGWE, M., TEBALDI, C., WEAVER, A. et WEHNER, M. (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Long-term Climate Change : Projections, Commitments and Irreversibility. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- CORNES, R. C., JONES, P. D., BRIFFA, K. R. et OSBORN, T. J. (2012a). A daily series of mean sea-level pressure for london, 1692–2007. *International Journal of Climatology*, 32(5):641–656.
- CORNES, R. C., JONES, P. D., BRIFFA, K. R. et OSBORN, T. J. (2012b). A daily series of mean sea-level pressure for paris, 1670–2007. *International Journal of Climatology*, 32(8):1135–1150.
- CORNES, R. C., JONES, P. D., BRIFFA, K. R. et OSBORN, T. J. (2013). Estimates of the north atlantic oscillation back to 1692 using a paris–london westerly index. *International Journal of Climatology*, 33(1):228–248.
- CORON, L. (2013). *Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens*. Thèse de doctorat, EDF RD - IRSTEA - AgroParisTech - ED GRN.
- CORON, L., ANDRÉASSIAN, V., PERRIN, C., LERAT, J., VAZE, J., BOURQUI, M. et HENDRICKX, F. (2012). Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions : An experiment on 216 australian catchments. *Water Resources Research*, 48(5):n/a–n/a. W05552.
- CUNNANE, C. (1979). A note on the poisson assumption in partial duration series models. *Water Resources Research*, 15(2):489–494.
- DAUPHINÉ, A. et PROVITOLLO, D. (2007). La résilience : un concept pour la gestion des risques. *Annales de géographie*.
- DAYON, G. (2015). *Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse.
- de BOER-EUSER, T., BOUAZIZ, L., DE NIEL, J., BRAUER, C., DEWALS, B., DROGUE, G., FENICIA, F., GRELIER, B., NOSSENT, J., PEREIRA, F., SAVENIJE, H., THIREL, G. et WILLEMS, P. (2017). Looking beyond general metrics for model comparison – lessons from an international model intercomparison study. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1):423–440.
- de MARSILY, G. (1994). Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. [tribune libre]. *Revue des sciences de l'eau*, 7(3):219–234.
- de WIT, M. J. M., van den HURK, B., WARMERDAM, P. M. M., TORFS, P. J. J. F., ROULIN, E. et van DEURSEN, W. P. A. (2007). Impact of climate change on low-flows in the river meuse. *Climatic Change*, 82(3):351–372.

- DEGOUTTE, G. (2001). *Hydraulique et dynamique fluviale*. ENGREF. Cours du DEA hydrologie, hydrogéologie, géostatistique et géochimie (Univ. Pierre et Marie Curie, Ecole des Mines de Paris, ENGREF, Univ. paris Sud).
- DEMUTH, S., GUSTARD, A., PLANOS, E., SCATENA, F. et SERVAT, E., éditeurs (2006). *Climate Variability and Changes – Hydrological impact (La Havana, Cuba)*, volume 308. FRIEND-UNESCO, IAHS Publ.
- D'ERCOLE, R. et METZGER, P. (2005). Repenser le concept de risque pour une gestion préventive du territoire. *Pangea*, 43/44.
- DETREMBLEUR, S., STILMANT, F., DEWALS, B., ERPICUM, S., ARCHAMBEAU, P. et PIROTON, M. (2015). Impacts of climate change on future flood damage on the river meuse, with a distributed uncertainty analysis. *Natural Hazards*, 77(3):1533–1549.
- DEWALS, B., ARCHAMBEAU, P., ERPICUM, S. et PIROTON, M. (2017). Influence of the operation of nisramont dam and reservoir on hydrological modelling of the ourthe catchment. *Supplement of Hydrology and Earth System Sciences*, 21:423–440.
- DEWALS, B., DROGUE, G., ERPICUM, S., PIROTON, M. et ARCHAMBEAU, P. (2013). *Transboundary Water Management in a Changing Climate*, chapitre Impact of climate change on inundation hazard along the river Meuse. CRC Press.
- DEWALS, B. et FOURNIER, M. (2013). *Transboundary Water Management in a Changing Climate*. CRC Press.
- DHI (2005). *EVA-Extreme Value Analysis. Technical Reference and Documentation*.
- DIEPPOIS, B., LAWLER, D. M., SLONOSKY, V., MASSEI, N., BIGOT, S., FOURNIER, M. et DURAND, A. (2016). Multidecadal climate variability over northern france during the past 500 years and its relation to large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 36(15): 4679–4696.
- DOVERS, S. R. et HANDMER, J. W. (1992). Uncertainty, sustainability and change. *Global Environmental Change*, 2(4):262 – 276.
- DRIESSEN, T. L. A., HURKMANS, R. T. W. L., TERINK, W., HAZENBERG, P., TORFS, P. J. J. F. et UIJLENHOET, R. (2010). The hydrological response of the ourthe catchment to climate change as modelled by the hbv model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(4):651–665.
- DROGUE, G. (2003). *Apports de l'information historique et des outils de modélisation à l'étude de l'évolution passée et future du cycle hydrologique au Grand-Duché de Luxembourg*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- DROGUE, G., FOURNIER, M., BAUWENS, A., BUITEVELD, H., COMMEAUX, F., DEGRÉ, A., de KEISER, O., DETREMBLEUR, S., DEWALS, B., FRANÇOIS, D., GUILMIN, E., HAUSMANN, B., HISSEL, F., HUBER, N., LEBAUT, S., LOSSON, B., KUEFELD, M., NACKEN, H., PIROTON, M., PONTÉGNIE, D., SOHIER, C. et VANNEUVILLE, W. (2010). Analysis of climate change,

- high-flows and low-flows scenarios on the meuse river basin. report of actions 1 and 3 of wp1 “impacts of future floods and low flows”. Rapport technique, INTERREG IV B AMICE project.
- DROGUE, G. et FRANÇOIS, D. (2013). Détection du changement régional par rééchantillonnage de séries chronologiques : application aux précipitations dans l’espace rhéno-mosan. *Climatologie*, 10:75–104.
- DROGUE, G., HOFFMANN, L. et PFISTER, L. (2005). *Contribution à la climatologie du Luxembourg. Analyses historiques, scénarios futurs.*, chapitre Les archives climatiques quantitatives de Luxembourg-ville : analyse primaire des longues séries chronologiques (1838-2003). Ferrantia - Travaux scientifiques du Musée national d’histoire naturelle de Luxembourg.
- DROGUE, G. et KHEDIRI, W. B. (2016). Catchment model regionalization approach based on spatial proximity : Does a neighbor catchment-based rainfall input strengthen the method ? *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 8:26 – 42.
- DUCHARNE, A., SAUQUET, E., HABETS, F., DEQUE, M., GASCOIN, S., HACHOUR, A., MARTIN, E., OUDIN, L., PAGE, C., TERRAY, L., THIERY, D. et VIENNOT, P. (2011). Évolution potentielle du régime des crues de la seine sous changement climatique. *La Houille Blanche*, (1):51–57.
- DUPUIS, J. (2010). Contre la ‘société du risque’, dans ‘le risque’. *Études*.
- DÉQUÉ, M. (2007). Frequency of precipitation and temperature extremes over france in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57(1–2):16 – 26. Extreme Climatic Events.
- EEA (2010). Mapping the impacts of natural hazards and technological accidents in europe - an overview of the last decade. Rapport technique, EEA - European Environment Agency.
- EFRON, B & Tibshirani, R. (1994). *An introduction to bootstrap*. Chapman and Hall/CRC.
- ENFIELD, D. B., MESTAS-NUÑEZ, A. M. et TRIMBLE, P. J. (2001). The atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental u.s. *Geophysical Research Letters*, 28(10):2077–2080.
- ERNST, J., DEWALS, B. J., DETREMBLEUR, S., ARCHAMBEAU, P., ERPICUM, S. et PIROTTON, M. (2010). Micro-scale flood risk analysis based on detailed 2d hydraulic modelling and high resolution geographic data. *Natural Hazards*, 55(2):181–209.
- ERPICUM, S., ARCHAMBEAU, P., DETREMBLEUR, S., DEWALS, B. et PIROTTON, M. (2007). Reservoirs to mitigate flood events on the river ourthe in belgium. *In Proceedings of the 75th Annual Meeting of the International Committee on Large Dams*. ICOLD.
- ERPICUM, S., DEWALS, B., ARCHAMBEAU, P., DETREMBLEUR, S. et PIROTTON, M. (2010). Detailed inundation modelling using high resolution dems. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, 4(2):196–208.
- FALLOON, P., BETTS, R., WILTSHIRE, A., DANKERS, R., MATHISON, C., MCNEALL, D., BATES, P. et TRIGG, M. (2011). Validation of river flows in hadgem1 and hadcm3 with the trip river flow model. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6):1157–1180.

- FENICIA, F., SAVENIJE, H. H. G. et AVDEEVA, Y. (2009). Anomaly in the rainfall-runoff behaviour of the meuse catchment. climate, land-use, or land-use management ? *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(9):1727–1737.
- FLATO, G., MAROTZKE, J., ABIODUN, B., BRACONNOT, P., CHOU, S., COLLINS, W., COX, P., DRIOUECH, F., EMORI, S., EYRING, V., FOREST, C., GLECKLER, P., GUILYARDI, E., JAKOB, C., KATTSOV, V., REASON, C. et RUMMUKAINEN, M. (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Evaluation of Climate Models. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- FOUCART, T. (2006). Colinéarité et régression linéaire. *Mathématiques et sciences humaines*, (173).
- FOWLER, H. J., BLENKINSOP, S. et TEBALDI, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies : recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27(12):1547–1578.
- FRANÇOIS, D., DROGUE, G. et COMMEAUX, F. (2011). Evolution possible des débits d’été de la meuse en france au cours du xxi<sup>e</sup> siècle. *Revue Géographique de l’Est*, 51.
- GALÉA, G. et PRUDHOMME, C. (1997). Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes de crue des bassins versants au sens des modèles qdf. *Revue des sciences de l’eau*, 10(1):83–101.
- GIEC (2013a). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- GIEC (2013b). *Résumé à l’intention des décideurs, Changements climatiques 2013 : Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d’évaluation du Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat*. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New-York (État de New-York), États-Unis d’Amérique.
- GIEC (2014). *Climate Change 2014 : Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland.
- GIRON, E., CONINX, I., DEWALS, B., EL KAHLOUN, M., DE SMET, L., SACRÉ, D., DETREMBLEUR, S., BACHUS, K., PIROTON, M., MEIRE, P., DE SUTTER, R. et HECQ, W. (2009). Adaptation measures - case study : Floods «adapt» (sd/cp/02a) rapport final phase 1 - résumé. Rapport technique, Politique Scientifique Fédérale (Bruxelles) - Programme de recherche La Science pour un Développement Durable.
- GIUNTOLI, I. et RENARD, B. (2009). Identification des impacts hydrologiques du changement climatique : vers un réseau de référence pour la surveillance des étiages. Rapport technique, ONEMA.
- GIUNTOLI, I., RENARD, B. et LANG, M. (2012). Floods in france. In KUNDZEWICZ, Z. W., éditeur : *Changes in flood risk in Europe*, pages 199–211. CRC Press.

- GIUNTOLI, I., RENARD, B., VIDAL, J.-P. et BARD, A. (2013). Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 482:105 – 118.
- GIUNTOLI, I., VIDAL, J.-P., PRUDHOMME, C. et HANNAH, D. (2015). Future hydrological extremes : The uncertainty from multiple global climate and global hydrological models. 6.
- GOFFIN, L., DEWALS, B., ERPICUM, S., PIROTTON, M. et ARCHAMBEAU, P. (2016). Non-linear optimization of a 1-d shallow water model and integration into Simulink for operational use. In ERPICUM, S., DEWALS, B., ARCHAMBEAU, P. et PIROTTON, M., éditeurs : *Sustainable Hydraulics in the Era of Global Change - Proceedings of the 4th European Congress of the International Association of Hydroenvironment Engineering and Research, IAHR 2016*, pages 445–451. CRC Press/Balkema.
- GRELIER, B., DROGUE, G., PIROTTON, M. et ARCHAMBEAU, P. (2015). Comment introduire de la bonne incertitude dans les projections climatiques ? Vers la construction d'un stress-test climatique dans le bassin transnational de la Meuse. In ERPICUM, M., éditeur : *Modélisation & Variabilités - Actes du XXVIIIème Colloque de l'AIC, Liège, 1-4 juillet 2015*, pages 43–48.
- GRELIER, B., DROGUE, G., PIROTTON, M. et ARCHAMBEAU, P. (2017a). Testing the climatic resilience to floods on the Ourthe river, Belgium. In WRIGHT, N., éditeur : *Resilience to global changes - Anticipating the unexpected. Seventh International Conference on Flood Management (ICFM7). 5-7 sep 2017*. ICFM, University of Leeds, UK.
- GRELIER, B., DROGUE, G., PIROTTON, M., ARCHAMBEAU, P. et DEWALS, B. (2016). An alternate approach for assessing impacts of climate change on water resources : Combining hazard likelihood and catchment sensitivity. In *Sustainable Hydraulics in the Era of Global Change*, pages 910–919. CRC Press.
- GRELIER, B., DROGUE, G., PIROTTON, M., ARCHAMBEAU, P. et GERNEZ, E. (2017b). Peut-on estimer l'effet du changement climatique sur l'écoulement à l'exutoire d'un bassin sans modèle pluie-débit ? Un test de la méthode de transfert climat-écoulement par régression dans le bassin transnational de la Meuse. *Climatologie*, 14. à paraître.
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K. et MARTINEZ, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1):80 – 91.
- GUPTA, H. V., SAPRIZA-AZURI, G., JÓDAR, J. et CARRERA, J. (2016). Circulation pattern-based assessment of projected climate change for a catchment in Spain. *Journal of Hydrology*.
- HALLEGATTE, S. (2009). Strategies to adapt to an uncertain climate change. *Global Environmental Change*, 19(2):240 – 247. Traditional Peoples and Climate Change.
- HEGERL, G. C. et CUBASCH, U. (1996). Greenhouse gas induced climate change. *Environmental Science and Pollution Research*, 3(2):99–102.



- HUMBERT, G. (2015). *Déterminisme hydro-climatique de la composition et du transfert des matières organiques dissoutes dans un bassin versant agricole*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.
- JANSSEN, M. A., SCHOON, M. L., KE, W. et BÖRNER, K. (2006). Scholarly networks on resilience, vulnerability and adaptation within the human dimensions of global environmental change. *Global Environmental Change*.
- JARQUE, C. M. et BERA, A. K. (1987). A test for normality of observations and regression residuals. *International Statistical Review / Revue Internationale de Statistique*, 55(2):163–172.
- JAVELLE, P. (2001). *Caractérisation du régime des crues : le modèle débit-durée-fréquence convergent - Approche locale et régionale*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- JEONG, D. I., ST-HILAIRE, A., OUARDA, T. B. M. J. et GACHON, P. (2012). Comparison of transfer functions in statistical downscaling models for daily temperature and precipitation over canada. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 26(5):633–653.
- JIMÉNEZ CISNEROS, B., OKI, T., ARNELL, N., BENITO, G., COGLEY, J., DÖLL, P., JIANG, T. et MWAKALILA, S. (2014). *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Freshwater resources, pages 229–269. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JOHNSON, F. et SHARMA, A. (2009). Measurement of gcm skill in predicting variables relevant for hydroclimatological assessments. *Journal of Climate*, 22(16):4373–4382.
- KASTENDEUCH, P. P. (2007). Pressure gradient force, atmospheric circulation and climate in western europe (1899–2002). *International Journal of Climatology*, 27(15):2055–2067.
- KELLY, P. et ADGER, W. (2000). Theory and practice in assessing vulnerability to climate change and facilitating adaptation. *Climatic Change*.
- KLIJN, F., MERZ, B., PENNING-ROWSELL, E. C. et KUNDZEWICZ, Z. W. (2015). Preface : climate change proof flood risk management. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 20(6):837–843.
- KUSANGAYA, S., WARBURTON, M. et van GARDEREN, E. A. (2017). Use of acru, a distributed hydrological model, to evaluate how errors from downscaled rainfall are propagated in simulated runoff in umnjeni catchment, south africa. *Hydrological Sciences Journal*, 0(0):1–17.
- LANG, M. (1995). *Les chroniques en hydrologie : Modélisation comparée par un système de gestion de bases de données relationnel et orienté-objet ; Traitements de base et intervalles de confiance des quantiles de crues ; Techniques d'échantillonnage par la méthode du renouvellement*. Thèse de doctorat, Univ. J. Fourier Grenoble - Cemagref Lyon.

- LANG, M. et LAVABRE, J., éditeurs (2007). *Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations*. Quae.
- LANG, M., OUARDA, T. et BOBÉE, B. (1999). Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology*, 225(3):103 – 117.
- LANG-DELUS, C. (2011). Les étiages : définitions hydrologique, statistique et seuils réglementaires. *Cybergeo : European Journal of Geography*.
- LAVERS, D., PRUDHOMME, C. et HANNAH, D. M. (2013). European precipitation connections with large-scale mean sea-level pressure (mslp) fields. *Hydrological Sciences Journal*, 58(2):310–327.
- LAWRIMORE, J. H., MENNE, M. J., GLEASON, B. E., WILLIAMS, C. N., WUERTZ, D. B., VOSE, R. S. et RENNIE, J. (2011). An overview of the global historical climatology network monthly mean temperature data set, version 3. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D19):n/a–n/a. D19121.
- LE ROY LADURIE, E. (2009). *Histoire humaine et comparée du climat : Tome 3, Le réchauffement de 1860 à nos jours*. Fayard.
- LEANDER, R., BUSHAND, T. A., van den HURK, B. J. et de WIT, M. J. (2008). Estimated changes in flood quantiles of the river meuse from resampling of regional climate model output. *Journal of Hydrology*, 351(3–4):331 – 343.
- LI, H., SHEFFIELD, J. et WOOD, E. F. (2010). Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from intergovernmental panel on climate change ar4 models using equidistant quantile matching. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D10):n/a–n/a. D10101.
- LIU, Z., PHILLIPS, T. et AGHAKOUCHAK, A. (2014). Seasonal and regional biases in cmip5 precipitation simulations. *Climate Research*, 60(1):35 – 50.
- LUTERBACHER, J., DIETRICH, D., XOPLAKI, E., GROSJEAN, M. et WANNER, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303(5663):1499–1503.
- LUTERBACHER, J., XOPLAKI, E., DIETRICH, D., RICKLI, R., JACOBET, J., BECK, C., GYALISTRAS, D., SCHMUTZ, C. et WANNER, H. (2002). Reconstruction of sea level pressure fields over the eastern north atlantic and europe back to 1500. *Climate Dynamics*, 18(7):545–561.
- MADSEN, H., LAWRENCE, D., LANG, M., MARTINKOVA, M. et KJELDSSEN, T. (2014). Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in europe. *Journal of Hydrology*, 519:3634 – 3650.
- MAGNAN, A. (2014). *Risques côtiers et adaptations des sociétés*, chapitre De la vulnérabilité à l'adaptation au changement climatique : éléments de réflexion pour les sciences sociales, pages 241–274. ISTE Editions.

- MANN, H. B. et WHITNEY, D. R. (1947). On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *The Annals of Mathematical Statistics*, 18(1):50–60.
- MASSEI, N., DIEPPOIS, B., HANNAH, D., LAVERS, D., FOSSA, M., LAIGNEL, B. et DEBRET, M. (2017). Multi-time-scale hydroclimate dynamics of a regional watershed and links to large-scale atmospheric circulation : Application to the seine river catchment, france. *Journal of Hydrology*, 546(Supplement C):262 – 275.
- MASSEI, N., LAIGNEL, B., DELOFFRE, J., MESQUITA, J., MOTELAY, A., LAFITE, R. et DURAND, A. (2010). Long-term hydrological changes of the seine river flow (france) and their relation to the north atlantic oscillation over the period 1950–2008. *International Journal of Climatology*, 30(14):2146–2154.
- METZGER, P. et D'ERCOLE, R. (2011). Les risques en milieu urbain : éléments de réflexion. *Echo-Géo*, 18.
- MEYLAN, P., FAVRE, A.-C. et MUSY, A. (2008). *Hydrologie fréquentielle. Une science prédictive*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR).
- MILLY, P. C. D., BETANCOURT, J., FALKENMARK, M., HIRSCH, R. M., KUNDZEWICZ, Z. W., LETTENMAIER, D. P. et STOUFFER, R. J. (2008). Stationarity is dead : Whither water management ? *Science*, 319(5863):573–574.
- MOSS, R. H., EDMONDS, J. A., HIBBARD, K. A., MANNING, M. R., ROSE, S. K., van VUUREN, D. P., CARTER, T. R., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T., MEEHL, G. A., MITCHELL, J. F. B., NAKICENOVIC, N., RIAHI, K., SMITH, S. J., STOUFFER, R. J., THOMSON, A. M., WEYANT, J. P. et WILBANKS, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282):747–756.
- MYHRE, G., SHINDELL, D., BRÉON, F.-M., COLLINS, W., FUGLESTVEDT, J., HUANG, J., KOCH, D., LAMARQUE, J.-F., LEE, D., MENDOZA, B., NAKAJIMA, T., ROBOCK, A., STEPHENS, G., TAKEMURA, T. et ZHANG, H. (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. Cambridge University Press.
- NAVRATIL, O. (2005). *Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- NEIL, A. W. (2006). Vulnerability. *Global Environmental Change*.
- NICOLLE, P., PUSHPALATHA, R., PERRIN, C., FRANÇOIS, D., THIÉRY, D., MATHEVET, T., LE LAY, M., BESSON, F., SOUBEYROUX, J.-M., VIEL, C., REGIMBEAU, F., ANDRÉASSIAN, V., MAUGIS, P., AUGÉARD, B. et MORICE, E. (2014). Benchmarking hydrological models for low-flow simulation and forecasting on french catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(8):2829–2857.

- NTEGEKA, V. et WILLEMS, P. (2008). Trends and multidecadal oscillations in rainfall extremes, based on a more than 100-year time series of 10 min rainfall intensities at uccle, belgium. *Water Resources Research*, 44(7):n/a–n/a. W07402.
- LOUDIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F. et LOUMAGNE, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model ? *Journal of Hydrology*, 303(1):290 – 306.
- PANOKSKY, H. et BRIER, G. (1968). *Some applications of statistics to meteorology*. The Pennsylvania State University Press.
- PAULING, A., LUTERBACHER, J., CASTY, C. et WANNER, H. (2006). Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics*, 26(4):387–405.
- PEEL, M. C. et BLÖSCHL, G. (2011). Hydrological modelling in a changing world. *Progress in Physical Geography*, 35(2):249–261.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1):275 – 289.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2007a). *Modèles Hydrologiques du Génie Rural (GR)*. CEMAGREF - UR Hydrosystèmes et Bioprocédés, Anthony.
- PERRIN, C., OUDIN, L., ANDREASSIAN, V., ROJAS-SERNA, C., MICHEL, C. et MATHEVET, T. (2007b). Impact of limited streamflow data on the efficiency and the parameters of rainfall—runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 52(1):131–151.
- PETIT, F. et DAXHELET, C. (1989). Détermination du débit à pleins bords et de sa récurrence dans différentes rivières de moyenne et haute belgique. *Bulletin de la Société Géographique de Liège (BSGLg)*.
- PETIT, F., HALLOT, E., HOUBRECHTS, G. et MOLLS, J. (2005). Évaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et haute belgique. *Bulletin de la Société Géographique de Liège (BSGLg)*.
- PETIT, J., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N., BARNOLA, J., BASILE, I., BENDERS, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V., LEGRAND, M., LIPENKOV, V., LORIUS, C., PÉPON, L., RITZ, C., SALTZMAN, E. et STIEVENARD, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the vostok ice core, antarctica. *Nature*.
- PIERCE, D. W., CAYAN, D. R., MAURER, E. P., ABATZOGLOU, J. T. et HEGEWISCH, K. C. (2015). Improved bias correction techniques for hydrological simulations of climate change. *Journal of Hydrometeorology*, 16(6):2421–2442.
- PIROTON, M., ERPICUM, S., ARCHAMBEAU, P., DETREMBLEUR, S., FRAIKIN, C. et DEWALS, B. (2004). Le modèle wolf : outil de modélisation d'écoulement de crue, de dimensionnement et de gestion des ouvrages hydrauliques. *La Tribune de l'Eau*, 56(624/4):13–24. <http://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/2615>.

- PRUDHOMME, C., WILBY, R., CROOKS, S., KAY, A. et REYNARD, N. (2010). Scenario-neutral approach to climate change impact studies : Application to flood risk. *Journal of Hydrology*, 390(3–4):198 – 209.
- QIAN, B., CORTE-REAL, J. et XU, H. (2000). Is the north atlantic oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in europe ? *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 105(D9):11901–11910.
- QUENAULT, B. (2013). Du double affrontement ontologique/axiologique autour de la résilience aux risques de catastrophe : les spécificités de l’approche française. *VertigO - la revue électronique en sciences de l’environnement*.
- QUENAULT, B. (2015). La résurgence/convergence du triptyque « catastrophe-résilience-adaptation » pour (re)penser la « fabrique urbaine » face aux risques climatiques. *Développement durable et territoires*.
- QUENAULT, B., BERTRAND, F., BLOND, N., GLATRON, N., PIGEON, P., PEYRACHE-GADEAU, V. et ROCHER, L. (2011). Vulnérabilité et résilience au changement climatique en milieu urbain : vers des stratégies de développement urbain durable ? *In Colloque du PIRVE*, Nantes, France.
- RACOTOMALALA, R. (2015). *Pratique de la régression linéaire multiple - Diagnostic et sélection de variables*. Laboratoire ERIC - Université Lumière Lyon 2. version 2.1.
- REGHEZZA-ZITT, M. (2013). Utiliser la polysémie de la résilience pour comprendre les différentes approches du risque et leurs possibles articulations. *EchoGéo*.
- RENARD, B. (2006). *Détection et prise en compte d’éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France*. Thèse de doctorat, INP Grenoble.
- RENARD, B. et VIDAL, J.-P. (2016). A performance weighting procedure for gcms based on explicit probabilistic models and accounting for observation uncertainty. *In EGU*, éditeur : *Geophysical Research Abstracts*, volume 18. EGU general assembly 2016.
- RICHARD, E. (2014). L’action publique territoriale face au défi de l’adaptation : déterminants et effets de la prise en compte des changements climatiques à l’échelle régionale. *VertigO - la revue électronique en sciences de l’environnement*.
- RICHARD, E. (2016). *L’adaptation aux changements climatiques - Les réponses de l’action publique territoriale*. Espace et Territoires. Presses Universitaires de Rennes.
- RICHARD, Y., ROUCOU, P., CRETAT, J., CASTEL, T. et POHL, B. (2012). Modèles de climats régionaux : potentiels et limites. *In Actes du 25<sup>e</sup> colloque de l’Association Internationale de Climatologie (AIC)*, Grenoble, France.
- ROUSSEAU, D. (2009). Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008. *La Météorologie*, 67:43–55.
- ROUSSEAU, D. (2013). Les moyennes mensuelles de températures à paris de 1658 à 2075 : d’ismaïl boulliau à louis morin. *La Météorologie*, 81:11–22.

- RÖMGENS, H. (2013). *Transboundary Water Management in a Changing Climate*, chapitre Climate change and the impact on drinking water supply in the Meuse river basin. CRC Press.
- SAADI, I., BRUWIER, M., MUSTAFA, A., PELTIER, Y., ARCHAMBEAU, P., ERPICUM, S., ORBAN, P., DASSARGUES, A., DEWALS, B., PIROTON, M., TELLER, J. et COOLS, M. (2016). Development trajectory of an integrated framework for the mitigation of future flood risk : results from the floodland project. *Transportation Letters*, 0(0):1–14.
- SAMANIEGO, L. et BÁRDOSY, A. (2007). Relating macroclimatic circulation patterns with characteristics of floods and droughts at the mesoscale. *Journal of Hydrology*, 335(1–2):109 – 123.
- SAPORTA, G. (2006). *Probabilités, Analyse des données et Statistique*. 2<sup>ème</sup> édition édition.
- SAUQUET, E., JAVELLE, P. et LE CLERC, S. (2003). Description des régimes hydrologiques des hautes-eaux : nouvelle formulation pour l’analyse en débit-durée-fréquence et applications en ingénierie. *Ingénieries - E A T*, (34):p. 3 – p. 15.
- SAWICZ, K., WAGENER, T., SIVAPALAN, M., TROCH, P. A. et CARRILLO, G. (2011). Catchment classification : empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern usa. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(9):2895–2911.
- SCARWELL, H.-J. (2007). Déconstruire les logiques de gestion du risque d’inondation. de la résistance à la résilience : quelles adaptation de la prévention des risques naturels au réchauffement climatique ? *Air Pur*, (72).
- SEILLER, G., ANCTIL, F. et PERRIN, C. (2012). Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4):1171–1189.
- SINABA, B., BAUWENS, A., BOECKX, L., DECKERS, P., DEGRÉ, A., DERAEDT, D., DE KEIZER, O., DÖRING, R., DROGUE, G., FOURNIER, M., HISSEL, F., HUBER, N. P., M., K. et D, P. (2013). Quantification of the impacts of future low flows on the economy in the transnational meuse basin. report of actions 7 of wp1 “impacts of future floods and low flows”. Rapport technique, INTERREG IV B AMICE project.
- SINGH, V. P. (1998). *Gamma Distribution*, pages 202–230. Springer Netherlands, Dordrecht.
- SLONOSKY, V., JONES, P. et DAVIES, T. (2000). Variability of the surface atmospheric circulation over europe, 1774–1995. *International Journal of Climatology*, 20(15):1875–1897.
- SLONOSKY, V. C. (2002). Wet winters, dry summers ? three centuries of precipitation data from paris. *Geophysical Research Letters*, 29(19):34–1–34–4. 1887.
- SMITH, J., HALLETT, K. et HENDERSON, J. (2007). Expanding the tool kit for water management in an uncertain climate. *Southwest hydrology*, 6:24–36.
- SPEIGHT, J. G. (1965). Flow and channel characteristics of the Angabunga River, Papua. *Journal of Hydrology*, 3:16–36.

- STEWART, I. T., CAYAN, D. R. et DETTINGER, M. D. (2005). Changes toward earlier streamflow timing across western north america. *Journal of Climate*, 18(8):1136–1155.
- TABARI, H., TAYE, M. T. et WILLEMS, P. (2015). Water availability change in central belgium for the late 21st century. *Global and Planetary Change*, 131:115 – 123.
- TAILLIEZ, C., ABÈLE, J. et GILLE, E. (2000). Genèse et propagation de la crue de janvier 1995 dans le bassin de la meuse française. *Revue Géographique de l'Est*, 40(1-2).
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J. et MEEHL, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498.
- TENENHAUS, M. (1998). *La régression PLS - Théorie et pratique*. Technip.
- TERRAY, L. et BOÉ, J. (2013). Quantifying 21st-century france climate change and related uncertainties. *Comptes Rendus Geoscience*, 345(3):136 – 149.
- TISSEUIL, C., VRAC, M., LEK, S. et WADE, A. J. (2010). Statistical downscaling of river flows. *Journal of Hydrology*, 385(1):279 – 291.
- TRENBERTH, K. E. et PAOLINO, D. A. J. (1980). The northern hemisphere sea-level pressure data set : Trends, errors and discontinuities. *Monthly Weather Review*, 108(7):855–872.
- TRIGO, R. M. et PALUTIKOF, J. P. (2001). Precipitation scenarios over iberia : A comparison between direct gcm output and different downscaling techniques. *Journal of Climate*, 14(23):4422–4446.
- TU, M. (2006). *Assessment of the effects of climate variability and land use change on the hydrology of the Meuse river basin*. Thèse de doctorat, VRIJE UNIVERSITEIT and UNESCO-IHE Institute for Water Education.
- TU, M., HALL, M., DE LAAT, P. et DE WIT, M. (2004). Detection of long-term changes in precipitation and discharge in the meuse basin. In *GIS and remote sensing in hydrology, water resources and environment*, pages 169–177. IAHS.
- ULLMANN, A., FONTAINE, B. et ROUCOU, P. (2014). Euro-atlantic weather regimes and mediterranean rainfall patterns : present-day variability and expected changes under cmip5 projections. *International Journal of Climatology*, 34(8):2634–2650.
- van ENGELN, A. et NELLESTIJN, J. (1995). Monthly, seasonal and annual means of the air temperature in tenths of centigrades in de bilt, netherlands, 1706-1995. Rapport technique, KNMI, Climatological Service Division.
- van VLIET, M. T. H., BLENKINSOP, S., BURTON, A., HARPHAM, C., BROERS, H. P. et FOWLER, H. J. (2012). A multi-model ensemble of downscaled spatial climate change scenarios for the dommel catchment, western europe. *Climatic Change*, 111(2):249–277.
- VAZE, J., POST, D., CHIEW, F., PERRAUD, J.-M., VINEY, N. et TENG, J. (2010). Climate non-stationarity – validity of calibrated rainfall–runoff models for use in climate change studies. *Journal of Hydrology*, 394(3):447 – 457.

- VIDAL, J.-P., HINGRAY, B., MAGAND, C., SAUQUET, E. et DUCHARNE, A. (2016a). Hierarchy of climate and hydrological uncertainties in transient low-flow projections. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(9):3651–3672.
- VIDAL, J.-P., HINGRAY, B., MAGAND, C., SAUQUET, E. et DUCHARNE, A. (2016b). Hierarchy of climate and hydrological uncertainties in transient low-flow projections. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(9):3651–3672.
- VIDAL, J.-P., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., BAILLON, M. et SOUBEYROUX, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644.
- WAAGE, M. (2010). Nonstationarity water planning methods. *In Workshop on nonstationarity, hydrologic frequency analysis, and water management. Colorado Water Institute Information Series No. 109.*
- WAAGE, M. D. et KAATZ, L. (2011). Nonstationary water planning : An overview of several promising planning methods<sup>1</sup>. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 47(3):535–540.
- WASSON, J.-G., VILLENEUVE, B., MENGIN, N., PELLA, H. et ANDRÉ, C. (2005). Modèles pressions / impacts - approche méthodologique, modèles d’extrapolation spatiale et modèles de diagnostic de l’état écologique basés sur les invertébrés en rivière (ibgn). Rapport technique, CEMAGREF - Ministère de l’écologie et du développement durable.
- WESTRA, S., THYER, M., LEONARD, M., KAVETSKI, D. et LAMBERT, M. (2014). A strategy for diagnosing and interpreting hydrological model nonstationarity. *Water Resources Research*, 50(6):5090–5113.
- WETTERHALL, F., PAPPENBERGER, F., HE, Y., FREER, J. et CLOKE, H. L. (2012). Conditioning model output statistics of regional climate model precipitation on circulation patterns. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 19(6):623–633.
- WIKISTAT (2016). Classification non-supervisée — wikistat. [En ligne ; Page disponible le 27-août-2017].
- WILBY, R., CHARLES, S., ZORITA, E., TIMBAL, B., WHETTON, P. et MEARN, L. (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods, supporting material of the intergovernmental panel on climate change. Rapport technique, IPCC-TGICA.
- WILBY, R. et WIGLEY, T. (1997). Downscaling general circulation model output : a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21(4):530–548.
- WILBY, R. L. et DESSAI, S. (2010). Robust adaptation to climate change. *Weather*, 65(7):180–185.
- WILCOXON, F. (1945). Individual comparisons by ranking methods. *Biometrics Bulletin*, 1(6):80–83.
- WIND, H. G., NIEROP, T. M., de BLOIS, C. J. et de KOK, J. L. (1999). Analysis of flood damages from the 1993 and 1995 meuse floods. *Water Resources Research*, 35(11):3459–3465.



- WYARD, C., SCHOLZEN, C., FETTWEIS, X., VAN CAMPENHOUT, J. et FRANÇOIS, L. (2017). Decrease in climatic conditions favouring floods in the south-east of belgium over 1959–2010 using the regional climate model mar. *International Journal of Climatology*, 37(5):2782–2796.
- WÓJCIK, R. (2015). Reliability of cmip5 gcm simulations in reproducing atmospheric circulation over europe and the north atlantic : a statistical downscaling perspective. *International Journal of Climatology*, 35(5):714–732.
- XOPLAKI, E., LUTERBACHER, J., PAETH, H., DIETRICH, D., STEINER, N., GROSJEAN, M. et WANNER, H. (2005). European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophysical Research Letters*, 32(15):n/a–n/a. L15713.
- YIOU, P. et MASSON-DELMOTTE, V. (2005). Trends in sub-annual climate variability since the little ice age in western europe. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(10):1001 – 1012.

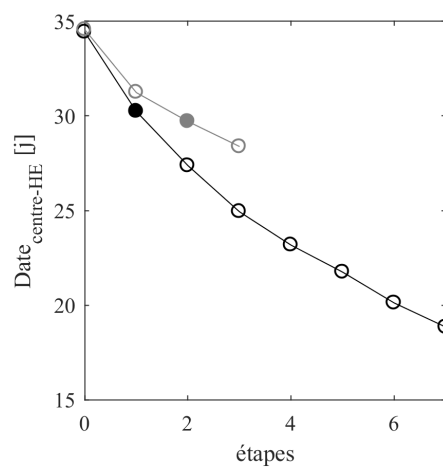
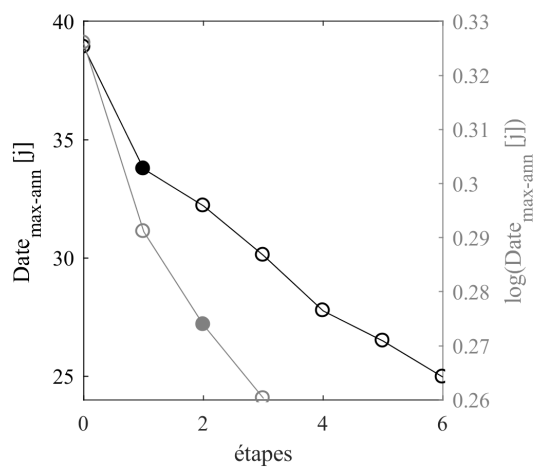
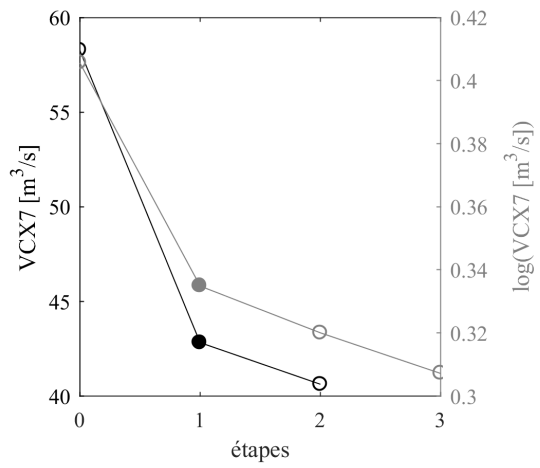
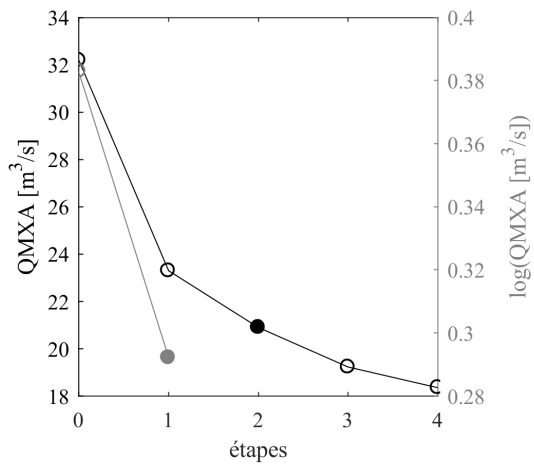
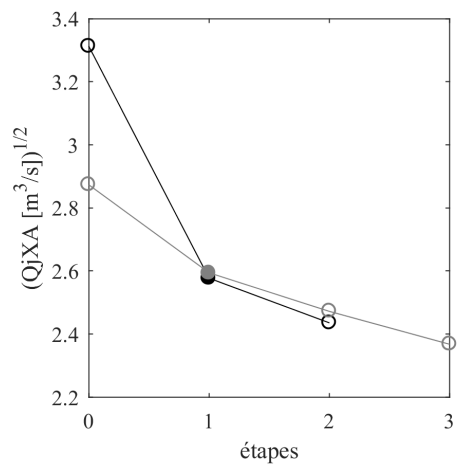
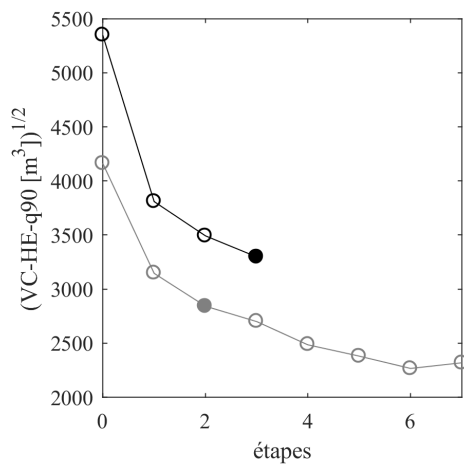
# ANNEXES

## **Annexe A**

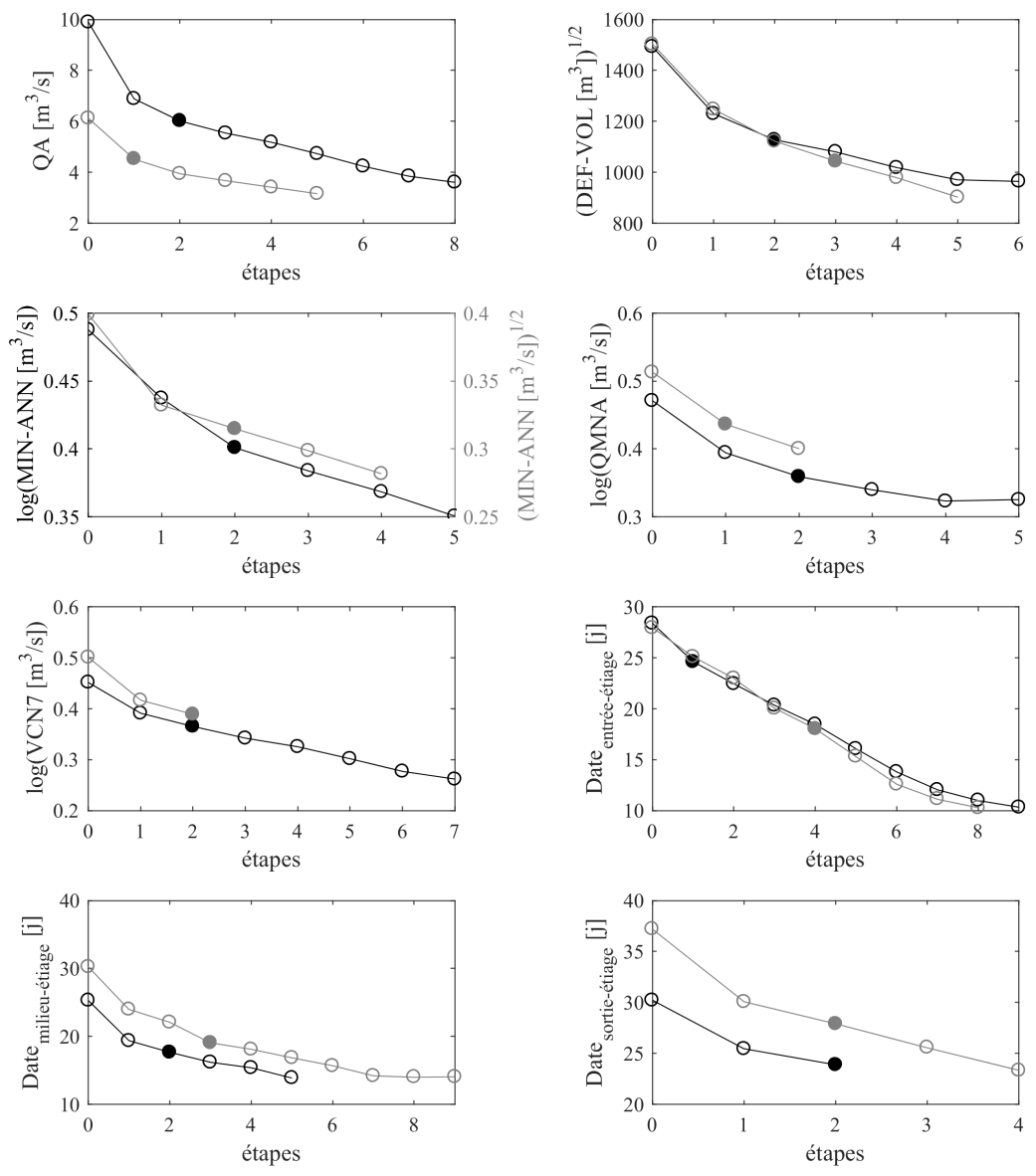
# **Courbes d'optimalité (critère RMSE) des modèles de régression obtenus par régression pas à pas.**

Le premier point du graphique correspond à la valeur de RMSE lorsque le modèle de régression ne comprend qu'une constante. Le rond plein indique l'étape d'arrêt de la régression par jugement expert. La courbe entière représente l'ensemble des étapes proposées par la fonction *interactive stepwise regression* (issue du progiciel Matlab). En gris : l'Ourthe à Tabreux ; en noir : la Meuse à Saint-Mihiel.

### **a) Indices de hautes eaux**



### a) Indices de basses eaux



## **Annexe B**

# **Comparaison des séries de précipitations et de températures prédites par régression sur le GRP avec des séries d'observations climatiques et des séries climatiques reconstruites**

Se référer à la section 5.1.4 pour un commentaire des figures qui suivent.

## B.1 Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel

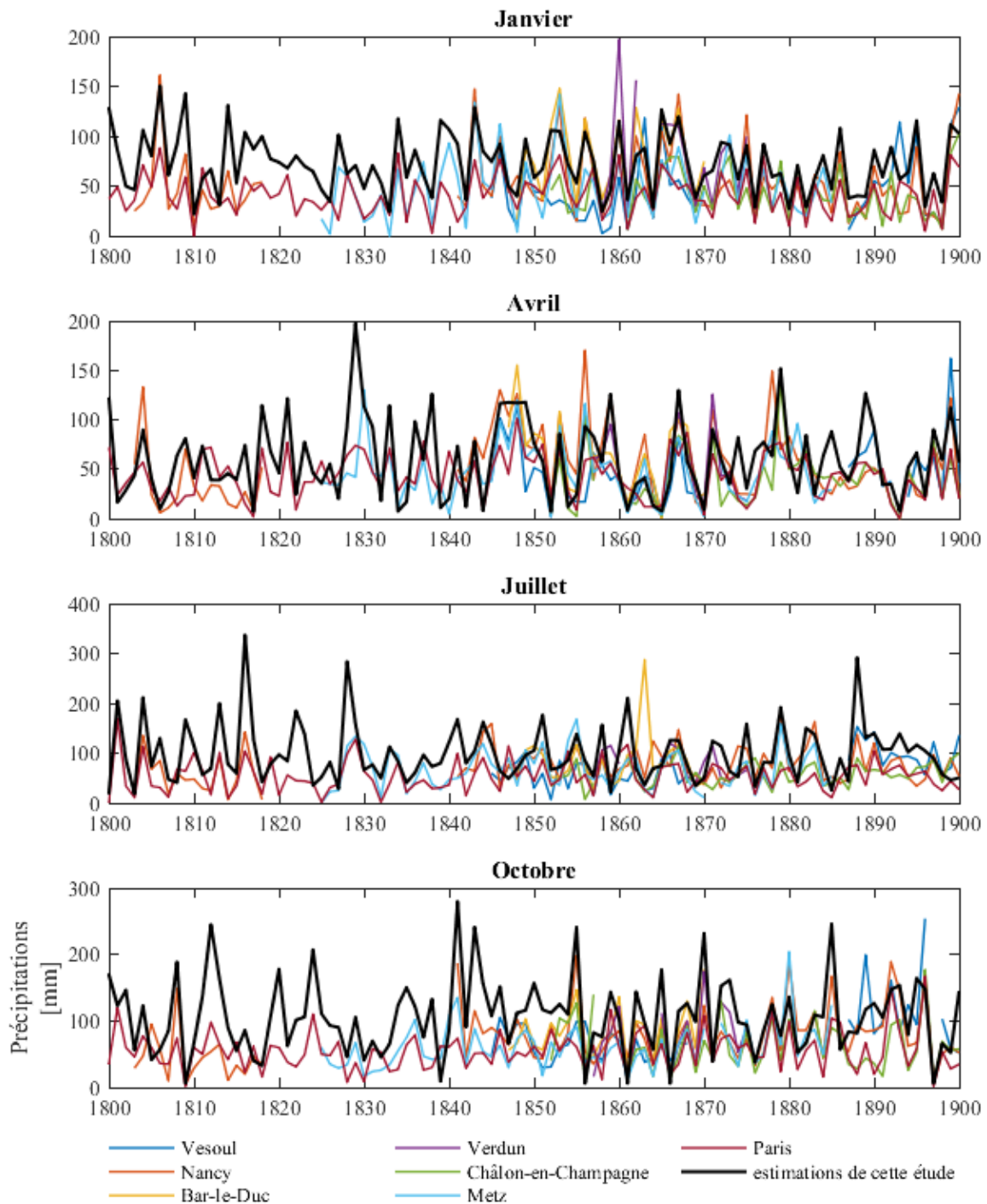


FIGURE B.1 – Comparaison de nos estimations de précipitations avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Janvier, avril, juillet, octobre.

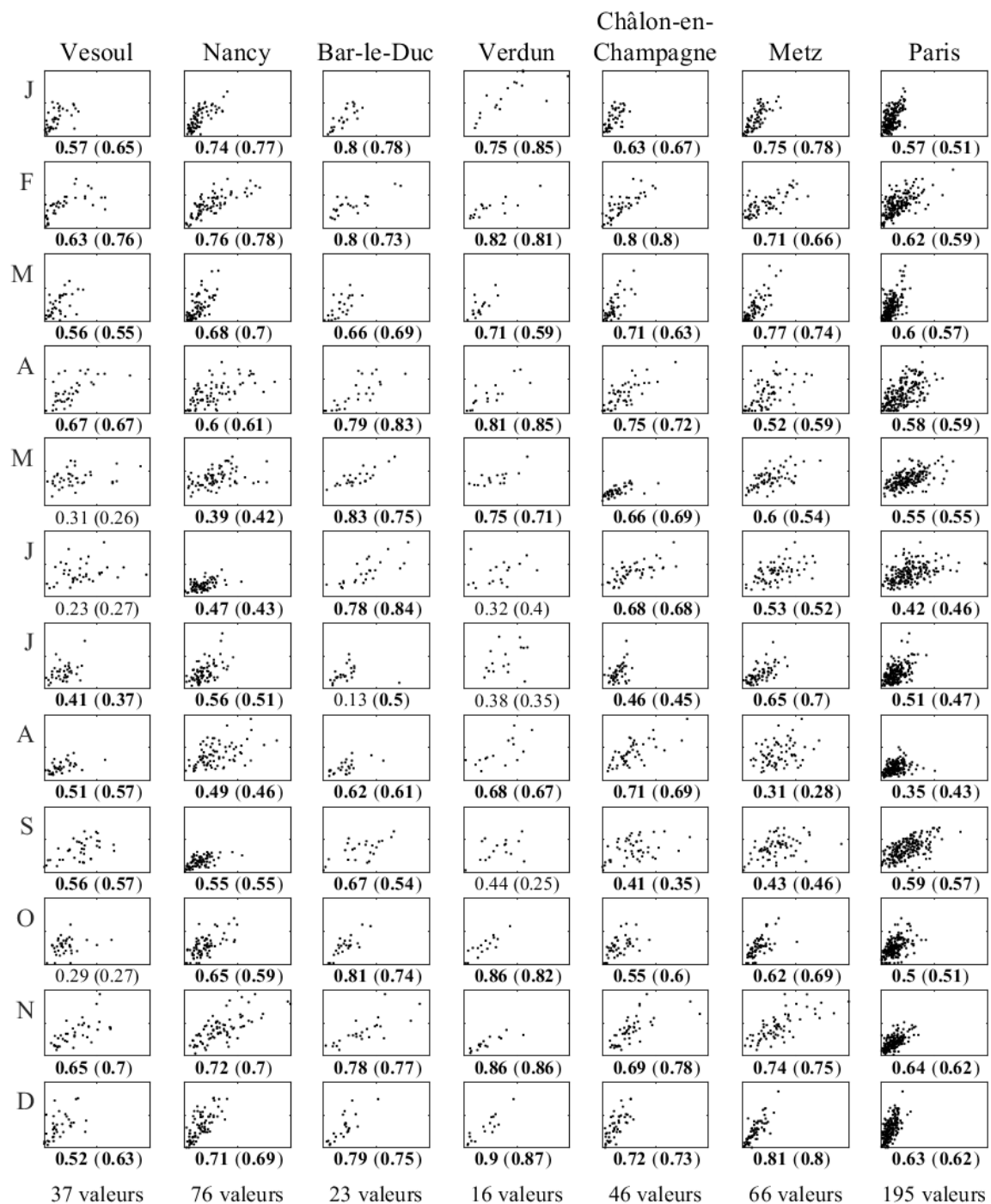


FIGURE B.2 – Nuages de points de nos estimations de précipitations en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d’années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.



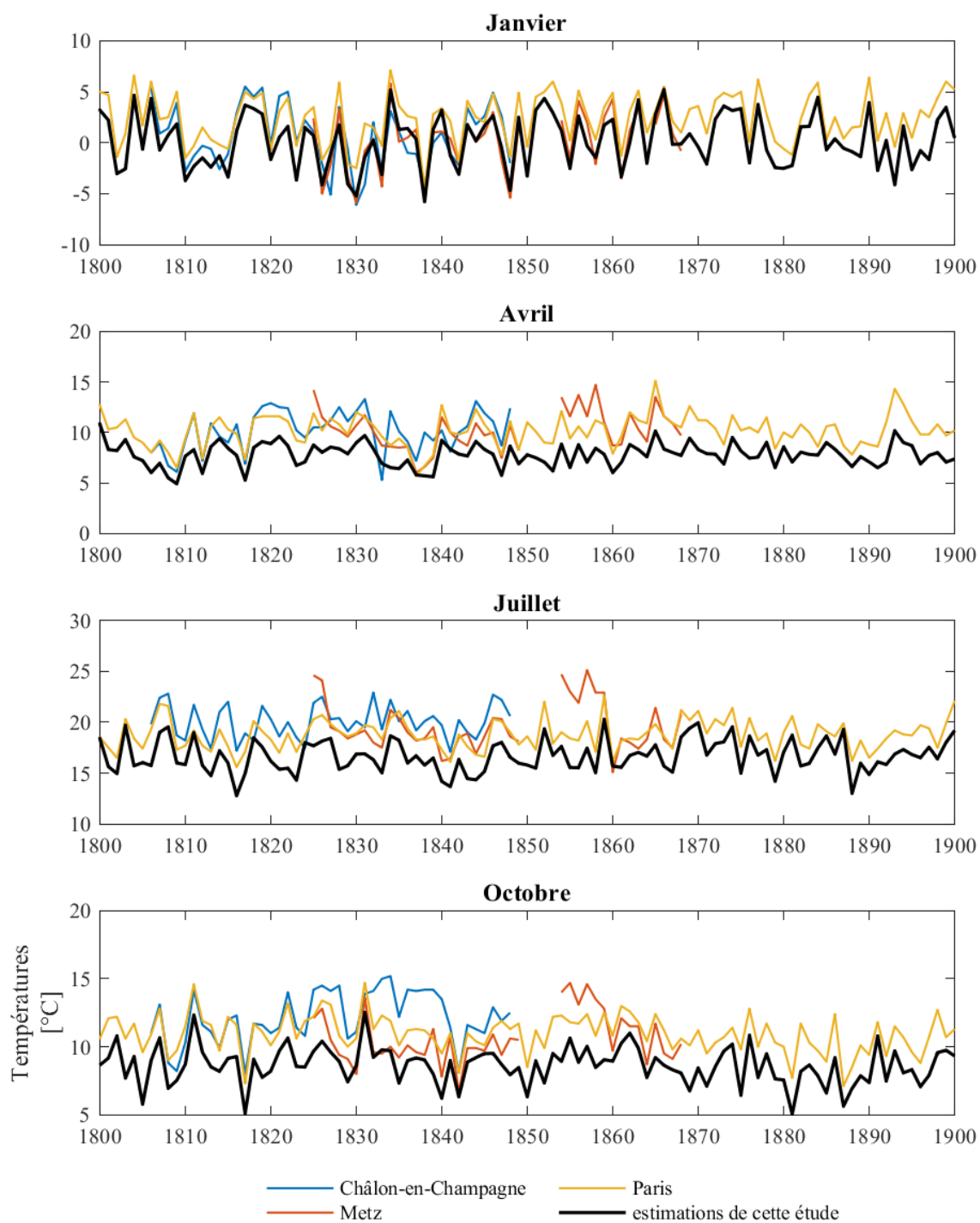


FIGURE B.3 – Comparaison de nos estimations de températures avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Janvier, avril, juillet, octobre.

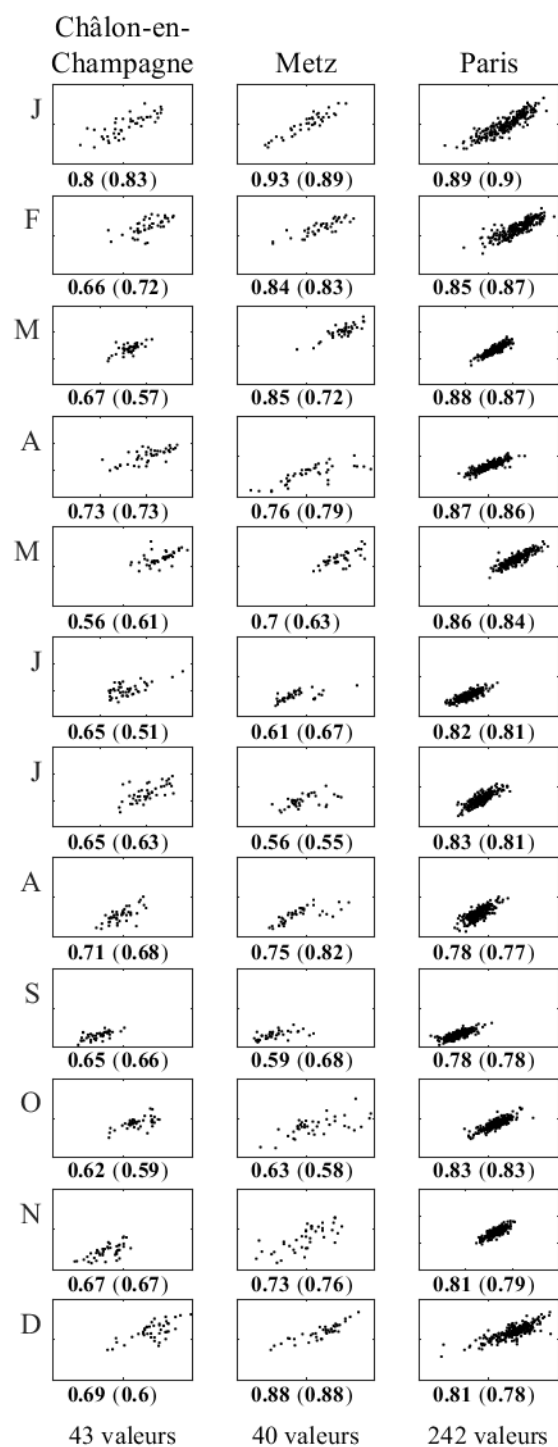


FIGURE B.4 – Nuages de points de nos estimations de températures en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d’années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.

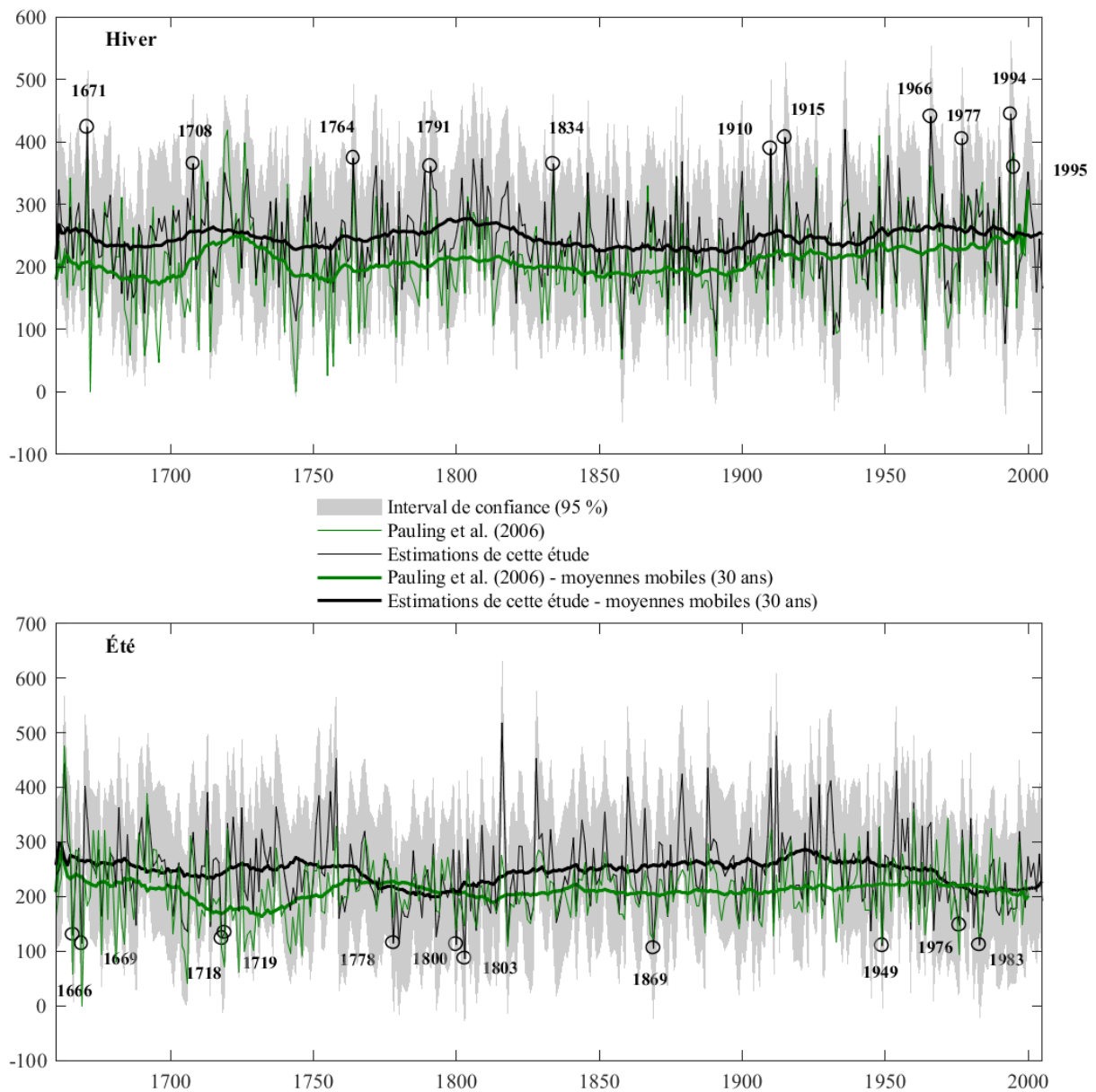


FIGURE B.5 – Comparaison de nos estimations de précipitations avec les données de Pauling *et al.* (2006) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été.

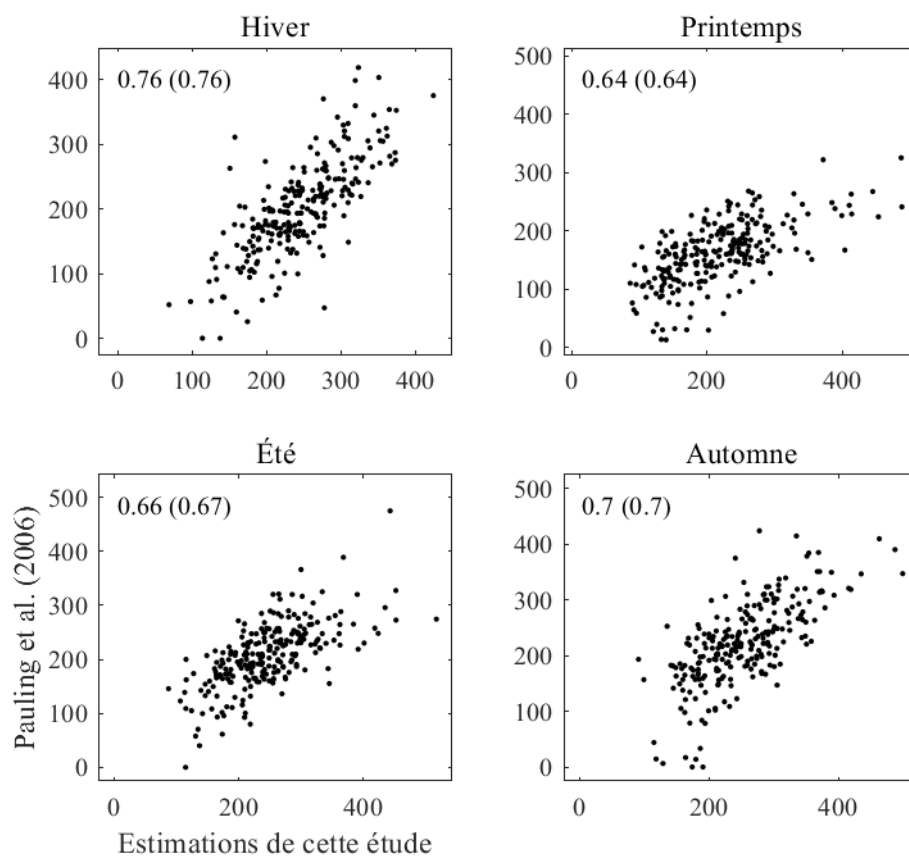


FIGURE B.6 – Nuages de points des séries de Pauling *et al.* (2006) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Pauling *et al.* (2006). La comparaison s'étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.

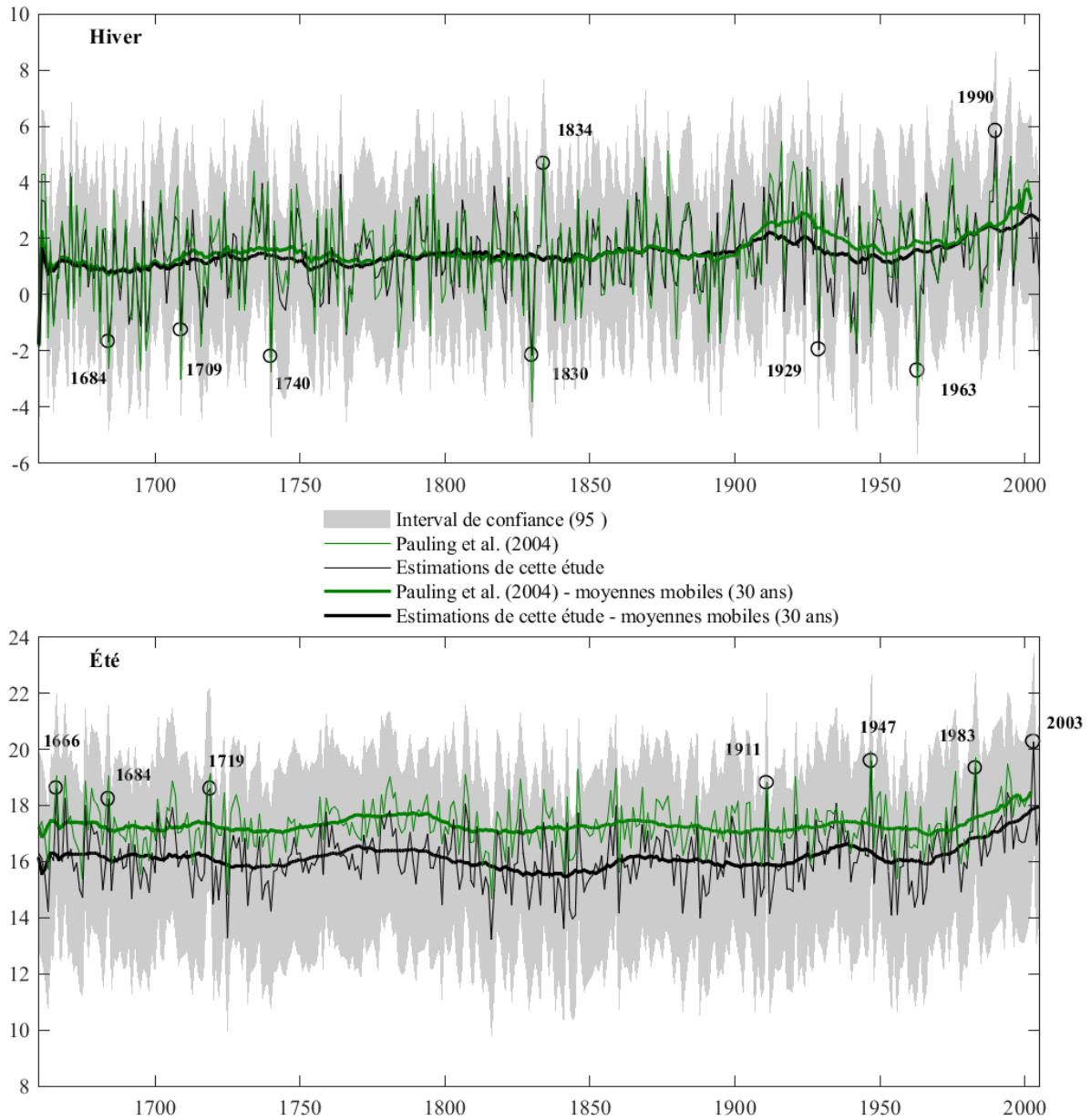


FIGURE B.7 – Comparaison de nos estimations de températures avec les données de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été.

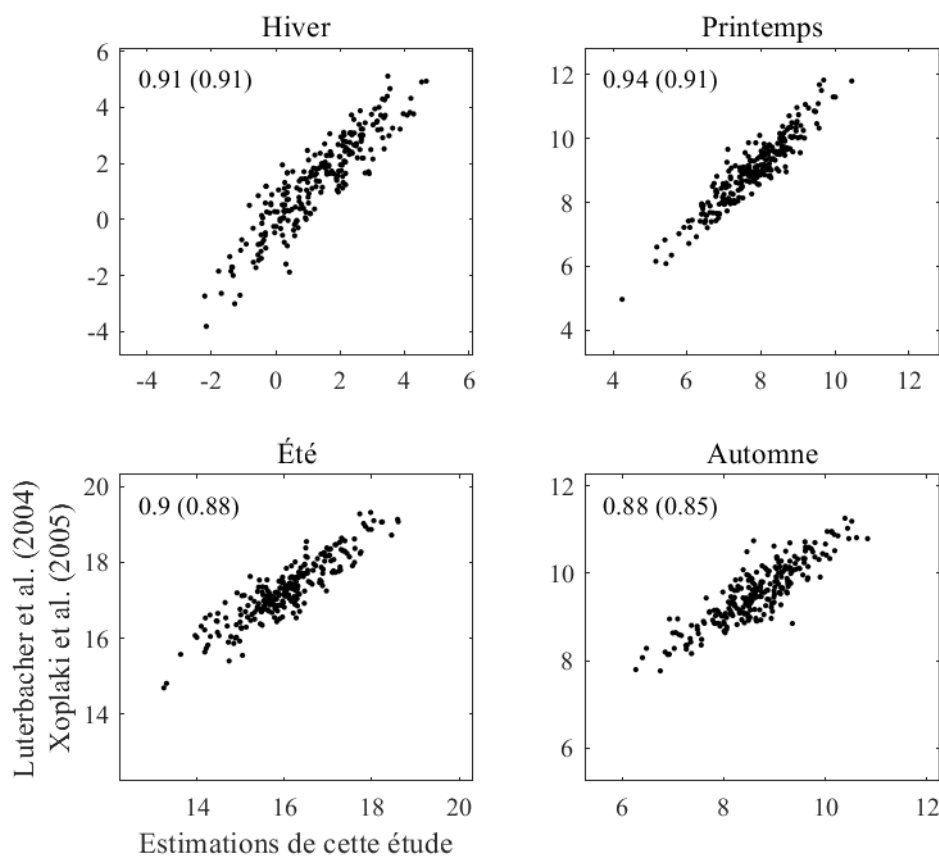


FIGURE B.8 – Nuages de points des séries de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005). La comparaison s'étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.

## B.2 Bassin de l'Ourthe à Tabreux

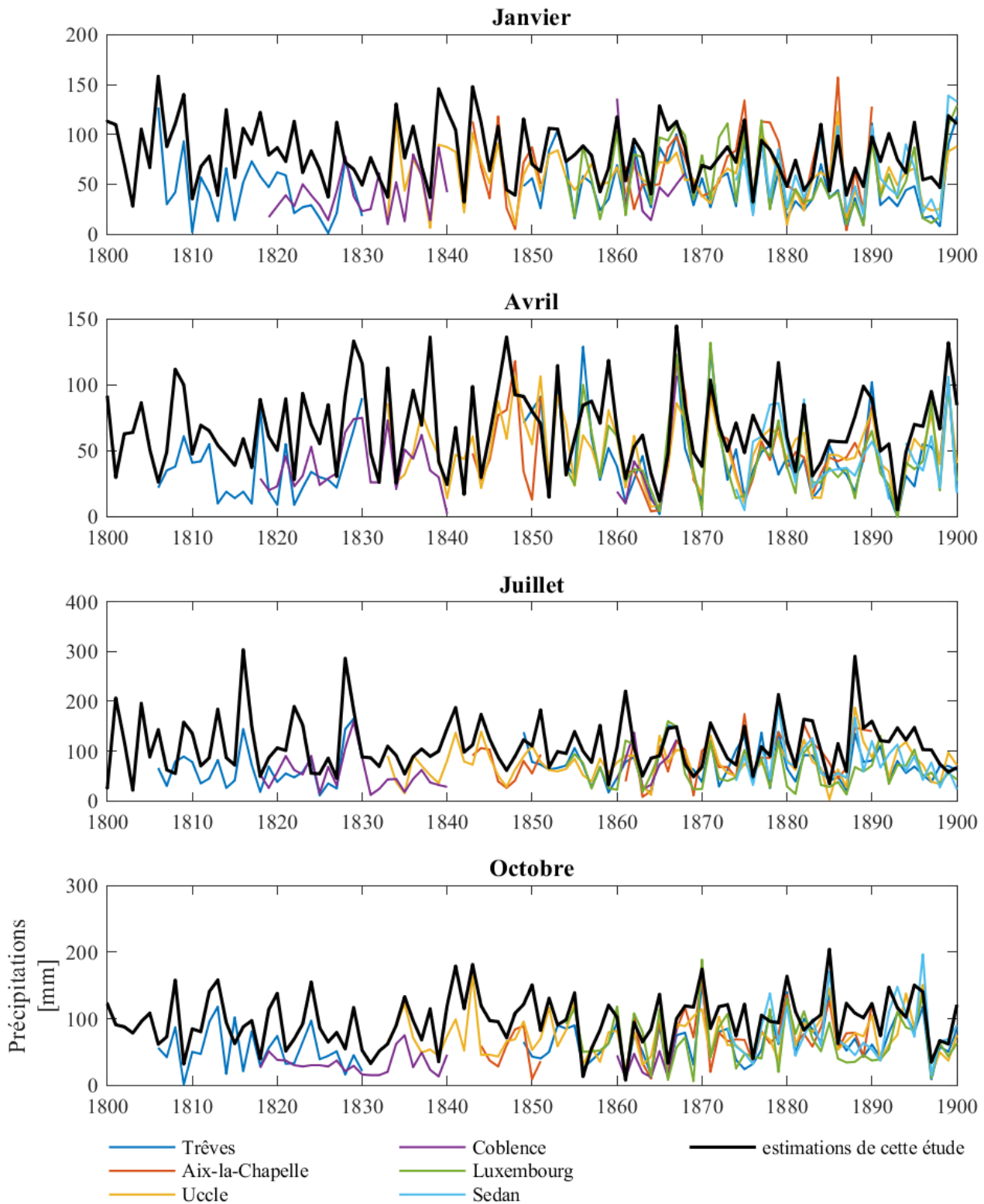


FIGURE B.9 – Comparaison de nos estimations de précipitations avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Janvier, avril, juillet, octobre.

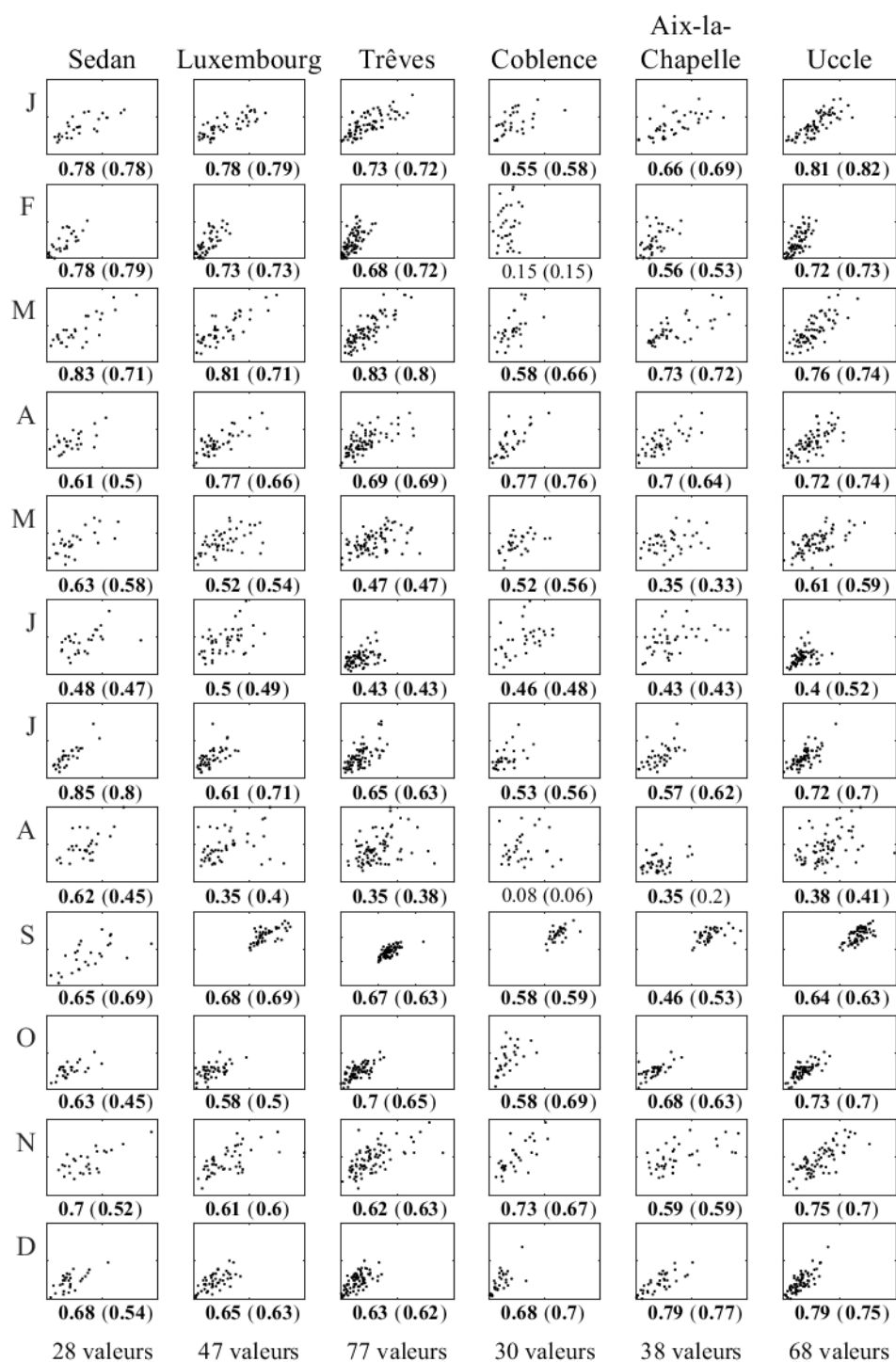


FIGURE B.10 – Nuages de points de nos estimations de précipitations en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d’années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.



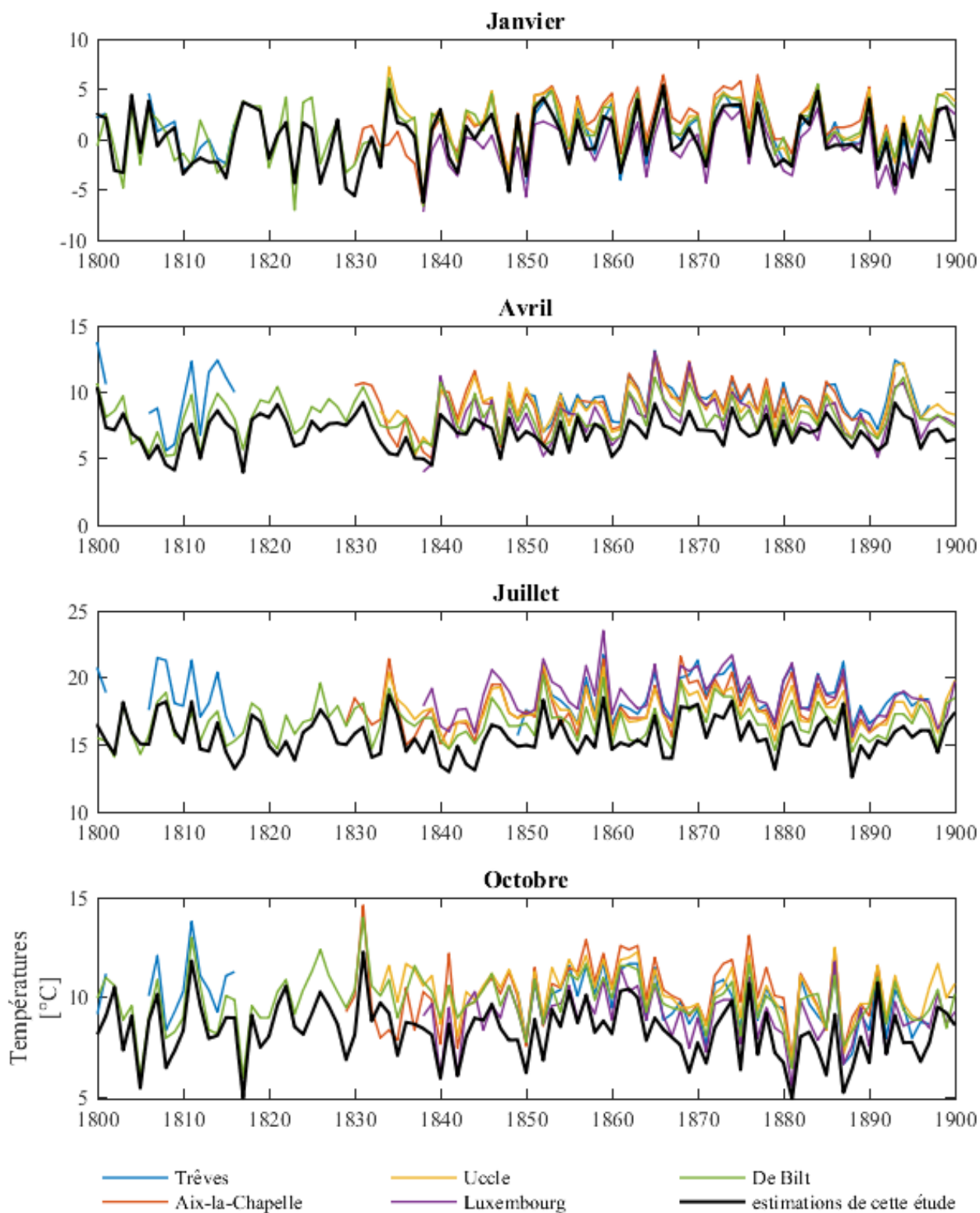


FIGURE B.11 – Comparaison de nos estimations de températures avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux. Janvier, avril, juillet, octobre.

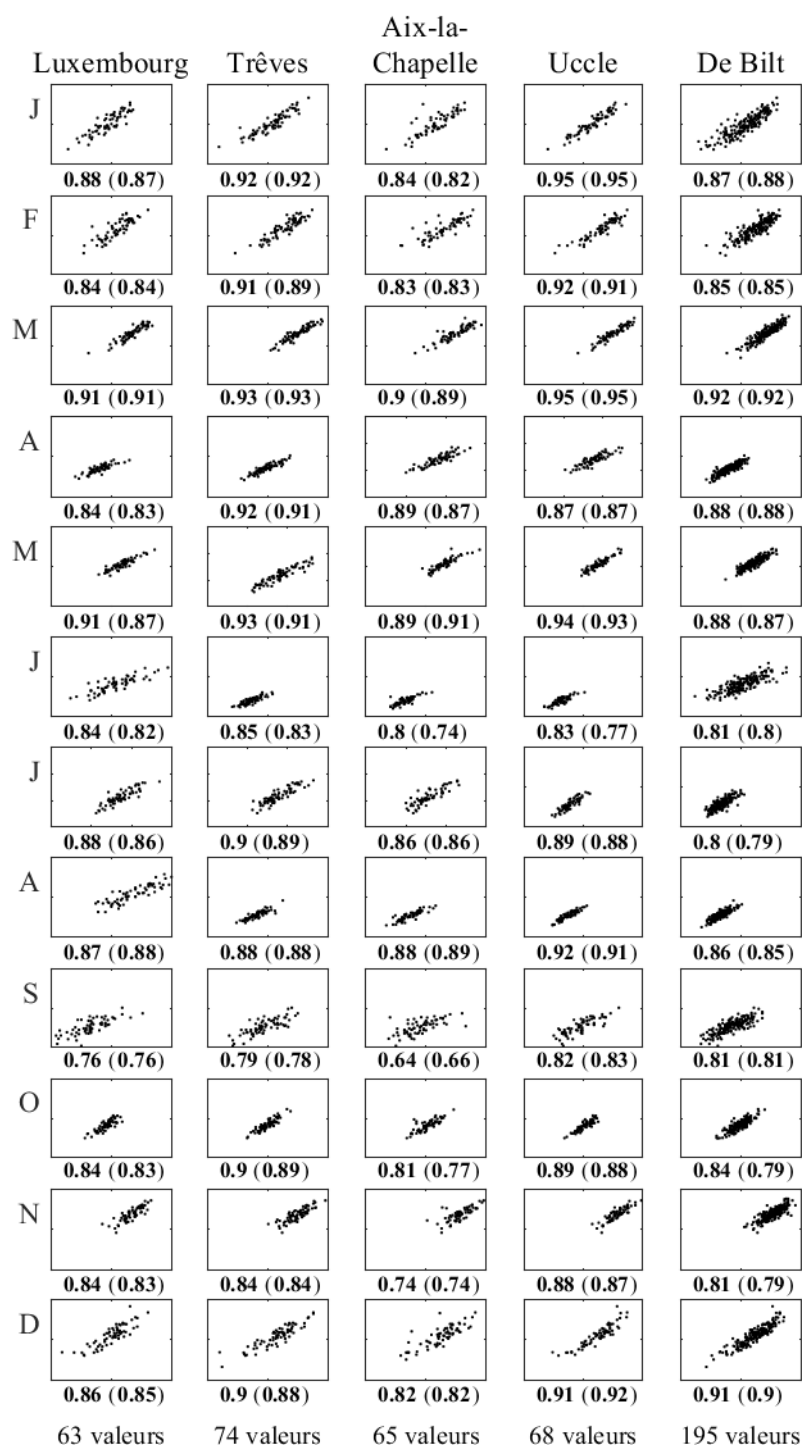


FIGURE B.12 – Nuages de points de nos estimations de températures en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de L’Ourthe à Tabreux. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d’années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.

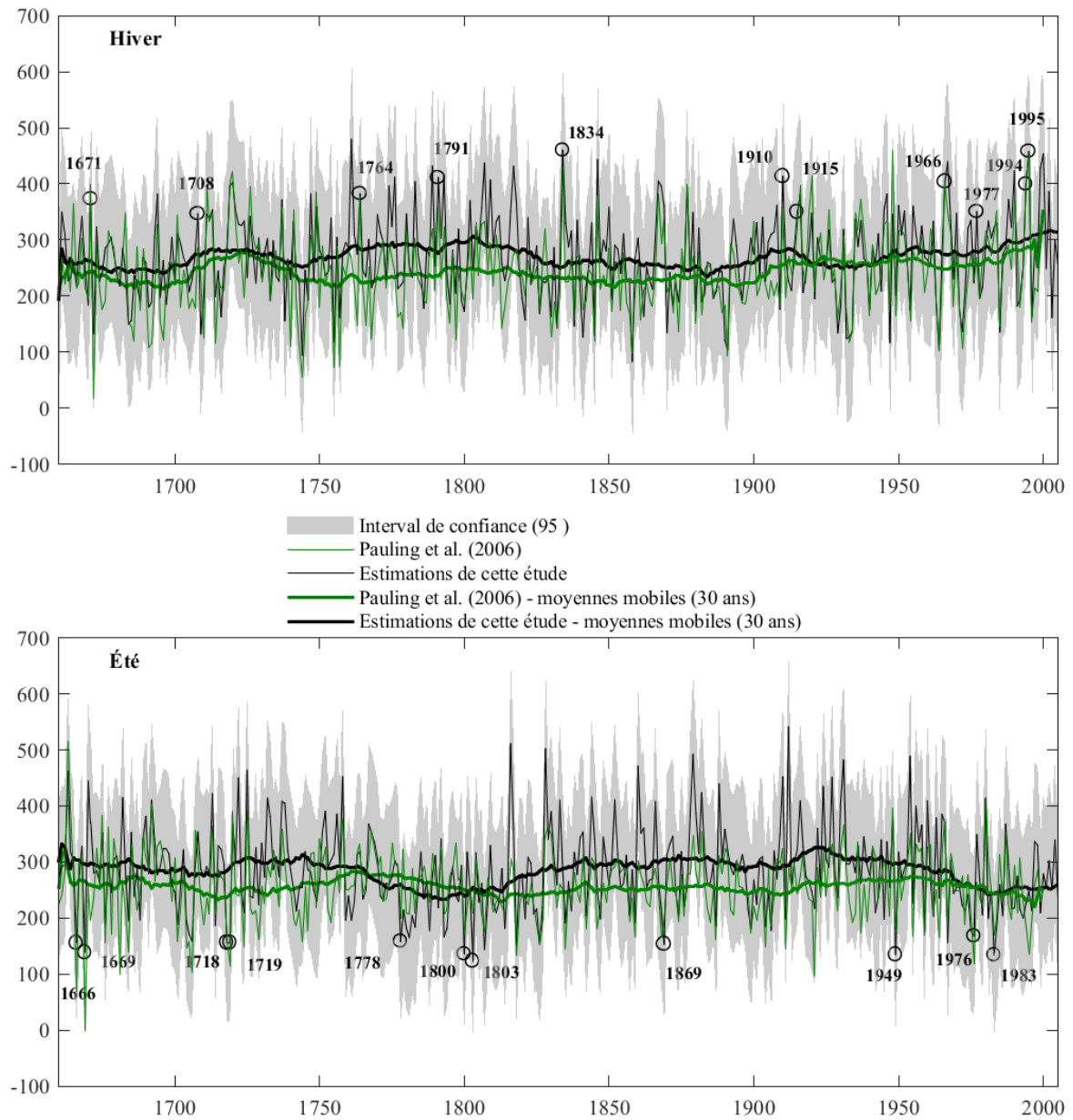


FIGURE B.13 – Comparaison de nos estimations de précipitations avec les données de Pauling *et al.* (2006) pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux. Hiver et été.

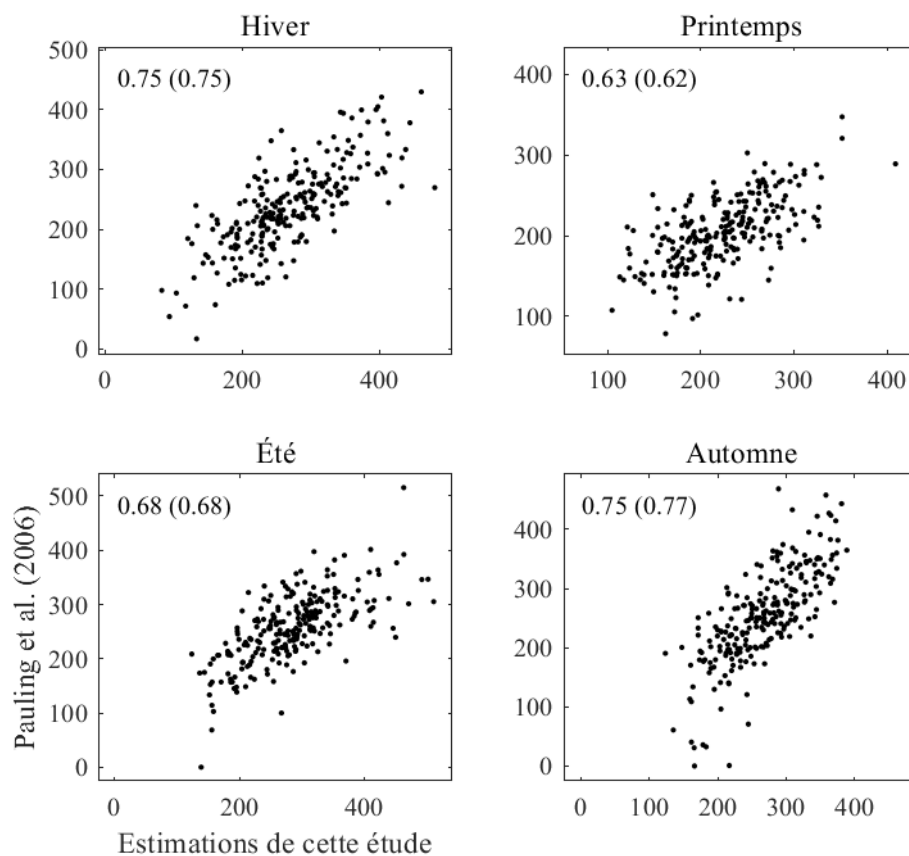


FIGURE B.14 – Nuages de points des séries de Pauling *et al.* (2006) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Pauling *et al.* (2006). La comparaison s’étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.

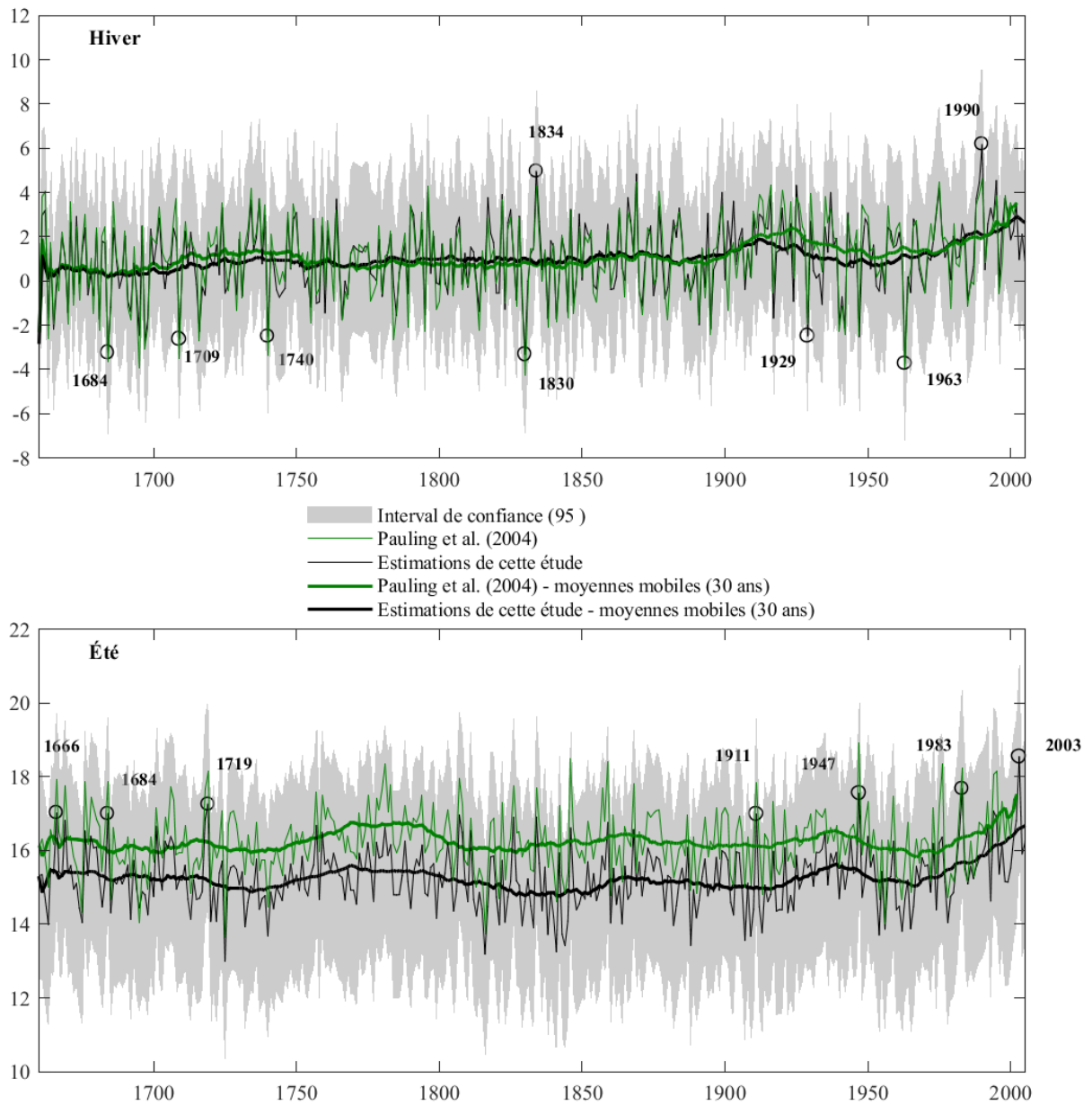


FIGURE B.15 – Comparaison de nos estimations de températures avec les données de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005) pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux. Hiver et été.

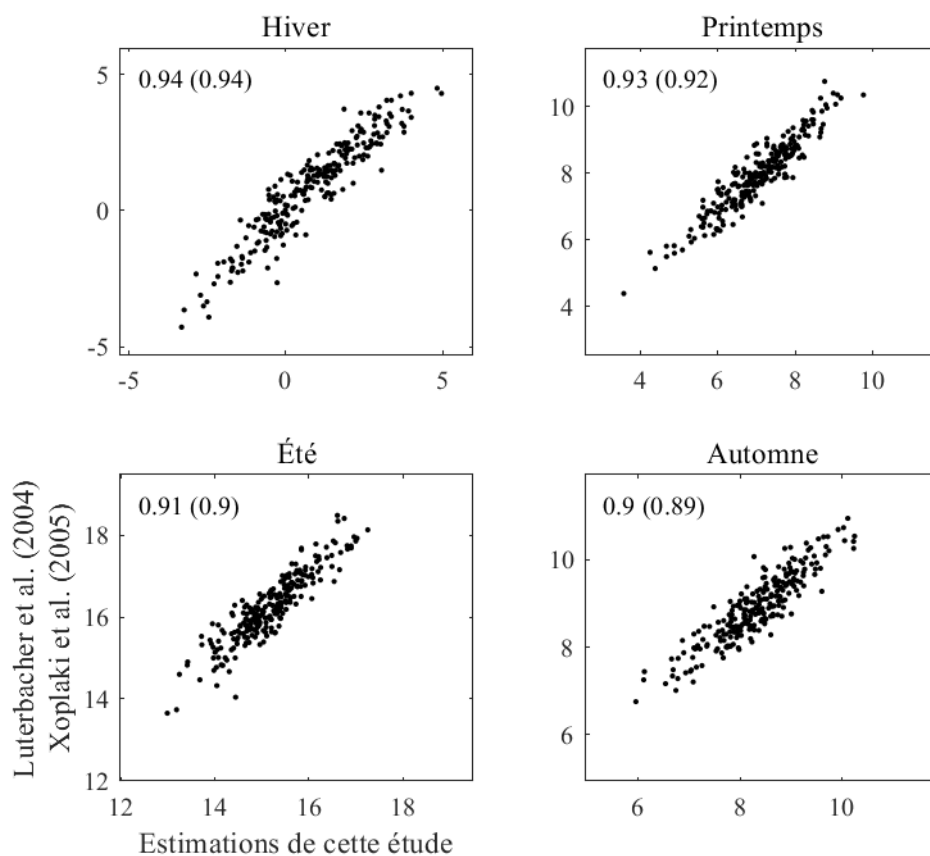


FIGURE B.16 – Nuages de points des séries de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de l’Ourthe à Tabreux. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Luterbacher *et al.* (2004); Xoplaki *et al.* (2005). La comparaison s’étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil  $\alpha$  de 5% sont indiquées en gras.

## **Annexe C**

### **Construction des séries de débits sup-seuil pour les durées 12 h, 1 j, 2 j, 5 j.**

Se référer à la section 7.4.1.1 pour l'explication de la procédure de sélection des critères de durée et de redescente inter-crués.

Les séries de débits sur lesquelles ont été appliquée cette procédure découlent du calcul du débit continuellement dépassé sur une durée  $d$ . Sur le plan pratique, à chaque intervalle glissant de durée  $d$ , le débit minimum a été retenu dans la série finale.

## C.1 Calcul du critère de durée inter-crues $\delta$

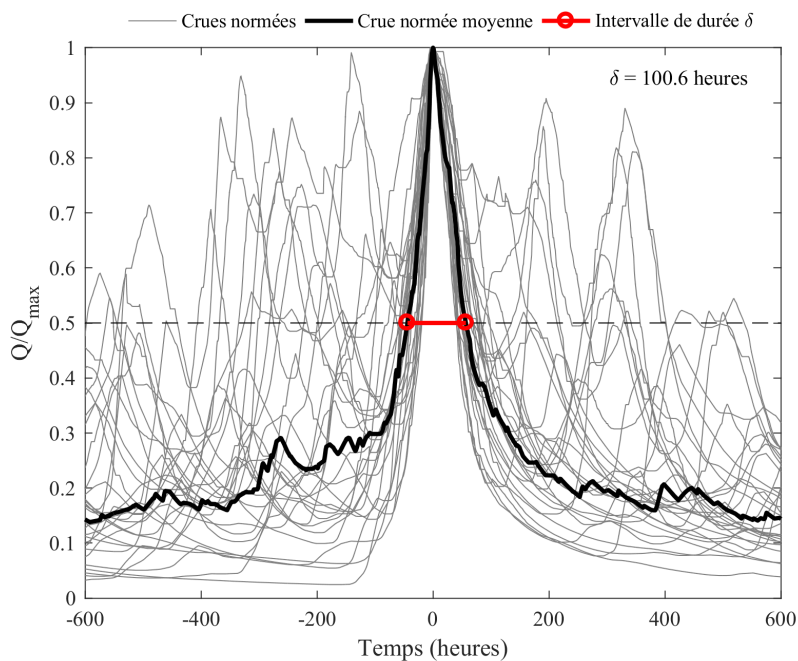


FIGURE C.1 – Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 12 h. Chronique "12 h" simulée de Tabreux (1976-2005).

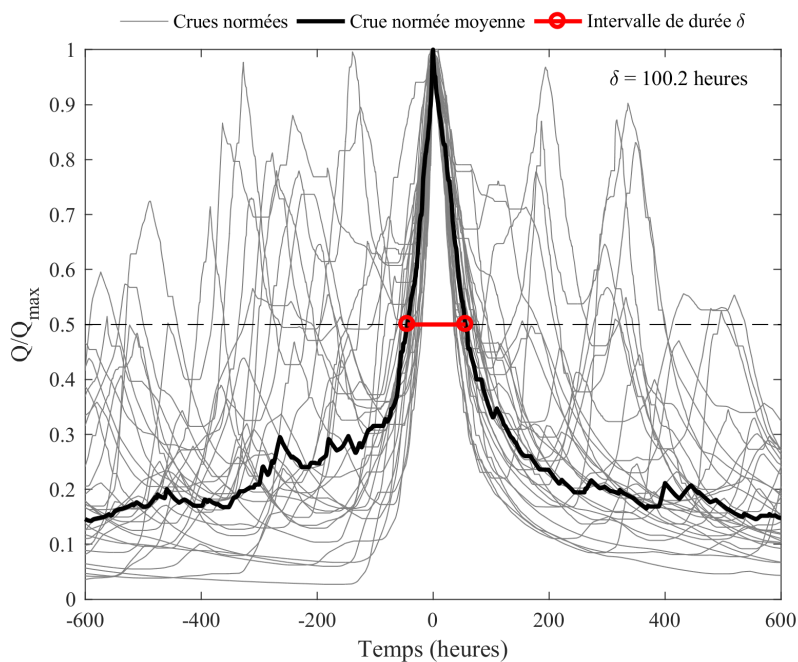


FIGURE C.2 – Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 1 j. Chronique "1 j" simulée de Tabreux (1976-2005).



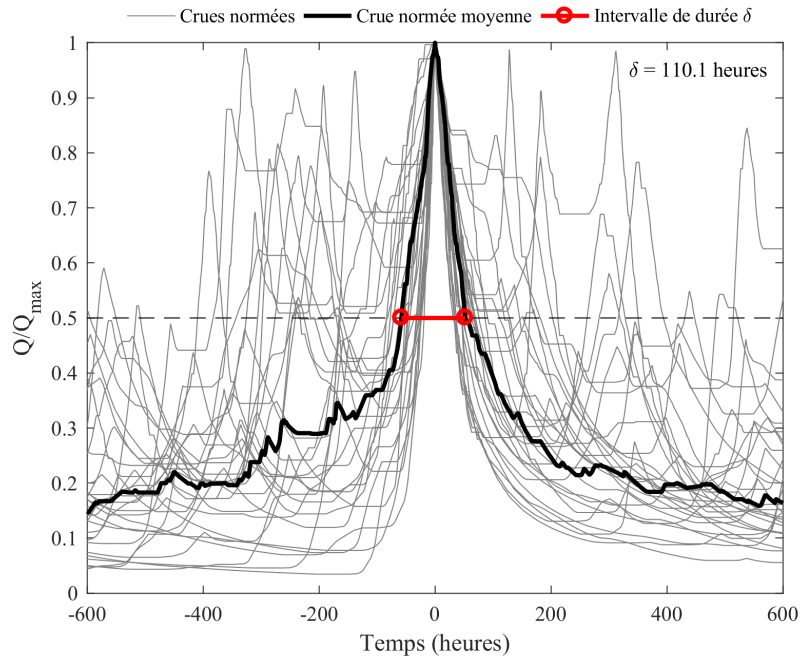


FIGURE C.3 – Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 2 j. Chronique "2 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

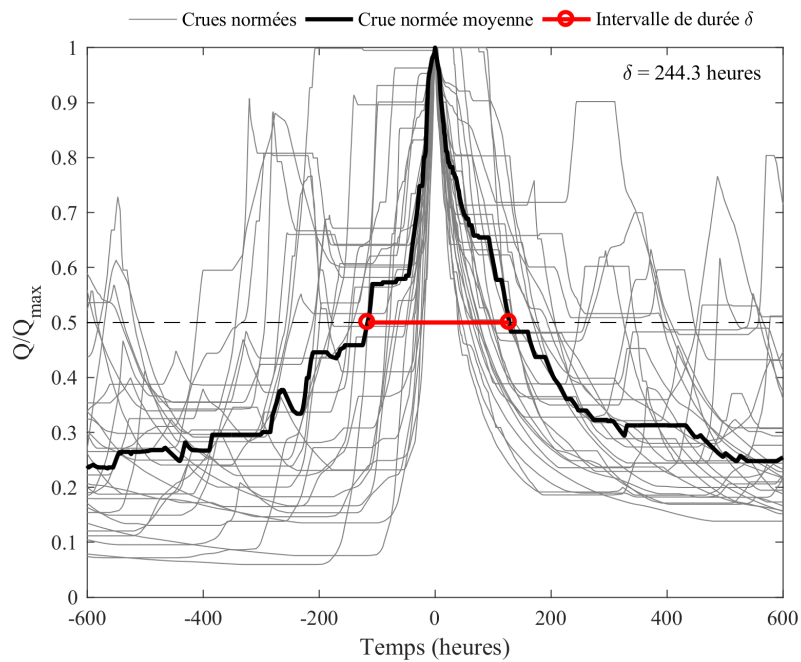


FIGURE C.4 – Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 5 j. Chronique "5 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

## C.2 Calcul du critère de redescente inter-crués $\alpha$

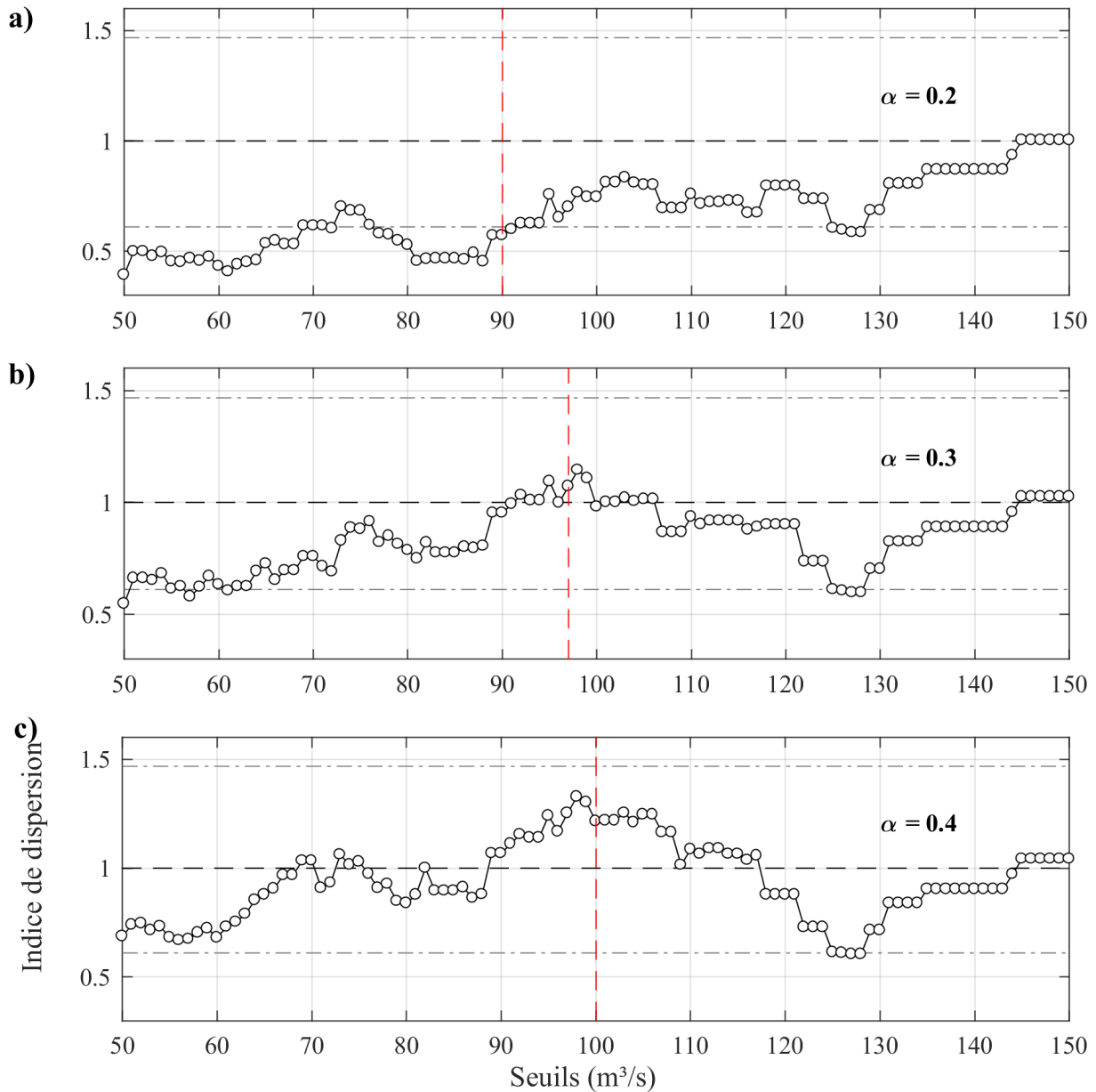


FIGURE C.5 – Résultats du test<sub>ind-disp</sub> pour  $\delta = 110$  h et (a)  $\alpha = 0.2$ , (b)  $\alpha = 0.3$  et (c)  $\alpha = 0.4$ . La ligne en tirets noirs montre la valeur de l'indice de dispersion idéal, les lignes en pointillés-tirets donnent l'intervalle de confiance à 90 %, et la ligne en tirets rouges montre le débit seuil pour respecter un nombre moyen de 2 crues par an. Durée d'intégration : 12 h. Chronique "12 h" simulée de Tabreux (1976-2005).

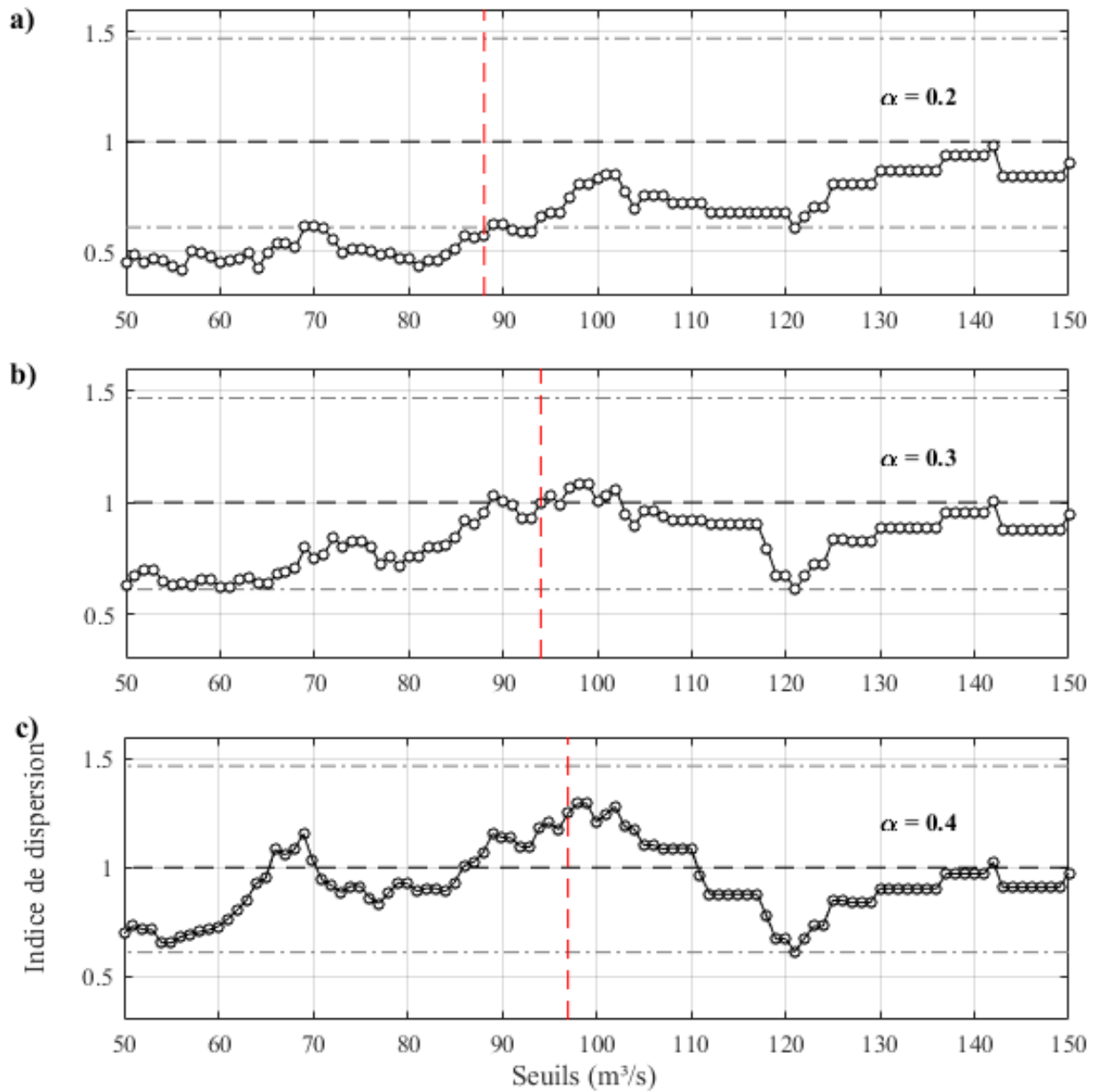


FIGURE C.6 – Idem que Figure C.5. Durée d'intégration : 1 j. Chronique "1 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

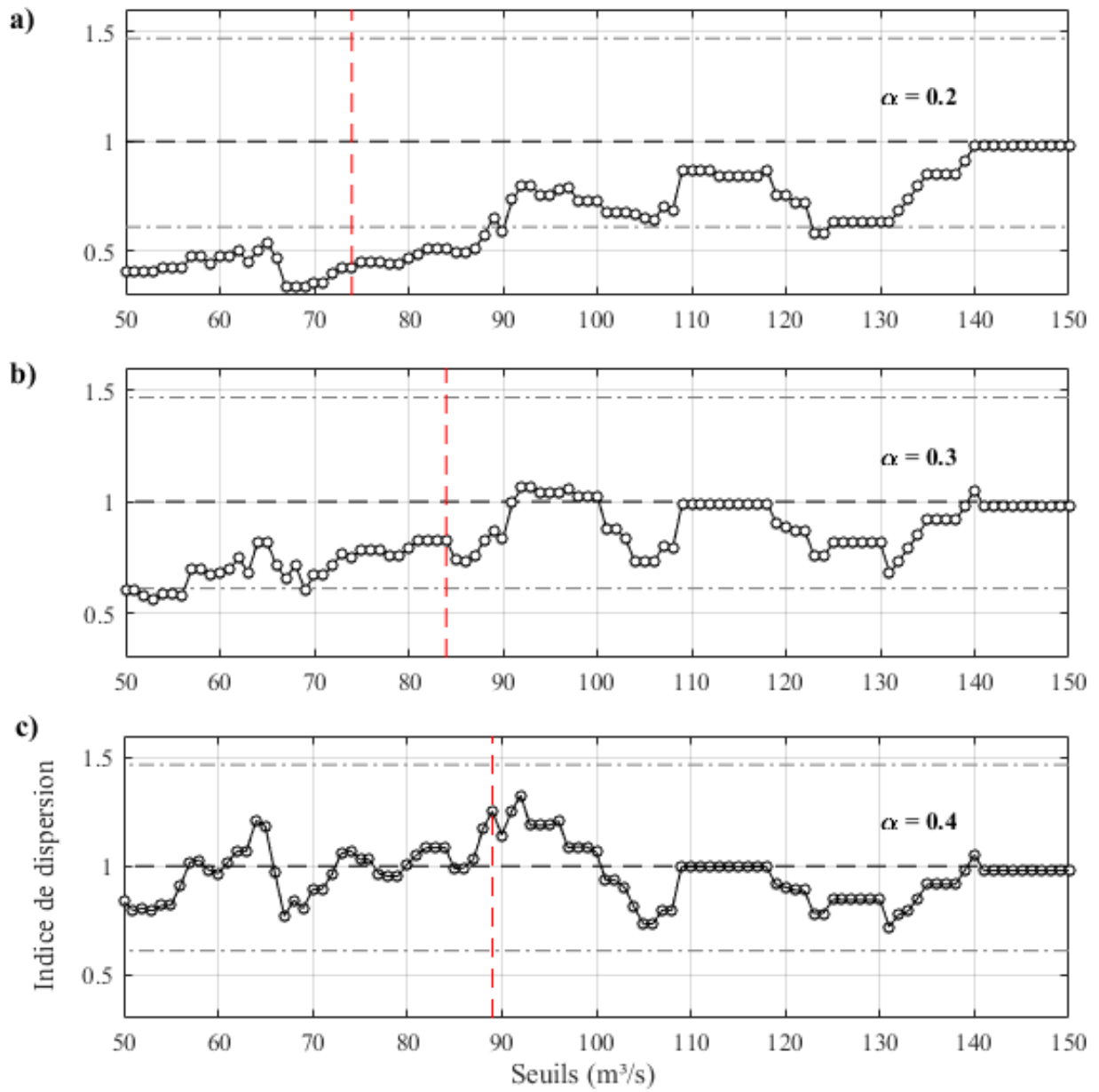


FIGURE C.7 – Idem que Figure C.5. Durée d'intégration : 2 j. Chronique "2 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

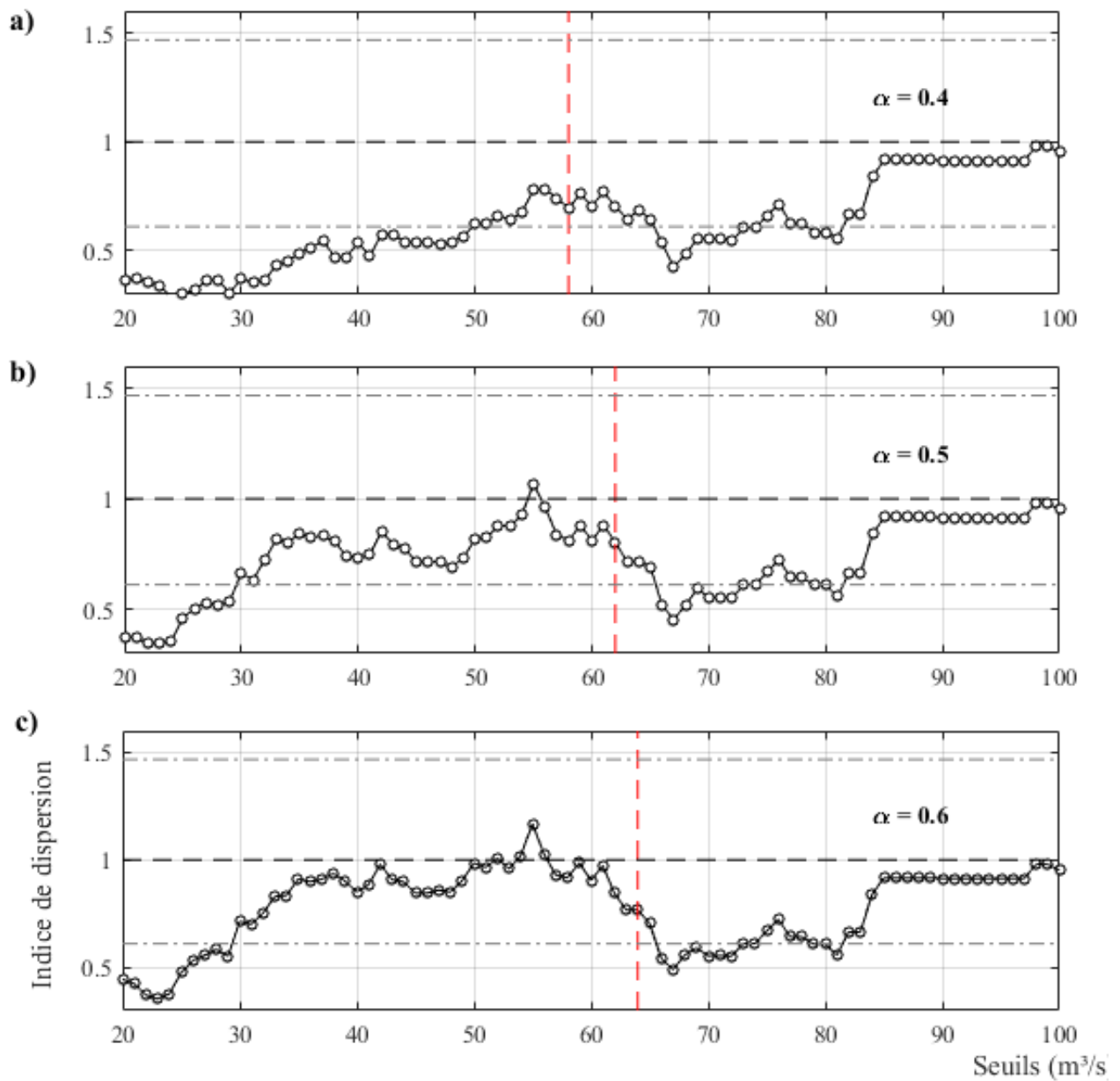


FIGURE C.8 – Idem que Figure C.5.  $\alpha = 0.4$  (a),  $0.5$  (b),  $0.6$  (c). Durée d'intégration : 5 j. Chronique "5 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

### C.3 Test de stationnarité du processus d'occurrence des crues supérieures à un seuil

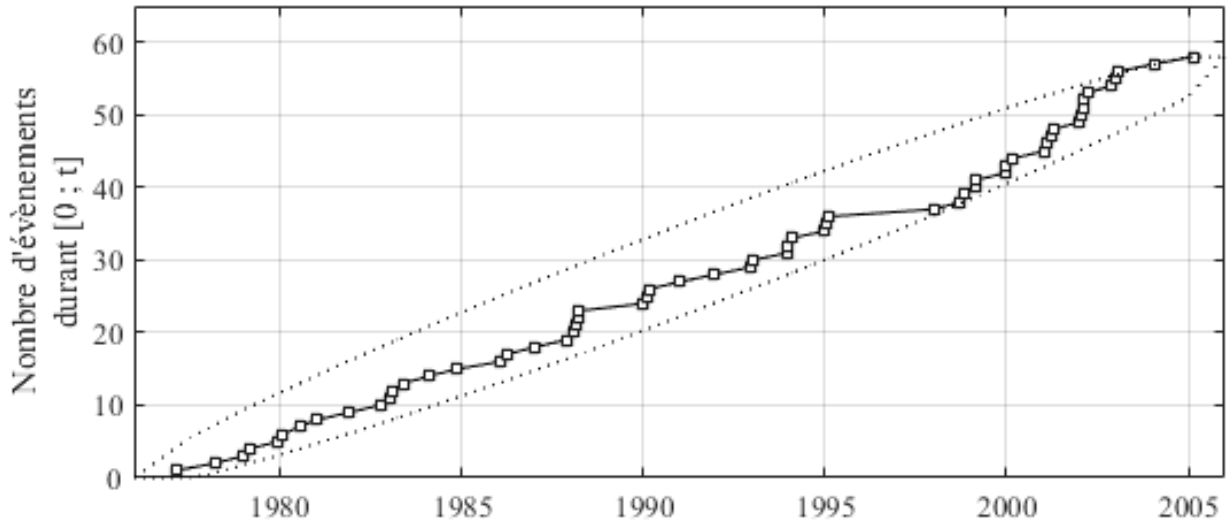


FIGURE C.9 – Résultats du test<sub>proc-occ</sub> pour  $\delta = 110$  h,  $\alpha = 0.3$  et  $S = 97$  m<sup>3</sup>/s . Durée d'intégration : 12 h. Chronique "12 h" simulée de Tabreux (1976-2005).

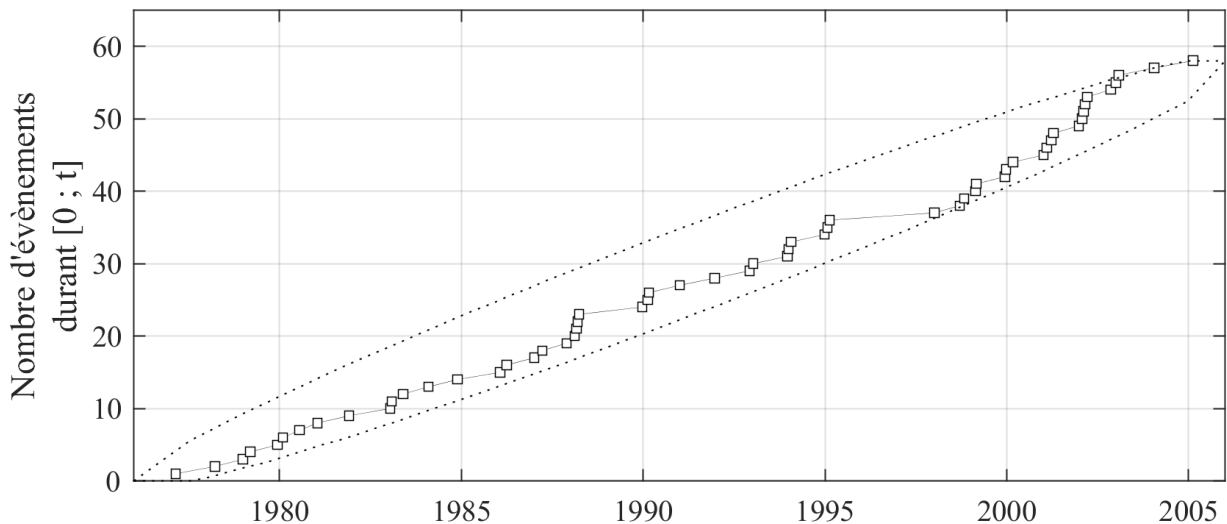


FIGURE C.10 – Résultats du test<sub>proc-occ</sub> pour  $\delta = 110$  h,  $\alpha = 0.3$  et  $S = 94$  m<sup>3</sup>/s . Durée d'intégration : 1 j. Chronique "1 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

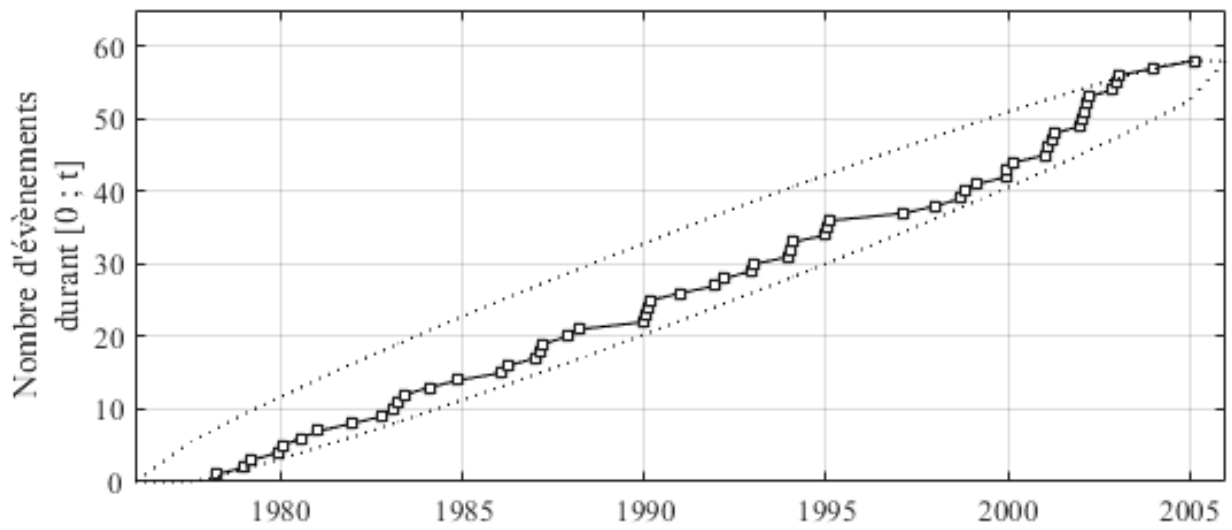


FIGURE C.11 – Résultats du test<sub>proc-occ</sub> pour  $\delta = 115$  h,  $\alpha = 0.3$  et  $S = 84$  m<sup>3</sup>/s . Durée d'intégration : 2 j. Chronique "2 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

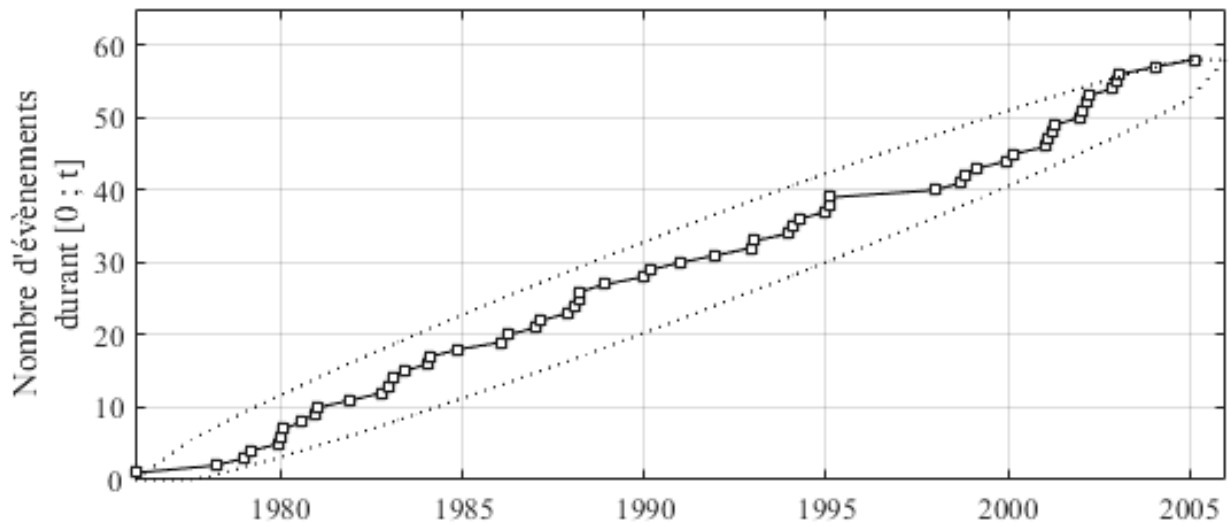


FIGURE C.12 – Résultats du test<sub>proc-occ</sub> pour  $\delta = 250$  h,  $\alpha = 0.5$  et  $S = 62$  m<sup>3</sup>/s . Durée d'intégration : 5 j. Chronique "5 j" simulée de Tabreux (1976-2005).

# Liste des figures

1.1	Température annuelle moyenne du globe en surface simulée à partir de plusieurs modèles CMIP5 de 1950 à 2100 par rapport à la période 1986-2005. Les séries futures ainsi qu'une mesure de l'incertitude (parties ombrées) sont présentées pour les scénarios RCP2,6 (en bleu) et RCP8,5 (en rouge). Le noir (couleur grise) représente l'évolution historique modélisée à l'aide des forçages historiques reconstruits. Les moyennes et incertitudes associées sur la période 2081-2100 sont fournies pour tous les scénarios RCP sous forme de bandes verticales de couleur. Le nombre de modèles CMIP5 utilisés pour calculer la moyenne multimodèle est indiqué. <b>Source : extrait de Figure RID.7 - GIEC (2013b)</b> . . . . .	13
1.2	Moyennes d'ensemble multimodèle (CMIP5) des anomalies de la pression atmosphérique au niveau de la mer (écart 2081-2100 - 1986-2005) de décembre, janvier et février (DJF, ligne du haut) et juin, juillet et août (JJA, ligne du bas), pour les RCP2,6, RCP4,5 et RCP8,5 de gauche à droite. Les hachures désignent des régions où l'anomalie moyenne multimodèle est inférieure à une fois l'écart-type de la variabilité interne. Les points désignent les régions où l'anomalie moyenne multimodèle est supérieure à deux fois l'écart-type de la variabilité interne et où au moins 90 % des modèles s'accordent sur le signe de l'anomalie. <b>Source : Figure 12.18 - Collins <i>et al.</i> (2013)</b> . . . . .	15
1.3	Illustration du concept de l'approche « conique » en comparaison de l'approche « cylindrique ». Source : (Waage et Kaatz, 2011). . . . .	22
1.4	Organisation générale de la thèse. . . . .	25
2.1	Le bassin de la Meuse de la source à son embouchure. Source : Commission Internationale de la Meuse (CIM). . . . .	27
2.2	Photo aérienne de l'inondation de janvier 1995 à Charleville-Mézières. Source : <a href="#">EPAMA-EPTB Meuse</a> . . . . .	29
2.3	Limites du bassin de la Meuse et des sous-bassins jaugés disponibles pour l'étude d'impact hydrologique du changement climatique. . . . .	34



2.4	Débit moyen mensuel de la Meuse à Saint-Mihiel (France) et de l'Ourthe à Tabreux (Belgique) sur la période 1970-2011 . . . . .	35
3.1	Courbes de fréquences cumulées (CDF) des données de la pression au niveau de la mer simulées par les MCG (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille 5°E-50°N. . . . .	42
3.2	Courbes de fréquences cumulées (CDF) des données de Z500 simulées par les MCG (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille 5°E-50°N. . . . .	43
3.3	Courbes des écarts entre les fréquences cumulées des données de $P_{mer}$ simulées par les MCGs (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille 5°E-50°N. . . . .	44
3.4	Courbes des écarts entre les fréquences cumulées des données de Z500 simulées par les MCGs (cf. Tableau 3.1) et des données observées, période 1979-2005, point de grille 5°E-50°N. . . . .	45
3.5	Procédure de post-traitement des sorties de pression des MCGs ( $P_{mer}$ et Z500). . . . .	49
3.6	Procédure de correction des données de pression par une approche quantile-quantile. . . . .	54
3.7	Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer du mois de décembre au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent aux modèles CNRM-CM5 (a) et BNU-ESM (b). . . . .	56
3.8	Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression en temps présent (1979-2005) au niveau de la mer pour le mois de décembre au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent aux modèles CNRM-CM5 (a) et BNU-ESM (b). . . . .	58
3.9	Évolution du RMSE (obs. - sim.) après correction des CFC simulées en temps présent au point de grille central (5°E-50°N). Pour chaque modèle, les courbes sont représentées pour les 12 mois. . . . .	59
3.10	Nuage de corrélation et droite de régression utilisée pour débiaiser les données mensuelles brutes de $P_{mer}$ issues du run forcé RCP 4.5 du modèle CNRM-CM5 (point de grille 5°E-50°N). Les résultats concernent le mois de décembre. . . . .	61
3.11	Nuage de corrélation et droite de régression utilisée pour débiaiser les données mensuelles brutes de $P_{mer}$ issues du run forcé RCP 4.5 du modèle BNU-ESM (point de grille 5°E-50°N). Les résultats concernent le mois de décembre. . . . .	62
3.12	Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer pour les 12 mois de l'année au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent au modèle CNRM-CM5, le forçage est de type RCP4.5. . . . .	63

3.13	Courbes de fréquences cumulées des données mensuelles de pression au niveau de la mer pour les 12 mois de l'année au point de grille central (5°E-50°N). Les runs se rapportent au modèle BNU-ESM, le forçage est de type RCP4.5. . . . .	64
3.14	Boxplots des données de référence (en rouge) et des données simulées futures brutes (en noir) et corrigées (en vert) de la pression mer pour les 13 MCGs utilisés, au point de grille central (5°E-50°N). Le forçage est de type RCP4.5. Période 2006-2100. Pour le nom complet des modèles, se référer au Tableau 3.1. . . . .	66
3.15	Idem que pour la Figure 3.14 mais pour le Z500 . . . . .	67
4.1	Limites des bassins versants étudiés et positionnement des points de grille utilisés pour le calcul de l'indice atmosphérique « pressure gradient force » (PGF) de Kasten-deuch (2007) . . . . .	72
4.2	Chronique annuelle du <i>Paris-London westerly index</i> (P-LWI) reconstitué par Cornes <i>et al.</i> (2013) sur la période 1692-2007 (NB : les données sont manquantes en 1707, de 1717 à 1722 et de 1725 à 1747). La courbe noire correspond à une moyenne glissante sur 20 ans. Le rectangle noir indique la période utilisée pour l'analyse statistique de la liaison climat-écoulement. . . . .	74
4.3	Chronique annuelle des composantes $X_{PGF}$ et $Y_{PGF}$ du « pressure gradient force » (PGF) et de la pression atmosphérique au niveau de la mer au point de grille 5°E, 50°N sur la période 1970-2011. $X_{PGF}$ et $Y_{PGF}$ ont été calculés à partir de la pression au niveau de la mer et d'une grille de 2.5°de résolution. . . . .	76
4.4	Représentation schématique des indices d'écoulement : a) Indices d'étiage ; b) Indices de crue. . . . .	78
4.5	Résultats du modèle de régression pour le débit moyen annuel (QA) de la Meuse à Saint-Mihiel. a) Estimations versus observations ; b) Série temporelle des résidus ; c) Histogramme des résidus ; d) Ajustement des résidus à la loi normale. . . . .	88
4.6	Résultats du modèle de régression pour le débit mensuel minimum annuel (QMNA) de l'Ourthe à Tabreux. a) Estimations versus observations ; b) Série temporelle des résidus ; c) Histogramme des résidus ; d) Ajustement des résidus à la loi normale. . . . .	88
4.7	Boîtes à moustache des indices d'écoulement sous climat observé (période 1971-2000) et sous climat modifié aux horizons 2021-2050 et 2071-2100 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) VC-HE-q90 ; b) QjXA ; c) QMXA ; d) VCX7 ; e) Datemax-ann ; f) Datecentre-HE ; g) QA ; h) DEF-VOL ; i) MIN-ANN ; j) QMNA ; k) VCN7 ; l) Dateentrée-étiage ; m) Datemilieu-étiage ; n) Datesortie-étiage. . . . .	92

4.8	Boîtes à moustache des indices d'écoulement sous climat observé (période 1971-2000) et sous climat modifié aux horizons 2021-2050 et 2071-2100 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) VC-HE-q90 ; b) QjXA ; c) QMXA ; d) VCX7 ; e) Datemax-ann ; f) Datecentre-HE ; g) QA ; h) DEF-VOL ; i) MIN-ANN ; j) QMNA ; k) VCN7 ; l) Dateentrée-étiage ; m) Datemilieu-étiage ; n) Datesortie-étiage. . . . .	93
5.1	Diagrammes ombrothermiques des bassins de la Meuse à Saint-Mihiel et de l'Ourthe à Tabreux établis à partir des données mensuelles de précipitations et température de l'air. . . . .	100
5.2	Coefficients de corrélations $r$ des modèles régressifs mensuels pour la configuration optimale du GRP (prédicteurs issus d'une $P_{mer}$ à $5^\circ$ et d'un $Z500$ à $2.5^\circ$ ). . . . .	108
5.3	Observations et estimations des modèles régressifs mensuels pour la combinaison de prédicteurs $P_{mer}$ ( $5^\circ$ ) - $Z500$ ( $2.5^\circ$ ). Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	110
5.4	Observations et estimations des modèles régressifs mensuels pour la combinaison de prédicteurs $P_{mer}$ ( $5^\circ$ ) - $Z500$ ( $2.5^\circ$ ). Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	111
5.5	Comparaison entre précipitations observées et précipitations estimées par les modèles régressifs - bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) histogrammes des séries observées ; b) histogrammes des séries estimées <i>ante</i> (en gris) et <i>post</i> correction (en vert) des estimations ; c) histogrammes des résidus des estimations <i>ante</i> (en gris) et <i>post</i> correction (en vert) ; d) fonction de correction polynomiale de 2 <sup>nd</sup> degré (courbe verte) ajustée sur les résidus en fonction des estimations triées (points noirs) ; e) nuage de points des estimations triées en fonction des observations triées <i>ante</i> (en gris) et <i>post</i> correction (en vert) ; f) nuage de points des estimations en fonction des observations <i>ante</i> (en gris) et <i>post</i> correction (en vert). . . . .	117
5.6	Comparaison entre températures observées et températures estimées par les modèles régressifs - bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. a) histogrammes des séries observées ; b) histogrammes des séries estimées ; c) histogrammes des résidus des estimations ; d) nuage de points des estimations triées en fonction des observations triées ; e) nuage de points des estimations en fonction des observations. . . . .	118
5.7	Comparaison entre précipitations observées et précipitations estimées par les modèles régressifs - bassin de l'Ourthe à Tabreux. Voir la légende de la Figure 5.5. . . . .	119
5.8	Comparaison entre températures observées et températures estimées par les modèles régressifs - bassin de l'Ourthe à Tabreux. Voir la légende de la Figure 5.6. . . . .	120
5.9	Localisation des séries historiques utilisées. . . . .	124
5.10	Comparaison de nos estimations de précipitations et de température avec les séries historiques de stations météorologiques situées à proximité du bassin de la Meuse à Saint-Mihiel (cf. Tableau 5.5). Mois de janvier. Période de comparaison : 1800-1900. . . . .	126

5.11	Comparaison de nos estimations de précipitations avec les données de Pauling <i>et al.</i> (2006) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été. L'intervalle de confiance à 95% correspond à $\pm 1.96$ écart-type calculé sur la chronique complète des estimations saisonnières. . . . .	128
5.12	Comparaison de nos estimations de températures avec les données de Luterbacher <i>et al.</i> (2004); Xoplaki <i>et al.</i> (2005) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été. L'intervalle de confiance à 95% correspond à $\pm 1.96$ écart-type calculé sur la chronique complète des estimations saisonnières. . . . .	129
5.13	Estimations de précipitations saisonnières obtenues par déploiement des fonctions de transferts. Les valeurs données dans cette figure sont les moyennes mobiles mensuelles de 30 années. Période 1659-1988 à 1976-2005 pour la reconstitution ; période 2006-2035 à 2071-2100) pour l'extrapolation. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. Les données saisonnières ont été calculées par addition des données mensuelles. . . . .	132
5.14	Idem que Figure 5.13, mais pour les estimations de températures de l'air. Les données saisonnières ont été obtenues en moyennant les données mensuelles. . . . .	133
5.15	Estimations de précipitations saisonnières obtenues par déploiement des fonctions de transferts. Les valeurs données dans cette figure sont les moyennes mobiles mensuelles de 30 années. Période 1659-1988 à 1976-2005 pour la reconstitution ; période 2006-2035 à 2071-2100 pour l'extrapolation. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Les données saisonnières ont été calculées en sommant les données mensuelles. . . . .	135
5.16	Idem que Figure 5.15, mais pour les estimations de températures de l'air. Les données saisonnières ont été calculées en moyennant les données mensuelles. . . . .	136
5.17	Boxplots des anomalies mensuelles et annuelles. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	138
5.18	Boxplots des anomalies mensuelles et annuelles. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	139
5.19	Courbe de fréquences cumulées (CFC) des séries de précipitations et de température de l'air quotidiennes perturbées sur la période de référence 1976-2005. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	141
5.20	Courbe de fréquences cumulées (CFC) des séries de précipitations et de température de l'air quotidiennes perturbées sur la période de référence 1976-2005. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	142
5.21	(a) dendrogramme de l'ensemble des branches de la classification. (b) évolution de la distance euclidienne en fonction du nombre de groupes. (c) focus de (a). (d) focus de (b). Le trait en pointillés symbolise la distance correspondant au nombre final de classes retenues. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	145

5.22	(a) dendrogramme de l'ensemble des branches de la classification. (b) évolution de la distance euclidienne en fonction du nombre de groupes. (c) focus de (a). (d) focus de (b). Le trait en pointillés symbolise la distance correspondant au nombre final de classes retenues. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	146
5.23	Classes de scénarios obtenues par CAH. Pour chaque classe sont donnés : les scénarios de précipitations et les scénarios correspondants de température (respect de la période de 30 ans), le numéro de classe, la part des scénarios parmi l'ensemble des scénarios, ainsi que les scénarios médians, retenus comme représentatifs de chaque classe. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	148
5.24	Classes de scénarios obtenues par CAH. Pour chaque classe sont donnés : les scénarios de précipitations et les scénarios correspondants de température (respect de la période de 30 ans), le numéro de classe, la part des scénarios parmi l'ensemble des scénarios, ainsi que les scénarios médians, retenus comme représentatifs de chaque classe. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	149
5.25	Synthese du jeu complet de scénarios (en gris) et des scénarios représentatifs des anomalies de précipitations et températures (en couleur). 13 classes. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	150
5.26	Synthese du jeu complet de scénarios (en gris) et des scénarios représentatifs des anomalies de précipitations et températures (en couleur). 10 classes. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	151
5.27	Structure du modèle GR4J. Source : <a href="#">IRSTEA-HYDRO</a> , Perrin <i>et al.</i> (2003). . . . .	153
5.28	Évolution des indices d'aridité (IA) annuels, des IA moyennés sur des périodes glissantes de 5 années (IA <sub>5 ans</sub> ), et du débit de l'Ourthe à Tabreux. Période 1970-2013. . . . .	156
5.29	Évolution des indices d'aridité (IA) annuels, des IA moyennés sur des périodes glissantes de 5 années (IA <sub>5 ans</sub> ), et du débit de la Meuse à Saint-Mihiel. Période 1971-2010. . . . .	156
5.30	Chronique de l'indice d'aridité pour les scénarios historiques et futurs. Bassin de l'Ourthe à Tabreux . . . . .	159
5.31	Chronique de l'indice d'aridité pour les scénarios historiques et futurs. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	159
5.32	Extraits de chroniques de débits de crue (décembre 1993) et en étiage (été 2003) simulés avec les scénarios de changement climatique et la chronique de référence. (a) scénarios hydrologiques simulés à partir d'une optimisation KGE ; (b) scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus d'une optimisation log(KGE). Les lignes grises symbolisent l'ensemble des scénarios, les courbes oranges montrent ceux issus de la sélection par CAH ( <i>i.e.</i> représentatifs, et la courbe noire montre la situation de référence ( <i>i.e.</i> climat actuel). Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	162

5.33	Idem que pour la Figure 5.32. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	163
5.34	Courbes de fréquences cumulées des débits simulés pour les scénarios et la série de référence. (a) Ensemble de la gamme des quantiles ; (b) idem avec un focus sur les débits intermédiaires (quantiles : 0.2-0.8) ; (c) idem avec un focus sur les bas débits (quantiles : 0-0.05) ; (d) idem avec un focus sur les plus hauts débits (quantiles : 0.99-1). Les figures (a) et (b) montrent les scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus des optimisations KGE et log(KGE) ; la figure (c) concerne les scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus des optimisations log(KGE) ; la figure (d) concerne les scénarios hydrologiques simulés à partir des jeux de paramètres issus des optimisations KGE. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	164
5.35	Idem que pour la Figure 5.34. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	165
5.36	Comparaison des séries observées et simulées utilisées pour l'analyse fréquentielle. (a) Débit journalier maximum annuel (Qjxa) ; (b) débit moyen sur 7 jours minimum annuel (VCN7). Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	166
5.37	Comparaison des séries observées et simulées utilisées pour l'analyse fréquentielle. (a) Débit journalier maximum annuel (Qjxa) ; (b) débit moyen sur 7 jours minimum annuel (VCN7). Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	167
5.38	Courbes de fréquences cumulées des débits fréquents pour les 2034 scénarios climatiques : Débit journalier maximum annuel (Qjxa) de temps de retour 10 ans, 25 ans et 100 ans ; débit moyen sur 7 jours minimum annuel (VCN7) de temps de retour 2 ans, 5 ans et 10 ans. Les lignes en tirets symbolisent les valeurs de la période de référence, et les lignes en pointillés indiquent la fréquence cumulée associée à ces valeurs. Les ronds désignent les scénarios climatiques représentatifs issus de la CAH. Les ronds noirs indiquent des scénarios historiques. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	168
5.39	Idem que pour la Figure 5.38. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	169
5.40	Surface de réponse du débit de crue de fréquence de retour 25 ans (Qjxa <sub>25 ans</sub> ) en fonction de l'évolution des précipitations mensuelles hivernales et annuelles. Les points noirs symbolisent les scénarios futurs pour la période 1971-2100. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	171
5.41	Idem que pour la Figure 5.40. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	172
5.42	Surface de réponse du VCN7 de fréquence de retour 10 ans (VCN <sub>5 ans</sub> ) en fonction de l'évolution des précipitations mensuelles estivales et annuelles. Les points noirs symbolisent les scénarios futurs pour la période 1971-2100. Bassin de l'Ourthe à Tabreux. . . . .	174
5.43	Idem que pour la Figure 5.43. Bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. . . . .	175

6.1	Carte de la population touchée par une inondation pour une crue de temps de retour 25 ans : nombre de personnes situées en zone inondable (source : <a href="#">Géoportail de la Wallonie</a> ) . . . . .	186
6.2	Camping au bord de l’Ourthe à la Roche-en-Ardenne (source : <a href="#">Camping Benelux</a> ) . . . . .	187
6.3	Localisation du tronçon dans le bassin de l’Ourthe à Tabreux . . . . .	188
6.4	Occupation du sol aux abords du tronçon de l’Ourthe Hotton-Tabreux. . . . .	190
6.5	Découpage du bassin de l’Ourthe à Tabreux en sous bassins et localisation des stations hydrométriques utilisées. . . . .	194
6.6	Synthèse de la procédure visant à établir la condition limite amont du modèle hydraulique pour le tronçon Hotton-Tabreux. . . . .	195
6.7	Boxplots des durées observées entre pics de crues des stations indiquées et de la station de Tabreux. Crues sélectionnées dans la période 1979-2012. Boîtes : intervalle 1 <sup>er</sup> -3 <sup>ème</sup> quartiles ; lignes : intervalle minimum-maximum ; cible : médiane. . . . .	196
6.8	Comparaison du volume des apports hydrologiques pour 4 événements de crues. Pour chaque crue, le coefficient entre le volume de Durbuy et celui de Tabreux par rapport au volume des apports amont respectifs est indiqué (coef <sub>du</sub> et coef <sub>ta</sub> avec ho : Hotton et du : Durbuy). . . . .	198
6.9	Nuage de point débits à Tabreux vs débit « partiels » à Tabreux ( $Q_{\text{Tabreux}} - (Q_{\text{Hotton}} + Q_{\text{affluents}})$ ). Période : septembre 2011 - août 2013. . . . .	200
6.10	Courbes de tarages élaborées par le SETHY, station de Tabreux. Période : 1988-2016. 25 courbes. De la période la plus ancienne (bleu) à la plus récente (jaune). . . . .	202
6.11	Comparaison des débits observés ( $Q_{\text{obs}}$ ) et simulés ( $Q_{\text{sim-hydraulique}}$ ) à la station de Tabreux par le modèle hydraulique (pas de temps journalier, période septembre 2009 - août 2013), et ajustement d’une équation polynomiale de 2 <sup>nd</sup> degré entre altitude de surface libre (Alt. SL) et débit simulé à Tabreux. . . . .	203
6.12	Emplacement des sections en travers utilisées dans le modèle hydraulique. . . . .	204
6.13	Schématisation des directions d’écoulements 1D et 2D en débordement. . . . .	206
6.14	Comparaison des hydrogrammes observés et simulés à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, période décembre 2007 - janvier 2008). . . . .	209
6.15	Comparaison des hydrogrammes observés et simulés à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, zoom sur la période du 7 au 9 décembre 2007). . . . .	210
6.16	Nuages de corrélation des débits observés et simulés à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, période 2004 - 2013). . . . .	212

6.17	Boxplots des anomalies entre débits observés ( $Q_{obs}$ ) et débits simulés ( $Q_{sim}$ ) à Durbuy (a et c) et Tabreux (b et d) pour différents coefficients de Manning. La comparaison est effectuée pour $Q_{obs} > 90 \text{ m}^3/\text{s}$ . Période 2004 - 2013. a) et b) distribution complète des anomalies ; c) et d) uniquement gamme des anomalies comprise entre les 1 <sup>er</sup> et 3 <sup>ème</sup> quartiles de la distribution. . . . .	213
6.18	Altitudes de surface libre observées et simulées pour différents coefficients de Manning au niveau des stations hydrométriques d’Hotton, Durbuy et Tabreux. Période : décembre 2007 - janvier 2008. . . . .	215
6.19	Altitudes de surface libre observées et simulées pour différents coefficients de Manning au niveau des stations hydrométriques d’Hotton, Durbuy et Tabreux. Période : 7 au 9 décembre 2007. . . . .	216
6.20	Nuages de corrélation des altitudes de surface libre observées et simulées à Durbuy et à Tabreux par le modèle hydraulique pour différents coefficients de Manning (pas de temps horaire, période 2004 - 2013). . . . .	217
6.21	Boxplots des anomalies entre altitudes de surface libre observées ( $Alt\ SL_{obs}$ ) et simulées ( $Alt\ SL_{sim}$ ) à Hotton, Durbuy et Tabreux pour différents coefficients de Manning. La comparaison est effectuée pour $Alt\ SL_{obs} > 175 \text{ m}$ à Hotton, $Alt\ SL_{obs} > 143.5 \text{ m}$ à Durbuy et $Alt\ SL_{obs} > 111.5 \text{ m}$ à Tabreux. Période 2004 - 2013. . . . .	219
6.22	Mailles du modèles et sections en travers utilisées au niveau de la station hydrométrique d’Hotton. . . . .	221
6.23	Nuages de corrélation des données observées et simulées (débits et altitudes de surface libre) par les modèles 1D et 2D à Durbuy, pour différents coefficients de Manning. . . . .	222
6.24	Comparaison des altitudes de surface libre ( $Alt\ SL$ ) simulées par les modèles WOLF 1D et WOLF 2D en amont et en aval de Durbuy pour un débit à Durbuy de $30 \text{ m}^3/\text{s}$ . . . . .	223
6.25	Comparaison des altitudes de surface libre ( $Alt\ SL$ ) simulées par les modèles 1D et 2D en amont et en aval de Durbuy pour un débit à Durbuy de $40 \text{ m}^3/\text{s}$ . . . . .	224
6.26	Comparaison des altitudes de surface libre ( $Alt\ SL$ ) simulées par les modèles 1D et 2D en amont et en aval de Durbuy pour un débit à Durbuy de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ . . . . .	225
6.27	Exemple d’anomalie du modèle WOLF 1D, même débit que sur la Figure 6.24 . . . . .	226
6.28	Situation des mailles concernées par l’anomalie décrite sur la Figure 6.27. . . . .	227
7.1	Exemples d’identifications de berges. (a) MNT en fond, sections en travers en traits rouges, et berges représentées par les ronds verts ; (b) sections en travers en traits noirs (les ronds symbolisent une mesure de topographie), altitude du MNT le long des sections en traits verts, localisation du niveau de pleins bords par les ronds rouges. (Images extraites de l’interface WOLF, HECE-ULg). . . . .	234



7.2	Exemple d'identification d'une séquence de débordement d'un bloc. Sur les graphiques du bloc (milieu) et des mailles (bas), chaque case correspond à un pas de temps pour le bloc/la maille considérée ; une case blanche indique une absence de débordement ; une case rouge signifie la présence d'un débordement. Dans le cas présent, on considère un débordement sur le bloc si au moins 5 mailles présentent un débordement pour un pas de temps $t$ . L'enchaînement d'un débordement sur le bloc sur plusieurs pas de temps consécutifs est nommé « séquence de débordement (SD) ».	236
7.3	Distribution des débits simulés 1D le long du tronçon de modélisation 2D, en fonction du débit cible à Durbuy. . . . .	238
7.4	Comparaison de l'extension en eau d'une simulation 2D (en rouge) avec la présence de mailles débordantes (en orange), pour un débit à Durbuy de 40 m <sup>3</sup> /s. Tronçon de l'amont à l'aval de Durbuy. . . . .	239
7.5	Comparaison de l'extension en eau d'une simulation 2D (en rouge) avec la présence de mailles débordantes (en orange), pour un débit à Durbuy de 90 m <sup>3</sup> /s. Tronçon de l'amont à l'aval de Durbuy. . . . .	240
7.6	Comparaison visuelle du débordement simulé par le modèle 2D et le modèle 1D. Aval de Durbuy. Fond de plan : ORTHO2015 (geoservices.wallonie.be). . . . .	241
7.7	Comparaison de l'altitude de surface libre indiquée par le modèle 2D (aplats de couleur) et par le modèle 1D (encadré par les deux traits noirs), pour un débit à Durbuy de 90 m <sup>3</sup> /s. L'échelle de couleur pour la représentation des altitudes est identiques pour les deux simulations. Tronçon de l'amont à l'aval de Durbuy. . . . .	242
7.8	Sensibilité du premier débit d'une séquence de débordement au pas de temps : horaire vs journalier. Nombre de mailles qualifiant un débordement de bloc : 5 mailles. Boites noires : données journalières ; boîtes rouges : données horaires. . . . .	243
7.9	Sensibilité du dernier débit d'une séquence de débordement au pas de temps : horaire VS journalier. Nombre de mailles qualifiant un débordement de bloc : 5 mailles. Boites noires : données journalières ; boîtes rouges : données horaires. . . . .	245
7.10	Sensibilité du premier débit d'une séquence de débordement au nombre de mailles débordantes qualifiant un débordement d'un bloc. . . . .	246
7.11	Comparaison des valeurs moyennes par bloc des premiers et derniers débits d'une séquence de débordement. Un rond représente la moyenne d'un bloc. Données au pas de temps horaire. Nombre de mailles qualifiant un débordement de bloc : 5 mailles. .	247
7.12	Boxplots des valeurs moyennes des premiers débits débordants, par bloc, obtenues dans les conditions climatiques actuelles et avec les scénarios représentatifs du changement climatique. . . . .	249

7.13	Comparaison des fréquences annuelles de séquences de débordement par bloc entre le climat actuel (scénario de référence) et les scénarios représentatifs du changement climatique. . . . .	251
7.14	Ajustement d'une loi de distribution 'gamma' sur la série des durées des séquences de débordement indépendantes du bloc au niveau de Durbuy, climat actuel. . . . .	252
7.15	Evolution possible des fréquences de durées de débordements, calculées à partir de l'ajustement d'une loi de probabilité gamma. Temps de retour 10 ans à 25 ans. Scénario de référence (climat actuel) et scénarios représentatifs du changement climatique.	254
7.16	Durées moyennes de débordement par année. Scénario de référence (climat actuel) et scénarios représentatifs du changement climatique. . . . .	255
7.17	Hydrogrammes adimensionnels. Chronique horaire simulée de Tabreux (1976-2005).	259
7.18	Résultats du test <sub>ind-disp</sub> pour $\delta = 110$ h et (a) $\alpha = 0.2$ , (b) $\alpha = 0.3$ et (c) $\alpha = 0.4$ . La ligne en tirets noirs montre la valeur de l'indice de dispersion idéal, les lignes en pointillés-tirets donnent l'intervalle de confiance à 90 %, et la ligne en tirets rouges montre le débit seuil pour respecter un nombre moyen de 2 crues par an. Chronique horaire simulée (modèle hydraulique) à Tabreux. . . . .	261
7.19	Résultats du test <sub>proc-occ</sub> pour $\delta = 110$ h, $\alpha = 0.2$ et $S = 98$ m <sup>3</sup> /s . Chronique horaire simulée (modèle hydraulique) à Tabreux. . . . .	262
7.20	Exemple d'ajustement d'une distribution de type GEV sur une distribution empirique des séries sup-seuils. (a) scénario 1 - bloc 41 - $d = 5$ j - $AIC_{norm} = 7.4$ ; (b) scénario 5 - bloc 17 - $d = 2$ j - $AIC_{norm} = 9.3$ ; (c) scénario 9 - bloc 7 - $d = 1$ h - $AIC_{norm} = 10.9$ .	265
7.21	Courbes QdF pour le bloc 23 suivant les durées d'intégration du débit $d$ . (a) Périodes de retour de 1.1 à 100 ans; (b) focus sur les périodes de retour de 1.1 à 20 ans. . . . .	267
7.22	Courbes QdF pour le bloc 23 suivant les périodes de retour calculées. (a) Périodes de retour de 1.1 à 100 ans; (b) focus sur les périodes de retour de 1.1 à 10 ans. . . . .	268
7.23	Ajustements PG (loi de Pareto généralisée) sur les distributions empiriques des séries sup-seuils pour $d = 12$ h et $d = 1$ j - bloc 23 - climat actuel. . . . .	269
7.24	Courbes QdF sous climat actuel (scénario de référence) et sous scénarios climatiques pour les 5 durées $d$ étudiées. Bloc 23. . . . .	270
7.25	Probabilités de non-dépassement du $Q_{1SD}$ de chaque bloc pendant (a) 1 h, (b) 12 h, (c) 1 j, (d) 2 j, (e) 5 j. Scénario de référence (climat actuel) et scénarios de changement climatique. . . . .	273

7.26	Synthèse de l'impact du changement climatique sur la fréquence d'apparition du $Q1_{SD}$ , pour les durée d'intégration du débit $d$ étudiées, sur le tronçon de l'Ourthe Hotton-Tabreux. Les couleurs indiquent pour chaque bloc la situation dominante exprimée par les scénarios climatiques par rapport au climat actuel. Les rectangles représentent les blocs depuis l'amont (gauche) vers l'aval (droite). Les lignes sont associées à une durée d'intégration $d$ . La barre, à droite, donne la correspondance entre couleur et scénario dominant de l'évolution de la période de retour. . . . .	274
B.1	Comparaison de nos estimations de précipitations avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Janvier, avril, juillet, octobre. . .	304
B.2	Nuages de points de nos estimations de précipitations en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d'années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . .	305
B.3	Comparaison de nos estimations de températures avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Janvier, avril, juillet, octobre. . .	306
B.4	Nuages de points de nos estimations de températures en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d'années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . .	307
B.5	Comparaison de nos estimations de précipitations avec les données de Pauling <i>et al.</i> (2006) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été. . . . .	308
B.6	Nuages de points des séries de Pauling <i>et al.</i> (2006) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Pauling <i>et al.</i> (2006). La comparaison s'étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . . .	309
B.7	Comparaison de nos estimations de températures avec les données de Luterbacher <i>et al.</i> (2004); Xoplaki <i>et al.</i> (2005) pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Hiver et été. . . . .	310

B.8	Nuages de points des séries de Luterbacher <i>et al.</i> (2004); Xoplaki <i>et al.</i> (2005) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Luterbacher <i>et al.</i> (2004); Xoplaki <i>et al.</i> (2005). La comparaison s'étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . . .	311
B.9	Comparaison de nos estimations de précipitations avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Janvier, avril, juillet, octobre. . . . .	312
B.10	Nuages de points de nos estimations de précipitations en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d'années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . . .	313
B.11	Comparaison de nos estimations de températures avec les séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Janvier, avril, juillet, octobre. . . . .	314
B.12	Nuages de points de nos estimations de températures en fonction des séries mensuelles du Tableau 5.5 pour le bassin de L'Ourthe à Tabreux. Abscisse : séries du Tableau 5.5 ; ordonnées : estimations de cette étude. Le nombre d'années utilisées pour la comparaison est indiquée pour chaque série. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . . .	315
B.13	Comparaison de nos estimations de précipitations avec les données de Pauling <i>et al.</i> (2006) pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Hiver et été. . . . .	316
B.14	Nuages de points des séries de Pauling <i>et al.</i> (2006) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Pauling <i>et al.</i> (2006). La comparaison s'étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . . .	317
B.15	Comparaison de nos estimations de températures avec les données de Luterbacher <i>et al.</i> (2004); Xoplaki <i>et al.</i> (2005) pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Hiver et été. . . . .	318

B.16	Nuages de points des séries de Luterbacher <i>et al.</i> (2004); Xoplaki <i>et al.</i> (2005) en fonction de nos estimations de précipitations pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. Abscisse : estimations de cette étude ; ordonnées : séries de Luterbacher <i>et al.</i> (2004); Xoplaki <i>et al.</i> (2005). La comparaison s'étale sur la période commune, soit 1659-2000. Pour chaque cas de figure, la corrélation de Pearson est indiquée, ainsi que la corrélation de Spearman entre parenthèses. Les corrélations significatives à un seuil $\alpha$ de 5% sont indiquées en gras. . . . .	319
C.1	Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 12 h. Chronique "12 h" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	321
C.2	Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 1 j. Chronique "1 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	321
C.3	Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 2 j. Chronique "2 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	322
C.4	Hydrogrammes adimensionnels. Durée d'intégration : 5 j. Chronique "5 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	322
C.5	Résultats du test <sub>ind-disp</sub> pour $\delta = 110$ h et (a) $\alpha = 0.2$ , (b) $\alpha = 0.3$ et (c) $\alpha = 0.4$ . La ligne en tirets noirs montre la valeur de l'indice de dispersion idéal, les lignes en pointillés-tirets donnent l'intervalle de confiance à 90 %, et la ligne en tirets rouges montre le débit seuil pour respecter un nombre moyen de 2 crues par an. Durée d'intégration : 12 h. Chronique "12 h" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	323
C.6	Idem que Figure C.5. Durée d'intégration : 1 j. Chronique "1 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	324
C.7	Idem que Figure C.5. Durée d'intégration : 2 j. Chronique "2 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	325
C.8	Idem que Figure C.5. $\alpha = 0.4$ (a), 0.5 (b), 0.6 (c). Durée d'intégration : 5 j. Chronique "5 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	326
C.9	Résultats du test <sub>proc-occ</sub> pour $\delta = 110$ h, $\alpha = 0.3$ et $S = 97$ m <sup>3</sup> /s . Durée d'intégration : 12 h. Chronique "12 h" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	327
C.10	Résultats du test <sub>proc-occ</sub> pour $\delta = 110$ h, $\alpha = 0.3$ et $S = 94$ m <sup>3</sup> /s . Durée d'intégration : 1 j. Chronique "1 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	327
C.11	Résultats du test <sub>proc-occ</sub> pour $\delta = 115$ h, $\alpha = 0.3$ et $S = 84$ m <sup>3</sup> /s . Durée d'intégration : 2 j. Chronique "2 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	328
C.12	Résultats du test <sub>proc-occ</sub> pour $\delta = 250$ h, $\alpha = 0.5$ et $S = 62$ m <sup>3</sup> /s . Durée d'intégration : 5 j. Chronique "5 j" simulée de Tabreux (1976-2005). . . . .	328

# Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques physiques et hydrologiques des deux bassins étudiés . . . . .	32
3.1	Liste des modèles climatiques CMIP5 utilisés dans cette étude. Source : <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/ipcc/cmip5/help.html">http://www.esrl.noaa.gov/psd/ipcc/cmip5/help.html</a> . . . . .	41
3.2	Résultats de la procédure combinée bootstrapping-test de Wilcoxon pour la $P_{mer}$ avec le modèle CNRM-CM5. Les valeurs sont données en pourcents. . . . .	50
3.3	Cas pour lesquels la procédure bootstrap-test de Wilcoxon indique une absence de biais des séries mensuelles de pression atmosphérique au niveau de la mer ( $P_{mer}$ ) et de hauteurs du géopotential 500 hPa ( $Z500$ ). . . . .	52
4.1	Caractéristiques des indices d'écoulement sélectionnés pour décrire le régime hydrologique des cours d'eau et transformations éventuelles appliquées pour atteindre la normalité de la distribution. . . . .	79
4.2	Résumé statistique des régressions PLS obtenues entre l'indice PGF (210 prédicteurs) et les indices d'écoulement pour les deux cours d'eau étudiés. Les chiffres afférents à l'Ourthe à Tabreux sont en italique. Période 1970-2011. . . . .	83
4.3	Résumé statistique des régressions PLS obtenues entre l'indice <i>Paris-London westerly index</i> - P-LWI - (21 prédicteurs) et les indices d'écoulement pour les deux cours d'eau étudiés sur la période 1970-2007. Les chiffres afférents à l'Ourthe à Tabreux sont en italique. . . . .	84
4.4	Meilleurs modèles de régression entre le gradient régional de pression (GRP) et les indices d'écoulement. Résultats obtenus pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel sur la période 1970-2011. Les résultats obtenus avec l'indice P-LWI sont fournis à titre comparatif. . . . .	86
4.5	Meilleurs modèles de régression entre le gradient régional de pression (GRP) et les indices d'écoulement. Résultats obtenus pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux sur la période 1970-2011. Les résultats obtenus avec l'indice P-LWI sont fournis à titre comparatif. . . . .	87

4.6	Changement relatif (%) de la moyenne d'ensemble (13 modèles CMIP5) par indice d'écoulement par rapport à la période 1971-2000. Le changement relatif est calculé par rapport aux valeurs estimées des indices sur la période 1971-2000. Seuls les changements relatifs sortant de la fourchette $\pm 10\%$ sont répertoriés. Le changement relatif de moyenne entre les périodes 1981-2010 et 1971-2000 est également indiqué à titre de comparaison. . . . .	94
5.1	Corrélations obtenues par les modèles régressifs, bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. Période 1971-2010. Les valeurs maximales de chaque mois sont indiquées en gras. Les valeurs obtenues par Kastendeuch (2007) sont données à titre de comparaison. . . . .	105
5.2	Corrélations obtenues par les modèles régressifs, bassin de l'Ourthe à Tabreux. Période 1961-2013. Les valeurs maximales de chaque mois sont indiquées en gras. Les valeurs obtenues par Kastendeuch (2007) sont données à titre de comparaison. . . . .	106
5.3	Modèles de régression mensuels pour le bassin de la Meuse à Saint-Mihiel. La colonne $r$ donne la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées. La colonne $r_{\text{corr}}$ indique la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées corrigées. Période : 1971-2010. . . . .	112
5.4	Modèles régressifs mensuels pour le bassin de l'Ourthe à Tabreux. La colonne $r$ donne la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées. La colonne $r_{\text{corr}}$ indique la corrélation entre séries mensuelles observées et estimées corrigées. Période : 1961-2013. . . . .	113
5.5	Séries temporelles utilisées pour la comparaison avec nos estimations de précipitations et de température. Lorsque ce n'est pas indiqué, les séries temporelles sont utilisées au pas de temps mensuel. (GHCN : Global Historical Climatology Network) . . . . .	123
5.6	Gammes de valeurs des paramètres du modèle GR4J établies par Perrin <i>et al.</i> (2007a) sur un large échantillon de bassins en France. X1 : capacité du réservoir de production ; X2 : coefficient d'échanges souterrains ; X3 : capacité à un jour du réservoir de routage ; X4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1. . . . .	154
5.7	Valeurs de l'indice d'aridité moyen sur 5 ans ( $IA_{5 \text{ ans}}$ ) et périodes correspondantes en fonction des classes climatiques retenues. . . . .	157
5.8	Critères de performances pour le calage du modèle hydrologique suivant les classes climatiques sèche, humide et intermédiaire ( <i>cf.</i> Tableau 6.4. Les valeurs signalées en gras indiquent la fonction objectif utilisée. . . . .	161
5.9	Comparaison des débits fréquentiels estimés à partir des observations et des simulations de débits. . . . .	166

6.1	Répartition des types d'occupation du sol (en %) aux abords du tronçon Hotton-Tabreux. Source des données : Cartes d'occupation des sols de la Wallonie <a href="#">COSW-version 2_07</a> . . . . .	189
6.2	Période des chroniques de débits disponibles pour les stations hydrométriques utilisées dans le bassin de l'Ourthe à Tabreux . . . . .	196
6.3	Données de débit utilisées pour le calcul des volumes de crues en amont des stations de Durbuy et de Tabreux. . . . .	197
6.4	Résultats des critères de performances du modèle hydrologique en calage. La fonction objectif est le KGE appliqué aux débits journaliers. Hormis pour l'Ourthe à Hotton, les périodes de calage utilisées sont celles de l'ensemble de la période disponible pour chaque station ( <i>cf.</i> Tableau 6.2). . . . .	228
7.1	Valeurs retenues des critères $\delta$ et $\alpha$ pour les durées de 1 h, 12 h, 1 j, 2 j et 5 j. Les débits seuil $S_{\text{tests}}$ indiqués produisent tous une série suivant un processus d'occurrence stationnaire depuis le début de la chronique, à un seuil alpha de 1 %. . . . .	262