



# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

---

---

Présentée et soutenue le 17/10/2018 par :

**RÉMY BONNET**

Variations du cycle hydrologique continental en France des années 1850  
à aujourd'hui

---

---

### JURY

SERGE CHAUZY	UPS, Toulouse	Président
BENOIT HINGRAY	IGE, Grenoble	Rapporteur
ETIENNE LEBLOIS	IRSTEA, Lyon	Rapporteur
CHRISTELLE MARLIN	Geops, Paris	Examineur
FLORENCE HABETS	METIS, Paris	Examineur
PIERRE ETCHEVERS	Météo-France, Toulouse	Examineur
LAURENT TERRAY	CERFACS, Toulouse	Directeur de thèse
JULIEN BOÉ	CERFACS, Toulouse	Co-directeur de thèse

---

### École doctorale et spécialité :

*SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales*

### Unité de Recherche :

*Climat, Environnement, Couplages et Incertitudes (CECI) au Cerfacs (UMR 5318)*

### Directeur(s) de Thèse :

*Laurent Terray et Julien Boé*

### Rapporteurs :

*Benoit Hingray et Etienne Leblois*

*À Simon*



# Remerciements

Ça y est, l'aventure "thèse" se termine. Trois années riches en émotions, en rencontres, en découvertes. Une aventure à laquelle beaucoup de personnes ont contribué, que ce soit scientifiquement, techniquement, ou tout simplement par leurs conseils, leur soutien, leur présence, et que je tiens à remercier ici.

J'adresse tout d'abord un grand merci à Julien, pour son aide précieuse et sa disponibilité tout au long de cette thèse, ainsi que pour ses conseils avisés, souvent accompagnés de remarques et de métaphores dont lui seul à le secret. Je remercie également Laurent, pour sa confiance, ses idées, ainsi que nos échanges, scientifiques ou non.

Je tiens ensuite à remercier l'ensemble des membres du jury : Benoit Hingray et Etienne Leblois pour avoir relu et évalué ce manuscrit avec attention, Christelle Marlin, Pierre Etchevers et Florence Habets pour leur intérêt et leurs remarques enrichissantes, ainsi qu'à Serge Chauzy, pour avoir présidé la soutenance avec brio. Un merci plus particulier pour Florence, pour son aide et son expertise durant cette thèse, ainsi que pour sa formidable motivation.

Je remercie ensuite l'ensemble de mes collègues du Cerfacs. Avec un merci plus particulier à Isabelle, Nathalie et Chantal, pour m'avoir facilité la vie face aux pièges administratifs, ainsi qu'à l'équipe CSG, qui, en plus de leur bonne humeur, nous permet de travailler avec un confort informatique idéal. Je remercie également toute l'équipe globc. Merci à Émilia, dont la bonne humeur rayonne dans le couloir comme un soleil d'été en Andalousie, à Rym, à Christophe, à Mélanie, à Marie-Pierre (pour sa présence) et dont j'espère que les futurs match de beach volley seront victorieux! Je remercie également les thésards et post-doc de l'ancienne génération, qui ont quitté le navire en cours de route, emportant avec eux une ambiance sans égale : Margot, Antoine, Thomas, Sebou, Polar, Nabil, Laurent B., Marie. Je remercie particulièrement mon grand frère de thèse, Gildas, de m'avoir légué une partie de son immense savoir, et dont j'espère avoir su faire bon usage. Enfin, je souhaite plein de courage et de réussite à la nouvelle génération de thésard : Victor, Svenya et Siham!

J'adresse ensuite un merci (ainsi qu'un tonnerre d'applaudissement) à Saïd, avec qui j'aurais passé ces trois ans de vie commune. Il est très difficile de résumer ces trois années en quelques lignes, tout comme il me sera très difficile de retrouver un co-bureau aussi phénoménal. Je ne garde que de bons souvenirs, entre fous rires, voyages, discussions existentielles et blagues de qualité (mauvais goût).

Un merci spécial aux thésards du CNRM, dont la liste qui suit n'est pas exhaustive, et

sans qui cette thèse aurait été beaucoup plus fade : César, Quentin, Zied, Aurélien (et la bière post-escalade). Merci à Alexane pour son aide et son rire communicatif, notamment lors des trajets de bus matinaux de fin de thèse, ainsi qu’au duo de choc Matteo et Thomas (avec ses commentaires sans pareils aux repas du midi), pour nos discussions/soirées/fous rires. Je n’oublie pas mes compagnons de traversée, qui ont subis les hauts et les bas de la thèse en même temps que moi : Mary, Maxence et Tiphaine. Un merci plus particulier à Imane, pour sa gentillesse et son soutien lors de cette fin de thèse. Enfin, je remercie Léo, pur produit toulousain et figure emblématique de mes trois années de thèse, pour son aide au cours de ces trois ans, ainsi que pour tous les bons moments passés ensemble.

Je tiens également à remercier mes amis de plus ou moins longue date, pour leur soutien et tous les bons moments partagés avec eux au cours de ces trois dernières années. Je remercie tout d’abord chaleureusement les copains grenoblois : Gaétan (et sa bonne humeur indéfectible) avec qui chaque activité devient une mission ; Maxime, pour son accueil, son aide, et tous ces moments partagés ; Simon (je te compte comme grenoblois c’est bon), pour son humour (drôle) et les bonnes soirées passées (et futures) ensemble. Je remercie également Damien, maître de stage d’exception, pour ses innombrables conseils et sa bonne humeur. Merci à Xavier pour m’avoir maintenu en forme lors de cette fin de thèse, avec des sessions natation à la Ramée, ainsi que pour les moments de partage au Cerfacs (et pas que). Merci à Alexia pour son aide (fac incluse), et pour tous les bons moments partagés. J’ai également une pensée pour les personnes avec qui j’ai réalisé mes études et qui, comme moi, se sont lancées dans cette aventure (galère ?), et à qui je souhaite bon courage pour la fin : Joris, Alexandra, Marion, Lucas. Je remercie bien évidemment mes colocataires, Charline et Héloïse (ainsi que Nieve, félin de première catégorie), pour ces années de vie commune, qui auront égayé mes années Toulousaines et redonné le moral en fin de thèse. Enfin, je remercie tous les copains : Brice, Anaïs, Bastien, Val, Thib, Christophe, Flex, Basile, Margot, Elsa et tous les autres !

Un grand merci à Mathieu, Antoine, Léa, Joanna et Swann pour leur soutien au cours de ces trois dernières années (et pas que), big love !

Mes derniers remerciements vont à ma famille, mes parents, mon frère et ma soeur, pour leur soutien, leur confiance et leur présence.

Merci à tous !

# Table des matières

Table des acronymes	ix
Résumé	1
Abstract	3
Introduction	5
<b>1 Introduction à la variabilité du cycle hydrologique en France</b>	<b>7</b>
1.1 Le cycle de l'eau	8
1.1.1 Description générale du cycle hydrologique	8
1.1.2 Disparité spatiale à l'échelle globale	9
1.1.3 Le cas de la France métropolitaine	11
1.2 Cycle hydrologique et influences multi-décennales	12
1.2.1 Des influences multi-décennales climatiques	13
1.2.1.1 Variabilité interne du climat en Europe	13
1.2.1.2 Influence des forçages externes	15
1.2.2 Influences anthropiques non-climatiques	17
1.3 Évolution passée du cycle hydrologique observé en France au 20 <sup>ème</sup> siècle	17
1.4 Étudier le cycle hydrologique passé	21
1.4.1 Documents historiques	21
1.4.2 Reconstructions paléoclimatiques et paléohydrologiques	21
1.4.3 Modélisation numérique	22
1.5 Objectifs de thèse et mise en oeuvre	26
<b>2 Données et modèles</b>	<b>29</b>
2.1 Observations	30
2.1.1 Précipitations et température	30
2.1.2 Débits	31
2.1.3 Hauteur maximale de la Seine à Paris	32
2.2 Réanalyses atmosphériques	33
2.3 Safran-Isba-Modcou (SIM)	34

2.3.1	Safran . . . . .	34
2.3.2	Isba . . . . .	36
2.3.3	Modcou . . . . .	38
2.3.4	Sensibilité des débits moyens à la nouvelle version Surfex (v8.1) . . . . .	39
<b>3</b>	<b>Évolution du cycle hydrologique continental en France au XXème siècle</b>	<b>43</b>
3.1	Variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental en France au XXème siècle . . . . .	45
3.1.1	Article : résumé . . . . .	45
3.1.2	Article publié dans <i>Water Resources Research</i> . . . . .	47
3.2	Évolution de l'évapotranspiration sur le XXème siècle . . . . .	65
3.3	Synthèse . . . . .	71
<b>4</b>	<b>Développement d'une reconstruction hydrométéorologique sur le bassin versant de la Seine depuis 1850</b>	<b>73</b>
4.1	Méthode de descente d'échelle statistique appliquée au bassin de la Seine . . . . .	76
4.1.1	Le domaine . . . . .	77
4.1.2	Les prédicteurs . . . . .	79
4.1.3	La période d'apprentissage . . . . .	82
4.1.4	Conclusion . . . . .	82
4.2	Méthode de contrainte par les observations . . . . .	83
4.2.1	Contrainte mensuelle . . . . .	83
4.2.2	Contrainte journalière . . . . .	86
4.2.3	Double contrainte : journalière et mensuelle . . . . .	92
4.3	Correction des biais . . . . .	95
4.3.1	Correction des biais sur le drainage et le ruissellement . . . . .	95
4.3.2	Impact de la correction des biais sur la variabilité des débits . . . . .	100
4.4	Évaluation de la reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine	101
4.4.1	Précipitations à Paris . . . . .	102
4.4.2	Débits moyens . . . . .	102
4.4.2.1	Débits journaliers et mensuels . . . . .	102
4.4.2.2	Variations multi-décennales des débits . . . . .	104
4.4.3	Débits et hauteurs maximums . . . . .	108
4.4.4	Sécheresses agricoles et hydrologiques . . . . .	111

4.4.5	Hauteurs piézométriques . . . . .	113
4.5	Synthèse . . . . .	115
<b>5</b>	<b>Variations hydroclimatiques sur le bassin de la Seine depuis les années 1850</b>	<b>117</b>
5.1	Variabilité des débits moyens, des débits maximums et des sécheresses . . .	119
5.1.1	Débits moyens . . . . .	120
5.1.2	Crues et débits maximums annuels . . . . .	124
5.1.3	Sécheresses et débits d'étiages . . . . .	127
5.1.4	Sensibilité des résultats au modèle hydrogéologique . . . . .	130
5.1.5	Conclusion . . . . .	135
5.2	Mécanismes hydrologiques associés à la variabilité multi-décennale des débits	135
5.2.1	Variations hydroclimatiques sur le bassin de la Seine depuis les années 1850 . . . . .	135
5.2.2	Rôle des précipitations . . . . .	141
5.2.2.1	Précipitations moyennes au printemps . . . . .	141
5.2.2.2	Lien entre précipitations extrêmes et débits extrêmes . . .	141
5.2.3	Rôle des nappes dans la variabilité multi-décennale des débits moyens	144
5.2.4	Conclusion . . . . .	148
5.3	Rôle de la circulation de grande échelle et influence de la variabilité océanique	149
5.4	Évènements hydrologiques exceptionnels : étude de cas . . . . .	156
5.4.1	La crue de 1910 . . . . .	157
5.4.2	La sécheresse de 1921 . . . . .	159
5.4.3	La sécheresse de 1949 . . . . .	162
5.4.4	La sécheresse de 1976 . . . . .	165
5.4.5	Conclusion . . . . .	167
5.5	Synthèse . . . . .	169
	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>171</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>177</b>





# Table des acronymes

<b>AMV</b>	<i>"Atlantic Multi-decadal Variability"; Variabilité multi-décennale Atlantique</i>
<b>CMIP5</b>	<i>"Coupled Model Intercomparison Project Phase 5"</i>
<b>EEMD</b>	<i>Décomposition en mode empirique d'ensemble</i>
<b>EPTB</b>	<i>Établissement Public Territorial de Bassin</i>
<b>ERA20C</b>	<i>Atmospheric reanalysis of the 20th Century (Poli et al., 2016)</i>
<b>ERA20Cpt</b>	<i>Reconstruction hydrométéorologique développée sur la France basée sur la réanalyse ERA20C (Bonnet et al., 2017)</i>
<b>GES</b>	<i>Gaz à effet de serre</i>
<b>MDES</b>	<i>Methode de descente d'échelle statistique</i>
<b>MDES-CJ</b>	<i>Méthode de descente d'échelle statistique contrainte en journalier</i>
<b>MDES-CM</b>	<i>Méthode de descente d'échelle statistique contrainte en mensuel</i>
<b>MDES-CJM</b>	<i>Méthode de descente d'échelle statistique contrainte en journalier et mensuel</i>
<b>PDV</b>	<i>"Pacific Decadal variability"; Variabilité décennale Pacifique</i>
<b>PSL</b>	<i>"Pression at Sea Level"; Pression à la surface de la mer</i>
<b>QMNA</b>	<i>Débit mensuel minimal d'une année</i>
<b>RMSE</b>	<i>"Root-mean-square deviation"; Écart quadratique moyen</i>
<b>SEINE-CJM</b>	<i>Reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine</i>
<b>SIM</b>	<i>Safran-Isba-Modcou</i>
<b>SMR</b>	<i>Séries Mensuelles de Référence</i>
<b>SQR</b>	<i>Séries Quotidiennes de Référence</i>
<b>SST</b>	<i>"Sea Surface Temperature"; Température à la surface de l'océan</i>
<b>SSWI</b>	<i>"Standardized Soil Wetness Index"</i>
<b>SWI</b>	<i>"Soil Wetness Index"</i>
<b>20CRv2</b>	<i>20th Century Reanalysis V2 (Compo et al., 2011)</i>
<b>20CRv2c</b>	<i>20th Century Reanalysis V2C (Compo et al., 2011)</i>
<b>20CRpt</b>	<i>Reconstruction hydrométéorologique développée sur la France basée sur la réanalyse 20CR (Bonnet et al., 2017)</i>



# Résumé

Les objectifs de cette thèse sont de caractériser l'évolution du cycle hydrologique continental en France au cours des 150 dernières années, ainsi que d'étudier les mécanismes hydrologiques et climatiques en jeu. Les observations de débits des rivières françaises disponibles sur un siècle ou plus sont rares. Pour la quasi-totalité des autres variables du cycle hydrologique continental, des séries aussi longues sont inexistantes. Pour pallier ces lacunes observationnelles, le recours à la simulation numérique est utilisé.

Dans une première partie, des reconstructions hydrométéorologiques développées sur la France au 20<sup>ème</sup> siècle sont analysées. Ces reconstructions sont basées sur une nouvelle approche, combinant les résultats d'une méthode de descente d'échelle statistique appliquée à des réanalyses atmosphériques longues et des observations locales mensuelles de précipitations et de température, pour obtenir les forçages météorologiques nécessaires au modèle hydrologique à base physique utilisé. L'évaluation de cette méthode montre que l'utilisation d'observation locale améliore de manière notable la représentation des variations multi-décennales ainsi que des tendances des précipitations et de la température, et, *in fine*, des débits.

L'analyse de ces reconstructions montre que les variations multi-décennales des débits observés sont principalement d'origine climatique, et non dues à des influences anthropiques non-climatiques, comme la présence de barrage, ou à des inhomogénéités temporelles dans les séries observées. D'autres variables du cycle hydrologique, comme l'évapotranspiration, l'humidité des sols ou encore le manteau neigeux, présentent également de fortes variations aux échelles de temps multi-décennales. En fonction de la région, la persistance en été d'anomalies printanières d'humidité des sols ou du manteau neigeux, induites par des anomalies de précipitations et de température au printemps, explique une grande partie des variations multi-décennales des débits en été.

À partir de la nouvelle réanalyse atmosphérique NOAA 20CRv2c, disponible depuis les années 1850, une nouvelle reconstruction hydrométéorologique est développée sur le bassin de la Seine dans une seconde partie. Pour cela, une nouvelle approche est développée, basée sur la contrainte des résultats d'une méthode de descente d'échelle appliquée aux 56 membres de cette réanalyse par des observations locales de précipitations et de température au pas de temps journalier puis mensuel. Cette nouvelle approche permet d'améliorer la représentation des précipitations et des températures journalières, ainsi qu'à des pas de temps plus long. Les événements hydrologiques extrêmes comme les crues et les sécheresses sont bien mieux représentées qu'avec une méthode de descente d'échelle seule, ou une contrainte mensuelle uniquement.

L'étude de cette reconstruction développée sur la Seine permet de confirmer les résultats obtenus sur la France sur une période de 50 ans plus longues, ce qui renforce la confiance en ces résultats. De plus, ces variations multi-décennales des débits moyens influencent également les événements extrêmes hydrologiques. Ces analyses montrent également que les nappes jouent un rôle important dans la variabilité multi-décennale des débits sur les quatre saisons sur la Seine. La variabilité multi-décennale des précipitations en hiver et au printemps module la recharge des nappes, contrôlant ainsi les échanges d'eau des nappes vers les rivières. Le rôle des nappes dans les variations multi-décennales des débits est le plus important en été et en automne.

Enfin, l'étude des mécanismes climatiques à l'origine des variations multi-décennales des précipitations au printemps indique qu'elles sont pilotées par des fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique de grande échelle. Ces fluctuations de la circulation atmosphérique semblent modulées par la température de surface de l'océan de l'Atlantique Nord, ainsi que du Pacifique Nord.

# Abstract

The main objectives of this work are to characterize the evolution of the continental hydrological cycle over France from 1850 to present, and to understand the hydrological and climate mechanisms involved. Long-term river flows observations of river flows are scarce and the other variables of the continental hydrological cycle (soil moisture, snow cover and evapotranspiration) are virtually not observed on such longtime scales. To overcome this observational gap, numerical modelling is used.

First, hydrometeorological reconstructions available over France through the twentieth century are analyzed. These reconstructions are based on a new approach. It combines the results of long-term atmospheric reanalyses downscaled with a stochastic statistical method and homogenized monthly precipitation and temperature observations to derive the meteorological forcing needed for the physically based hydrological model. The evaluation of these reconstructions show that using homogenized observations to constrain the results of statistical downscaling help to improve the reproduction of precipitation, temperature, and river flows variability. In particular, some unrealistic long-term trends associated with the atmospheric reanalyses are corrected.

The analysis of the reconstructions confirms that the multidecadal variations previously noted in French river flows are mainly a climatic-driven. Moreover, the analysis shows that the other variables of the french continental hydrological cycle, like evapotranspiration, soil moisture or snow cover, are also characterized by multi-decadal variations. Depending on the region, the persistence from spring to summer of soil moisture or snow anomalies generated during spring by temperature and precipitation variations may explain river flows variations in summer, when no concomitant climate variations exist.

Based on the recent release of the NOAA 20CRv2c long-term atmospheric reanalysis, available from the 1850s, a new hydrometeorological reconstruction is developed over the Seine catchment. A new approach is developed, based on the results of a downscaling method applied to the 56 members of this reanalysis, constrained by local observations of precipitation and temperature at daily and monthly time scale. This new approach improves the representation of precipitation, temperature and river flows at the daily time scale, as well as at longer time scales. The reproduction of extreme hydrological events such as floods and droughts is also improved compared to a downscaling method alone or the monthly constraint only.

The analysis of this reconstruction confirms the previous results obtained over France with a longer period of 50 years, which reinforces the confidence in them. It also shows

that these multi-decadal variations of the Seine river flows influence hydrological extreme events, such as floods or droughts. The role of aquifers in this variability is highlighted for the four seasons. The multi-decadal variations of winter and spring precipitation modulate groundwater recharge, which controls the water exchanges from aquifers to rivers. The role of aquifers in the multi-decadal variations of the river flows is greater in summer and autumn.

Finally, the analysis of the climate mechanisms that drives these multi-decadal hydrological variations shows that they are driven by multi-decadal variations of the large scale atmospheric circulation. These variations seem to be modulated by the sea surface temperature of the North Atlantic and the North Pacific.

# Introduction

Les quelques observations longues disponibles des débits des rivières en France au 20<sup>ème</sup> siècle sont caractérisées par de fortes variations à des échelles de temps multi-décennales, pouvant atteindre plus de 40% des débits moyens annuels (Boé et Habets, 2014).

Les impacts du changement climatique sur l'évolution future du cycle hydrologique pourraient avoir des conséquences socio-économiques majeures (Pachauri *et al.*, 2014). En France, des changements importants sont prévus sur les différentes variables du cycle hydrologique continental pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle par rapport aux années 1960-1990 (e.g. Dayon *et al.*, 2018). Les variations multi-décennales des débits pourraient temporairement renforcer ou diminuer ces impacts. Les quelques études qui se sont attachées à évaluer les incertitudes des changements futures du cycle hydrologique en France suggèrent que cette variabilité représente l'une des principales sources d'incertitudes dans les prochaines décennies (Hingray et Saïd, 2014; Dayon, 2015). De manière plus générale, la variabilité interne du climat, qui représente les variations intrinsèques du système climatique, est l'une des principales sources d'incertitude dans les projections climatiques sur les décennies à venir (Hawkins et Sutton, 2009; Deser *et al.*, 2010). Une bonne prise en compte de ces incertitudes est indispensable pour définir des stratégies d'adaptation appropriées (OCDE, 2014).

Afin de replacer les changements futurs du cycle hydrologique continental dans un contexte historique, ainsi que de renforcer la confiance accordée aux modèles et outils utilisés pour réaliser des projections climatiques et étudier leurs impacts, une meilleure compréhension des évolutions passées et évaluation des modèles est indispensable.

Toutefois, caractériser et comprendre l'évolution passée du cycle hydrologique continental en France est un problème complexe, compte tenu des lacunes des données observées. En effet, les observations longues de débits, d'environ un siècle, sont rares. Pour les autres variables du cycle hydrologique, comme l'évapotranspiration, l'humidité des sols ou le manteau neigeux, il n'existe tout simplement pas d'observations à cette échelle de temps.

Dans ce contexte observationnel, et face aux incertitudes des projections climatiques, ces travaux de thèse ont pour vocations d'améliorer l'état des connaissances sur l'évolution passée du cycle hydrologique en France au cours des 150 dernières années, et plus particulièrement sur son évolution à des échelles de temps multi-décennales.

Le premier chapitre, introductif, décrit d'abord brièvement le cycle hydrologique global, puis à l'échelle de la France. Les différents mécanismes pouvant influencer les débits à



des échelles de temps multi-décennales sont ensuite abordés. Un rapide état de l'art sur les principales études de la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental observé en France et en Europe de l'Ouest est ensuite réalisé. Enfin, les différentes méthodes développées pour reconstruire le cycle hydrologique passé sont présentées.

Pour étudier les mécanismes associés aux variations multi-décennales des débits, il est nécessaire de disposer des différentes variables qui influencent le cycle hydrologique continental. Face au manque d'observations longues et homogènes temporellement du cycle hydrologique sur la France, le recours à la modélisation numérique s'avère nécessaire. Les différentes données et modèles utilisés dans ces travaux de thèses sont décrits dans un second chapitre.

Dans le troisième chapitre, des reconstructions hydrométéorologiques développées sur la France au 20ème siècle sont évaluées, puis analysées, afin de caractériser la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique en France. Les mécanismes associés à ces variations en été sont ensuite étudiés.

Pour étudier la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique, il est important d'étendre la période d'étude le plus loin possible, tout en gardant de fines échelles spatiales et temporelles. Pour cela, une nouvelle reconstruction est développée, puis évaluée, sur le bassin versant de la Seine depuis les années 1850 dans le quatrième chapitre.

À partir de cette nouvelle reconstruction hydrométéorologique, l'évolution du cycle hydrologique du bassin de la Seine est caractérisée depuis les années 1850, avec un focus sur la variabilité mutli-décennale. L'influence de cette variabilité multi-décennale sur les extrêmes hydrologiques (crues, sécheresses) est également étudiée. Les incertitudes associées au modèle hydrogéologique utilisé dans la représentation de la variabilité multi-décennale des débits est évaluée. Les mécanismes hydrologiques et climatiques associés à la variabilité multi-décennale des débits du bassin de la Seine sont étudiés par la suite.

Pour finir, les principaux travaux de cette thèse, ainsi que leurs principales limites, sont synthétisés dans la conclusion. Ces travaux sont également replacés dans un contexte plus large, et des perspectives sont discutées pour renforcer les conclusions établies, ou pour répondre à des questions soulevées par les conclusions.

# Introduction à la variabilité du cycle hydrologique en France

---

## Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Le cycle de l'eau . . . . .</b>	<b>8</b>
1.1.1	Description générale du cycle hydrologique . . . . .	8
1.1.2	Disparité spatiale à l'échelle globale . . . . .	9
1.1.3	Le cas de la France métropolitaine . . . . .	11
<b>1.2</b>	<b>Cycle hydrologique et influences multi-décennales . . . . .</b>	<b>12</b>
1.2.1	Des influences multi-décennales climatiques . . . . .	13
1.2.1.1	Variabilité interne du climat en Europe . . . . .	13
1.2.1.2	Influence des forçages externes . . . . .	15
1.2.2	Influences anthropiques non-climatiques . . . . .	17
<b>1.3</b>	<b>Évolution passée du cycle hydrologique observé en France au 20<sup>ème</sup> siècle . . . . .</b>	<b>17</b>
<b>1.4</b>	<b>Étudier le cycle hydrologique passé . . . . .</b>	<b>21</b>
1.4.1	Documents historiques . . . . .	21
1.4.2	Reconstructions paléoclimatiques et paléohydrologiques . . . . .	21
1.4.3	Modélisation numérique . . . . .	22
<b>1.5</b>	<b>Objectifs de thèse et mise en oeuvre . . . . .</b>	<b>26</b>

---

Ce chapitre décrit brièvement le cycle de l'eau à l'échelle globale, puis à l'échelle de la France, ainsi que les principaux mécanismes climatiques pouvant influencer le cycle hydrologique continental en France à des échelles de temps multi-décennales à centennales. Quelques mécanismes anthropiques non-climatiques, comme la présence de barrages ou les changements d'occupation des sols, pouvant influencer la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique sont également évoqués. Une synthèse des principales études sur la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique observé en France, ainsi que des différentes méthodes utilisées pour étudier le cycle hydrologique passé, est ensuite réalisée. L'objectif de ce chapitre est d'introduire les notions et mécanismes élémentaires nécessaires à la compréhension des chapitres suivants. Les principaux objectifs de cette thèse sont finalement présentés, par rapport aux différentes problématiques associées à la compréhension et à la modélisation passée du cycle hydrologique en France.

## 1.1 Le cycle de l'eau

### 1.1.1 Description générale du cycle hydrologique

Sur Terre, l'eau évolue sous ses trois états (liquide, solide et vapeur d'eau), à différentes échelles de temps, entre les différents réservoirs de l'hydrosphère. Le cycle hydrologique (communément appelé cycle de l'eau), représente les échanges d'eau entre les différents grands réservoirs, que sont : les océans et les mers, les surfaces continentales, l'atmosphère et la cryosphère (représentés Figure 1.1). Les rayonnements solaire et infrarouge incident à la surface, dont l'énergie permet à l'eau de s'évaporer, sont les principaux moteurs de ces échanges.

Les différents réservoirs entre lesquels l'eau circule sont de tailles très inégales. Les mers et les océans, de par leur surface, qui représente près des deux tiers de la Surface de la Terre, et leur profondeur, sont la principale réserve d'eau sur Terre. Viennent ensuite la cryosphère et les eaux souterraines, qui représentent les deux plus gros réservoirs d'eau douce, avec respectivement 24 et 23 millions de  $\text{km}^3$  (Figure 1.1). L'eau douce contenue dans les lacs et les rivières ne représente que 177 000  $\text{km}^3$ . Les rivières, en raison de leur facilité d'accès, ainsi que de leur temps de résidence, représente l'une des principales sources d'eau douce pour les activités humaines. En comparaison de ces différents réservoirs, la quantité d'eau contenue dans l'atmosphère est très faible, environ 13 000  $\text{km}^3$ .

Pour avoir une vision globale du cycle hydrologique, il est également important de comprendre les flux d'eau entre ces différents réservoirs (Figure 1.1). Pour résumer, l'énergie solaire et infrarouge incidente à la surface évapore une partie de l'eau des surfaces océaniques et terrestres, lorsqu'elle y est disponible. Cette vapeur d'eau est ensuite ad-

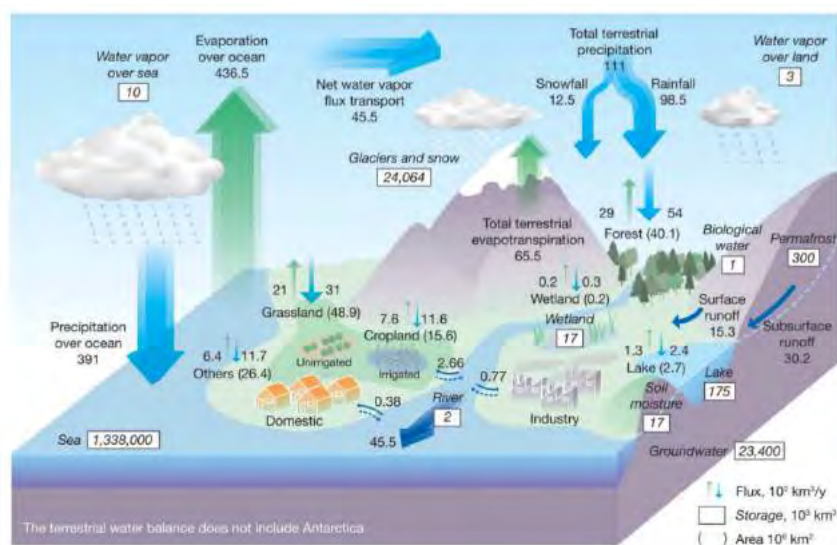


FIGURE 1.1 – Schéma du cycle hydrologique terrestre global, avec une estimation de la quantité d'eau contenue dans les différents réservoirs (encadrés,  $1000 \text{ km}^3$ ) et des différents flux entre ces réservoirs (flèches,  $1000 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ ). Source : Figure 1 de l'article de Oki et Kanae (2006).

vectée par les vents, puis se condense, formant ainsi les nuages, lesquels peuvent produire des précipitations sous forme liquide (pluie) ou solide (neige). Les précipitations continentales peuvent être stockées provisoirement sous forme de neige ou d'humidité dans les sols. Contrairement aux océans, les précipitations continentales sont en excès par rapport à l'évaporation. Il résulte de cet excès d'eau un ruissellement, formant les rivières et les fleuves, et bouclant le cycle de l'eau.

### 1.1.2 Disparité spatiale à l'échelle globale

Ce bilan global ne reflète cependant pas la répartition fortement inégale de l'eau à la surface du globe. En effet, de très forts contrastes régionaux sont visibles sur les précipitations (Figure 1.2), ainsi que sur l'évaporation (Figure 1.3). Les précipitations climatologiques maximales sont localisées à l'équateur, au niveau de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Figure 1.2). Les plus fortes valeurs d'évapotranspiration sont également localisées sur cette zone (Figure 1.3). Elles résultent à la fois du climat chaud et humide qui y règne, et du fort rayonnement solaire moyen annuel à proximité de l'équateur.

Les surfaces continentales sont globalement caractérisées par des précipitations plus faibles que les océans, en raison de la différence de quantité d'eau disponible. L'orographie joue un rôle important sur les cumuls de précipitations. La chaîne de l'Himalaya par exemple, est à l'origine des fortes précipitations en Inde (Figure 1.2) (Barros *et al.*, 2004;

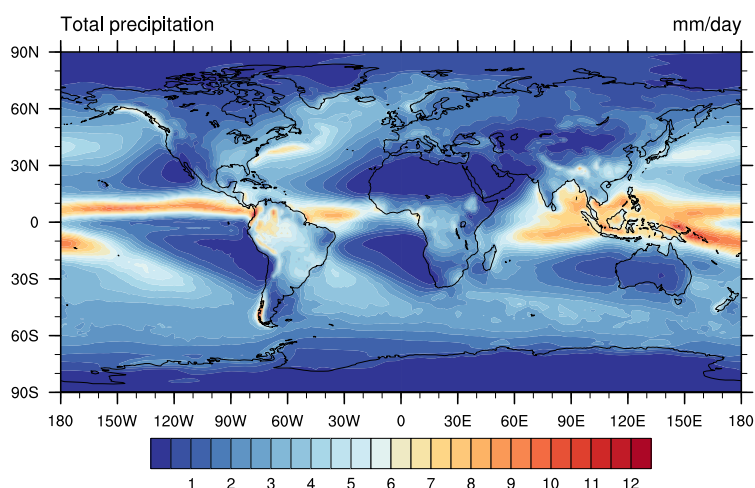


FIGURE 1.2 – Moyenne des précipitations (mm/j) issue de la réanalyse ERA20C (Poli *et al.*, 2016) sur la période 1900-2010.

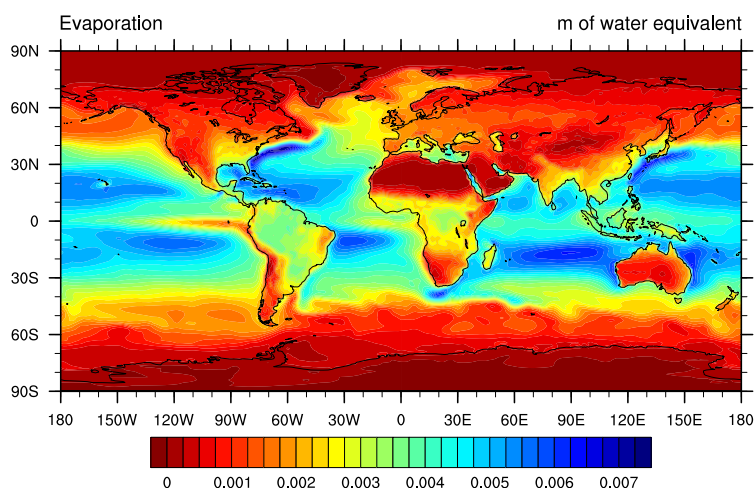


FIGURE 1.3 – Moyenne de l'évaporation (mètre équivalent d'eau par jour) issue de la réanalyse ERAI-Land (Balsamo *et al.*, 2015) sur la période 1979-2010.

Boos et Kuang, 2010). Les zones subtropicales sont caractérisées par des précipitations moyennes très faibles. Cette très faible quantité d'eau disponible limite l'évaporation, qui est pratiquement nulle. Ces conditions sont propices à la présence de déserts, comme le Sahara ou le désert australien. Les zones situées au delà du cercle polaire ont également une très faible évaporation. Dans ces régions, le plus faible rayonnement incident, ainsi que la neige, qui renvoie une large partie de cette énergie, limite l'évaporation.

### 1.1.3 Le cas de la France métropolitaine

Sur une année, le cycle hydrologique continental évolue de façon plus ou moins importante selon les régions en France. Afin d'introduire les principaux mécanismes qui influencent l'évolution saisonnière du cycle hydrologique continental en France métropolitaine, les cycles saisonniers moyens des variables du cycle hydrologique sur les quatre principaux bassins versants ont été calculés à partir de la chaîne de modélisation Safran-Isba-Modcou (Habets *et al.*, 2008) (Figure 1.4).

Les précipitations moyennes sont assez importantes durant toute l'année. Le cycle saisonnier des précipitations totales (pluie et neige) est peu marqué pour les quatre bassins, voire presque inexistant sur la Seine (Figure 1.4).

L'évapotranspiration en revanche, a un cycle saisonnier très marqué (Figure 1.4). Son maximum se situe autour du mois de juin sur les quatre bassins. La forte disponibilité en eau du sol suite à la saison d'hiver, l'augmentation de l'énergie radiative en surface par rapport aux mois précédents, ainsi que le développement important de la végétation au printemps, sont à l'origine de cette forte évapotranspiration. Autour de ce maximum, l'évapotranspiration est même supérieure aux précipitations totales, sur une période plus ou moins longue selon les bassins versants. Le stock d'eau contenu dans les sols se retrouve ainsi diminué, entraînant un assèchement des sols.

Le cycle saisonnier du ruissellement total (somme du drainage et du ruissellement de surface) est également très marqué. Il est relativement opposé à celui de l'évapotranspiration, et présente un maximum en hiver pour les bassins de la Loire, de la Seine et de la Garonne, et un maximum autour de mai pour le bassin du Rhône (Figure 1.4). Le bassin versant du Rhône intègre une partie des Alpes, la quantité de neige précipitée y est donc plus importante que sur les autres bassins (Figure 1.4). Les chutes de neige entre la fin de l'automne et le début du printemps constituent un stock de neige. Les températures plus douces de la fin du printemps par rapport aux mois précédents entraînent une diminution de ce stock de neige, soutenant ainsi le ruissellement et les débits.

Les bassins versants du Rhône et de la Garonne ont un cycle saisonnier des débits plus marqué que la Loire ou la Seine en raison de cette fonte nivale. Sur la Loire et la Seine, les débits présentent une saisonnalité peu marquée par rapport à l'évolution du drainage. Les nappes sont à l'origine de cette absence de saisonnalité dans les débits, en stockant l'eau drainée en hiver et au début de printemps, et en soutenant les débits en été en automne.

À travers cette analyse des cycles saisonniers moyens des principaux bassins versants français, les différents mécanismes hydrologiques élémentaires, ainsi que les principales variables influençant les débits en France ont été présentés. Connaître les principaux mé-

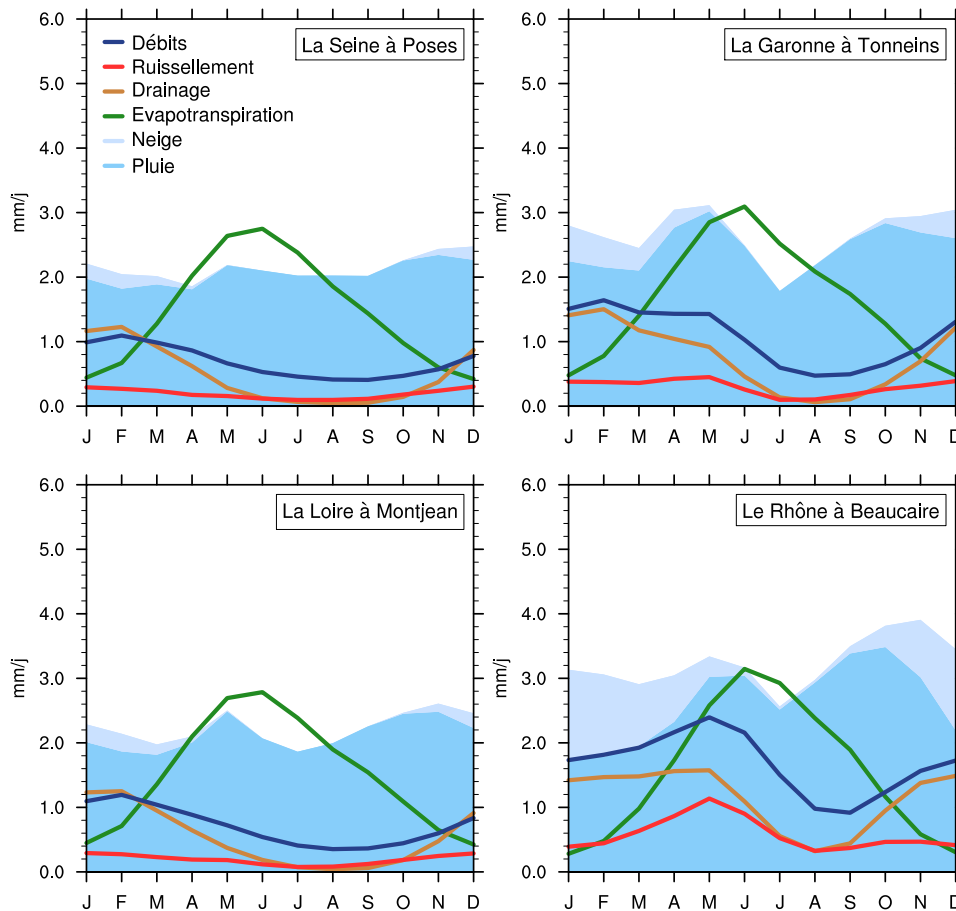


FIGURE 1.4 – Cycle saisonnier moyen de la pluie (bleu foncé) (mm/j), neige (bleu clair), de l'évapotranspiration (vert) (mm/j) du ruissellement (rouge) (mm/j), du drainage (orange) (mm/j) et des débits (bleu) (mm/j) sur les quatre principaux bassins versants en France : la Seine, la Garonne, la Loire et le Rhône, calculé sur la période 1959-2010. Les variables sont issues d'une simulation réalisée avec la chaîne de modélisation Safran-Isba-Modocu (Habets *et al.*, 2008), décrite dans le chapitre 2.

canismes hydrologiques et les principales variables qui influencent le cycle hydrologique continental en France est important pour comprendre comment ce cycle a évolué depuis les années 1850.

## 1.2 Cycle hydrologique et influences multi-décennales

Dans cette section, différents mécanismes pouvant potentiellement influencer le cycle hydrologique en France à des échelles multi-décennales sont présentés. La courte période observationnelle ne permet pas de distinguer correctement les différences entre les variations multi-décennales et centennales pour une grande partie des variables du cycle

hydrologique. Les influences multi-décennales à centennales sont donc considérées. Chacun des mécanismes présentés dans cette section pourrait largement faire l'objet d'une thèse. L'objectif est donc modeste, et s'attèle seulement à les décrire rapidement.

### 1.2.1 Des influences multi-décennales climatiques

Aux échelles de temps multi-décennales, le système climatique est influencé à la fois par la variabilité interne, qui représente la variabilité intrinsèque du système, et la variabilité forcée, induite par des facteurs extérieurs au système climatique, communément appelés forçages externes (Lorenz, 1979). Ces forçages externes sont de deux types : naturels et anthropiques. Le cycle solaire ou les aérosols volcaniques sont des exemples de forçages externes naturels. Les émissions anthropiques des gaz à effet de serre (GES) (e.g. dues aux transports utilisant des combustibles fossiles ou aux centrales à charbon) sont un exemple de forçage externe anthropique. La variabilité totale du climat peut donc être conceptuellement séparée en deux composantes, une variabilité interne, et une variabilité forcée.

#### 1.2.1.1 Variabilité interne du climat en Europe

La Variabilité Atlantique Multi-décennale (AMV pour "Atlantic Multi-decadal Variability"), aussi appelée Oscillation Atlantique Multi-décennale (AMO), est le principal mode de variabilité influençant l'Europe à des échelles de temps multi-décennales (Schlesinger et Ramankutty, 1994; Kerr, 2000; Deser *et al.*, 2010; Cassou *et al.*, 2018). Un mode de variabilité représente une structure spatiale favorisée de variation temporelle, ici, pour la température de surface océanique de l'Atlantique nord.

L'empreinte spatiale de l'AMV est caractérisée par des anomalies de température de surface océanique (SST pour "Sea Surface Temperature") de même signe sur l'Atlantique nord, avec un maximum sur le gyre subpolaire (Figure 1.5 a). L'indice AMV, généralement défini comme la moyenne de la SST sur l'Atlantique nord, dont le signal forcé a été enlevé, est caractérisé par des périodes anormalement froides ou chaudes sur plusieurs décennies (environ 30 à 40 ans) (Figure 1.5 b).

Ces fluctuations multi-décennales de la SST influencent le climat des continents situés autour du bassin de l'Atlantique Nord. Une phase positive de l'AMV est associée à des printemps plus chauds et moins pluvieux sur la France (Sutton et Dong, 2012), et inversement pour une phase négative. En été, le sud de l'Europe et le pourtour méditerranéen sont également plus chauds et moins pluvieux, alors que le reste de l'Europe est plus humide (Sutton et Dong, 2012). La France peut être influencée de manière différente entre



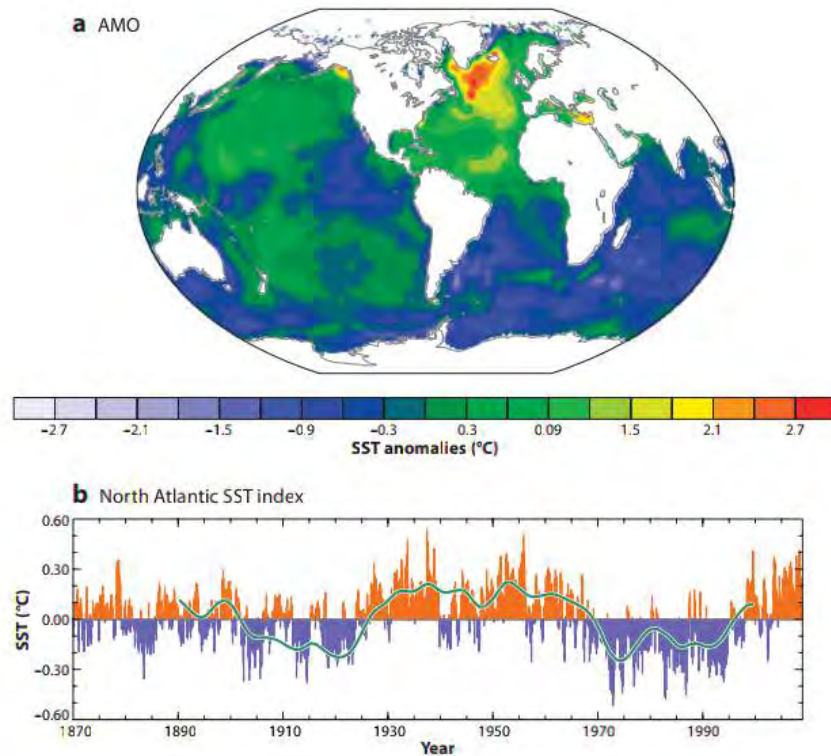


FIGURE 1.5 – (a) Carte de régression de l’anomalie de SST calculée sur l’Atlantique nord sur la période 1870-2008. (b) Évolution de l’indice AMV, défini comme la SST moyenne sur l’Atlantique nord ( $0^{\circ}$  N -  $70^{\circ}$  N). L’anomalie est calculée à partir de la période totale. La ligne verte représente une estimation de la variabilité basse-fréquence de cet indice, filtrée à 10 ans. Les données SST utilisées proviennent de HadISST. Source : Figure 11 de [Deser et al. \(2010\)](#).

le nord et le sud, selon les saisons. Les débits des rivières françaises présentent également de fortes variations multi-décennales au printemps durant le 20<sup>ème</sup> siècle, induites par ces variations des précipitations ([Boé et Habets, 2014](#)).

De nombreuses interrogations et incertitudes existent actuellement, à la fois sur la nature de l’AMV, mais aussi sur les méthodes utilisées pour la caractériser. Une première difficulté provient de la courte fenêtre observationnelle disponible pour étudier cette variabilité multi-décennale, d’environ 150 ans, et avec des observations de qualité discutable avant les années 1900 ([Deser et al., 2010](#)). Une autre difficulté réside dans le fait qu’à l’intérieur de cette courte fenêtre observationnelle, le climat est influencé à la fois par la variabilité interne, mais aussi par les forçages externes que sont les gaz à effet de serre et les aérosols anthropiques, et qu’il est difficile de séparer les deux de façon juste en se basant uniquement sur les observations.

Le rôle des forçages externes dans la variabilité multi-décennale de la SST de l’Atlantique nord est encore sujet à débat. Il est possible que la phase froide de l’AMV dans

les années 1970-1990 ait été favorisée, voire forcée par les aérosols anthropiques (Booth *et al.*, 2012). D'autres études suggèrent également une influence des aérosols sur l'AMV, mais d'origine naturelle, liée aux éruptions volcaniques majeures observées sur la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle (Otterå *et al.*, 2010; Swingedouw *et al.*, 2015).

Dans les modèles climatiques, les simulations de contrôle<sup>1</sup> présentent généralement des variations multi-décennales de la SST de l'Atlantique nord, suggérant que l'AMV est, au moins partiellement, un mode de variabilité interne, et non un objet créé par les forçages externes (Wouters *et al.*, 2012; Qasmi *et al.*, 2017).

Ce mode de variabilité multi-décennale océanique pourrait donc influencer les variations multi-décennales du cycle hydrologique en France, sur une période variable dans le temps.

### 1.2.1.2 Influence des forçages externes

Les forçages externes, naturels ou anthropiques, peuvent aussi potentiellement influencer le cycle hydrologique en France à des échelles de temps multi-décennales.

Les aérosols troposphériques peuvent avoir un impact fort sur le climat, ainsi que sur le cycle hydrologique (Boucher *et al.*, 2013). En effet, les aérosols sulfatés ont un effet direct sur le climat, qui correspond à la rétro-diffusion d'une partie du rayonnement solaire incident vers l'espace. Ces aérosols ont également des effets indirects, comme l'augmentation de la durée de vie et de l'albédo des nuages (induits par le rôle de noyaux de nucléation des aérosols). Ces aérosols, en diminuant le rayonnement solaire incident à la surface, modifient le bilan d'énergie à la surface, ce qui peut influencer l'évapotranspiration, et, par conséquent, le cycle hydrologique.

Les éruptions volcaniques majeures, qui représentent un forçage externe naturel, influencent le climat à diverses échelles de temps, en favorisant notamment la formation d'aérosols sulfatés dans la stratosphère (Robock, 2000). Même si l'impact d'une éruption volcanique particulière est courte, de quelques années tout au plus, une succession d'éruption volcanique majeure pourrait influencer le cycle hydrologique à l'échelle globale sur plusieurs décennies.

Les aérosols anthropiques, par les mêmes mécanismes que ceux évoqués ci-dessus, influencent également le rayonnement solaire incident à la surface. Les modèles climatiques suggèrent que les fortes émissions d'aérosols anthropiques entre les années 1950 et 1980 sont à l'origine d'une baisse importante du rayonnement solaire incident en été sur l'Europe de

---

1. Dans ces simulations, les forçages externes (GES, aérosols, ozone, rayonnement solaire) sont fixés à des valeurs pré-industrielles

l'Ouest à cette même période (Boé, 2016). Il en résulte une baisse de l'évapotranspiration moyenne en été sur l'Europe de l'Ouest (Boé, 2016). Les aérosols anthropiques peuvent donc potentiellement moduler le cycle hydrologique en France, via l'évapotranspiration, à des échelles de temps multi-décennales.

Les gaz à effet de serre représentent également un forçage externe anthropique influençant potentiellement le cycle hydrologique en France à des échelles de temps multi-décennales. Les observations disponibles permettent difficilement pour l'instant de démontrer le rôle des émissions de gaz à effet de serre sur les variations du cycle hydrologique en France au cours du 20<sup>ème</sup> siècle. À des échelles spatiales beaucoup plus grandes, l'impact des GES a pu être démontré sur des variables du cycle hydrologique, comme les précipitations (Stocker, 2014) ou l'évapotranspiration (Douville *et al.*, 2013). À l'échelle de la France cependant, l'influence des GES est encore relativement faible par rapport à la forte variabilité interne du cycle hydrologique. Afin de comprendre comment les émissions de gaz à effet de serre peuvent potentiellement influencer le cycle hydrologique en France, les principaux résultats des études portant sur les impacts futurs du changement climatique sur le cycle hydrologique en France sont présentés.

Globalement, sans une réduction drastique des émissions des gaz à effet de serre, une forte augmentation de l'évapotranspiration est attendue à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle en hiver et au printemps en moyenne sur les principaux bassins versants en France (la Loire, la Seine, la Garonne et le Rhône) par rapport à la période 1960-1990 (Dayon *et al.*, 2018). En été en revanche, où l'évapotranspiration est limitée par l'eau contenue dans les sols, une forte diminution de l'évapotranspiration est attendue sur ces quatre bassins versants, induite par l'assèchement des sols au cours de l'hiver et du printemps.

En considérant le scénario "du laisser faire", une augmentation des précipitations est attendue sur la partie nord de la France en hiver pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle par rapport à la période 1960-1990 (Dayon *et al.*, 2018). En été, une baisse des précipitations est projetée sur toute la France métropolitaine.

Il résulte de ces changements une diminution des débits en été sur la France à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle par rapport à la période 1960-1990, la plus forte dans le sud. Cette diminution est également visible sur les débits d'étiages (Dayon *et al.*, 2018). Une augmentation de la fréquence, la durée et l'intensité des sécheresses est également projetée pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (Soubeyroux *et al.*, 2008; Dayon *et al.*, 2018). L'impact sur les sécheresses agricoles est visible dès le milieu du 21<sup>ème</sup> siècle, induit par l'assèchement des sols (Soubeyroux *et al.*, 2008).

Les nappes devraient se retrouver également impactées par cette baisse de l'eau disponible. Les projections réalisées par Habets *et al.* (2013) sur la Seine suggèrent une

diminution de la hauteur piézométrique des nappes d'environ 4 à 6 mètres en 2050 par rapport à la période 1961-1990, en considérant un scénario non-modéré sur la réduction des gaz à effet de serre.

Enfin, sur les régions montagneuses, dans les Alpes et les Pyrénées, une baisse importante du manteau neigeux est prévue, d'environ -40% en moyenne, pour la moitié du 21<sup>ème</sup> siècle, même en considérant le scénario d'émission le plus optimiste (Dayon *et al.*, 2018). Cette diminution est la plus forte en zone de moyenne et de basse montagne. Il en résulte une forte diminution des débits en été sur les Alpes et les Pyrénées.

### 1.2.2 Influences anthropiques non-climatiques

Des influences anthropiques non-climatiques, comme la construction de barrages ou les prélèvements en eau, peuvent également influencer la variabilité des débits à des échelles de temps décennale à multi-décennales.

Sur la partie amont du bassin du Rhône par exemple, l'augmentation importante de la capacité de stockage des réservoirs entre les années 1950 et 1980 est potentiellement à l'origine d'une augmentation des débits en hiver, où l'eau des barrages est relâchée pour la production hydroélectrique (Loizeau et Dominik, 2000). En été, une diminution des débits est visible entre les années 1950 et 1980, une partie de cette eau étant stockée dans les barrages pour l'hiver (Loizeau et Dominik, 2000). Ces barrages, construits sur le bassin du Rhône, ont également pour objectif d'écarter les crues, ce qui a pour effet de diminuer les débits maximums (Loizeau et Dominik, 2000). Autre exemple, les grands réservoirs construits en amont du bassin de la Seine dans les années 1960 qui servent en partie à limiter les inondations en écartant les crues (seine-grandslacs.fr/). Généralement, l'influence des barrages, qui peut être forte selon les saisons, est faible en annuel. En effet, la très grande majorité des barrages français sont utilisés afin de compenser la forte saisonnalité des débits, et très peu de transferts sont réalisés d'une année à l'autre.

## 1.3 Évolution passée du cycle hydrologique observé en France au 20<sup>ème</sup> siècle

Afin de caractériser l'impact des fluctuations climatiques, et notamment l'influence du changement climatique, une partie des études réalisées sur l'évolution passée du cycle hydrologique en France et en Europe se sont focalisées sur l'étude des tendances des débits durant les dernières décennies, des années 1960 à 2010 environ. L'intérêt de cette période est d'avoir une bonne couverture spatiale des observations. En effet, avant les années 1960,

les observations de débits en France et en Europe sont beaucoup plus rares (Hannah *et al.*, 2011).

Les études de Renard *et al.* (2008); Stahl *et al.* (2010); Giuntoli *et al.* (2013) s'accordent sur une augmentation de la sévérité des sécheresses hydrologiques dans le sud de la France, notamment dans les Alpes et les Pyrénées, ainsi qu'à une baisse significative des débits moyens dans le sud de la France depuis les années 1960.

Toutefois, cette période de temps est trop courte pour distinguer clairement les tendances induites par les GES, ici 40 ans, des variations multi-décennales potentielles des débits induites par la variabilité interne du climat. Oubeidillah *et al.* (2012) et Giuntoli *et al.* (2013) ont étudié les liens possibles entre ces tendances à court terme des débits observés et des indices climatiques, dont l'AMV. Aucune conclusion robuste n'a cependant pu être établie entre ces variations des débits et l'AMV, principalement à cause de la trop courte période d'étude (Giuntoli *et al.*, 2013; Oubeidillah *et al.*, 2012).

Les travaux de Hannaford *et al.* (2013) ont mis en évidence que ces tendances, visibles sur les débits des rivières françaises entre les années 1960 et 2010 environ, présentent de fortes variations lorsque la période d'étude est allongée de quelques années. Des études s'appuyant sur les rares observations longues disponibles semblent nécessaires pour caractériser et comprendre les mécanismes à l'origine de ces variations multi-décennales.

Plus récemment, Boé et Habets (2014) ont montré l'existence d'une variabilité multi-décennale sur les débits des rivières françaises au 20<sup>ème</sup> siècle à partir de quelques observations longues disponibles (Figure 1.6). Cette variabilité est la plus forte au printemps, avec des variations significatives des débits, pouvant atteindre jusqu'à 40% des débits moyens. Ces variations multi-décennales sont dues à des variations significatives des précipitations et de la température sur la France, concomitantes avec celles des débits, et généralement en accord avec celles observées par Sutton et Dong (2012). Ces deux études suggèrent que l'AMV, en influençant la circulation atmosphérique, est le moteur de ces variations de précipitation et de température, et *in fine*, des débits.

Pour les autres saisons, les mécanismes associés à la variabilité multi-décennale des débits, lorsqu'elle existe, restent encore mal compris. L'évolution de l'humidité des sols ou des aquifères pourrait être à l'origine de cette variabilité multi-décennale des débits (Boé et Habets, 2014).

Dieppoïis *et al.* (2016) ont également identifié la présence de variations multi-décennales sur les séries longues d'observations de précipitations et de débits à Paris, cohérentes avec celles observées dans Boé et Habets (2014). Ces variations sont les plus fortes au printemps et en hiver, et semblent moduler de manière importante les tendances séculaires (Dieppoïis *et al.*, 2016). Il a été suggéré que des fluctuations multi-décennales de la circulation

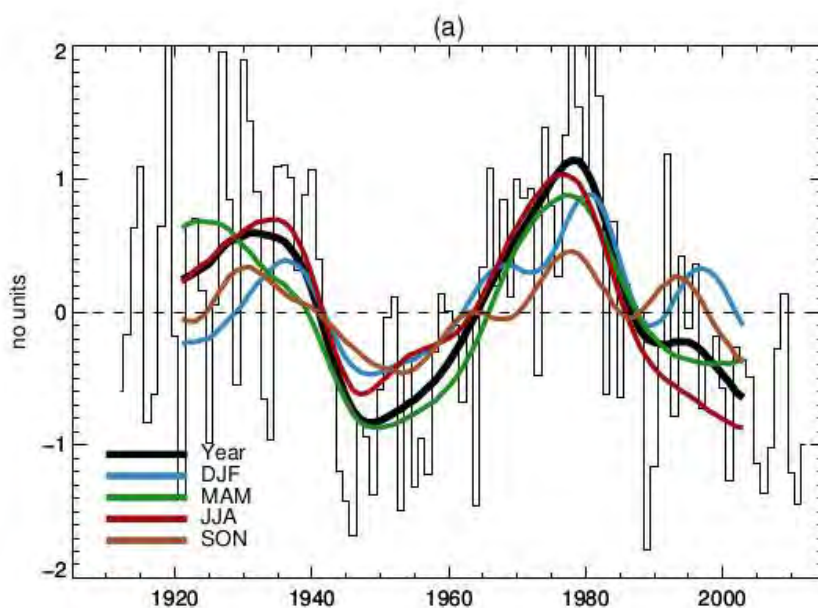


FIGURE 1.6 – Évolution des débits standardisés du Gave d'Ossau à Oloron-Ste-Marie, situé dans les Pyrénées (France). Barres : débits moyens annuels ; courbes : débits annuels et saisonniers filtrés. Source : Figure 2a de [Boé et Habets \(2014\)](#).

atmosphérique influencent la variabilité multi-décennale de ces variables hydroclimatiques ([Dieppois et al., 2016](#)).

Des variations multi-décennales ont également été observées sur les précipitations extrêmes par [Willems \(2013\)](#) en hiver et en été à partir d'une série unique d'observation de précipitations réalisée toutes les dix minutes depuis 1898 à Uccle, en Belgique (Figure 1.7). Les phases multi-décennales négatives sont caractérisées par un nombre d'évènements extrêmes moins important, et d'intensité moindre, le premier facteur étant le plus marqué des deux ([Willems, 2013](#)). L'inverse se produit lors des phases positives.

[Willems \(2013\)](#) suggère que l'augmentation récente des précipitations extrêmes en hiver, environ 15% supérieur au reste de la période, pourrait être causée par le changement climatique. En effet, le signe et l'ordre de magnitude de ce changement est en accord avec les études d'impacts du réchauffement climatique réalisées à partir de modèles régionaux ([Willems et al., 2012](#)). Ce résultat est cependant sujet à caution, aucune analyse de détection et attribution n'ayant été réalisée dans cet article.

Cette variabilité multi-décennale des précipitations extrêmes semble se propager en hiver sur les débits extrêmes de la Meuse à Monsin, une rivière proche de la station d'observation utilisée pour étudier les précipitations extrêmes (Figure 1.8). Des résultats proches sont obtenus pour certaines stations dans le nord de la France ([Willems, 2013](#)).

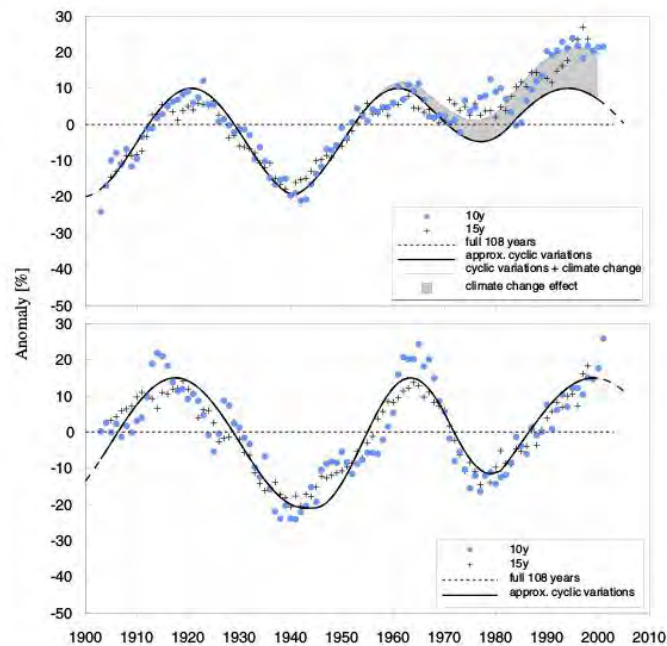


FIGURE 1.7 – Anomalies relatives (%) des précipitations extrêmes calculées sur des fenêtres glissantes de 10 ans (points bleus), et 15 ans (croix), relatives aux précipitations extrêmes moyennes sur toute la période d'étude. Les précipitations extrêmes sont estimées à partir d'une série de précipitations observées toutes les 10 minutes à Uccle (Belgique) en hiver (haut) et en été (bas). Les traits noirs représentent une approximation quasi-cycle de l'évolution de ces anomalies. Source : Figure 1 de [Willems \(2013\)](#).

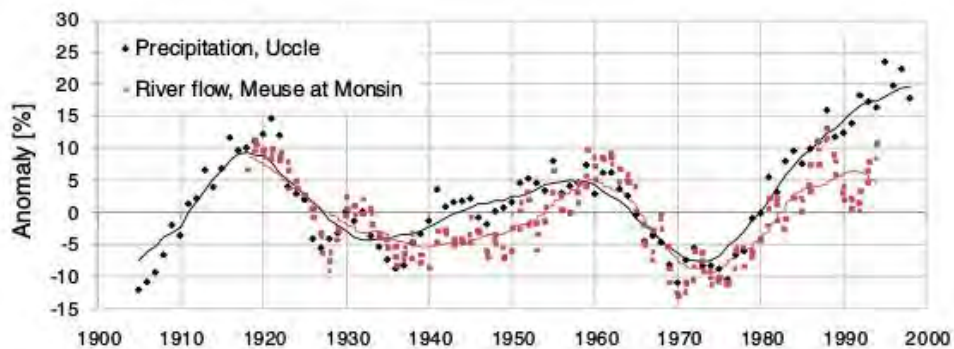


FIGURE 1.8 – Anomalies des quantiles extrêmes des précipitations mensuelles à la station de Uccle (Belgique) et des débits mensuels de la Meuse à Monsin en hiver, calculés sur une fenêtre glissante de 15 ans par rapport à la période totale.

Il est difficile d'aller plus loin dans la caractérisation et la compréhension de la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique en France en restant basé uniquement sur les observations. En effet, les observations longues de débits (environ un siècle) sont rares. Pour les autres variables du cycle hydrologique (évapotranspiration, humidité des sols,

manteau neigeux), de telles séries d'observations sont inexistantes. De plus, les observations longues de débits peuvent présenter des influences anthropiques non-climatiques, comme la présence de barrages ou de pompages, ainsi que des inhomogénéités temporelles, induites par des changements de localisation de station ou de technique de mesure par exemple. Il est donc difficile de distinguer le rôle de ces différents éléments dans la variabilité multi-décennale des débits observés. Les diverses observations disponibles ont tout de même permis de mettre en avant la présence d'une forte variabilité multi-décennale sur les observations de débits en France, ainsi que sur les débits extrêmes sur la Meuse, et donc potentiellement en France.

## 1.4 Étudier le cycle hydrologique passé

Dans ce contexte de manque de données, caractériser et comprendre la variabilité multi-décennale des débits, ainsi que des autres variables du cycle hydrologique s'avère difficile. Disposer d'une période d'étude assez longue, d'un siècle ou plus, est primordial pour étudier le cycle hydrologique continental à des échelles de temps multi-décennales. Une alternative est de reconstituer les variations passées de la, ou les, variables d'intérêts. Pour cela, différentes méthodes existent, et sont utilisées en fonction de la variable à reconstruire, de l'objectif visé et des données disponibles.

### 1.4.1 Documents historiques

Il est possible, à partir de documents historiques, de reconstituer des séries passées, de crues par exemple (Brázdil *et al.*, 2006; Lang *et al.*, 1998). En hydrologie, les séries reconstruites concernent principalement les événements extrêmes, plus facilement archivés. De multiples sources historiques peuvent être utilisées pour reconstruire ces événements ponctuels, comme des coupures de journaux, des peintures ou des registres religieux (voir Carey (2012), pour une revue des différents types de documents possibles). La collaboration entre historiens, archivistes et hydrologues permet ainsi de valoriser ces informations historiques. L'objectif de ces reconstitutions historiques est généralement de mieux estimer le risque associé à un événement extrême considéré, comme le risque d'inondation par exemple, en le comparant aux événements passés.

### 1.4.2 Reconstructions paléoclimatiques et paléohydrologiques

La paléoclimatologie étudie les climats passés et leurs variations. De façon similaire, la paléohydrologie étudie l'hydrologie des époques anciennes, ainsi que son évolution.



À partir de proxies, qui sont des variables ayant un potentiel explicatif du climat ou de l'hydrologie, des variables climatiques, comme la température, ou hydrologique, par exemple les crues, sont reconstruites, au pas de temps saisonnier, annuel ou décennale, via diverses méthodes statistiques. Les techniques utilisées s'appuient généralement sur le calage d'une relation statistique entre le proxy considéré et la variable d'intérêt sur la période instrumentale.

Les reconstructions paléoclimatiques ou paléohydrologiques peuvent permettre de remonter très loin dans le passé, pouvant aller jusqu'à plusieurs millions d'années. [Bradley \(1999\)](#), [Jarrett \(1991\)](#), [Baker \(2008\)](#), ([Jones \*et al.\*, 2009](#)) détaillent les concepts utilisés, ainsi que de nombreux proxies utilisables.

[Büntgen \*et al.\* \(2005\)](#) ont par exemple utilisé les cernes de différentes espèces d'arbres pour reconstruire la température dans les Alpes depuis plus de mille ans. [Willems \(2013\)](#) et [Wilhelm \*et al.\* \(2013\)](#) ont reconstitués 1400 ans de précipitations extrêmes et de crues dans les Alpes à partir de sédiments lacustres.

L'étude de [Wilhelm \*et al.\* \(2013\)](#) suggère que l'intensité et la fréquence des crues varient à des échelles de temps multi-décennales, ces dernières étant favorisées lors de périodes plus chaudes et humides.

La principale limite de ces reconstructions paléoclimatiques et paléohydrologiques est que leurs résolutions spatiales et temporelles sont souvent grossières. Ces méthodes ne permettent pas de caractériser précisément la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique en France, ainsi que les mécanismes associés.

### 1.4.3 Modélisation numérique

Le recours à la modélisation permet de s'affranchir de ces lacunes observationnelles, tout en conservant une fine résolution spatiale et temporelle. L'utilisation de modèle à base physique, comme le modèle couplé Isba-Modcou ([Habets \*et al.\*, 2008](#)), permet de disposer de la plupart des variables du cycle hydrologique, permettant ainsi d'étudier les différents mécanismes associés à la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique.

Cependant, les observations météorologiques en France sur tout le 20<sup>ème</sup> siècle et avec une bonne couverture spatiale sont rares. Il est donc compliqué, voire impossible pour certaines variables, de les spatialiser pour forcer des modèles hydrologiques ([Minvielle \*et al.\*, 2015](#)). Une première étape consiste donc à reconstruire les forçages météorologiques nécessaires au modèle hydrologique utilisé.

Le développement récent de réanalyses atmosphériques grandes échelles disponibles

sur des périodes de temps longues (au moins un siècle) représente en ce sens une grande opportunité. La "Twentieth Century Reanalysis" (20CR [Compo et al., 2011](#)), produite par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), et la "European Reanalysis of the Twentieth Century" (ERA20C [Poli et al., 2016](#)) du ECMWF (European Center of medium-range Weather Forecasts) couvrent au minimum le 20<sup>ème</sup> siècle, et sont disponibles sur tout le globe. Toutefois, ces réanalyses sont encore à des résolutions beaucoup trop grossières pour être directement utilisées pour forcer un modèle hydrologique. De plus, très peu de variables différentes sont assimilées dans ces réanalyses longues : la pression au niveau de la mer et le vent de surface pour ERA20C, et uniquement la pression au niveau de la mer pour la réanalyse 20CR. La densité de ces observations évolue fortement dans le temps, pouvant entraîner la présence de variations basses fréquences et/ou de tendances irréalistes dans ces réanalyses atmosphériques longues ([Krueger et al., 2013](#); [Oliver, 2016](#)).

L'utilisation de méthodes de descente d'échelle statistique, généralement utilisées dans des études d'impacts du changement climatique, permet de reconstruire, à partir de ces réanalyses grande échelles, les forçages météorologiques à haute résolution nécessaires aux modèles hydrologiques ([Caillouet et al., 2016](#); [Minvielle et al., 2015](#)). [Caillouet et al. \(2016\)](#) ont par exemple utilisé cette méthode pour reconstruire les sécheresses hydrologiques en France depuis les années 1880 (Figure 1.9).

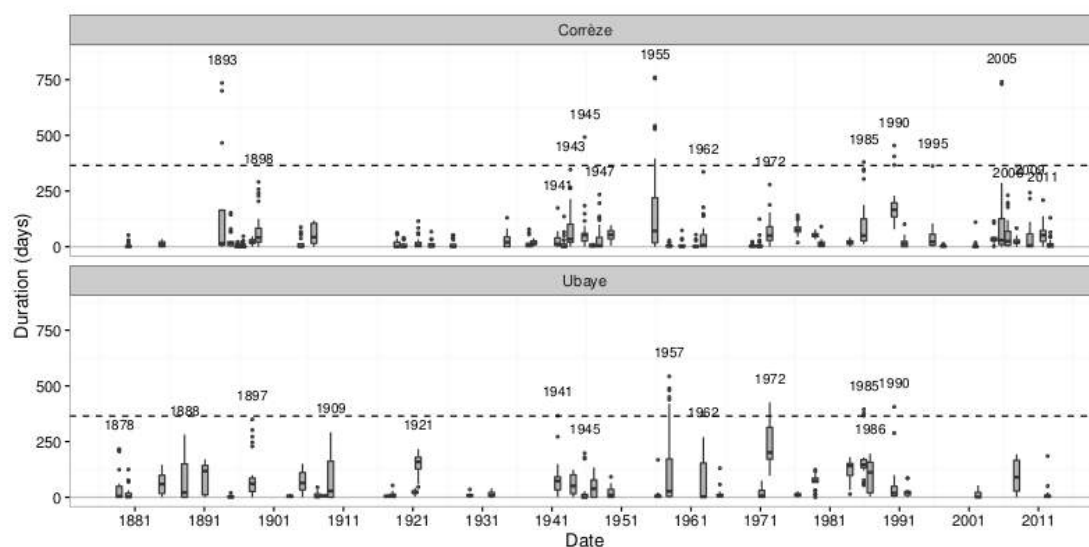


FIGURE 1.9 – Durée moyenne des sécheresses annuelles (en jours) des bassins versants de la Corrèze et de l'Ubaye sur la période 1871-2012. L'ensemble des 25 membres sont représentés par les boîtes à moustache. Les limites des boîtes correspondent au premier et au troisième quartiles. Les moustaches représentent 1.5 fois la distance interquartile. Source : Figure 11 de ([Caillouet et al., 2016](#))

La principale limite de cette approche est que la qualité des forçages météorologiques qui en découlent, ainsi que les reconstructions<sup>2</sup> hydrologiques, dépendent fortement de la qualité des réanalyses. Ainsi, les variations basses fréquences et les tendances irréalistes présentes dans les réanalyses peuvent se retrouver dans les forçages météorologiques. De plus, ces méthodes de descente d'échelle ne sont pas optimales, toute l'information fournie par les réanalyses n'est pas utilisée.

Pour pallier ce problème, une approche intéressante consiste à combiner le résultat d'une descente d'échelle à des observations locales pour améliorer les forçages météorologiques. [Kuentz et al. \(2015\)](#) ont proposé une méthode basée sur cette approche pour reconstruire les précipitations de 22 bassins versants localisés dans le sud de la France. Le potentiel de cette méthode a été évalué face à deux autres approches statistiques : une méthode de descente d'échelle statistique seule et un modèle de régression linéaire, calibré sur les observations locales voisines les plus proches disponibles [Kuentz et al. \(2015\)](#).

Combiner une méthode de descente d'échelle statistique avec des observations locales de précipitation et de température permet d'améliorer la représentation des précipitations journalières par rapport à la méthode de descente d'échelle seule (Figure 1.10 a et c). Les corrélations journalières calculées entre les précipitations observées et issues de la descente d'échelle statistique contrainte par les observations sont également légèrement améliorées par rapport à la méthode de régression linéaire utilisée dans [Kuentz et al. \(2015\)](#) (Figure 1.10 b et c).

Des reconstructions hydrométéorologiques basées sur une approche similaire, combinant méthode de descente d'échelle statistique et observations locales, ont également été réalisées à partir de la méthode de descente d'échelle développée par [Dayon et al. \(2015\)](#). Cette méthode, initialement utilisée pour le climat futur, a été appliquée aux réanalyses 20CRv2 ([Compo et al., 2011](#)) et ERA20C ([Poli et al., 2016](#)). Les résultats obtenus ont ensuite été contraints par des observations mensuelles de précipitation et de température homogénéisées sur la France. Ces reconstructions ont été évaluées et analysées dans le cadre de cette thèse, les résultats sont présentés par la suite.

L'idée de combiner une méthode de descente d'échelle statistique et des observations locales a également été suggérée par [Minvielle et al. \(2015\)](#), afin de corriger les biais et d'améliorer les corrélations journalières issues de la méthode de descente d'échelle DSCLIM ([Pagé et Terray, 2010](#)).

Un grand potentiel d'amélioration existe sur cette méthode combinant méthode de

---

2. Une petite note sur ce terme "reconstruction" est nécessaire. En effet, ce terme est généralement associé aux reconstructions paléoclimatiques, ou paléohydrologiques. Il a été récemment repris pour parler des forçages météorologiques issues des méthodes de descente d'échelle et les simulations hydrologiques associées, définie comme des "reconstructions hydrométéorologiques" ([Caillouet, 2016](#); [Dayon, 2015](#); [Kuentz et al., 2015](#)). Ce terme sera utilisé dans la suite de cette thèse en ce sens.

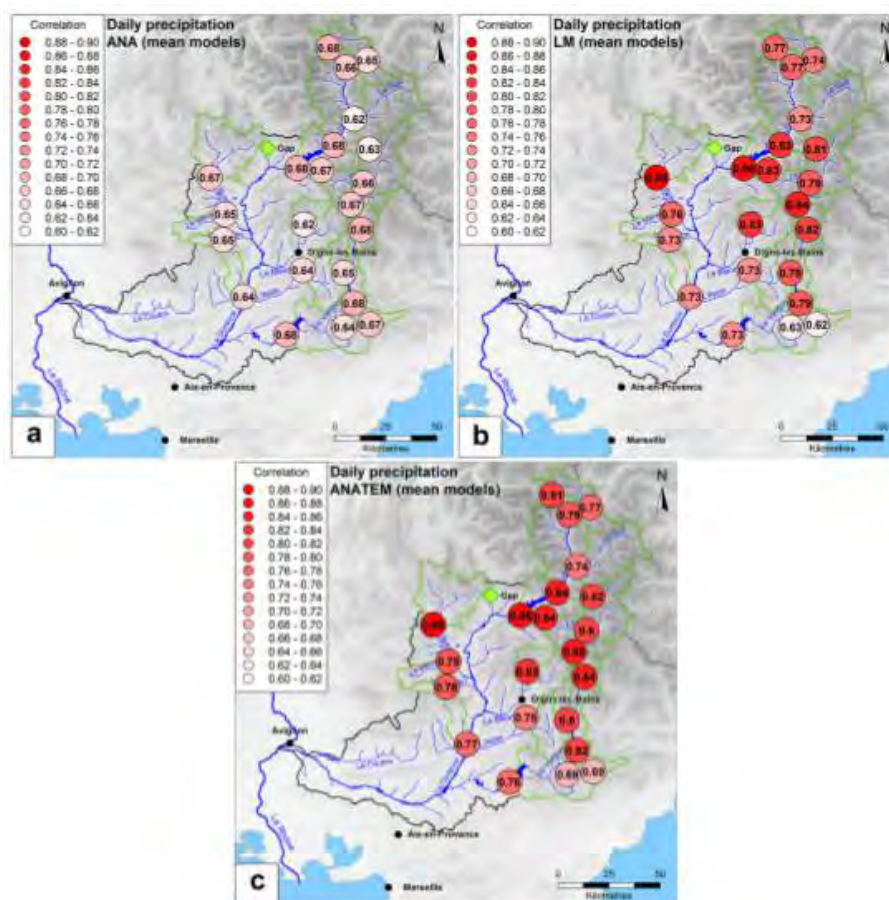


FIGURE 1.10 – Corrélations des précipitations journalières observées avec les précipitations journalières issues de (a) la méthode de descente d'échelle statistique seule, (b) la méthode de régression linéaire et (c) de la méthode de descente d'échelle statistique contrainte par des observations locales, sur la période 1948-2010. Source : Figure 13 de [Kuentz et al. \(2015\)](#)

descente d'échelle et observations locales. En effet, la méthode de descente d'échelle utilisée dans ([Kuentz et al., 2015](#)) est à la base développée pour réaliser des prévisions de précipitations (eg [Obled et al. 2002](#)). De plus, la contrainte par les observations a été réalisée de façon simple, pour évaluer le potentiel de cette méthode, et peut elle aussi être améliorée ([Kuentz et al., 2015](#)). Enfin, les observations utilisées pour la contrainte sont également sujet à réflexion, que ce soit sur le choix de la ou les observations utilisées, ou encore la qualité des observations utilisées.

## 1.5 Objectifs de thèse et mise en oeuvre

L'objectif général de cette thèse est de faire progresser l'état des connaissances actuelles sur l'évolution du cycle hydrologique continental passé en France en se focalisant sur les 150 dernières années. Pour cela, ces travaux de thèse sont basés sur quatre principaux objectifs. Le premier objectif est de caractériser la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental en France depuis les années 1850 à aujourd'hui, avec un focus sur la variabilité multi-décennale. Le second objectif est d'estimer l'influence de cette variabilité multi-décennale sur les extrêmes hydrologiques. Le troisième objectif est de comprendre les mécanismes hydrologiques et climatiques associés à cette variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental en France. Le quatrième objectif est méthodologique, il s'agit de développer une reconstruction hydrométéorologique sur le bassin versant de la Seine sur 150 ans, permettant d'étudier à la fois la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique, mais aussi des événements courts, comme les crues ou les sécheresses hydrologiques.

Une première étape consiste à évaluer des reconstructions hydrométéorologiques développées sur la France dans le cadre de la thèse de [Dayon \(2015\)](#) (chapitre 3). Il s'agit notamment d'estimer l'apport de la contrainte de la méthode de descente d'échelle statistique développée dans [Dayon \*et al.\* \(2015\)](#) par des observations locales mensuelles de précipitation et de température (chapitre 3). À partir de ces reconstructions hydrométéorologiques, la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental en France est caractérisée, et les principaux mécanismes hydrologiques associés à ces variations en été sont étudiés.

L'une des principales difficultés dans l'étude de la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental est qu'il est important de disposer d'une période la plus longue possible, tout en ayant une bonne représentation des variabilités à des échelles de temps plus fines, pour pouvoir étudier les mécanismes hydrologiques associés.

Dans une seconde étape, une reconstruction hydrométéorologique est développée sur le bassin de la Seine à partir d'une nouvelle méthode (chapitre 4). Cette nouvelle reconstruction a pour objectif principal de mieux reproduire les événements extrêmes, donc la variabilité journalière, tout en gardant une bonne représentation des variations multi-décennales, sur une période de 150 ans. Pour cela, la nouvelle réanalyse NOAA 20CRv2c, disponible à partir les années 1850, est utilisée. Une nouvelle approche est développée, combinant une contrainte au pas de temps journalier à une contrainte au pas de temps mensuel. Un effort est réalisé pour évaluer cette reconstruction à partir de diverses observations hydrologiques longues indépendantes, dont certaines ont été numérisées pour l'occasion.

Enfin, cette nouvelle reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine est analysée (chapitre 5), afin de caractériser l'évolution du cycle hydrologique sur le bassin de la Seine depuis les années 1850. L'influence des variations multi-décennales hydroclimatiques du bassin de la Seine sur les extrêmes hydrologiques est ensuite étudiée. Pour finir, les différents mécanismes hydrologiques et climatiques à l'origine de cette variabilité sont analysés. Différents jeux de données sont utilisés dans ces analyses, en parallèle de la reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine, pour répondre à ces objectifs : des observations longues, des réanalyses atmosphériques grandes échelles et une reconstruction paléoclimatique.



# Données et modèles

---

## Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Observations</b>	<b>30</b>
2.1.1	Précipitations et température	30
2.1.2	Débits	31
2.1.3	Hauteur maximale de la Seine à Paris	32
<b>2.2</b>	<b>Réanalyses atmosphériques</b>	<b>33</b>
<b>2.3</b>	<b>Safran-Isba-Modcou (SIM)</b>	<b>34</b>
2.3.1	Safran	34
2.3.2	Isba	36
2.3.3	Modcou	38
2.3.4	Sensibilité des débits moyens à la nouvelle version Surfex (v8.1)	39

---



Dans ce chapitre, les différents jeux d'observations utilisés pour le développement de reconstructions hydrométéorologiques au cours de cette thèse, ainsi que pour leurs évaluations, sont d'abord présentés. Parmi ces observations, des données anciennes collectées et numérisées dans le cadre du projet LEFE (CNRS) VITESSE (VarIaTions hydro-climatiquEs Sur le bassin de la SEine depuis trois cent ans) sont présentées. Les réanalyses atmosphériques grandes échelles utilisées pour reconstruire le forçage météorologique nécessaire à la modélisation hydrologique sont ensuite décrites. Enfin, la chaîne de modélisation hydrométéorologique Safran-Isba-Modcou (SIM), utilisée pour simuler le cycle hydrologique passé en France, est détaillée.

## 2.1 Observations

### 2.1.1 Précipitations et température

Deux jeux d'observations de précipitation et de température sont utilisés. Le premier est constitué de séries d'observations mensuelles de précipitations et de température homogénéisées sur la France (Série Mensuelle de Référence, SMR) développées par Météo-France (Moisselin *et al.*, 2002). Ces observations sont disponibles de 1890 à 2006, et comptent 310 stations d'observations de précipitation et 91 de température. Ces stations ne sont pas homogènes spatialement sur la France. Malheureusement, ce jeu de données est un peu ancien, et n'est pas disponible après 2006. Les nouveaux jeux de données n'étant pas disponible sur une période aussi longue, les séries SMR sont tout de même conservées pour la suite. L'homogénéisation réalisée sur les séries mensuelles a pour but de corriger les éventuelles ruptures dues aux changements d'instrumentation et/ou de localisation des stations. Ces séries mensuelles de précipitations et de températures constituent donc un jeu d'observation de qualité, adapté à l'étude de la variabilité multi-décennale et des tendances. Ces observations sont utilisées pour le développement des reconstructions hydrométéorologiques sur la France (chapitre 3) et sur la Seine (chapitre 4), ainsi que pour leurs évaluations (chapitres 3 et 4).

Des séries journalières de précipitation et de température (Série Quotidienne de Référence, SQR) sont également utilisées. Ces observations sont elles aussi développées par Météo-France et sont disponibles sur la période 1885-2003. Contrairement aux observations SMR, les séries journalières SQR ne sont pas homogénéisées temporellement. De plus, très peu de stations sont disponibles avant les années 1955 et aucune n'est disponible entièrement sur toute la période. Ces observations journalières SQR sont également utilisées pour le développement des reconstructions hydrométéorologiques sur la Seine (chapitre 4).

### 2.1.2 Débits

Les observations de débits sont principalement utilisées dans cette thèse pour évaluer les reconstructions hydrométéorologiques développées. La Banque Hydro française ([ww.hydro.eaufrance.fr](http://ww.hydro.eaufrance.fr)) fournit les hauteurs d'eau et les débits de plus de 5000 stations hydrométriques sur l'ensemble du territoire Français (Dom-Tom compris). Parmi ces 5000 stations hydrométriques, 3000 sont actuellement en activité. Plusieurs ensembles de stations hydrométriques issues de cette banque de données sont utilisées durant cette thèse. Pour chacun de ces ensembles, les stations sélectionnées sont simulées par le modèle hydrogéologique Modcou (présenté section 2.3.3 de ce chapitre).

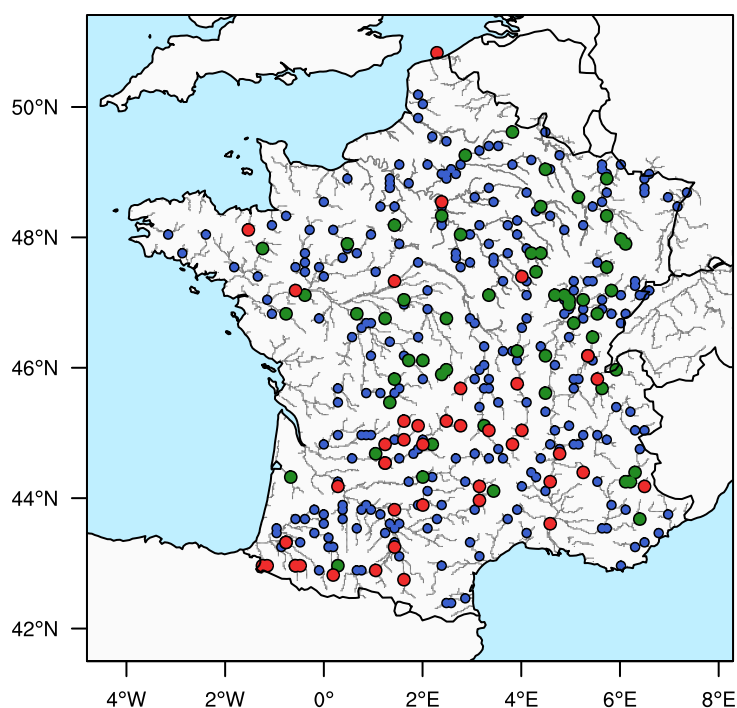


FIGURE 2.1 – En bleu, stations d'observations des débits journaliers issues de la Banque Hydro française et disponibles sur la période 1979-2010 avec au maximum un an de valeurs manquantes. En vert, stations d'observations des débits journaliers considérées comme non-influencées par l'Homme. En rouge, stations d'observations des débits journaliers considérées comme longues, c'est à dire disponible sur au moins 70 ans et avec un an de données manquantes maximum.

Un premier ensemble, sélectionné dans le cadre de cette thèse, regroupe les 195 stations hydrométriques disponibles sur la France métropolitaine, sur la période 1979-2010, avec au maximum un an de données manquantes, et dont la qualité des observations est indiquée comme correcte (Figure 2.1).

Un second ensemble de 32 stations longues de débits est également utilisé (Figure 2.1). Les stations sélectionnées contiennent au minimum 70 ans de données journalières et avec au maximum un an de données manquantes. Le débit des stations provenant de la Banque Hydro n'est pas naturalisé. Elles peuvent donc contenir des influences anthropiques non-climatiques, telles que la présence de barrages ou de prélèvements en eau. Ces stations peuvent contenir des influences anthropiques non-climatiques, comme des barrages ou des prélèvements en eau. Elles peuvent également être influencée par des changements de technique de mesure ou de localisation de la station d'observation. Enfin, ces stations longues ne sont pas réparties de façon homogène. Une grande partie de ces stations sont localisées dans le sud du pays (Figure 2.1).

Un dernier ensemble de 63 stations considérées comme non-influencées par l'Homme en été et en hiver d'après (Giuntoli *et al.*, 2012, 2013) est également utilisé par la suite (Figure 2.1).

Compte tenu de la rareté des observations longues existantes, acquérir de nouvelles observations longues est un enjeu important. Ceci afin de mettre en perspective les observations existantes, de valider les reconstructions hydrométéorologiques développées par la suite, ainsi que de vérifier la robustesse des mécanismes mis en évidence par les reconstructions.

Le projet LEFE VITESSE, mené par Julien Boé, Florence Habets et Laurence Lestel s'inscrit dans cette volonté de "data-rescue" et de mise en valeur des données anciennes, récemment mis en avant par la communauté internationale (Hannah *et al.*, 2011). Ce projet, qui implique principalement le CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancées en Calcul Scientifique) et l'UMR METIS (Milieux Environnementaux, Transferts et Interaction dans les hydrosystèmes et les Sols), a permis la récupération et la digitalisation de données anciennes de hauteurs d'eau sur le bassin versant de la Seine.

À partir de ces données récupérées et digitalisées, des reconstitutions longues des débits de la Seine à Paris et de la Marne à Chalifert ont été réalisées dans le cadre d'un stage de première année de master réalisé par Pierre Salmon en parallèle de cette thèse. Pour cela, les courbes de tarages (qui indiquent la relation hauteur/débit) ont été reconstituées. Les valeurs de jaugeage (nécessaire à la réalisation des courbes de tarage) sont rares au début du siècle, ce qui peut affecter les débits sur cette période.

### 2.1.3 Hauteur maximale de la Seine à Paris

Une série des hauteurs maximales de la Seine à Paris, disponible de l'année 1733 jusqu'en 2007, a été reconstituée. Pour cela, trois séries différentes ont été utilisées. Une

première série des hauteurs journalières de la Seine à Paris Austerlitz, collectée et digitalisée dans le cadre du projet LEFE VITESSE, est disponible de l'année 1733 à l'année 1848. Ensuite, une série de hauteurs maximales annuelles de la Seine à Paris Pont Royal publiée par [Frolow \(1953\)](#), est disponible de 1800 à 1952. Enfin, une série de hauteurs d'eau journalières de la Seine à Austerlitz, fournie par la DRIEE (Direction régionale et interdépartementale de l'environnement et de l'énergie) et téléchargeable sur la Banque Hydro, est disponible des années 1885 à nos jours.

Les hauteurs maximales annuelles (Frolow, 1953) proviennent d'une station de mesure différente de celle des séries de hauteurs journalières. Pour corriger cette différence d'échelle, une régression linéaire est calculée entre la série de hauteurs maximales annuelles issue de [Frolow \(1953\)](#) et celle provenant des hauteurs journalières digitalisées sur leur période commune (1800-1848), afin d'en déduire un facteur de correction.

Cette série permet ainsi d'étudier la variabilité des hauteurs maximales annuelles de la Seine à Paris sur presque trois siècles, et permet d'évaluer la reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine par la suite sur l'intégralité de sa période.

## 2.2 Réanalyses atmosphériques

Les réanalyses atmosphériques disponibles sur un siècle ou plus sont peu nombreuses ([Fujiwara et al., 2017](#)). La "Twentieth Century Reanalysis" (20CRv2; [Compo et al., 2011](#)), produite par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) est disponible depuis les années 1871. La plus récente "European Reanalysis of the Twentieth Century" (ERA20C; [Poli et al., 2016](#)), élaborée par l'ECMWF (European Center of Medium-range Weather Forecasts), commence en 1900. Récemment, la nouvelle réanalyse 20CRv2c, également produite par la NOAA, s'étend sur une période encore plus longue, allant de 1851 à 2010.

Ces réanalyses sont développées à partir d'un modèle de prévision météorologique dans lequel sont assimilées des observations atmosphériques. Dans les réanalyses 20CRv2 et 20CRv2c, seules des observations de pression de surface et/ou au niveau de la mer sont assimilées. Pour ERA20C, des observations de vent à la surface de l'océan sont également assimilées.

La version 20CRv2c utilise le même modèle que la 20CRv2, avec des observations supplémentaires issues du jeu de données ISPDv3.2.9 ([Cram et al., 2015](#)), et de nouvelles conditions limites, issues des nouvelles données de glace de mer COBE-SST2 ([Hirahara et al., 2014](#)), et des données de température de surface de l'océan (SODAsi.2).

Ces réanalyses fournissent des séries longues de nombreuses variables atmosphériques à un pas de temps fin (utilisées ici au pas de temps journalier), avec une résolution horizontale proche de  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$  et 28 niveaux verticaux pour 20CRv2, et d'environ 125km et 91 niveaux verticaux pour ERA20C.

Les réanalyses atmosphériques sont dépendantes des données assimilées lors de leur élaboration. Différents types de données sont assimilés en fonction de leur disponibilité (Compo *et al.*, 2011; Poli *et al.*, 2016). De plus, la densité d'observations disponible évolue également, fluctuant d'une époque à l'autre et d'un pays à l'autre. Il en résulte une inhomogénéité temporelle, influençant la qualité des réanalyses et pouvant engendrer des variations ou des tendances irréalistes (Krueger *et al.*, 2013; Oliver, 2016).

La nouvelle réanalyse 20CRv2c, dont la période a été étendue jusqu'en 1851, est également utilisée dans cette thèse pour réaliser des reconstructions hydrométéorologiques sur la Seine (chapitre 4).

La résolution de ces réanalyses ne permet cependant pas d'étudier avec précision les variations météorologiques et hydrologiques à des échelles régionales. Une méthode de descente d'échelle peut-être appliquée à ces réanalyses atmosphériques grande échelle afin de reconstruire les forçages météorologiques à haute résolution nécessaires aux modèles hydrologiques.

## 2.3 Safran-Isba-Modcou (SIM)

Le système hydro-météorologique Safran-Isba-Modcou (Habets *et al.*, 2008), est développé depuis maintenant de nombreuses années dans le cadre d'une coopération entre le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) et l'École des Mines de Paris. Ce système est utilisé en opérationnel par Météo-France depuis 2003, notamment pour le suivi des débits et de l'humidité des sols sur toute la France métropolitaine (Soubeyroux *et al.*, 2008), ainsi que dans de nombreuses actions de recherche, comme par exemple pour étudier l'évolution future du cycle hydrologique continental en France (Dayon *et al.*, 2018). Cette chaîne de simulation combine un système d'analyse de forçage atmosphérique avec un modèle de surface et un modèle hydrogéologique (Figure 2.2). Les trois systèmes composant l'ensemble de la chaîne SIM sont détaillés par la suite.

### 2.3.1 Safran

Le système d'analyse Safran (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie; Durand *et al.*, 1993) a été initialement développé au Centre d'Étude

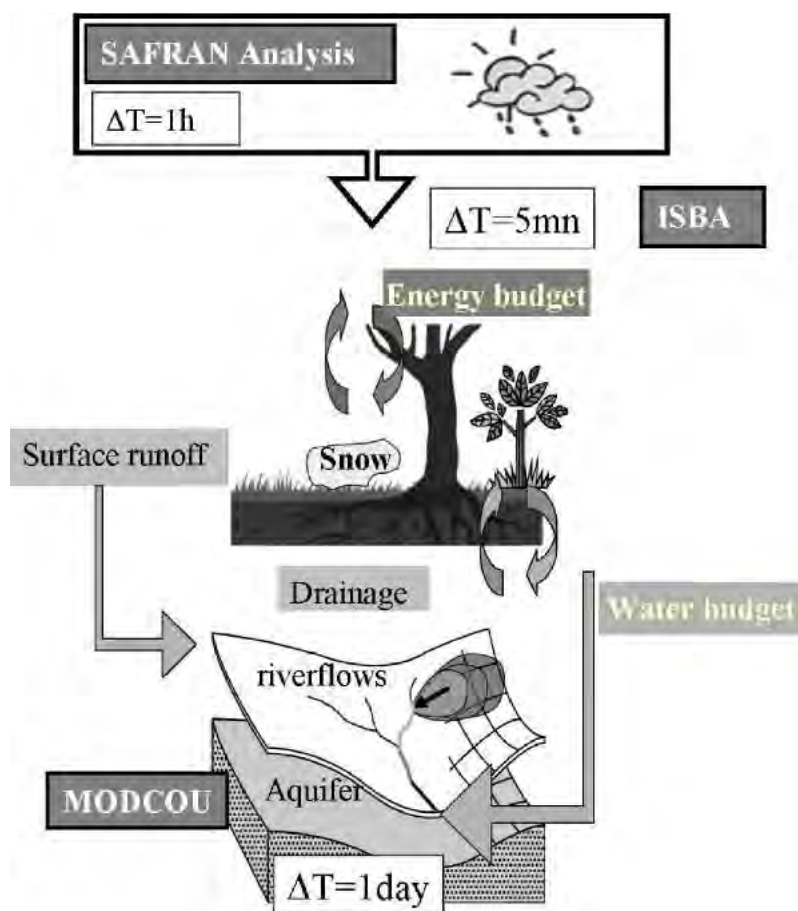


FIGURE 2.2 – Schéma descriptif du modèle hydrométéorologique SIM avec ces trois modules : l’analyse atmosphérique Safran, le modèle de surface Isba et le modèle hydrogéologique Modcou. Source : Figure 1 de [Habets et al. \(2008\)](#).

de la Neige (CEN) et au Centre National de recherche Météorologique (CNRM) pour la prévision des risques d’avalanche sur le massif alpin. Il a par la suite été étendu au bassin versant du Rhône ([Etchevers, 2000](#)), puis sur la France métropolitaine ([Le Moigne, 2002](#)).

La particularité de l’analyse Safran est qu’elle est réalisée sur un ensemble de 615 zones climatiques homogènes, de formes irrégulières, de tailles inférieures à 1000km<sup>2</sup>, et tenant compte explicitement de l’altitude, avec une résolution verticale de 300 mètres. Ces zones climatiques homogènes sont celles utilisées par Météo-France pour les bulletins de prévisions météorologiques.

Actuellement, ce système combine les analyses de modèle météorologique avec environ 4100 observations de surface collectées par Météo-France pour fournir l’analyse de huit variables météorologiques nécessaires pour forcer le modèle de surface Isba au pas de temps horaire sur une grille de 8x8 kilomètres sur toute la France métropolitaine du 1<sup>er</sup> août 1958 à aujourd’hui :

- le vent à 10 mètres
- la température à 2 mètres
- l’humidité spécifique
- Les précipitations (totales ou par phase)
- les rayonnements solaires directs et diffus
- le rayonnement infrarouge
- la nébulosité (qui n’est pas utilisée par le modèle de surface Isba)

Un contrôle de la qualité et de l’homogénéité des stations météorologiques est d’abord effectué, afin d’écarter les observations qui diffèrent trop des autres observations, ainsi que de l’ébauche du modèle météorologique. Un algorithme d’interpolation optimale est ensuite appliqué à l’ébauche du modèle météorologique est ensuite réalisé toutes les 6 heures comme première analyse, excepté pour les précipitations pour lesquelles elle est effectuée quotidiennement. Les profils verticaux des variables sont ensuite interpolés linéairement et utilisés dans un schéma de transfert radiatif (Ritter et Geleyn, 1992) pour calculer le rayonnement incident. L’isotherme 0.5 ° C est utilisé pour déterminer les fractions liquides et solides des précipitations. Enfin, les variables atmosphériques sont interpolées au pas de temps horaire par une seconde analyse de type variationnel, puis sur la grille régulière Safran de 8x8 kilomètres. L’analyse Safran est décrite de manière plus détaillée et évaluée dans Quintana-Segui *et al.* (2008) et Vidal *et al.* (2010).

Dans cette thèse, l’analyse Safran est utilisée pour reconstruire le forçage météorologique à haute résolution lors de la réalisation de la descente d’échelle des réanalyses atmosphériques grande échelle.

### 2.3.2 Isba

Le modèle de surface Isba (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère ; Noilhan et Planton, 1989 ; Mahfouf et Noilhan, 1991) est une composante de la plateforme de modélisation de surface Surfex<sup>1</sup> (Masson *et al.*, 2013). Ce modèle simule les échanges d’eau et d’énergie à l’interface entre le sol, la végétation et l’atmosphère (Figure 2.3). Il peut être utilisé dans des modèles de climats à l’échelle globale (Voldoire *et al.*, 2013) ou régionale (Nabat *et al.*, 2015), ainsi que dans des modèles de prévisions météorologiques (Seity *et al.*, 2011). Il peut également être couplé avec des modèles hydrologiques comme le modèle Modcou, ce qui est le cas ici.

Les différents types de végétations et types de sols sont définis par la base de données ECOCLIMAP-II (Faroux *et al.*, 2013), qui dispose d’une résolution de 1 kilomètre. Dans cette thèse, la configuration ISBA-DIF est utilisée (Decharme *et al.*, 2013). Il s’agit

---

1. SURFace EXternalisée développée par Météo-France (<https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>)

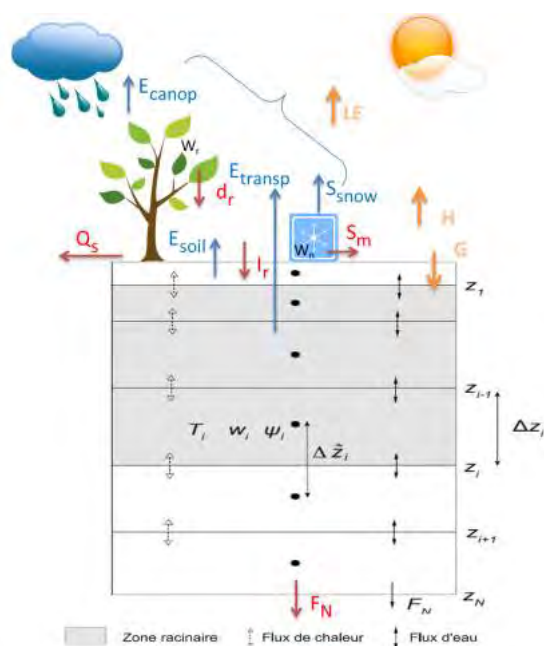


FIGURE 2.3 – Schéma simplifié du modèle de surface Isba. Trois compartiments sont représentés : le sol, la végétation, et le manteau neigeux. Le sol est divisé en plusieurs couches d'épaisseurs  $z_i$  pour lesquelles les températures, l'humidité du sol et le potentiel matriciel sont simulés ( $T_i$ ,  $W_i$ ,  $\Psi_i$ ), ainsi que les flux d'eau entre les couches  $F_i$ .  $F_N$  est le flux infiltré à la base du sol, contribuant donc à la recharge des nappes. Le ruissellement en surface ( $Q_s$ ) est simulé lorsque les précipitations ne peuvent plus s'infiltrer dans les sols. La végétation est représentée en prenant en compte son développement dans l'année (indice foliaire et fraction de végétation). Le manteau neigeux est simulé via une approche multi-couches en intégrant sa compaction et sa fonte ( $S_m$ ). Le bilan d'énergie est estimé à partir des flux d'énergie incidents, et répartis en flux de chaleurs sensible, latente et de conduction ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ ). Le flux de chaleur latente est la somme de l'évaporation du sol nu, de la transpiration de la végétation, de l'évaporation des pluies interceptées par la végétation, et de la sublimation de la neige et de la glace du sol ( $E_{soil}$ ,  $E_{transp}$ ,  $E_{canop}$ ,  $S_{snow}$ ). Source : Figure 2 de [Habets et al. \(2017\)](#).

d'une représentation du sol de type multi-couches, plus complexe que sa version initiale développée par [Noilhan et Planton \(1989\)](#). Ce schéma de sol est basé sur les équations de Fourier et de Richards pour calculer l'évolution temporelle des profils de température et d'eau, sous forme liquide et solide, dans le sol, ainsi que les flux à la surface ([Boone et al., 2000](#); [Decharme et al., 2011, 2013](#)). La version utilisée ici décrit le sol en 14 couches. Cette version d'Isba a été décrite et évaluée sur toute la France par [Decharme et al. \(2013\)](#), le sud-ouest de la France ([Decharme et al., 2011](#)) ou encore en Scandinavie ([Habets et al., 2003](#)).

Le réservoir de neige est simulé à partir d'un schéma de neige à trois couches ([Boone et Etchevers, 2001](#)). De plus, le maillage est affiné dans les zones de montagnes par rapport au reste de la France. Une fois la simulation réalisée sur ce maillage plus fin, le drainage et



le ruissellement sont agrégés à la résolution de la grille originale, de 8x8 km. Cela permet tout de même une meilleure prise en compte de la topographie, qui est un paramètre important pour une bonne représentation de l'onde de fonte printanière.

### 2.3.3 Modcou

Modcou est un modèle hydrogéologique développé par l'École des Mines de Paris (Ledoux *et al.*, 1989). À partir des flux d'eau fournis par Isba, Modcou route le ruissellement de surface et le drainage gravitaire à travers le réseau hydrographique (Figure 2.4). Le routage est réalisé selon le principe d'isochronisme des transferts (Rousset *et al.*, 2004; Häfliger *et al.*, 2015). Pour cela, un temps de transfert est estimé à partir des paramètres des mailles hydrologiques, comme la pente ou la surface drainée par exemple. Il est ensuite ajusté en fonction du temps de concentration du bassin versant concerné, qui correspond au temps maximal qu'une goutte d'eau met pour atteindre l'exutoire, et qui est calibré à partir des observations.

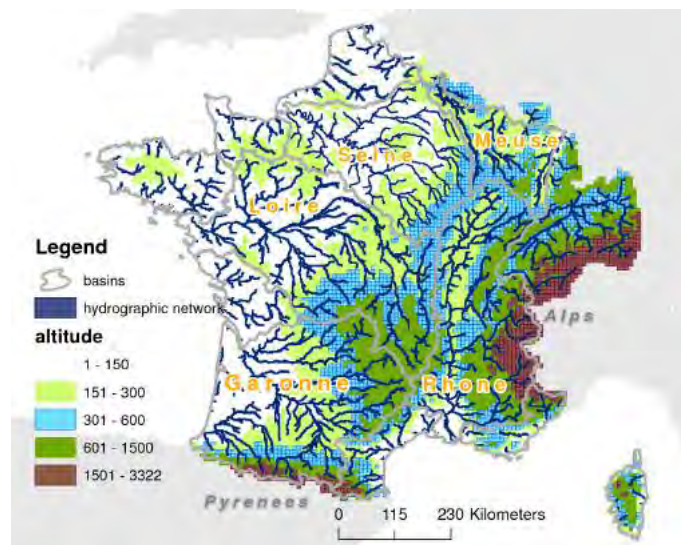


FIGURE 2.4 – Topographie et réseau hydrographique du modèle Modcou. Source : Figure 2 de Habets *et al.* (2008).

Sur les mailles localisées sur un aquifère (Figure 2.5), seul le ruissellement de surface est routé selon ce principe d'isochronisme, le drainage gravitaire s'infiltrant dans le sol. Seul l'aquifère de la Seine et du Rhône sont représentés dans Modcou, selon trois couches pour le premier, et une seule couche pour le deuxième. Il existe cependant beaucoup d'autres aquifères sur la France (BD RHF, <http://sandre.eaufrance.fr>). Des réservoirs conceptuels sont utilisés pour les mailles situées sur une zone où un aquifère est présent (Figure 2.5), mais n'est pas explicitement représenté par le modèle (Artinyan et Habets, 2008). Ces réservoirs permettent notamment de soutenir les débits d'étiages en été. Pour ces mailles,

le ruissellement de surface et le drainage gravitaire sont sommés et routés selon le principe d'isochronisme.

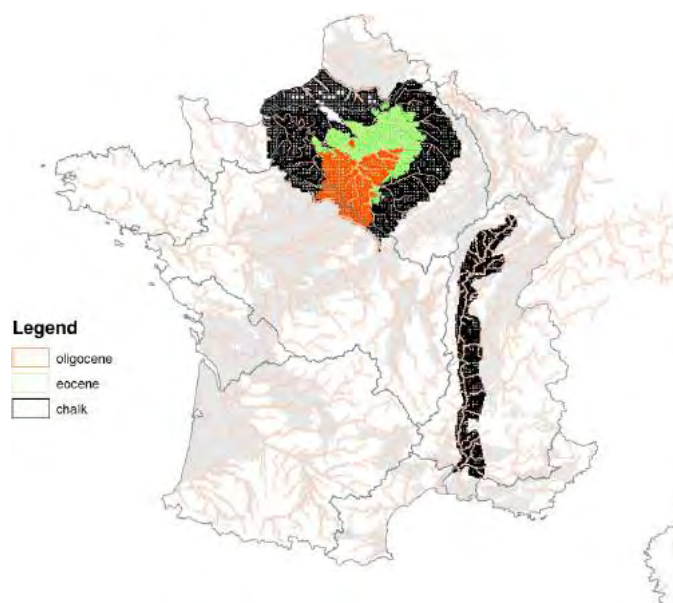


FIGURE 2.5 – Carte des aquifères simulés en France par Modcou (couleurs) et des principaux aquifères français (gris). Source : Figure 3 de [Habets et al. \(2008\)](#).

Une fois les transferts de flux réalisés, l'évolution des nappes est calculée selon l'équation de diffusivité au pas de temps journalier ([Rousset et al., 2004](#)). Les échanges d'eau entre les nappes et les rivières sont ensuite calculés au même pas de temps. Enfin, les débits dans les rivières sont calculés toutes les trois heures, en supposant les échanges nappes-rivières constant sur la journée.

Afin d'améliorer la représentation des bassins versants et des rivières, la résolution spatiale du modèle évolue entre 1 et 8km. Il est plus fin au niveau des rivières, et plus grossier ailleurs.

La seule calibration du modèle hydrogéologique concerne le temps de concentration, qui joue sur des temps courts, allant de la journée à la semaine. Modcou n'est donc pas calibré sur les observations pour des temps plus longs.

### 2.3.4 Sensibilité des débits moyens à la nouvelle version Surfex (v8.1)

Dans cette thèse, le modèle de surface Isba est forcé par les données météorologiques de la réanalyse Safran. Deux versions de Isba ont été utilisées. Une première, issue de Surfex v.7.3, est utilisée sur les reconstructions hydrométéorologiques développées sur la France (chapitre 3). Une version plus récente, issue de Surfex v.8.1, est ensuite utilisée durant cette thèse pour les reconstructions hydrométéorologiques développées sur la Seine (chapitre 4).

La version (v.2.5) d'ECOCLIMAP-II, plus récente également, est utilisée. Une description complète de la nouvelle version de Surfex<sup>2</sup> (v.8.1) est disponible (Le Moigne *et al.*, 2018).

Des analyses rapides et non exhaustives, ont été réalisées afin d'évaluer l'impact de cette nouvelle version du modèle de surface sur les débits.

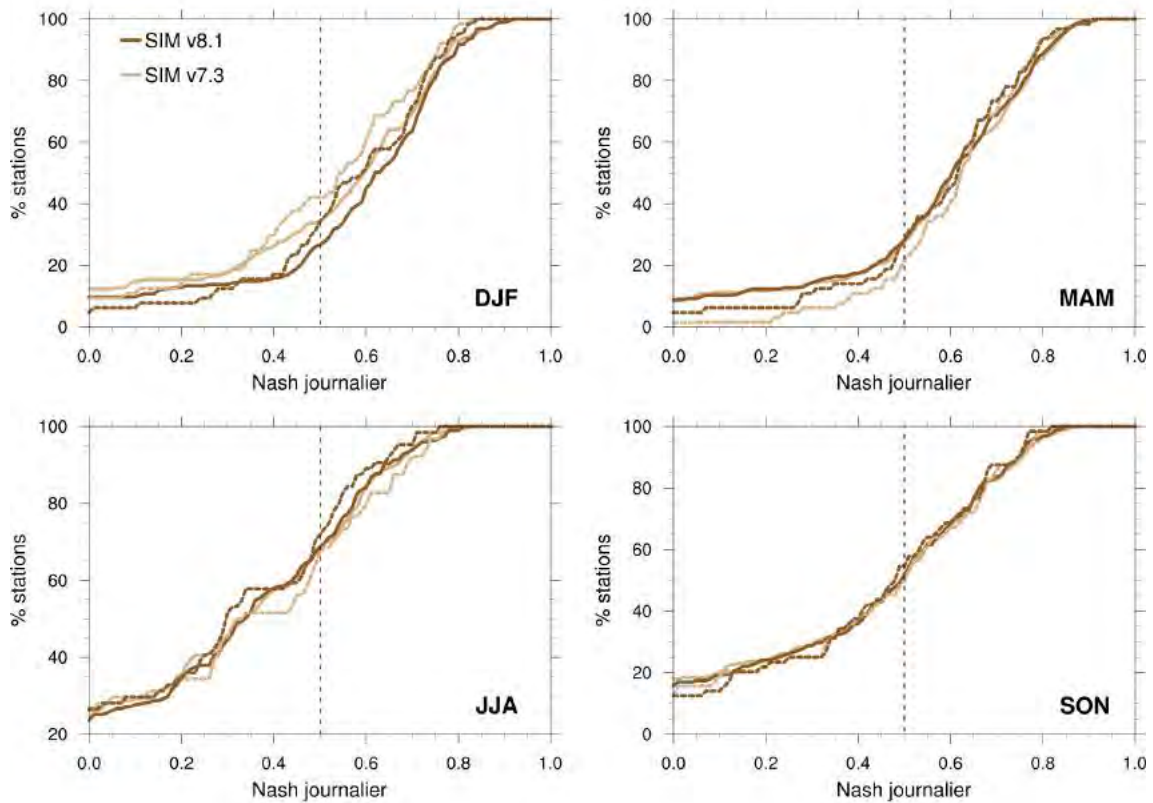


FIGURE 2.6 – Densités de fonction cumulative (CDFs) des Nashs journaliers calculés à partir des débits observés, toutes stations disponibles (860 stations) (traits pleins) et des débits observés à partir des stations considérées comme non-influencées par l'homme (63 stations) (traits pointillés) avec SIM version 7.3 (beige) et SIM version 8.1 (marron) pour les différentes saisons : hiver (haut gauche), printemps (haut droit), été (bas gauche), automne (bas droit). Les Nashs sont calculés sur la période 1979-2010.

Une nette amélioration des scores de Nash est visible en hiver sur une large partie des stations (Figure 2.6), mais limitée sur les stations ayant déjà un score de Nash important (au-dessus de 0.75). En revanche, aucune amélioration notable n'est présente sur les trois autres saisons. Les performances de la nouvelle version sur les ratios des débits journaliers moyens sont plus mitigées (Figure 2.7). Aucune amélioration nette n'est visible sur les quatre saisons.

Comme indiqué dans la section 2.1.2, les stations provenant de la Banque Hydro ne sont pas naturalisées. Le modèle hydrologique utilisé ici ne tient pas compte d'influences

2. [http://www.umr-cnrm.fr/surfex/IMG/pdf/surfex\\_scidoc\\_v8.1.pdf](http://www.umr-cnrm.fr/surfex/IMG/pdf/surfex_scidoc_v8.1.pdf)

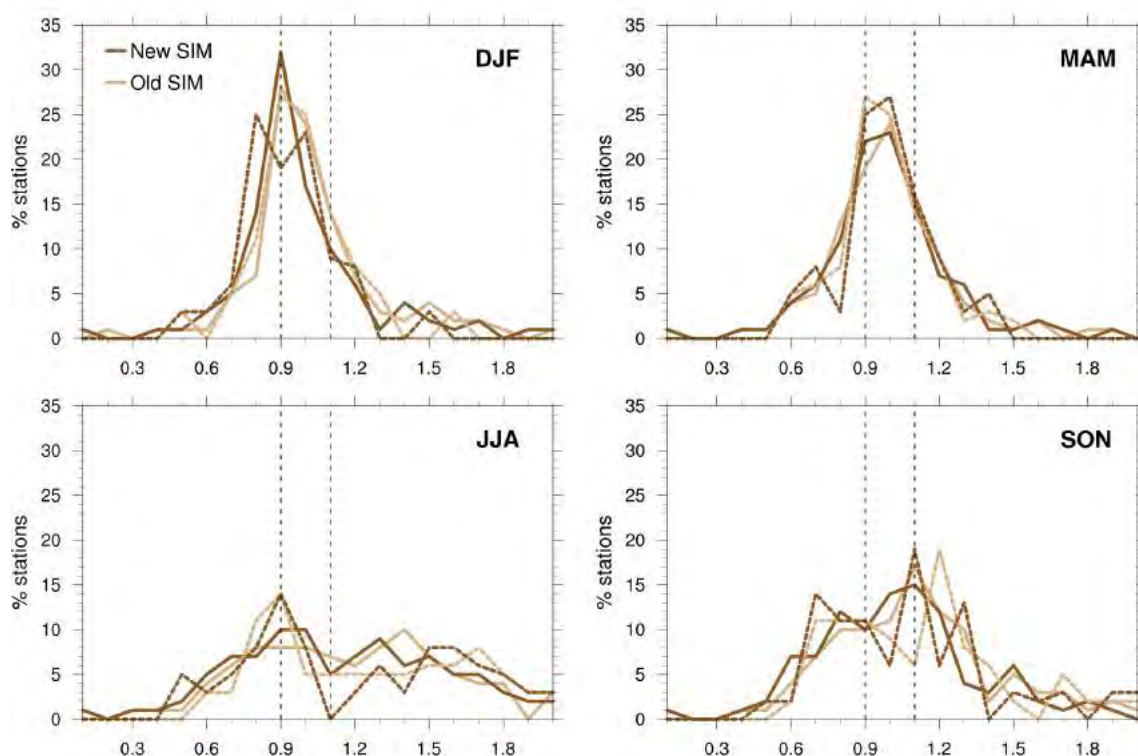


FIGURE 2.7 – Idem que pour la figure 2.6 pour la densité de probabilité des ratios journaliers ( $Q_{sim}/Q_{obs}$ ).

anthropiques non climatiques potentielles. La même analyse a donc été réalisée à partir d'un ensemble de 63 stations considérées comme non-influencées par l'homme en été et en hiver d'après [Giuntoli et al. \(2012, 2013\)](#) et simulées par Modcou. Les scores de Nash sont globalement meilleurs en hiver, mais légèrement moins bons en été pour ces stations (Figure 2.6). Au printemps, une diminution du score de Nash est aussi visible, mais sur les stations ayant déjà un score faible. En automne, il n'y a aucun changement notable sur les scores de Nash. Pour les ratios, les résultats sont très similaires pour les deux versions au printemps (Figure 2.7). Ils sont légèrement moins bons en été et en hiver pour la nouvelle version SIM, et légèrement meilleurs en automne.

La nouvelle version d'Isba n'engendre a priori pas de changements importants dans la représentation des débits moyens. Les résultats des différentes reconstructions peuvent donc être mis en perspective par la suite.



# Évolution du cycle hydrologique continental en France au XXème siècle

---

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental en France au XXème siècle . . . . .</b>	<b>45</b>
3.1.1	Article : résumé . . . . .	45
3.1.2	Article publié dans <i>Water Resources Research</i> . . . . .	47
<b>3.2</b>	<b>Évolution de l'évapotranspiration sur le XXème siècle . . . . .</b>	<b>65</b>
<b>3.3</b>	<b>Synthèse . . . . .</b>	<b>71</b>

---

Les quelques observations longues des débits des rivières françaises disponibles sont caractérisées par la présence d'une forte variabilité multi-décennale, pouvant atteindre jusqu'à plus de 40% des débits moyens annuels (Boé et Habets, 2014). Face au changement climatique, les impacts sur l'évolution future du cycle hydrologique continental pourrait avoir des conséquences socio-économiques majeures (Pachauri *et al.*, 2014). Dans ce contexte, ces fortes variations multi-décennales présentent dans les débits observés en France peuvent temporairement renforcer ou diminuer ces impacts. Caractériser et comprendre les variations multi-décennales des débits, ainsi que des autres variables du cycle hydrologique, comme l'évapotranspiration, l'humidité des sols ou encore le manteau neigeux représente donc un enjeu majeur, notamment pour les politiques d'adaptation futures.

Les observations longues de débits en France (~ un siècle) sont rares. Pour les autres variables du cycle hydrologique (e.g l'évapotranspiration, l'humidité des sols ou le manteau neigeux), des séries aussi longues sont inexistantes. De plus, les observations longues de débits peuvent être influencées par des variations anthropiques non-climatiques, comme des barrages ou des pompes. Elles peuvent également être affectée par des problèmes d'inhomogénéité temporelle, dus à des changements de technique de mesure, ou de déplacement de station par exemple. Il peut donc être difficile de distinguer la part de variabilité liée à la variabilité climatique de celle liée aux variations anthropiques non-climatiques ainsi qu'aux problèmes d'inhomogénéités en étudiant uniquement les observations.

Face à ces lacunes observationnelles, la simulation numérique s'avère être une solution intéressante. La stratégie utilisée ici se base sur l'utilisation d'un modèle hydrologique à base physique (Isba-Modcou, décrit dans le chapitre 2), afin que les débits observés et les débits simulés soient indépendants. L'intérêt de ce type de modèle est double. Il permet, d'une part, d'évaluer si les variations multi-décennales des débits observés sont d'origines climatiques, ou influencées par des variations anthropiques non-climatiques, ou causées par des inhomogénéités présentes dans les séries de débits. D'autre part, cela permet de disposer d'un nombre important de variables du cycle hydrologique continental, et ainsi d'étudier les mécanismes hydrologiques associés à cette variabilité multi-décennale des débits observés.

Les observations météorologiques longues, trop rares à partir de la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, ne peuvent pas être directement utilisées pour forcer le modèle couplé Isba-Modcou (Minvielle *et al.*, 2015). Il est donc nécessaire en premier lieu de reconstruire les forçages météorologiques sur le 20<sup>ème</sup> siècle. Des reconstructions hydrométéorologiques ont été développées par Julien Boé et Gildas Dayon dans le cadre de la thèse de ce dernier (Dayon, 2015). Ces reconstructions utilisent une nouvelle approche, basée sur une méthode de descente d'échelle statistique dont les résultats sont contraints par des observations locales mensuelles de précipitations et de température, pour reconstruire le forçage

météorologique nécessaire au modèle Isba-Modcou.

La description et l'évaluation de ces reconstructions est réalisée dans un article publié dans le journal *Water Resources Research* (Bonnet *et al.*, 2017). La variabilité multi-décennale des débits, ainsi que d'autres variables du cycle hydrologique est ensuite caractérisée sur le 20<sup>ème</sup> siècle en France. Les mécanismes hydrologiques associés à cette variabilité sont finalement étudiés dans cet article.

Une seconde section se focalise sur l'analyse de l'évolution de l'évapotranspiration au 20<sup>ème</sup> siècle sur la France. Il s'agit notamment de caractériser l'évolution de l'évapotranspiration, ainsi que d'étudier les mécanismes en jeu.

## 3.1 Variabilité multi-décennale du cycle hydrologique continental en France au XXème siècle

### 3.1.1 Article : résumé

Le premier objectif de cet article est de décrire et d'évaluer les reconstructions hydro-météorologiques développées sur la France au 20<sup>ème</sup>. Au total, six reconstructions hydrométéorologiques, basées sur les réanalyses atmosphériques ERA20C et NOAA 20CRv2, sont réalisées. Deux reconstructions issues de la méthode de descente d'échelle seule (Dayon, 2015), deux reconstructions issues de la MDES contrainte par des observations de précipitation uniquement, et deux reconstructions issues de la MDES contrainte par des observations de précipitation et de température. L'apport de la méthode de contrainte par les observations mensuelles locales de précipitation et de température est notamment analysé.

L'évaluation montre que la méthode de contrainte de la descente d'échelle par les observations locales permet de diminuer fortement les tendances et variations multi-décennales irréalistes présentes sur les précipitations et la température dans la descente d'échelle seule. La représentation mensuelle des précipitations et de la température est également améliorée. Une partie de la variabilité locale, qui n'est pas capturée avec la méthode de descente d'échelle seule, l'est donc grâce à la méthode de contrainte. La méthode de contrainte utilisant uniquement les précipitations dégrade fortement la représentation des températures, et donc potentiellement d'autres variables du cycle hydrologique, comme l'évapotranspiration ou l'humidité des sols. La contrainte par les observations locales de précipitation et de température fournit de meilleurs résultats par rapport aux précipitations seules, et ne dégrade pas la représentation des précipitations. L'amélioration des précipitations et de la température, qui sont des variables clés dans le cycle hydrologique, permet une meilleure

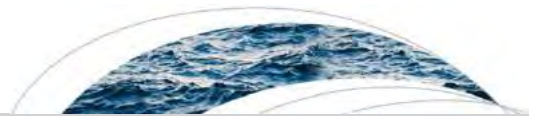


représentation des débits. Il est donc probable que la variabilité des autres variables du cycle hydrologique continental soit également mieux représentée. Les performances de ces reconstructions sont homogènes sur le 20<sup>ème</sup> siècle. Suite à ces évaluations, les reconstructions hydrométéorologiques développées fournissent un jeu de données intéressant pour étudier la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique en France.

Le second objectif de cet article est de caractériser les variations multi-décennales des débits sur la France, ainsi que d'analyser les mécanismes associés à cette variabilité. Pour cela, les reconstructions hydrométéorologiques issues de la MDES contrainte par les précipitations et la température observées, qui présentent les meilleurs résultats suite à l'évaluation, sont utilisées. Les débits simulés sont caractérisés par des variations multi-décennales fortes sur le 20<sup>ème</sup> siècle, proches de celles observées, bien que légèrement sous-estimée sur certaines régions. Elles sont présentes sur une large partie de la France au printemps, et également visibles en été sur le bassin de la Loire, dans les Pyrénées, ainsi que sur les Alpes. Comme indiqué en début de chapitre, il y a indépendance entre les débits observés et les débits simulés. Le fait que les variations multi-décennales observées soient également présentes dans les reconstructions indique que ces variations sont principalement d'origine climatique, et non causées par des influences anthropiques non climatiques, non prises en compte par le modèle hydrologique utilisé, ou par des inhomogénéités présentes dans les observations de débit. L'analyse des reconstructions hydrométéorologiques permet de mettre en avant l'existence de variations multi-décennales régionales sur l'évapotranspiration et l'humidité des sols en été et au printemps.

Les travaux de [Boé et Habets \(2014\)](#) ont montré qu'au printemps, les variations multi-décennales des débits au 20<sup>ème</sup> siècle sont pilotées par les précipitations, qui présentent également des variations multi-décennales significatives. Pour l'été en revanche, les précipitations et la température ne présentent pas de variations multi-décennales concomitantes avec celles des débits. Pour les régions montagneuses, l'effet mémoire du manteau neigeux est à l'origine de ces variations dans les reconstructions. Les variations multi-décennales des précipitations et des températures au printemps identifiées dans [Boé et Habets \(2014\)](#) influencent le manteau neigeux, qui présente également des variations multi-décennales. Dans ces régions, les débits des rivières en été dépendent en grande partie de la fonte nivale. La variabilité multi-décennale du manteau neigeux pilote donc en grande partie celle des débits en été. Sur le bassin de la Loire, deux mécanismes ont été identifiés : l'effet mémoire de l'humidité des sols et la variabilité multi-décennale des aquifères. Les variations de précipitations et de température au printemps influencent l'humidité des sols, dont l'état persiste en été, et influence finalement les débits, en modifiant le ratio des précipitations contribuant au ruissellement.

**3.1.2 Article publié dans *Water Resources Research***



## RESEARCH ARTICLE

10.1002/2017WR020596

## Key Points:

- A method that combines long-term atmospheric reanalyses and homogenized observations to obtain the forcing for hydrological modeling is presented
- Observed multidecadal river flows variations over France are generally mainly driven by climate variations
- Other hydrological variables such as snow cover, evapotranspiration, and soil moisture also show multidecadal variations

## Correspondence to:

R. Bonnet,  
bonnet@cerfacs.fr

## Citation:

Bonnet, R., Boé, J., Dayon, G., & Martin, E. (2017). Twentieth-century hydrometeorological reconstructions to study the multidecadal variations of the water cycle over France. *Water Resources Research*, 53. <https://doi.org/10.1002/2017WR020596>

Received 15 FEB 2017

Accepted 30 AUG 2017

Accepted article online 13 SEP 2017

© 2017. American Geophysical Union.  
All Rights Reserved.

## Twentieth-Century Hydrometeorological Reconstructions to Study the Multidecadal Variations of the Water Cycle Over France

R. Bonnet<sup>1</sup> , J. Boé<sup>1</sup> , G. Dayon<sup>1,2</sup> , and E. Martin<sup>3,4</sup> 

<sup>1</sup>CECI, Université de Toulouse, CNRS, Cerfacs, Toulouse, France, <sup>2</sup>Pacific Climate Impacts Consortium, University of Victoria, Victoria, BC, Canada, <sup>3</sup>CNRM (Météo-France, CNRS), Toulouse, France, <sup>4</sup>Irstea UR RECOVER, Aix-en-Provence, France

**Abstract** Characterizing and understanding the multidecadal variations of the continental hydrological cycle is a challenging issue given the limitation of observed data sets. In this paper, a new approach to derive twentieth century hydrological reconstructions over France with an hydrological model is presented. The method combines the results of long-term atmospheric reanalyses downscaled with a stochastic statistical method and homogenized station observations to derive the meteorological forcing needed for hydrological modeling. Different methodological choices are tested and evaluated. We show that using homogenized observations to constrain the results of statistical downscaling help to improve the reproduction of precipitation, temperature, and river flows variability. In particular, it corrects some unrealistic long-term trends associated with the atmospheric reanalyses. Observationally constrained reconstructions therefore constitute a valuable data set to study the multidecadal hydrological variations over France. Thanks to these reconstructions, we confirm that the multidecadal variations previously noted in French river flows have mainly a climatic origin. Moreover, we show that multidecadal variations exist in other hydrological variables (evapotranspiration, snow cover, and soil moisture). Depending on the region, the persistence from spring to summer of soil moisture or snow anomalies generated during spring by temperature and precipitation variations may explain river flows variations in summer, when no concomitant climate variations exist.

### 1. Introduction

Internal climate variability is a large source of uncertainties in climate projections over the coming decades (Deser et al., 2010, 2012; Hawkins & Sutton, 2009). In France, the uncertainties in precipitation changes related to internal variability are still as large as the uncertainties due to climate models in the middle of the 21st century (Terray & Boé, 2013).

In a changing climate, multidecadal climate variations may temporarily reinforce or reverse the long-term impacts of climate change and have to be correctly taken into account by adaptation strategies. Unfortunately, the skill of current decadal prediction systems over the continent for lead-times greater than a few years is very small (Bellucci et al., 2015) and the properties of multidecadal variations are not necessarily always well captured by current climate models (Martin et al., 2014). Characterizing and understanding past observed multidecadal variations is a first necessary step to progress.

A recent study (Boé & Habets, 2014) highlighted the existence of large multidecadal variations in French river flows. Multidecadal variations in large scale circulation in spring, likely driven by the Atlantic Multidecadal Variability (AMV; e.g., Kerr, 2000; Knight et al., 2005) cause important variations in spring precipitation and temperature, and, as a result, in spring river flows.

For some gauging stations, important river flows variations exist also in summer, but they are not associated with concomitant climate variations. Boé and Habets (2014) hypothesized that these variations might be due to hydrological processes related to water reservoirs with significant month-to-month or season-to-season autocorrelations (soil moisture and snow cover).

It is difficult to go further based only on observations. Long-term observations of river flows are rare and the other variables of the continental hydrological cycle (soil moisture, snow cover, and evapotranspiration) are virtually not observed on such long time scales. In addition, river flows observations may suffer from

temporal inhomogeneities due to changes in measurement methods or to modifications of the river channel. River flows are also potentially impacted by nonclimatic anthropogenic influences, such as dams and water abstraction. It may therefore be difficult to disentangle the roles of climate variability and nonclimatic anthropogenic influences on the observed evolution of river flows. Long-term hydrological reconstructions from the early twentieth century based on hydrological modeling could be a promising way forward. The scarcity of meteorological observations in the first half of the twentieth century makes it difficult to rely on direct hydrological modeling with observed forcing (Minvielle et al., 2015). A preliminary step of reconstruction of the meteorological forcing is mandatory.

The recent release of two extended global atmospheric reanalyses has opened great opportunities in that context. The Twentieth Century Reanalysis (20CR) (Compo et al., 2011) from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and the European Reanalysis of the Twentieth Century (ERA20C) (Poli et al., 2016) from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) indeed cover at least the entire twentieth century. They can be downscaled, for example, with statistical methods typically used in climate change studies, to obtain the long-term high-resolution meteorological forcing for hydrological modeling (e.g., Caillouet et al., 2016).

A limitation of this approach is that the quality of the hydrological reconstructions strongly depends on the quality of the reanalyses. Only a limited set of observations is assimilated in the long-term reanalyses (sea level pressure and surface wind for ERA20C) and the density of the observation network strongly evolves with time. As a result, the realism of the low-frequency variations and trends in these reanalyses cannot be taken as granted. Not surprisingly, studies have highlighted potential unrealistic long-term trends or artificial temporal variations in long-term reanalyses (Krueger et al., 2013; Oliver, 2015). Additionally, this reconstruction approach is far from optimal, as it does not make use of all available observations. Indeed, even if they are scarce, long-term local precipitation and temperature observations exist and provide valuable information independent from that of long-term reanalyses.

A very interesting approach in that context is to combine the results of downscaled long-term reanalyses with local observations to derive the meteorological forcing, as in Minvielle et al. (2015) and Kuentz et al. (2015). This approach may correct the unrealistic long-term trends and low-frequency evolutions potentially due to reanalyses in the downscaling results, and help to recover a part of the local variability that cannot be captured by the statistical downscaling of long-term reanalyses alone.

In this study, a new method to reconstruct the meteorological forcing over France needed for hydrological modeling is presented. It is based on the results of a statistical downscaling method described in Dayon et al. (2015) applied to two long-term atmospheric reanalyses (20CR and ERA20C) and constrained by long-term homogenized observations of precipitation and temperature over France. A physically based hydrological model is then used to derive hydrological reconstructions over the entire France throughout the twentieth century.

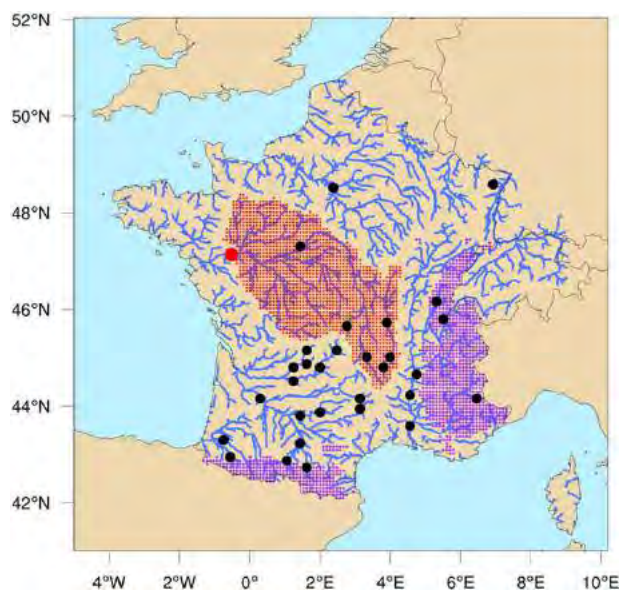
This study has two main objectives. The first one is to describe and evaluate the reconstruction method, and to assess the added value of using local observations to constrain the results of statistical downscaling. The second one is to characterize the multidecadal variations over France that may exist in the variables of the continental hydrological cycle that are not well observed (e.g., snow cover, soil moisture, and evapotranspiration). We will also investigate the mechanisms responsible for the multidecadal variations of summer river flows noted by Boé and Habets (2014).

The data, models, and methods used in this study are presented in section 2. Section 3 describes the methodology developed to obtain the hydrometeorological reconstructions over France. These reconstructions are evaluated in section 4 focusing on the mean state, the temporal variability, including the low-frequency evolution, and the temporal stability in skill. The multidecadal variations in the hydrological cycle over France and the mechanisms behind the summer variations are then studied in section 5. Finally, the conclusions of this work are sum up in section 6.

## 2. Data, Models, and Methods

### 2.1. Observations

For precipitation and temperature, monthly homogenized series over France from the *Série Mensuelle de Référence* (SMR, monthly series of reference) data set, developed by Météo-France (Moisselin et al., 2002),



**Figure 1.** Location of the long-term gauging stations (circles) and simulated river network (blue lines). The two mountain regions (Pyrenees in the south of France and Alps in the east) studied in section 5.2 are shown in purple. The Loire at Montjean gauging station, studied in section 5.3 is shown with a red circle and the corresponding catchment is shown in red.

are used. 310 stations are available for precipitation and 91 for temperature, from 1890 to 2006. The homogenization was intended to detect and correct potential homogeneity breaks related to changes in location or instrumentation. These monthly series therefore constitute a high-quality data set, well adapted to the study of long-term trends and low-frequency variability. These observations are used for the meteorological reconstructions (section 3) and for their assessment (section 4). A limitation of this data set in the context of our study is that the observations are not spatially homogeneous over France (as shown later in Figure 3).

Daily river flows at 32 gauging stations across France from the national HYDRO database ([www.hydro.eaufrance.fr](http://www.hydro.eaufrance.fr)) are used. These stations have been selected in order to have at least 70 years of measurements with few missing values and to be simulated by the ISBA-MODCOU model (section 2.2). All the series start before 1935 and have a median (minimum) length of 95 (76) years. There are just a few stations in the North whereas the south-west corner of France is rather well covered (Figure 1). The majority of the gauging stations have a catchment size between 1,000 and 10,000 km<sup>2</sup> and just a few exceed 50,000 km<sup>2</sup>.

Some of the stations are very likely directly influenced by human activities (e.g., dams and water abstraction). For example, regarding the Garonne river in south-western France, where irrigated agriculture is particularly important, the total water uptake for agriculture, industry and drinking water at the basin-scale is estimated at 7% of the discharge (Sauquet et al., 2009). Unfortunately such evaluations do not exist for all river basins,

and in any case, we would need to know how these anthropogenic influences have evolved in time. Additionally, the river flows data set is not homogenized, and the series are therefore not necessarily free of measurement artifacts. The interpretation of the variations at any particular station must therefore be conducted carefully.

### 2.2. The SAFRAN-ISBA-MODCOU Hydrological-Meteorological System

The hydrological reconstructions are based on the physically based ISBA-MODCOU system. ISBA (Noilhan & Planton, 1989) is a soil-vegetation-transfer model that computes the surface water and energy budget, and MODCOU (Ledoux et al., 1984) routes the surface runoff simulated by ISBA in the hydrographic network and computes the evolution of some aquifers (on the Rhône and Seine basins). The SAFRAN analysis (Durand et al., 1993), based on about 4,100 observations collected by Météo-France and an optimal interpolation algorithm, has been developed to provide the seven atmospheric variables (liquid and solid precipitation, incoming longwave and shortwave radiation fluxes, 10 m wind speed, 2 m specific humidity, and temperature) at the hourly time step on an 8 km grid necessary to force ISBA-MODCOU. SAFRAN data, described and evaluated in Quintana-Seguí et al. (2008) and Vidal et al. (2010), are available from 1958 to present. A previous version of ISBA-MODCOU forced by SAFRAN is described and evaluated against observations in Habets et al. (2008). In our study, a new version of ISBA-MODCOU is used, with the multilayer version of ISBA (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011, 2013), and a new subgrid treatment of high elevation points, to improve the simulation of snow. ISBA-MODCOU does not take into account nonclimatic anthropogenic influences (e.g., dams and water abstraction). No river flows observation is used to calibrate ISBA-MODCOU, except for the concentration times of MODCOU routing scheme. The simulated river flows variations on interannual and longer periods are therefore independent from the observed ones. This is important for our methodology: when a good similarity exists between simulated and observed river flows variations, we can conclude that (i) the modeling approach is successful and (ii) the observed variations are not due to measurement artifacts nor to nonclimatic anthropogenic influences, as they can be reproduced without calibration by a model that does not simulate them. It is not strictly impossible that error compensation leads to an artificial good match between observations and reconstructions, but this eventuality is much less likely.

### 2.3. Methods

In order to extract from the interannual variations the multidecadal variations observed in precipitation, temperature and river flows over France, and likely caused by the AMV (Boé & Habets, 2014), a Lanczos low-pass filter with a cutoff frequency of 20 years and 21 weights is used. No padding is applied: the first and last 10 years of the unfiltered time series are missing in the filtered series.

In order to avoid artificial skill when computing temporal correlations between the reconstructions and observations, the series are deseasonalized by removing the annual cycle. For daily series, a centered 31 day running average is first applied in order to limit the noise in the computed annual cycle. Then, the climatological average for each day of the year is calculated. For monthly series, the climatological average of each month is simply calculated.

In this paper, winter means December–January–February (DJF), spring means March–April–May (MAM), summer means June–July–August (JJA), and autumn means September–October–November (SON).

The skills of reconstructed precipitation, temperature, and after hydrological modeling, river flows, are analyzed. For the meteorological variables, to compare the results of the reconstructions (on the 8 km SAFRAN grid) to station observations, the nearest grid point to each station is used. The results for river flows are likely more informative than those for precipitation and temperature, as no river flows information is used in the reconstruction process. The river flows from the reconstructions and observations are therefore independent (see discussion in section 2.2). Note however that the hydrological model is not perfect, and does not incorporate nonclimatic anthropogenic influences (such as dams). The differences between observed and reconstructed river flows therefore do not only reflect the real skill of the reconstruction methodology regarding the meteorological forcing.

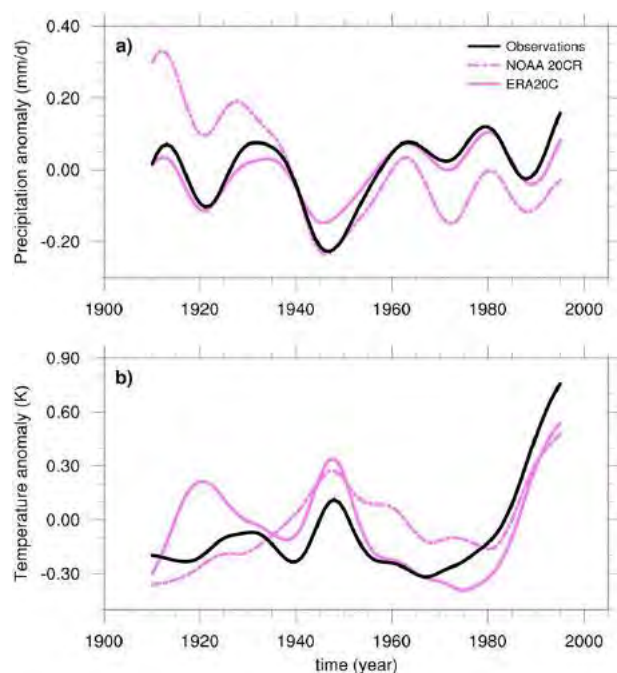
## 3. Development of the Hydrometeorological Reconstructions

Our first objective is to develop accurate hydrological reconstructions over France starting from the beginning of the twentieth century thanks to hydrological modeling. As a first step, we need to obtain the meteorological forcing suitable for hydrological modeling, even in the early twentieth century when observations are very sparse. Long-term atmospheric reanalyses such as 20CR (Compo et al., 2011) and ERA20C (Poli et al., 2016) are a useful source of information in this context. These reanalyses are based on global atmospheric models, using observed sea surface temperatures and sea-ice conditions as boundary conditions, and with the assimilation of a limited set of observations. In 20CR, only surface and/or sea level pressure are assimilated. Surface marine winds are additionally assimilated in ERA20C. 20CR has a horizontal resolution close to  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ , with 28 vertical levels. The horizontal resolution of ERA20C is approximately of 125 km, with 91 vertical levels. The V2 version of 20CR used in this work is available from 1871 to 2012. ERA20C data are available from 1900 to 2010.

It is possible to use statistical downscaling (SD) to derive from the reanalyses the necessary high-resolution meteorological forcing (Caillouet et al., 2016). As said in the introduction, this approach has some limitations. In particular, unrealistic long-term trends and low-frequency variations may exist in the reanalyses, with likely impacts on the reconstructions. As an illustration, the long-term evolution of precipitation and temperature over France in 20CR, ERA20C and in the homogenized observations are shown in Figure 2. A strong unrealistic negative trend in 20CR precipitation is seen (Figure 2a), and unrealistic low-frequency variations in temperature are seen in both reanalyses (Figure 2b).

Unrealistic long-term trends in precipitation and/or temperature are very likely to also exist after downscaling, even if precipitation and/or temperature are not used as predictors in the SD method (as demonstrated later in Figure 6). Moreover, the simple SD approach is far from optimal: even if local observations are scarce in the early twentieth century, they may still provide very useful information in complement to long-term reanalyses. In this study, we therefore propose an alternative approach that combines the information from long-term reanalyses and local observations, as Kuentz et al. (2015) and Minvielle et al. (2015). The homogenized observations described in section 2.1 are used in the objective to obtain more realistic long-term evolutions.

Given data availability, we focus on the 1900–2005 period. The main idea is to use a stochastic statistical downscaling method to downscale ERA20C or 20CR and generate an ensemble of potential trajectories of



**Figure 2.** Annual low-pass filtered anomalies averaged over France of (a) precipitation (mm/d) and (b) temperature (K). The reference period is 1900–2005. Black: homogenized observations. Pink: reanalyses. Dashed line: 20CR. Solid line: ERA20C.

local precipitation and temperature over France. Then, monthly homogenized observations are used to select the best trajectory among them. This approach is similar in philosophy to the methodology used by Goosse et al. (2006) in a different context.

The SD method developed by Dayon et al. (2015) to study the future changes in the continental hydrological cycle over France is used. The downscaling method is based on the analog method (Lorenz, 1969; Obled et al., 2002) at the daily time step. The analog method is based on the idea that if the large scale atmospheric states (e.g., large scale circulation over the North-Atlantic) of 2 days are close, then the high-resolution local variables of interest (e.g., precipitation over France) are also close. Five predictors are used to characterize the large scale atmospheric states: sea level pressure, 2 m temperature, Total Totals Index, module of moisture flux at 850 hPa, specific humidity at 850 hPa. The Total Totals Index is a simple indicator of atmospheric stability, defined as follows:  $TTI = (T_{a_{850}} - T_{a_{500}}) + (T_{d_{850}} - T_{a_{500}})$ , where  $T_{a_{850}}$  and  $T_{a_{500}}$  are, respectively, the air temperature at 850 and 500 hPa and  $T_{d_{850}}$  is the dew point temperature at 850 hPa. For each day  $D_x$  of the reconstruction period (1900–2005), we search the day (the so-called analog day)  $D_a$  in the learning period (1979–2010) with the most similar large scale atmospheric state (as characterized by the five predictors). The observed variables of interest over France of the analog day  $D_a$  are finally use as an estimate of the local state for the day  $D_x$ . SAFRAN variables are used as observations. This approach allows to obtain all the variables necessary for hydrological modeling over France on the SAFRAN grid from 1900 to 2005.

For the present work, this SD method has been slightly modified. For each day of the reanalysis to be downscaled, the 10 best analog days on the learning period are selected, rather than the single best analog day as described above. Thanks to this modification, an ensemble of potential trajectories of the local variable of interest over France (e.g., precipitation) can be created. Each day of the reconstruction period independently, one of the corresponding 10 analogs is randomly selected. This process can be repeated multiple times in order to obtain multiple trajectories. In practice, 5000 trajectories are created. For example, we randomly choose one of the 10 analog days for 1 January 1900, 2 January 1900, 3 January 1900, etc., all the way until 31 December 2005. This represents one of the 5000 daily-scale trajectories. We then repeat this process 4,999 more times, each time randomly selecting one of the 10 analog days for each day of the 1900–2005 time series. Sensitivity tests have shown that using more than 5,000 trajectories do not improve significantly the realism of the reconstructions.

As each analog day corresponds to a date of the learning period, the 5,000 corresponding daily series of precipitation (and of temperature in a variant described below) for the 1900–2005 time period over France on the SAFRAN grid are obtained from SAFRAN, and the monthly averages are computed. Then, for each month of the reconstruction period, the spatial root-mean-squared errors (RMSE) between the 5,000 monthly maps of precipitation after regridding and observed homogenized precipitation over France at the few stations where they are available (SMR stations, section 2.1) are computed. Regridding consists in selecting the SAFRAN grid point the closer to each SMR station. Note that in order to give the same weight to the different stations, the series at each station are standardized before computing the spatial RMSE.

Two types of reconstructions are generated, one that only uses observed precipitation to constrain the results of stochastic SD, as described above, and another one that uses both observed precipitation and temperature. When both temperature and precipitation are used, the spatial RMSEs are computed for temperature as for precipitation. Then, the sum of the RMSEs corresponding to precipitation and to temperature is computed, after the temporal standardization of the series of RMSEs in order to give the same weight to both variables.

In the end, each month, the daily series of analog days among the 5,000 ones that corresponds to the monthly map of precipitation (or maps of precipitation and temperature) with the lowest RMSE compared

to SMR observations is selected. With this procedure a daily series of analog days is obtained on the entire reconstruction period (1900–2005). This series is finally used to obtain from the SAFRAN data set in the learning period the seven atmospheric variables necessary to force the ISBA-MODCOU.

This approach allows the advantages of the analog method to be kept (reconstruction of all the variables necessary for hydrological modeling at the required spatial resolution while maintaining the spatial and intervariable physical consistencies), while also benefiting from the high-quality information provided by the monthly homogenized observations.

We did not try to constrain the SD results by daily observations for two reasons. First, daily homogenized precipitation and temperature series over France do not exist, and it remains a major challenge to develop homogenization methods to deal with daily variables, especially precipitation. Moreover, as the quality of analog days decreases rapidly with their rank (i.e., with their similarity with the target day, not shown), only a small number of analog days could be retained for each day of the reconstruction (10 in our case), which would greatly limit the possibility to find a very good match with daily observation maps. Using monthly averages to constrain the results of SD allows a very large sample of different monthly precipitation and temperature maps to be generated (5,000 in our case, all different), based on only 10 different analogs each day. Six meteorological reconstructions over the 1900–2005 period are produced: unconstrained SD of ERA20C and 20CR (ERA20Cr and 20CRr), precipitation-constrained SD of ERA20C and 20CR (ERA20Cp and 20CRp), and precipitation-constrained and temperature-constrained SD of ERA20C and 20CR (ERA20Cpt and 20CRpt). The six corresponding hydrological reconstructions are obtained with the ISBA-MODCOU system.

## 4. Evaluation of the Reconstructions

### 4.1. Mean State and High-Frequency Temporal Variability

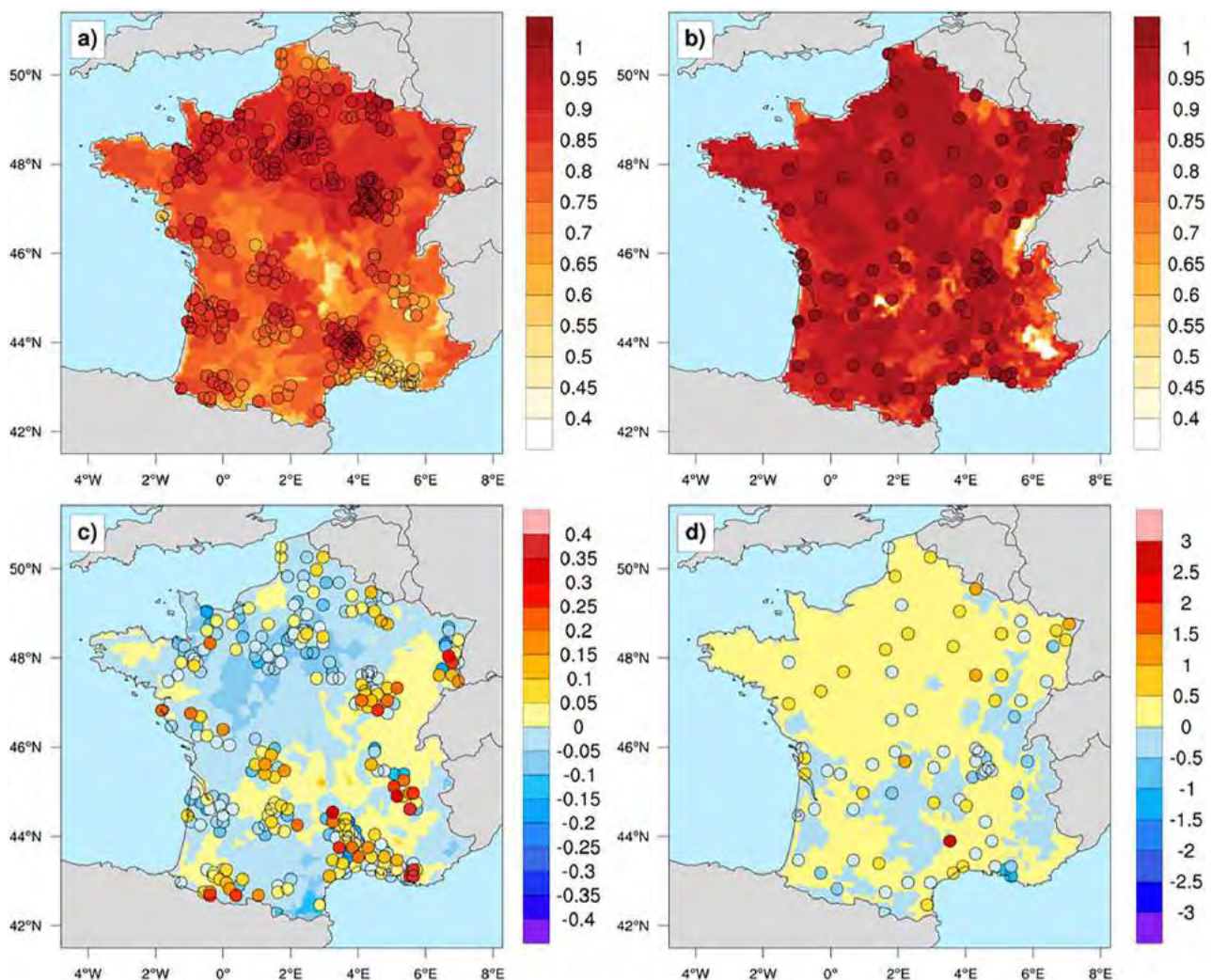
First, we evaluate the capacity of the reconstructions to capture the variability and mean state of precipitation and temperature over France. As the homogenized precipitation and temperature observations are used as constraints in the reconstruction methodology, they are not independent from the reconstructions results. Their spatial sampling is also poor over France. We therefore use in a first time both the long-term observations and the gridded SAFRAN data set to evaluate the reconstructions. For the sake of simplicity, the first diagnostics are shown only for the reconstruction based on ERA20C and constrained by observed precipitation and temperature (ERA20Cpt). Precipitations from the reconstruction are well temporally correlated with the SMR and SAFRAN precipitations (Figure 3a).

Smaller correlations are generally obtained in the southeast of France, despite the availability of many SMR stations to constrain the reconstructions there. This may be due to the fact that this region is difficult to deal with a statistical downscaling method for the entire France (Dayon et al., 2015), as the synoptic conditions leading to precipitation over this area are often very specific. Lower correlations with SAFRAN are also obtained in the Alps and Massif-Central, where no SMR observation exists (Figure 3a). Regarding temperature, large interannual correlations are generally obtained over France, even where no SMR station exists, except for a few spots, notably in the Alps. Except for these particular results, both for temperature and precipitation, no major decreases in correlations are seen in areas where no SMR observation exists (Figures 3a and 3b).

The mean biases of the reconstruction relatively to SAFRAN are generally small and quite uniform over France, both for precipitation and temperature (Figures 3c and 3d). However, at several stations for precipitation and at one for temperature, large biases relatively to SMR are seen. It is likely because the SMR stations are compared to the closest grid point of the 8 km grid of the reconstructions, which may be problematic in areas with sharp variations in orography. Interestingly, the comparison of the reconstructions with SAFRAN shows no increase in biases in areas where no SMR station exists to constrain the reconstructions. Figure 3 shows that, generally, the uneven and/or limited spatial distribution of the SMR observations is still sufficient to obtain satisfactory results in areas where no observation exists. Note that very similar results are obtained with the equivalent reconstruction based on 20CR (20CRpt, not shown).

The skill of the different hydrometeorological reconstructions is now compared, focusing on daily and monthly correlations with observations, for precipitation, temperature, and river flows. As noted in section 2.3, the variables are deseasonalized before computing the correlations. For precipitation and temperature,

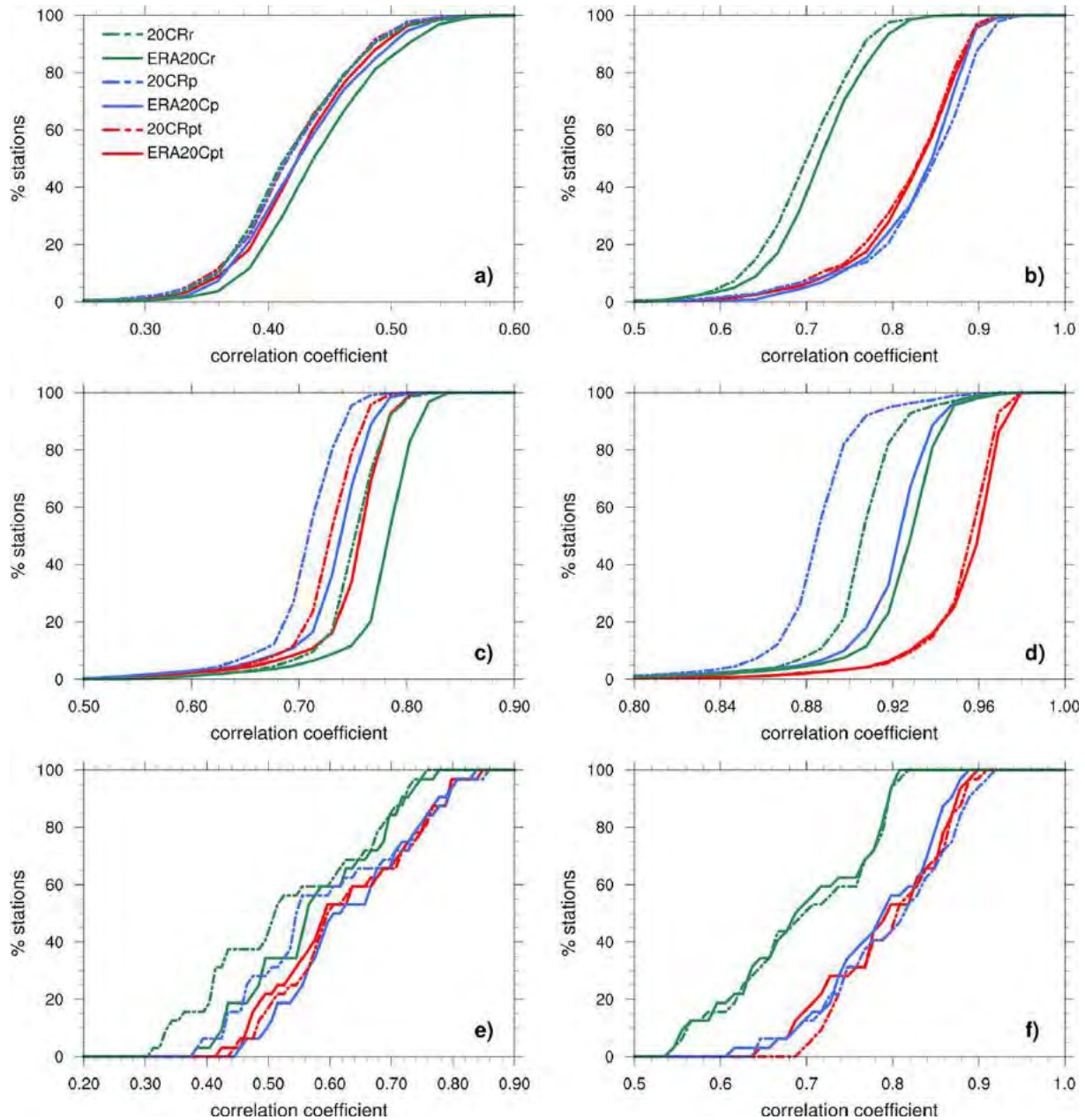




**Figure 3.** Interannual correlations between the ERA20Cpt reconstruction and SAFRAN (background) and between the ERA20Cpt reconstruction and the observation stations (circles) for (a) precipitation and (b) temperature (annual averages). The 1958–2005 period is used. (c, d) Same as Figures 3a and 3b for the climatological biases in Figure 3c precipitation (relative) and in Figure 3d temperature (K).

the SAFRAN data set is used as observational reference as the SMR observations are not available at the daily time step. In the unconstrained reconstructions, as in Dayon et al. (2015), the best analog day is always used. In the observationally constrained reconstructions, an analog day among the 10 best ones is chosen. As a relationship between the rank of the analog days and their adequacy exists (not shown), the observationally constrained reconstructions are expected to be less skillful than the direct results of SD for daily variations. For precipitation (Figure 4a), the daily correlations for the direct SD of ERA20C are slightly higher than the ones of observationally constrained reconstructions. It is not true for 20CR as all the reconstructions based on 20CR lead to very similar, and smaller, correlations. For temperature, a clear decrease in daily correlations is noted for observationally constrained reconstructions, especially when only precipitation is used as constraint (Figure 4c).

As expected, the interest of observationally constrained reconstructions becomes clear for monthly correlations. Much larger monthly correlations are obtained for all observationally constrained reconstructions for precipitation, with an increase in correlations generally close to 0.2 (Figure 4b). The best results are obtained when only precipitation is used as constraint, but the differences with the results of precipitation-



**Figure 4.** Cumulative density functions of the correlations between the reconstructions and the observations for (a, b) precipitation, (c, d) temperature, (e, f) river flows for the (a–c–e) daily and (b–d–f) monthly averages. The series have been deseasonalized beforehand. For precipitation and temperature, the observations come from the SAFRAN data set. The correlations are computed at each grid point on the 1959–2005 period. For river flows, the correlations are computed for the gauging stations shown in Figure 1 on the longest possible period for each station. Unconstrained reconstructions in green, reconstructions constrained by precipitation in blue and reconstructions constrained by precipitation and temperature in red. Solid line: reconstructions derived from ERA20C. Dash-dotted line: reconstruction derived from 20CR.

constrained and temperature-constrained reconstructions are very small. A large increase of the monthly correlations for temperature is obtained when temperature is also used as a constraint (Figure 4d).

As expected, the interest of observationally constrained reconstructions becomes clear for monthly correlations. Much larger monthly correlations are obtained for all observationally constrained reconstructions for precipitation, with an increase in correlations generally close to 0.2 (Figure 4b). The best results are obtained

when only precipitation is used as constraint, but the differences with the results of precipitation-constrained and temperature-constrained reconstructions are very small. A large increase of the monthly correlations for temperature is obtained when temperature is also used as a constraint (Figure 4d).

Based on those results, using both temperature and precipitation to constrain the results of SD seems to be a good compromise. Using temperature in addition to precipitation leads to much realistic reconstructions for temperature, without an important decrease in skill regarding precipitation.

Very interestingly, better daily correlations are obtained for river flows with observationally constrained reconstructions (Figure 4e), despite the slight decrease in skill for precipitation and temperature noted previously. This rectification of high-frequency variability by lower frequencies variations is likely associated with slow-evolving hydrological variables (i.e., with a large month-to-month persistence) such as soil moisture and snow cover. Their evolutions are likely more realistic in the observationally constrained reconstructions, with an impact on daily river flows.

A very consistent increase in monthly correlations is seen when observations are used as constraint (between 0.1 and 0.15). The correlations are greater than 0.80 for half the stations with the observationally constrained reconstructions while this value of correlation is virtually never reached for the unconstrained reconstructions. Results for precipitation-only or temperature and precipitation-constrained reconstructions are very similar regarding river flows. The advantage of the better reproduction of temperature when temperature is used as a constraint in addition to precipitation noted in Figure 4d does not necessarily translate to river flows for monthly averages.

The ERA20C reanalysis generally leads to higher monthly and daily correlations for all the variables for the unconstrained reconstructions. For the observationally constrained reconstructions, when a positive impact is expected (i.e., for monthly series), the results obtained with ERA20C and 20CR are very similar, showing that the constraint by observations tends to reduce the differences intrinsically associated with the reanalyses.

#### 4.2. Temporal Stability

To study multidecadal variations with the reconstructions, a good temporal stability of their skill is required. It cannot be taken for granted as the skill of the long-term reanalyses may vary, notably because the density of the assimilated observations varies greatly in time (Compo et al., 2011; Poli et al., 2016).

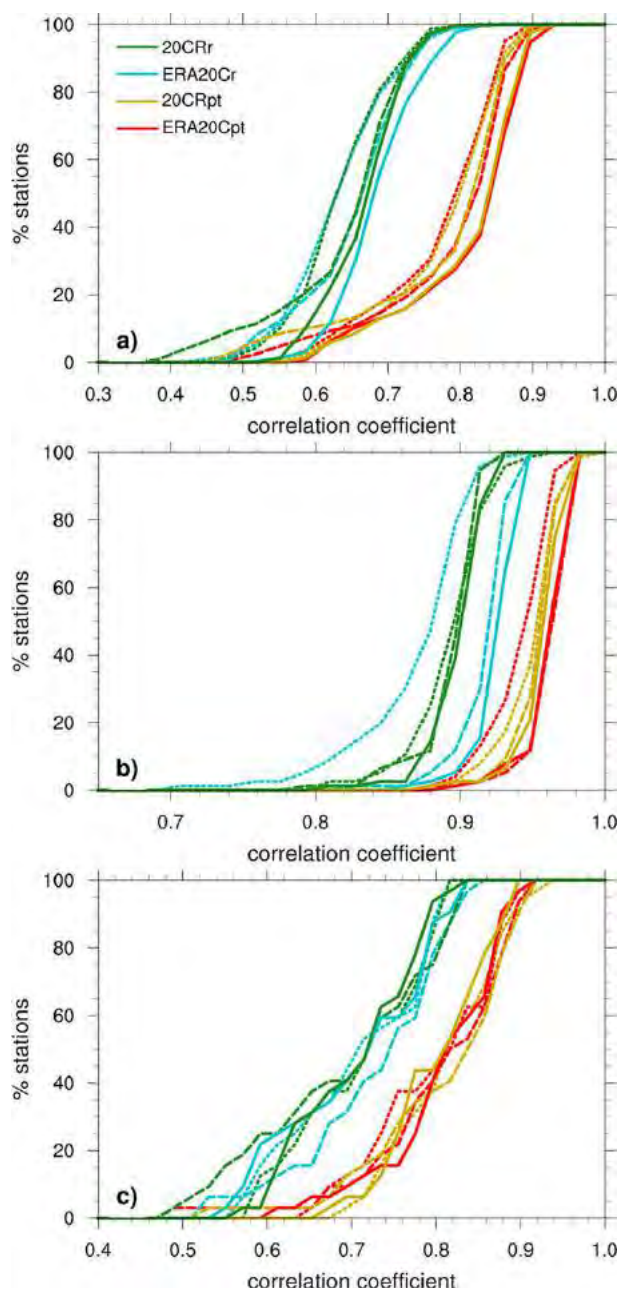
To evaluate the temporal stability of the skill of the reconstructions, the monthly correlations between the reconstructions and observations are computed on three subperiods (Figure 5). For precipitation (Figure 5a), the correlations are generally slightly smaller on the earlier periods whether or not observations are used as constraints, but overall, the skill is fairly homogeneous in time. For temperature (Figure 5b), the unconstrained reconstruction based on ERA20C shows a large decrease in correlations on the early twentieth century, while the 20CR unconstrained reconstruction is characterized by very similar correlations on the three periods. When the observations are used as constraints in the reconstructions, the correlations are very similar on the different subperiods, even with ERA20C. Regarding river flows (Figure 5c), the results are very similar on the three subperiods, independently of the reconstruction method.

The results described in this section demonstrate that the reconstructions, and in particular the ones using local observations as constraint, remain pertinent even in the early twentieth century.

#### 4.3. Low-Frequency Variability

Unrealistic trends and/or multidecadal variations over France for 20CR precipitation and ERA20C and 20CR temperature have been noted in section 3. As expected, the statistical downscaling method cannot correct these issues, as similar evolutions are seen after downscaling (Figure 6). For precipitation, the observationally constrained reconstructions with 20CR are characterized by much more realistic trends and low-frequency variations (Figure 6a). For temperature, realistic low-frequency variations are obtained only when temperature is used as a constraint in the reconstruction process (Figure 6b). These results clearly show that using homogenized temperature and precipitation to constrain the results of SD allows the errors due to reanalyses regarding long-term trends to be corrected to a large extent.

Now, the capacity of the hydrological reconstructions to capture decadal to multidecadal variations is studied. The correlations between observed and reconstructed variables are computed for the detrended low-



**Figure 5.** Cumulative density functions of the correlations for monthly averages between the observations and the reconstructions for (a) precipitation and (b) temperature on three different periods: 1900–1935 (short dashed line), 1935–1970 (long dashed line) and 1970–2005 (solid line). (c) Same as Figure 5a for river flows on the periods: 1920–1948 (short dash line), 1948–1976 (long dash line), and 1976–2004 (solid line). The series have been deseasonalized beforehand. For precipitation and temperature, the observations come from the SMR data set. For river flows, the correlations are computed for the gauging stations shown in Figure 1. Unconstrained reconstructions derived from ERA20C in turquoise and from 20CR in dark green. Reconstructions constrained by precipitation and temperature derived from ERA20C in red and from 20CR in gold.

pass filtered annual series (section 2.3 and Figure 7). For precipitation, observationally constrained reconstructions lead to much higher correlations (increase of 0.2). Note that the minimum correlation shown by the lower whisker is generally small, especially for the direct results of statistical downscaling (ERA20CR and 20CR, with a correlation close to 0). This is very likely an effect of the mismatch that exists between precipitation in the reconstruction on a 8 km by 8 km grid and the station observations to which they are compared to in Figure 7, in areas with sharp variations in orography. Note that such small correlations are only seen at a very few points (not shown).

For temperature, poor results are obtained with 20CR compared to ERA20C, when temperature is not used to constrain the reconstructions. Very high correlations for temperature (median close to 0.9) are obtained for both ERA20C and 20CR in the reconstructions constrained by temperature and precipitation. Here again, constraining the results of SD by observations tend to reduce the intrinsic differences due to the reanalyses.

Regarding river flows (Figure 7c), the improvement of the representation of low-frequency variations in the constrained reanalyses is smaller than for precipitation but still visible. Very high correlations are generally obtained for all the reconstructions. The best results are obtained with the reconstruction based on ERA20C and using both temperature and precipitation as constraint.

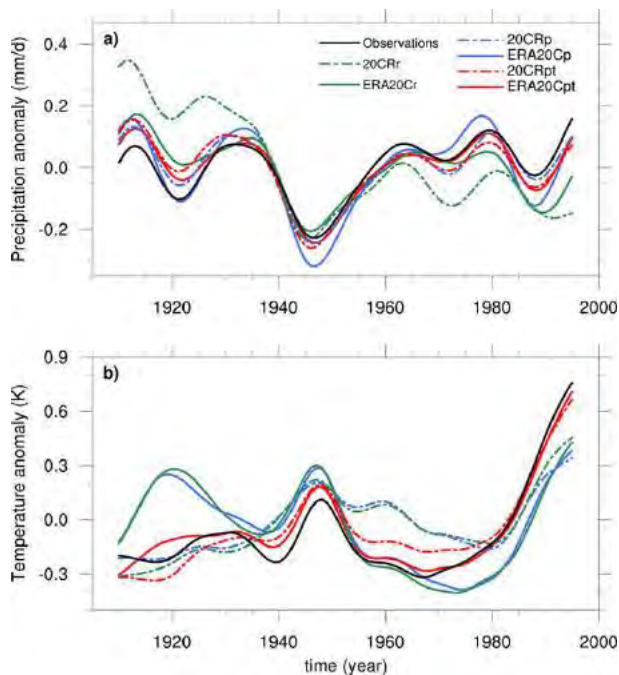
The results presented in this entire section clearly show the interest of the approach proposed to combine data from long-term reconstructions through statistical downscaling and local observations for hydrological reconstructions. It allows the unrealistic trends due to the reanalyses in the direct results of SD to be corrected and more realistic monthly to multidecadal variations to be obtained.

## 5. Multidecadal Variations of the Hydrological Cycle Over France

### 5.1. Characterization

Boé and Habets (2014) have shown that large multidecadal variations in observed river flows over France exist in spring and are likely driven by climate variations (precipitation, and potentially temperature). For some stations, large variations are also observed in summer but they are not associated with concomitant climate variations, suggesting that hydrological processes, for example, involving soil moisture or snow are at play. These variables are not routinely observed, but the hydrological reconstructions allow the variations in all hydrological variables to be explored and the associated mechanisms to be studied.

First, the capacity of the reconstructions to correctly capture the multidecadal river flows variations in spring and summer is evaluated (Figure 8). In spring, very large correlations between the observations and the reconstructions are obtained for the great majority of stations (median correlation close to 0.9). The correlations in summer are also generally large, although less than in spring (median correlation close to 0.8). The observationally constrained reconstructions are more skillful in summer with a difference of correlations generally close to 0.2 compared to the results of direct downscaling. In spring, the advantage of observationally constrained reconstructions is still visible but smaller. For a very few gauging stations (or even a single station as in spring, not shown) very small correlations, as shown by the lower whiskers, are noted. The river flows observations are

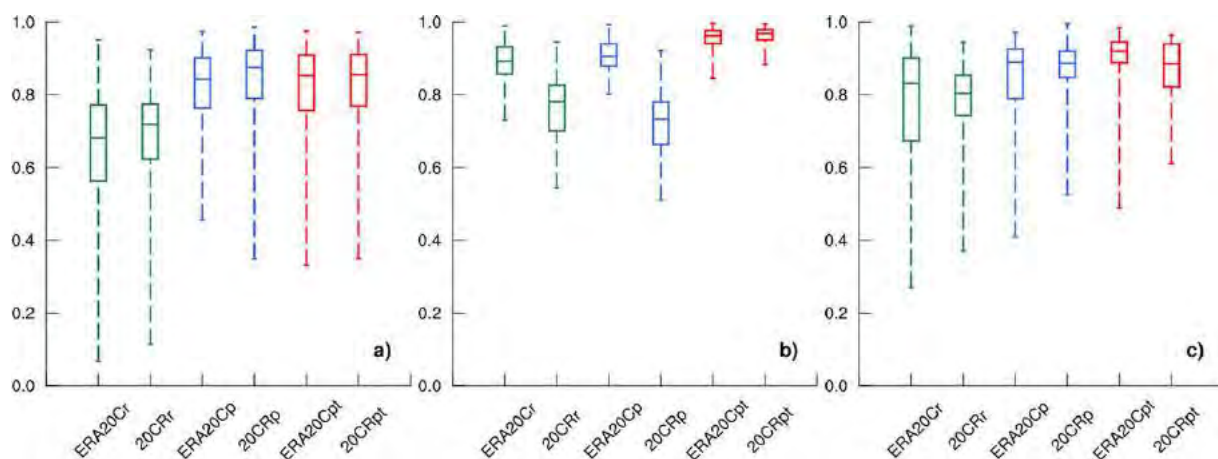


**Figure 6.** Annual low-pass filtered (a) precipitation and (b) temperature averaged over France. Black: observations. Green: unconstrained reconstruction. Blue: reconstructions constrained by precipitation-only. Red: reconstructions constrained by precipitation and temperature. The solid lines correspond to the reconstructions derived from ERA20C and the dash-dotted line those derived from 20CR. The reference period is 1900–2005.

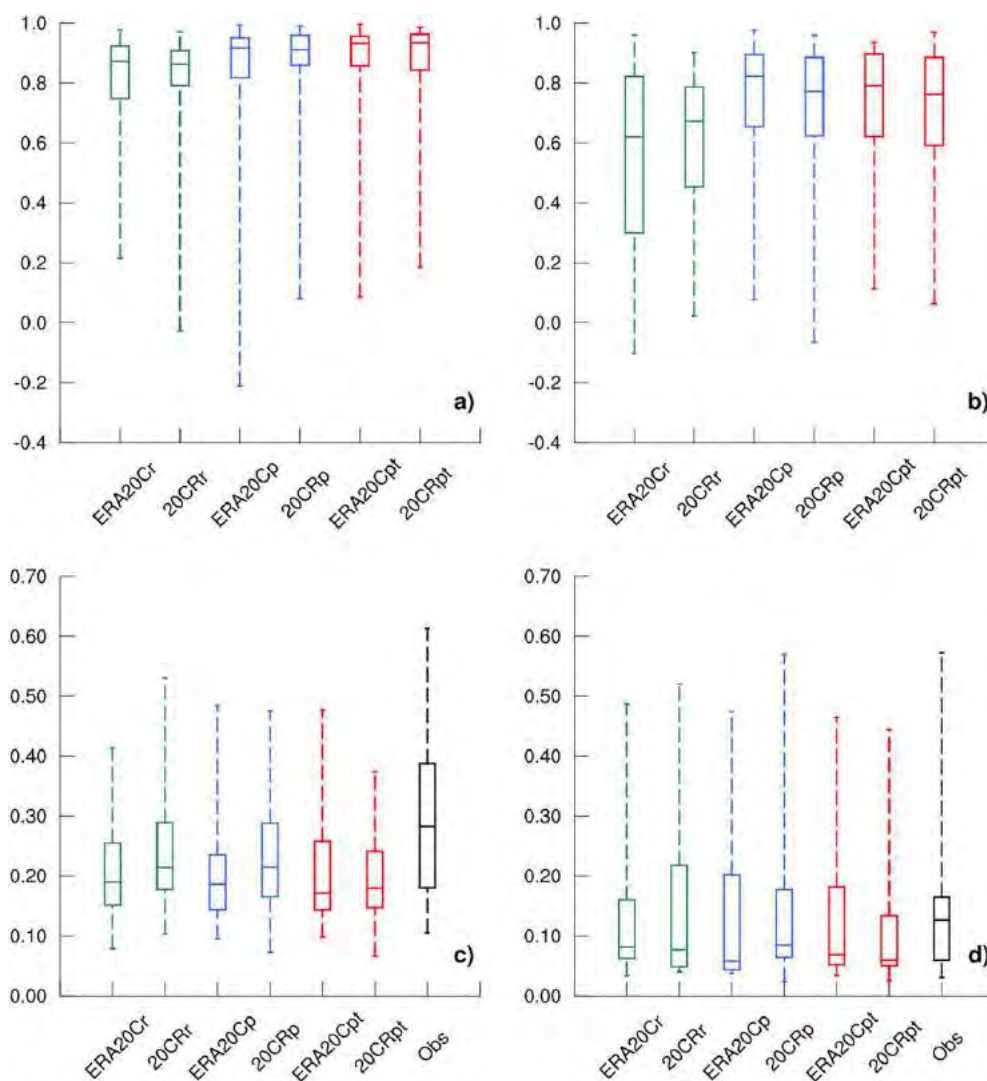
not homogenized, and the only criterion used for their selection is the length of the record. Some stations are very likely impacted by nonclimatic anthropogenic influences (e.g., dams or water abstraction), which are not taken into account in our hydrological model, hence the low correlations for a very few stations.

The good correlations between the observations and the reconstructions for the great majority of stations in terms of multidecadal variations confirm that the observed variations noted in Boé and Habets (2014) are not generally the results of an artifact of measurement or of nonclimatic anthropogenic influences, even for seasonal averages, when these potential influences are expected to have a larger imprint. Interestingly, despite the good correlations noted previously, the standard deviation of the low-pass filtered series from the reconstructions tends to be underestimated in spring, and somewhat underestimated in summer (Figures 8c and 8d). The same analysis for precipitation and temperature does not show a systematic underestimation of the amplitude of multidecadal variations in the reconstructions (not shown), suggesting that the representation of these variables is not responsible for the underestimation of the amplitude of multidecadal river flows variations. Different potential explanations may exist. (i) Hydrological feedbacks, not correctly captured by the hydrological model, may reinforce the variations initially caused by climate variations. (ii) Nonclimatic anthropogenic influences (e.g., dam management or irrigation practice) might reinforce the amplitude of climate-driven variations, through adaptive responses. (iii) Multidecadal variations in meteorological variables other than precipitation and temperature (e.g., humidity and solar radiation) may exist, influence river flows, and not be correctly captured by the reconstructions. Despite the underestimation of the amplitude of the multidecadal variations in spring, the previous results show that the reconstructions are useful to study the multidecadal variations in the continental hydrological cycle over France. As the multidecadal variations in river flows and precipitation from

the reconstructions are generally consistent with those observed, and given the constraints imposed by the surface water budget, the previous results indirectly give a reasonable confidence in the realism of the other hydrological variables (e.g., soil moisture, evapotranspiration, and snow) in the reconstructions.



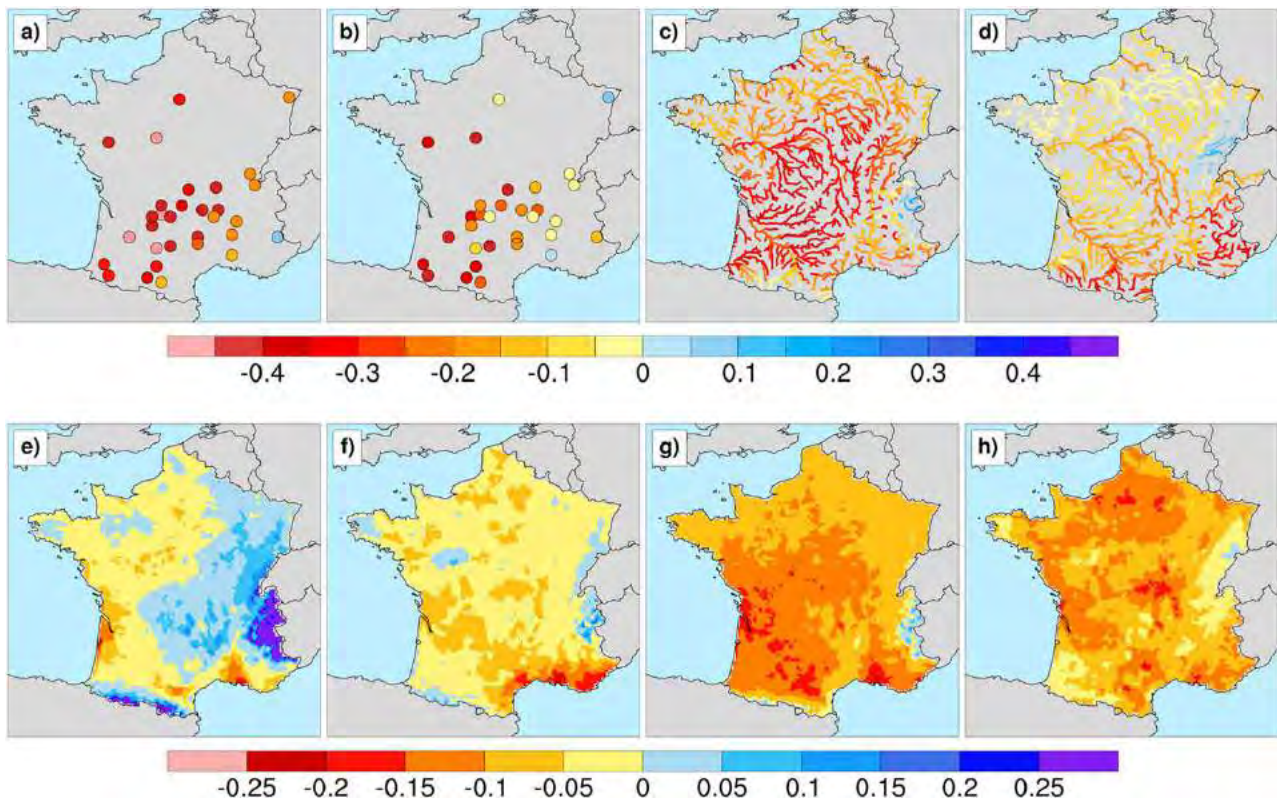
**Figure 7.** Boxplots of the correlations between annual detrended low-pass filtered series from the reconstructions and the observations for (a) precipitation, (b) temperature, and (c) river flows. For temperature and precipitation, the correlations are calculated on the 1900–2005 period using the SMR data set. For river flows, the correlations are calculated on the longest possible period for each station. All the boxplots in the paper show the minimum/25th centile/median/75th centile/maximum.



**Figure 8.** Boxplots of the correlations between detrended and low-pass filtered river flows from the observations and the reconstructions computed on the longest possible period at each stations, in (a) spring and (b) summer. Boxplot of the standard deviation of detrended and low-pass filtered river flows (mm/d) from the observations and the reconstructions computed on the longest possible period at each stations, in (c) spring and (d) summer.

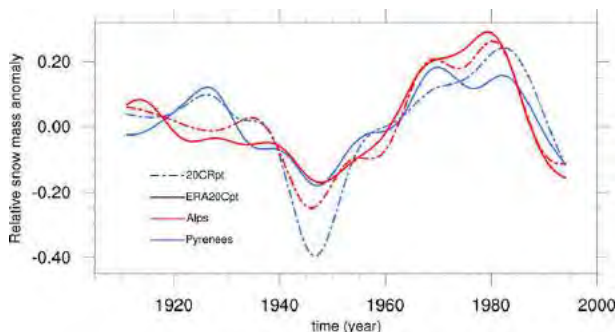
We now focus on the large hydrometeorological shift between the 1938–1958 and 1965–1985 periods noted in Boé and Habets (2014): the 1965–1985 period is characterized by moister and colder conditions in spring compared to 1938–1958, because of differences in large scale circulation, likely driven by the observed shift from a warm AMV phase to a cold AMV phase. As very similar results are obtained for 20CRpt, only ERA20Cpt results are shown here. The series have been linearly detrended beforehand to remove the potential influence of global warming.

Large changes in river flows are observed for many gauging stations between these periods (Figures 9a and 9b) as shown in Boé and Habets (2014). These variations are especially strong in spring (Figure 9a), when many stations on the Loire and Garonne basins exhibit changes between the two periods as large as 40%. In summer (Figure 9b), there are less gauging stations with strong multidecadal variations than in spring, but some of them still show large changes, up to 40%, for example, over the Pyrenees or the Loire basin.



**Figure 9.** Relative changes between the 1938–1958 and 1965–1985 periods of detrended (a, b) observed river flows, (c, d) simulated river flows, (e, f) evapotranspiration, and (g, h) soil wetness index (SWI). (a–c–e–g) Spring and (b–d–f–h) summer. Simulated river flows, evapotranspiration, and SWI come from the ERA20Cpt reconstruction. Similar results are obtained with the 20CRpt reconstruction.

The large shift observed in spring is captured by the reconstruction, but is sometimes underestimated, consistently with the previous results (Figures 9a and 9c). In summer (Figures 9b and 9d), three areas in particular show large changes in reconstructed river flows: the Loire, the Pyrenees, and the Southern Alps, with changes as large as 40% in the mountain areas. These results are generally consistent with the observations in the Pyrenees and for the Loire, although with an underestimation of the changes in the reconstructions. As only one gauging stations is present in the Southern Alps, the changes in the reconstructions cannot be compared to observations there.



**Figure 10.** Annual detrended and low-pass filtered relative snow mass anomalies over the Alps (red) and the Pyrenees (blue) (see Figure 1) on 31 May, for the 20CRpt reconstruction (dashed line) and the ERA20Cpt reconstruction (solid line).

Note again that one must remain cautious with the interpretation of the differences between observed and reconstructed river flows at any specific location, as nonclimatic anthropogenic influences such as dams or water abstraction may exist locally, and have particularly important impacts on seasonal variations for some stations. It probably partly explains large differences at some stations between observations and reconstructions seen previously (e.g., the weak correlations shown by the whiskers of the box-plots in Figure 8).

Spring evapotranspiration is larger in the Alps and Pyrenees (up to 30%) on the 1938–1958 period compared to 1965–1985 (Figure 9e). The larger evapotranspiration in 1938–1958 is very likely caused by the observed negative anomalies in precipitation and positive anomalies in temperature noted by Boé and Habets (2014), that are expected to cause a reduction of the snow cover (as shown later in Figure 10). More bare soil exposed to the atmosphere and the availability of liquid water would then favor

evapotranspiration on the 1965–1985 period. In summer, the differences in evapotranspiration between 1938–1958 and 1965–1985 over the mountain regions are much more limited.

Large variations of the soil wetness index are seen in spring, notably in the west and in the south of France, and in summer, mainly in the center, the north and south-east of the country, with differences between the two periods close to 15% (note again that the long-term trend is removed), and consistent with precipitations anomalies (not shown). These large variations may have important implications, for example, for agriculture.

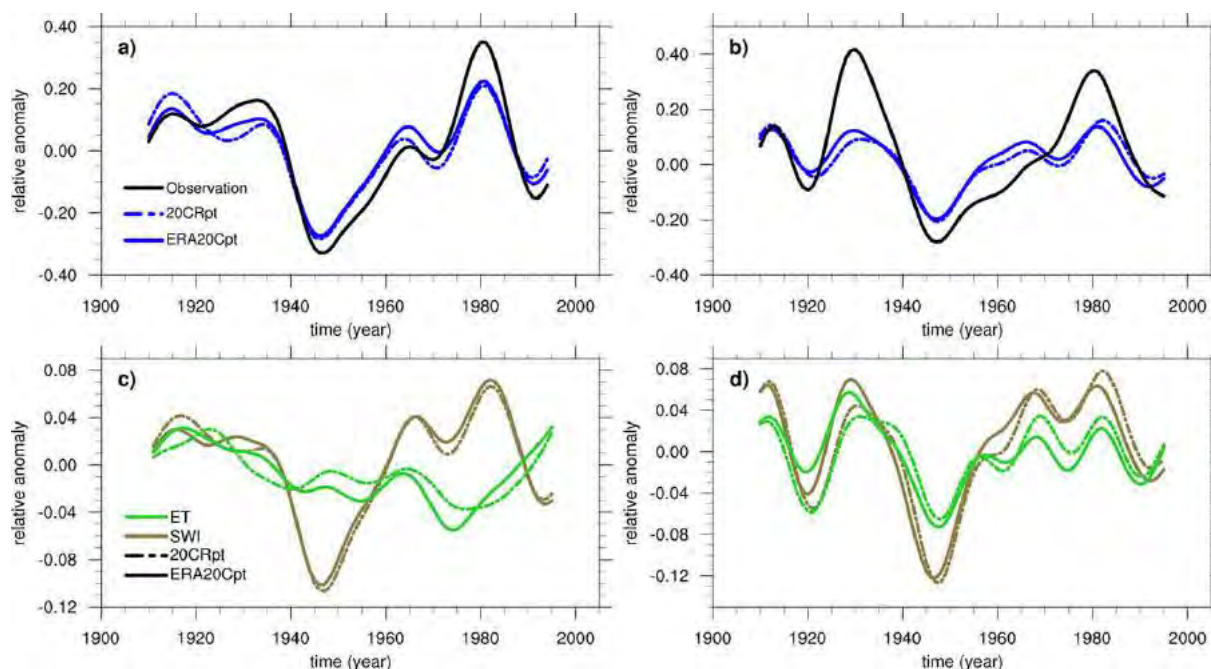
### 5.2. Summer River Flows Variations in Mountain Regions and Role of Snow

The hydrological reconstructions suggest that important multidecadal river flows variations exist in the Pyrenees and in the Alps during summer (Figure 9). However, as shown in Boé and Habets (2014) they cannot be explained by concomitant variations in temperature and precipitation. We noted previously that the large variations in spring evapotranspiration seen in mountain regions (Figure 9e) are likely associated with variations in snow cover. Figure 10 confirms that multidecadal variations exist in snow cover at the end of spring (31 May) over the Alps and Pyrenees. Large (i.e., 15–40%) negative (positive) anomalies are seen in the 1950s (1970s). The negative snow mass anomalies at the end of spring in the 1950s are likely due to the drier and warmer conditions observed then (Boé & Habets, 2014), and their impacts on snow accumulation and snow melt.

As the melting of the snow accumulated during winter and spring may be important to sustain summer river flows in mountain regions, these variations of snow very likely explain the variations in summer river flows. It is important to keep in mind that the uncertainties associated with the choice of the atmospheric reanalysis in the variations of snow cover at the end of spring are large, especially for the Pyrenees in the 1950s.

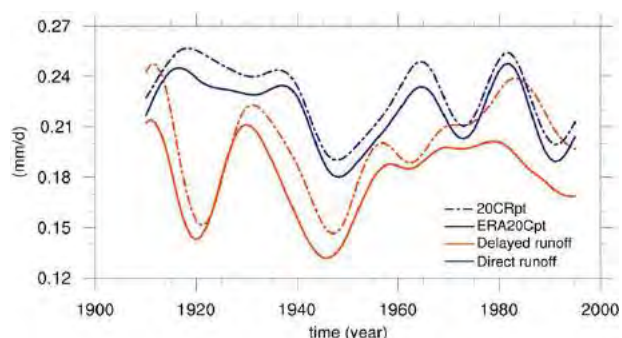
### 5.3. Multidecadal Variations in the Loire Basin

Large multidecadal variations in spring and summer river flows of the Loire are seen both in the observations and the reconstructions (Figure 9), as confirmed in Figures 11a and 11b. Their amplitude is smaller in



**Figure 11.** Annual detrended and low-pass filtered relative river flows anomalies from the simulations (blue) and the observations (black) of the Loire at Montjean (see Figure 1), in (a) spring and (b) summer for the 20CRpt reconstruction (dashed line) and the ERA20Cpt reconstruction (solid line). Annual detrended and low-pass filtered evapotranspiration (green) and SWI (brown) of the Loire at Montjean, in (c) spring and (d) summer for the 20CRpt reconstruction (dashed line) and the ERA20Cpt reconstruction (solid line).





**Figure 12.** Annual detrended and low-pass filtered relative direct runoff (orange) and delayed runoff (dark blue) of the Loire at Montjean in summer for the 20CRpt reconstruction (dashed line) and the ERA20Cpt reconstruction (solid line).

the reconstructions as noted previously, especially in summer. The variations in summer cannot be explained by variations in snow cover as in the Alps and Pyrenees, as snowmelt does not play an important role for this basin.

Variations in precipitation and temperature in spring may impact soil moisture in spring and potentially in summer given the persistence properties of this variable. The variations in summer soil moisture may then impact river flows, for example, by changing the ratio of precipitation in summer that contributes to runoff (Boé & Habets, 2014). Large negative anomalies in spring soil moisture in the 1950s and large positive anomalies in the late 1970s are seen in the reconstructions over the Loire basin (Figure 11c). The evolution of spring evapotranspiration is largely uncorrelated with the evolution of soil moisture indicating that evapotranspiration does not drive the variations in soil moisture. Precipitation is therefore very likely the main responsible of the variations in spring soil moisture.

Despite the absence of multidecadal variations in summer precipitations and temperatures (Boé & Habets, 2014), multidecadal variations in soil moisture are also seen in summer, well correlated with the ones seen in spring except that higher frequencies also exist (Figure 11d). The multidecadal variations in summer soil moisture are very likely explained to a large extent by the persistence in summer of the soil moisture anomalies generated in spring by the precipitation variations. Note that this implies that a potential predictability of summer soil moisture anomalies exist.

The soil moisture variations caused by climate variations in spring might therefore partly drive the river flows variations in summer.

Interestingly, strong variations in evapotranspiration very well correlated to those in soil moisture are seen in summer. This positive relationship indicates that the multidecadal variations in summer evapotranspiration are controlled by soil moisture. It is consistent with the idea that evapotranspiration is usually water limited rather than energy limited in this region in summer (e.g., Boé & Terray, 2008).

Another potential cause of multidecadal variations in summer river flows without concomitant climate variations is the delayed subsurface flow typically associated with aquifers that may help to sustain river flows in summer. MODCOU does not include a representation of aquifers over the Loire basin, and their impact is represented in ISBA with a simple parameterization based on conceptual reservoirs (Artinyan et al., 2008). The contributions of direct runoff and delayed runoff due to reservoirs to total runoff are shown in Figure 12. Both direct and delayed runoffs show negative anomalies in the 1950s and positive anomalies in the 1970s. Delayed runoff therefore also likely contributes to the multidecadal variations in summer river flows in the reconstructions. Whether this conclusion applies to the real-world remains uncertain, given the large differences between the observations and reconstructions seen in summer (Figure 11b). Incidentally, these differences might be linked to the representation of delayed runoff that is based on a simple conceptual approach on this basin. It is also possible that nonclimatic anthropogenic influences explain, at least partially, the discrepancy between observations and reconstructions for the Loire in summer.

## 6. Conclusions

In this study, a new approach to derive long-term hydrometeorological reconstructions on the twentieth century with a physically based hydrological model is presented. A stochastic statistical downscaling method is applied to long-term atmospheric reanalyses and the results are constrained by monthly homogenized observations to obtain the meteorological forcing necessary for hydrological modeling. The use of observations to constrain the results of statistical downscaling greatly improves the reproduction of monthly to multidecadal variations of precipitation, temperature, and river flows after hydrological modeling. In particular, it allows the unrealistic long-term trends caused by the reanalyses in the results of statistical downscaling to be corrected. The performance of the reconstructions on the twentieth century is stable. The observationally constrained reconstructions provide a valuable data set to study the long-term variations of the hydrological cycle over France.

### Acknowledgments

This work has been supported by the French National program LEFE/INSU through the VITESSE project and the French National Research Agency (ANR) in the framework of its JCJC program (ECHO, decision ANR 2011 JS56 014 01). The figures have been produced using the NCAR Command Language: The NCAR Command Language (Version 6.3.0) [Software]. (2016). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD. <https://doi.org/10.5065/D6WD3XH5>. The authors acknowledge all the colleagues from Météo-France and Mines-ParisTech who have been contributing to the development of the SAFRAN-ISBA-MODCOU system, and Météo France (direction de la climatologie et des services climatiques) for providing the homogenized precipitation and temperature data sets. Twentieth Century Reanalysis data were provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their website: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Support for the Twentieth Century Reanalysis Project data set is provided by the U.S. Department of Energy, Office of Science Innovative and Novel Computational Impact on Theory and Experiment (DOE INCITE) program, and Office of Biological and Environmental Research (BER), and by the National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Program Office. ERA20C reanalysis data were provided by the ECMWF, from their website: <http://www.ecmwf.int/>. ERA-20C benefits from support of the European Reanalysis of Global Climate Observations Project (ERA-CLIM) and follow-on ERA-CLIM2, respectively funded by European Union (EU) research FP7 grant agreements 265229 and 607029. ERA-20C benefits also from significant in-kind contribution from ECMWF, for high-performance computing, archive, data services, and supplementary staff support. Other data used in this study are available from the authors upon request. The authors declare that there are no conflicts of interest regarding this work.

The physically based hydrological model used in this study has not been calibrated on observed river flows variations (regarding time scales longer than the month). Observed and simulated river flows are therefore independent. Moreover, the hydrological model does not take into account non climatic anthropogenic influences such as dams or water abstraction. The similarity between observed and simulated river flows therefore shows that the multidecadal river flows variations are generally mainly driven by climate variations. The large multidecadal variations in reconstructed river flows in spring and summer, generally consistent with the observations, therefore confirm that the observed multidecadal variations noted in Boé and Habets (2014) have mainly a climatic origin. The hydrological reconstructions also show that strong multidecadal variations exist in other variables such as evapotranspiration, snow cover, and soil moisture. These variations are generally likely driven by the multidecadal variations of precipitation and/or temperature in spring. The snow cover over the Alps and Pyrenees at the end of spring, available for snowmelt during summer, is modulated by spring precipitation and temperature, with an impact on summer river flows where snowmelt is a significant contributor to climatological river flows. The anomalies in spring soil moisture caused by the multidecadal variations in spring precipitation generally persist in summer, when they may impact evapotranspiration, which tends to be climatologically soil moisture limited over France during summer. The variations in summer soil moisture and in the delayed subsurface runoff also impact summer river flows on some basins.

Even if they are useful, the hydrological reconstructions described in this study are not perfect. The multidecadal variations in simulated river flows are generally very well correlated with the observed ones, but their amplitudes tend to be underestimated in spring, despite the realistic variations in reconstructed precipitation and temperature. Some potential explanations have been put forward, but further work is needed to test them. Moreover, on specific river basins, the important differences associated with the choice of the reanalyses that may exist demonstrate that the observational constraints are not always sufficiently strong to really overcome the differences due to the reanalyses. In any case, reconstructions specific to a river basin could both help to improve the skill of the statistical downscaling method on a region of interest and help to better take into account local observations. It will be the object of future work.

Only precipitation and temperature are used in this study as observational constraints for the meteorological reconstructions but other variables (humidity, wind speed, shortwave, and longwave radiations) are also necessary for hydrological modeling. The lack of long-term observations for these variables does not allow to take them into account in the reconstruction process (nor to assess whether they are correctly represented in the meteorological reconstructions.) This could be an issue for our hydrological reconstructions. For example, Boé (2016) showed that most current climate models tend to simulate a large decrease in summer (and it is also true for other seasons) downwelling solar radiation at surface over western Europe from the early twentieth century to the mid-1970s followed by a positive trend during the global brightening period (Wild et al., 2005). If real, these variations that would necessarily impact potential evapotranspiration, might not be correctly captured by the reconstructions, and impact the realism of simulated low-frequency hydrological variations. As long-term observations of solar radiation at surface do not exist, this is a delicate issue to deal with. As a first step, we plan to do some sensitivity hydrological experiments by altering the long-term evolution of solar radiation in the meteorological reconstructions, in order to broadly evaluate its potential impact on the long-term evolution of reconstructed river flows. The same approach could be followed for other forcing variables.

Finally, we use monthly rather than daily observations to constrain the results of statistical downscaling because it is a more efficient approach when one is mainly interested by low-frequency variations. However, this methodological choice implies that our reconstructions are not optimal to study floods, including their low-frequency variations. The additional use of daily precipitation observations as a secondary observational constraint to overcome these difficulties will be tested in a future work.

### References

- Artinyan, E., Habets, F., Noilhan, J., Ledoux, E., Dimitrov, D., Martin, E., & Le Moigne, P. (2008). Modelling the water budget and the riverflows of the Maritsa basin in Bulgaria. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(1), 21–37.
- Bellucci, A., Haarsma, R., Gualdi, S., Athanasiadis, P. J., Caian, M., Cassou, C., . . . Yang, S. (2015). An assessment of a multi-model ensemble of decadal climate predictions. *Climate Dynamics*, 44(9), 2787–2806. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2164-y>
- Boé, J. (2016). Modulation of the summer hydrological cycle evolution over Western Europe by anthropogenic aerosols and soil-atmosphere interactions. *Geophysical Research Letters*, 43, 7678–7685. <https://doi.org/10.1002/2016GL069394>

- Boé, J., & Habets, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, *18*(2), 691–708.
- Boé, J., & Terray, L. (2008). Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change. *Geophysical Research Letters*, *35*, L05702. <https://doi.org/10.1029/2007GL032417>
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., & Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, *39*(1998), 1544–1569.
- Caillouet, L., Vidal, J. P., Sauquet, E., & Graff, B. (2016). Probabilistic precipitation and temperature downscaling of the Twentieth Century Reanalysis over France. *Climate of the Past*, *12*(3), 635–662.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., . . . Brönnimann, S. (2011). The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(654), 1–28.
- Dayon, G., Boé, J., & Martin, E. (2015). Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*, 1023–1043. <https://doi.org/10.1002/2014JD022236>
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., & Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multi-layer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research*, *116*, D20126. <https://doi.org/10.1029/2011JD016002>
- Decharme, B., Martin, E., & Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*, 7819–7834. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50631>
- Deser, C., Knutti, R., Solomon, S., & Phillips, A. S. (2012). Communication of the role of natural variability in future North American climate. *Nature Climate Change*, *2*(11), 775–779.
- Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., & Teng, H. (2010). Uncertainty in climate change projections: The role of internal variability. *Climate Dynamics*, *38*(3–4), 527–546.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarch, G., Lesaffre, B., & Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, *18*(1), 65–71.
- Goosse, H., Renssen, H., Timmermann, A., Bradley, R. S., & Mann, M. E. (2006). Using paleoclimate proxy-data to select an optimal realisation in an ensemble of simulations of the climate of the past millennium. *Climate Dynamics*, *27*, 165–184.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., . . . Noilhan, J. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydro-meteorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*, D06113. <https://doi.org/10.1029/2007JD008548>
- Hawkins, E., & Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *90*(8), 1095–1107.
- Kerr, R. A. (2000). A north Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, *288*(5473), 1984–1985. <https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1984>
- Knight, J. R., Allan, R. J., Folland, C. K., Vellinga, M., & Mann, M. E. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, *32*, L20708. <https://doi.org/10.1029/2005GL024233>
- Krueger, O., Schenk, F., Feser, F., & Weisse, R. (2013). Inconsistencies between long-term trends in storminess derived from the 20CR reanalysis and observations. *Journal of Climate*, *26*(3), 868–874.
- Kuentz, A., Mathevet, T., Gailhard, J., & Hingray, B. (2015). Building long-term and high spatio-temporal resolution precipitation and air temperature reanalyses by mixing local observations and global atmospheric reanalyses: The ANATEM model. *Hydrology and Earth System Sciences*, *19*(6), 2717–2736.
- Ledoux, E., Girard, G., & Villeneuve, J. P. (1984). Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La houille blanche*, *1–2*, 101–120.
- Lorenz, E. N. (1969). Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *26*(4), 636–646.
- Minvielle, M., Pagé, C., Céron, J. P., & Besson, F. (2015). Extension of the SIM reanalysis by combination of observations and statistical downscaling. In *Engineering geology for society and territory* (Vol.1, pp. 189–192). Cham, Switzerland: Springer International Publishing.
- Martin, E. R., Thorncroft, C., & Booth, B. B. (2014). The multidecadal Atlantic SST—Sahel rainfall teleconnection in CMIP5 simulations. *Journal of Climate*, *27*(2), 784–806.
- Moisselin, J. M., Schneider, M., & Canellas, C. (2002). *Les changements climatiques en France au XX<sup>e</sup> siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. La Météorologie*, *38*, 45–56.
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, *117*(3), 536–549.
- Obled, C., Bontron, G., & Garçon, R. (2002). Quantitative precipitation forecasts: a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, *63*(3), 303–324.
- Oliver, E. C. (2015). Blind use of reanalysis data: Apparent trends in Madden-Julian Oscillation activity driven by observational changes. *International Journal of Climatology*, *36*, 3458–3468.
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., . . . Trémolet, Y. (2016). ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, *29*(11), 4083–4097.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., . . . Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *47*(1), 92–107.
- Sauquet, E., Dupeyrat, A., Hendrickx, F., Perrin, C., Samie, R., & Vidal, J.-P. (2009). *IMAGINE 2030, Climate and water management: Uncertainties on water resources for the Garonne River Basin in 2030?* Retrieved from <http://cemadoc.irstea.fr/oa/PUB00028876-imagine-2030-climat-amenagements-garonne-queles-i.html>
- Terray, L., & Boé, J. (2013). Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *Comptes Rendus Geoscience*, *345*(3), 136–149.
- Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., & 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.
- Wild, M., Gilgen, H., Roesch, A., Ohmura, A., Long, C. N., Dutton, E. G., . . . Tsvetkov, A. (2005). From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, *308*(5723), 847–850.

## 3.2 Évolution de l'évapotranspiration sur le XX<sup>ème</sup> siècle

En France, l'évapotranspiration semble être influencée par des variations multi-décennales, plus ou moins marquées selon les saisons et les régions (Bonnet *et al.*, 2017). Sur la Loire au printemps, une forte diminution de l'évapotranspiration est visible des années 1900 jusque dans les années 1970, suivie d'une augmentation, des années 1980 à 2010. Des variations similaires ont été mise en évidence sur l'évapotranspiration annuelle en Europe par Teuling *et al.* (2009) sur la fin du 20<sup>ème</sup> siècle.

L'évapotranspiration relie les bilans d'eau et d'énergie à la surface. Les changements radiatifs anthropiques, en influençant cette variable, influence donc le reste du cycle hydrologique. En effet, des changements forts d'évapotranspiration peuvent impacter les débits et l'humidité des sols, en limitant l'eau disponible.

À partir du modèle CNRM-CM5 (Voldoire *et al.*, 2013), Douville *et al.* (2013) ont attribué l'augmentation de l'évapotranspiration aux forçages anthropiques dans les moyennes latitudes à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle (gaz à effet de serre et aérosols confondus). Des incertitudes importantes existent cependant sur la représentation des aérosols dans les modèles climatiques (Boucher *et al.*, 2013). Comme il n'existe pas d'observation longue directe de cette variable du cycle hydrologique, il est difficile d'évaluer le réalisme des variations d'évapotranspiration en France sur le 20<sup>ème</sup> siècle.

Dans cette section, l'évolution de l'évapotranspiration annuelle en France durant le 20<sup>ème</sup> siècle est caractérisée à partir de la reconstruction ERA20Cpt (présentée dans la section 3.1.2 de ce chapitre; Bonnet *et al.*, 2017). Les mécanismes associés aux tendances d'évapotranspiration sont ensuite étudiés.

L'évapotranspiration annuelle de la reconstruction ERA20Cpt présente de fortes variations multi-décennales, avec de fortes anomalies négatives des années 1940 à 1960 (Figure 3.1). Une forte augmentation de l'évapotranspiration est présente à partir des années 1980, en accord avec les résultats de Teuling *et al.* (2009) sur l'Europe de l'Ouest, qui pourrait être induite par les forçages anthropiques (Douville *et al.*, 2013).

Les variations multi-décennales des précipitations et de la température, qui influencent l'évapotranspiration, ainsi que celles des débits, qui intègre l'évapotranspiration, sont bien représentées dans la reconstruction ERA20Cpt (Bonnet *et al.*, 2017). Cela suggère que l'évapotranspiration est bien représentée dans ERA20Cpt. Il n'est cependant pas possible de vérifier si l'évolution de l'évapotranspiration estimée dans ERA20Cpt est correcte, puisque aucune observation longue d'évapotranspiration n'est disponible sur le siècle dernier en France. En moyenne annuelle, la différence entre les précipitations moyennes et le ruissellement moyen (P-Q) sur la France permet d'estimer l'évapotranspiration. En consi-

dérant la moyenne du ruissellement et des précipitations moyennes sur les 4 bassins versant majeurs en France (la Seine, la Loire, le Rhône et la Garonne), le (P-Q) apparaît comme une bonne estimation de l'évapotranspiration. En effet, les variations multi-décennales de l'évapotranspiration et du (P-Q) de la reconstruction ERA20Cpt sont très proches (Figure 3.1).

Le (P-Q) calculé à partir des observations est ainsi calculé pour évaluer le (P-Q) de la reconstruction ERA20Cpt, et donc, indirectement l'évapotranspiration. Il faut cependant rester prudent quant à l'interprétation du (P-Q) observé. En effet, les observations longues de débits peuvent contenir des influences anthropiques non-climatiques, induites par la présence de barrages ou de pompages, ainsi que des inhomogénéités temporelles.

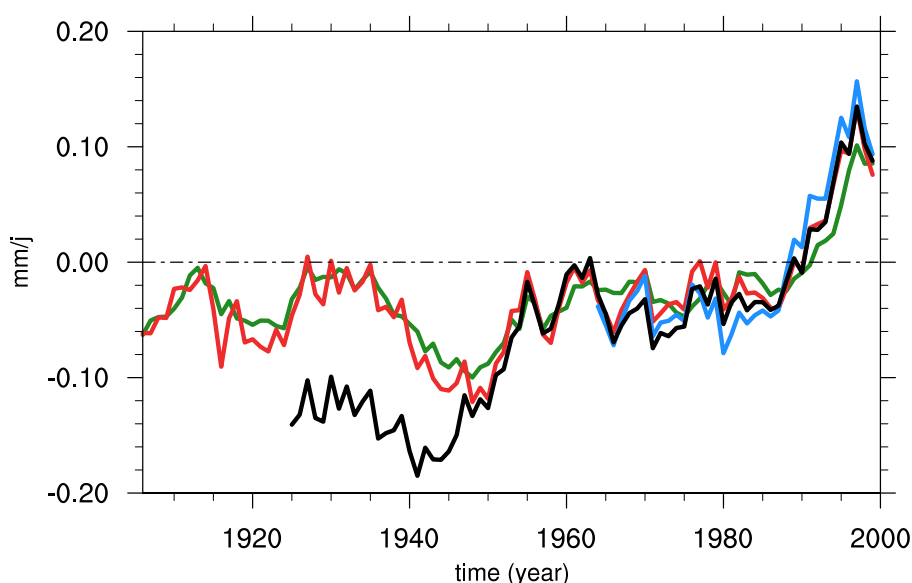


FIGURE 3.1 – Anomalies de la différence entre les précipitations moyennes observées et le ruissellement moyen observé (P-Q) sur la France (noir) de la reconstruction ERA20Cpt (rouge), de la reconstruction de référence SIM (bleu) et de l'évapotranspiration moyenne sur la France de la reconstruction ERA20Cpt (vert). L'anomalie est calculée sur la période 1959-2004. Les précipitations observées sont issues du jeu d'observations GPCC (Rudolf *et al.*, 2005). La moyenne sur la France est approximée par la moyenne des 4 bassins versants majeurs français : La Seine à Paris, la Garonne à Tonneins, La Loire à Montjean-Sur-Loire et le Rhône à Beaucaire, qui dispose de série longues d'observations de débits. Les précipitations sont moyennées sur les bassins versants associés.

Le (P-Q) observé semble caractérisé par une tendance positive sur toute la période d'étude, modulée par une variabilité multi-décennale (Figure 3.1). En effet, une forte augmentation du (P-Q) observé est présente entre 1940 et 1960, suivie d'une période stable jusque dans les années 1980, puis d'une nouvelle forte augmentation entre les années 1980 et 2010. La forte augmentation du (P-Q) observé entre les années 1940 et 1960 est largement sous-estimée par la reconstruction ERA20Cpt (Figure 3.1). Pour le reste de la

période en revanche, les variations multi-décennales du (P-Q) sont globalement proches entre les observations et la reconstruction ERA20Cpt pour le reste de la période.

Afin de vérifier si ce problème ne vient pas des forçages météorologiques utilisés, le (P-Q) a également été calculé pour la simulation de référence réalisée avec la chaîne de modélisation Safran-Isba-Modcou (SIM, voir le chapitre 2 pour plus de détails). La simulation de référence SIM présente des variations de (P-Q) proche des observations et de la reconstruction (Figure 3.1). Malgré le fait qu’une incertitude importante existe sur la première moitié du 20<sup>ème</sup> siècle entre le (P-Q) observé et le (P-Q) issue de la reconstruction ERA20Cpt, l’évolution du (P-Q) et in fine, de l’évapotranspiration, est robuste sur la seconde partie du 20<sup>ème</sup> siècle avec une forte augmentation à partir des années 1980.

Afin d’évaluer si la différence avec le (P-Q) observé entre les années 1940 et 1960 vient d’une mauvaise représentation de l’évapotranspiration dans la réanalyse ERA20Cpt, une série longue de l’évapotranspiration issue d’un lysimètre, et estimée par la différence entre les précipitations et le drainage mesuré, est utilisée. Cette série est disponible sur une période allant de l’année 1947 à l’année 1981. Ce type de mesure, réalisée à partir d’un lysimètre présent sur le site de l’ancienne usine AZF à Toulouse (Muller, 1996), est extrêmement rare sur une période aussi longue.

Une légère augmentation est présente sur toute la période dans la série d’évapotranspiration observée (Figure 3.2). Cette augmentation est bien reproduite par la reconstruction ERA20Cpt, en considérant la maille sur laquelle est situé le lysimètre (Figure 3.2). Étonnamment, la variabilité interannuelle est assez bien reproduite, avec une corrélation de 0.54. Une cohérence existe donc entre l’évolution de l’évapotranspiration avec cette mesure locale, et l’évapotranspiration issue de la reconstruction ERA20Cpt, moyennée sur une maille de 8x8km. Ce résultat est toujours valable en considérant une échelle spatiale encore plus grande, le bassin versant de la Garonne au Mas-d’Agenais (Figure 3.2). Ce résultat renforce la confiance en ERA20Cpt dans la représentation de l’évolution de l’évapotranspiration. Malheureusement, le lysimètre ne permet pas d’estimer si la reconstruction ERA20Cpt est correcte ou non avant 1947.

Dans les modèles climatiques CMIP5, les fluctuations du rayonnement solaire au cours du 20<sup>ème</sup> siècle constituent le principal mécanisme à l’origine de l’évolution de l’évapotranspiration sur l’Europe de l’Ouest en été (Boé, 2016). Un problème pourrait être présent dans la représentation du rayonnement incident à la surface dans la reconstruction ERA20Cpt. En effet, la méthode de descente d’échelle utilisée ne prend pas en compte les rayonnements solaire et infrarouge (Bonnet *et al.*, 2017). De plus, il n’existe pas de séries longues d’observations du rayonnement solaire ou infrarouge permettant d’évaluer ou de contraindre la reconstruction ERA20Cpt. Une hypothèse qui permettrait donc d’expliquer la forte différence entre le P-Q observé et la reconstruction ERA20Cpt serait que l’évolution des

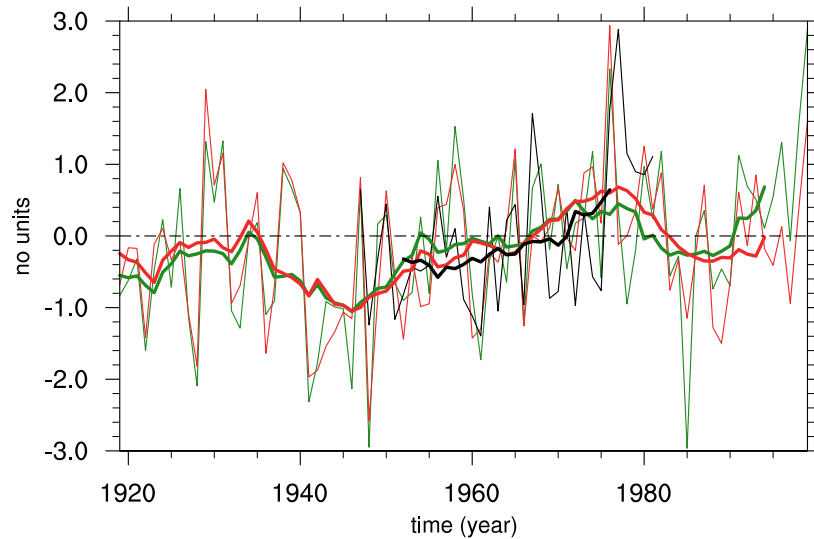


FIGURE 3.2 – Séries annuelles de l'évapotranspiration estimées à partir du lysimètre de l'ancien site d'AZF à Toulouse (noir), de l'évapotranspiration de la reconstruction ERA20Cpt pour la maille où est situé le lysimètre (rouge) et pour la moyenne sur le bassin versant de la Garonne au Mas-d'Agenais (vert). Les séries ont été standardisées sur la période 1947-1981. Les séries ont été filtrées (traits gras) par une moyenne glissante avec une fenêtre de 11 ans.

rayonnements incidents à la surface sont mal représentés dans la reconstruction.

Pour tester cette hypothèse, une expérience de sensibilité a été réalisée sur l'impact du rayonnement dans la reconstruction ERA20Cpt. Pour cela, les variations basses fréquences des rayonnements solaire et infrarouge moyens des 5 modèles CMIP5 ayant les plus fortes variations du rayonnement solaire incident (estimées par la différence entre les périodes 1900-1914 et 1968-1982) sont superposés dans les forçages météorologiques de la reconstruction ERA20Cpt. L'intérêt d'utiliser ces modèles est de réaliser une expérience de sensibilité réaliste, mais avec des différences fortes de rayonnement, tout en conservant une cohérence entre les rayonnements visibles et infrarouges.

La différence entre les moyennes saisonnières du rayonnement moyen des 5 modèles sélectionnés et de la reconstruction ERA20Cpt, est calculée sur les séries lissées pour chaque année de la période d'étude. Cette différence est ensuite superposée de manière proportionnelle aux données horaires de rayonnement de la reconstruction ERA20Cpt pour la saison et l'année concernée. Ces nouveaux rayonnements sont ensuite utilisés avec les autres forçages météorologiques de la reconstruction ERA20Cpt pour forcer le modèle de surface ISBA. La reconstruction hydrométéorologique qui en découle (nommée ERA20Cpt-test pour la suite) a donc comme seule différence avec la reconstruction ERA20Cpt l'évolution des rayonnements incidents à la surface.

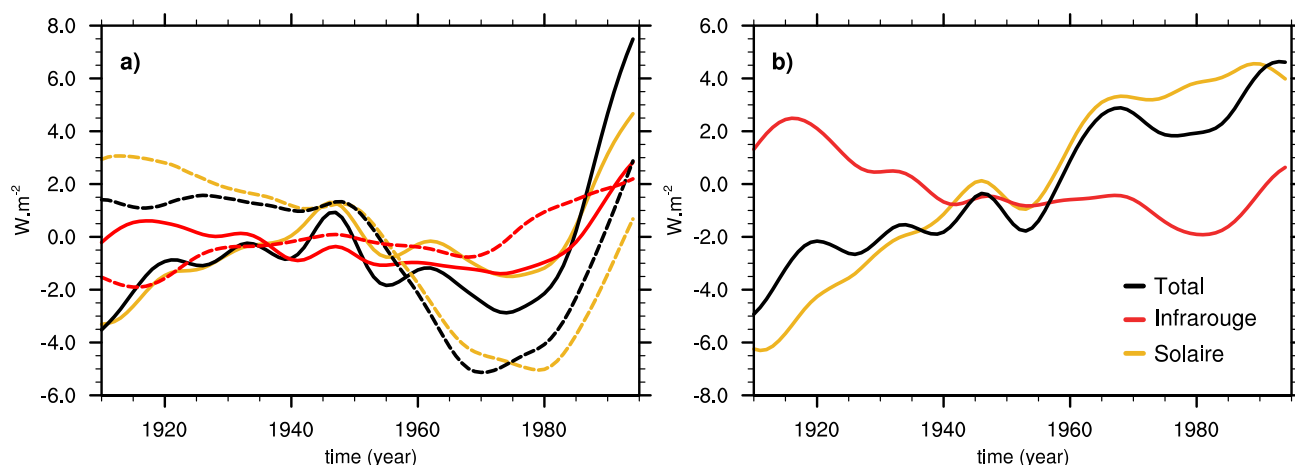


FIGURE 3.3 – (a) Anomalies du rayonnement visible ( $\text{W.m}^{-2}$ ) (jaune) et du rayonnement total ( $\text{W.m}^{-2}$ ) (noir) pour la reconstruction ERA20Cpt (traits pleins) et la reconstruction ERA20Cpt-test (traits pointillés). (b) Différences entre les deux réanalyses (ERA20Cpt - ERA20Cpt-test). En rouge, le rayonnement infrarouge ( $\text{W.m}^{-2}$ ). L'anomalie a été calculée sur toute la période.

Le rayonnement solaire de la nouvelle reconstruction (nommé ERA20Cpt-test) reproduit celui des modèles CMIP5 (non montré), avec une forte diminution autour des années 1950, suivie d'une forte augmentation à partir des années 1980 (Figure 3.3 a). La différence entre la reconstruction ERA20Cpt et ERA20Cpt-test se traduit par une forte tendance positive sur toute la période, de plus de  $10\text{W.m}^{-2}$  (Figure 3.3 b). Peu de différences sont visibles sur les variations de l'infrarouge, qui sont beaucoup plus faibles que celles présentes dans le rayonnement solaire. De ce fait, le rayonnement total présente des variations très proches de celles du rayonnement visible. Cette différence de rayonnement visible entre les reconstructions ERA20Cpt et ERA20Cpt-test est considérable. Pour avoir une idée de ce que représente cette différence, l'augmentation des concentrations en GES ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NO}_2$  et  $\text{O}_3$ ) entre la période pré-industrielle et aujourd'hui représente une augmentation du forçage radiatif d'environ  $3\text{W.m}^{-2}$ <sup>1</sup>.

La différence de l'évapotranspiration moyenne en France, calculée entre les reconstructions ERA20Cpt et ERA20Cpt-test, est caractérisée par une tendance positive (Figure 3.4 b), induite par celle du rayonnement solaire (Figure 3.3 b). Cette tendance est cependant faible, d'environ  $0.06\text{ mm/j}$  (soit 4% de l'évapotranspiration moyenne sur la période), alors que la tendance de rayonnement est relativement forte, de plus de  $10\text{ W.m}^{-2}$ . De plus, la forte diminution du rayonnement visible et total dans la reconstruction ERA20Cpt-test entre 1950 et 1970, qui est beaucoup plus faible dans la reconstruction ERA20Cpt (Figure 3.3 a), n'affecte que très peu l'évapotranspiration (Figure 3.4 a).

1. [cdiac.ess-dive.lbl.gov/pns/current\\_ghg.html](http://cdiac.ess-dive.lbl.gov/pns/current_ghg.html)



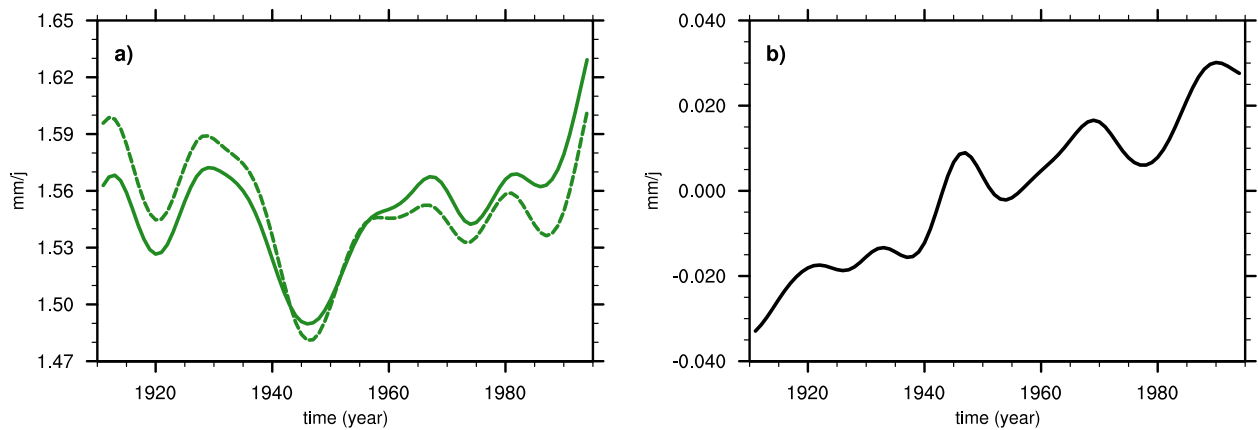


FIGURE 3.4 – (a) Séries annuelles d'évapotranspiration issues de la reconstruction ERA20Cpt (mm/j) (trait plein) et de la reconstruction ERA20Cpt-test (mm/j) (trait pointillé). (b) Différence entre les deux réanalyses. L'anomalie a été calculée sur toute la période.

Cette expérience de sensibilité permet de montrer que l'évolution de l'évapotranspiration n'est que peu sensible au rayonnement solaire incident à la surface dans la reconstruction ERA20Cpt. Une mauvaise représentation du rayonnement solaire dans ERA20Cpt ne semble donc pas à l'origine de cette forte différence entre le P-Q observé et issu de la reconstruction ERA20Cpt. En effet, même si le rayonnement solaire est possiblement mal représenté dans la reconstruction ERA20Cpt, l'impact de cette erreur sur l'évolution de l'évapotranspiration resterait minime.

Cette différence pourrait finalement venir des observations de débits, qui peuvent contenir des influences anthropiques non-climatiques qui ne sont pas prises en compte dans le modèle utilisé dans la reconstruction ERA20Cpt. De plus, des inhomogénéités temporelles, induites par des changements de localisation de station peuvent être également présentes dans les débits observés.

### 3.3 Synthèse

#### Objectifs

- Évaluer l'apport d'une nouvelle méthode pour le développement de reconstructions hydrométéorologiques basée sur la contrainte des résultats d'une méthode de descente d'échelle statistique par des observations météorologiques mensuelles locales.
- Caractériser la variabilité multi-décennale des débits sur la France au 20<sup>ème</sup> siècle.
- Analyser les mécanismes hydrologiques associés à ces variations en été sur la France.
- Caractériser l'évolution de l'évapotranspiration annuelle sur la France au 20<sup>ème</sup> siècle.
- Analyser les mécanismes à l'origine de l'évolution de l'évapotranspiration sur la France.

#### Résultats

- La combinaison d'une méthode de descente d'échelle statistique avec des observations locales mensuelles de précipitation et de température a permis de corriger les tendances et variations irréalistes induites par les réanalyses atmosphériques pour ces variables, ainsi que d'améliorer la représentation des précipitations et températures mensuelles. Cette amélioration est également visible sur les débits.
- L'analyse des reconstructions hydrométéorologiques développées avec cette méthode a montré que les débits simulés présentent une variabilité multi-décennale proche de celle observée. Les variations multi-décennales des débits observées ne sont donc pas dues à des influences anthropiques non climatiques, ou à des inhomogénéités dans les séries d'observations. Il a également été mis en évidence que ces variations ne sont pas limitées aux débits, mais sont également présentes sur d'autres variables du cycle hydrologique, comme l'humidité des sols, l'évapotranspiration ou encore le manteau neigeux.
- Les mécanismes hydrologiques à l'origine des variations multi-décennales des débits en été dépendent de la région concernée. Dans les zones montagneuses, l'effet mémoire du manteau neigeux a été mis en avant. Sur le bassin de la Loire, c'est la persistance des anomalies d'humidité des sols et la variabilité multi-décennale des aquifères qui est à l'origine de la variabilité multi-décennale des débits en été.
- L'évapotranspiration annuelle moyenne sur la France présente des variations multi-décennales sur la France. Une forte augmentation de l'évapotranspiration est visible à partir des années 1980 dans la reconstruction ERA20Cpt, consistante avec le (P-Q) observé. Une incertitude importante existe cependant sur l'évolution du (P-Q) sur la première partie du 20<sup>ème</sup> siècle entre les observations et de la reconstruction ERA20Cpt.

- Une expérience de sensibilité a montrée que le rayonnement solaire incident, qui est le moteur des variations multi-décennales de l'évapotranspiration dans les modèles climatiques, n'a que très peu d'influence sur les différences de (P-Q) calculées à partir des observations ou des reconstructions hydrométéorologiques.

# Développement d'une reconstruction hydrométéorologique sur le bassin versant de la Seine depuis 1850

---

## Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Méthode de descente d'échelle statistique appliquée au bassin de la Seine . . . . .</b>	<b>76</b>
4.1.1	Le domaine . . . . .	77
4.1.2	Les prédicteurs . . . . .	79
4.1.3	La période d'apprentissage . . . . .	82
4.1.4	Conclusion . . . . .	82
<b>4.2</b>	<b>Méthode de contrainte par les observations . . . . .</b>	<b>83</b>
4.2.1	Contrainte mensuelle . . . . .	83
4.2.2	Contrainte journalière . . . . .	86
4.2.3	Double contrainte : journalière et mensuelle . . . . .	92
<b>4.3</b>	<b>Correction des biais . . . . .</b>	<b>95</b>
4.3.1	Correction des biais sur le drainage et le ruissellement . . . . .	95
4.3.2	Impact de la correction des biais sur la variabilité des débits . . . . .	100
<b>4.4</b>	<b>Évaluation de la reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine . . . . .</b>	<b>101</b>
4.4.1	Précipitations à Paris . . . . .	102
4.4.2	Débits moyens . . . . .	102
4.4.2.1	Débits journaliers et mensuels . . . . .	102
4.4.2.2	Variations multi-décennales des débits . . . . .	104
4.4.3	Débits et hauteurs maximums . . . . .	108
4.4.4	Sécheresses agricoles et hydrologiques . . . . .	111
4.4.5	Hauteurs piézométriques . . . . .	113
<b>4.5</b>	<b>Synthèse . . . . .</b>	<b>115</b>

---

Dans ce chapitre, une reconstruction hydrométéorologique est développée sur le bassin de la Seine (Figure 4.1) depuis les années 1850. Cette reconstruction est basée sur la méthode présentée et évaluée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). L'intérêt de se focaliser sur un sous-ensemble, ici le bassin versant de la Seine, par rapport à la France est double : améliorer la méthode de descente d'échelle et avoir une meilleure contrainte par les observations locales. Cette nouvelle reconstruction développée sur la Seine présente trois principaux objectifs.

Un premier objectif est d'étendre la période d'étude à plus de 150 ans. En effet, il est important de disposer d'une période d'étude assez longue pour étudier la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique et comprendre les processus impliqués. Pour cela, la nouvelle réanalyse atmosphérique grande échelle NOAA 20CRv2c (décrite dans le chapitre 2), disponible depuis les années 1850, est utilisée.

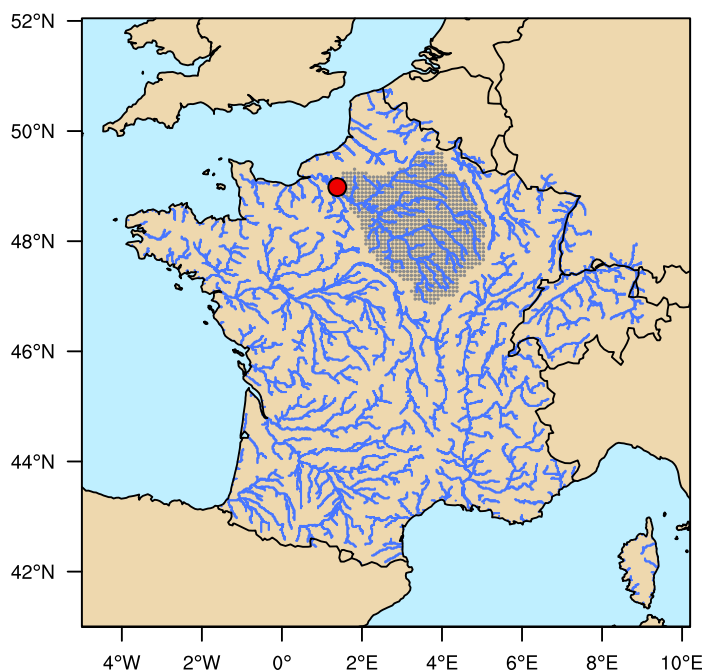


FIGURE 4.1 – Localisation du bassin versant de la Seine (zone grisée). La station de débits de la Seine à Poses est considérée comme exutoire (en rouge).

Un second objectif est donc d'améliorer les résultats de la reconstruction développée sur la Seine au pas de temps journalier par rapport à [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). Dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), les résultats d'une descente d'échelle statistique sont contraints par des observations locales de précipitations et de température au pas de temps mensuel. Cette approche permet d'améliorer la représentation des variations multi-décennales pour les variables contraintes (précipitations et température), ainsi que pour les débits. Cependant, l'application d'une contrainte au pas de temps mensuel dégrade en partie les résultats au

pas de temps journalier. L'ajout d'une contrainte journalière à la contrainte mensuelle pourrait permettre d'améliorer les résultats à cette échelle de temps, permettant ainsi l'étude d'évènements hydrologiques extrêmes, comme les crues et les sécheresses.

Enfin, un troisième objectif est de pouvoir étudier l'influence des nappes phréatiques sur la variabilité multi-décennale des débits en France. C'est pour cela que le bassin versant de la Seine a été sélectionné. Sur ce bassin, les nappes sont décrites explicitement par le modèle hydrogéologique Modcou de la chaîne SIM, contrairement aux autres bassins versants français (à l'exception du Rhône), où elles sont représentées par des réservoirs conceptuels (plus de détails chapitre 2, section 3.3.3).

Pour cela, une première étape consiste à adapter la méthode de descente d'échelle utilisée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) au bassin versant de la Seine. L'ajout d'une contrainte journalière à l'approche présentée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) est ensuite réalisé. Trois méthodes de contrainte par des observations locales de précipitations et de température sont développées et appliquées aux résultats de la méthode de descente d'échelle développée sur la Seine :

1. Une contrainte par des observations mensuelles, basée sur celle présentée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) sur la France. L'objectif étant d'évaluer par la suite si l'utilisation d'observations locales à l'échelle du bassin versant permet de réduire plus efficacement les tendances et variations multi-décennales irréalistes induites par les réanalyses qu'à l'échelle nationale.
2. Une contrainte par des observations journalières uniquement, avec comme objectif d'évaluer s'il est possible, à partir des observations journalières disponibles et de leurs limites, d'améliorer les résultats journaliers de la méthode de descente d'échelle.
3. Une méthode de contrainte combinant les deux premières, afin d'améliorer les résultats de la méthode de descente d'échelle au pas de temps journalier tout en diminuant les tendances et variations multi-décennales irréalistes induites par les réanalyses.

L'intérêt de réaliser ces trois méthodes de contraintes plutôt que de développer directement la dernière est de pouvoir comparer l'apport de ces deux méthodes séparément.

À partir de ces forçages météorologiques, les reconstructions hydrologiques sont ensuite réalisées et évaluées.

## 4.1 Méthode de descente d'échelle statistique appliquée au bassin de la Seine

Dans cette section, la méthode de descente d'échelle statistique (MDES) appliquée à la France dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) est adaptée au bassin versant de la Seine. Cette MDES est basée sur la méthode des analogues, qui s'appuie sur le principe d'analogie proposée par [Lorenz \(1969\)](#). Ce principe repose sur l'hypothèse suivante : si l'état atmosphérique synoptique de deux jours est proche, alors les variables météorologiques locales de ces deux jours sont supposées être proches elles aussi. Pour chaque jour cible de la période à reconstruire, le jour analogue, qui correspond au jour de la période d'apprentissage avec l'état synoptique le plus proche du jour cible, est sélectionné. La période d'apprentissage correspond à une période commune entre les variables atmosphériques grandes échelles et les variables météorologiques locales à reconstruire. La similarité entre deux états synoptiques, caractérisée par un ou plusieurs prédicteurs (e.g. la hauteur géopotentielle à 500 hPa), est définie sur la base d'un critère d'analogie appliqué au jeu de prédicteurs. Afin d'étendre notre période d'étude à plus de 150 ans, la réanalyse atmosphérique grande échelle NOAA 20CRv2c (présentée dans le chapitre 2) est utilisée ici pour décrire l'état synoptique de l'atmosphère. Les variables météorologiques locales à reconstruire proviennent de l'analyse Safran (également présentée dans le chapitre 2).

La méthode des analogues développée dans cette thèse conserve le même jeu de prédicteurs (variables atmosphériques synoptiques) et le même domaine d'analogie pour tout les prédicteurs (variables météorologiques à reconstruire). Cette stratégie a déjà été appliquée dans différentes études, comme dans [Boé \*et al.\* \(2006\)](#) ou encore [Lafaysse \*et al.\* \(2014\)](#). Elle permet de garder un lien physique entre les variables atmosphériques synoptiques et les différentes variables météorologiques désagrégées.

Dans cette méthode, il est important que les domaines d'analogies utilisés, sur lesquels sont comparés les prédicteurs, soient adaptés à la région étudiée ([Wilby \*et al.\*, 2004](#)). Une première possibilité d'amélioration est donc de modifier le domaine utilisé dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#).

Comme pour le domaine, les prédicteurs utilisés doivent eux aussi être adaptés au bassin versant d'intérêt. Une autre contrainte s'ajoute ici : la MDES doit être applicable à chacun des 56 membres de la réanalyse 20CRv2c. Le but étant d'avoir un jeu de données assez conséquent pour réaliser une contrainte journalière au résultat de la MDES par la suite. Afin de faciliter le traitement des données, il a été choisi d'utiliser des prédicteurs utilisant le moins de variables possible.

Enfin, dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), la période d'apprentissage utilisée se limite à la

période 1979-2010. Allonger cette période d'apprentissage devrait permettre d'augmenter les possibilités de trouver un jour analogue proche du jour cible, et donc d'améliorer les résultats de la descente d'échelle.

La stratégie utilisée ici est de modifier ces trois paramètres (le domaine, les prédicteurs et la période d'apprentissage) par rapport à [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) en les adaptant à la Seine. Deux objectifs sont associés au développement de cette MDES, le premier est d'améliorer les résultats de la MDES par rapport à ceux obtenus dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), notamment sur les précipitations et la température, variables majeurs du cycle hydrologique. Le second objectif est de pouvoir appliquer cette MDES aux 56 membres de la réanalyse NOAA 20CRv2c, dans le but de la contraindre au pas de temps journalier par la suite.

#### 4.1.1 Le domaine

Afin d'analyser l'influence du domaine sur les résultats de la MDES, les prédicteurs et la période d'apprentissage restent identiques à ceux utilisés dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). Les différents domaines testés sont présentés dans le tableau 4.3, le domaine 4 (D4) étant celui utilisé dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). Le domaine pour la pression de surface au niveau de la mer (PSL pour Pression at Sea level) est plus large que pour les autres prédicteurs, pour pouvoir identifier les phénomènes de circulation atmosphérique grande échelle, comme les dépressions ou les anticyclones autour de la France. Les domaines PSL ont la même limite inférieure située plus au nord que le domaine D4, au dessus des Cévennes, pour ne pas prendre en compte les phénomènes méditerranéens. Afin de voir si des domaines plus grands permettent de mieux identifier les régimes de temps, la limite supérieure et les largeurs des domaines PSL changent entre les domaines D1, D2 et D3. Pour les autres prédicteurs, la limite est la même pour les trois domaines testés, la limite basse a été remontée au centre de la France par rapport au domaine D4, et la largeur réduite. La méthode de descente d'échelle utilisant le domaine D4 est identique à celle de [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), excepté pour la réanalyse utilisée, qui est la nouvelle réanalyse NOAA 20CRv2c. L'impact de la réanalyse est donc évalué par la même occasion.

	minlat-psl	maxlat-psl	minlon-psl	maxlon-psl	minlat	maxlat	minlon	maxlon
Domaine 1	44	54	-8	10	46	51	-2	7
Domaine 2	44	56	-11	16	46	51	-2	7
Domaine 3	44	55	-10	16	46	51	-2	7
Domaine 4	35	55	-10	17	42	51	-3	8

TABLE 4.1 – Coordonnées des différents domaines testés.

Dans notre cas, resserrer le domaine sur la Seine plutôt que sur la France n'a que très peu d'impact sur la représentation des précipitations moyennes (Figure 4.2). Le domaine D4 présente des résultats très proches de ceux obtenus avec les autres domaines. L'uti-



lisation de la réanalyse 20CRv2c à la place de la réanalyse 20CRv2 diminue légèrement les corrélations journalières et mensuelles (Figure 4.2). L'impact du domaine sur la représentation des autres variables Safran (la température, l'humidité de l'air, le vent, et les rayonnements solaires visibles et infrarouges), est également très faible (non montré).

Cette faible différence provient du fait que la climatologie moyenne du bassin versant de la Seine se rapproche de celle de la France, majoritairement océanique. Sur des régions ayant des spécificités locales importantes, comme le pourtour méditerranéen, le choix du domaine est plus important (Radanovics *et al.*, 2013; Chardon *et al.*, 2014).

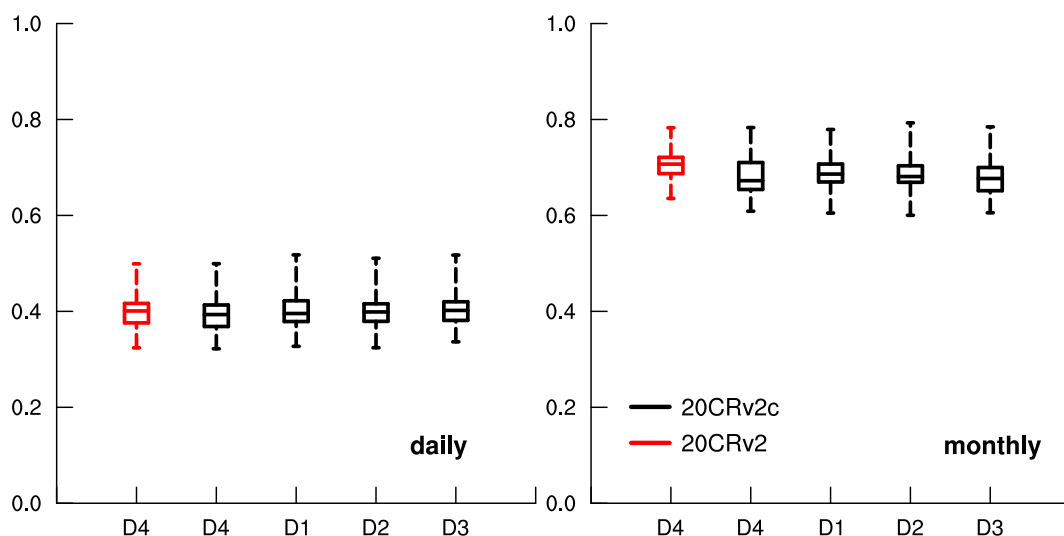


FIGURE 4.2 – Boîtes à moustaches des corrélations journalières et mensuelles des précipitations sur le bassin de la Seine entre Safran et les résultats de la MDES calculées en chaque point de grille Safran sur la période 1959-2010 en fonction du domaine (voir table 4.3). De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le minimum, la première moustache, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer les corrélations.

Une optimisation du domaine est possible, comme dans Radanovics *et al.* (2013) ou encore Raynaud *et al.* (2017). Les domaines utilisés ici ne sont donc probablement pas optimaux. Néanmoins, au vu de la faible différence de corrélations pour les différents domaines, une optimisation des domaines utilisés n'apparaît pas comme le meilleur moyen d'améliorer de façon importante les résultats de la MDES. Le domaine D2, dont les résultats présentent globalement les meilleures corrélations en journalier et en mensuel pour les différentes variables Safran (non montré), est conservé pour la suite.

### 4.1.2 Les prédicteurs

Comme énoncé auparavant, le jeu de prédicteurs utilisé dépend en partie de la région considérée. De plus, pour faciliter le traitement des données, les prédicteurs doivent également utiliser le moins de variables différentes possible.

Les différents jeux de prédicteurs testés sont présentés dans le tableau 4.2. Le jeu de prédicteurs J6 correspond à celui utilisé dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). Ce jeu de prédicteurs utilise le TTI ("Totals Total Index"), un indice de stabilité atmosphérique, définie comme :  $TTI = (Ta_{850} - Ta_{500}) + (Td_{850} - Ta_{500})$ , avec  $Ta_{850}$  et  $Ta_{500}$  les températures de l'air à 850 et 500 hPa, et  $Td_{850}$ , la température du point de rosée à 850 hPa. Ce prédicteur utilise beaucoup de variables atmosphériques, dont certaines ne sont pas directement disponibles pour les membres de la réanalyse 20CRv2c, comme la température de rosée. Il n'est donc pas conservé par la suite. Les deux premiers jeux de prédicteurs sont les plus simples, avec les précipitations (PRCP) et la température à 2 mètres (TAS) pour J1, et TAS et la pression au niveau de la mer (PSL) pour J2. Pour rappel, l'un des objectifs de cette MDES est d'améliorer la représentation des précipitations et de la température, sans dégrader les autres variables. L'utilisation de ces variables comme prédicteurs semble donc judicieux. Les précipitations sont rarement utilisées comme prédicteurs pour la désagrégation des projections climatiques notamment à cause de leurs biais dans les modèles de climat ([Boberg \*et al.\*, 2009](#)). De plus, avec le changement climatique, la transférabilité des précipitations passées dans le futur n'est pas assurée. Elles ont d'ailleurs été écartées des prédicteurs utilisés dans [Dayon \*et al.\* \(2015\)](#). Cette MDES étant appliquée dans le passé, le problème de transférabilité est moins présent. Le prédicteur PSL, qui est un indicateur de la circulation atmosphérique, donne des informations sur les précipitations ainsi que sur le vent. Il a déjà été utilisé pour réaliser des reconstructions passées sur la France ([Caillouet \*et al.\*, 2016](#)), ainsi que des projections ([Boé \*et al.\*, 2009](#); [Dayon \*et al.\*, 2015](#)).

L'humidité spécifique à 850 hPa (HUS850) représente l'humidité contenue dans l'air. Elle peut être un facteur limitant pour les précipitations ([Trenberth, 1998](#)), ainsi que pour l'évapotranspiration (un air chargé en humidité limitant l'évaporation possible).

Le flux d'humidité à 850 hPa (QFX) est également testé comme prédicteur, ce dernier indiquant l'évolution des masses d'eau dans l'atmosphère.

Pour les précipitations (Figure 4.3 a et b), les jeux de prédicteurs contenant les précipitations (J1, J3 et J5) sont les plus performants. Le jeu J1 est également celui qui permet d'obtenir les plus fortes corrélations journalières et mensuelles pour la température (Figure 4.3 a et b). En revanche, le vent désagrégé à partir du jeu J1 à des corrélations beaucoup plus faible que les autres jeux de prédicteurs (Figure 4.3 e et f). Une mauvaise estimation du vent peut affecter l'évaporation, qui dépend en partie de cette variable, et donc la

	PRCP	TAS	PSL	QFX	HUS850	TTI
J1	x	x				
J2		x	x			
J3	x	x	x			
J4		x	x	x		
J5	x	x	x		x	
J6		x	x	x	x	x

TABLE 4.2 – Description des différentes combinaisons de prédicteurs testées. PRCP : les précipitations, TAS : la température, PSL : la pression au niveau de la mer, QFX : le flux d’humidité à 850 hPa, HUS850 : l’humidité spécifique à 850 hPa et TTI : le Totals Total Index, un indicateur de la stabilité atmosphérique.

représentation du cycle hydrologique (McVicar *et al.*, 2012). Ces corrélations plus faibles sont dues au fait que le jeu de prédicteur J1 ne contient pas de prédicteur de circulation de grande échelle comme la PSL, qui donne des informations sur l’intensité et la direction du vent, et améliore donc sa représentation. Les corrélations sont ainsi plus fortes pour les autres jeux de prédicteurs qui utilisent la variable PSL.

La reconstruction issue du jeu de prédicteurs utilisant l’humidité spécifique (HUS850) comme prédicteur (J5) a des corrélations légèrement supérieures aux autres jeux de prédicteurs pour le rayonnement infrarouge incident (non montré). La vapeur d’eau est un puissant gaz à effet de serre, une bonne représentation de l’humidité contenue dans l’air améliore probablement la quantité rayonnement infrarouge ré-émit vers la Terre. Sans grande surprise, c’est également ce jeu de prédicteurs qui a les meilleures corrélations pour l’humidité spécifique à 2 mètres, même si les différences sont assez faibles (Figure 4.3. Enfin, des résultats très proches sont trouvés entre les différents jeux de prédicteurs pour le rayonnement solaire incident.

La combinaison de prédicteurs J5 fournit globalement les reconstructions les plus corrélées à Safran. Elle est donc conservée pour la suite.

Le jeu de prédicteurs utilisé ici permet d’obtenir des corrélations correctes pour chacune des variables météorologiques à désagréger. Il n’est toutefois pas optimal pour chacune des variables prises individuellement. Des méthodes ont été développées afin d’optimiser le jeu de prédicteurs pour chaque variables météorologiques à désagréger, par exemple dans Raynaud *et al.* (2017). Cependant, le lien physique entre ces différentes variables n’est plus assuré. Dans notre cas, il est important de conserver ce lien entre les différentes variables, afin de pouvoir étudier la variabilité multi-décennale des débits de la Seine, et les mécanismes associés aux diverses variables hydrologiques en jeu.

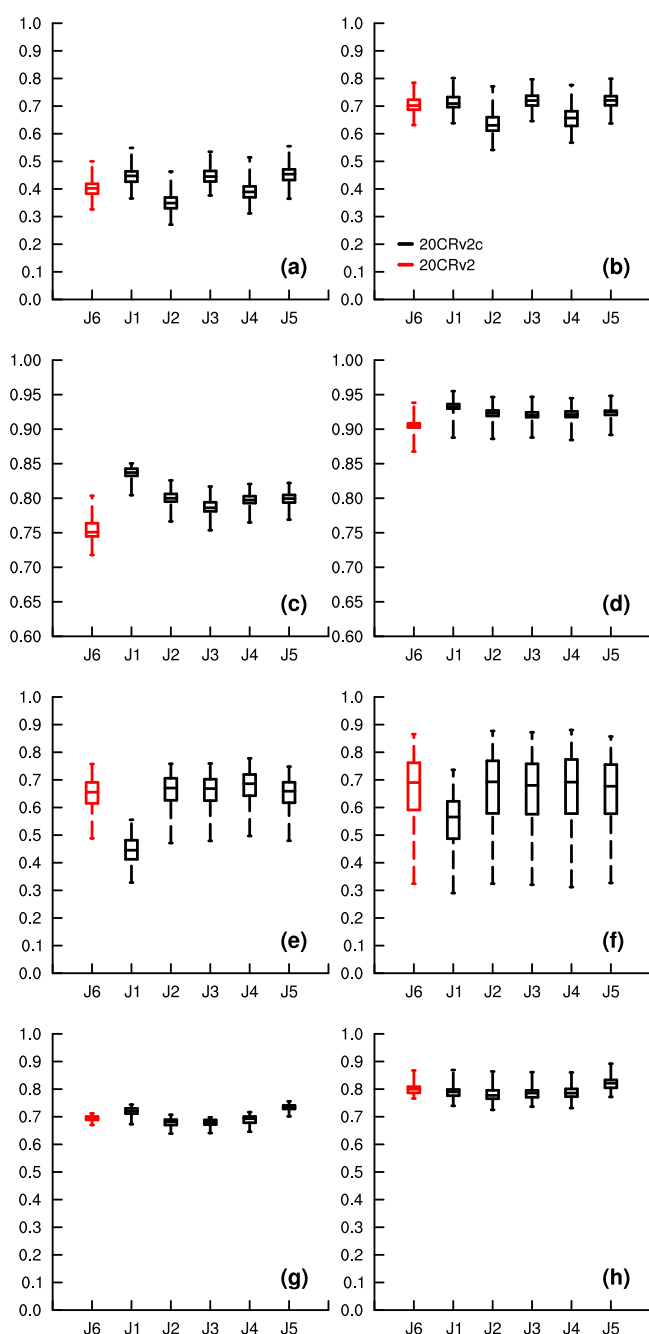


FIGURE 4.3 – Boîtes à moustaches des corrélations journalières (a, c et e) et mensuelles (b, d et f) des précipitations (a, b), de la température (c, d), du vent (e, f) et de l’humidité spécifique à 850 hPa (g, h) entre les séries désagrégées avec les différents jeux de prédicteurs (voir table 4.2) (indiqué en abscisse) avec le domaine D2 et la période d’apprentissage 1979-2010. En rouge, les séries issues de la méthode de descente d’échelle présentée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le minimum, la premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer la corrélation.

### 4.1.3 La période d'apprentissage

La réanalyse utilisée ici, NOAA 20CRv2c remonte largement plus loin dans le passé que l'analyse Safran. Il est donc possible d'utiliser la période 1959-2010 (P2) comme période d'apprentissage, plus longue que celle utilisée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), allant de 1979 à 2010 (P1).

Utiliser la période d'apprentissage P2 plutôt que la P1 n'a pas d'impact important sur la reconstruction des variables Safran. Les corrélations obtenues sont très proches, que ce soit en journalier ou en mensuel (non montré).

Il est surprenant que l'utilisation de la nouvelle période d'apprentissage P2, de 20 ans plus longue que P1, n'améliore que très peu les corrélations entre les variables désagrégées et Safran. Les possibilités de trouver un analogue le plus proche possible du jour cible sont pourtant plus importantes.

Dans la réanalyse NOAA 20CRv2c, les observations assimilées ne sont pas homogènes dans le temps (plus de détails dans le chapitre 2). De même, pour les observations utilisées dans l'analyse Safran, qui sont beaucoup plus nombreuses à partir des années 1990 ([Vidal \*et al.\*, 2010](#)). La qualité de ces jeux de données sur la période 1959-1979 peut se retrouver affectée par ces inhomogénéités, et finalement limiter l'impact de la période d'apprentissage P2 par rapport à la période P1.

La reconstruction hydrométéorologique développée dans ce chapitre est disponible sur une période de 159 ans. Afin de conserver le plus de possibilités de jour possible, la période 1959-2010 est tout de même conservée pour la suite.

### 4.1.4 Conclusion

La méthode de descente d'échelle statistique adaptée sur la Seine présente de meilleurs résultats que la méthode appliquée à la France dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), avec une amélioration des corrélations journalières et mensuelles plus ou moins importante selon variables Safran. Les précipitations, la température et l'humidité spécifique, variables clés dans le cycle de l'eau, présentent les plus fortes améliorations. L'ajout des précipitations aux prédicteurs utilisés est la principale source d'amélioration de la méthode. Le jeu de prédicteur J5, le domaine D2 et la période d'apprentissage P4 sont retenus pour la suite.

La qualité de la MDES dépend directement de la qualité de la réanalyse utilisée. Les observations assimilées dans la réanalyses NOAA 20CRv2c n'étant pas homogène dans le temps, la qualité de cette réanalyse n'est pas forcément homogène également. Afin d'améliorer la variabilité des variables désagrégées, une solution consiste à contraindre les résul-

tats de la méthode de descente d'échelle statistique par des observations météorologiques locales.

## 4.2 Méthode de contrainte par les observations

Comme indiqué en début de chapitre, trois méthodes de contraintes de la MDES développée section 3.1 sur la Seine sont développées dans cette section. Elles sont toutes les trois réalisées par des observations locales de précipitation et de température. La première est appliquée au pas de temps mensuelle, la seconde au pas de temps journalier, et la troisième combine les deux premières méthodes de contrainte, avec une contrainte journalière puis mensuelle. L'intérêt de développer séparément les méthodes de contraintes journalières et mensuelles est de pouvoir évaluer l'apport de chacune de ces méthodes dans la méthode finale, qui combine les deux. De plus, la méthode de contrainte mensuelle seule sert également de point de comparaison avec la méthode présentée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), et permet d'évaluer si l'utilisation d'observations relatives à un bassin versant améliore les résultats de la contrainte.

### 4.2.1 Contrainte mensuelle

Pour réaliser la contrainte mensuelle, la méthode utilisée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) est réalisée sur les résultats de la MDES développée section 4.1, appliquée à la réanalyse NOAA 20CRv2c. Les objectifs de la reconstruction hydrométéorologique développée sont, d'une part, d'évaluer si le fait d'utiliser des observations relatives à un sous-ensemble, ici le bassin versant de la Seine, améliore les résultats de la contraintes mensuelles par rapport à celle appliquée sur la France. D'autre part, d'évaluer l'apport de la contrainte mensuelle dans la double méthode de contrainte développée par la suite. La méthode de descente d'échelle statistique contrainte en mensuelle sera nommée MDES-CM pour la suite de cette thèse.

Les observations locales utilisées pour la contrainte mensuelle sont les séries d'observations mensuelles de précipitations et de température homogénéisées sur la France (Série Mensuelle de Référence, SMR), présentées dans le chapitre 2. Afin de conserver une homogénéité temporelle, seules les stations disponibles sur la période 1885-2005, et ne contenant aucune valeur manquante, sont conservées (Figure 4.5). La série longue de précipitations mensuelles à Paris, ([Slonosky, 2002](#)) est utilisée pour contraindre la MDES de 1851 à 1884, ainsi que de 2005 à 2010. La reconstruction hydrométéorologique n'est donc pas homogène sur l'ensemble de la période d'étude.

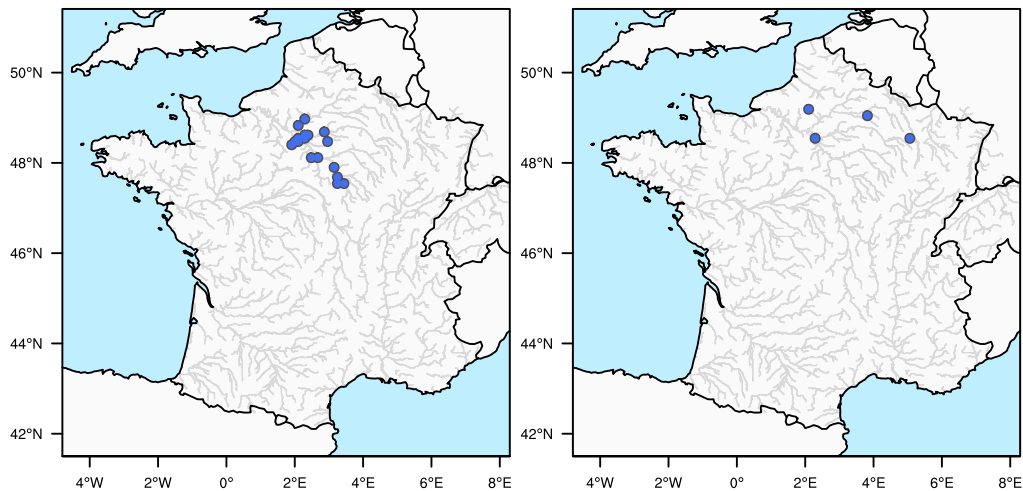


FIGURE 4.4 – Cartes des stations d'observations mensuelles (SMR, Météo-France) des précipitations (gauche) et de la température (droite), disponibles sur le bassin versant de la Seine à Poses sur la période 1885-2005 sans valeurs manquantes.

Pour rappel, le principe de la contrainte est de réaliser pour chaque jour de la période à contraindre (1885-2005), un ensemble de trajectoire possible de précipitation et de température. Pour ce faire, chaque jour de la période à contraindre, l'un des  $N$  meilleurs jours analogues est tiré au sort. Par exemple, un jour analogue est tiré au sort pour le 1er janvier 1851, un autre pour le 2 janvier 1851, un autre pour le 3 janvier 1851, et ainsi de suite jusqu'au 31 décembre 2010, ceci représentant l'une des trajectoires de précipitation ou de température possible. Ce processus est répété jusqu'à obtenir un nombre assez important de trajectoires possibles, par exemple 5000 dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). Les cartes de précipitations et de température Safran associées à chacun de ces jours analogues sont ensuite sélectionnées. Les moyennes mensuelles sont calculées sur chacune de ces trajectoires. Ces cartes mensuelles sont ensuite comparées, pour chaque mois de la période d'étude, aux observations, en sélectionnant uniquement les points de grilles Safran les plus proches des stations SMR. La comparaison s'effectue en calculant l'erreur quadratique moyenne sur le bassin versant. Les erreurs obtenues pour les précipitations ainsi que celles obtenues pour la température sont standardisées temporellement, puis sommées, avec un poids égal entre les deux variables. Enfin, chaque mois, la carte ayant l'erreur la plus faible est sélectionnée, et les jours analogues correspondant conservés.

Augmenter le nombre de trajectoires générées permet d'augmenter les possibilités d'obtenir une trajectoire proche de celle observée. Cependant, une augmentation du nombre de trajectoires implique également une augmentation du temps de calcul. Par ailleurs, plus le nombre d'analogues utilisés est important, plus les combinaisons possibles augmentent, et

donc la possibilité d'avoir une trajectoire proche de celle observée. Toutefois, augmenter le nombre d'analogues utilisés implique de diminuer leur qualité. Un juste milieu est donc à trouver. Pour cela, différentes valeurs de ces deux paramètres sont testées, afin d'optimiser la méthode de contrainte mensuelle.

Plus le nombre de trajectoires générées est important, plus les corrélations mensuelles entre les précipitations et les températures reconstruites et Safran (ici considéré comme observation) augmentent (Figure 4.5 b et d). À partir de 3500 trajectoires environ, le gain de corrélation devient très faible. Il est limité par les analogues utilisés au départ et par le nombre de possibilités déjà disponibles. En mensuel, la méthode de contrainte par les observations améliore de manière importante les corrélations, d'environ 0.1 pour les précipitations et 0.05 pour les températures (Figure 4.5 b et d). Les températures issues de la MDES seule ont déjà des corrélations très élevées, entre 0.9 et 0.95, par rapport aux précipitations. Améliorer ces corrélations est donc plus difficile, ce qui explique le gain plus faible pour les températures. Ces résultats sont proches de ceux obtenus dans [Bonnet et al. \(2017\)](#), et illustre bien l'apport de la contrainte mensuelle sur la représentation des précipitations et des températures mensuelles.

Étonnamment, les précipitations journalières issues de la contrainte mensuelle ont des corrélations légèrement supérieures à celles provenant directement de la MDES (Figure 4.5 a et c). Elles sont les plus fortes pour les reconstructions utilisant 3500 ou 5000 trajectoires. La méthode de contrainte appliquée implique de ne pas obligatoirement prendre le meilleur jour analogue. Ici par exemple, cela peut-être l'un des dix meilleurs. Les corrélations avec Safran pourrait donc diminuer, comme c'est le cas pour les températures journalières, où une légère baisse des corrélations (environ 0.03) est visible pour la MDES-CM par rapport à la MDES seule.

Le nombre de jours analogues utilisés pour réaliser la contrainte mensuelle n'a qu'un impact très faible sur les corrélations mensuelles des précipitations et de la température (Figure 4.6 b et d). La reconstruction basée sur l'utilisation des 10 meilleurs analogues pour la contrainte mensuelle présente une dispersion des corrélations légèrement plus faible que les autres pour les précipitations et la température. En journalier, une augmentation du nombre de jours analogues utilisés diminue les corrélations entre les températures reconstruites et Safran en raison de l'utilisation de jours analogues de moins bonne qualité (Figure 4.6 c). Pour les précipitations journalières, des corrélations légèrement supérieures sont obtenues avec l'utilisation de 10 analogues plutôt que 5, elles diminuent ensuite pour des nombres supérieurs de jours analogues utilisés (Figure 4.6 a).

L'utilisation des 10 meilleurs jours analogues pour générer 5000 trajectoires semble un bon compromis, à la fois en journalier et en mensuel. Les corrélations mensuelles des précipitations et de la température sont fortement améliorées sur tout le bassin versant.



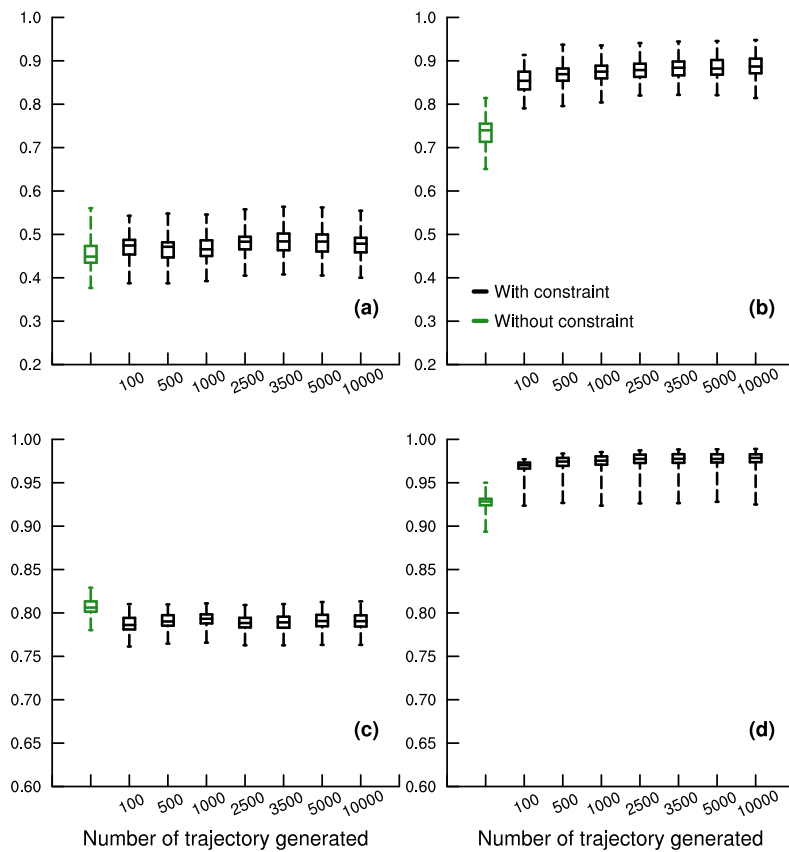


FIGURE 4.5 – Boîtes à moustaches des corrélations (a) journalières et (b) mensuelles entre les précipitations issues de la MDES non-contrainte et Safran en vert, et les précipitations issues de la MDES contrainte en mensuelle pour différents nombres de trajectoires créées (noir) par tirage au sort à partir des 10 meilleurs jours analogues. (c-d) la même chose mais pour les températures. Les corrélations sont calculées à chaque point de grille, au pas de temps journalier (gauche) et mensuel (droite) sur la période 1959-2014. De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer la corrélation.

## 4.2.2 Contrainte journalière

Une méthode de descente d'échelle statistique contrainte au pas de temps journalier (MDES-CJ) est développée dans cette section. L'objectif est d'évaluer s'il est possible, à partir des observations journalières disponibles, d'améliorer la variabilité des précipitations et des températures issues de la MDES à cette échelle de temps.

Les séries de précipitations et de température (Série Quotidienne de Référence, SQR), développées par Météo-France, sont utilisées pour contraindre la MDES développée sur la Seine dans la section 4.1 de ce chapitre (Figure 4.6). Le nombre de stations disponibles évolue fortement sur la période 1885-2003 (Figure 4.6). De plus, la majorité des stations

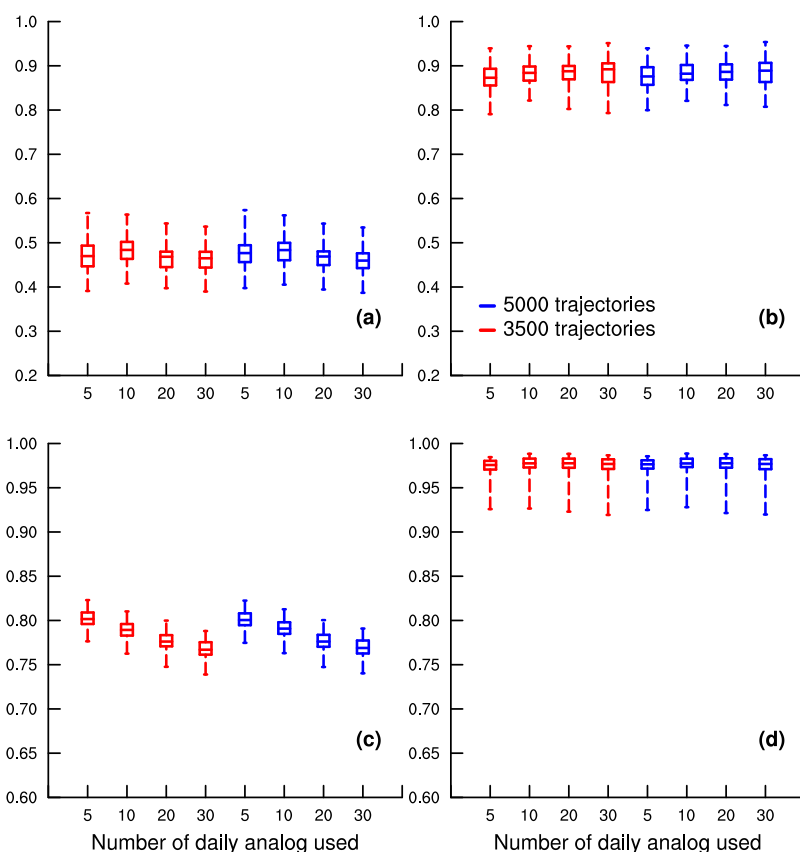


FIGURE 4.6 – Boîtes à moustaches des corrélations journalières (a et c) et mensuelles (b et d) entre les précipitations (a et b) et les températures (c et d) issues de la MDES contrainte en mensuelle et Safran pour différentes valeurs d’analogues utilisées pour générer (rouge) 3500 et (bleu) 5000 trajectoires aléatoires. Les corrélations sont calculées à chaque point de grille, sur la période 1959-2014. De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer les corrélations.

ont des valeurs manquantes. Il a été décidé d’utiliser l’ensemble des stations disponibles. La contrainte journalière appliquée à la MDES n’est donc pas homogène dans le temps.

L’idée est d’appliquer la MDES développée sur la Seine à chacun des 56 membres disponibles de la réanalyse NOAA 20CRv2c. Ainsi, un nombre assez important d’analogues de bonne qualité sont à disposition pour contraindre la MDES au pas de temps journalier. La méthode de contrainte journalière est calquée sur la méthode de contrainte mensuelle développée dans la section 4.2.1 précédente. Afin de disposer d’un jeu de données assez large pour réaliser la contrainte, les 50 meilleurs analogues sont conservés à la suite de chacune des descentes d’échelles réalisées sur les 56 membres de la réanalyse NOAA 20CRv2c. Une base de 2800 analogues est donc sélectionnée, pour chaque jour de la période à contraindre. Ensuite, chaque jour, les 2800 cartes Safran de précipitations et de températures associées

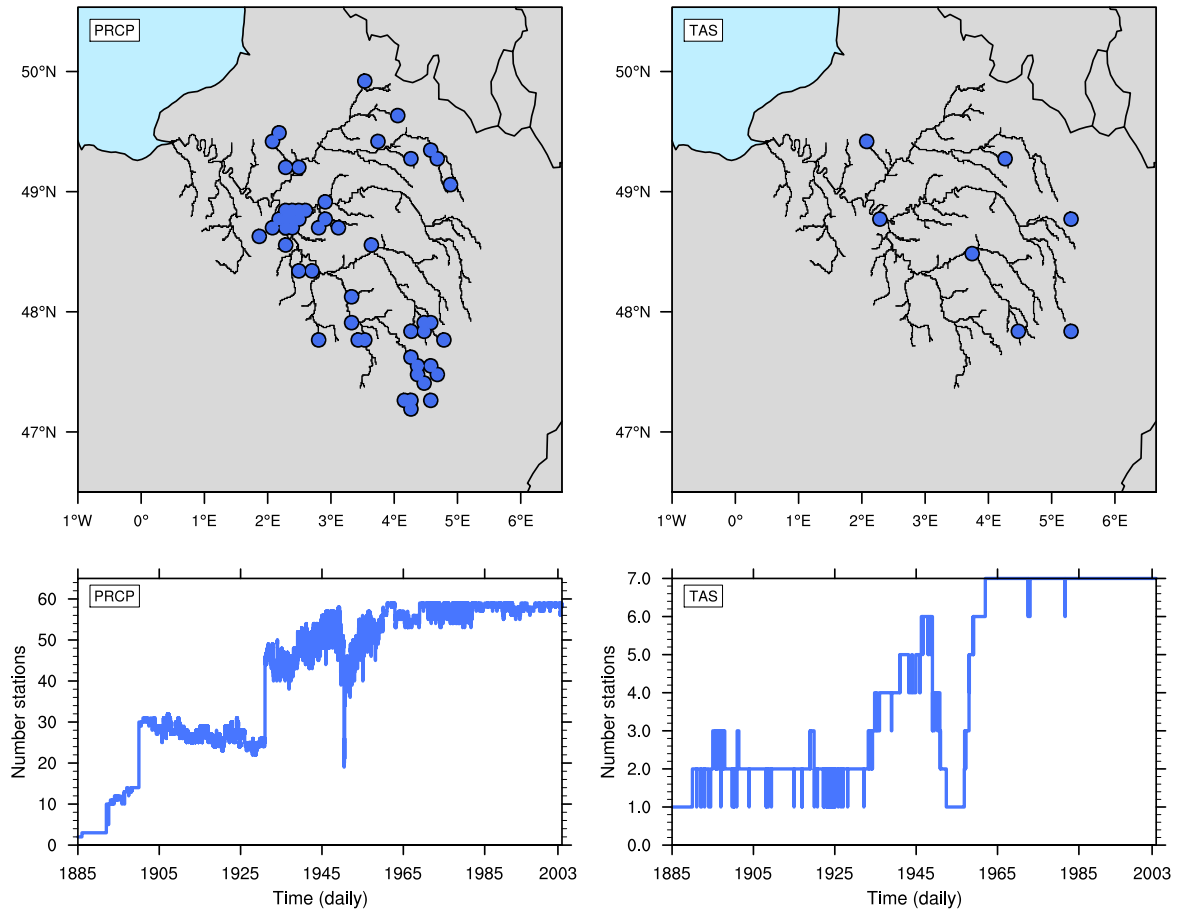


FIGURE 4.7 – Cartes des stations d’observations SQR de (haut gauche) précipitations et de (haut droit) température disponible sur le bassin de la Seine à Poses sur la période 1885-2003. Évolution des stations disponibles chaque jour pour les observations de (bas gauche) précipitations et (bas droit) température.

à chacun des 2800 jours analogues sont sélectionnées et comparées aux observations en calculant l’erreur quadratique moyenne sur le bassin versant (comme pour la contrainte mensuelle, section 4.2.1). Le jour analogue ayant l’erreur la plus faible est conservé. Ce processus est répété chaque jour sur l’ensemble de la période à contraindre.

Dans un premier temps, la MDES n’est contrainte que par les observations de précipitations journalières. Il est ainsi plus facile de comprendre son impact dans la représentation des précipitations. La contrainte journalière améliore de manière notable les corrélations journalières des précipitations reconstruites avec les précipitations Safran (Figure 4.8 gauche), la médiane des corrélations étant à 0.6 contre 0.47 pour la MDES-CM et 0.45 pour la MDES seule. De plus, les corrélations mensuelles des précipitations issues de la MDES contrainte par les précipitations journalières sont très proches de celles obtenues avec la MDES-CM (Figure 4.8 droite).

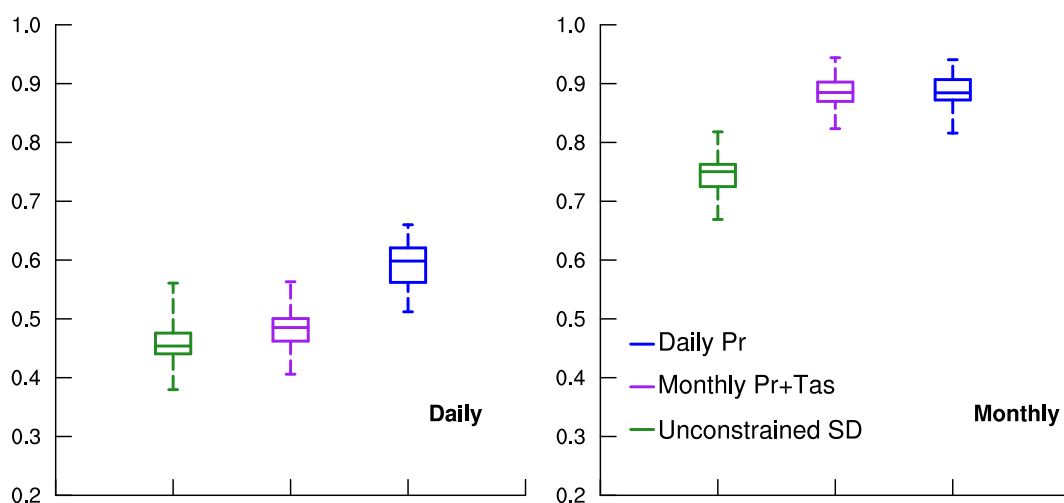


FIGURE 4.8 – Boîtes à moustaches des corrélations journalières (gauche) et mensuelles (droite) entre les précipitations SAFRAN et les reconstructions de précipitation issues de la MDES non contrainte développée sur la Seine (vert), de la MDES-CM (section 4.2.1) (violet), et de la MDES développée sur la Seine contrainte par les précipitations en journalier (bleu). Les corrélations sont calculées à chaque point de grille, sur la période 1959-2014. De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer les corrélations.

La variabilité basse-fréquence des précipitations issues de la MDES contrainte en journalier est également améliorée par rapport à celle des précipitations issues de la MDES seule, avec des variations multi-décennales beaucoup plus proche des stations SQR (Figure 4.9). Cependant, la méthode de contrainte journalière crée un biais négatif sur l'état moyen des précipitations. Ce biais est de 10% en annuel, et est également présent au travers des 4 saisons, le plus faible en hiver (6%) et le plus fort en été (16%). La compréhension de ce biais n'est pas intuitive. En effet, les reconstructions de précipitations issues de la MDES seule ne présentent pas de biais similaire (Figure 4.9). De plus, ce biais apparaît alors que les variations journalières, mensuelles et multi-décennales sont beaucoup mieux représentées dans les précipitations issues de la MDES-CJ que de la MDES seule.

La méthode de contrainte ne semble pas donner un poids assez important aux valeurs fortes de précipitations. Globalement, les écarts entre les précipitations observées et désagrégées sont plus importants pour les fortes précipitations que pour les précipitations de faible ou moyenne intensité (non montré). L'erreur quadratique, utilisée pour sélectionner le jour analogue le plus proche des observations, est calculée spatialement (en chaque station). Il est donc probable que lorsqu'une partie limitée du bassin versant est soumise à des précipitations fortes (lors d'orages locaux par exemple), les jours analogues ayant une très bonne représentation des précipitations faibles ou moyennes sont plus sélectionnés que les

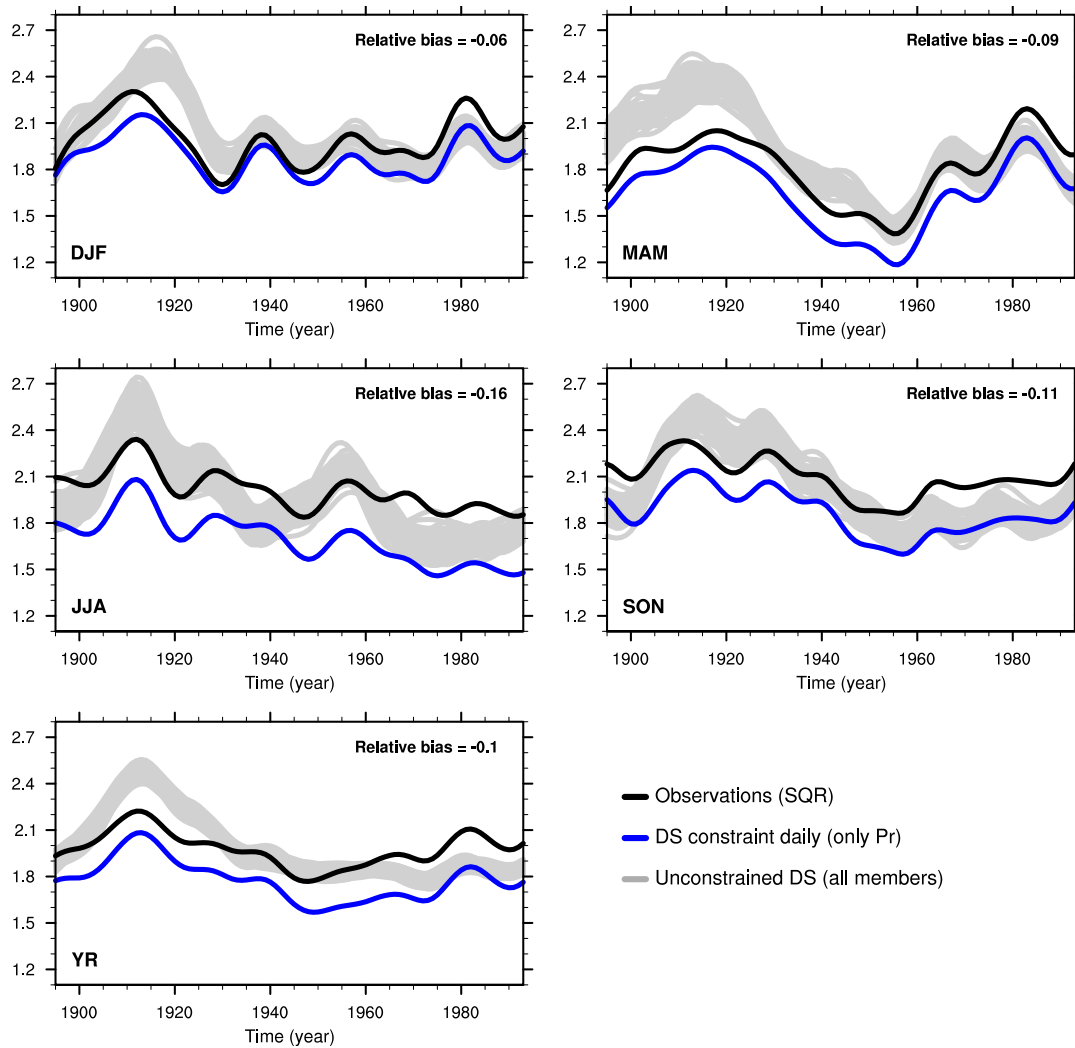


FIGURE 4.9 – Séries annuelles filtrées des précipitations moyennes (mm/j) sur la Seine pour la période 1885-2003. En bleu, la reconstruction contrainte par les précipitations en journalier (à partir des 56 membres \* 50 meilleurs analogues = 2800 membres), en noir les observations SQR et en gris, les 56 reconstructions brutes pour le meilleur analogue des 56 membres. Seuls les points de grille correspondant aux stations SQR ont été conservés. Les séries sont filtrées sur une fenêtre de 21 ans avec un filtre de Lanczos.

jours analogues ayant une représentation correcte des événements forts. La moyenne des précipitations sur le bassin versant se retrouve ainsi probablement diminuée et un biais négatif apparaît. Les orages locaux sont plus importants en été, ce qui pourrait expliquer pourquoi le biais est le plus fort à cette saison.

Afin de donner plus de poids aux valeurs fortes de précipitations dans la sélection des jours analogues lors de la contrainte, une étape de pré-sélection est ajoutée au début de la méthode de contrainte journalière. Elle consiste à calculer le biais journalier moyen sur le bassin entre les observations et les 2800 jours analogues. Les 60 jours analogues ayant le biais moyen le plus faible sont conservés et utilisés pour la contrainte journalière. De

plus, l'erreur calculée pour déterminer le jour analogue le plus proche des observations, basée sur l'erreur quadratique, a sa puissance carrée remplacée par une puissance au cube, pour donner encore plus de poids aux valeurs fortes de précipitations. Ces modifications apportées à la méthode de contrainte permettent de ramener le biais annuel à 1%, en été et en hiver à 3%, et en automne et au printemps à 1%.

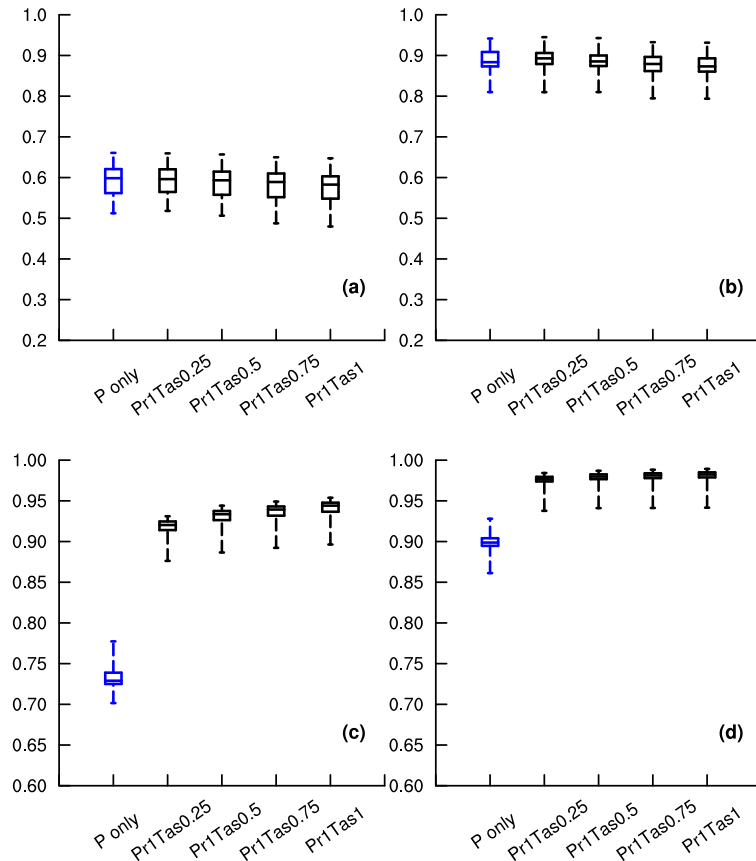


FIGURE 4.10 – Boîtes à moustaches des corrélations (a-c) journalières et (b-d) mensuelles entre les (a-b) précipitations Safran et les précipitations issues de la MDES contrainte en journalier par les précipitations (bleu) et par les précipitations et la température avec différents poids attribués à la température (noir). (c-d) la même chose pour les températures. Les corrélations sont calculées en chaque point de grille sur la période 1959-2014. De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer les corrélations.

Une contrainte de la MDES par les précipitations et la température est maintenant réalisée. L'objectif étant d'améliorer la baisse des corrélations journalières présentes sur les températures lors de l'application de la contrainte mensuelle seule (Figure 4.5). Pour cela, après avoir sélectionné les 60 jours analogues avec les plus faibles biais moyens sur les précipitations, l'erreur quadratique est également calculée pour la température. Une fois les erreurs calculées pour la température et les précipitations, les valeurs sont standardisées

temporellement puis additionnées. La valeur la plus faible est ensuite sélectionnée.

Contraindre la MDES développée sur la Seine par les températures et les précipitations journalières permet d'augmenter fortement les corrélations avec les températures Safran en journalier (gain d'environ 0.2) et en mensuel (gain d'environ 0.07) (Figure 4.10 c et d). Plus on accorde de poids à la température, plus les corrélations avec les températures Safran augmentent, et inversement pour les précipitations.

Un juste milieu doit donc être trouvé, pour améliorer les corrélations journalières des températures sans toutefois affecter de manière trop importante les corrélations journalières des précipitations, dont une bonne représentation est primordiale pour l'étude des événements extrêmes hydrologiques. Un poids de 0.5 est finalement attribué à la variable température pour la contrainte journalière.

La MDES-CJ permet donc d'améliorer de manière importante la représentation des variables précipitations et températures au pas de temps journalier, mais également à des échelles de temps plus longues. Cependant, les observations SQR utilisées pour la contrainte journalière ne sont pas homogénéisées temporellement, comme c'est le cas pour les observations SMR. De plus, le nombre de stations SQR utilisées pour la contrainte journalière n'est pas homogène dans le temps (Figure 4.7). Il est possible que ces inhomogénéités influencent les résultats de la reconstruction hydrométéorologique. Appliquer la méthode de contrainte mensuelle à la suite de la contrainte journalière est une solution pour limiter cette influence. De plus, utiliser la contrainte journalière en amont de la contrainte mensuelle pourrait limiter la baisse des corrélations des températures journalières, induite par l'application de la contrainte mensuelle seule (section 1.2.1).

### **4.2.3 Double contrainte : journalière et mensuelle**

Cette section a pour objectif de développer une double méthode de contrainte, combinant la contrainte journalière développée dans la section 4.2.2 avec la méthode de contrainte mensuelle développée dans la section 4.2.1. Cette méthode est ensuite utilisée pour développer la reconstruction hydrométéorologique sur la Seine.

Pour ce faire, la MDES-CJ est appliquée comme dans la section 4.2.2 à la MDES développée sur la Seine. La seule différence est qu'à la fin, les N meilleurs jours analogues les plus proches des observations sont conservés à la place du meilleur uniquement. La contrainte mensuelle est ensuite appliquée selon la même méthode que celle décrite dans la section 4.2.1. Plus le nombre d'analogues utilisés est grand, plus les corrélations journalières entre les précipitations et les températures reconstruites et Safran diminuent (Figure 4.11 a et c). En effet, utiliser un nombre plus grand de jour analogue implique d'en prendre

de moins bonne qualité. Afin de ne pas trop dégrader les corrélations journalières, la contrainte mensuelle est appliquée sur les trois meilleurs analogues issus de la contrainte journalière.

La double méthode de contrainte en journalier puis en mensuel (MDES-CJM) améliore de manière notable les corrélations journalières de précipitations et de température par rapport à la MDES seule, ou à la MDES-CM (Figure 4.11 a et c). L'application de la contrainte mensuelle après la contrainte journalière ne diminue que très peu les corrélations journalières des précipitations et de la température par rapport à la contrainte journalière seule. En mensuel, les précipitations reconstruites à partir de la MDES-CJM ont les plus fortes corrélations avec Safran, avec la médiane à 0.9, largement au dessus des corrélations obtenues avec la MDES seule, avec la médiane à 0.75. Ces corrélations sont également au dessus de celles obtenues avec la MDES-CM ou la MDES-CJ (Figure 4.11 b et d).

Enfin, la MDES développée sur la Seine et contrainte en journalier et en mensuel améliore largement les corrélations journalières des précipitations et des températures sur le bassin de la Seine par rapport à la reconstruction 20CRpt développée sur la France dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) (Figure 4.11 a et c). Les corrélations mensuelles sont également améliorées par rapport à la reconstruction 20CRpt (Figure 4.11 b et d).

La méthode étant focalisée sur la Seine, les corrélations entre les précipitations et les températures annuelles issues de la MDES-CJM et Safran diminuent en fonction de l'éloignement avec le bassin versant (Figure 4.12 a et b). Cette diminution est la plus forte pour les précipitations, avec des corrélations divisées par deux dans le sud de la France. La reconstruction hydrométéorologique développée dans ce chapitre sur le bassin de la Seine n'est donc pas utilisable sur les bassins versant voisins, tel que le bassin de la Loire ou du Rhin.

Les précipitations et les températures désagrégées à partir de la MDES seule présentent des tendances et variations multi-décennales irréalistes par rapport aux observations SMR sur le 20ème siècle (Figure 4.13 a et b). Ces tendances et variations irréalistes sont induites par les réanalyses atmosphérique, dont la qualité n'est pas homogène temporellement (plus de détails dans le chapitre 2). Ces variations et tendances irréalistes ne sont pratiquement plus présentes sur les précipitations et les températures issues des MDES contrainte en mensuelle, alors qu'elles le sont encore avec la MDES contrainte en journalier (Figure 4.13 a et b). Cet écart est en grande partie causé par les différences entre les observations SMR et les observations SQR utilisées. Les stations SMR étant homogénéisées temporellement, contrairement aux stations SQR, il est préférable de s'en approcher. L'utilisation d'une contrainte mensuelle, en plus de la contrainte journalière, permet pratiquement de ramener les variations multi-décennales des précipitations au même niveau que celles des observations (Figure 4.13 a). Pour les températures en revanche, les variations multi-décennales



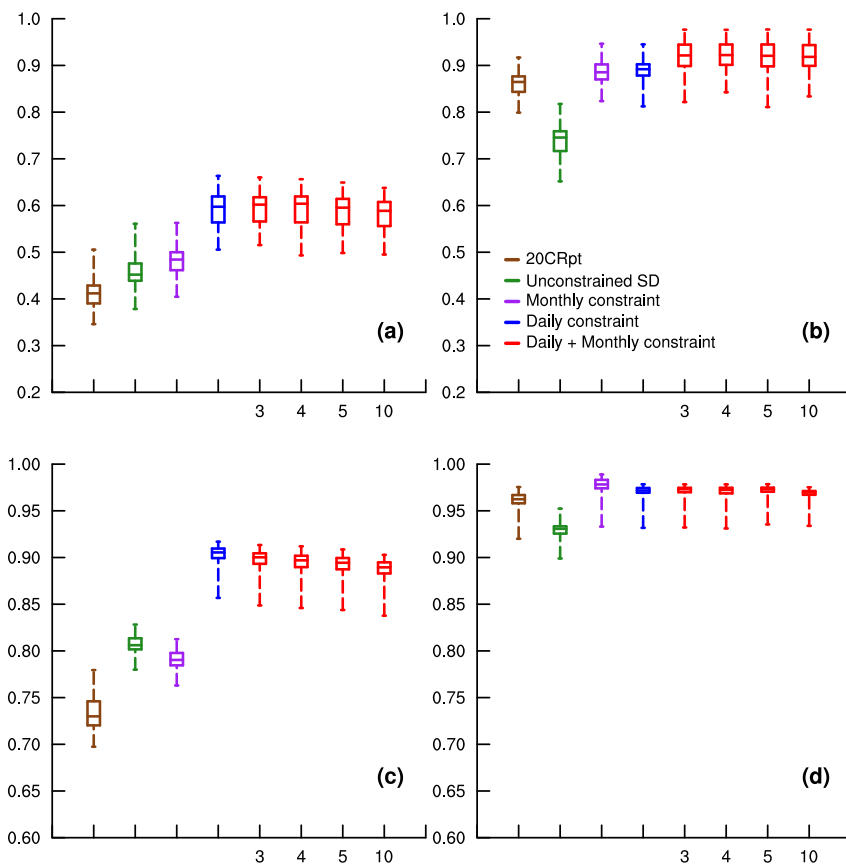


FIGURE 4.11 – Boîtes à moustaches des corrélations entre les précipitations (a et b) et les températures (c et d) Safran et celles issues de la reconstruction 20CRpt (Bonnet *et al.*, 2017) (marron), de la MDES développée sur la Seine seule (vert), de la MDES développée sur la Seine contrainte en journalier (bleu), contrainte en mensuelle (violet) et contrainte en journalier puis en mensuelle, avec différents nombres d’analogues testés pour la contrainte mensuelle (rouge). Les corrélations sont calculées au pas de temps journalier (a et c) et mensuel (b et d), en chaque point de grille sur la période 1959-2014. Les corrélations sont calculées à chaque point de grille, au pas de temps journalier (gauche) et mensuel (droite) sur la période 1959-2014. De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le minimum, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le maximum. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer la corrélation.

de la MDES-CJM restent proches de celles obtenues avec la MDES-CJ (Figure 4.13 b). Cette différence est due au poids plus faible attribué à la température par rapport aux précipitations dans la double méthode de contrainte.

Cette évaluation a permis de montrer que la MDES-CJM présente des bons résultats sur le bassin de la Seine. L’application d’une double méthode de contrainte, aux pas de temps journalier et mensuel, aux résultats de la MDES développée section 4.1 améliore fortement la reproduction des variations journalières et mensuelles des précipitations et des températures, ainsi que leurs variations multi-décennales.

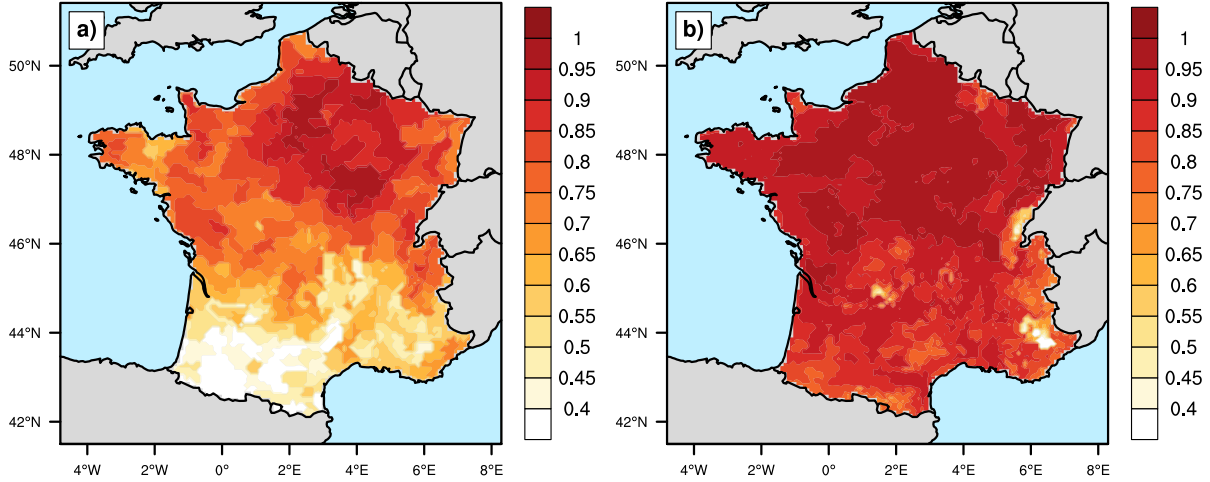


FIGURE 4.12 – Cartes des corrélations annuelles des précipitations (a) et de la température (b) entre Safran et la MDES-CJM. Les corrélations ont été calculées sur la période 1959-2005.

### 4.3 Correction des biais

#### 4.3.1 Correction des biais sur le drainage et le ruissellement

Des biais négatifs importants sont présents sur le drainage et le ruissellement de la reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES-CJM par rapport à la simulation de référence issue de la chaîne SIM, pour toutes les saisons et en annuel (Figure 4.14). En hiver et en automne, ces biais sont liés à une sous-estimation des précipitations et une surestimation de l'évapotranspiration. Pour les autres saisons et en annuel, ces biais sont principalement liés à une sous-estimation des précipitations. Afin de corriger ces biais, il est nécessaire de comprendre d'où vient cette surestimation de l'évapotranspiration.

En hiver et en automne, les sols sont peu limités en eau. Une surestimation de l'évapotranspiration potentielle peut donc être à l'origine de cette surestimation de l'évapotranspiration réelle. L'évapotranspiration potentielle peut-être estimée par l'équation standardisée de Penman-Monteith (équation 4.1), décrite dans [Walter \*et al.\* \(2000\)](#).

$$ETP_{sz} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (4.1)$$

où :

- $ETP_{sz}$  : Indice d'évapotranspiration de référence, ici calculé au pas de temps journalier (en mm/j) ;

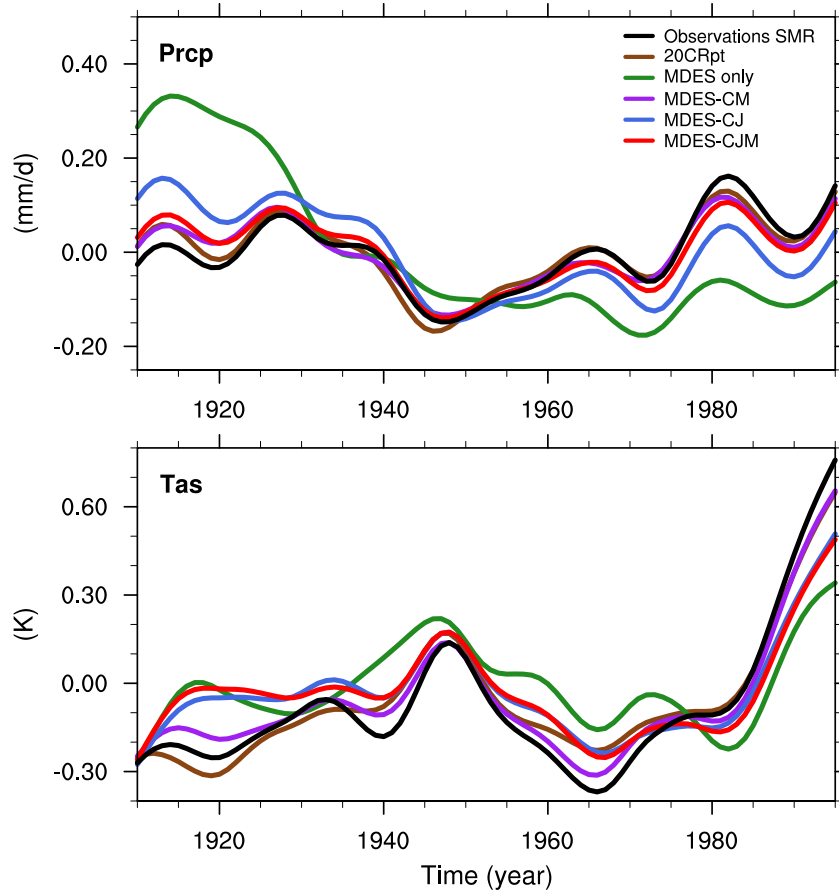


FIGURE 4.13 – Anomalies (haut) des précipitations et de (bas) la température moyennes filtrées sur le bassin de la Seine à Poses issues des observations SMR (noir), de la reconstruction 20CRpt développée sur la France (Bonnet *et al.*, 2017) (marron), de la MDES développée sur la Seine (vert), de la MDES-CM (violet), de la MDES-CJ (bleu) et de la MDES-CJM (rouge). L'anomalie est calculée sur la période 1900-2005. Les séries sont filtrées sur une fenêtre de 21 ans avec un filtre de Lanczos.

- $R_n$  : Radiation net à la surface (en  $\text{MJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ )
- $G$  : Densité de flux de chaleur du sol à la surface (en  $\text{MJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ )
- $T$  : Température moyenne journalière entre 1.5 et 2.5m de haut (en  $^{\circ}\text{C}$ )
- $u_2$  : Vitesse moyenne journalière du vent à 2m ( $\text{m.s}^{-1}$ )
- $e_s$  : Vapeur d'eau à saturation entre 1.5 et 2.5m de haut (en kPa), calculé au pas de temps journalier comme la moyenne de la vapeur d'eau à saturation entre la température maximum et minimum
- $e_a$  : Humidité relative entre 1.5 et 2.5m (en kPa)
- $\Delta$  : Pente de la courbe de pression/température de la vapeur à saturation (en  $\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ )
- $\gamma$  : Constante psychométrique (en  $\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ )
- $C_n$  : Constante (en  $\text{K.mm.s}^3.\text{Mg}^{-1}.\text{j}^{-1}$ )
- $C_d$  : Constante (en  $\text{s.m}^{-1}$ )

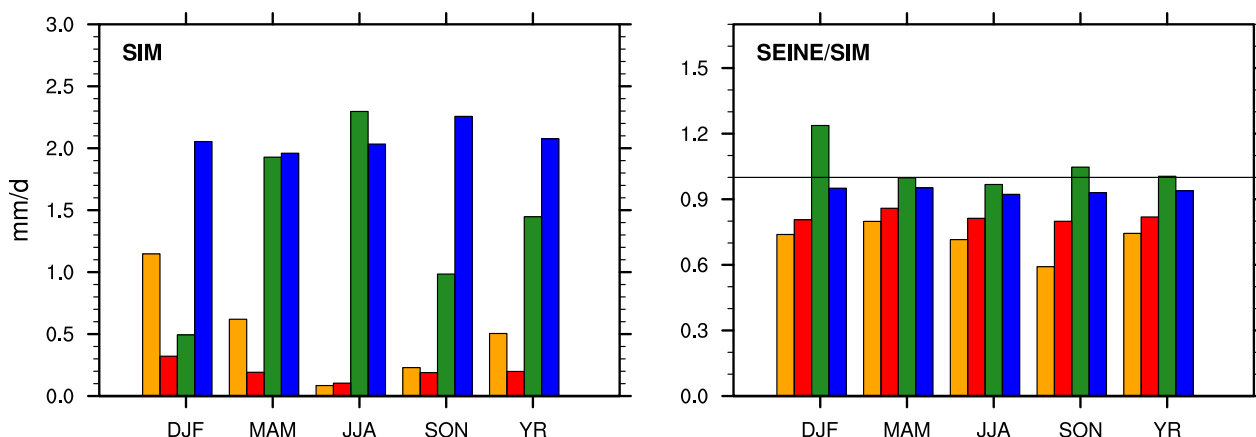


FIGURE 4.14 – (gauche) Bilan hydrologique journalier moyen calculé sur le bassin versant de la Seine à Poses pour la simulation de référence SIM sur les différentes saisons et en annuels sur la période 1959-2005. (droite) Ratio des bilans hydrologiques calculés pour la reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES-CJM et la simulation de référence SIM sur la même période. Jaune : le drainage, rouge : le ruissellement, vert : l'évapotranspiration et bleu : les précipitations. DJF : hiver, MAM : printemps, JJA : été, SON : automne et YR : annuel.

Les principales variables influençant l'évapotranspiration potentielle sont : la température, les rayonnements visible et infrarouge, le vent et l'humidité de l'air 4.1. Pour vérifier si cette surestimation de l'évapotranspiration réelle est liée à l'évapotranspiration potentielle, la différence entre l'évapotranspiration potentielle issue de la simulation de référence SIM et de la MDES-CJM est calculée à partir de l'équation 4.1. Les deux termes composant l'équation sont également calculés séparément. Le premier terme est principalement contrôlé par les variables de rayonnement et le vent, tandis que le second est influencé par la température, l'humidité de l'air et le vent. Ainsi, les variables à l'origine de cette surestimation peuvent être plus facilement identifiées.

En hiver comme en automne, un biais négatif important est présent par rapport à SIM sur l'évapotranspiration potentielle totale dans la reconstruction hydrométéorologique MDES-CJM (Figure 4.15). Ce biais sur l'évapotranspiration totale résulte de l'addition de biais négatifs présents sur les deux termes de l'équation 4.1 (Figure 4.15). Le premier terme, principalement contrôlé par les variables de rayonnements et par le vent, présente le biais le plus fort pour ces deux saisons. Un biais sur l'une de ces variables doit donc être à l'origine d'une partie de cette surestimation de l'évapotranspiration potentielle par la MDES-CJM.

Afin d'évaluer quelle variable influence le plus les biais négatifs en hiver et en automne, le biais journalier moyen de la MDES-CJM par rapport à Safran est calculé pour les quatre

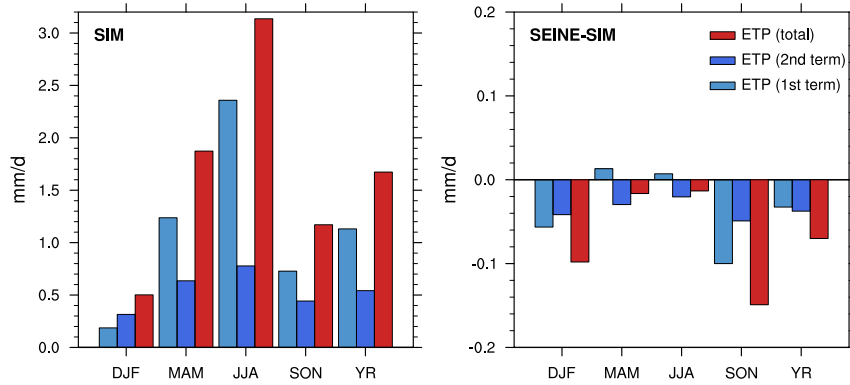


FIGURE 4.15 – Évapotranspiration potentielle annuelle moyenne sur la Seine à Poses calculée à partir de l'équation 4.1 pour SIM en hiver (DJF), printemps (MAM), été (JJA), automne (SON) et en annuel (YR) sur la période 1959-2005 (haut gauche). L'évapotranspiration potentielle totale est représentée en rouge, le premier terme de l'équation en bleu clair et le second en bleu foncé. Les biais entre SIM et la reconstruction Seine (droite) sont ensuite calculés sur la même période.

saisons pour le vent, le rayonnement visible et le rayonnement infrarouge. L'évapotranspiration potentielle est ensuite recalculée, en utilisant tour à tour l'une de ces trois variables dont les biais saisonniers moyens ont été supprimés.

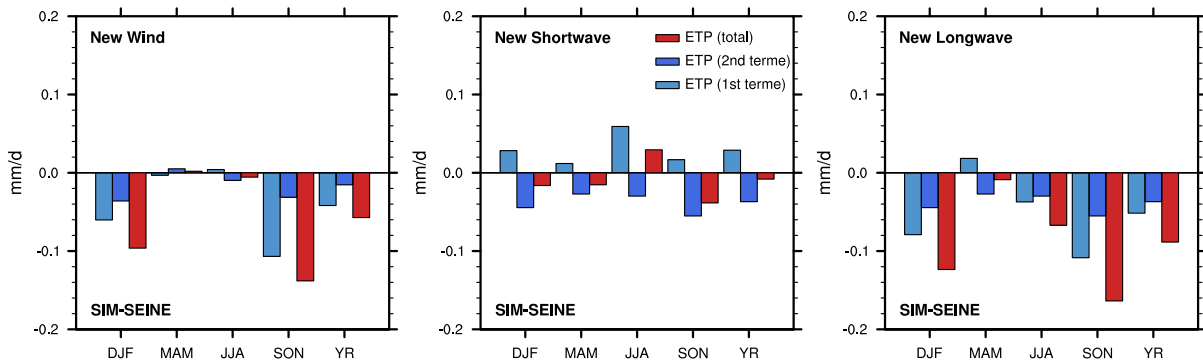


FIGURE 4.16 – Idem que pour la Figure 4.15, les biais ont été calculés entre SIM et la reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES-CJM dont le biais sur le vent a été supprimé (gauche), le biais sur le rayonnement visible a été supprimé (milieu) et le biais sur le rayonnement infrarouge a été supprimé (droite).

La correction des biais présents sur le vent n'améliore que très légèrement les biais sur l'évapotranspiration potentielle et hiver et en automne (Figure 4.16 gauche). La correction des biais sur le rayonnement infrarouge augmente légèrement les biais sur l'évapotranspi-

ration potentielle en hiver, en été et en automne (Figure 4.16 droite). Corriger les biais présent sur le rayonnement visible permet, en revanche, de diminuer les biais sur le premier terme de l'équation 4.1 en hiver et en automne, et donc sur l'évapotranspiration potentielle totale pour ces deux saisons (Figure 4.16 centre). Le premier terme de l'équation se retrouve diminué pour les quatre saisons, et devient même sous-estimé par rapport à Safran en hiver et en automne. Le second terme de l'équation, qui est légèrement surestimé, est compensé en partie par la sous-estimation du premier terme.

Afin de diminuer les biais présents sur le drainage et le ruissellement, tout en corrigeant le minimum de variables possible, une correction est appliquée aux deux variables les plus critiques, les précipitations et le rayonnement solaire visible.

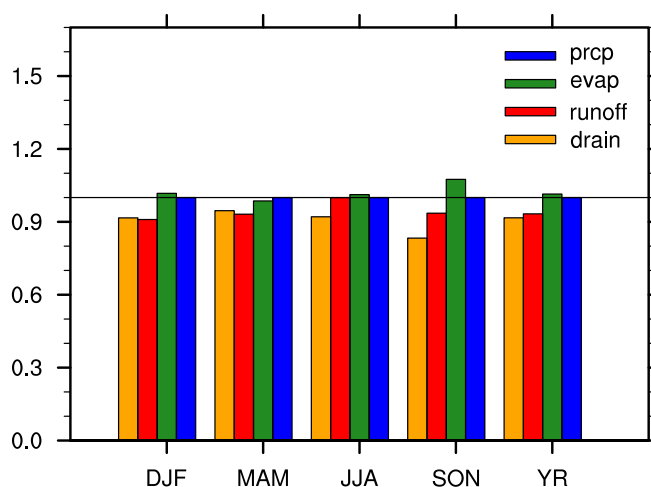


FIGURE 4.17 – Ratio des bilans hydriques moyens journaliers calculés entre la simulation de référence SIM et la reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES-CJM avec les biais sur les précipitations et le rayonnement visible corrigés. Les bilans hydriques sont calculés sur la période 1959-2005.

Pour cela, les biais saisonniers moyens des précipitations entre Safran et la MDES-CJM sont calculés sur toute la période d'étude (1851-2010). Ensuite, pour chaque saison de la période d'étude, par exemple l'hiver 1852, puis le printemps 1852, l'été 1852 et ainsi de suite, le biais est corrigé sur les précipitations horaires, de façon proportionnelle. La même chose est appliquée au rayonnement visible.

Une fois cette correction appliquée, les biais entre les précipitations issues de la MDES-CJM et de l'analyse Safran sont nuls (Figure 4.17). Le biais sur l'évapotranspiration réelle en hiver est pratiquement totalement corrigé et est légèrement réduit en automne. Il en résulte un drainage et un ruissellement moins sous-estimés, même si un biais négatif persiste sur toutes les saisons et en annuel.

### 4.3.2 Impact de la correction des biais sur la variabilité des débits

La correction des biais sur les précipitations et le rayonnement visible a permis de corriger l'état moyen du drainage et du ruissellement de la reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES-CJM. Cependant, il est possible que ces modifications de l'état moyen influencent la variabilité des débits. Une dernière étape consiste à analyser l'impact de ces modifications de l'état moyen sur la variabilité des débits.

La correction des biais réalisée section 4.3.1 n'affecte que très peu les corrélations journalières et mensuelles des débits (Figure 4.18). Une très légère augmentation est tout de même visible sur quelques stations au pas de temps journalier.

Les débits de la Seine à Poses présentent de fortes variations multi-décennales sur les 150 dernières années, avec des anomalies de débits de plus de  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Ces variations multi-décennales des débits de la Seine à Poses sont également très peu impactées par le changement d'état moyen (Figure 4.19).

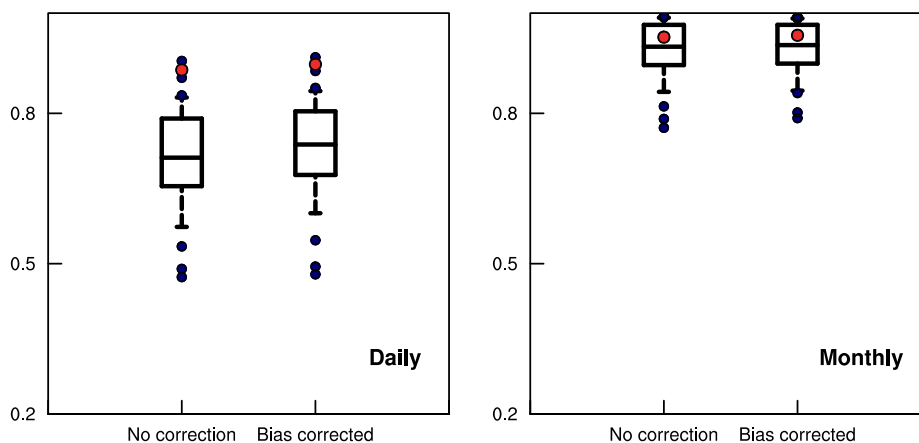


FIGURE 4.18 – Boîtes à moustaches des corrélations calculées entre les débits observés et reconstruits à partir de la MDES-CJM avec et sans correction des biais, sur le bassin de la Seine sur la période 1958-2005. Les limites des boîtes à moustaches correspondent au premier décile, au premier quartile, à la médiane, au dernier quartile et au dernier décile. Les points bleus indiquent les stations ayant des corrélations plus faibles ou plus fortes que le premier et le dernier décile. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer la corrélation.

Le changement d'état moyen des débits, de  $67 \text{ m}^3/\text{s}$ , induit par la correction des biais de précipitations et de rayonnement n'a pas d'impact notable sur la dynamique des débits. Ce résultat est très intéressant, il montre qu'il y a très peu d'interactions entre l'état moyen et la variabilité des débits. Cela montre également que les résultats obtenus par la suite sont robustes, puisqu'ils restent valides avec ou sans correction des biais.

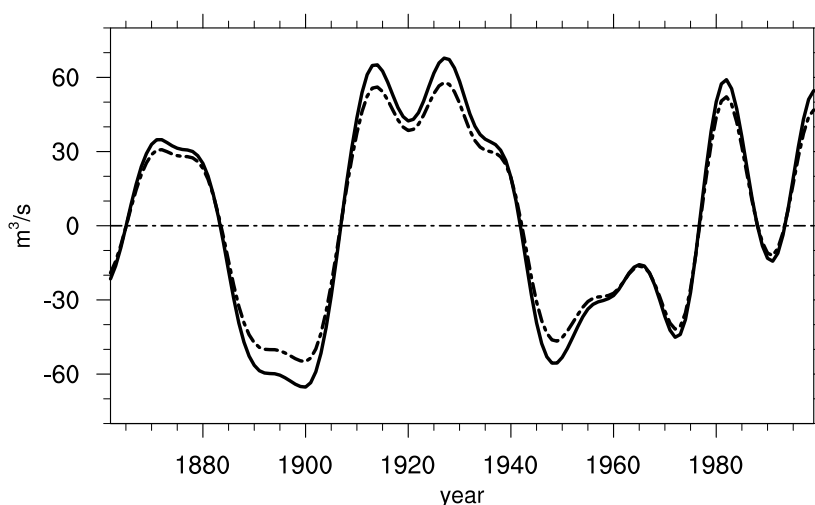


FIGURE 4.19 – Anomalies annuelles filtrées du débit moyen ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) de la Seine à Paris issue de la MDES-CJM avec correction des biais (trait plein) et sans correction des biais (trait pointillé). L'anomalie est calculée sur toute la période. Un filtre de Lanczos est utilisé, avec une fenêtre de 21 ans.

La reconstruction hydrométéorologique finale, issue de la MDES-CJM avec les biais corrigés, est nommée SEINE-CJM pour la suite de cette thèse.

#### 4.4 Évaluation de la reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine

Dans cette section, la reconstruction SEINE-CJM est évaluée face à diverses observations hydrométéorologiques et face à SIM sur le bassin versant de la Seine. Évaluer correctement des reconstructions hydrométéorologiques longues est un problème complexe. En effet, peu d'observations longues et indépendantes sont disponibles. Un effort a été réalisé durant cette thèse pour récupérer et utiliser des données longues de diverses variables du cycle hydrologique (plus de détails chapitre 2).

La reconstruction SEINE-CJM est également mise en perspective de la reconstruction hydrométéorologique réalisée à partir de la MDES-CM (voir section 4.2.1 pour plus de détails), ainsi que de la reconstruction hydrométéorologique 20CRpt présentée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#), développée sur la France. L'objectif est d'évaluer l'apport de l'ajout d'une méthode de contrainte journalière à la contrainte mensuelle sur la représentation des variables hydrologiques, et notamment les extrêmes hydrologiques.

Pour rappel, la reconstruction météorologique SEINE-CJM est issue d'une MDES dé-



veloppée sur la Seine (voir section 4.1 pour plus de détails), contrainte par des observations journalières de précipitations et de température sur la période 1885-2003 puis par des observations mensuelles de précipitations et de température sur la période 1885-2005. Une série longue d'observations de précipitations mensuelles à Paris permet, en plus de participer à la contrainte mensuelle sur la période 1885-2005, de contraindre sur la période 1851-1885 et sur la période 2005-2010.

#### 4.4.1 Précipitations à Paris

La variabilité interannuelle des précipitations de la reconstruction SEINE-CJM est très proche de celle décrite par la série d'observations longue de précipitations disponible à Paris, avec une corrélation de 0.89 sur la période 1852-2009 (Figure 4.20). Toutefois, cette station est utilisée lors la contrainte mensuelle appliquée dans la reconstruction SEINE-CJM. Ces deux jeux de données ne sont donc pas indépendants. Un biais négatif de 5% est présent sur les précipitations de la reconstruction SEINE-CJM. Les précipitations très faibles de l'année 1921 sont bien reproduites par la reconstruction SEINE-CJM. L'année 1876 en revanche, la plus forte sur toute la période pour la reconstruction SEINE-CJM, semble largement surestimée.

Pour étudier la variabilité multidécennale, il est important que les performances de la reconstruction soient homogènes dans le temps. Une corrélation de 0.84 est obtenue sur la période 1852-1902, de 0.95 sur la période 1903-1953 et de 0.97 sur la période 1954-2004. Cette légère baisse de corrélation sur la première section de la période d'étude peut être due au fait que la série de précipitations observée à Paris n'a pas été homogénéisée temporellement. De plus, la contrainte appliquée dans la reconstruction SEINE-CJM n'est pas homogène avant et après l'année 1985, ce qui peut également affecter les corrélations à cette période. Ces changements sont tout de même relativement faibles, et ces résultats peuvent être considérés comme homogènes temporellement.

#### 4.4.2 Débits moyens

##### 4.4.2.1 Débits journaliers et mensuels

Les variations journalières et mensuelles des débits sur la période 1858-2005 sont bien reproduites par la reconstruction SEINE-CJM, avec les médianes des corrélations respectivement à 0.73 et 0.94 (Figure 4.21 a et b). En mensuel, la variabilité des débits est pratiquement aussi bien reproduite que dans la simulation de référence SIM, dont les corrélations sont très proches. Pour certaines stations, comme la Seine à Paris, les corrélations journalières sont également très proches de celles obtenues par SIM.

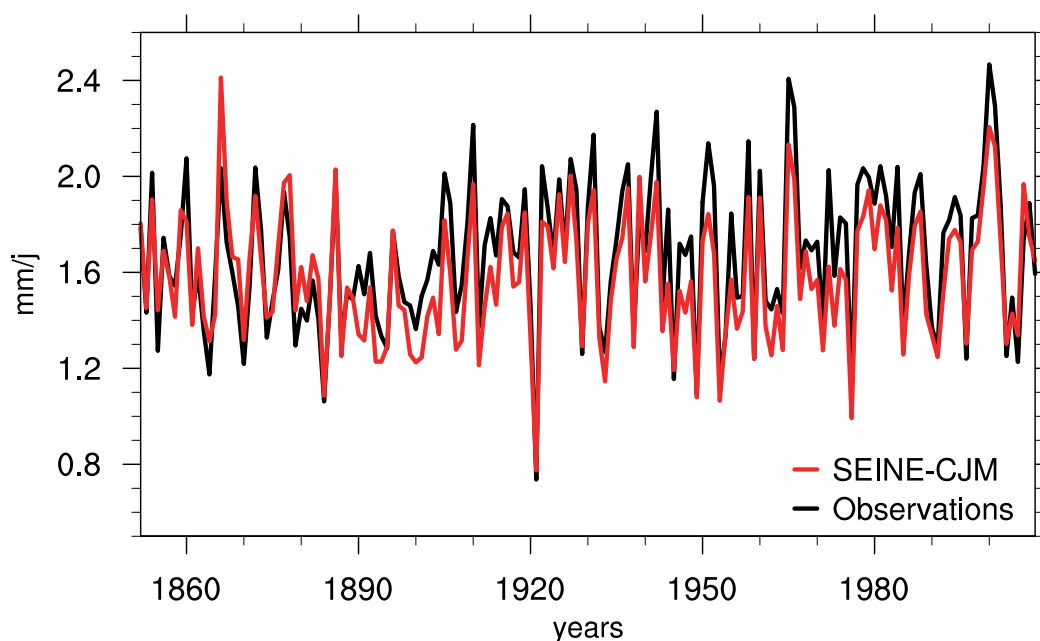


FIGURE 4.20 – Évolution des précipitations moyennes annuelles à Paris (mm/j) issue de la reconstruction SEINE-CJM (rouge), et des observations (Slonosky, 2002) (noir), sur la période 1852-2009.

Les corrélations journalières et mensuelles obtenues avec la reconstruction SEINE-CJM sont supérieures à celles obtenues avec la reconstruction 20CRpt, développée sur la France (Bonnet *et al.*, 2017), ainsi qu'avec la reconstruction MDES-CM (Figure 4.21 a et b). L'application d'une contrainte journalière en amont de la contrainte mensuelle permet donc une meilleure représentation des variations des débits journaliers, mais également des débits mensuels. Étonnamment, les corrélations journalières et mensuelles obtenues avec la reconstruction MDES-CM sont plus faibles que celles obtenues avec la reconstruction 20CRpt, alors que les variations de précipitations et de température sont mieux représentées pour ces deux échelles de temps (Figure 4.11 a et b). Une hypothèse pour expliquer ces corrélations plus faibles est que malgré cette meilleure représentation des précipitations et de la température, les autres variables météorologiques, comme le rayonnement solaire ou le vent, soient moins bien représentées.

Certaines stations de débits présentent des corrélations avec les observations de précipitations beaucoup plus faibles que les autres, à la fois pour les différentes reconstructions évaluées et pour SIM (Figure 4.21 a et b). Ces stations sont les mêmes pour SIM et les différentes reconstructions (non montré). Les observations de débits utilisées peuvent être soumises à des influences anthropiques non-climatiques (e.g présence de barrages ou de pompes), qui ne sont pas prises en compte par le modèle hydrologique utilisé (Isba-Modcou). Elles peuvent également contenir des inhomogénéités temporelles, induites par

des changements de technique de mesure ou de localisation de stations. Ces influences peuvent être la cause de ces corrélations plus faibles sur certaines stations de débits. Une autre raison possible est que ces plus faibles corrélations soient inhérentes au modèle hydrologique Isba-Modcou utilisé, les corrélations les plus faibles étant associées aux petits bassins versants (non montré).

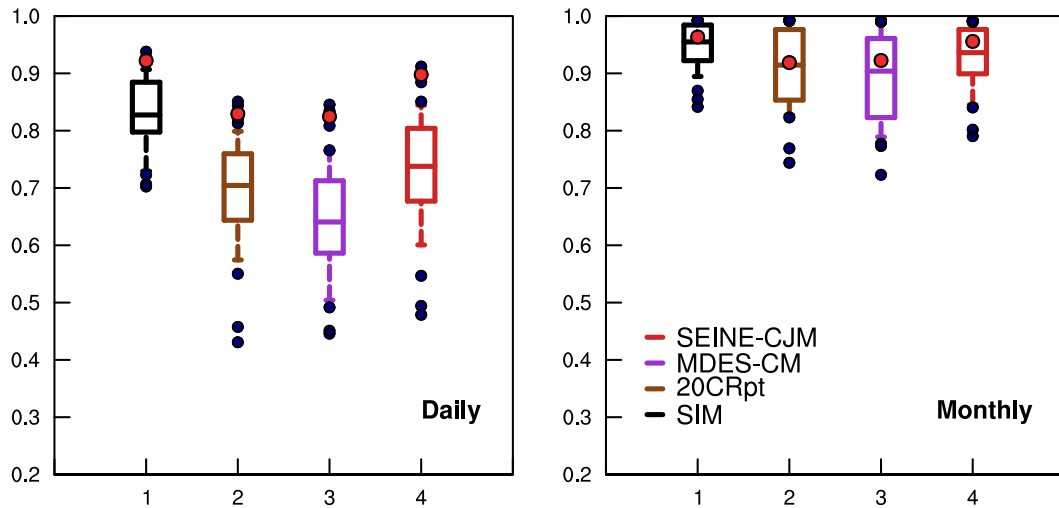


FIGURE 4.21 – Boîtes à moustaches des corrélations (gauche) journalières et (droite) mensuelles des débits entre les observations disponibles sur le bassin versant de la Seine et les débits issus de SIM (noir), de la reconstruction hydrométéorologique 20CRpt (Bonnet *et al.*, 2017) (marron), de la reconstruction issue de la MDES-CM (violet) et de la reconstruction SEINE-CJM (rouge) sur la période 1958-2005. Les mailles les plus proches des stations d'observations de débits ont été sélectionnées pour calculer les corrélations. De bas en haut, les boîtes à moustaches sont représentées par : le premier décile, le premier quartile, la médiane, le dernier quartile et le dernier décile. Les points bleus foncés indiquent les stations dont les corrélations sont supérieures aux premier et dernier déciles. Les points rouges représentent les corrélations pour la Seine à Paris. Les séries ont été désaisonnalisées avant de calculer les corrélations.

#### 4.4.2.2 Variations multi-décennales des débits

Très peu de stations longues d'observations sont disponibles sur ce bassin versant : une sur la Seine à Paris et une sur l'Armançon à Aisy-sur-Armançon. La seconde est située à la limite sud-est du bassin de la Seine. Elle est donc moins représentative du bassin versant. De plus, ces stations longues peuvent contenir des influences anthropiques non-climatiques, ainsi que des inhomogénéités temporelles. Il est donc difficile d'évaluer correctement la variabilité multi-décennale des débits sur ce bassin versant. Un effort a été réalisé durant cette thèse pour récupérer différents jeux d'observations afin de mieux comprendre les incertitudes associées.

La série longue d'observations des débits de la Seine à Paris disponible sur la Banque Hydro française<sup>1</sup> présente de fortes variations multi-décennales sur le 20<sup>ème</sup> siècle, avec une forte phase positive jusque dans les années 1940 suivie d'une phase négative jusque dans les années 1975 (Figure 4.23). À partir des années 1970, une variabilité plus courte, décennale, semble être également présente sur les débits.

Les anomalies de débits de la Seine à Paris issues des reconstructions 20CRpt et SEINE-CJM sont fortement sous-estimées durant la phase positive du début du 20<sup>ème</sup> siècle (Figure 4.23). À l'inverse, les anomalies de débits des reconstructions 20CRpt et SEINE-CJM sont surestimées à partir des années 1960. Les variations multi-décennales des anomalies de débits de la reconstruction SEINE-CJM sont tout de même plus proches des observations que celles issues de 20CRpt sur la période 1960-2000 (Figure 4.23).

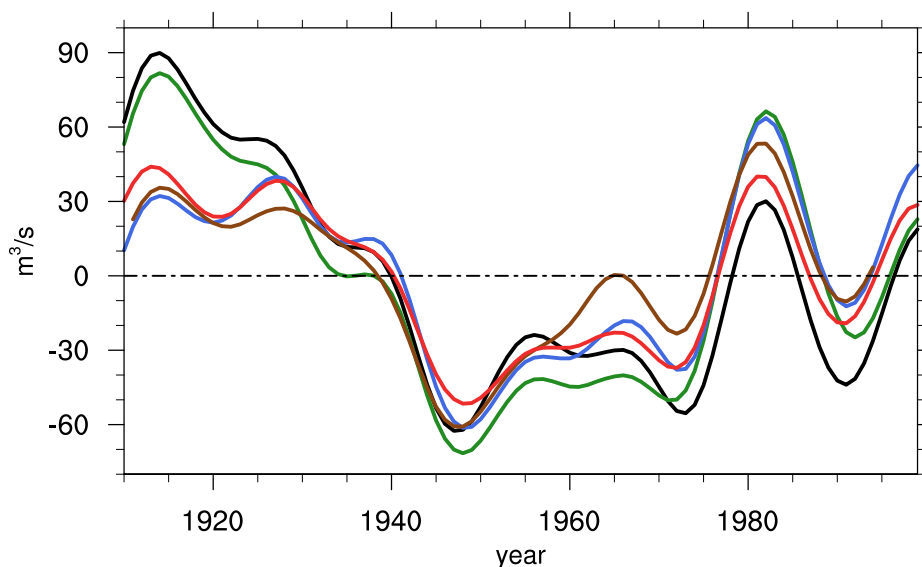


FIGURE 4.22 – Anomalies annuelles filtrées des débits moyens de la station de la Seine à Paris. En noir les observations, en marron la reconstruction 20CRpt, en rouge (trait plein) la reconstruction SEINE-CJM, et en rouge (trait pointillé), la reconstruction Seine contrainte en journalier par les précipitations et la température sans modification. L'anomalie a été calculée sur la période 1900-2005. Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans a été appliqué.

L'établissement public territorial de bassin (EPTB) Seine grands lacs a également réalisé une reconstitution des débits naturalisés de la Seine à Paris sur une période longue, en combinant un modèle pluie-débit avec les données disponibles. L'influence des grands lacs construits en amont du bassin de la Seine a été prise en compte et corrigée. Les anomalies de débits issues de cette reconstitution présentent des variations multi-décennales beaucoup plus proche des reconstructions 20CRpt et SEINE-CJM que des observations issues de la Banque Hydro française, notamment sur le début du siècle (Figure 4.23).

1. <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

La reconstitution longue des débits de la Seine à Paris, réalisée en parallèle de cette thèse par Pierre Salmon lors d'un stage de première année de master (plus de détails chapitre 2, section 1), présente également de fortes variations multi-décennales sur les anomalies de débits (Figure 4.23). Ces variations multi-décennales sont proches de celles obtenues avec la série longue issue de la Banque Hydro, notamment lors de la forte phase positive du début du siècle. Des différences sont tout de même visibles, principalement dans la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, avec des anomalies de débits plus fortes dans la reconstitution de Pierre Salmon par rapport à la série longue issue de la Banque Hydro. Des différences méthodologiques et de courbe de tarage sont principalement à l'origine de ces différences, les données de hauteurs utilisées étant les mêmes. Les débits d'une station (H5920014) à ultrason mise en place en 2006 à Paris sont plus proches de la reconstitution des débits réalisés par Pierre Salmon que des observations de la Banque Hydro. Les valeurs de jaugeages sont rares au début du siècle, ce qui implique des incertitudes importantes sur les reconstitutions des débits sur cette période. Les observations de débits provenant de la Banque Hydro sont basées en partie sur ces courbes de tarages historiques. Elles sont donc à considérer avec précaution.

Des incertitudes importantes existent donc sur la variabilité multi-décennale des débits de la Seine à Paris, notamment sur l'intensité de ces variations en début de siècle.

Pour aller un peu plus loin dans l'évaluation de la variabilité des débits de la Seine à Paris, une décomposition en modes empiriques d'ensemble (EEMD [Wu et Huang, 2009](#)) est appliquée à la série de débits issue de la reconstruction SEINE-CJM, des observations de la Banque Hydro, et des observations de l'EPTB Seine grands lacs. Cette méthode permet de décomposer un signal non-stationnaire, comme ici les débits, en une somme de signaux caractérisant les différentes variabilités temporelles qui composent ce signal. L'intérêt de cette méthode est qu'elle est adaptative au signal étudié. Au lieu d'analyser le signal dans une base fixe comme avec Fourier, des fonctions oscillantes de moyennes nuls (appelées IMF pour "Intrinsic Mode Function") sont construites au fur et à mesure, des plus basses fréquences aux plus hautes fréquences.

Les séries annuelles des débits de la reconstruction SEINE-CJM, des observations de la Banque Hydro, et des observations de l'EPTB Seine grands lacs sont très proches (Figure 4.23). Les différentes variabilités présentes dans les deux jeux d'observations des débits sont très proches (Figure 4.23 IMF1-5). Les débits issues de la reconstruction SEINE-CJM reproduisent correctement ces différentes variabilités. Des différences importantes sont cependant visibles sur les tendances (Figure 4.23). Les débits de la Banque Hydro ont une tendance négative sur tout le 20<sup>ème</sup> siècle, beaucoup plus forte que celles présentes sur la reconstruction SEINE-CJM et sur la série d'observation de l'EPTB Seine grands lacs.

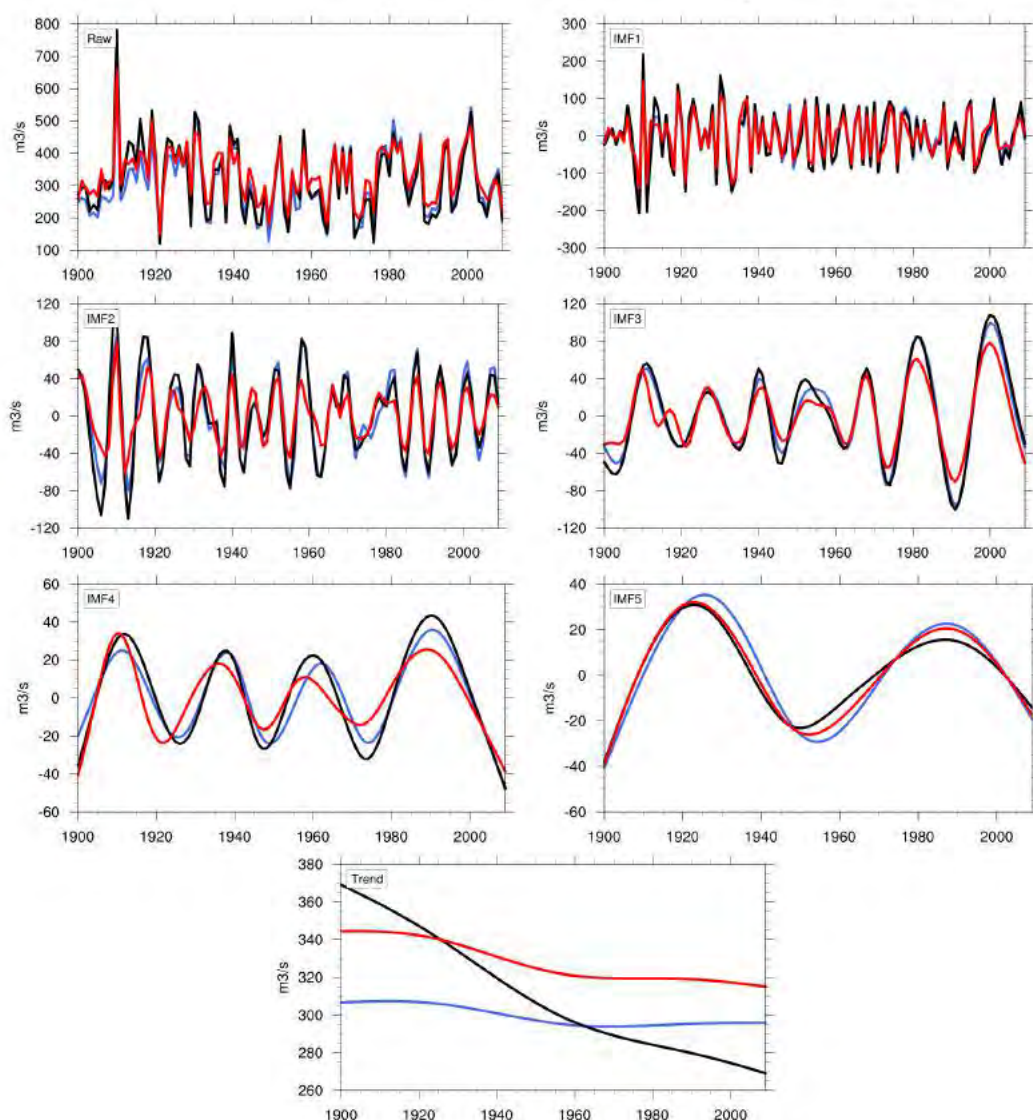


FIGURE 4.23 – Décomposition en modes empiriques d'ensemble (EEMD [Wu et Huang, 2009](#)) appliquée à la série de débits issue de la reconstruction SEINE-CJM (rouge), des observations fournies par la Banque Hydro (noir), et des observations fournies par de l'EPTB Seine grands lacs (bleu) sur la période 1900-2010.

Lors de son stage, Pierre Salmon a également reconstitué les débits journaliers de la Marne à Chalifert à partir des observations de hauteurs et des données de tarage. Cette station n'étant pas disponible dans les stations simulées par le modèle Isba-Modcou, la station de la Marne à Noisiel, proche de celle de Chalifert (une dizaine de kilomètres), est utilisée pour la comparaison avec les reconstructions de débits.

Une variabilité multi-décennale proche de celle observée sur la Seine à Paris existe également sur la Marne (Figure 4.24). Les différences entre les variations multi-décennales des débits reconstitués par Pierre Salmon et des reconstitutions hydrométéorologiques

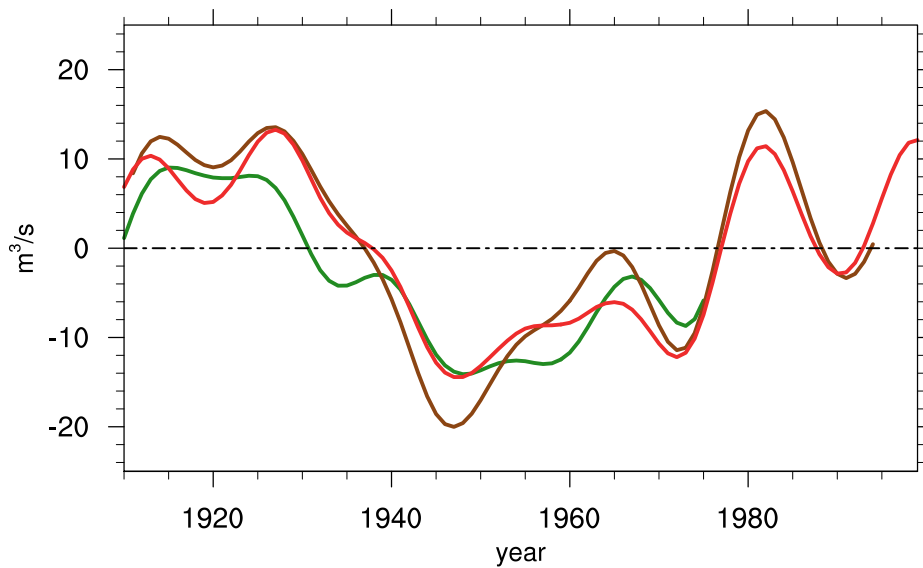


FIGURE 4.24 – Anomalies des débits moyens annuels filtrés ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) reconstitués dans le cadre du stage de Pierre Salmon pour la station de la Marne à Chalifert (vert). Les anomalies des débits ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) issues de la reconstruction SEINE-CJM (rouge) et de la reconstruction 20CRpt (Bonnet *et al.*, 2017) (marron) sont calculés à la station de Noisiel. L’anomalie a été calculée sur la période 1900-2005. Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans a été appliqué.

SEINE-CJM et 20CRpt sont beaucoup plus faibles entre les années 1910 et 1940 que pour la Seine.

Les analyses précédentes montrent que la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM reproduit de manière correcte les débits du bassin versant de la Seine, à des échelles de temps courtes comme à des échelles de temps longues. Une incertitude importante existe en ce qui concerne l’intensité des anomalies multi-décennales en début de siècle. Il est difficile, en l’état, de conclure à un problème de la reconstruction ou à un problème des observations.

#### 4.4.3 Débits et hauteurs maximums

L’évaluation des débits moyens réalisée dans la section précédente a mis en avant une amélioration de la représentation des débits journaliers pour la reconstruction SEINE-CJM, par rapport aux reconstructions MDES-CM et 20CRpt, uniquement contraintes en mensuelle. Cette amélioration de la variabilité journalière des débits devrait permettre une meilleure représentation des débits extrêmes, qui évolue sur des échelles de temps courtes.

La variabilité des débits maximums annuels est correctement représentée par rapport aux observations dans la reconstruction SEINE-CJM, avec une corrélation de 0.88 sur

la période 1900-2005 (Figure 4.25 a ; Tableau 4.3). De plus, la représentation des débits maximums annuels dans la reconstruction SEINE-CJM est homogène sur la période, avec des corrélations très proches entre les années 1900-1960 et 1960-2005 (Tableau 4.3). Un biais moyen négatif est présent dans la reconstruction SEINE-CJM jusque dans les années 1960. Les barrages mis en place dans les années 1960 sur la partie amont du bassin versant de la Seine servent en partie à limiter les risques d'inondations en écrêtant les crues (seinegrandslacs.fr/). La mise en place de ces barrages est probablement la cause de cette baisse des débits maximums annuels observés. Une confiance limitée est donc placée dans ces observations après les années 1960.

	Corrélations		
	1960-2005	1900-1960	1900-2005
SEINE-CJM/Observations	0.88	0.93	0.88
20CRpt/Observations	0.79	0.90	0.82
SIM/Observations	0.90	/	/
SEINE-CJM/Sim	0.88	/	/
20CRpt/Sim	0.83	/	/

TABLE 4.3 – Corrélations calculées entre les débits maximums annuels observés de la Seine à Paris et issues des reconstruction SEINE-CJM, 20CRpt et SIM (Saran-Isba-Modcou ; la simulation de référence) pour différentes périodes temporelles.

La simulation de référence SIM est disponible sur la période 1960-2005, et permet de faire une évaluation complémentaire des débits maximums annuels. Les variations des débits maximums annuels de la reconstruction SEINE-CJM sont également très bien représentés par rapport à SIM, avec une corrélation de 0.88. La corrélation entre SIM et les observations des débits maximums annuels est très proche de celle obtenue avec la reconstruction SEINE-CJM (Tableau 4.3).

Les corrélations entre les débits maximums annuels observés et issus de la reconstruction 20CRpt développé sur la France (Bonnet *et al.*, 2017) sont plus faibles que celles obtenues avec la reconstruction SEINE-CJM (Tableau 4.3). De même pour les corrélations avec les débits maximums annuels issus de la simulation de référence SIM (Tableau 4.3). La double méthode de contrainte, en journalier puis en mensuel, appliquée à la MDES développée sur la Seine par des observations locales de précipitations et de température permet donc d'améliorer la représentations des débits maximums annuels par rapport à la reconstruction développée sur la France et uniquement contrainte en mensuelle dans Bonnet *et al.* (2017).

Un biais négatif moyen est également présent sur la reconstruction 20CRpt (Figure 4.25 a). La crue exceptionnelle de 1910, qui présente le débit maximum annuel le plus fort sur toute la période observationnelle est largement sous-estimée dans les reconstructions SEINE-CJM et 20CRpt. Elle correspond tout de même à l'évènement le plus fort du 20<sup>ème</sup>



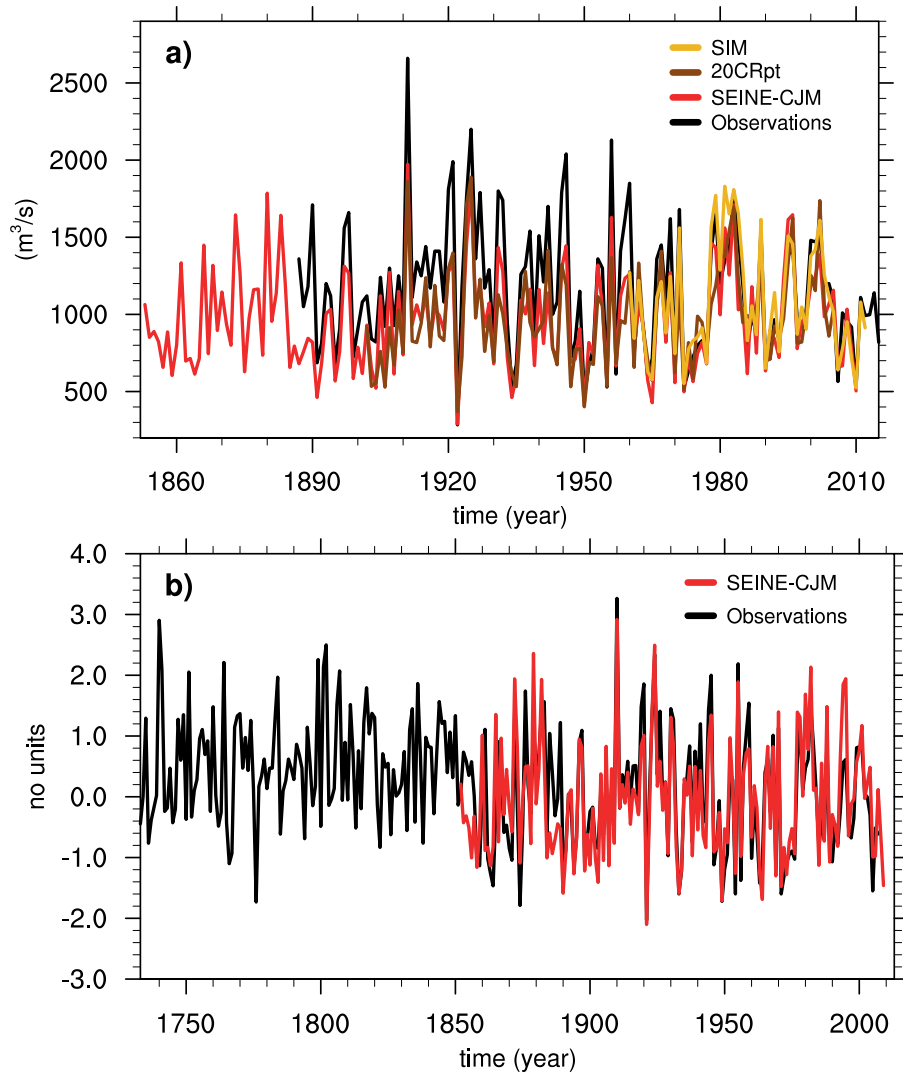


FIGURE 4.25 – (a) Débits maximums annuels de la station de la Seine à Paris. En noir les observations, en marron la reconstruction 20CRpt, en rouge la reconstruction Seine contrainte en journalier par les précipitations et la température avec les biais sur les précipitations et le rayonnement supprimé, et en jaune, SIM (Safran-Isba-Modcou). (b) Hauteurs maximums annuelles standardisées de la Seine à Paris Austerlitz (noir) (plus de détails sur cette série dans le chapitre 2) et débits maximums annuels standardisés issus de la reconstruction SEINE-CJM (rouge). Les séries ont été standardisées sur la période 1851-2007.

siècle sur la reconstruction SEINE-CJM, et même de ces 150 dernières années.

Les débits maximums annuels de la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM reproduisent également de manière correcte la variabilité interannuelle de la série longue d'observations de hauteurs maximums annuelles de la Seine à Paris Austerlitz, décrite

dans le chapitre 2, avec une corrélation de 0.81 sur la période 1852-2007.

#### 4.4.4 Sécheresses agricoles et hydrologiques

Deux types de sécheresse sont évalués dans cette section, les sécheresses agricoles, liées à l'humidité des sols, et les sécheresses hydrologiques, liées aux débits. Pour caractériser ces sécheresses, une multitude d'indices existe, utilisés en fonction de ce que l'on veut étudier. Les indices utilisés ici sont d'abord décrits, puis la capacité de la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM à reproduire ces indices de sécheresses par rapport à SIM est ensuite évaluée.

Le "Soil Wetness Index" (SWI) est un indice de sécheresse agricole dérivé de l'indice de sécheresse météorologique "Standardized Precipitation Index" (Guttman, 1998), les précipitations étant remplacées par un indice d'humidité des sols dans la définition. Ce type d'indice de sécheresse a déjà été utilisé en France, par exemple par Vidal *et al.* (2010).

Le SWI est défini comme suit :

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}} \quad (4.2)$$

Avec  $W$  le contenu en eau des sols,  $W_{wilt}$  le contenu en eau au point de flétrissement et  $W_{fc}$  le contenu en eau du sol à la capacité au champ.

L'indice utilisé est une version standardisée du SWI. L'indice SWI est transformé en chaque point, et pour chaque mois pris indépendamment, en une variable centrée réduite. Cette procédure implique au préalable un ajustement statistique à une loi gamma (différent pour chaque mois) par rapport à une période de référence (du 01/08/1958 au 31/07/2005). La transformation en distribution gaussienne est obtenue en faisant correspondre les probabilités cumulées données par la loi gamma à celle d'une gaussienne. À partir de la distribution finale de cet indice standardisé, un seuil correspondant au 5ème percentile est utilisé pour définir les sécheresses. Ainsi, un épisode de sécheresse est défini à partir du moment où le SWI standardisé (SSWI) passe sous cette valeur seuil, et s'étend à tous les mois autour (qu'ils soient avant ou après) tant que leurs valeurs restent négatives.

Le nombre de mois en sécheresse agricole moyen sur le bassin de la Seine sur la période 1959-2003 est globalement bien représenté par la reconstruction SEINE-CJM (Figure 4.26). La reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES contrainte uniquement en mensuel présente des résultats proches de ceux obtenus avec la reconstruction MDES-CJM. L'ajout de la contrainte journalière à la contrainte mensuelle n'améliore pas de façon importante la représentation des sécheresses agricoles. Ces sécheresses se mettent en place sur

des temps assez longs, de l'ordre d'un ou de plusieurs mois. Une bonne représentation des précipitations et des températures à l'échelle mensuelle est donc suffisant pour caractériser correctement ces sécheresses.

Les grandes sécheresses historiques des années 1959, 1976, des années 1990, de 1996 et de 2003 sont présentes dans les reconstructions (Chartier, 1962; Brochet, 1977; Mérillon et Chaperon, 1990; Lemaire et Pffimlin, 2007). Le fait que ces sécheresses connues soient présentes permet de valider un peu plus la reconstruction SEINE-CJM.

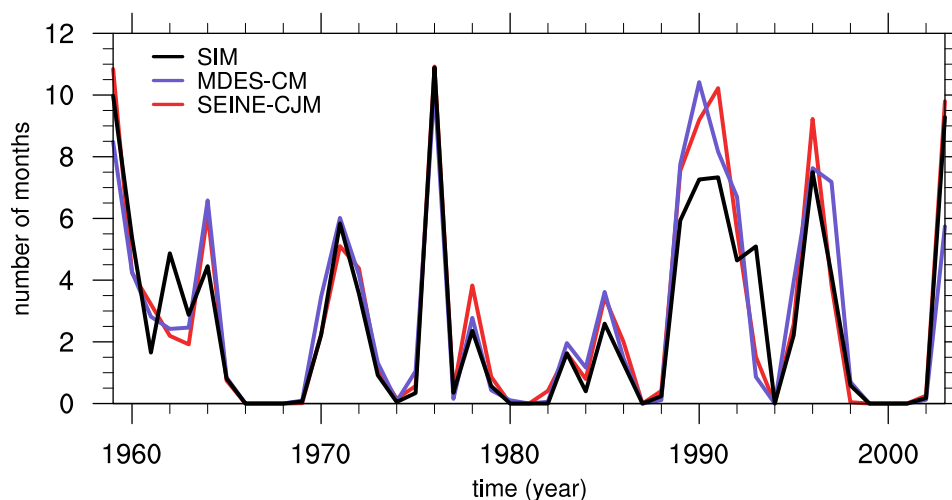


FIGURE 4.26 – Nombre de mois en sécheresse agricole chaque année en moyenne sur le bassin versant de la Seine à Poses. Le nombre de mois est calculé en chaque point de grille à partir de l'indice SSWI, puis moyenné sur le bassin versant. En noir, la reconstruction de référence SIM, en rouge la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM, et en violet, la reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES-CM.

Pour les sécheresses hydrologiques, un indice basé sur le  $VCN_3$  (volume consécutif minimal pour 3 jours) de période de retour 5 ans est utilisé. Les indices  $VCN_d$ , notamment le  $VCN_3$ , sont fréquemment utilisés dans des travaux portant sur les étiages, (Lang Delus, 2011). Pour obtenir cet indice, la moyenne glissante des débits journaliers sur 3 jours est calculée en chaque station pour la période de référence 1958-2005. Les minimums de chaque année sont ensuite sélectionnés et la période de retour de 5 ans associée est calculée. La période de retour obtenue définit un seuil à partir duquel la moyenne glissante sur 3 jours des débits est en sécheresse.

Le nombre de sécheresse obtenu avec l'indice  $VCN_3$  est beaucoup plus faible que pour l'indice SSWI (Figure 4.27). Les années 1959, 2003 ou encore 1976, qui correspondent à de fortes sécheresses agricoles n'ont que très peu, voir aucun jour en sécheresse hydrologique (Figure 4.26). Cela ne signifie cependant pas que les débits de ces années étaient élevés, juste qu'ils ne dépassent pas le seuil indiqué.

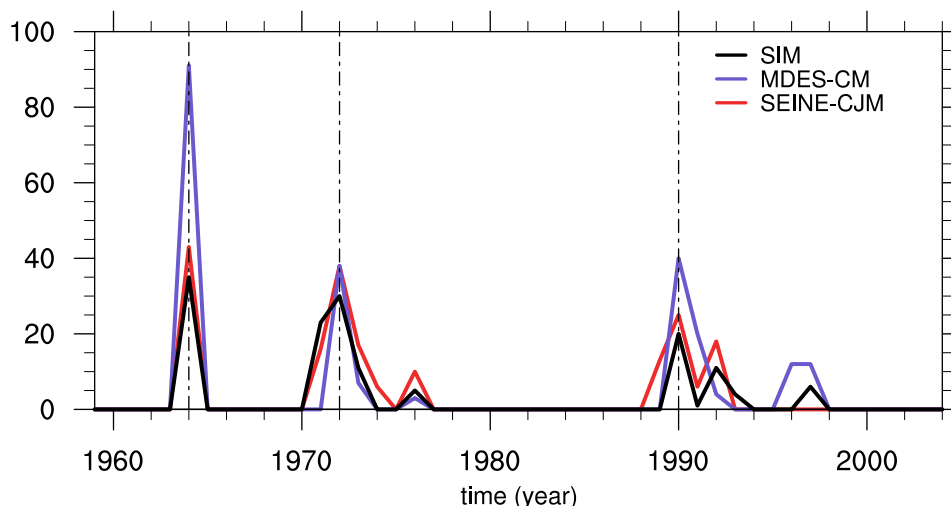


FIGURE 4.27 – Occurrence moyenne journalière de l'indice  $VCN_3$  calculé en chaque point de grille Safran sur le bassin versant de la Seine. En noir, la reconstruction de référence SIM, en rouge la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM, et en violet, la reconstruction hydrométéorologique issue de la MDES-CM.

Pour les quelques années ayant des jours en sécheresses hydrologique, la reconstruction SEINE-CJM reproduit mieux ce nombre de jours en sécheresses que la reconstruction provenant de la MDES-CM. La sécheresse de 1964 est notamment plus de deux fois surestimée en nombre de jours avec la MDES-CM qu'avec la reconstruction SEINE-CJM.

Les sécheresses hydrologiques, basées sur l'indice  $VCN_3$ , sont calculées à un pas de temps court. Il suffit qu'un évènement journalier soit mal représenté (e.g une pluie trop forte) pour casser la séquence et terminer la sécheresse. L'utilisation d'une contrainte journalière, qui améliore la représentation des précipitations et des températures journalières, en plus d'une contrainte mensuelle permet donc de mieux représenter ce type de sécheresse.

Finalement, la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM reproduit de manière correcte les sécheresses agricoles et hydrologiques présentes sur la bassin de la Seine sur la période 1959-2005 par rapport à la simulation de référence SIM. Des sécheresses historiques ont également été retrouvées dans la reconstruction SEINE-CJM, permettant de la valider un peu plus.

#### 4.4.5 Hauteurs piézométriques

En France, les plus anciennes mesures piézométriques (mesure de la hauteur d'une nappe d'eau souterraine) avec un suivi régulier ont été principalement réalisées par les industriels (Nicolas *et al.*, 2013). Parmi ces quelques stations longues de mesures piézométriques, la station de Toury assure le suivi du niveau de la nappe de Beauce à Toury, depuis

la fin des années 1870. Cette nappe s'étend sur deux grands bassins hydrographiques, le bassin de la Seine et le bassin de la Loire.

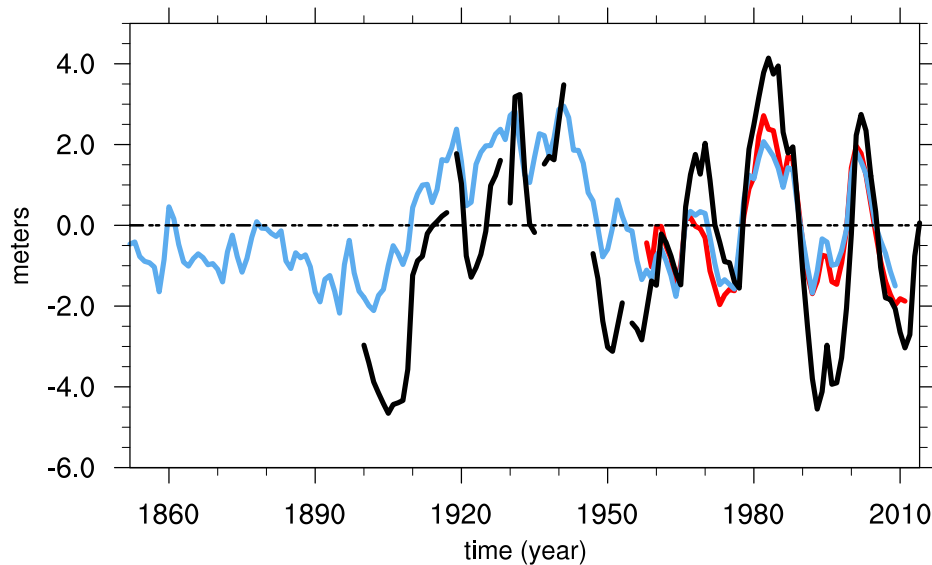


FIGURE 4.28 – Séries annuelles des anomalies de hauteur piézométrique observées à Toury (m) (noir), issue de la reconstruction Seine (bleu) et issue de SIM (rouge). L'anomalie a été calculée sur la période 1958-2014.

Une forte variabilité décennale et multi-décennale est visible sur les hauteurs de nappes annuelles de la station piézométrique de Toury (Figure 4.28), avec une phase positive entre les années 1920 et 1940 suivie d'une phase négative jusque dans les années 1970. Comme pour les débits de la Seine à Paris, une forte variabilité est également présente à la fin du siècle sur des périodes plus courtes, d'environ une dizaine d'années, avec des anomalies pouvant aller jusqu'à 8 mètres entre les années 1980 et les années 1995.

La reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM reproduit de manière correcte la variabilité multi-décennale des hauteurs piézométriques annuelles de la station de Toury, avec une corrélation de 0.77 sur le 20ème siècle. L'intensité des variations est cependant sous-estimée, avec une variance un peu plus de deux fois plus faible dans la reconstruction SEINE-CJM que dans les observations. Cette sous-estimation semble inhérente au modèle hydro-météorologique SIM. L'intensité des variations dans SIM est en effet similaire à celle de la reconstruction SEINE-CJM sur la période 1959-2009.

Il est important de noter que le modèle hydrologique utilisé ne prend pas en compte les prélèvements en eau, alors qu'ils ont probablement joué sur les variations observées. Ceci explique potentiellement une partie de la sous-estimation des variations dans les reconstructions. Une part importante de la variabilité des nappes semble tout de même liée à de la variabilité interne, et non à des prélèvements en eaux.

## 4.5 Synthèse

### Objectifs

L'objectif de ce chapitre était de développer une reconstruction hydrométéorologique de bonne qualité permettant d'étudier à la fois la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique, mais également les événements extrêmes hydrologiques, comme les crues et les sécheresses, sur une période plus longue que celle disponible dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#)

### Méthode

La méthode de descente d'échelle statistique utilisée sur la France dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) a été adaptée à la Seine. Une contrainte par des observations locales de précipitations et de température au pas de temps journalier, puis mensuel, a été appliquée aux résultats de la méthode de descente d'échelle réalisée sur les 56 membres de la réanalyse NOAA 20CRv2c, disponibles depuis les années 1850.

### Résultats

Adapter la méthode de descente d'échelle à l'échelle du bassin versant a permis une meilleure représentation des variables atmosphériques de surface au pas de temps journalier et mensuel.

L'ajout d'une contrainte journalière par des observations locales de précipitations et de température à la contrainte mensuelle présentée dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) améliore de manière notable la représentation des précipitations et de la température au pas de temps journalier, mais également à des pas de temps plus long, comme en mensuel. Les événements hydrologiques extrêmes comme les crues et les sécheresses sont également mieux représentés qu'avec l'utilisation d'une contrainte mensuelle seule.

L'évaluation de la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM développée dans ce chapitre montre qu'elle fournit un jeu de données intéressant pour étudier la variabilité multi-décennale des débits du bassin de la Seine sur les 150 dernières années, les mécanismes hydrologiques associés, ainsi que son influence sur les événements extrêmes hydrologiques.



# Variations hydroclimatiques sur le bassin de la Seine depuis les années 1850

---

## Sommaire

<b>5.1</b>	<b>Variabilité des débits moyens, des débits maximums et des sécheresses . . . . .</b>	<b>119</b>
5.1.1	Débits moyens . . . . .	120
5.1.2	Crués et débits maximums annuels . . . . .	124
5.1.3	Sécheresses et débits d'étiages . . . . .	127
5.1.4	Sensibilité des résultats au modèle hydrogéologique . . . . .	130
5.1.5	Conclusion . . . . .	135
<b>5.2</b>	<b>Mécanismes hydrologiques associés à la variabilité multi-décennale des débits . . . . .</b>	<b>135</b>
5.2.1	Variations hydroclimatiques sur le bassin de la Seine depuis les années 1850 . . . . .	135
5.2.2	Rôle des précipitations . . . . .	141
5.2.2.1	Précipitations moyennes au printemps . . . . .	141
5.2.2.2	Lien entre précipitations extrêmes et débits extrêmes . . . . .	141
5.2.3	Rôle des nappes dans la variabilité multi-décennale des débits moyens	144
5.2.4	Conclusion . . . . .	148
<b>5.3</b>	<b>Rôle de la circulation de grande échelle et influence de la variabilité océanique . . . . .</b>	<b>149</b>
<b>5.4</b>	<b>Évènements hydrologiques exceptionnels : étude de cas . . . . .</b>	<b>156</b>
5.4.1	La crue de 1910 . . . . .	157
5.4.2	La sécheresse de 1921 . . . . .	159
5.4.3	La sécheresse de 1949 . . . . .	162
5.4.4	La sécheresse de 1976 . . . . .	165
5.4.5	Conclusion . . . . .	167
<b>5.5</b>	<b>Synthèse . . . . .</b>	<b>169</b>

---



Dans ce chapitre, la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM (développée dans le chapitre précédent) est utilisée pour caractériser et comprendre les variations du cycle hydrologique sur le bassin versant de la Seine des années 1850 à nos jours. Ce jeu de données permet de disposer des différentes variables du cycle hydrologique au pas de temps journalier sur l'ensemble du bassin versant depuis les années 1850. Son évaluation, réalisée dans le chapitre précédent, a montré des performances homogènes dans le temps. Les variations des débits, que ce soit en journalier ou à des échelles de temps beaucoup plus longues, notamment multi-décennales, sont représentées de manière correcte.

Cette reconstruction hydrométéorologique est donc un outil intéressant pour étudier l'évolution des débits sur des échelles de temps longues, mais également les événements plus courts, comme les extrêmes hydrologiques (crues, sécheresses). Une première section de ce chapitre vise à caractériser la variabilité des débits sur le bassin versant de la Seine depuis les années 1850, avec un focus sur la variabilité multi-décennale. L'évolution des événements extrêmes hydrologiques est également caractérisée, et mise en perspective de la variabilité multi-décennale des débits moyens. Les incertitudes liées à la représentation des nappes sont également discutées.

Les mécanismes hydrologiques associés à la variabilité multi-décennale des débits du bassin de la Seine sont ensuite étudiés dans une seconde section. Les aquifères étant représentés explicitement dans le modèle hydrogéologique Modcou sur ce bassin (voir section 3.3 du chapitre 2 pour plus de détails), le rôle des nappes peut être également analysé.

La circulation atmosphérique de grande échelle pouvant être à l'origine de cette variabilité multi-décennale des débits, ainsi que le rôle de la variabilité océanique, sont ensuite analysées dans d'une troisième section.

Enfin, des événements hydrologiques exceptionnels ayant eu lieu au cours de ces 150 dernières années, comme la crue de 1910 ([Marti et Lepelletier, 1997](#)), ou la sécheresse de 1921 ([Duband \*et al.\*, 2004](#)) sont étudiés. Les conditions synoptiques ayant permis leurs formations sont également discutées et mises en perspective de la variabilité multi-décennale des débits.

Les principaux résultats sont regroupés et discutés dans une synthèse placée à la fin du chapitre.

## 5.1 Variabilité des débits moyens, des débits maximums et des sécheresses

Dans cette section, la variabilité des débits moyens annuels du bassin de la Seine est d'abord caractérisée à partir de la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM développée dans le chapitre précédent. Un intérêt particulier est porté sur la variabilité multi-décennale des débits. La variabilité des débits maximums, puis des sécheresses est ensuite étudiée. Il s'agit notamment d'analyser si les débits extrêmes sont influencés par la variabilité multi-décennale des débits moyens.

Un point potentiellement sensible de cette étude repose sur le fait d'enlever ou non la tendance sur les séries étudiées. L'objectif étant d'évaluer la variabilité multi-décennale, il est légitime d'enlever les tendances à long terme, sur les 150 ans de la période d'étude, afin de séparer les variations multi-décennales des variations centennales. Cette problématique dépend fortement de la période d'étude disponible. Plus elle est courte (relativement par rapport à la période multi-décennale, environ 50 ans), plus une tendance longue et une phase de variabilité multi-décennale peuvent se confondre. Sur des périodes trop courtes, ne pas supprimer la tendance peut entraîner une surestimation de la variabilité multi-décennale. De plus, une relation entre deux variables induites par une tendance long terme pourrait être attribuée par erreur à la variabilité multi-décennale de ces variables. À l'inverse, il est possible qu'une tendance longue soit en partie causée par la variabilité multi-décennale. Une suppression de cette tendance pourrait donc amener une sous-estimation de la variabilité multi-décennale. Dans notre cas, ce problème est moins important, compte tenu de la longueur de la période d'étude utilisée ici, d'environ 150 ans. Dans la suite de ce chapitre, le choix a été fait de retirer la tendance sur la plupart des analyses.

Une seconde question se pose alors, sur la méthode de calcul de la tendance. Une tendance linéaire peut être retranchée, comme dans [Boé et Habets \(2014\)](#) ou dans [Bonnet et al. \(2017\)](#). Cependant, au vu de la période utilisée ici, de plus de 150 ans, cette méthode ne semble pas être la plus appropriée. En effet, si une tendance existe sur un temps plus court, une centaine d'année par exemple, la supprimer à partir des 150 ans disponibles pourrait fausser le résultat. Une solution plus appropriée est de calculer la tendance à partir d'une décomposition modale empirique d'ensemble (EEMD; [Wu et Huang, 2009](#), voir chapitre 4, section 1.4.2.2). De ce fait, la tendance obtenue est adaptée à la série concernée, ainsi qu'à la période utilisée. Cette méthode est principalement utilisée par la suite dans cette thèse.

### 5.1.1 Débits moyens

Une forte variabilité interannuelle existe sur les débits de la Seine à Poses, avec des anomalies pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres cubes par seconde, pour une moyenne de  $475 \text{ m}^3$  (Figure 5.1). L'année 1910, durant laquelle le bassin de la Seine a connu une crue exceptionnelle (Marti et Lepelletier, 1997), présente de loin la plus forte valeur de débit moyen. À l'inverse, l'année 1921, caractérisée par une forte sécheresse à l'échelle de la France (Duband *et al.*, 2004), constitue la plus faible valeur de débit moyen. Une variabilité multi-décennale se dessine à travers la variabilité interannuelle des débits de la Seine à Poses, avec des années à fort débit moyen (1860-1880, 1910-1930 et autour des années 1980) entrecoupées d'années à plus faible valeur (1880-1900 et 1950-1970) (Figure 5.1).

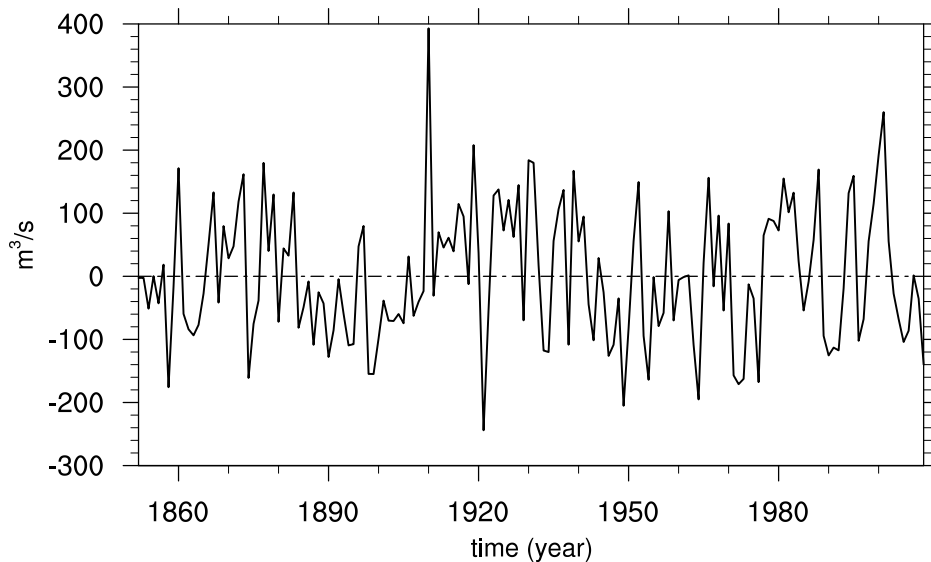


FIGURE 5.1 – Anomalies des débits annuels ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) de la Seine à Poses issues de la reconstruction SEINE-CJM. L'anomalie a été calculée sur toute la période d'étude.

Afin de mieux comprendre quelles sont les différentes variabilités présentes sur les débits de la Seine à Poses, une analyse en ondelette (Torrence et Compo, 1998) est réalisée (Figure 5.2). Une variabilité multi-décennale est bien présente sur les débits de la Seine, significative sur une large partie de la période d'étude, et d'une période d'environ 50 ans (entre 35 et 70 ans) (Figure 5.2). À partir des années 1970, une variabilité plus courte, d'environ 16 ans, est également significative sur les débits de la Seine à Poses et se superpose à la variabilité multi-décennale (Figure 5.2). La présence de cette seconde variabilité explique pourquoi la variabilité multi-décennale apparaît moins clairement à partir des années 1970 sur la Figure 5.1.

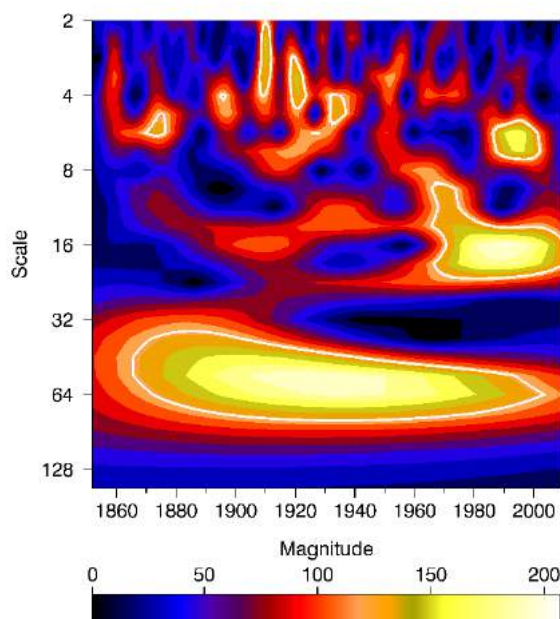


FIGURE 5.2 – Spectre d'ondelette continu des débits moyens annuels de la Seine à Poses. Les périodes des différentes variabilités présentes sur les débits (axe Y) sont représentés en fonction de l'évolution temporelle (axe X). Plus la magnitude est forte, plus la variabilité associée est importante dans la représentation des débits annuels. L'ondelette de Morlet est utilisée ici. Ce type d'ondelette, qui est un bon compromis pour obtenir une résolution temps/fréquence correcte, est communément utilisée en sciences naturelles (Torrence et Compo, 1998). Les traits blancs indiquent les zones où les fréquences sont significatives selon un test de khi-deux à deux degrés de liberté avec  $p < 10\%$ .

Pour identifier quelles saisons sont à l'origine de ces variabilités, une décomposition en modes empiriques d'ensemble (EEMD; Wu et Huang, 2009, voir chapitre 4, section 1.4.2.2) est appliquée aux débits saisonniers moyens. Seules les IMF3 et 5, avec période proche de celles identifiées Figure 5.2 (d'environ 15 et 50 ans) sont représentées.

Une intensification importante de la variabilité des débits est présente en hiver à partir des années 1970 et jusqu'à la fin de la période d'étude sur l'IMF3 (Figure 5.3). Les variations pour les autres saisons sont beaucoup plus faibles, excepté pour le printemps sur les deux dernières décennies. Ce sont donc principalement les débits hivernaux qui sont à l'origine de cette forte variabilité décennale des débits annuels de la Seine à Poses des années 1970 à 2010 (Figure 5.2).

Une variabilité multi-décennale est visible au printemps sur toute la période d'étude (Figure 5.3, IMF5), cohérente avec celle observée sur la série longue d'observation au 20ème siècle dans Bonnet *et al.* (2017) et Dieppois *et al.* (2016). Une variabilité similaire est présente en hiver, principalement sur la première moitié de la période d'étude. Une

variabilité multi-décennale est aussi visible en été et en automne, plus faible que celle observée dans les autres saisons. Ce dernier résultat doit néanmoins être relativisé, compte tenu des variations saisonnières des débits moyens. En effet, la période de basses eaux sur le bassin de la Seine s'étend de l'été à l'automne, ce qui tend à limiter l'intensité des variations de débits par rapport à l'hiver et au printemps. Ce n'est donc pas parce que ces variations sont plus faibles qu'elles ne sont pas importantes par rapport à la variabilité interannuelle des débits des saisons correspondantes.

Les variations des débits de la Seine à Poses intègrent celles des différents cours d'eau situés en amont sur le bassin de la Seine. Il est donc probable que les différentes variabilités décrites ici soient également présentes sur d'autres stations du bassin de la Seine.

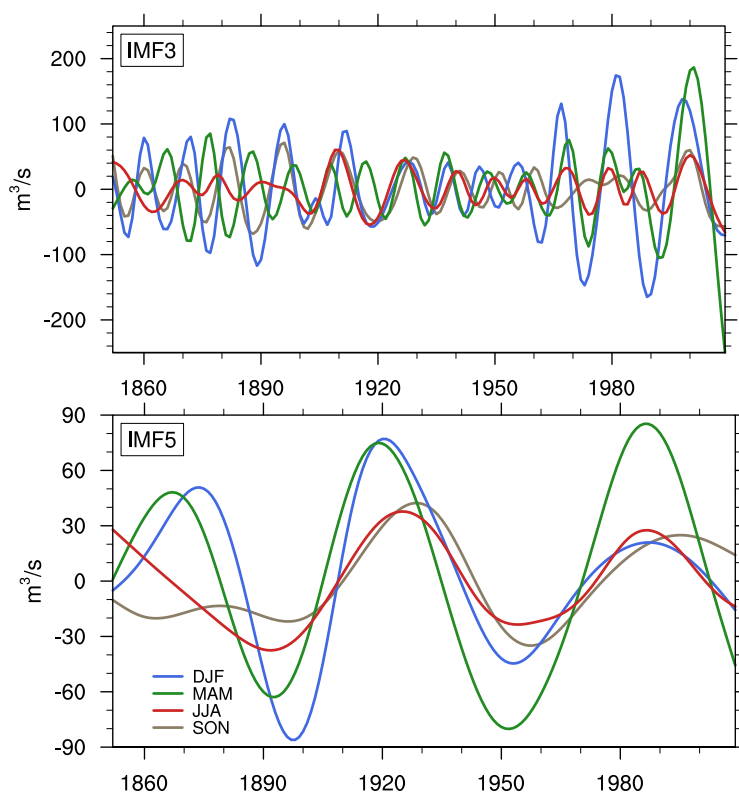


FIGURE 5.3 – Décomposition en modes empiriques d'ensemble (EEMD ; Wu et Huang, 2009) appliqué aux débits saisonniers moyens de la Seine à Poses sur la période 1852-2009. Seules les IMFs 3 (haut) et 5 (bas), correspondant aux périodes identifiées à partir de l'analyse en ondelette 5.2 ont été représentées en hiver (bleu), au printemps (vert), en été (rouge) et en automne (marron).

C'est au printemps et en été que les variations multi-décennales des débits influencent le plus de la variabilité interannuelle (Figure 5.4 a). Pour une majorité des stations, la valeur du ratio se situe en dehors de la distribution obtenue pour 10000 séries de bruit blanc <sup>1</sup>. La

1. Une série de bruit blanc est une réalisation d'un processus aléatoire pour laquelle la densité spectrale de puissance est la même pour toutes les fréquences de la bande passante.

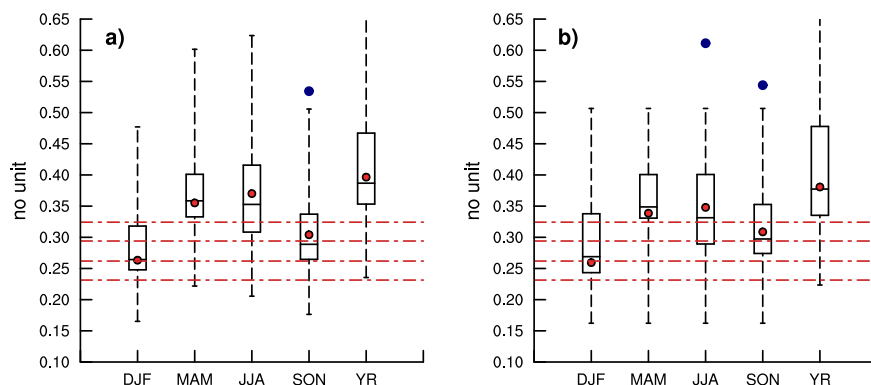


FIGURE 5.4 – (a) Boîtes à moustaches des ratios des écarts-types entre les séries filtrées et les séries non filtrées des débits. Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans est utilisé. La tendance a été calculée à partir de l’EEMD, puis supprimée. (b) présente la même analyse que (a), mais réalisée sur les séries non détendancées. Les ratios sont calculés sur la période 1851-2010 pour toutes les stations simulées sur le bassin de la Seine. Les boîtes sont définies par le 25ème et le 75ème percentile, ainsi que de la médiane des données. Les moustaches sont définies 25ème et le 75ème percentile avec un facteur 1.5. Les valeurs supérieures ou inférieures sont représentées par des points bleus. Les lignes pointillées rouges correspondent aux 25ème, 50ème, 75ème et 90ème percentiles des mêmes ratios calculés pour 10000 séries aléatoires de bruit blanc de 159 ans. Les points rouges correspondent à la station de la Seine à Poses.

variabilité multi-décennale des débits annuels influence également de manière importante la variabilité interannuelle des débits (Figure 5.4 a), et est d’ailleurs directement visible sur la série des débits annuels (Figure 5.1).

En hiver et en automne, les ratios des écarts-types entre les séries filtrées et non-filtrées sont plus faibles que pour les autres saisons et en annuel. Environ 25% des stations ont tout de même des ratios supérieurs à ceux obtenus à partir des bruits blancs (Figure 5.4 a). Le fait que ce ratio soit plus faible en hiver qu’en été, alors que les variations multi-décennales sont plus fortes (Figure 5.3) s’explique simplement par la forte variabilité interannuelle des débits en hiver.

Les débits moyens annuels de la Seine à Poses présentent donc une forte variabilité multi-décennale, visible directement sur les débits interannuels. Cette variabilité multi-décennale est plus ou moins marquée par rapport à la variabilité interannuelle selon les saisons. Il est possible que ces variations importantes de l’état moyen des débits sur le bassin de la Seine soient associées à des variations des extrêmes hydrologiques, comme les crues ou les sécheresses.

### 5.1.2 Crues et débits maximums annuels

Malgré la très forte variabilité interannuelle, des variations multi-décennales sont visibles sur les débits maximums annuels. Elles sont le plus fort sur la première moitié de la période d'étude, avec deux phases positives situées entre les années 1865-1885 et les années 1910-1930 (Figure 5.5). À partir des années 1950, cette variabilité multi-décennale est moins claire.

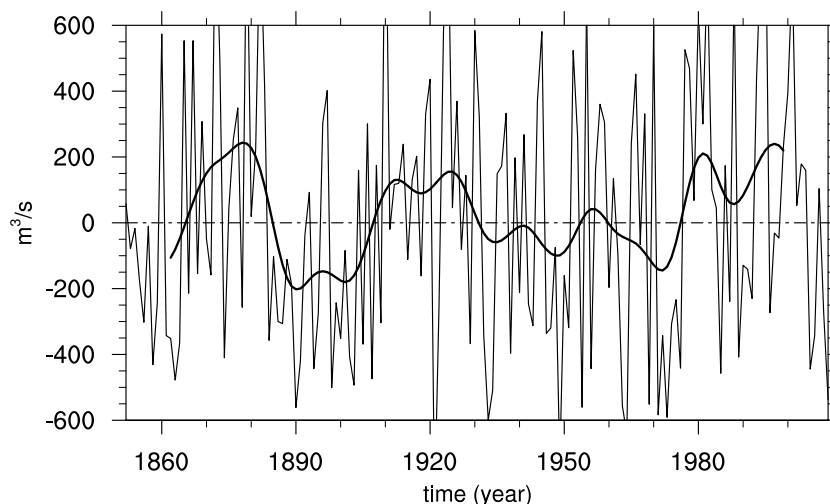


FIGURE 5.5 – Anomalies des débits maximums annuels ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) filtrés et non filtrés de la reconstruction SEINE-CJM pour la station de la Seine à Poses. La tendance a été calculée avec l'EEMD puis retranchée. L'anomalie a été calculée sur toute la période d'étude. Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans a été utilisée.

Cette variabilité multi-décennale est également visible sur la série reconstituée des hauteurs maximums annuelles de la Seine à Paris (présentée chapitre 2, section 1) (Figure 5.6). Elle est significative entre les années 1825 et 1925, avec une période d'environ 35 ans. Une variabilité plus basse fréquence (environ 120 ans) est également présente sur une large partie de la période (1775-2000), mais uniquement significative entre les années 1875 et les années 1960. Enfin, les hauteurs maximales de la Seine à Paris sont également influencées par une variabilité plus courte, d'environ 15 ans, à partir des années 1960, comme pour les débits moyens (Figure 5.2). Il faut tout de même rester prudent sur l'interprétation de ces hauteurs maximales annuelles à partir des années 1960, où elles sont potentiellement influencées par les barrages construits en amont de la Seine, qui servent notamment pour écrêter les crues (<http://seinegrandslacs.fr/>).

Une tendance significative est présente sur les hauteurs maximales (Figure 5.6). Cette tendance négative est relativement faible jusque dans les années 1850, et s'accroît sur le 20ème siècle (non montré). Une tendance opposée est obtenue sur les débits maximums annuels issus de la reconstruction SEINE-CJM (non montré). Cette différence de tendance

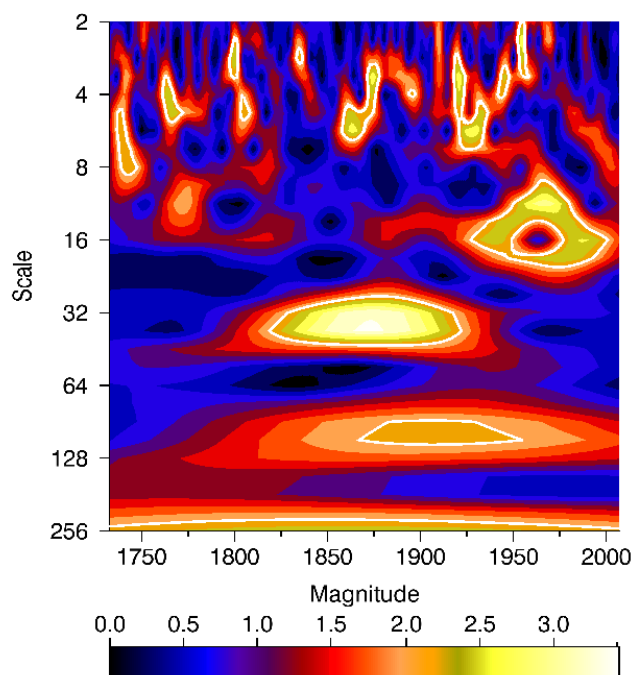


FIGURE 5.6 – Spectre d'ondelette continu (comme décrit Figure 5.2) de la série de hauteur maximale annuelle (décrite chapitre 2) de la Seine à Paris sur la période 1733-2007. L'ondelette de Morlet est utilisée ici (Torrence et Compo, 1998). Les traits blancs indiquent les zones où les fréquences sont significatives selon un test de khi-deux à deux degrés de liberté avec  $p < 10\%$ .

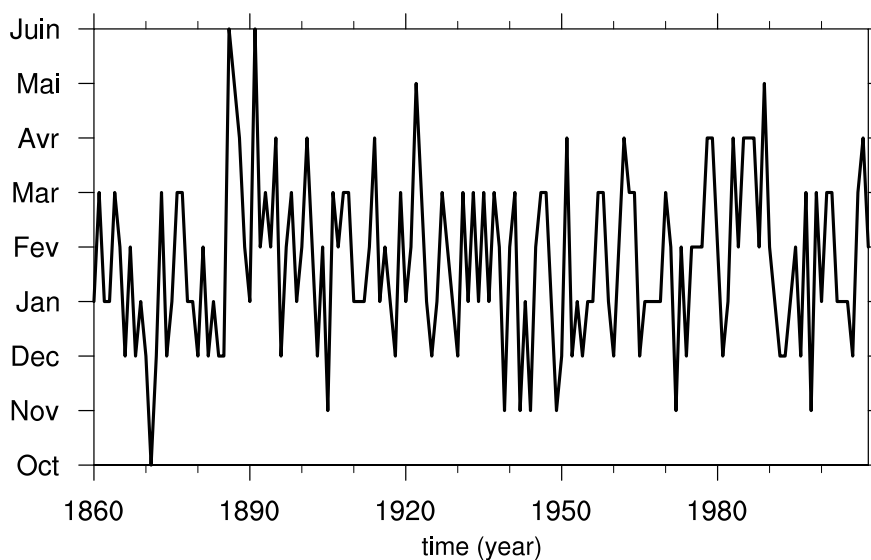


FIGURE 5.7 – Mois d'occurrence des débits maximums annuels de la Seine à Poses.



pourrait être due à la création des grands lacs sur le bassin amont de la Seine. Les hauteurs maximales annuelles sont donc impactées par ces réservoirs, contrairement aux débits de la reconstruction SEINE-CJM. En effet, le modèle hydrologique utilisé ne prend pas en compte les barrages (voir le chapitre 3 pour plus de détails). Les hauteurs maximales situées après les années 1960 doivent donc être considérées avec précautions, tout comme les tendances à long terme.

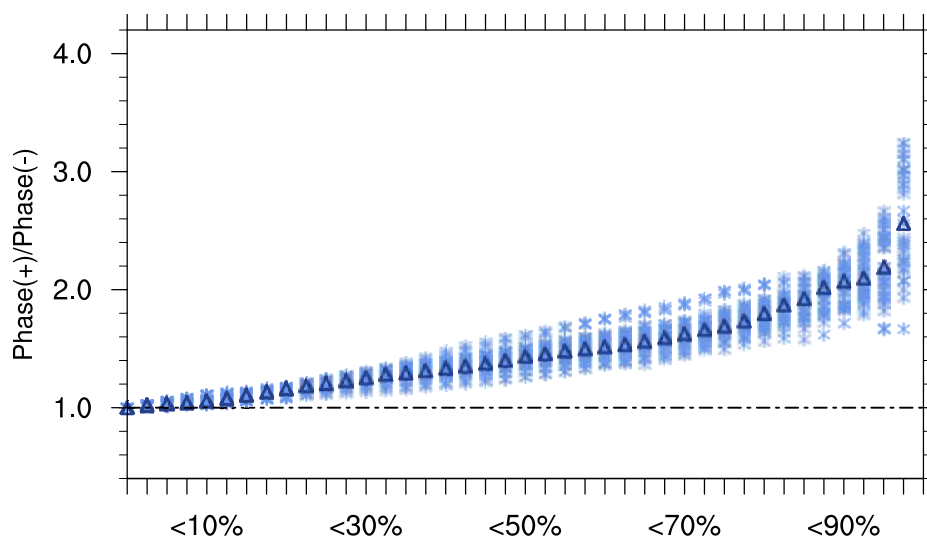


FIGURE 5.8 – Ratio calculé entre le nombre de jours supérieurs à un seuil donnée (en %, indiqué en abscisse) contenu dans une phase multi-décennale positive des débits moyens de la Seine à Poses (1910-1930 et 1975-1995) par rapport à ceux contenus dans une phase négatives (1885-1905 et 1940-1960) pour chaque stations. Seuls les jours des mois de novembre, décembre, janvier, février, mars et avril (qui correspondent à la saison des crues identifiée Figure 5.7) sont utilisés. Les ratios obtenus sont représentés pour chaque station (bleu clair), la médiane des ratios est également indiquée (triangle bleu foncé).

Les crues sur le bassin de la Seine ont lieu principalement entre novembre et avril (Figure 5.7). Afin d'évaluer l'impact des variations multi-décennales des débits moyens sur les crues, les ratios entre le nombre de jours supérieurs à un seuil donnée contenu dans une phase multi-décennale positive des débits moyens de la Seine à Poses par rapport à ceux contenus dans une phase négatives sont calculés. Deux phases positives, 1910-1930 et 1975-1995, et deux phases négatives, 1885-1905 et 1940-1960 sont considérées. Plus le débit journalier issue de la reconstruction SEINE-CJM est fort, plus la probabilité qu'il se trouve dans une phase positive de la variabilité multi-décennale des débits moyens est importante (Figure 5.8). Pendant une phase positive, la probabilité d'avoir une valeur de débit journalière faisant partie des 10% des débits les plus forts est deux fois plus forte que pour une phase négative. Les phases multi-décennales positives des débits moyens de la Seine sont donc plus propices à l'occurrence des crues.

### 5.1.3 Sécheresses et débits d'étiages

Les débits d'étiages<sup>2</sup> estimés ici à partir du débit mensuel minimal d'une année (QMNA) pour la reconstruction SEINE-CJM sont eux aussi soumis à une variabilité multi-décennale (Figure 5.9). Cette variabilité, très marquée en interannuelle, semble évoluer à partir des années 1960, comme pour les débits moyens et les débits maximums. L'année 1921, déjà identifiée comme l'année avec le plus faible débit moyen, a également la plus faible valeur de QMNA. Cette année très sèche est intéressante, car elle se situe au milieu d'une forte phase multi-décennale positive des débits d'étiages, ainsi que des débits moyens, allant des années 1910 jusqu'en 1940.

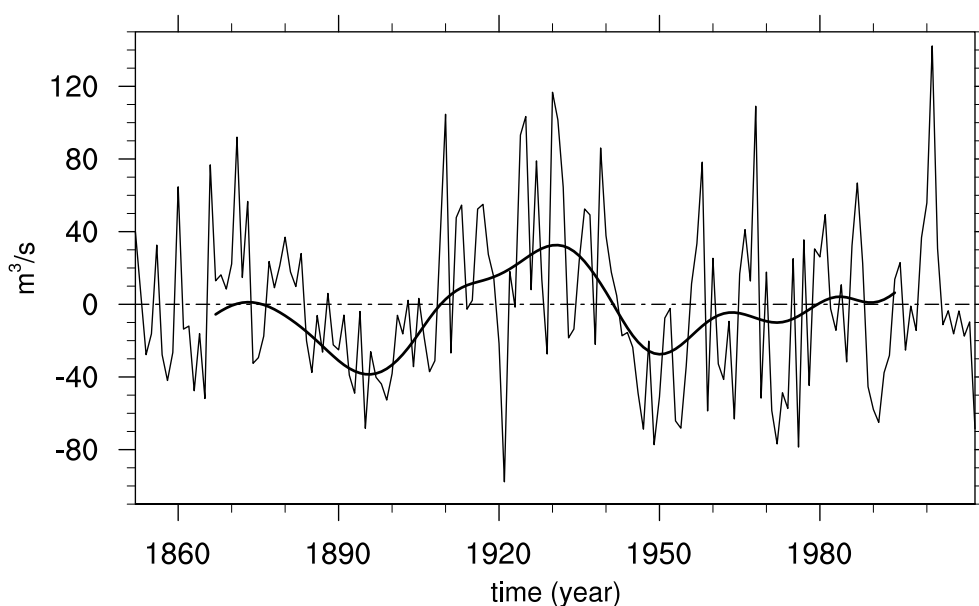


FIGURE 5.9 – Anomalies des QMNA ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) (débit mensuel minimum sur une année) filtrés et non-filtrés, calculés à partir des débits mensuels de la reconstruction SEINE-CJM. La tendance a été calculée avec l'EEMD puis retranchée. L'anomalie a été calculée sur toute la période d'étude. Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans a été utilisé.

L'année 1921 correspond à la sécheresse hydrologique (définie dans le chapitre 4, section 4.4) la plus forte de ces 150 dernières années sur la Seine selon l'indice  $VCN_3$  (Figure 5.10 haut). Il s'agit également de l'année avec le plus grand nombre de jours en sécheresse, avec environ 90 jours de sécheresses en moyenne sur le bassin versant (Figure 5.10 bas). Ce résultat est en accord avec l'étude de [Duband \(2010\)](#) qui a évalué la sécheresse de 1921 comme la plus forte du siècle dernier. D'autres sécheresses historiques connues sont présentes, comme la sécheresse de 1949, qui arrive au terme d'une décennie très sèche ([Sanson et Pardé, 1950](#); [Sircoulon, 1989](#)), et qui est la deuxième année avec le nombre de

2. Débit minimum d'un cours d'eau calculé sur un pas de temps donné en période de basses-eaux.

jour en sécheresse le plus fort en moyenne sur le bassin de la Seine. La sécheresse historique de 1976 (Brochet, 1977) est également présente sur la reconstruction SEINE-CJM (Figure 5.10). La sécheresse de 1874, identifiée par Chartier (1962) comme la première sécheresse scientifiquement observée dans les annales météorologiques en région Parisienne, fait également partie des sécheresses hydrologiques les plus importantes de ces 150 dernières années (Figure 5.10). Les phases multi-décennales positives des débits de la Seine contiennent un nombre plus faible d'années en sécheresse hydrologique que les phases négatives, bien que des contres exemples existent, comme l'année 1921 (Figure 5.10). La variabilité multi-décennale des débits moyens influence donc probablement l'occurrence des sécheresses hydrologiques.

Le fait de retrouver ces sécheresses historiques dans la reconstruction SEINE-CJM apporte une crédibilité supplémentaire quant à son utilisation pour l'étude de ces événements extrêmes. Une caractérisation de ces sécheresses exceptionnelles a par ailleurs été réalisée dans la thèse de Caillouet (2016).

Le bassin de la Seine a également été soumis à de nombreuses sécheresses agricoles (définie dans le chapitre 4, section 4.4) sur ces 150 dernières années (Figure 5.11). L'année 1921 est là encore la plus forte de ces 150 dernières années. Elle est également l'année avec le plus grand nombre de mois en sécheresse en moyenne sur le bassin de la Seine. Il est intéressant de constater que les années 1991 et 1884, qui ne sont pas des années de forte sécheresse hydrologique (Figure 5.10), correspondent à des sécheresses agricoles majeures (Figure 5.11). L'année 2003, frappée par une forte canicule, ainsi qu'une forte sécheresse (Bessemoulin *et al.*, 2004), correspond à la seconde sécheresse agricole la plus forte en moyenne sur le bassin de la Seine (Figure 5.11). Là encore, les phases positives de la variabilité multi-décennale des débits de la Seine contiennent un nombre de mois en sécheresse agricole moyen sur le bassin versant plus élevé que les périodes négatives.

Un indice piezométrique standardisé est calculé sur les mailles libres du bassin de la Seine, de la même façon que le SWI standardisé (décrit dans le chapitre 4, section 4.4). Comme observé sur les hauteurs piézométriques de la nappe de Beauce (chapitre 4, section 4.5), le niveau moyen des nappes sur le bassin de la Seine est également soumis à une variabilité multi-décennale (Figure 5.12 haut). Les sécheresses hydrogéologiques sont définies de la même manière que les sécheresses agricoles. Un épisode de sécheresse est défini à partir du moment où l'indice piezométrique standardisé passe sous la valeur seuil (qui correspond au 5ème percentile), et s'étend à tous les mois autour, tant que leurs valeurs restent négatives.

En moyenne, les phases multi-décennales négatives des débits ont 1.2 mois de sécheresse en plus par an que les phases positives. De plus, les phases multi-décennales positives des débits contiennent des années sans aucun mois en sécheresse hydrogéologique en moyenne

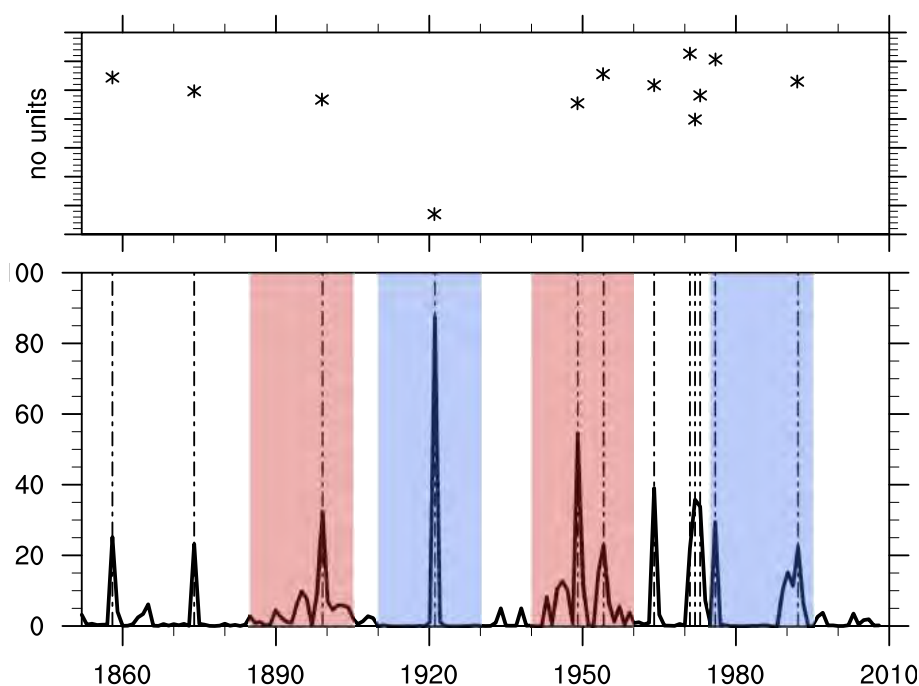


FIGURE 5.10 – (bas) Évolution du nombre de jours passés en sécheresse hydrologique chaque année moyenné sur le bassin de la Seine. L'indice VCN3 (présenté chapitre 4, section 4.4.4) a été appliqué à la reconstruction SEINE-CJM pour évaluer la présence d'une sécheresse hydrologique pour un jour donné. (haut) Indice standardisé de la sévérité des sécheresses comptant en moyenne plus de 20 jours en sécheresse dans l'année sur le bassin versant. Les barres pointillées représentent les années ayant au moins 20 jours de sécheresse. Les zones en bleu correspondent aux phases multi-décennales positives (1910-1930 et 1975-1995) des débits moyens annuels de la Seine à Poses, et les zones en rouge correspondent aux phases négatives (1885-1905 et 1940-1960).

sur le bassin versant, contrairement aux phases négatives.

À partir des années 1960, une variabilité de fréquence plus courte, proche du décennale, est visible sur les hauteurs de nappes libres, et semble à l'origine de sécheresses hydrogéologiques (Figure 5.12). Cette variabilité est très proche de celle présente sur le QMNA (Figure 5.1), ainsi que sur les débits de la Seine à Poses en Décembre (Figure 5.3). Il est donc possible que ces sécheresses hydrogéologiques affectent les débits en hiver, en limitant l'apport d'eau des nappes vers les rivières.

Comme pour les crues, les phases multi-décennales négatives des débits semblent plus propices à l'apparition de sécheresse hydrologique, agricole et hydrogéologique.

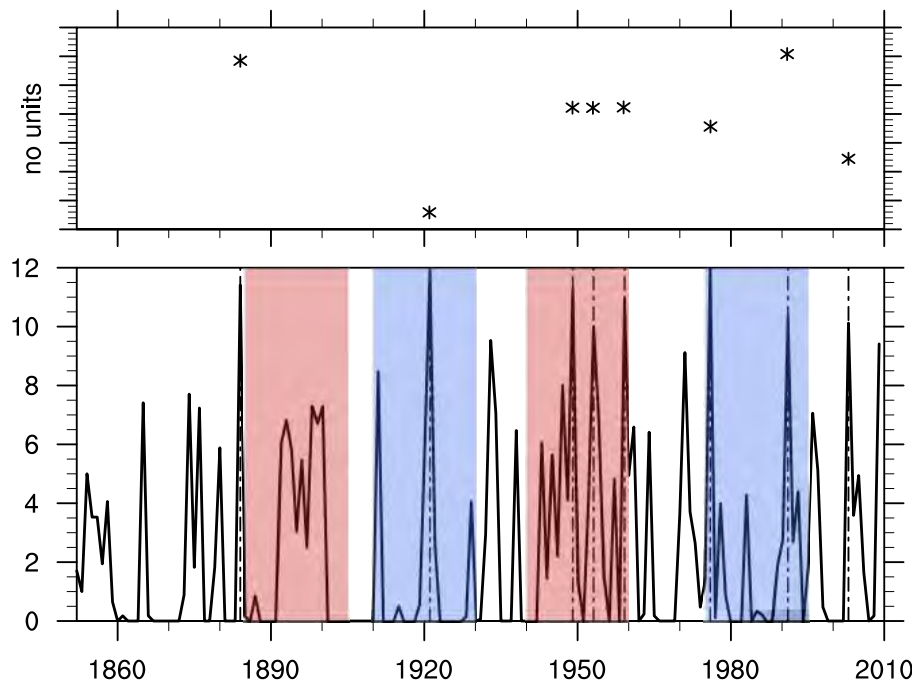


FIGURE 5.11 – (bas) Évolution du nombre de mois passé en sécheresse agricole chaque année moyenné sur le bassin de la Seine. L'indice SSWI (présenté chapitre 4, section 4.4.4) a été appliqué à la reconstruction SEINE-CJM pour évaluer la présence d'une sécheresse agricole pour un mois donné. (haut) Indice standardisé de la sévérité des sécheresses comptant en moyenne plus de 3 mois en sécheresse dans l'année sur le bassin versant. Les barres pointillées représentent les années ayant au moins 3 mois de sécheresse. Les zones en bleu correspondent aux phases multi-décennales positives (1910-1930 et 1975-1995) des débits moyens annuels de la Seine (par rapport à Poses), les zones en rouge correspondent aux phases négatives (1885-1905 et 1940-1960).

#### 5.1.4 Sensibilité des résultats au modèle hydrogéologique

Les nappes phréatiques jouent potentiellement un rôle important dans les variations multi-décennales des débits (Bonnet *et al.*, 2017). Afin d'évaluer la sensibilité des variations multi-décennales des débits caractérisées à partir de la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM à la représentation des nappes, des simulations ont été réalisées par Florence Habets de l'UMR METIS sur la plateforme de modélisation Aquif-FR (Habets *et al.*, 2015). Ces simulations ont été effectuées à partir des données de ruissellement de surface et de drainage de la reconstruction SEINE-CJM (en sortie du modèle de surface ISBA). La plateforme de modélisation hydrogéologique nationale Aquif-FR intègre à ce jour trois modèles hydrogéologiques (2 modèles distribués : MARTHE et EauDyssée, et un modèle adapté aux systèmes karstiques : GARDENIA). Sur la Seine, c'est le modèle

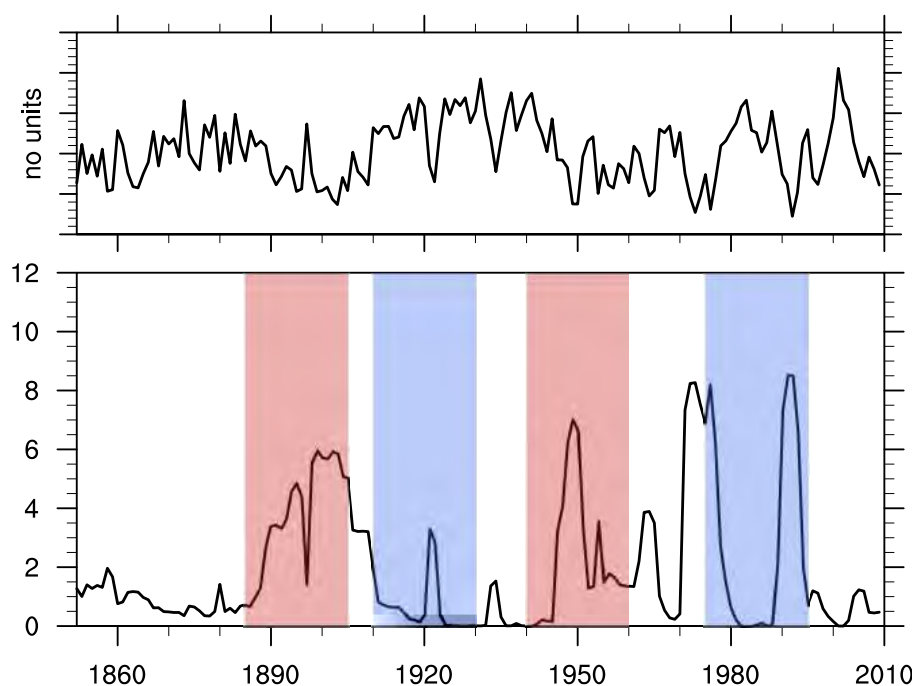


FIGURE 5.12 – (bas) Évolution du nombre de mois passé en sécheresse hydrogéologique chaque année moyenné sur le bassin de la Seine calculé avec la reconstruction SEINE-CJM. (haut) Évolution du niveau piézométrique moyen des nappes affleurantes à la surface sur le bassin de la Seine de la reconstruction SEINE-CJM. Les zones en bleu correspondent aux phases multi-décennales positives (1910-1930 et 1975-1995) des débits moyens annuels de la Seine (par rapport à Poses), les zones en rouge correspondent aux phases négatives (1885-1905 et 1940-1960).

hydrogéologique EauDyssée qui est utilisé (Flipo *et al.*, 2012). Ce modèle est une version améliorée du modèle hydrogéologique Modcou (décrit chapitre 2, section 2.3.3). EauDyssée inclut la simulation des hauteurs d'eau en rivière, ce qui permet une meilleure estimation des échanges nappes-rivières. Les transferts dans la zone non-saturée, qui ne sont pas pris en compte dans Modcou, impliquant un transfert immédiat du drainage vers la nappe, sont pris en compte dans Aquif-FR. Les prélèvements des nappes sont représentés explicitement dans Aquif-FR, contrairement à Modcou. Enfin, Aquif-FR utilise une version à 6 couches des aquifères, contre 3 couches pour Modcou. Ceci permet une meilleure discrimination des écoulements, et donc, des charges. Aquif-FR dispose donc d'une représentation des nappes, ainsi que des échanges nappes-rivières, plus réaliste que dans Modcou. Les influences humaines peuvent également être estimées.

Différentes simulations ont été réalisées avec Aquif-FR. Une première simulation ne considérant ni les pertes en rivières, c'est à dire les échanges des rivières vers la nappe, ni

les prélèvements. Cette simulation est conceptuellement proche de Modcou qui ne prend également pas en compte les pertes en rivières et les prélèvements. Une seconde simulation qui utilise le modèle tel quel, en considérant à la fois les prélèvements (constant dans le temps), et les pertes en rivières. Enfin, une troisième simulation qui considère uniquement les pertes en rivières, sans les prélèvements, afin d'évaluer l'impact des prélèvements sur les débits. Ces différentes expériences ont pour but d'évaluer la sensibilité des débits au modèle hydrogéologique utilisé, ainsi qu'aux prélèvements en eau.

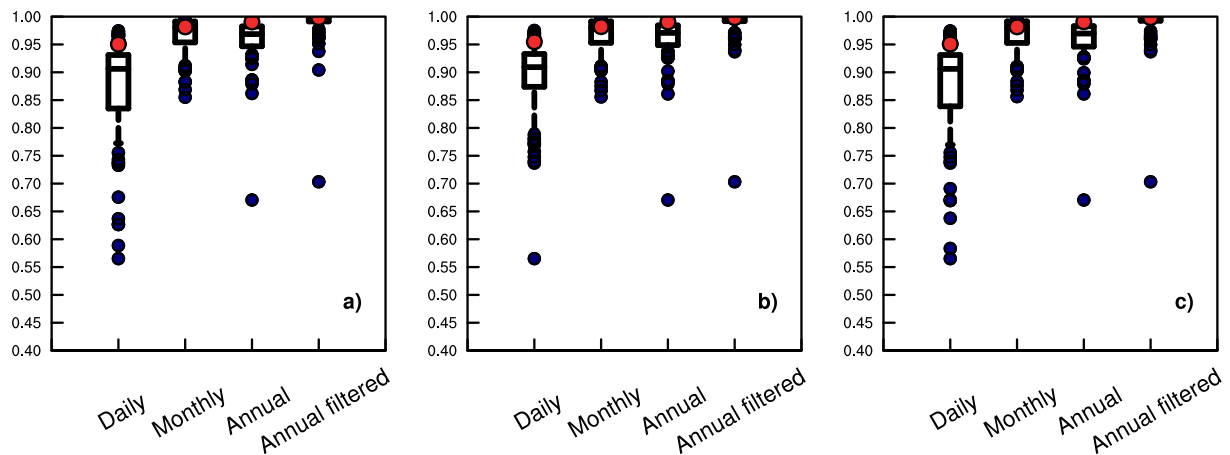


FIGURE 5.13 – Boîtes à moustaches des corrélations des débits calculées entre la reconstruction SEINE-CJM et (a) la simulation Aqui-FR, (b) la simulation Aqui-FR sans prélèvements et sans pertes en rivière et (c) la simulation Aqui-FR sans prélèvements uniquement pour toutes les stations simulées sur le bassin de la Seine. Les corrélations ont été calculées sur la période 1852-2009 pour les débits journaliers, mensuels, annuels et annuels filtrés (à partir d'un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans). Les séries journalières et mensuelles ont été désaisonnalisées avant le calcul des corrélations. Les limites des boîtes à moustaches correspondent au premier décile, au premier quartile, à la médiane, au dernier quartile et au dernier décile. Les points bleus indiquent les stations ayant des corrélations plus faibles (fortes) que le premier (dernier) décile. Les points rouges représentent les corrélations pour la station de la Seine à Poses.

Les débits issus des différentes simulations Aqui-FR sont en général très proches des débits de la reconstruction SEINE-CJM, que ce soit au pas de temps journalier, mensuel, interannuel et multi-décennale (Figure 5.13). Les corrélations entre les débits de la reconstruction SEINE-CJM et les débits des différentes simulations Aqui-FR de la Seine à Poses sont très fortes, de 0.95 en journalier, et de pratiquement 1 pour les autres échelles de temps (Figure 5.13). Peu de différences sont visibles entre les différentes simulations Aqui-FR. La simulation sans pertes en rivière et sans prélèvements, qui ne sont également pas pris en compte dans Modcou, présente tout de même les plus fortes corrélations journalières avec Modcou (Figure 5.13). Quelques stations présentent des corrélations beaucoup

plus faibles en journalier. Aux autres pas de temps, une station en particulier présente de faibles corrélations pour les trois simulations Aquif-FR (Figure 5.13). La simulation Aquif-FR qui ne prend pas en compte les pertes en rivière a les corrélations journalières les plus proche de la reconstruction SEINE-CJM, qui ne les prend également pas en compte.

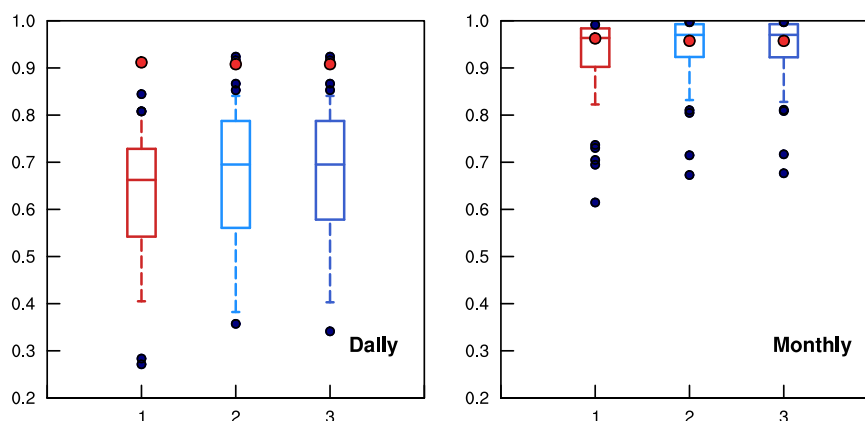


FIGURE 5.14 – Boîtes à moustaches des corrélations entre les débits observés pour toutes les stations disponibles sur le bassin de la Seine et la reconstruction SEINE-CJM (rouge), la simulation Aqui-FR (bleu clair), et la simulation Aqui-FR sans prélèvement (bleu foncé). Les corrélations sont calculées sur la période 1958-2005 au pas de temps (gauche) journalier et (droite) mensuel. Les séries ont été désaisonnalisées avant le calcul des corrélations. Les limites des boîtes à moustaches correspondent au premier décile, au premier quartile, à la médiane, au dernier quartile et au dernier décile. Les points bleus indiquent les stations ayant des corrélations plus faibles (fortes) que le premier (dernier) décile. Les points rouges représentent les corrélations pour la station de la Seine à Poses.

La simulation Aqui-FR améliore globalement les corrélations avec les débits journaliers observés (Figure 5.14). Cette amélioration est encore visible, mais plus faible au pas de temps mensuel, en raison des corrélations déjà élevées entre les débits simulés et observés (Figure 5.14). Le fait de représenter ou non les prélèvements dans la simulation Aqui-FR n'influence pas la représentation des débits journaliers ou mensuels (Figure 5.14).

Les variations interannuelles et multi-décennales des débits moyens, des débits maximums annuels, et des QMNA (débits mensuels minimums chaque année) de la Seine à Poses entre la reconstruction SEINE-CJM et les simulations Aqui-FR sont très proches (Figure 5.15). L'état moyen des simulations Aqui-FR présente toutefois des différences avec la reconstruction SEINE-CJM. Ces différences d'état moyen sont les plus fortes sur le QMNA (Figure 5.15 e et f), qui est environ 30% plus faible pour les simulations Aqui-FR par rapport à la reconstruction SEINE-CJM. Les débits moyens sont également plus faibles que pour la reconstruction SEINE-CJM (Figure 5.15 a et b). Les débits maximums annuels, à l'inverse, ont une moyenne légèrement plus forte (environ 9%) dans les simu-



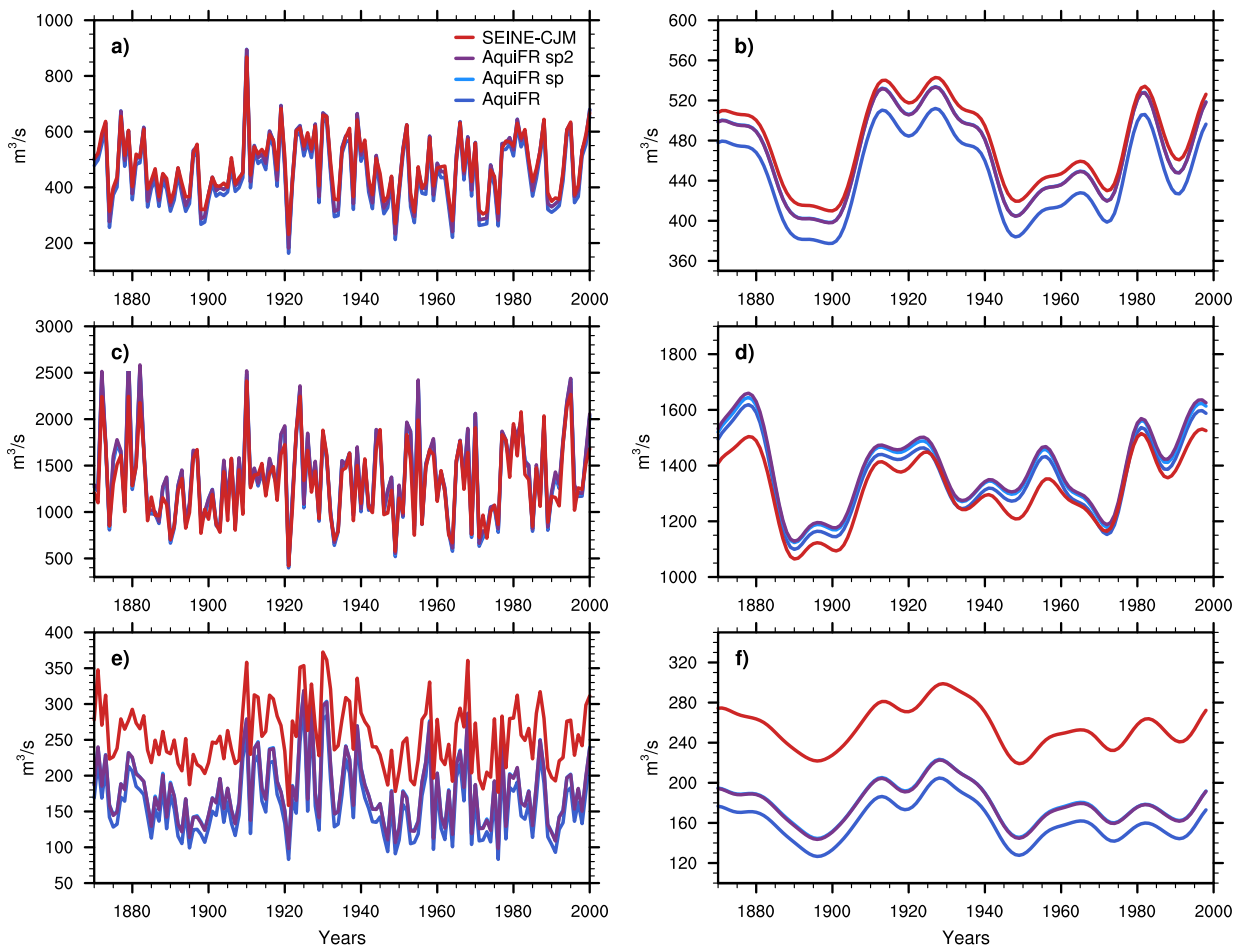


FIGURE 5.15 – Séries annuelles (a-c-e) et filtrées (b-d-f) des débits moyens (a-b), des débits maximums annuels (c-d) et des QMNA (défini dans le chapitre 4, section 4.4) (e-f) ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) issues de la reconstruction SEINE-CJM (rouge), de la simulation Aquif-R (bleu foncé), de la simulation Aquif-R sans prélèvements (bleu clair) et de la simulation Aquif-R sans prélèvements et sans pertes en rivière (violet). Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans a été utilisé.

lations Aquif-R que dans la reconstruction SEINE-CJM (Figure 5.15 c et d). Une forte sous-estimation des débits estivaux, ainsi que des étiages, est présente dans la reconstruction SEINE-CJM par rapport aux observations (non montré). Aquif-R, avec une meilleure représentation des nappes, permet de corriger en partie cette sous-estimation par rapport aux observations. Toutefois, cette différence d'état moyen n'affecte pas la variabilité des débits d'étiages (Figure 5.15 e et f), comme c'était déjà le cas pour les débits moyens (voir chapitre 4, section 3.2 pour plus de détails).

La simulation Aquif-R dans laquelle les prélèvements des nappes sont explicitement représentés a des débits moyens plus faibles que les autres simulations Aquif-R. En revanche, la représentation ou non des pertes en rivières n'influence que de façon négligeable

l'état moyen et les variations des débits moyens, maximums annuels ou du QMNA.

La faible différence entre ces deux modèles indique que la variabilité décrite depuis les années 1850 sur les débits de la Seine est robuste au choix de modélisation hydrogéologique, et ce, malgré les différences d'états moyens.

### **5.1.5 Conclusion**

L'analyse de la reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM a mis en évidence la présence d'une forte variabilité multi-décennale sur les débits du bassin versant de la Seine depuis les années 1850. Cette variabilité est visible sur les quatre saisons ainsi qu'en annuel. À partir des années 1960, une variabilité de période plus courte, d'environ 15 ans, semble également présente en hiver et en annuel.

Ces changements d'états moyens des débits de la Seine semblent également affecter les extrêmes hydrologiques. Les phases multi-décennales positives contiennent un nombre plus élevé de crues ainsi qu'un nombre plus faible de jours en sécheresses hydrologique ou agricole que les phases négatives. Les débits maximums annuels, ainsi que les débits d'étiages, présentent également des variations multi-décennales.

Un test de sensibilité réalisé avec un second modèle hydrogéologique, disposant d'une meilleure représentation des aquifères, montre que ces résultats sont consistants entre les deux modèles. De plus, ce test de sensibilité suggère que les biais moyens du modèle n'ont que très peu d'impact sur la variabilité des débits. Les variations multi-décennales caractérisées dans cette partie semblent donc robustes.

Cette partie a finalement permis de décrire la variabilité des débits du bassin versant de la Seine, ainsi que les incertitudes associées. La suite de ce chapitre s'attache à étudier les mécanismes, d'abord hydrologiques, puis climatiques, à l'origine des variations multi-décennales des débits de la Seine.

## **5.2 Mécanismes hydrologiques associés à la variabilité multi-décennale des débits**

### **5.2.1 Variations hydroclimatiques sur le bassin de la Seine depuis les années 1850**

Plusieurs mécanismes hydrologiques peuvent influencer la variabilité multi-décennales des débits du bassin de la Seine décrite dans la section précédente. Une première hypo-

thèse simple est que les précipitations présentent des variations multi-décennales similaire à celles des débits. Des variations multi-décennales de l'humidité des sols, modifiant le ratio entre les précipitations et le ruissellement, peuvent également influencer les débits à des échelles de temps multi-décennales. De même, des variations multi-décennales de l'évapotranspiration peut modifier l'humidité des sols, et, *in fine*, les débits. Afin de mieux comprendre quels sont les mécanismes hydrologiques à l'origine de la variabilité multi-décennale des débits du bassin de la Seine, les différences relatives des débits moyens de la reconstruction SEINE-CJM sont calculées entre les phases multi-décennales positives et négatives identifiées section 5.1.1, et mis en parallèle des différences relatives des précipitations, de l'humidité des sols et de l'évapotranspiration. Les phases positives sont définies par les périodes : 1910-1930 et 1975-1995, et les phases négatives par les périodes : 1885-1905 et 1940-1960 (Figure 5.3).

Les débits présentent de fortes différences entre ces périodes pour les quatre saisons, comme identifié section 1.1.1. Elles sont les plus fortes au printemps, avec des différences de débits moyens pouvant aller jusqu'à plus de 40% entre les phases multi-décennales négatives et positives des débits, et sont significatives pour une large partie des stations. Ces différences restent tout de même fortes et significatives pour un grand nombre de stations pour les autres saisons. Elles sont les plus faibles en automne, bien qu'une large partie des stations présentent tout de même des différences de débits allant de 20 à 30% entre les périodes positives et négatives, significatives pour une majorité de stations.

Au printemps, ces variations des débits sont concomitantes avec des variations importantes et significatives des précipitations sur l'ensemble du bassin versant (Figure 5.16 e et f). Lors des phases multi-décennales négatives des débits, les précipitations au printemps sont en moyenne 20% plus faibles que lors des phases positives. L'évapotranspiration en revanche ne présente pas de différences importantes entre les phases multi-décennales négatives et positives des débits de la Seine (Figure 5.16 h). Elle ne joue donc pas de rôle important dans ces variations. La baisse significative des précipitations au printemps est à l'origine de la forte diminution des débits, et provoque également un fort assèchement des sols, significatif sur l'ensemble du bassin versant (entre 5 et 10% plus secs) (Figure 5.16 g). L'inverse se produit lors des phases multi-décennales positives des débits de la Seine. Des variations similaires ont été identifiées sur les observations de précipitations et de débits en France par [Boé et Habets \(2014\)](#); [Bonnet et al. \(2017\)](#) au 20<sup>ème</sup> siècle, en ne considérant qu'une phase positive et une négative. La reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM suggère donc que ces variations sont toujours présentes à la fin du 19<sup>ème</sup> et au début du 20<sup>ème</sup> siècle.

Pour les autres saisons, les phases multi-décennales négatives des débits sont également caractérisées par des précipitations plus faibles (Figure 5.16 b, j et n). Toutefois, ces

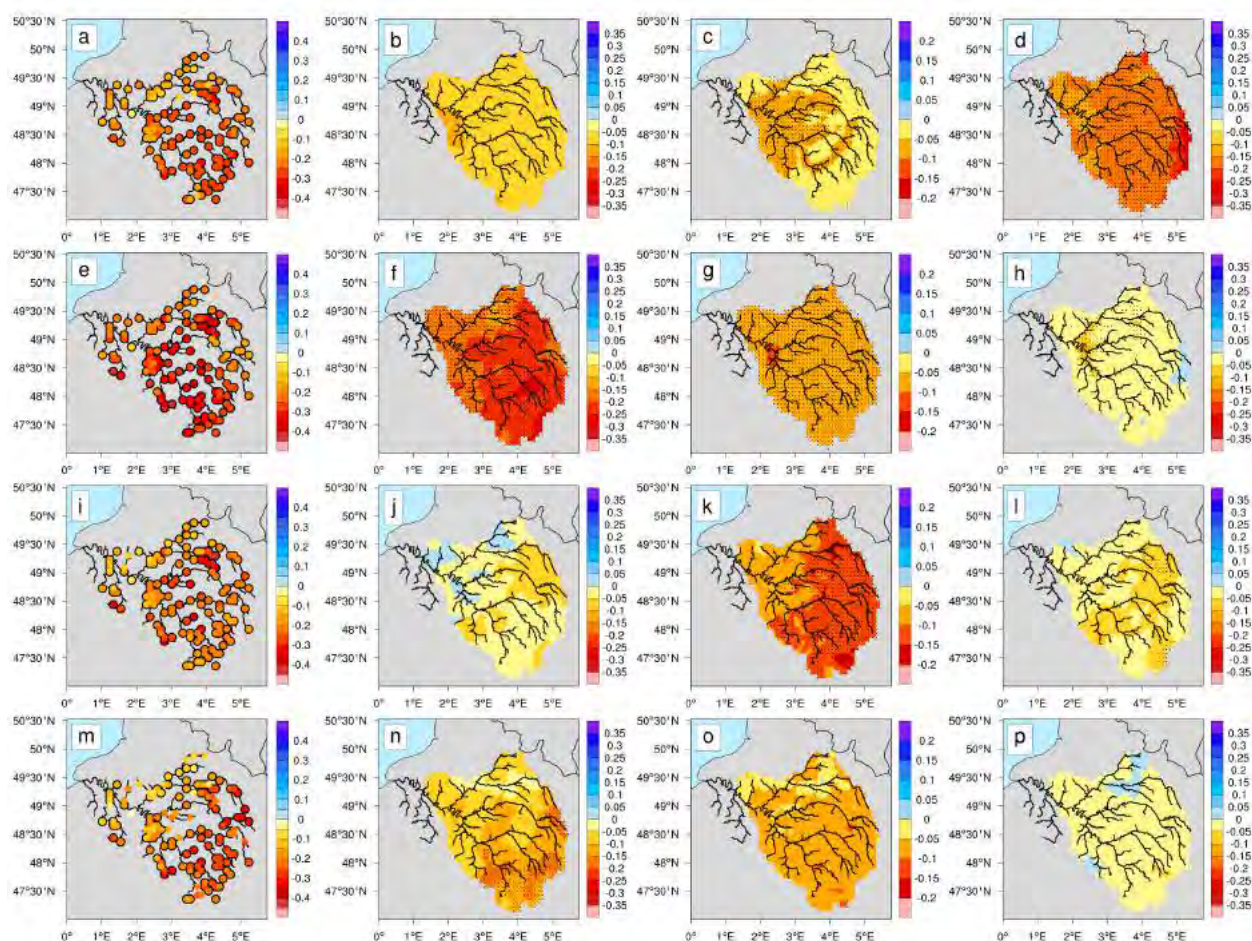


FIGURE 5.16 – Changements relatifs des débits (a-d-g-j), des précipitations (b-e-h-k), de l'humidité des sols (ici représenté par le Total Soil Wetness Index) (c-g-k-o) et de l'évapotranspiration (d-h-l-p) entre les périodes multi-décennales négatives identifiées pour les débits : 1885-1905 et 1940-1960 et les périodes positives : 1910-1930 et 1975-1995. La référence est calculée en prenant la moyenne de ces quatre périodes. Les tendances ont été calculées à partir de l'EEMD, et retranchées. (a, b et c) hiver, (d, e et f), printemps, (h, h et i) été, (j, k et l) automne. Les cercles et les points noirs correspondent aux changements significatifs avec  $p < 0.05$ , calculés avec un t-test.

différences relatives restent bien moins importantes que celles présentes au printemps, et sont rarement significatives. En automne, les différences relatives des précipitations sont tout de même significatives au sud et à l'est du bassin versant (Figure 5.16 n). Ces faibles variations des précipitations n'explique probablement pas les fortes variations significatives des débits, d'autres mécanismes entrent donc sûrement en jeu.

En été, les différences relatives des précipitations sont les plus faibles pour les quatre saisons, de l'ordre de 5% sur le bassin versant. Les débits moyens en revanche, présentent

des différences relatives beaucoup plus fortes, d'environ 20%. Une forte augmentation de l'évapotranspiration pourrait expliquer ces changements des débits moyens, en limitant l'eau disponible. Cependant, l'évapotranspiration est également plus faible durant les phases négatives des débits, elle ne permet donc pas d'expliquer ces variations. L'humidité des sols présente des différences significatives, avec des sols entre 10 et 15% plus secs lors des phases multi-décennales négatives des débits de la Seine. Plus le sol est sec, plus le ruissellement total (ruissellement de surface plus drainage) est faible (Boé et Habets, 2014), limitant ainsi les débits des rivières. Bonnet *et al.* (2017) ont montré sur le bassin de la Loire que des anomalies d'humidité des sols au printemps peuvent persister en été et ainsi influencer les débits en modifiant la quantité d'eau pouvant s'infiltrer dans le sol. Ce mécanisme est sûrement à l'origine d'une partie de la baisse des débits en été sur la bassin de la Seine. Ce fort assèchement des sols limite par ailleurs l'eau disponible dans les sols, et entraîne donc également la diminution de l'évapotranspiration.

Les précipitations en automne présentent des différences relatives assez importantes et significatives sur la partie amont du bassin. Les plus fortes différences relatives des débits sont là où les différences sont les plus fortes pour les précipitations. Une partie de ces changements de débits est donc probablement contrôlée par les variations de précipitations en automne. L'évapotranspiration et l'humidité des sols ne présentent pas de différences significatives entre les phases positives et négatives de la variabilité multi-décennale des débits moyens de la Seine.

En hiver, les phases multi-décennales négatives des débits de la Seine sont caractérisées par une forte diminution relative de l'évapotranspiration, significative sur l'ensemble du bassin versant. Cependant, l'impact de cette diminution relative est probablement faible, puisque l'évapotranspiration sur le bassin de la Seine est faible en hiver (Figure 1.4). Cette diminution de l'évapotranspiration est sans doute reliée à la diminution relative des températures, d'environ  $0.8^\circ$ , significative sur tout le bassin versant (Figure 5.17). L'augmentation des débits moyens en hiver n'est donc pas causé par une diminution de l'évapotranspiration. L'humidité des sols présente également des variations significatives sur une partie du bassin versant (entre 5 et 10%). Même si les variations de précipitations ne sont pas significatives, elles sont tout de même assez importantes, entre 10 et 15%. Il est donc probable que cette baisse des précipitations influence l'assèchement des sols, et participe à la diminution des débits.

Afin d'analyser l'influence des variations multi-décennales de l'humidité des sols sur le ruissellement total (composé du ruissellement de surface et du drainage), le ratio entre le ruissellement total et les précipitations est calculé pour les différentes saisons (Figure 5.18). Ce ratio est significativement plus faible en été (d'environ 25%) lors des phases multi-décennales négatives des débits de la Seine par rapport aux phases positives (Figure

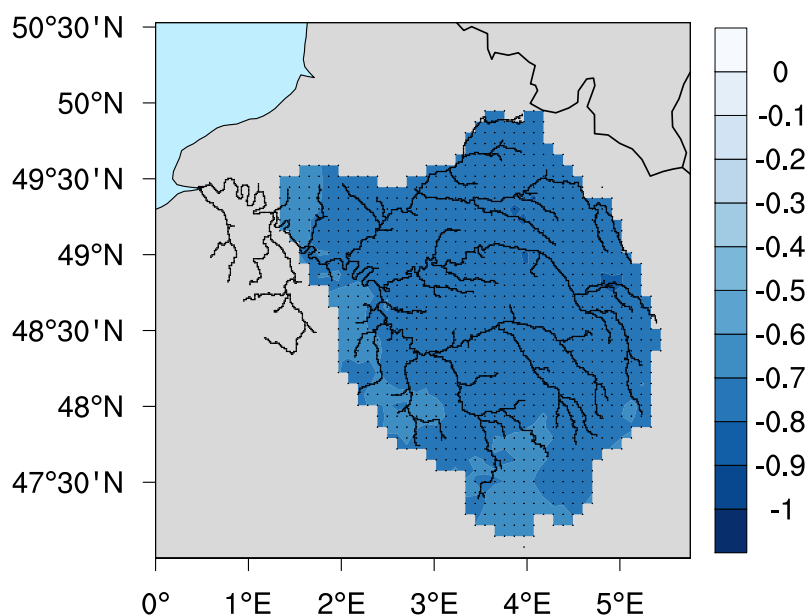


FIGURE 5.17 – Changements des températures (K) en hiver entre les phases multi-décennales négatives des débits de la Seine à Poses (1885-1905 et 1940-1960) et positives (1910-1930 et 1975-1995). Les tendances ont été calculées en chaque point avec l'EEMD et retirées. Les points noirs indiquent les mailles où les changements sont significatifs avec  $p < 0.05$ , calculés avec un t-test.

5.18 c). Ces variations sont très proches spatialement de celles présentes sur l'humidité des sols en été (Figure 5.16 k). À précipitations données, l'assèchement des sols lors des phases multi-décennales des débits diminue le ruissellement total, ce qui participe à la diminution relative des débits.

Des variations significatives du ratio entre le ruissellement total et les précipitations sont également visibles en hiver (Figure 5.18 a), avec une diminution relative lors des phases multi-décennales négatives des débits. Ces variations ne sont pas intuitives, puisque en hiver les sols sont généralement proche de la saturation en eau sur le bassin de la Seine. La baisse des précipitations moyennes en hiver lors des phases négatives des débits (Figure 5.16 b), amène donc à un assèchement des sols qui participe à la diminution des débits en limitant le ruissellement total, comme en été. L'état des sols à la fin de l'automne, plus secs que la normale, participe probablement à cette baisse significative de l'humidité des sols en hiver.

Au printemps et en automne en revanche, ce ratio ne montre pas de variations importantes entre les phases multi-décennales négatives et positives des débits de la Seine à Poses (Figure 5.18 b et d).

Pour résumer, les phases multi-décennales négatives des débits de la Seine sont carac-

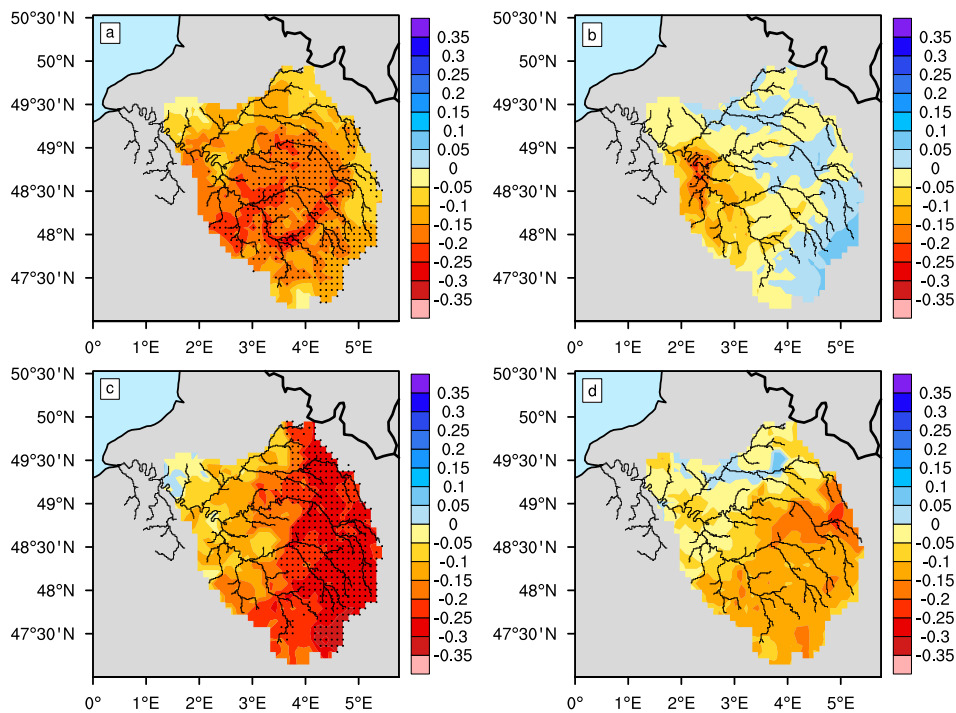


FIGURE 5.18 – Changements relatifs des ratios entre le ruissellement totale (ruissellement de surface et drainage) et les précipitations, calculés entre les phases multi-décennales négatives des débits de la Seine à Poses (1885-1905 et 1940-1960) et positives (1910-1930 et 1975-1995) en hiver (a), au printemps (b), en été (c) et en automne (d). Les tendances ont été calculées à partir de l'EEMD, et retirées. Les cercles noirs et les points noirs correspondent aux changements significatifs avec  $p < 0.05$ , calculés avec un t-test.

térisées par des périodes globalement plus sèches pour les quatre saisons, les précipitations, les débits, l'humidité des sols et l'évapotranspiration étant plus faibles que lors des phases multi-décennales positives, caractérisées par des années plus humides en moyenne. Les fortes variations multi-décennales des débits printaniers sont induites par des diminutions importantes des précipitations moyennes au printemps. Les variations multi-décennales des précipitations ne permettent pas d'expliquer totalement les variations des débits pour les autres saisons. En été, l'humidité des sols joue également un rôle sur les changements de débits, en limitant la part des précipitations qui ruisselle lors des périodes multi-décennales négatives. Ce processus est également présent en hiver sur une partie du bassin versant.

## 5.2.2 Rôle des précipitations

### 5.2.2.1 Précipitations moyennes au printemps

Les précipitations moyennes printanières semblent jouer un rôle important dans la variabilité multi-décennale des débits du bassin de la Seine au printemps. En effet, dans la reconstruction SEINE-CJM, les fortes variations multi-décennales des débits printaniers au cours de ces 150 dernières années sont concomitantes avec des variations multi-décennales des précipitations pour la même saison (Figure 5.16). Les variations multi-décennales des précipitations modulent ainsi l'eau disponible pour les débits.

Cette influence de la variabilité multi-décennale des précipitations sur les débits est présente dans la reconstruction SEINE-CJM sur les 150 ans de la période d'étude, avec des corrélations significatives d'environ 0.8 (Figure 5.19). La série longue d'observations des précipitations à Paris (Slonosky, 2002) présente un lien similaire avec la série longue d'observations des débits à Paris Austerlitz sur la période 1886-2009 (Figure 5.19). La variabilité multi-décennale des précipitations printanières contrôle donc celle des débits depuis les années 1850. Un lien similaire a été observé dans Boé et Habets (2014) à partir de quelques observations longues disponibles sur l'ensemble de la France au 20ème siècle. Cette relation est donc toujours valable en remontant 50 ans plus loin dans le passé sur la Seine, et probablement valable sur une large partie du pays.

### 5.2.2.2 Lien entre précipitations extrêmes et débits extrêmes

L'analyse de la reconstruction SEINE-CJM dans la section 4.1.2 de ce chapitre a mis en évidence l'existence de variations multi-décennales sur les débits maximums annuels. Willems (2013) a montré que les précipitations extrêmes peuvent être influencées par des variations multi-décennales. Il est suggéré que ces variations multi-décennales des précipitations extrêmes sont à l'origine de variations multi-décennales des débits extrêmes. Une première hypothèse simple expliquant la présence d'une variabilité multi-décennale sur les débits maximums annuels dans la reconstruction SEINE-CJM est que les précipitations extrêmes présentent des variations similaires. Sur le bassin de la Seine, ces débits extrêmes résultent d'une succession d'événements pluvieux importants, qui saturent les sols et favorisent le ruissellement de surface. De ce fait, plutôt que de considérer les précipitations journalières maximum annuels, le maximum des précipitations sommé sur 10 jours est considéré ici. Pour cela, une somme glissante de 10 jours (précédant le jour cible) est appliquée aux précipitations journalières avant de calculer le maximum annuel.

Des corrélations significatives, d'environ 0.6 à 0.8, sont obtenues entre les débits maximums annuels et les précipitations maximales calculées entre les mois de novembre et avril



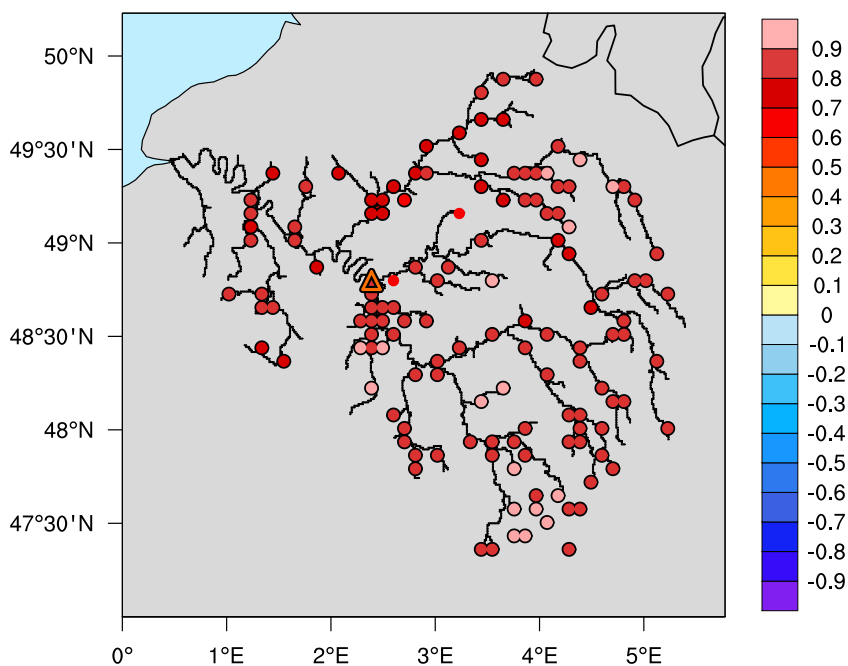


FIGURE 5.19 – Corrélations entre les séries annuelles filtrées des débits et des précipitations issues de la reconstruction Seine au printemps sur la période 1852-2009 (rond), ainsi qu'entre les précipitations annuelles issues de la série longues d'observations mensuelle de précipitations à Paris (Slonosky, 2002) et les débits annuels issus de la station longue d'observation disponible à Paris Austerlitz au printemps sur la période 1886-2009 (triangle). Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans est utilisé. Les contours noirs autour des cercles et du triangle indiquent les corrélations significatives avec  $p < 0.1$  (l'hypothèse nulle est rejetée à 90% au moins) selon le "phase-scrambled bootstrapping test" (Davison et Hinkley, 1997).

sur une large partie des stations (Figure 5.20). Les maximums de précipitations cumulées sur 10 jours entre les mois de novembre et avril pilotent donc une large partie de l'évolution des débits maximums annuels depuis les années 1850. Il est donc probable que la variabilité multi-décennale des précipitations extrêmes observé par Willems (2013) existe déjà avant le 20<sup>ème</sup> siècle, ainsi que son lien suggéré avec les débits extrêmes.

L'augmentation du nombre de crues lors des phases positives de la variabilité multi-décennale des débits moyens de la Seine à Poses est associée à une augmentation du nombre de jours de pluie extrême cumulé sur 10 jours (Figure 5.21). Les 10% des précipitations cumulées les plus fortes ont 1,6 fois plus de probabilité de se trouver dans une phase positive des débits de la Seine à Paris. Ce ratio monte au dessus de 2 pour les 2.5% de précipitation les plus fortes. Ce lien entre la variabilité multi-décennale des débits et les précipitations extrêmes est valable en chaque point de maille sur le bassin de la Seine.

L'humidité des sols a également un rôle important dans la genèse des crues. Lorsque

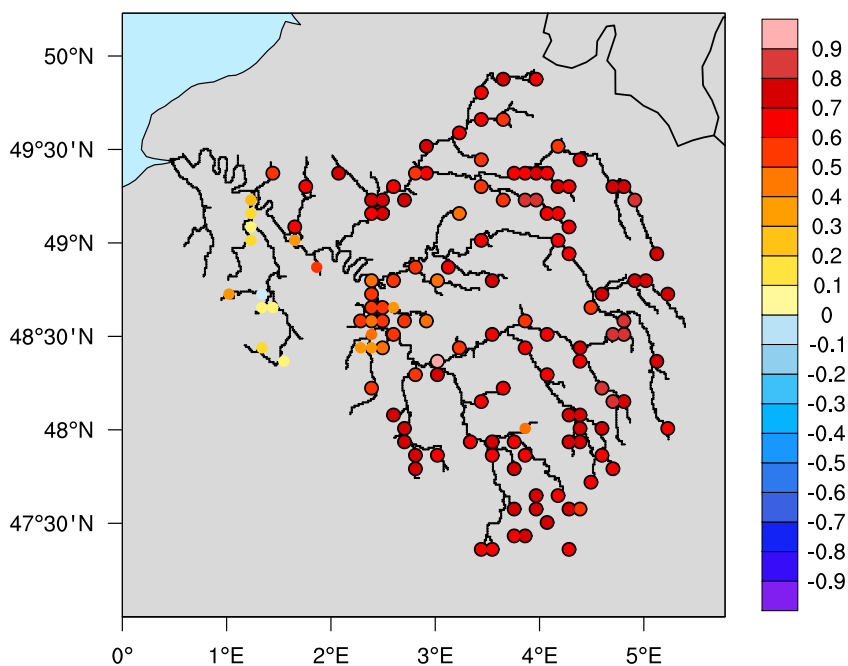


FIGURE 5.20 – Corrélations entre les séries annuelles filtrées des débits maximums annuels et des précipitations maximales annuelles allant de Novembre à Avril issues de la reconstruction SEINE-CJM sur la période 1852-2009. Un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans est utilisé. Une fenêtre glissante dans laquelle le cumul des précipitations est calculé entre le jour cible et les dix jours précédents est appliquée aux précipitations avant de calculer les maximums annuels. Les contours noirs autour des cercles et du triangle indiquent les corrélations significatives avec  $p < 0.1$  (l'hypothèse nulle est rejetée à 90% au moins) selon le "phase-scrambled bootstrapping test" (Davison et Hinkley, 1997).

les sols sont saturés en eau, une grande partie de l'eau précipitée ruisselle directement vers les cours d'eau, favorisant ainsi l'apparition d'une crue. En revanche, lorsque les sols sont secs, une partie de l'eau précipitée s'infiltre et ne participe pas au ruissellement de surface, limitant ainsi l'impact direct des pluies. Les sols très saturés en eau ont, en moyenne, une probabilité plus forte de se trouver dans une phase multi-décennale positive des débits (Figure 5.22).

La probabilité d'avoir des précipitations cumulées sur 10 jours intenses, ainsi que des sols saturés en eau est plus importante lors des phases multi-décennales positives des débits moyens de la Seine que lors des phases négatives. Cela explique que les phases multi-décennales positives des débits de la Seine soient plus propices à l'occurrence des crues, comme établie dans la section 4.1.2 de ce chapitre.

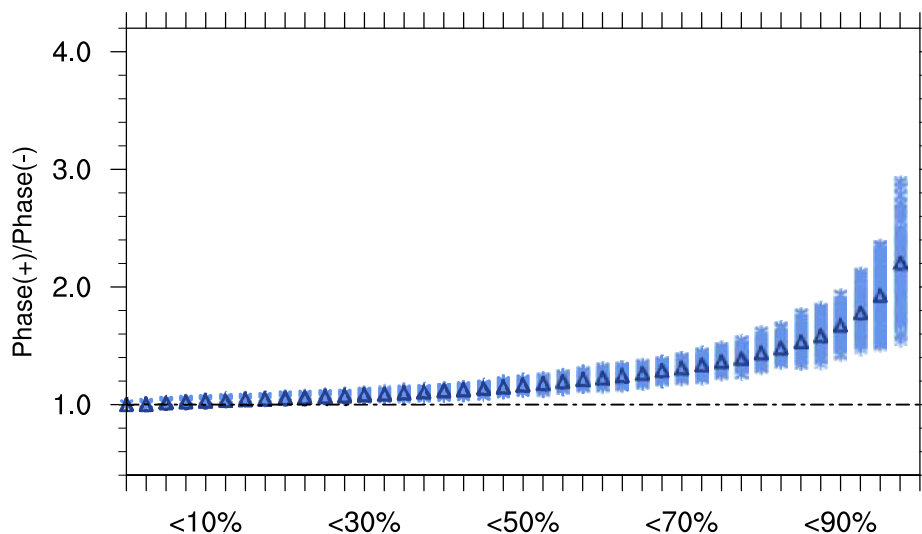


FIGURE 5.21 – Ratio du nombre de jour de précipitations appartenant aux phases multi-décennales positives des débits de la Seine (1910-1930 et 1975-1995) par rapport aux phases négatives (1885-1905 et 1940-1960) en fonction d’une valeur seuil (indiqué en abscisse), calculé en chaque point de maille à partir des précipitations journalières issues de la reconstruction SEINE-CJM. Une fenêtre glissante dans laquelle le cumul des précipitations est calculé entre le jour cible et les dix jours précédents est appliquée aux précipitations avant de calculer les maximums annuels. Seuls les jours de novembre, décembre, janvier, février, mars et avril (qui correspondent à la saison des crues identifiée Figure 5.7) sont utilisés. Les ratios obtenus sont représentés pour chaque station (bleu clair), la médiane des ratios est également indiquée (triangle bleu foncé).

### 5.2.3 Rôle des nappes dans la variabilité multi-décennale des débits moyens

L’influence des nappes sur la variabilité multi-décennale des débits moyens a été suggéré en été sur le bassin de la Loire par [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#). Sur le bassin de la Seine, les échanges d’eau des nappes vers les rivières jouent un rôle important dans le soutien des débits, notamment en été et en automne. L’évolution des hauteurs de nappes, et donc des échanges des nappes vers les rivières, est un processus lent. Une hypothèse permettant d’expliquer la présence de la variabilité multi-décennale des débits de la Seine sur les autres saisons (Figure 5.3) est que la recharge des nappes soit influencée par les variations multi-décennales des précipitations identifiées Figure 5.16. La hauteur des nappes, ainsi que les échanges d’eau des nappes vers les rivières, seraient donc modulés selon ces variations multi-décennales, influençant par conséquent les débits sur les autres saisons.

L’analyse en ondelette appliquée aux échanges d’eau moyens annuels des nappes vers les rivières de la reconstructions SEINE-CJM sur le bassin de la Seine indique la présence d’une variabilité multi-décennale significative (Figure 5.23), très proche de celle observée

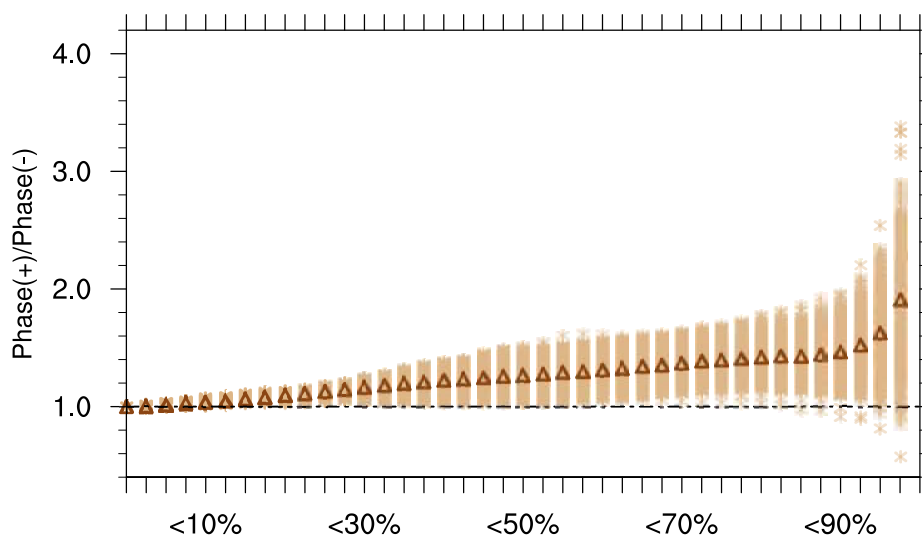


FIGURE 5.22 – Ratio du nombre de jour appartenant à une phase multi-décennale positive des débits de la Seine (1910-1930 et 1975-1995) par rapport aux phases négatives (1885-1905 et 1940-1960) en fonction d'une valeur seuil d'humidité des sols (indiqué en abscisse), calculée en chaque point de maille à partir des valeurs de SWI journalières issues de la reconstruction SEINE-CJM. Seuls les jours de novembre, décembre, janvier, février, mars et avril (qui correspondent à la saison des crues identifiée Figure 5.7) sont utilisés. Les ratios obtenus sont représentés pour chaque station (beige clair), la médiane des ratios est également indiquée (triangle beige foncé).

sur les débits de la Seine à Poses (Figure 5.2). Les nappes semblent donc contrôler une partie de la variabilité multi-décennale des débits annuels.

À partir des années 1960, les échanges d'eau entre les nappes et les rivières de la reconstruction SEINE-CJM sont également caractérisés par une variabilité de période plus courte, de 16 ans environ (Figure 5.23), similaire à celle observée sur les débits annuels (Figure 5.2). L'étude de la variabilité des débits de la Seine à Poses réalisée dans ce chapitre, section 5.1.1, a montré que cette variabilité présente sur les débits annuels à principalement lieu en hiver (Figure 5.3). Les nappes influencent donc la variabilité des débits à la fois à des pas de temps multi-décennaux, mais également décennaux. Ce résultat est en accord avec les observations des hauteurs piezométriques de la nappe de Beauce à Toury (voir le chapitre 4), qui présentent également une forte variabilité décennale à partir des années 1960 (Figure 4.28)).

Les variations multi-décennales des échanges d'eau des nappes vers les rivières sont en phases pour les quatre saisons (Figure 5.24 c), contrairement aux précipitations qui sont beaucoup plus bruitées (Figure 5.24 a). La recharge des nappes du bassin de la Seine a principalement lieu en hiver et au début du printemps. Les précipitations de ces deux saisons influencent en grande partie la variabilité multi-décennale des échanges d'eau entre

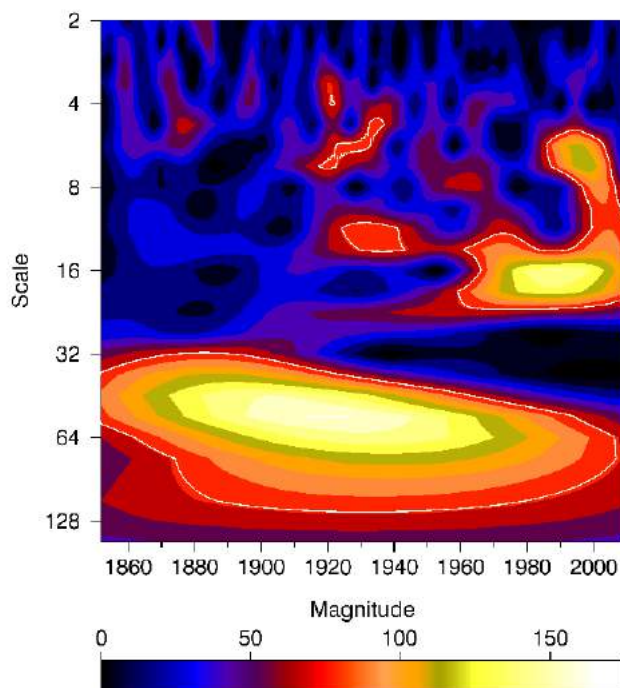


FIGURE 5.23 – Spectre d’ondelette continu de l’évolution des échanges d’eau moyens des nappes vers les rivières sur le bassin de la Seine de la reconstruction SEINE-CJM sur la période 1851-2010. Les traits blancs indiquent les zones où les fréquences sont significatives selon un test de khi-deux à deux degrés de liberté avec  $p < 10\%$ .

les nappes et les rivières sur le bassin de la Seine. En effet, les fortes anomalies négatives de précipitations en hiver et en été dans les années 1890 sont à l’origine de la phase négative des échanges d’eau des nappes vers les rivières dans les années 1900 (Figure 5.24 a, c). De même, la hausse des précipitations en hiver et au printemps dans les années 1910 provoque une augmentation importante des échanges d’eau des nappes vers les rivières des années 1910 aux années 1940. La très forte anomalie négative des précipitations au printemps des années 1925 aux années 1970 limite l’apport des nappes à partir des années 1945, alors que les anomalies de précipitations hivernales sont encore légèrement positives (Figure 5.24 a, c).

Ces variations multi-décennales des échanges nappes-rivières, principalement modulées par la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps et en hiver jouent un rôle tampon sur les débits de la Seine à Poses. En effet, ces derniers présentent des variations multi-décennales en phase pour les différentes saisons, et similaires à celles des échanges nappes-rivières (Figure 5.24 b, c). La station de la Seine à Poses étant relativement proche de l’exutoire du bassin versant, il est supposé que les débits à cette station intègrent en moyenne les apports des nappes sur le bassin.

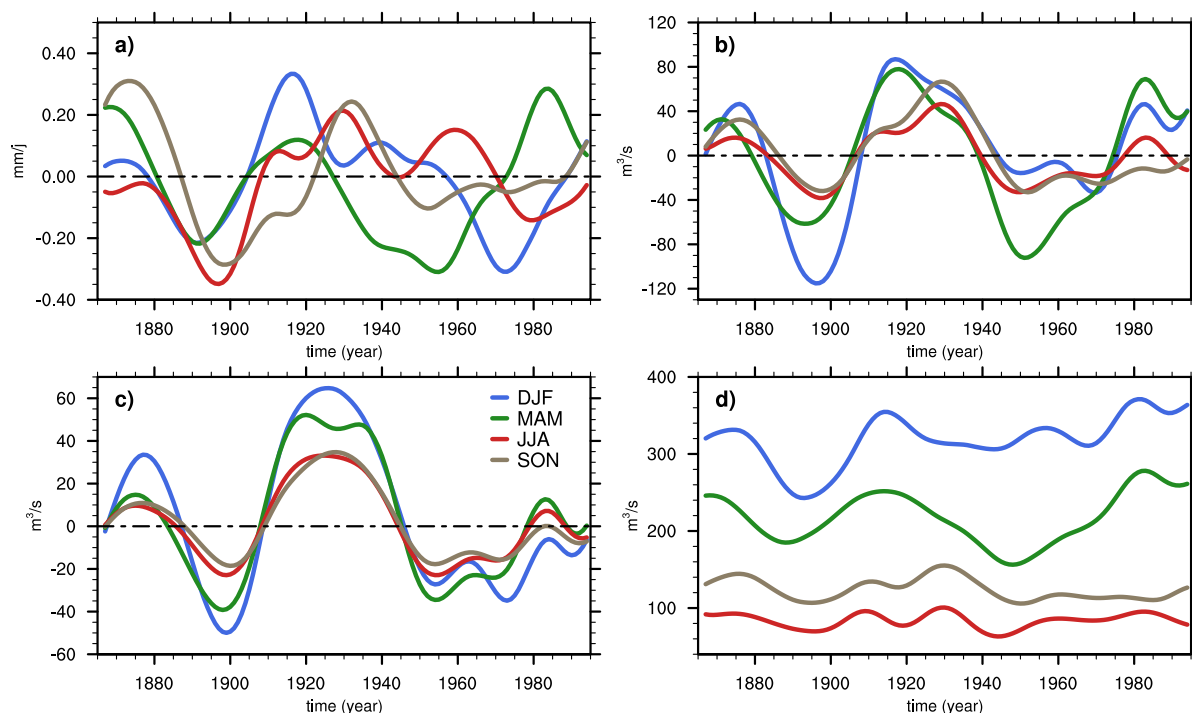


FIGURE 5.24 – (a) Évolution des précipitations moyennes (mm/j) de la reconstruction SEINE-CJM sur le bassin versant de la Seine à Poses en hiver (bleu) au printemps (vert) et été (rouge) et en automne (marron). (b) Même chose pour les débits de la Seine à Poses ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), (c) pour les échanges d'eau des nappes vers les rivières sur le bassin versant de la Seine ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) et (d) la différence entre les débits moyens de la Seine à Poses et les échanges d'eau des nappes vers les rivières sur le bassin ( $\text{m}^3/\text{s}$ ). Les séries ont été filtrées à partir d'un filtre de Lanczos avec une fenêtre de 21 ans. La tendance a été calculée avec l'EEMD puis retirée.

Pour caractériser de manière plus précise le rôle des nappes dans la variabilité multi-décennale des débits, la différence est calculée entre les débits de la Seine à Poses et les échanges d'eau moyens des nappes vers les rivières sur le bassin versant de la Seine (Figure 5.24 d). Une partie importante de la variabilité multi-décennale des débits de la Seine à Poses est supprimée lorsque l'on enlève l'apport des nappes aux séries de débits filtrés, avec un écart-type 59% plus faible en été, 52% en automne, 38% en hiver et 34% au printemps. L'influence des nappes sur la variabilité multi-décennale des débits est donc prédominante en été et en automne. À ces saisons, les nappes soutiennent une partie importante des débits, respectivement environ 68% et 78%. Les échanges des nappes vers les rivières influencent également les variations multi-décennales des débits en hiver et au printemps dans une moindre mesure.

### 5.2.4 Conclusion

Les variations multi-décennales des débits identifiées dans la section 5.1.1 de ce chapitre se traduisent par des différences importantes des débits moyens entre les phases positives et les phases négatives, pouvant aller jusqu'à plus de 40%.

L'analyse de la reconstruction SEINE-CJM a permis de mettre en avant les différents mécanismes hydrologiques à l'origine de la variabilité multi-décennale des débits de la Seine. Depuis les années 1850, la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps est le principale moteur des variations multi-décennales des débits printaniers. [Boé et Habets \(2014\)](#) et [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) ont également identifié cette influence des précipitations printanières aux échelles de temps multi-décennales en France durant le 20<sup>ème</sup> siècle. Cette relation n'est donc pas limitée au 20<sup>ème</sup> siècle, et est toujours valable 50 ans plus tôt. Le rôle des variations multi-décennales de l'humidité des sols dans la variabilité multi-décennale des débits en été, suggéré par [Boé et Habets \(2014\)](#) et mis en avant sur la Loire dans [Bonnet \*et al.\* \(2017\)](#) est également présent sur les débits de la Seine en été, et ce avant le 20<sup>ème</sup> siècle.

Le rôle des nappes, qui apparaît comme l'un des mécanismes majeurs influençant les variations multi-décennales des débits a été mis en avant par l'analyse de la reconstruction SEINE-CJM. Les variations multi-décennales des précipitations au printemps et en hiver influencent la recharge des nappes, et modulent les apports en eau des nappes vers les rivières. Ces variations multi-décennales des échanges d'eau des nappes vers les rivières contrôlent en grande partie les variations multi-décennales des débits en été et en automne. Les nappes influencent également la variabilité multi-décennales des débits au printemps et en hiver dans une moindre mesure.

Les variations multi-décennales des débits maximums annuels identifiées dans la section 5.1.2 de ce chapitre sont dues à des variations multi-décennales des précipitations maximales annuelles cumulées sur 10 jours. L'étude des débits extrêmes de la reconstruction SEINE-CJM a également mis en avant que les phases multi-décennales positives des débits moyens de la Seine sont plus propices à l'occurrence des crues. Cette probabilité plus forte de l'apparition d'une crue lors d'une phase multi-décennale positive des débits moyens de la Seine est induite par une occurrence plus forte des précipitations extrêmes cumulées sur 10 jours, ainsi qu'une occurrence plus forte des sols fortement saturés en eau.

### 5.3 Rôle de la circulation de grande échelle et influence de la variabilité océanique

Les analyses réalisées dans la section précédente ont montré qu'au printemps, la variabilité multi-décennale des précipitations influence de manière importante les variations multi-décennales des débits. Ces variations multi-décennales des précipitations printanières influencent également les débits en été et en automne, via les nappes et l'humidité des sols. L'objectif de cette section est de comprendre quels sont les mécanismes climatiques à l'origine de cette variabilité multi-décennale des précipitations.

Les travaux de [Sutton et Dong \(2012\)](#) et [Boé et Habets \(2014\)](#) suggèrent que la variabilité multi-décennale Atlantique<sup>3</sup> (AMV) influence la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps durant le 20<sup>ème</sup> siècle, via une modification de la circulation atmosphérique. Il est suggéré qu'au printemps, une phase positive de l'AMV est associée à des anomalies positives de pression entre l'Europe centrale et l'Europe de l'Est, située entre des anomalies négatives à l'est de l'Atlantique et au nord-est de l'Europe ([Sutton et Dong, 2012](#)). Ce type de circulation atmosphérique correspond à une augmentation des flux de sud sur la France, c'est à dire une augmentation d'air chaud et sec, généralement associée à des anomalies négatives des précipitations sur la France, et, par conséquent, une diminution des débits.

La reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM développée dans le chapitre 4 de cette thèse permet d'étudier cette relation entre la variabilité multi-décennale des débits et la circulation atmosphérique de grande échelle, ainsi qu'avec la température de surface de l'océan, depuis les années 1850. Cette période d'environ 50 ans plus longue que celles utilisées dans [Sutton et Dong \(2012\)](#) et [Boé et Habets \(2014\)](#) est plus adaptée à l'étude de la variabilité multi-décennale. Les hypothèses avancées par [Sutton et Dong \(2012\)](#) et [Boé et Habets \(2014\)](#) peuvent ainsi être testées sur cette nouvelle période.

Le lien entre la variabilité multi-décennale de la circulation grande échelle et celle des précipitations au printemps est d'abord évaluée. Pour cela, un indice de pression de surface de l'océan (SLPI), défini par [Sutton et Dong \(2012\)](#) et repris dans les travaux de [Boé et Habets \(2014\)](#) est utilisé. Il correspond à la différence de pression de surface moyenne entre les régions 35-60N, 12W-25E et 20-45N, 40-12W. Cette indice, calculé à partir des pressions à la surface de la mer de la réanalyse NOAA 20CRv2c, est utilisé par la suite. Des corrélations significatives sont obtenues entre l'indice SLPI et les précipitations printanières de la reconstruction SEINE-CJM à des échelles de temps multi-décennales, sur une large partie du bassin versant (Figure 5.25 a). La variabilité multi-décennale

---

3. Variations multi-décennales de la température de surface de l'Atlantique Nord (une description plus détaillée est donnée chapitre 1, section 2.1.1)



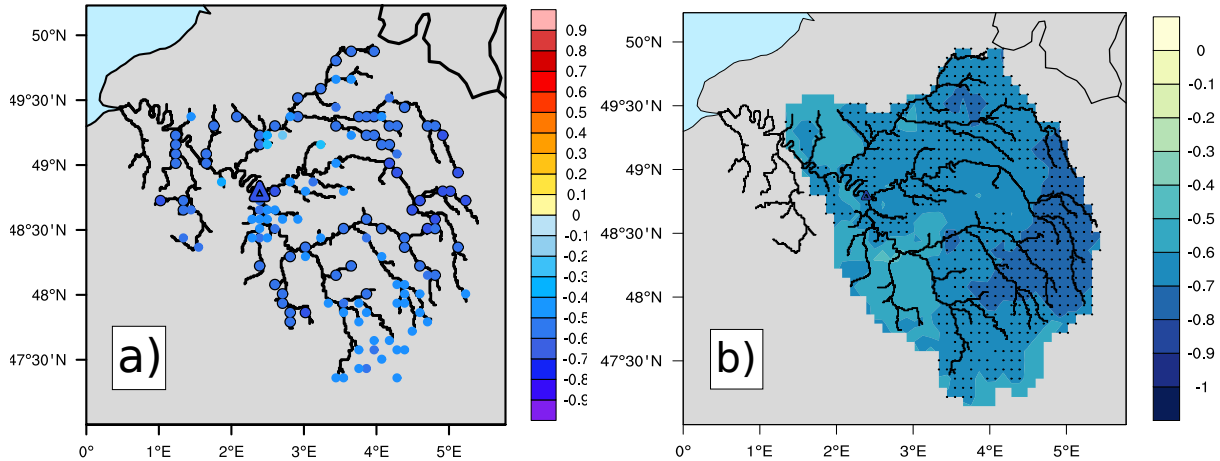


FIGURE 5.25 – (a) Corrélations entre les séries filtrées de l'indice SLPI annuel (différence de pression de surface moyenne entre les régions 35-60N, 12W-25E et 20-45N, 40-12W) et des précipitations printanières en chaque point de grille sur la période 1852-2009. (b) La même chose que (a) pour les débits issues de la reconstruction SEINE-CJM au printemps. Le triangle indique la corrélation entre l'indice SLPI et les débits annuels de la station longue d'observation disponible à Paris Austerlitz au printemps sur la période 1886-2009. Les séries sont filtrées avec un filtre de Lanczos utilisant une fenêtre de 21 ans. Les tendances ont été calculées avec l'EEMD puis retirées. La pression de surface provient de la réanalyse atmosphérique 20CRv2c, et les précipitations de la reconstruction SEINE-CJM. Les points noirs indiquent les corrélations significatives avec  $p < 0.1$  (l'hypothèse nulle est rejetée à 90% au moins) selon le "phase-scrambled bootstrapping test" (Davison et Hinkley, 1997).

de la circulation atmosphérique de grande échelle contrôle donc une partie importante de la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps. Ces variations multi-décennales de la circulation atmosphérique influencent par la suite la variabilité multi-décennale des débits moyens au printemps, via les précipitations. La série d'observations longue de débits de la Seine à Paris présente notamment une corrélation significative avec l'indice SLPI à des échelles de temps multi-décennales, de 0.69 sur la période 1886-2009. Des corrélations significatives ne sont cependant pas visibles sur toutes les stations.

Des fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique de grande échelle influencent donc la variabilité multi-décennale des précipitations et des débits au printemps depuis les années 1850. Ce résultat vient renforcer le lien suggéré par Sutton et Dong (2012) et Boé et Habets (2014) sur le 20<sup>ème</sup> siècle, en le validant sur une période plus longue de 50 ans.

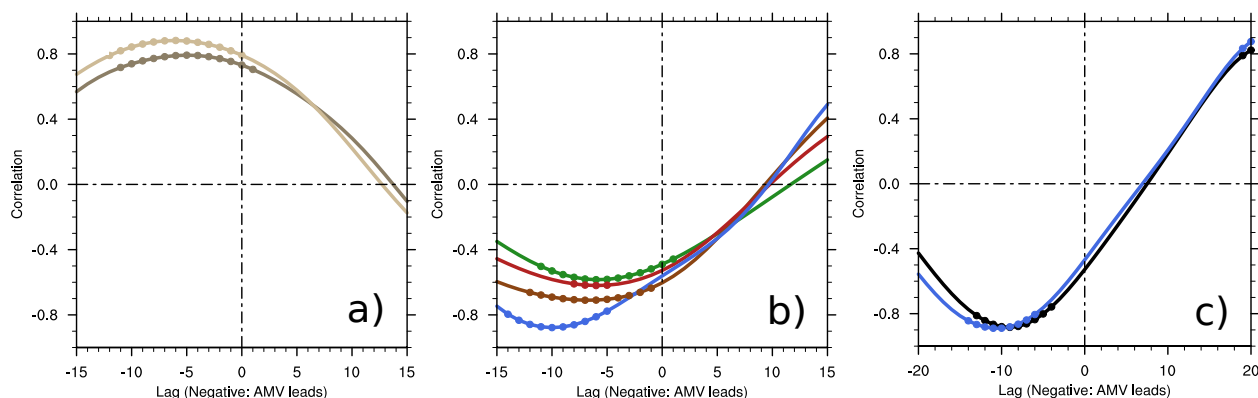


FIGURE 5.26 – Corrélations entre l'indice AMV (Wang *et al.*, 2017) et l'indice SLPI calculé à partir de la réanalyse atmosphérique 20CRv2c sur la période 1876-1985 (a) en beige clair. En beige foncé, la même chose mais avec l'indice AMV calculé à partir de la SST de la réanalyse 20CRv2c. (b) Corrélations entre l'indice AMV (Wang *et al.*, 2017) et une série longue des précipitations moyennes annuelles observées à Paris (Slonosky, 2002) sur la période 1779-1889 (vert), 1890-1990 (marron) et 1779-1990 (rouge). En bleu (b), les corrélations entre l'indice AMV calculé à partir de la SST de la réanalyse 20CRv2c et les précipitations de la reconstruction SEINE-CJM sur la période 1876-1985. (c) Corrélations entre l'indice AMV calculé avec la SST de la réanalyse 20CRv2c et les débits printaniers moyens de la reconstruction SEINE-CJM à Paris (bleu) et des débits printaniers moyens observés à Paris Austerlitz (noir) sur la période 1876-1985. Les SST de la réanalyses 20CRv2C utilisent SODAsi.2 (Giese *et al.*, 2016) pour les latitudes situées entre  $60^\circ$  N et  $60^\circ$  S et COBE-SST2 (Hirahara *et al.*, 2014) pour les plus hautes latitudes. Mis à part la série de l'indice AMV fournit par Wang *et al.* (2017), les tendances ont été calculées à partir de l'EEMD et retirées. Les séries ont été filtrées avec un filtre de Lanczos utilisant une fenêtre de 21 ans. Les points représentent les corrélations significatives avec  $p < 0.05$  (l'hypothèse nulle est rejetée à 95% au moins) selon le "phase-scrambled bootstrapping test" (Davison et Hinkley, 1997).

De par la nature chaotique de l'atmosphère, la persistance d'anomalies de la circulation atmosphérique moyenne de grande échelle à des échelles de temps multi-décennales laisse envisager l'existence d'un forçage externe à l'atmosphère, plus lent, favorisant certaines circulations atmosphériques plutôt que d'autres. L'océan, de part son inertie, est un candidat privilégié pour ce forçage. Sutton et Dong (2012) et Boé et Habets (2014) suggèrent que l'AMV, caractérisé par des variations multi-décennales de la température de surface de l'Atlantique Nord, influence ces fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique de grande échelle durant le 20<sup>ème</sup> siècle.

Des corrélations significatives (allant de 0.8 et 0.9) existent entre l'AMV calculée à partir de la SST de la réanalyse 20CRv2c (qui utilise SODAsi.2 (Giese *et al.*, 2016) pour les latitudes situées entre  $60^\circ$  N et  $60^\circ$  S et COBE-SST2 (Hirahara *et al.*, 2014) pour les

plus hautes latitudes) et l'indice SLPI, en considérant un décalage d'environ 10 ans avec l'AMV en avance (Figure 5.26 a). Des résultats similaires sont obtenus avec une deuxième série de l'indice AMV, réalisée par Wang *et al.* (2017) (Figure 5.26 a). Cette reconstruction paléoclimatique de l'AMV, basée sur différents proxies, est largement indépendante de la première série d'AMV analysée. Cette relation entre l'AMV et la circulation atmosphérique de grande échelle à des échelles de temps multi-décennales est robuste au jeu d'observation utilisé, étant donnée sa cohérence pour les deux séries d'AMV. Ce résultat renforce l'hypothèse proposée par Boé et Habets (2014) selon laquelle l'AMV est à l'origine des fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique sur l'Europe au printemps.

L'AMV présente également des corrélations significatives avec les précipitations moyennes sur le bassin versant de la Seine, ainsi qu'avec la série d'observation longue de précipitations de la Seine à Paris, en considérant un décalage du même ordre de grandeur (Figure 5.26 b). L'AMV, par le biais de la circulation atmosphérique, semble donc piloter la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps. Ce lien est homogène temporellement entre la première et la seconde moitié de la série d'observations de précipitations à Paris. La robustesse entre ces deux périodes renforce la confiance dans la reconstruction paléoclimatique réalisée par Wang *et al.* (2017), notamment sur la période la plus ancienne, où il n'y a que très peu d'observations pour l'évaluer.

Les travaux de Boé et Habets (2014) montrent un lien similaire à l'échelle de la France à partir des observations longues de précipitations disponibles. Cependant, la fenêtre observationnelle limite leur étude au 20<sup>ème</sup> siècle. Il est probable que ce lien entre l'AMV et la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps sur le bassin de la Seine soit également valable sur une plus large partie de la France depuis les années 1850, voir depuis les années 1770, selon la série d'observations longue (Figure 5.26).

Cette influence de l'AMV sur la variabilité multi-décennale des précipitations au printemps se répercute sur les débits printaniers. Des corrélations significatives sont ainsi obtenues entre l'AMV et les débits de la Seine à Paris aux échelles de temps multi-décennales, en considérant là encore un décalage d'environ 10 ans, avec l'AMV en avance (Figure 5.26 c). Cette influence de l'AMV sur les débits, suggérée dans Boé et Habets (2014) sur la France au 20<sup>ème</sup> siècle, semble présente à l'échelle du bassin de la Seine depuis les années 1850. La validation de ce résultat sur une période plus longue de 50 ans renforce l'idée que la variabilité multi-décennale des températures de l'Atlantique Nord influence les variations multi-décennales des débits de la Seine. Cela suggère également que cette influence est présente sur la France depuis les années 1850.

Afin d'avoir une vision plus globale des influences climatiques pouvant influencer la variabilité multi-décennale des débits de la Seine, les anomalies de la pression atmosphé-

rique au niveau de la mer (PSL), ainsi que de la température à la surface de la mer (SST) entre les phases multi-décennales positives et négatives des débits de la Seine à Poses sont représentées Figure 5.27. Des différences significatives de la circulation atmosphérique de grande échelle sont visibles entre ces périodes. Les phases multi-décennales négatives des débits sont associées à des pressions significativement plus fortes sur toute la partie nord de l'Europe, et significativement plus faibles au sud. Ce type de circulation atmosphérique correspond à une diminution des flux d'ouest, les hivers sont alors plus froids et secs sur le nord et l'ouest de l'Europe, alors qu'ils sont plus humides et pluvieux au niveau de la méditerranée. À l'inverse, la circulation atmosphérique des phases positives de la variabilité multi-décennale des débits en Europe, est associée à un renforcement des flux d'ouest, qui favorisent l'arrivée et la formation d'évènements précipitants sur la France.

Ces anomalies de circulations atmosphériques sont différentes de celles observées par [Sutton et Dong \(2012\)](#), même si l'impact reste proche. Cette différence est due aux périodes considérées lors du calcul des composites, qui sont ici basée sur la variabilité multi-décennale des débits de la Seine.

Durant les phases multi-décennales positives des débits, la circulation atmosphérique moyenne annuelle favorise les années plus humides, avec des précipitations plus importantes. À l'inverse, les années froides et sèches sont favorisées durant les phases multi-décennales négatives. Ce résultat est cohérent avec les changements hydroclimatiques observés entre les phases multi-décennales négatives et positives des débits moyens de la Seine à Poses (Figure 5.16 et 5.17).

Des variations significatives de température de surface de l'Atlantique Nord sont présentes entre les phases multi-décennales positives et négatives des débits de la Seine. La température de surface de l'Atlantique Nord est plus chaude lors des phases multi-décennales négatives des débits, entre 0.4 et 0.7 degrés environ, pour les deux jeux de SST utilisés (Figure 5.27 b et c). Ces variations de température sont significatives sur une large partie de l'Atlantique Nord, tropiques inclus (Figure 5.27 b et c). Cette configuration de la température de surface de l'Atlantique Nord pourrait donc moduler l'activité atmosphérique à des échelles de temps multi-décennales, en favorisant des anomalies de circulation atmosphérique.

La température de surface de l'océan du Pacifique nord, significativement plus chaude lors des phases multi-décennales négatives des débits de la Seine à Poses, pourrait également avoir un impact sur les débits de la Seine (Figure 5.27 b et c). Le lien entre la température océanique de surface du Pacifique nord et le climat en Europe est étudié plus en détail dans [Ding et al. \(2017\)](#), qui suggèrent une influence de cette température du surface sur les précipitations et la température en Europe.

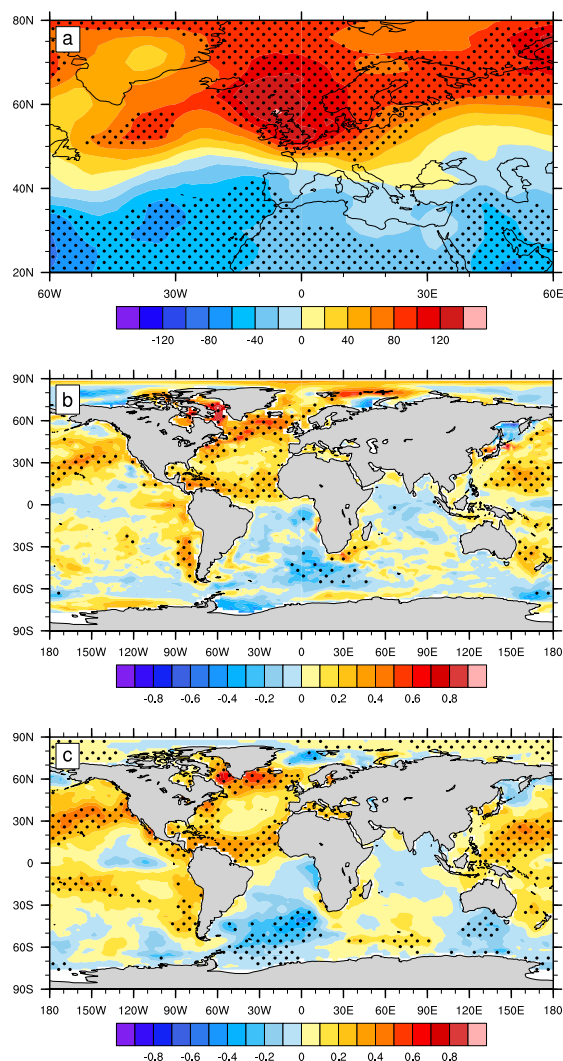


FIGURE 5.27 – Composites des variables atmosphériques PSL (Pa) (pression au niveau de la mer) (a) et SST (K) (température à la surface de la mer) (b et c) issue de la réanalyse NOAA 20CRv2c (qui utilise SODAsi.2 (Giese *et al.*, 2016) pour les latitudes situées entre  $60^{\circ}$  N et  $60^{\circ}$  S et COBE-SST2 (Hirahara *et al.*, 2014) pour les plus hautes latitudes) (a et b) et de la reconstruction de température de surface ERSSTv5 (Huang *et al.*, 2017) entre les phases multi-décennales négatives (1885-1905 et 1940-1960) et positives (1910-1930 et 1975-1995) des débits de la Seine à Poses. Les tendances ont été calculées à partir de l'EEMD sur toute la période et en chaque point de grille, puis enlevées. Les points noirs indiquent les zones où les différences entre les phases négatives et positives sont significatives selon un t-test, avec  $p < 0.05$ .

Des variations multi-décennales de la circulation atmosphérique grande échelle semblent donc piloter les variations hydroclimatiques multi-décennales présentes sur le bassin de la Seine (Figure 5.16). Les variations concomitantes significatives de la SST sur les bassins Nord-Atlantique et Nord-Pacifique pourraient être à l'origine de ces variations multi-décennales de la circulations atmosphérique de grande échelle, et *in fine*, des débits.

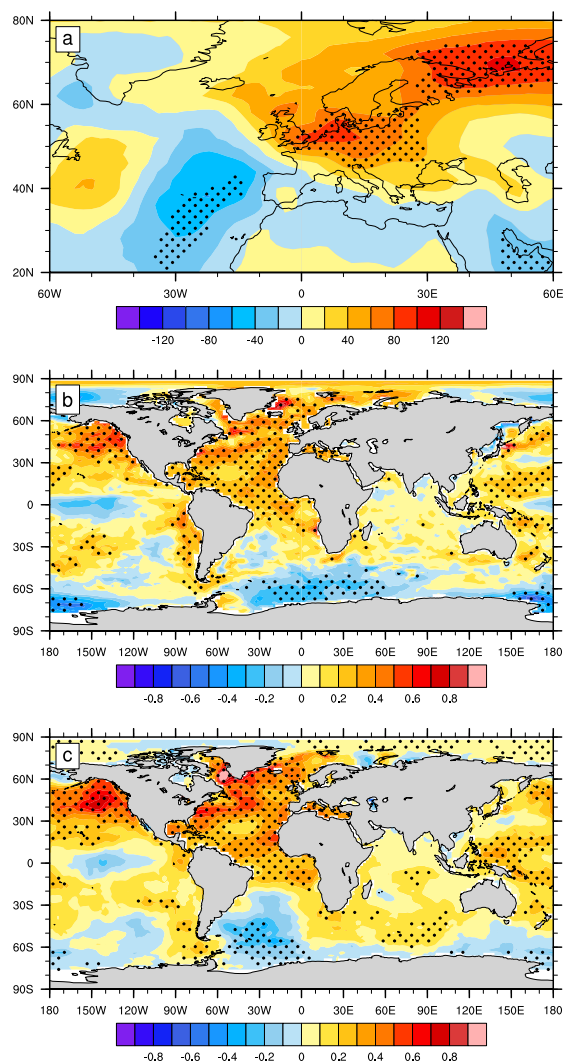


FIGURE 5.28 – Figure similaire à la Figure 5.27, en considérant un décalage de 10 ans plus tôt, qui correspond au décalage des corrélations significatives entre les débits et l’AMV (Figure 5.26).

En considérant les anomalies de PSL et de SST sur des périodes décalées de 10 ans plus tôt, les anomalies de température de surface de l’Atlantique Nord entre les phases multi-décennales sont beaucoup plus fortes et significatives sur l’ensemble du bassin (Figure 5.28 b et c). Ce constat est également valable pour le Pacifique nord (Figure 5.28 b et c). Un lien entre les débits du bassin de la Seine et la température du bassin nord Pacifique semble également exister, en phase avec l’AMV. Tout l’hémisphère Nord est globalement plus chaud lors des phases multi-décennales négatives des débits par rapport aux phases positives.

Des anomalies significatives de la pression atmosphérique sont présentes au niveau de l’Europe, avec des pressions plus fortes sur l’Europe du Nord et de l’Ouest, et plus faible au sud et sur l’Atlantique est (Figure 5.28 a). Ces anomalies de pression sont relativement

proches de celles visibles lors des phases multi-décennales des débits (Figure 5.27 a), mais restent moins intenses.

Ces fortes variations de la température de surface de l'Atlantique Nord sur des périodes multi-décennales semblent donc influencer l'atmosphère, favorisant des anomalies positives de pression sur l'Europe de l'Ouest, et des anomalies négatives de pression sur l'est de l'Atlantique Nord, au niveau de l'Espagne et du Maghreb (Figure 5.28 a). Cette configuration atmosphérique pourrait influencer, via une rétroaction, la température de surface de l'Atlantique Nord, qui modifierait par la suite la circulation atmosphérique jusqu'à arriver dans la configuration propice à la variabilité multi-décennale des débits de la Seine (Figures 5.27). Un couplage entre l'océan et l'atmosphère pourrait donc jouer sur les variations de température de surface visible Figure 5.27 b et c. Le décalage entre les phases multi-décennales des débits et l'AMV provient potentiellement de ce couplage entre l'océan et l'atmosphère.

Cette étude des mécanismes climatiques à l'origine de la variabilité multi-décennale hydroclimatique du bassin de la Seine a permis de renforcer les hypothèses formulées par [Sutton et Dong \(2012\)](#) et [Boé et Habets \(2014\)](#), en les vérifiant sur une période 50 ans plus longue.

Des fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique de grande échelle pilotent, via les précipitations printanières, la variabilité multi-décennale des débits au printemps. Ces fluctuations de la circulation atmosphérique semblent elle-même modulées par l'AMV, des variations de la SST du bassin nord Atlantique à des échelles de temps multi-décennales, en considérant un décalage de 10 ans environ. Les variations multi-décennales des débits en été et en automne sont largement influencées, via les nappes et l'humidité des sols, par les précipitations au printemps. Il est donc probable que la variabilité multi-décennale des débits en été et en automne dépende en partie de l'AMV.

Cette étude suggère également que la température de surface du Pacifique Nord, qui présente des variations en phases avec l'AMV, pourrait également jouer un rôle dans la variabilité multi-décennale des débits sur la Seine.

## 5.4 Évènements hydrologiques exceptionnels : étude de cas

Le bassin de la Seine a connu des évènements hydrologiques très intenses par le passé, que ce soit des sécheresses ([Duband, 2010](#)), ou des crues<sup>4</sup>. L'importante densité de population, avec Paris en son centre, ainsi que la forte production agricole du bassin de la Seine en font une zone à forte vulnérabilité.

4. <http://www.seinegrandslacs.fr/resultats-enquete-ocde>

La reconstruction hydrométéorologique SEINE-CJM, développée dans le chapitre 4 de cette thèse est une opportunité pour étudier en détail des événements hydrologiques extrêmes historiques. En effet, cette reconstruction permet de disposer des différentes variables du cycle hydrologique. De plus, l'évaluation de cette reconstruction, réalisée dans le chapitre 4, montre une représentation correcte de la variabilité des débits journaliers, ainsi que des débits extrêmes.

Dans cette section, les mécanismes hydrologiques de plusieurs événements majeurs passés du bassin de la Seine sont analysés et mis en perspective de la variabilité multi-décennale des débits. L'influence de la circulation atmosphérique, ainsi que le rôle de la variabilité océanique sont également examinés.

Les événements étudiés ci-dessous sont : les sécheresses de 1921, 1949 et 1976, ainsi que la crue centennale de 1910.

#### 5.4.1 La crue de 1910

Durant l'hiver 1910, une crue centennale a eu lieu sur le bassin de la Seine, causant des dégâts multiples et paralysant la capitale ([Ambroise-Rendu, 1997](#)). De nos jours, les conséquences d'une crue similaire à celle de 1910 seraient considérables. Une large partie de la capitale se retrouverait sous les eaux, paralysant pendant près de trois semaines les principaux centres de décisions politiques et économiques du pays ([Chiroiu \*et al.\*, 2015](#)) avec un coût estimé entre 10 et 30 milliards d'euros ([OCDE, 2014](#)).

Bien que son intensité soit très sous-estimée par la reconstruction SEINE-CJM, cette crue reste la plus forte de ces 150 dernières années (Figure 5.5). Il reste donc intéressant d'étudier les mécanismes associés à cet événement exceptionnel.

Les fortes pluies de fin novembre et début décembre 1909 saturent les sols, avec des valeurs de SWI très proche de 1 durant le mois de décembre 1909 (Figure 5.29 a et e). Les échanges d'eau des nappes vers les rivières augmentent également en janvier 1910, passant légèrement au-dessus de la moyenne calculée sur la période 1852-2010 (Figure 5.29 c). Ces conditions sont favorables à la formation d'une crue, les sols saturés empêchent l'eau de s'infiltrer dans les sols, qui ruisselle directement vers les rivières, dont les débits sont déjà au dessus de la médiane en décembre 1909 et au début de janvier 1910 (Figure 5.29 j). Les précipitations exceptionnellement fortes du 18 janvier 1910 saturent totalement les sols, avec un SWI de 1 en moyenne sur le bassin versant (Figure 5.29 e). Le ruissellement et le drainage augmentent alors très fortement, en réponse à ces précipitations intenses (Figure 5.29 h et i). Le pic de la crue arrive le 27 janvier 1910, quelques jours après le maximum de précipitations, de ruissellement et de drainage (Figure 5.29 j). L'apport des nappes est



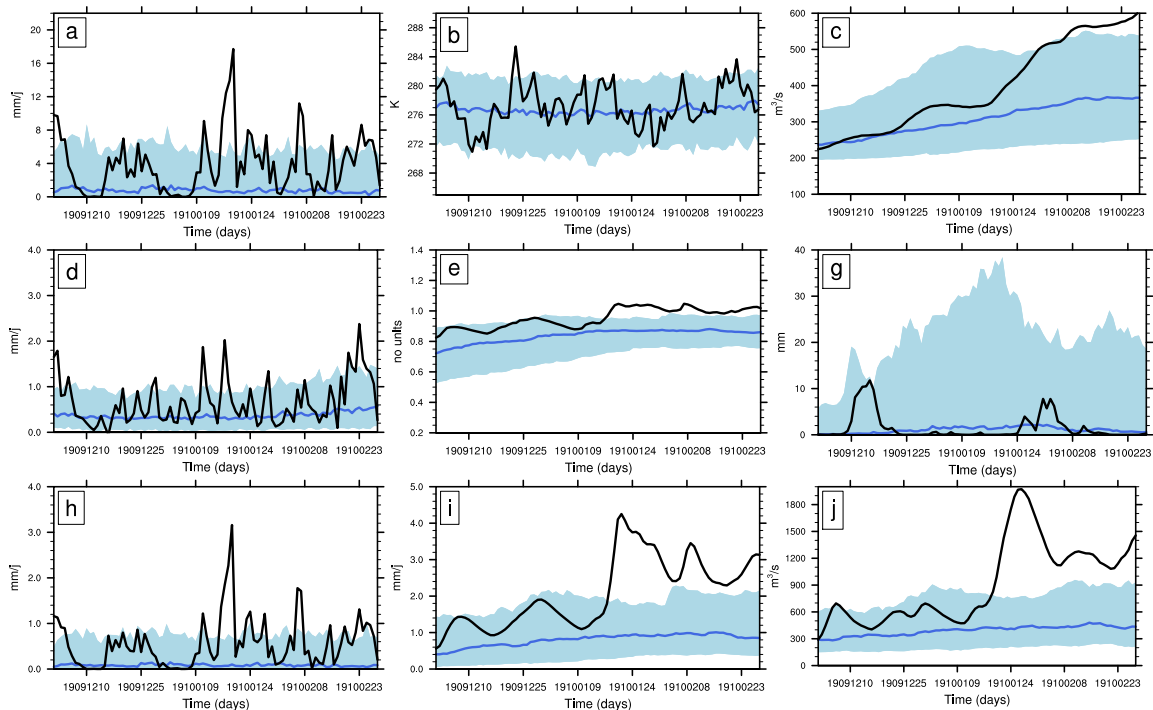


FIGURE 5.29 – (a) Évolution des précipitations journalières (mm/j) moyennes sur le bassin versant de la Seine à Paris (noir) du 1<sup>er</sup> décembre 1909 au 28 février 1910. En bleu foncé (ligne), la médiane des précipitations journalières moyennes, la limite du fond en bleu clair est définie par le 1<sup>er</sup> et le 10<sup>ème</sup> décile, calculés sur la période 1852-2009. En (b), la même chose pour la température (K), en (c), les échanges d'eau des nappes vers les rivières (m<sup>3</sup>/s), en (d) l'évapotranspiration (mm/j), en (e) l'humidité des sols (définie par le SWI, sans unité), en (g) la quantité de glace dans le sol (mm), en (h) le ruissellement de surface (mm/j), en (i) le ruissellement de surface (mm/j) et en (j) les débits de la Seine à la station de Paris (m<sup>3</sup>/s).

également important, et contribue à cette crue exceptionnelle.

L'année 1910 est caractérisée par des pressions atmosphériques plus faibles sur l'Europe de l'Ouest et l'Europe centrale, favorisant les événements précipitants (Figure 5.30 a). Cette circulation atmosphérique est associée à des températures globalement plus faibles dans l'Atlantique Nord, et significatives au niveau des tropiques. L'océan Pacifique présente des températures significativement plus froides par rapport au 20<sup>ème</sup> siècle, avec un événement de type la Niña (Hoerling *et al.*, 1997), qui semble être combinée avec une phase froide de la variabilité décennale pacifique (PDV) (Figure 5.30 b). L'année 1910 correspond bien à un événement la Niña (Brönnimann *et al.*, 2007), le 10<sup>ème</sup> plus fort sur la saison novembre-décembre-janvier pour la période 1895-2015 d'après la "National Oceanic and Atmospheric Administration"<sup>5</sup> (NOAA). Les études sur l'impact de la Niña en

5. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/climaterisks/years/top24enso.html>

Europe suggèrent plutôt une diminution des précipitations lors de ces événements (Mason et Goddard, 2001; Dewitte, 2001; Brönnimann *et al.*, 2007, pour en citer quelques unes).

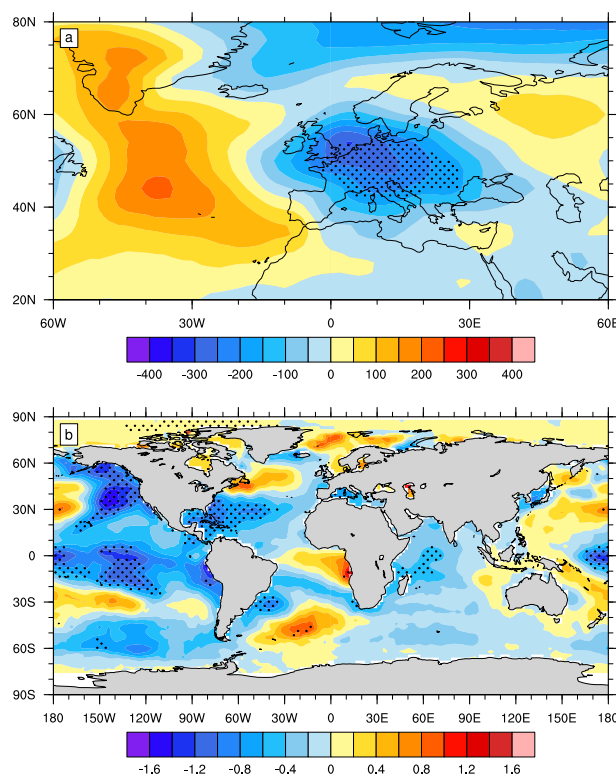


FIGURE 5.30 – Composites des variables (a) atmosphériques PSL (hPa) (pression au niveau de la mer) issue de la réanalyse NOAA 20CRv2c et (b) SST (K) (température à la surface de la mer) provenant de la reconstruction de température de surface ERSSTv5 (Huang *et al.*, 2017) entre l'année 1910 et le reste du 20ème siècle. Les tendances ont été calculées à partir de l'EEMD sur toute la période et retirées. Les points noirs indiquent les différences hors de l'intervalle 10-90% en supposant une distribution Gaussienne ( $1.64 \times$  l'écart type calculé sur toute la période).

#### 5.4.2 La sécheresse de 1921

À l'opposée de la crue de 1910, la sécheresse de 1921 est l'une des plus forte sécheresse qu'ait connue la France depuis les années 1876 (Caillouet, 2016). L'analyse de la reconstruction SEINE-CJM caractérise cette sécheresse comme la plus intense et la plus longue sécheresse agricole et hydrologique que le bassin de la Seine ait connu depuis les années 1850 (Figures 5.10 et 5.11).

L'intérêt de cet évènement exceptionnel est qu'il a eu lieu lors d'une phase multi-décennale positive des débits de la Seine, allant de 1910 à 1940 environ (Figure 5.1). De ce fait, les nappes sont à un niveau moyen durant la fin de l'année 1920, bien que les

précipitations soient en dessous des normales, avec les mois d'août et de novembre 1920 particulièrement secs (Figure 5.31). Les apports d'eau des nappes vers les rivières au cours de ces mois sont parmi les plus forts de ces 150 dernières années et soutiennent les débits.

L'année 1921 est très faible en précipitations, les mois de février, juin et octobre étant largement en-dessous des normales. L'eau disponible pour les rivières du bassin de la Seine est donc limitée, ce qui engendre des valeurs de débits très faibles durant l'année 1921, largement en-dessous de la médiane de la période 1851-2010. Ces faibles précipitations conduisent également à une diminution importante de l'humidité des sols, dont les valeurs sont exceptionnellement faibles sur toute l'année 1921, ainsi qu'à une diminution progressive du niveau des nappes pour la même année. Les échanges d'eau des nappes vers les rivières sont donc limités, et atteignent leur niveau le plus bas en décembre 1921. Les très faibles débits sont également dus à la diminution de l'apport des nappes. En mars 1921 par exemple, les nappes fournissent environ 100 m<sup>3</sup>/s de moins par rapport à la médiane de la période 1851-2010. L'évapotranspiration reste à un faible niveau sur l'année 1921. Elle ne joue donc pas de rôle important dans cette sécheresse, et semble fortement limitée par l'assèchement des sols en fin de printemps et début d'été de l'année 1921.

Cet enchaînement de mois à faibles précipitations, ainsi que les phénomènes décrits ci-dessus, sont à l'origine des débits extrêmement faibles de l'année 1921, avec un cycle saisonnier très peu marqué. Cette année contraste fortement avec la période 1910-1940, très humide en moyenne (Figure 5.16). Il est donc très probable que si de telles anomalies de précipitations ont lieu durant une phase multi-décennale hydroclimatique négative de la Seine, avec des niveaux de nappes initiaux beaucoup plus bas, cette sécheresse aurait été encore plus forte, alors qu'elle est déjà exceptionnelle.

La circulation atmosphérique de l'année 1921 est caractérisée par un fort gradient de pression entre le nord et le sud, avec des anomalies positives de pression atmosphérique sur une large partie de l'Europe de l'Ouest et sur l'est de l'Atlantique par rapport au reste du 20ème siècle. Le nord de l'Europe et le Groënland sont, à l'inverse, caractérisés par des anomalies négatives de pression. Ces fortes anomalies de pression, de type blocage, ont comme effet de déplacer la trajectoire des tempêtes au nord de l'Europe, limitant les vents d'ouest et la formation de système précipitant sur l'Europe de l'Ouest.

Globalement, la SST ne présente pas de signal fort et significatif pour cette année par rapport au reste du 20ème siècle (Figure 5.32 b). La persistance de ces anomalies de circulation atmosphérique n'est donc probablement pas influencée par la variabilité océanique. Des températures significativement plus chaudes sont présentes sur l'Europe, en réponse de la circulation atmosphérique en place (Figure 5.32 a).

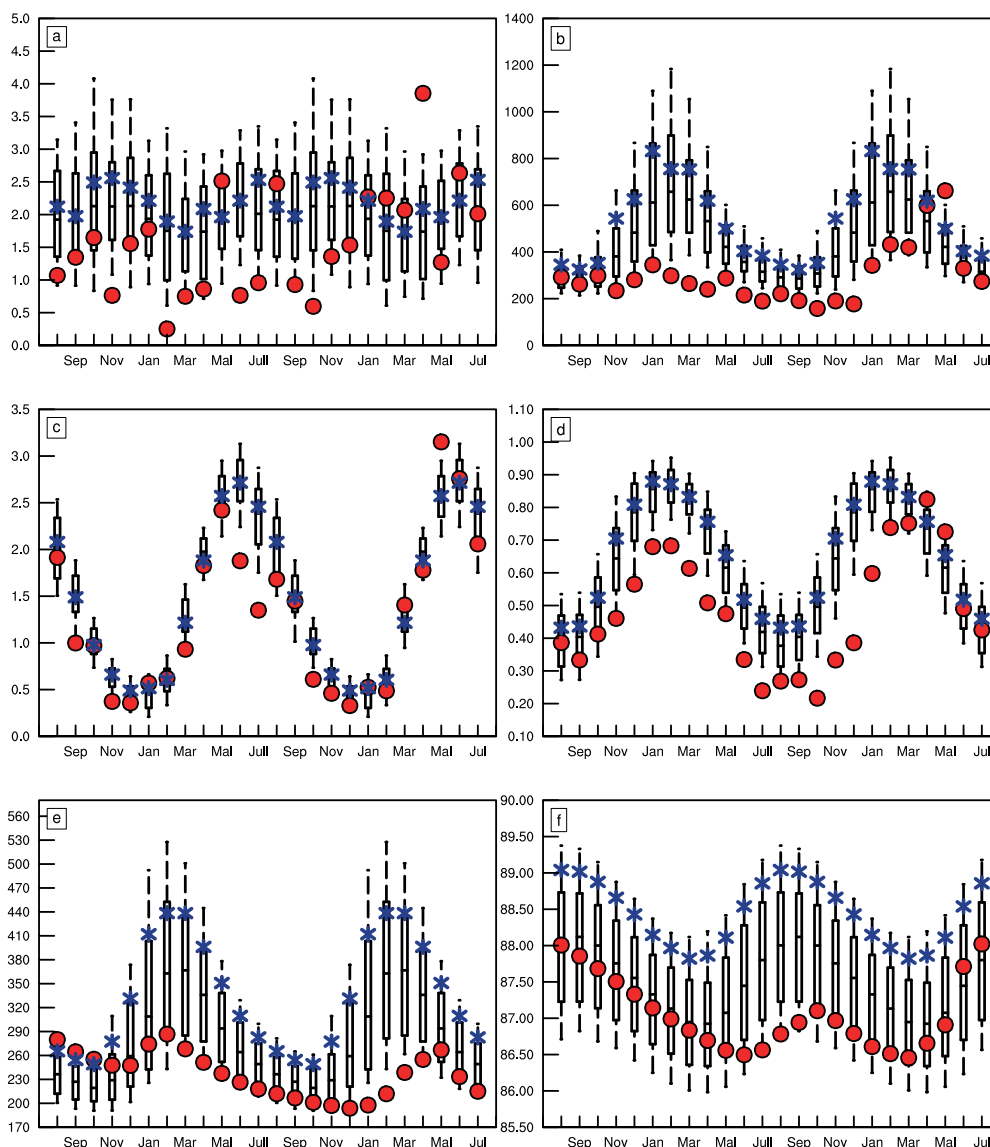


FIGURE 5.31 – (a) Évolution des précipitations mensuelles moyennes (mm/j) sur le bassin de la Seine à Poses de août 1920 à juillet 1922 (points rouges). Les boîtes à moustaches correspondent aux distributions calculées pour chaque mois sur la période 1851-2010. Les croix bleues correspondent aux moyennes mensuelles de chaque mois sur la période 1910-1940. (b) La même chose pour les débits ( $m^3/s$ ) de la Seine à Poses, (c) l'évapotranspiration moyenne sur le bassin de la Seine (mm/j), (d) l'humidité des sols moyenne sur le bassin de la Seine (mm/j), (e) les échanges des nappes vers les rivières sur le bassin de la Seine ( $m^3/s$ ) et (f) les hauteurs d'eau des mailles libres du bassin (m). Les boîtes à moustaches sont définis par le 10ème quantile, le 25ème quantile, la médiane, le 75ème quantile et le 90ème quantile.

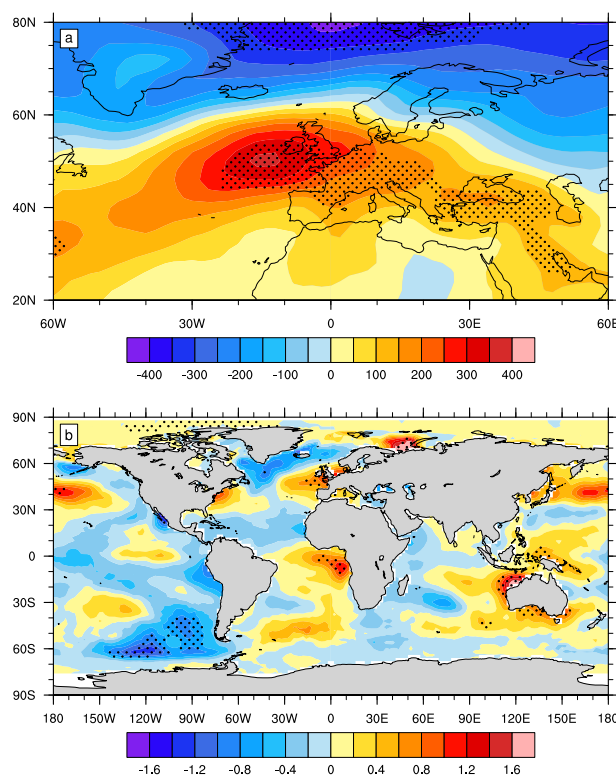


FIGURE 5.32 – Composites des variables (a) atmosphériques PSL (Pa) (pression au niveau de la mer) issue de la réanalyse NOAA 20CRv2c et (b) SST (K) (température à la surface de la mer) provenant de la reconstruction de température de surface ERSSTv5 (Huang *et al.*, 2017) entre l’année 1921 et le reste du 20<sup>ème</sup> siècle. Les tendances ont été calculées à partir de l’EEMD sur toute la période et retirées. Les points noirs indiquent les différences hors de l’intervalle 10-90% en supposant une distribution Gaussienne ( $1.64 \times$  l’écart type calculé sur toute la période).

### 5.4.3 La sécheresse de 1949

L’année 1949 est également caractérisée par de fortes sécheresses agricoles et hydrologiques, les deuxièmes plus longues de ces 150 dernières années (Figures 5.10 et 5.11), ainsi qu’à une sécheresse hydrogéologique d’environ 7 mois (Figure 5.12). Contrairement à l’année 1921, l’année 1949 se situe dans une phase multi-décennale négative des débits de la Seine (Figure 5.1). La variabilité multi-décennale hydroclimatique de la Seine a donc possiblement influencée cette sécheresse.

Dès l’été 1948, les nappes sont à un niveau très bas, limitant fortement les échanges des nappes vers les rivières (Figure 5.33 e et f). Ces très faibles hauteurs de nappes sont dues à la phase multi-décennale hydroclimatique négative présente sur le bassin de la Seine entre 1940 et 1970. Les faibles précipitations mensuelles de la fin de l’année 1948 et du début de l’année 1949, associées au faible apport des nappes, entraînent une baisse importante des

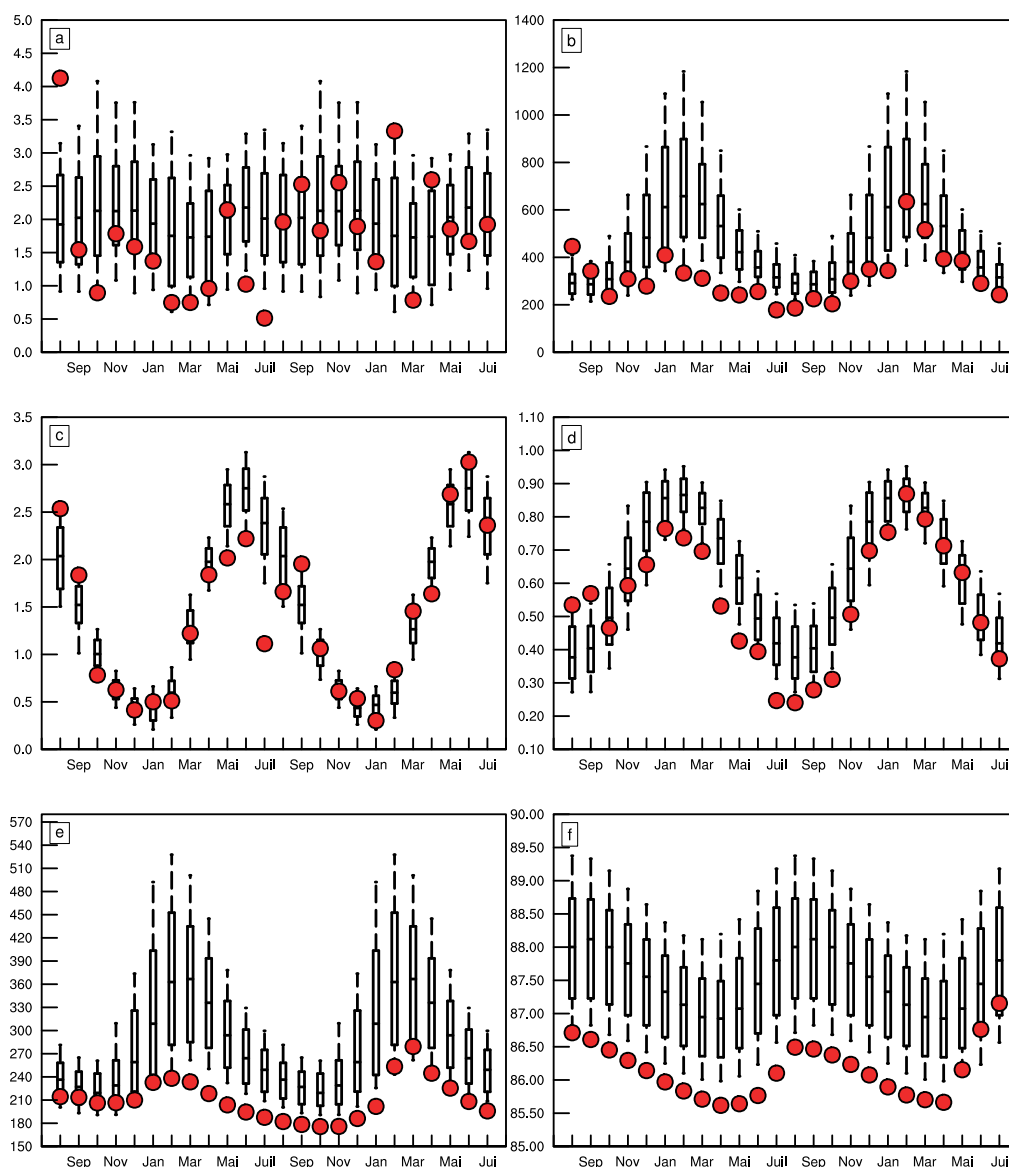


FIGURE 5.33 – Idem que la Figure 5.31 pour l'année 1949. Pour rappel, (a) les précipitations moyennes (mm/j), (b) les débits de la Seine à Poses ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), (c) l'évapotranspiration moyennes (mm/j), (d) l'humidité des sols moyenne (mm/j), (e) les échanges d'eau moyens des nappes vers les rivières ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), et (f), la hauteur d'eau moyenne des nappes sur le bassin de la Seine (m).

débits (Figure 5.33 a et b). Le mois juillet 1949 a des précipitations exceptionnellement faibles. Les sols, très secs, limitent de manière très forte l'évapotranspiration pour ce mois de juillet. Les débits restent à des valeurs faibles jusqu'en janvier 1950, en dépit des précipitations proche de la médiane dès le mois de août 1949. Les nappes, dont l'apport d'eau vers les rivières est le plus bas en novembre 1949, sont en grande partie responsables

du maintien des débits à des faibles niveaux sur la fin de l'année 1949. La forte sévérité de cette sécheresse est donc en partie induite par le très faible niveau initial des nappes dès l'année 1948, piloté par la variabilité multi-décennale hydroclimatique du bassin de la Seine. À titre d'exemple, la sécheresse de 1921 aurait donc été bien plus sévère si elle avait eu lieu à cette période.

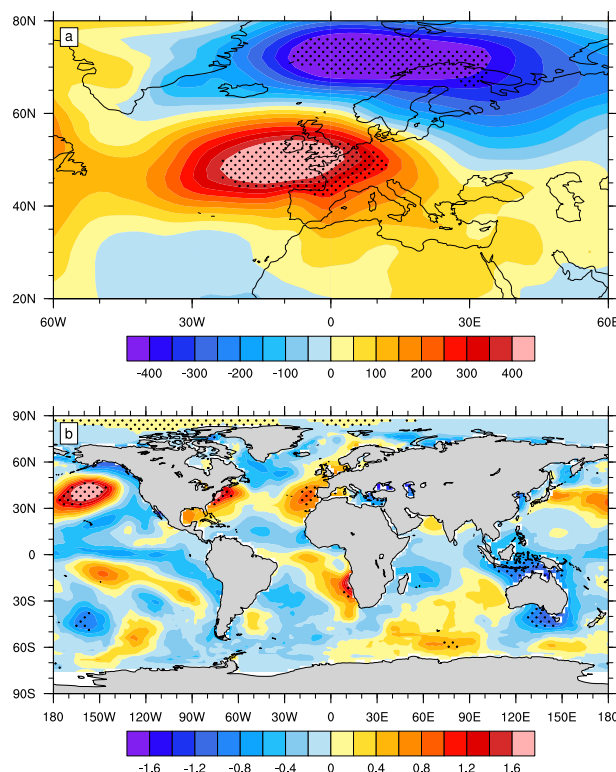


FIGURE 5.34 – Composites des variables (a) atmosphériques PSL (Pa) (pression au niveau de la mer) issue de la réanalyse NOAA 20CRv2c et (b) SST (K) (température à la surface de la mer) provenant de la reconstruction de température de surface ERSSTv5 (Huang *et al.*, 2017) entre l'année 1949 et le reste du 20ème siècle. Les tendances ont été calculées à partir de l'EEMD sur toute la période et retirées. Les points noirs indiquent les différences hors de l'intervalle 10-90% en supposant une distribution Gaussienne ( $1.64 \times$  l'écart type calculé sur toute la période).

Une situation atmosphérique assez proche de celle de 1921 est visible pour l'année 1949, avec des pressions plus hautes par rapport au reste du siècle sur le nord-ouest de la France, et des pressions plus basses au nord de l'Europe (Figure 5.34 a). Ce fort anticyclone, situé au niveau de la France, réduit les flux d'ouest, qui apportent de l'air humide, ce qui entraîne des précipitations plus faibles, expliquant ces mois très secs (Figure 5.33).

La structure spatiale de la SST pour l'année 1949 (Figure 5.34) est proche de celle obtenue pour l'année 1921 (Figure 5.32). L'année 1949 présente cependant des températures significativement plus chaudes dans le Pacifique Nord par rapport au reste du siècle,

pouvant aller jusqu'à 2 °C de différence. La côte ouest des États-Unis est quant à elle caractérisée par des températures de surface plus froides. Cette structure en fer à cheval est proche de celle présente lors d'une phase froide de la variabilité décennale Pacifique (PDV, Mantua et Hare, 2002). La température de surface du Pacifique Nord est relativement proche de celle de 1921, même si les anomalies sont plus faibles en 1921. D'après le site de la NOAA<sup>6</sup>, l'année 1949 correspond bien à une forte PDV négative. Ce résultat suggère donc que ce mode de variabilité océanique favorise les sécheresses en France. Ce résultat est en accord avec les travaux de Ionita *et al.* (2012), qui suggèrent qu'une phase négative de la PDV, associé à un événement la Niña en hiver, est caractérisée par des conditions plus sèches de l'humidité des sols en France et en Europe de l'Ouest, en favorisant une circulation atmosphérique de type NAO+ (Cassou, 2004). Un événement la Niña n'est toutefois pas clairement visible sur la Figure 5.34. Il est possible que moyenniser la SST entre les mois de janvier et de août 1949 cache la présence d'un signal de type la Niña.

#### 5.4.4 La sécheresse de 1976

La sécheresse de 1976, qui correspond à une sécheresse à la fois hydrologique (Figure 5.10), agricole (Figure 5.11), et hydrogéologique (Figure 5.12), est également étudiée ici. Cette sécheresse a eu des conséquences socio-économiques importantes et multiples en France, que ce soit sur l'agriculture, la production hydroélectrique, la pollution des eaux ou encore l'alimentation en eau potable (Caillouet *et al.*, 2016). Elle est d'ailleurs à l'origine de la création d'un "impôt sécheresse"<sup>7</sup> spécifique, ayant pour but d'aider les agriculteurs.

L'année 1976 se situe au milieu d'une sécheresse hydrogéologique qui commence dès l'année 1971 (Figure 5.12). De ce fait, les nappes sont déjà à un niveau très bas dès l'été 1975, avec un apport limité des nappes vers les rivières, compensé par de fortes précipitations (Figure 5.35 a, e et f). L'évolution de cette sécheresse est ensuite assez proche de celle de 1949, les faibles précipitations des mois de décembre 1975 à août 1976 assèchent les sols et les rivières. Cet assèchement est renforcé par les faibles échanges d'eau des nappes vers les rivières. Les précipitations exceptionnellement faibles des mois de juin et août 1976 se rajoutent à ces conditions, aboutissant à des anomalies très fortes d'humidité des sols, ce qui limite de manière considérable l'évapotranspiration (Figure 5.35 a et c). Les fortes pluies de la fin de l'année 1976 et du début de l'année 1977 mettent fin à cette sécheresse. Les très fortes anomalies d'humidité des sols en 1976 se caractérisent par une très forte sécheresse agricole, la troisième plus forte en moyenne sur le bassin de la Seine depuis les années 1850 d'après la reconstruction SEINE-CJM (Figure 5.11).

6. <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>

7. [https://www.francetvinfo.fr/replay-radio/histoires-d-info/histoires-d-info-en-1976-la-canicule-provoque-une-hausse-d-impots\\_2226581.html](https://www.francetvinfo.fr/replay-radio/histoires-d-info/histoires-d-info-en-1976-la-canicule-provoque-une-hausse-d-impots_2226581.html)



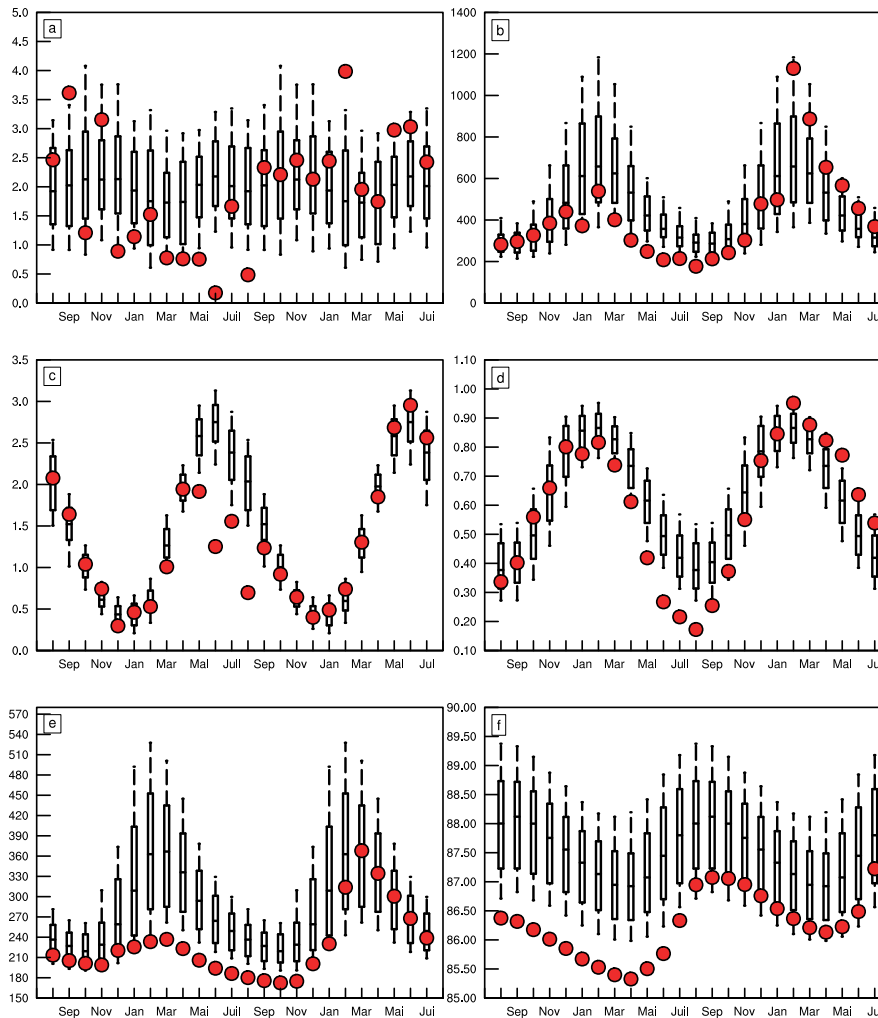


FIGURE 5.35 – Idem que la figure 5.31 pour l'année 1976. Pour rappel, (a) les précipitations moyennes (mm/j), (b) les débits de la Seine à Poses ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), (c) l'évapotranspiration moyennes (mm/j), (d) l'humidité des sols moyenne (mm/j), (e) les échanges d'eau moyens des nappes vers les rivières ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), et (f), la hauteur d'eau moyenne des nappes sur le bassin de la Seine (m).

De fortes anomalies anticycloniques, significatives, sont présentes au niveau de l'Angleterre par rapport au reste du 20<sup>ème</sup> siècle (Figure 5.36 a). Le Groënland, à l'inverse, est caractérisé par de fortes anomalies négatives de pression atmosphérique. Comme pour les années 1921 et 1949 étudiées juste avant, le fort gradient de pression qui en découle, situé entre le Groënland et l'Angleterre, a pour effet de décaler le courant jet plus au Nord, et donc la trajectoire des tempêtes. La France est ainsi moins soumise à des évènements précipitants.

Comme pour la sécheresse de 1921, la SST de l'année 1976 n'a globalement pas de

variations significatives par rapport au reste du 20ème siècle. La structure en fer à cheval est tout de même visible dans le Pacifique Nord, mais de façon beaucoup plus faible que pour 1949, et non significative.

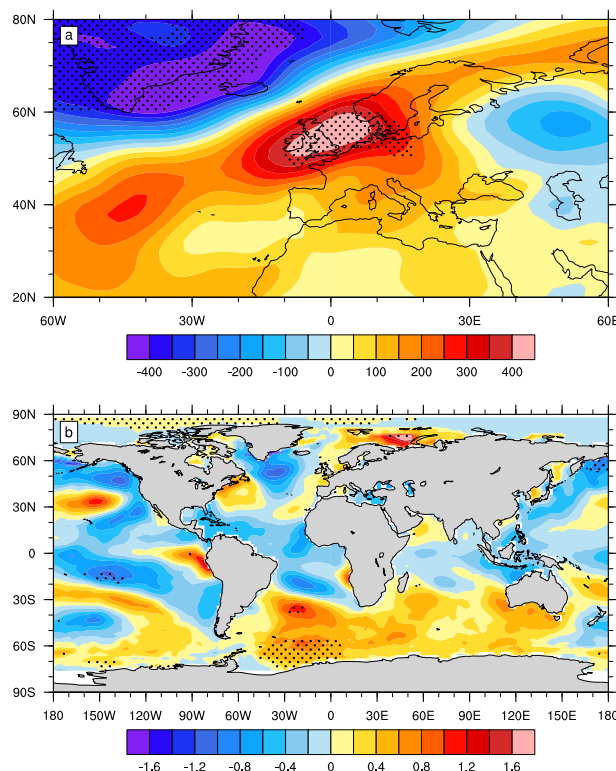


FIGURE 5.36 – Composites des variables (a) atmosphériques PSL (Pa) (pression au niveau de la mer) issue de la réanalyse NOAA 20CRv2c et (b) SST (K) (température à la surface de la mer) provenant de la reconstruction de température de surface ERSSTv5 (Huang *et al.*, 2017) entre l'année 1976 et le reste du 20ème siècle. Les tendances ont été calculées à partir de l'EEMD sur toute la période et retirées. Les points noirs indiquent les différences hors de l'intervalle 10-90% en supposant une distribution Gaussienne ( $1.64 \times$  l'écart type calculé sur toute la période).

#### 5.4.5 Conclusion

La reconstruction SEINE-CJM a permis d'étudier en détail des événements hydrologiques extrêmes passés : la crue de 1910 ainsi que les sécheresses de 1921, 1949 et 1976.

La variabilité multi-décennale hydroclimatique du bassin de la Seine influence les sécheresses exceptionnelles, en modulant l'apport d'eau des nappes vers les rivières. Il est probable que si la sécheresse de 1921, qui se déroule dans une phase multi-décennale hydroclimatique positive du bassin de la Seine, avec des nappes à un niveau initial dans la moyenne, avait lieu dans une phase multi-décennale négative, avec des nappes à des

niveaux beaucoup plus faibles dès le début de la sécheresse (e.g. sécheresse de 1949), sa sévérité ainsi que sa durée auraient été encore plus fortes. La variabilité multi-décennale des nappes peut ainsi diminuer ou aggraver les événements extrêmes.

Il est difficile de tirer une conclusion claire sur l'influence de la température de surface de l'océan sur ces événements extrêmes. Une hypothèse simple est que ces événements soient purement dus au hasard, à la variabilité chaotique de l'atmosphère. Le Pacifique Nord présente tout de même des anomalies de SST assez proche pour les trois sécheresses étudiées dans cette section, significatives pour l'année 1949, et légèrement pour l'année 1921. [Ionita \*et al.\* \(2012\)](#) ont suggéré l'existence d'un lien entre la variabilité décennale du Pacifique Nord en hiver, associée à des événements la Niña, et les sécheresses de l'humidité des sols en été sur l'Europe, via une modulation de la circulation atmosphérique. Cette configuration pourrait donc influencer l'apparition de sécheresses, comme celle de 1949.

À l'inverse, des températures plus froides dans le Pacifique, avec un événement la Niña combiné à une phase froide de la PDV serait possiblement à l'origine de la persistance de dépression sur l'Europe, et donc plus favorable à des précipitations intenses sur une durée longue, favorable aux crues.

## 5.5 Synthèse

### Objectifs

Les objectifs de ce chapitre étaient de caractériser les variations du cycle hydrologique continental du bassin de la Seine depuis les années 1850, avec un intérêt particulier pour les variations multi-décennales.

Il s'agissait ensuite de comprendre les mécanismes hydrologiques et climatiques associés à cette variabilité multi-décennale.

Enfin, un dernier objectif était d'étudier des événements extrêmes hydrologiques passés, et notamment leurs liens possibles avec la variabilité multi-décennale hydroclimatique du bassin de la Seine, en analysant les mécanismes hydrologiques en jeu, et en les replaçant dans un contexte climatique.

### Résultats

L'analyse de la reconstruction SEINE-CJM a mis en évidence la présence d'une forte variabilité multi-décennale sur les débits du bassin de la Seine depuis les années 1850. Cette variabilité, visible en annuel et sur les quatre saisons, influence également les extrêmes hydrologiques, tels que les crues ou les sécheresses. À partir des années 1960, une variabilité de période plus courte, d'environ 15 ans, est également présente en hiver, et visible en annuel.

La variabilité multi-décennale des débits est la plus forte au printemps. Elle est principalement pilotée par des variations de précipitations au printemps à cette même échelle de temps. Les variations multi-décennales des précipitations au printemps influencent également l'humidité des sols en été. Le ratio entre l'eau précipitée et le ruissellement se retrouve modifié par les anomalies d'humidité des sols, ce qui influence les débits en été.

Les nappes jouent également un rôle important dans la variabilité multi-décennale des débits sur les quatre saisons. La variabilité multi-décennale des précipitations en hiver et au printemps module la recharge des nappes, contrôlant ainsi les apports d'eau des nappes vers les rivières. Le rôle des nappes dans les variations multi-décennales des débits est le plus important en été et en automne.

Des fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique sont à l'origine de ces anomalies multi-décennales des précipitations au printemps, et *in fine*, des débits. Les phases multi-décennales négatives des débits sont caractérisées par des pressions atmosphériques significativement plus fortes sur l'Europe de l'Ouest, la Scandinavie et le Groënland, et des pressions significativement plus faible sur l'Afrique du Nord et l'Atlantique de l'est.

Cette configuration atmosphérique limite l'arrivée et la formation d'évènements précipitants en France. Lors des phases multi-décennales positives des débits, l'inverse se produit.

Ces fluctuations de la circulation atmosphérique grande échelle semblent modulées par la température de surface de l'Atlantique Nord, ainsi que du Pacifique Nord, en considérant un décalage d'environ 10 ans.

Cette variabilité multi-décennale hydroclimatique du bassin de la Seine influence les évènements extrêmes hydrologiques, principalement via une modulation de l'apport d'eau des nappes vers les rivières.

# Conclusion et perspectives

## Principaux résultats

La première partie du travail de thèse a consisté à évaluer puis analyser des reconstructions hydrométéorologiques développées sur la France dans le cadre de la thèse de [Dayon \(2015\)](#). L'originalité de ces reconstructions est de combiner une méthode de descente d'échelle statistique appliquée à des réanalyses atmosphériques longues avec des observations mensuelles homogénéisées et disponibles sur toute la France.

L'évaluation de ces reconstructions a permis de montrer l'apport de la contrainte du résultat d'une méthode de descente d'échelle statistique, ici la méthode des analogues, par des observations locales mensuelles de précipitations et de température (chapitre 3). Les corrélations mensuelles des précipitations et de la température entre les observations et les reconstructions météorologiques se retrouvent améliorées par rapport à la méthode de descente d'échelle seule. De même, les variations multi-décennales et tendances irréalistes, induites par les réanalyses atmosphériques, sont fortement diminuées. Les performances des reconstructions sont également homogènes temporellement, ce qui en font des jeux de données intéressants pour étudier la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique en France.

L'analyse de ces reconstructions indique que les variations multi-décennales présentes dans les observations longues de débits en France sont principalement d'origine climatique, et non influencées par des influences anthropiques non-climatiques, induites par la présence de barrages ou de pompages, ou par des inhomogénéités temporelles (chapitre 3). D'autres variables du cycle hydrologiques, comme l'humidité des sols, l'évapotranspiration ou le manteau neigeux présentent également de fortes variations multi-décennales, en fonction de la saison et de la région considérée (chapitre 3). Ces variations dépendent principalement de la variabilité multi-décennale des précipitations et de la température au printemps. Dans les régions montagneuses, comme les Alpes ou les Pyrénées, les débits estivaux dépendent fortement de la fonte nivale. Les variations multi-décennales du manteau neigeux à la fin du printemps, induites par des variations multi-décennales des précipitations et de la température, influencent la variabilité multi-décennale des débits en été. Sur le bassin versant de la Loire, l'effet mémoire de l'humidité des sols, qui modifie le ratio des précipitations contribuant au ruissellement, ainsi que l'apport d'eau des aquifères, permettent d'expliquer la variabilité multi-décennale des débits en été. En été, les variations multi-décennales de l'humidité des sols contrôlent celles de l'évapotranspiration.

Dans les reconstructions, l'évapotranspiration annuelle moyenne sur la France est égale-

ment caractérisée par de fortes variations multi-décennales, avec une augmentation à partir de la fin des années 1970, potentiellement liée au réchauffement climatique. Des anomalies négatives d'évapotranspiration sont visibles entre les années 1930 et 1960. La différence entre les précipitations moyennes et le ruissellement moyen observés, qui permet d'estimer l'évapotranspiration, présente des différences importantes avec les reconstructions hydrométéorologiques avant 1950.

Pour vérifier si cette différence d'évolution ne vient pas d'une mauvaise représentation du rayonnement incident à la surface dans les reconstructions, une expérience de sensibilité a été réalisée (chapitre 3). Cette expérience montre que cette différence d'évolution de l'évapotranspiration annuelle ne vient très probablement pas d'une mauvaise représentation du rayonnement dans les reconstructions.

Pour étudier correctement la variabilité multi-décennale d'un phénomène, ici les débits, il est important de disposer de la plus grande période d'étude possible, tout en gardant de fines échelles spatiales et temporelles, afin de garder une bonne représentation des mécanismes hydrologiques associés. La seconde partie de la thèse a consisté à développer une reconstruction hydrométéorologique sur le bassin versant de la Seine depuis les années 1850, avec une représentation améliorée des débits journaliers (chapitre 4). L'intérêt de ce bassin versant est qu'il dispose d'observations longues de précipitations et de température, permettant de réaliser une contrainte depuis les années 1850. Une nouvelle méthode a été développée, basée sur une double méthode de contrainte, en journalier puis en mensuel, par des observations locales de précipitations et de température associées à une méthode de descente d'échelle appliquée à une réanalyse atmosphérique longue.

Un effort a été effectué pour évaluer cette reconstruction face à diverses observations longues de débits, précipitations, hauteurs maximales annuelles, hauteurs piézométriques, dont certaines séries ont été réalisées dans le cadre de cette thèse. L'évaluation montre que l'ajout d'une contrainte journalière en amont de la contrainte mensuelle permet d'améliorer de manière notable la représentation des précipitations et de la température au pas de temps journalier, tout en améliorant leurs corrélations mensuelles avec les observations. Les tendances et variations irréalistes induites par la réanalyse sont également corrigées (chapitre 4). Ces améliorations se retrouvent également dans les débits. Les événements hydrologiques extrêmes comme les crues et les sécheresses sont ainsi mieux représentés qu'avec l'utilisation d'une contrainte mensuelle seule. Les résultats de l'évaluation de la reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine sont corrects et homogènes temporellement. Cette reconstruction fournit un jeu de données intéressant pour étudier la variabilité multi-décennale des débits sur la Seine sur les 150 dernières années, son influence sur les événements extrêmes hydrologiques, ainsi que les mécanismes hydrologiques associés.

Enfin, la troisième et dernière partie de ce travail de thèse a consisté à étudier la variabilité hydroclimatique du bassin de la Seine à partir de cette reconstruction, ainsi que les mécanismes associés. L'analyse de cette reconstruction hydrométéorologique développée sur la Seine a permis de caractériser la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique du bassin de la Seine depuis les années 1850 (chapitre 5). La variabilité multi-décennale des débits moyen observés sur le 20<sup>ème</sup> siècle existe depuis les années 1850. Elle est présente sur les quatre saisons ainsi qu'en annuel. Ces variations multi-décennales des débits moyens influencent également les extrêmes hydrologiques, comme les crues et les sécheresses. Cette variabilité multi-décennale est la plus forte au printemps, principalement pilotée par des variations multi-décennales des précipitations printanières. Les nappes jouent un rôle important dans la variabilité multi-décennale des débits pour les quatre saisons. Les variations multi-décennales des précipitations printanières et hivernales modulent la recharge des nappes, et, par conséquent, les apports d'eau des nappes vers les rivières. L'influence des nappes est le plus important en été et en automne, qui correspondent aux saisons ayant relativement le plus fort soutien des débits par les nappes.

La sensibilité de ces variations multi-décennales des débits à la représentation des aquifères a été ensuite évaluée (chapitre 5). Pour cela, le ruissellement et le drainage de la reconstruction développée sur la Seine ont été utilisés pour forcer le modèle hydrogéologique *Aqui-FR*, qui dispose d'une représentation des nappes plus fine que le modèle *Modcou*. L'état moyen est mieux représenté dans les simulations avec *Aqui-FR*. Par contre, la variabilité des débits moyens, du pas de temps journalier au multi-décennale, ainsi que des débits extrêmes, sont très similaires entre les simulations réalisées avec *Aqui-FR* et la reconstruction développée sur la Seine. Les variations multi-décennales des débits sont donc robustes au choix de modélisation hydrogéologique.

Des fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique sont à l'origine des variations multi-décennales des précipitations au printemps. Les phases multi-décennales négatives des débits sont caractérisées par des anomalies positives de la pression atmosphérique sur l'Europe de l'Ouest, la Scandinavie et le Groënland, et des anomalies négatives sur l'Afrique du nord et l'est du bassin nord Atlantique. Ces anomalies de circulation limitent l'arrivée et la formation d'évènements précipitants sur la France.

L'analyse des mécanismes à l'origine de cette variabilité multi-décennale de la circulation atmosphérique suggère une influence de la variabilité multi-décennale de la température de surface de l'océan de l'Atlantique Nord, ainsi que du Pacifique Nord. La "Variabilité Multi-décennale de l'Atlantique Nord" (AMV), qui constitue le principal mode de variabilité multi-décennale océanique influençant l'Europe et ces alentours, présente des variations très corrélées avec ces fluctuations multi-décennales de la circulation atmosphérique depuis les années 1850, en considérant un décalage de 10 ans environ, avec l'AMV



en avance.

L'analyse de la reconstruction développée sur la Seine a aussi montré que la variabilité multi-décennale hydroclimatique du bassin de la Seine influence les événements hydrologiques singuliers exceptionnels, en modulant notamment l'apport d'eau des nappes vers les rivières. Il est probable que si la sécheresse de 1921, caractérisée comme la plus forte de ces 150 dernières années, et qui a eu lieu dans une phase multi-décennale positive des débits de la Seine, s'était produite dans une phase multi-décennale négative, sa sévérité ainsi que sa durée auraient été encore plus fortes. La variabilité multi-décennale des nappes peut ainsi diminuer ou aggraver les événements extrêmes.

Ce travail de thèse a donc permis d'améliorer la compréhension de la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique en France, en la caractérisant sur la France au 20<sup>ème</sup> siècle, ainsi que sur la Seine depuis les années 1850. L'existence d'une variabilité similaire sur les différentes variables du cycle hydrologique en France, ainsi que sur les extrêmes, a également été caractérisée. Enfin, les principaux mécanismes hydrologiques et climatiques à l'origine de ces variations ont été présentés.

### **Discussion et perspectives**

D'un point de vue méthodologique, ce travail de thèse montre que la combinaison du résultat d'une méthode de descente d'échelle statistique avec des observations locales est une approche intéressante qui permet d'utiliser les réanalyses atmosphériques longues tout en limitant l'apparition de tendances et variations irréalistes, ainsi qu'en améliorant les résultats de la méthode de descente d'échelle. L'application de deux contraintes, en journalier puis en mensuel, aux résultats d'une descente d'échelle s'avère être une méthode efficace pour étudier à la fois les aléas hydrologiques, qui sont des événements courts, et la variabilité multi-décennale du cycle hydrologique.

Les reconstructions hydrométéorologiques présentées et développées dans cette thèse présentent quelques limites, il est donc nécessaire de les utiliser avec précautions. Les reconstructions développées sur la France sont uniquement contraintes en mensuel, il est donc nécessaire de rester prudent pour étudier des événements extrêmes courts, comme les crues. Pour la reconstruction développée sur la Seine, les incertitudes associées à la réanalyse atmosphérique utilisée n'ont pas pu être caractérisées. En effet, la réanalyse atmosphérique longue 20CRv2c utilisée, développée par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), est la seule réanalyse à remonter jusqu'en 1850. Cette incertitude pourrait être estimée sur le 20<sup>ème</sup> siècle, en appliquant la méthode utilisée sur la Seine à la nouvelle réanalyse CERA20C par exemple, développée par l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Cette réanalyse ne dispose cependant que de 10 membres, contrairement à la réanalyse NOAA 20CRv2c qui en a 56.

Les incertitudes associées à la modélisation hydrologique n'ont été que partiellement caractérisées pour les reconstructions hydrométéorologiques développées sur la France. L'incertitude liée au modèle hydrologique a tout de même été évaluée pour la reconstruction réalisée sur la Seine. Il serait intéressant d'utiliser les forçages météorologiques développés dans cette thèse pour forcer d'autres modèles hydrologiques, comme le modèle Mordor (Garçon, 1996, 1999) développé par EDF, ou le modèle GR4J (Nascimento, 1995), afin d'évaluer si les variations multi-décennales obtenues avec ces modèles sont proches de celles des reconstructions étudiées au cours de cette thèse.

Ces travaux de thèse montrent l'intérêt d'utiliser et de croiser différents types de données et d'approches dans l'étude de la variabilité passée du cycle hydrologique (e.g modélisation, reconstructions paléoclimatiques, documents historiques). L'intérêt d'utiliser des réanalyses atmosphériques longues pour l'étude du cycle hydrologique passé a notamment été mis en avant durant cette thèse. Ces travaux permettent également de faire un retour d'utilisateur pour les réanalyses, en les validant sur certains aspects, et en pointant du doigt certaines faiblesses.

Une perspective simple, déjà engagée, est de transférer la méthode développée sur la Seine à d'autres bassins versants en France, afin d'en étudier les variations hydroclimatiques passées. Un point essentiel est de disposer d'observations longues et répartie de la façon la plus homogène possible, lorsque c'est réalisable. Des tests ont commencé à être réalisés sur le bassin de l'Adour-Garonne. Il serait également intéressant d'appliquer cette méthode, si les conditions le permettent, à d'autres régions d'Europe ou du monde.

L'analyse de la reconstruction SEINE-CJM a montré que la variabilité multi-décennale présente sur le cycle hydrologique, et notamment les nappes, peut influencer les événements hydrologiques extrêmes. Il serait intéressant d'estimer quel est l'impact de cette variabilité multi-décennale hydroclimatique du bassin de la Seine sur les aléas hydrologiques. Une possibilité pour étudier cet impact de façon plus précise serait de réaliser une série de simulations sur un évènements précis, comme la sécheresse de 1921, qui a lieu durant une phase multi-décennale positive des débits de la Seine, en appliquant comme condition initiale pour les nappes le niveau moyen sur une phase négative des débits. Il serait ainsi possible d'évaluer ce qu'il se passerait si une sécheresse aussi forte que celle de 1921 se produisait durant une phase multi-décennale négative des débits.

Une autre problématique intéressante, qui n'a pas pu être traitée durant cette thèse, est d'étudier quel est l'impact des changements d'occupations des sols sur le cycle hydrologique en France et sur le bassin de la Seine. En effet, les changements d'occupations des sols n'ont pas été pris en compte dans les reconstructions utilisées dans cette thèse. Des données de superficies des surfaces boisées et cultivées par département sont disponibles depuis les années 1840. Utiliser ces données pour faire évoluer l'occupation des sols dans le modèle

de surface ISBA permettrait d'étudier l'influence des changements d'occupation des sols sur le cycle hydrologique du bassin de la Seine. La version ISBA-A-gs (Calvet *et al.*, 1998), qui prend en compte l'influence du dioxyde de carbone sur la photosynthèse, serait utilisée pour ces simulations. La différence entre cette simulation et la reconstruction développée sur la Seine serait ainsi attribuée au changement d'occupation des sols.

La reconstruction SEINE-CJM a également permis de noter la présence d'une autre variabilité sur les débits annuels et en hiver à partir des années 1960, de fréquence plus courte que la variabilité multi-décennale observée (chapitre 5, partie 5.1.1). Les mécanismes associées à cette variabilité n'ont pas pu être explorés durant cette thèse, faute de temps. Ils seraient intéressants d'analyser les mécanismes à l'origine de cette variabilité des débits, en réalisant des composites des variables hydrologiques et climatiques entre les phases positives et négatives de ces variations en hiver.

L'analyse des mécanismes climatiques à l'origine de la variabilité multi-décennale des débits de la Seine a montré que des variations multi-décennales de la circulation atmosphérique sont à l'origine des variations multi-décennales des précipitations au printemps et, *in fine*, des débits. Les mécanismes à l'origine de ces variations atmosphériques sont toutefois encore mal compris. La variabilité multi-décennale de la température de surface océanique de l'Atlantique nord, ainsi que du Pacifique nord semble jouer un rôle dans la variabilité multi-décennale de la circulation atmosphérique. Une dernière perspective, plus large, serait de réaliser des travaux sur le rôle de la variabilité océanique dans les variations multi-décennales atmosphériques, afin de comprendre quelles sont les mécanismes en jeu. L'utilisation de modèle climatique couplé, comme le modèle CNRM-CM5 (Voldoire *et al.*, 2013), pourrait permettre de mieux comprendre ces mécanismes.

# Bibliographie

- AMBROISE-RENDU, M. (1997). 1910 : La Seine en crue paralyse la capitale. *La Houille Blanche*, (8):40–44.
- ARTINYAN, E. et HABETS, F. (2008). Operational hydrological forecasting system for the management of reservoir cascade on the Arda river in Bulgaria.
- BAKER, V. R. (2008). Paleoflood hydrology : Origin, progress, prospects. *Geomorphology*, 101(1-2):1–13.
- BALSAMO, G., ALBERGEL, C., BELJAARS, A., BOUSSETTA, S., BRUN, E., CLOKE, H., DEE, D., DUTRA, E., MUÑOZ-SABATER, J., PAPPENBERGER, F. *et al.* (2015). ERA-Interim/land : a global land surface reanalysis data set. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1):389–407.
- BARROS, A. P., KIM, G., WILLIAMS, E. et NESBITT, S. W. (2004). Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(1):29–51.
- BESSEMOULIN, P., BOURDETTE, N., COURTIER, P. et MANACH, J. (2004). La canicule d’août 2003 en France et en Europe.
- BOBERG, F., BERG, P., THEJLL, P., GUTOWSKI, W. J. et CHRISTENSEN, J. H. (2009). Improved confidence in climate change projections of precipitation evaluated using daily statistics from the PRUDENCE ensemble. *Climate dynamics*, 32(7-8):1097–1106.
- BOÉ, J. (2016). Modulation of the summer hydrological cycle evolution over western europe by anthropogenic aerosols and soil-atmosphere interactions. *Geophysical Research Letters*, 43(14):7678–7685.
- BOÉ, J. et HABETS, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2):691–708.
- 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).
- BOÉ, J., TERRAY, L., MARTIN, E. et HABETS, F. (2009). Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resources Research*, 45(8).

- BONNET, R., BOÉ, J., DAYON, G. et MARTIN, E. (2017). Twentieth-century hydrometeorological reconstructions to study the multidecadal variations of the water cycle over France. *Water Resources Research*, 53(10):8366–8382.
- BOONE, A. et ETCHEVERS, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4):374–394.
- BOONE, A., MASSON, V., MEYERS, T. et NOILHAN, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9):1544–1569.
- BOOS, W. R. et KUANG, Z. (2010). Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 463(7278):218.
- BOOTH, B. B., DUNSTONE, N. J., HALLORAN, P. R., ANDREWS, T. et BELLOUIN, N. (2012). Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*, 484(7393):228.
- BOUCHER, O., RANDALL, D., ARTAXO, P., BRETHERTON, C., FEINGOLD, G., FORSTER, P., KERMINEN, V.-M., KONDO, Y., LIAO, H., LOHMANN, U. *et al.* (2013). Clouds and aerosols. In *Climate change 2013 : the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 571–657. Cambridge University Press.
- BRADLEY, R. S. (1999). *Paleoclimatology : reconstructing climates of the Quaternary*, volume 68. Elsevier.
- BRÁZDIL, R., KUNDZEWICZ, Z. W. et BENITO, G. (2006). Historical hydrology for studying flood risk in Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 51(5):739–764.
- BROCHET, P. (1977). La sécheresse 1976 en France : aspects climatologiques et conséquences/the 1976 drought in France : climatological aspects and consequences. *Hydrological Sciences Journal*, 22(3):393–411.
- BRÖNNIMANN, S., XOPLAKI, E., CASTY, C., PAULING, A. et LUTERBACHER, J. (2007). ENSO influence on europe during the last centuries. *Climate Dynamics*, 28(2-3):181–197.
- BÜNTGEN, U., ESPER, J., FRANK, D. C., NICOLUSSI, K. et SCHMIDHALTER, M. (2005). A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Climate Dynamics*, 25(2-3):141–153.
- CAILLOUET, L. (2016). *Reconstruction hydrométéorologique des étiages historiques en France entre 1871 et 2012*. Thèse de doctorat, Grenoble Alpes.

- CAILLOUET, L., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E. et GRAFF, B. (2016). Probabilistic precipitation and temperature downscaling of the Twentieth Century Reanalysis over France. *Climate of the Past*, 12(3):635–662.
- CALVET, J.-C., NOILHAN, J., ROUJEAN, J.-L., BESSEMOULIN, P., CABELGUENNE, M., OLIOSSO, A. et WIGNERON, J.-P. (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(2):73–95.
- CAREY, M. (2012). Climate and history : a critical review of historical climatology and climate change historiography. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 3(3): 233–249.
- CASSOU, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l’oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 45:21–32.
- CASSOU, C., KUSHNIR, Y., HAWKINS, E., PIRANI, A., KUCHARSKI, F., KANG, I.-S. et CALTABIANO, N. (2018). Decadal climate variability and predictability : Challenges and opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(3):479–490.
- CHARDON, J., HINGRAY, B., FAVRE, A.-C., AUTIN, P., GAILHARD, J., ZIN, I. et OBLED, C. (2014). Spatial similarity and transferability of analog dates for precipitation downscaling over France. *Journal of Climate*, 27(13):5056–5074.
- CHARTIER, M. (1962). Contribution à l’étude de la sécheresse 1959-1960. *Bulletin de l’Association de Géographes Français*, 39(307):209–222.
- CHIROIU, L., GUILLANDE, R., BAHOKEN, F. et ANDRE, G. (2015). Crues de la Seine. Analyse spatio-temporelle et estimation rapide des dommages économiques au bâti. Application sur Vitry-sur-Seine (94). *Researchgate*.
- COMPO, G. P., WHITAKER, J. S., SARDESHMUKH, P. D., MATSUI, N., ALLAN, R. J., YIN, X., GLEASON, B. E., VOSE, R. S., RUTLEDGE, G., BESSEMOULIN, P. *et al.* (2011). The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654):1–28.
- CRAM, T. A., COMPO, G. P., YIN, X., ALLAN, R. J., MCCOLL, C., VOSE, R. S., WHITAKER, J. S., MATSUI, N., ASHCROFT, L., AUCHMANN, R. *et al.* (2015). The international surface pressure databank version 2. *Geoscience Data Journal*, 2(1):31–46.
- DAVISON, A. C. et HINKLEY, D. V. (1997). *Bootstrap methods and their application*, volume 1. Cambridge university press.
- DAYON, G. (2015). *Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier-Toulouse III.

- DAYON, G., BOÉ, J. et MARTIN, E. (2015). Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(3):1023–1043.
- DAYON, G., BOÉ, J., MARTIN, É. et GAILHARD, J. (2018). Impacts of climate change on the hydrological cycle over France and associated uncertainties. *Comptes Rendus Geoscience*.
- DECHARME, B., BOONE, A., DELIRE, C. et NOILHAN, J. (2011). Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D20).
- DECHARME, B., MARTIN, E. et FAROUX, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(14):7819–7834.
- DESER, C., ALEXANDER, M. A., XIE, S.-P. et PHILLIPS, A. S. (2010). Sea surface temperature variability : Patterns and mechanisms. *Annual review of marine science*, 2:115–143.
- DEWITTE, O. (2001). Le point sur les phénomènes d’El Nino, de La Niña et de l’oscillation australe. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 40(1):15–32.
- DIEPPOIS, B., LAWLER, D., 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.
- DING, S., CHEN, W., FENG, J. et GRAF, H.-F. (2017). Combined impacts of PDO and two types of La Niña on climate anomalies in Europe. *Journal of Climate*, 30(9):3253–3278.
- DOUVILLE, H., RIBES, A., DECHARME, B., ALKAMA, R. et SHEFFIELD, J. (2013). Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nature Climate Change*, 3(1):59.
- DUBAND, D. (2010). Rétrospective hydro-pluviométrique des étiages rares depuis 140 ans, dans l’ouest de l’Europe (bassins Loire, Seine, Rhin, Rhône, Pô). *La Houille Blanche*, (4):51–59.
- DUBAND, D., SCHOENEICH, P. et STANESCU, V. A. (2004). Exemple de l’étiage 1921 en Europe (Italie, France, Roumanie, Suisse, . . . ) : climatologie et hydrologie. *La Houille Blanche*, (5):18–29.
- DURAND, Y., BRUN, E., MÉRINDOL, L., GUYOMARC’H, G., LESAFFRE, B. et MARTIN, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, 18:65–71.

- ETCHEVERS, P. (2000). *Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône*. Thèse de doctorat, PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- FAROUX, S., TCHUENTÉ, A. K., ROUJEAN, J.-L., MASSON, V., MARTIN, E. et LE MOIGNE, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe : A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2):563.
- FLIPO, N., MONTEIL, C., POULIN, M., FOUQUET, C. et KRIMISSA, M. (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model : Long-term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water Resources Research*, 48(5).
- FROLOW, M., V. (1953). Nouveaux compléments à la climatologie de Paris. *Commission du bassin de la Seine*, cahier numéro 14.
- FUJIWARA, M., WRIGHT, J. S., MANNEY, G. L., GRAY, L. J., ANSTEY, J., BIRNER, T., DAVIS, S., GERBER, E. P., HARVEY, V. L., HEGGLIN, M. I. *et al.* (2017). Introduction to the SPARC reanalysis intercomparison project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(2):1417–1452.
- GARÇON, R. (1996). Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche*, (5):71–76.
- GARÇON, R. (1999). Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, (7-8):88–95.
- GIESE, B. S., SEIDEL, H. F., COMPO, G. P. et SARDESHMUKH, P. D. (2016). An ensemble of ocean reanalyses for 1815–2013 with sparse observational input. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(9):6891–6910.
- GIUNTOLI, I., RENARD, B. et LANG, M. (2012). Floods in France. Chapter 10, in : Changes in flood 760 risk in Europe (ed. z.w. kundzewicz), IAHS special publication 10, 199-211.
- 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.
- GUTTMAN, N. B. (1998). Comparing the palmer drought index and the standardized precipitation index 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1):113–121.
- HABETS, F., ACKERER, P., AMRAOUI, N., AUGÉARD, B., BESSON, F., CABALLERO, Y., DE DREUZY, J.-R., LE MOIGNE, P., LONGUEVERGNE, L., MARTIN, E. *et al.* (2015). Aqui-FR, un système multi-modèle hydrogéologique à l'échelle nationale. *Géologues*, (187):105–109.



- HABETS, F., AMRAOUI, N., CABALLERO, Y., THIÉRY, D., VERGNES, J., MOREL, T., LE MOIGNE, P., ROUX, N., de DREUZY, J.-R., LONGUEVERGNE, L., ACKERER, P., FADJI MAINA, B., BESSON, P., ETCHERCES, F., REGIMBEAU et VIENNOT, P. (2017). Plateforme de modélisation hydrogéologique nationale Aquif-FR. Rapport de fin de 1ere phase. <https://www.metis.upmc.fr/>.
- HABETS, F., BOÉ, J., DÉQUÉ, M., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., HACHOUR, A., MARTIN, E., PAGÉ, C., SAUQUET, E., TERRAY, L. *et al.* (2013). Impact of climate change on the hydrogeology of two basins in northern France. *Climatic change*, 121(4):771–785.
- HABETS, F., BOONE, A., CHAMPEAUX, J.-L., ETCHEVERS, P., FRANCHISTEGUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., MOREL, S. *et al.* (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6).
- HABETS, F., BOONE, A. et NOILHAN, J. (2003). Simulation of a scandinavian basin using the diffusion transfer version of ISBA. *Global and Planetary Change*, 38(1-2):137–149.
- HÄFLIGER, V., MARTIN, E., BOONE, A., HABETS, F., DAVID, C. H., GARAMBOIS, P.-A., ROUX, H., RICCI, S., BERTHON, L., THÉVENIN, A. *et al.* (2015). Evaluation of regional-scale river depth simulations using various routing schemes within a hydrometeorological modeling framework for the preparation of the SWOT mission. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4):1821–1842.
- HANNAFORD, J., BUYS, G., STAHL, K. et TALLAKSEN, L. (2013). The influence of decadal-scale variability on trends in long European streamflow records. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7):2717–2733.
- HANNAH, D. M., DEMUTH, S., van LANEN, H. A., LOOSER, U., PRUDHOMME, C., REES, G., STAHL, K. et TALLAKSEN, L. M. (2011). Large-scale river flow archives : importance, current status and future needs. *Hydrological Processes*, 25(7):1191–1200.
- HAWKINS, E. et SUTTON, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8):1095–1108.
- HINGRAY, B. et SAÏD, M. (2014). Partitioning internal variability and model uncertainty components in a multimember multimodel ensemble of climate projections. *Journal of Climate*, 27(17):6779–6798.
- HIRAHARA, S., ISHII, M. et FUKUDA, Y. (2014). Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *Journal of Climate*, 27(1):57–75.
- HOERLING, M. P., KUMAR, A. et ZHONG, M. (1997). El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. *Journal of Climate*, 10(8):1769–1786.

- HUANG, B., THORNE, P. W., BANZON, V. F., BOYER, T., CHEPURIN, G., LAWRIK, J. H., MENNE, M. J., SMITH, T. M., VOSE, R. S. et ZHANG, H.-M. (2017). Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5) : upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20):8179–8205.
- IONITA, M., LOHMANN, G., RIMBU, N., CHELCEA, S. et DIMA, M. (2012). Interannual to decadal summer drought variability over Europe and its relationship to global sea surface temperature. *Climate Dynamics*, 38(1-2):363–377.
- JARRETT, R. D. (1991). Paleohydrology and its value in analyzing floods and droughts. *US Geological Survey Water-Supply Paper*, 2375:105–116.
- JONES, P. D., BRIFFA, K., OSBORN, T., LOUGH, J., VAN OMMEN, T., VINTHER, B., LUTERBACHER, J., WAHL, E., ZWIERS, F., MANN, M. *et al.* (2009). High-resolution paleoclimatology of the last millennium : a review of current status and future prospects. *The Holocene*, 19(1):3–49.
- KERR, R. A. (2000). A north atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288(5473):1984–1985.
- KRUEGER, O., SCHENK, F., FESER, F. et WEISSE, R. (2013). Inconsistencies between long-term trends in storminess derived from the 20CR reanalysis and observations. *Journal of Climate*, 26(3):868–874.
- KUENTZ, A., MATHEVET, T., GAILHARD, J. et HINGRAY, B. (2015). Building long-term and high spatio-temporal resolution precipitation and air temperature reanalyses by mixing local observations and global atmospheric reanalyses : the ANATEM model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6):2717.
- LAFAYSSE, M., HINGRAY, B., MEZGHANI, A., GAILHARD, J. et TERRAY, L. (2014). Internal variability and model uncertainty components in future hydrometeorological projections : The Alpine Durance basin. *Water Resources Research*, 50(4):3317–3341.
- LANG, M., CŒUR, D., LALLEMENT, C. et NAULET, R. (1998). Valorisation de l’information historique pour la prédétermination du risque d’inondation : application au bassin du Guiers. *Ingénieries-EAT*, (16):p-3.
- LANG DELUS, C. (2011). Les étiages : définitions hydrologique, statistique et seuils réglementaires. *Cybergeo : European Journal of Geography*.
- LE MOIGNE, P. (2002). Description de l’analyse des champs de surface sur la france par le système SAFRAN. *Note de centre GMME, Météo-France*, pages 1–30.
- LE MOIGNE, P., ALBERGEL, C., BOONE, A., BELAMARI, S., DECHARME, B., DUMONT, M. et MASSON, V. (2018). Surfex v8.1, scientifique documentation. [http://www.umr-cnrm.fr/surfex/img/pdf/surfex\\_scidoc\\_v8.1.pdf](http://www.umr-cnrm.fr/surfex/img/pdf/surfex_scidoc_v8.1.pdf).

- LEDOUX, E., GIRARD, G., DE MARSILY, G., VILLENEUVE, J. et DESCHENES, J. (1989). Spatially distributed modeling : conceptual approach, coupling surface water and groundwater. *In Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, pages 435–454. Springer.
- LEMAIRE, G. et PFLIMLIN, A. (2007). Les sécheresses passées et à venir : quels impacts et quelles adaptations pour les systèmes fourragers. *Fourrages*, 190:163–180.
- LOIZEAU, J.-L. et DOMINIK, J. (2000). Evolution of the Upper Rhone River discharge and suspended sediment load during the last 80 years and some implications for Lake Geneva. *Aquatic Sciences*, 62(1):54–67.
- LORENZ, E. N. (1969). Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric sciences*, 26(4):636–646.
- LORENZ, E. N. (1979). Forced and free variations of weather and climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(8):1367–1376.
- MAHFOUF, J. et NOILHAN, J. (1991). Comparative study of various formulations of evaporations from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology*, 30(9):1354–1365.
- MANTUA, N. J. et HARE, S. R. (2002). The Pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, 58(1):35–44.
- MARTI, R. et LEPelletier, T. (1997). L’hydrologie de la crue de 1910 et autres grandes crues du bassin de la Seine. *La Houille Blanche*, (8):33–39.
- MASON, S. J. et GODDARD, L. (2001). Probabilistic precipitation anomalies associated with ENSO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(4):619–638.
- MASSON, V., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., FAROUX, S., ALIAS, A., ALKAMA, R., BELAMARI, S., BARBU, A., BOONE, A., BOUYSSSEL, F. *et al.* (2013). The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6:929–960.
- MCVICAR, T. R., RODERICK, M. L., DONOHUE, R. J., LI, L. T., VAN NIEL, T. G., THOMAS, A., GRIESER, J., JHAJHARIA, D., HIMRI, Y., MAHOWALD, N. M. *et al.* (2012). Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds : Implications for evaporation. *Journal of Hydrology*, 416:182–205.
- MÉRILLON, Y. et CHAPERON, P. (1990). La sécheresse de 1989. *La houille blanche*, (5):325–340.
- MINVIELLE, M., PAGÉ, C., CÉRON, J.-P. et BESSON, F. (2015). Extension of the SIM reanalysis by combination of observations and statistical downscaling. *In Engineering Geology for Society and Territory-Volume 1*, pages 189–192. Springer.

- MOISSELIN, J.-M., SCHNEIDER, M. et CANELLAS, C. (2002). Les changements climatiques en France au XX<sup>e</sup> siècle. étude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations.
- MULLER, J.-C. (1996). *Trente ans de lysimétrie en France (1960-1990) : Une technique, un outil pour l'étude de l'environnement*. Edition Quae.
- NABAT, P., SOMOT, S., MALLET, M., MICHOU, M., SEVAULT, F., DRIOUECH, F., MELONI, D., di SARRA, A., DI BIAGIO, C., FORMENTI, P. *et al.* (2015). Dust aerosol radiative effects during summer 2012 simulated with a coupled regional aerosol–atmosphere–ocean model over the Mediterranean. *Atmospheric Chemistry and physics*, 15(6):3303–3326.
- NASCIMENTO, N. D. O. (1995). *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- NICOLAS, J., VERLEY, F. et CHERY, L. (2013). La mesure et la surveillance des niveaux d'eau dans les eaux souterraines : une décennie d'évolutions en France. *Géologues*, (178):58–62.
- NOILHAN, J. et PLANTON, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, 117(3):536–549.
- OBLÉD, C., BONTRON, G. et GARÇON, R. (2002). Quantitative precipitation forecasts : a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric research*, 63(3-4):303–324.
- OCDE (2014). *L'eau et l'adaptation au changement climatique*. OCDE.
- OKI, T. et KANAE, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *science*, 313(5790):1068–1072.
- OLIVER, E. C. (2016). Blind use of reanalysis data : apparent trends in Madden–Julian Oscillation activity driven by observational changes. *International Journal of Climatology*, 36(10):3458–3468.
- OTTERÅ, O. H., BENTSEN, M., DRANGE, H. et SUO, L. (2010). External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nature Geoscience*, 3(10):688.
- OUBEIDILLAH, A. A., TOOTLE, G. et ANDERSON, S.-R. (2012). Atlantic ocean sea-surface temperatures and regional streamflow variability in the Adour-Garonne basin, France. *Hydrological sciences journal*, 57(3):496–506.
- PACHAURI, R. K., ALLEN, M. R., BARROS, V. R., BROOME, J., CRAMER, W., CHRIST, R., CHURCH, J. A., CLARKE, L., DAHE, Q., DASGUPTA, P. *et al.* (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.

- PAGÉ, C. et TERRAY, L. (2010). Nouvelles projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle : les scénarii scratch2010. *In Technical Report TR/CMGC/10/58, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS No1875CS, Toulouse, France.*
- POLI, P., HERSBACH, H., DEE, D. P., BERRISFORD, P., SIMMONS, A. J., VITART, F., LALOYAUX, P., TAN, D. G., PEUBEY, C., THÉPAUT, J.-N. *et al.* (2016). ERA-20C : An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11):4083–4097.
- QASMI, S., CASSOU, C. et BOÉ, J. (2017). Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature : Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models. *Geophysical Research Letters*, 44(21):11–140.
- QUINTANA-SEGUI, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. et MOREL, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(1):92–107.
- RADANOVICS, S., VIDAL, J.-P., SAUQUET, E., DAUD, A. B. et BONTRON, G. (2013). Optimising predictor domains for spatially coherent precipitation downscaling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17:p–4189.
- RAYNAUD, D., HINGRAY, B., ZIN, I., ANQUETIN, S., DEBIONNE, S. et VAUTARD, R. (2017). Atmospheric analogues for physically consistent scenarios of surface weather in Europe and Maghreb. *International Journal of Climatology*, 37(4):2160–2176.
- RENARD, B., LANG, M., BOIS, P., DUPEYRAT, A., MESTRE, O., NIEL, H., SAUQUET, E., PRUDHOMME, C., PAREY, S., PAQUET, E. *et al.* (2008). Regional methods for trend detection : assessing field significance and regional consistency. *Water Resources Research*, 44(8).
- RITTER, B. et GELEYN, J.-F. (1992). A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, 120(2):303–325.
- ROBOCK, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38(2):191–219.
- ROUSSET, F., HABETS, F., GOMEZ, E., LE MOIGNE, P., MOREL, S., NOILHAN, J. et LEDOUX, E. (2004). Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109(D14).

- RUDOLF, B., BECK, C., GRIESER, J. et SCHNEIDER, U. (2005). Global precipitation analysis products of the GPCC. *Global Precipitation Climatology Centre Rep.*
- SANSON, J. et PARDÉ, M. (1950). La sécheresse des années 1942-49 en France. *Revue de géographie alpine*, 38(2):369–404.
- SCHLESINGER, M. E. et RAMANKUTTY, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, 367(6465):723.
- SEITY, Y., BROUSSEAU, P., MALARDEL, S., HELLO, G., BÉNARD, P., BOUTTIER, F., LAC, C. et MASSON, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3):976–991.
- SIRCOULON, J. (1989). Effets des sécheresses sur l’hydrologie de surface. *La houille blanche*, (7-8):505–516.
- SLONOSKY, V. C. (2002). Wet winters, dry summers ? three centuries of precipitation data from Paris. *Geophysical Research Letters*, 29(19):34–1.
- SOUBEYROUX, J.-M., MARTIN, É., FRANCHISTEGUY, L., HABETS, F., NOILHAN, J., BAILLON, M., REGIMBEAU, F., VIDAL, J.-P., LEMOIGNE, P. et MOREL, S. (2008). Safran-Isba-Modcou (SIM) : Un outil pour le suivi hydrométéorologique opérationnel et les études.
- STAHL, K., HISDAL, H., HANNAFORD, J., TALLAKSEN, L., VAN LANEN, H., SAUQUET, E., DEMUTH, S., FENDEKOVA, M. et JORDAR, J. (2010). Streamflow trends in Europe : evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14:p–2367.
- STOCKER, T. (2014). *Climate change 2013 : the physical science basis : Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- SUTTON, R. T. et DONG, B. (2012). Atlantic ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5(11):788.
- SWINGEDOUW, D., ORTEGA, P., MIGNOT, J., GUILYARDI, E., MASSON-DELMOTTE, V., BUTLER, P. G., KHODRI, M. et SÉFÉRIAN, R. (2015). Bidecadal North Atlantic ocean circulation variability controlled by timing of volcanic eruptions. *Nature communications*, 6:6545.
- TEULING, A., HIRSCHI, M., OHMURA, A., WILD, M., REICHSTEIN, M., CIAIS, P., BUCHMANN, N., AMMANN, C., MONTAGNANI, L., RICHARDSON, A. *et al.* (2009). A regional perspective on trends in continental evaporation. *Geophysical Research Letters*, 36(2).

- TORRENCE, C. et COMPO, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, 79(1):61–78.
- 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.
- VOLDOIRE, A., SANCHEZ-GOMEZ, E., y MÉLIA, D. S., DECHARME, B., CASSOU, C., SÉNÉSI, S., VALCKE, S., BEAU, I., ALIAS, A., CHEVALLIER, M. *et al.* (2013). The CNRM-CM5. 1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10):2091–2121.
- WALTER, I. A., ALLEN, R. G., ELLIOTT, R., JENSEN, M., ITENFISU, D., MECHAM, B., HOWELL, T., SNYDER, R., BROWN, P., ECHINGS, S. *et al.* (2000). ASCE’s standardized reference evapotranspiration equation. In *Watershed management and operations management 2000*, pages 1–11.
- WANG, J., YANG, B., LJUNGQVIST, F. C., LUTERBACHER, J., OSBORN, T. J., BRIFFA, K. R. et ZORITA, E. (2017). Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years. *Nature Geoscience*, 10(7):512.
- WILBY, R. L., 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, available from the DDC of IPCC TGCIA*, 27.
- WILHELM, B., ARNAUD, F., SABATIER, P., MAGAND, O., CHAPRON, E., COURP, T., TACHIKAWA, K., FANGET, B., MALET, E., PIGNOL, C. *et al.* (2013). Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 28(2):189–199.
- WILLEMS, P. (2013). Multidecadal oscillatory behaviour of rainfall extremes in Europe. *Climatic Change*, 120(4):931–944.
- WILLEMS, P., ARNBJERG-NIELSEN, K., OLSSON, J. et NGUYEN, V. (2012). Climate change impact assessment on urban rainfall extremes and urban drainage : Methods and shortcomings. *Atmospheric research*, 103:106–118.
- WOUTERS, B., DRIJFHOUT, S. et HAZELEGER, W. (2012). Interdecadal North-Atlantic meridional overturning circulation variability in EC-EARTH. *Climate dynamics*, 39(11):2695–2712.
- WU, Z. et HUANG, N. E. (2009). Ensemble empirical mode decomposition : a noise-assisted data analysis method. *Advances in adaptive data analysis*, 1(01):1–41.