



Université
de Toulouse

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 9 février 2015 (09/02/2015) par :

Elizabeth HARADER

**L'impact du changement climatique sur les événements
hydrologiques extrêmes des petits bassins versants méditerranéens
: le cas du bassin versant du Lez**

JURY

Serge CHAUZY	Professeur d'université	Président du Jury
Paolo RUTI	Chief of Research	Rapporteur
Florence HABETS	Directrice de Recherche	Rapporteur
Eric SERVAT	Directeur de Recherche	Examineur
Pere QUINTANA SEGUÍ	Chercheur	Examineur
Sophie RICCI	Chargé de Recherche	Directrice
Valérie BORRELL-ESTUPINA	Maître de Conférences	Co-directrice

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

CERFACS-CNRS (URA 1875)

Directeur(s) de Thèse :

Sophie RICCI et Valérie BORRELL-ESTUPINA

Rapporteurs :

Paolo RUTI et Florence HABETS

Remerciements

La thèse a été un long voyage, souvent solitaire. Je tiens à remercier ici mes compagnons de voyage qui m'ont épaulé (m'ont écouté ronchonner durant des heures innombrables), m'ont permis de continuer quand la sombre vallée paraissait interminable et m'ont rappelé de m'arrêter le temps d'apprécier le paysage.

D'abord, je remercie ma directrice de thèse, Sophie RICCI pour m'avoir fait confiance pendant ces trois années, malgré les détours parfois tortueux que ma thèse a pris. Je remercie aussi Valérie BORRELL, ma co-directrice de Montpellier, pour sa positivité et son dynamisme. Ensemble, mes deux directrices ont toujours cru en la valeur et la portée scientifique de mon travail.

Je remercie les membres du jury de thèse pour leur participation à ce grand moment de bonheur que fut la soutenance et le pot. Merci aux rapporteurs, Mme Florence HABETS et M Paolo RUTI pour votre relecture consciencieuse de mon manuscrit. Ensuite je remercie le président de jury, M Serge CHAUZY, pour sa bonne humeur pendant la soutenance, vous avez su mettre tout le monde à l'aise. Je remercie également les examinateurs, Eric SERVAT et Pere QUINTANA SEGUÏ pour leur disponibilité et leur retour sur mon travail le jour de la soutenance.

Ma thèse a bénéficié d'un conseil scientifique et d'un comité de pilotage qui ont permis d'orienter mes recherches. Merci à Laurent TERRAY, Samuel SOMOT, Denis RUELLAND et Julien BOE pour votre participation. Je remercie également Samuel pour la mise à disposition des données Med-CORDEX. J'adresse ici un merci supplémentaire à Julien pour son soutien scientifique et moral au cours de ma thèse sans lequel je n'aurais jamais pu arriver au bon port.

Pendant ma thèse et sa préparation, j'ai eu l'opportunité de faire quelques séjours à Montpellier. Merci aux Montpellierains (à prononcer Montpellieraignes) : à François DELCLAUX pour m'avoir prêté un logement chaleureux pendant mon stage, à Christophe BOUVIER, à Agnes et Anne pour leur expertise avec ATHYS, à Lila et Cécile, aux autres stagiaires : Thomas, Rémy et Olivier, à Maïmouna, à Ersin et Halide pour une bonne balade dans les garrigues et à Mahamadou le dur et Awa. Vous m'avez réservé un très bon accueil (parfois autour d'une bouteille de rosé ou de pastis) à Montpellier qui m'a permis d'oublier les moments difficiles de la thèse.

La grande majorité de ma thèse s'est déroulé aux CERFACS à Toulouse. Je remercie d'abord les permanents pour leur accueil chaleureux et leurs discussions à la cantine et à la cafétéria : Marie-Pierre, Sophie V., Philippe, Christophe, Bertrand, Odile, Emmanuele, Laure, Eric, Olivier, Emilia, Christian, Anthonys W. et T., Nathalie, Thierry et Florent. Merci à Isabelle M. pour avoir été mon chevalier contre les forces obscures de l'administration. Merci à l'équipe CSG pour leur support informatique inégalé : Patrick, Isabelle D., Fabrice, Maurice, Nicolas, Gérard et

Gabriel (merci encore pour m'avoir amené à Basso Cambo la veille de la soumission du manuscrit). Merci aux doctorants et aux précaires de tout genre : Li Yan, Elodies F. et J., Mélanie, Laurent B., Marie P., Nicola, Yohan RR., Milka, Alexis, Adèle, Thomas, Yamina et Polar pour sa maîtrise de la langue chinoise. Merci aux doctorants Gildas et Margot pour leurs discussions et les corrections de mes nombreux emails mal écrits. Merci également à mes frères de thèse pour m'avoir accompagnée et écoutée : Sébastien, Nabil et Johan. Je vous souhaite bien du courage pour les dernières étapes de vos thèses. Je ne peux pas oublier mes collègues du CNRM et de la Météo : merci à Fanny pour un agréable voyage passé en Suède et merci aux DCLIMites actuels et anciens : Stéphanie, Flore, Marie M. (dans sa maison de ronchonchons), Julien L., François B., Guillaume et Matthieu P.

Enfin, le soutien de ma famille et mes amis en dehors du contexte professionnel a compté pour beaucoup dans la réalisation de ma thèse. Merci à mes parents pour avoir été compréhensifs et patients malgré ma décision d'aller faire une thèse à des milliers de kilomètres du pays de ma naissance. Sans vous, je n'aurais pas eu le courage d'aller aussi loin. Merci à mes beaux parents pour la relecture de mon français parfois un peu rustre. Merci à M. Yann K. pour les bons moments au soleil (ou sous la pluie) aux cafés à côté du numéro 7 avenue Honoré Serres. Merci à Nicolas E. pour m'avoir aidé dans mon projet fou d'aller vivre en France, sans toi la thèse n'aurait jamais existé. Merci à Anna et Laurent C. pour les soirées autour d'un burger et pour m'avoir invitée à rejoindre le groupe de lecture. Merci à Frances et Peter pour de bonnes discussions autour d'un livre – le français commençait à effacer ma langue maternelle. Merci aussi aux voisins PA, Nico et Aurore pour les soirées de recherche fructueuses sur la culture française devant l'Amour est dans le Pré.

Je remercie enfin mon mari, Mathieu (choucroute) pour son soutien, son écoute et sa compréhension pendant ces trois années. Quand je ne pensais plus pouvoir tenir, tu m'as rappelé que ça valait le coup. Tu es la plus belle partie de ma thèse.

Résumé

Le sud de la France est soumis à des crues éclair engendrées par de fortes précipitations automnales. L'évolution de ces événements avec le changement climatique est un enjeu clef pour cette région à forte dynamique démographique. L'étude de ces évolutions est freinée par la différence d'échelle entre les modélisations hydrologique et climatique. L'objectif de cette thèse est de proposer une méthodologie capable de réaliser ce changement d'échelles et adaptée aux crues éclair des petits bassins versants au sud de la France. Le bassin versant du Lez est le bassin d'étude. Un modèle climatique régional à haute résolution fournit les précipitations futures sur le bassin d'étude. Les premiers résultats sur la période future suggèrent que l'intensité des crues éclair du bassin versant du Lez est susceptible d'augmenter. Cependant, ces résultats dépendent fortement du choix du modèle climatique et de l'état hydrique du bassin dont les évolutions sont méconnues.

Abstract

The Mediterranean region of southern France experiences extreme autumn rainfall, sometimes leading to violent flash floods. The evolution of these floods under the influence of climate change is a key question for the Mediterranean region, where a rapidly growing population puts human lives at stake. The difference in scale between the resolution of climate model outputs and hydrological impacts is a challenge for the study of flash floods in a future climate. The goal of this doctoral thesis is to propose a methodology adapted to the study of climate change impacts on flash floods in the small Mediterranean catchments of southern France. The Lez catchment near Montpellier was selected for a case study. Early results suggest that the intensity of flash floods may increase in the Lez catchment in a future climate. However these results are heavily dependent on the choice of the climate model used to simulate changes in precipitation and the evolution of future soil conditions, which were not taken into account in this study.

Résumé étendu

La méditerranée française est soumise à des crues éclair provoquées par des précipitations automnales violentes sur des petits bassins versants à relief accidenté. L'évolution des précipitations fortes qui déclenchent ces événements représente un enjeu important pour cette région où une forte dynamique démographique augmente le risque encouru par les populations locales. L'objectif de cette étude est de mettre en place une méthodologie adaptée à l'étude d'impact du changement climatique sur les crues éclair des petits bassins versants du sud de la France. Cette méthodologie doit correspondre aux échelles très fines de l'hydrologie de ces bassins versants. Le bassin versant du Lez en amont de Montpellier est le bassin d'étude. Les simulations climatiques régionales réalisées à l'aide du modèle ALADIN à haute résolution (12 km) fournissent les conditions atmosphériques en entrée d'un modèle hydrologique sur le bassin versant du Lez. Les précipitations futures simulées par ALADIN sont corrigées par une méthode de correction de biais de type perturbation de quantiles. Le modèle hydrologique simule l'impact du changement climatique sur les débits à partir de ces précipitations corrigées.

Le modèle hydrologique sélectionné pour cette étude est conceptuel, distribué et événementiel. Le modèle s'appuie sur les équations SCS et modélise la réponse hydrologique par une série de réservoirs. Ce modèle est sensible à l'état hydrique du bassin, corrélé à son initialisation. Nous avons étudié et réduit les incertitudes liées aux précipitations en entrée de ce modèle à travers l'assimilation de données de débits à l'exutoire du bassin. En l'absence d'observations à assimiler dans le futur, les précipitations pluviométriques (moins bien résolues mais moins incertaines que les pluies radar) sont considérées comme référence pour l'étude d'impact du changement climatique.

Une étude sur la valeur ajoutée de la modélisation climatique régionale à haute résolution a été réalisée. Cette étude a pour objectif d'évaluer la capacité d'ALADIN 12 km à simuler les précipitations extrêmes à l'origine des crues éclair dans le sud de la France. Deux résolutions du modèle ALADIN ont été considérées : 12 km et 50 km. Les conditions aux frontières de ces modèles sont fournies par une analyse atmosphérique sur la période de 1979 à 2013. ALADIN 12 km permet d'améliorer la distribution des précipitations sur la France et les quantiles de précipitations élevées au sud de la France. Cette amélioration vient probablement des changements des précipitations sous-maille et d'une meilleure résolution du relief.

L'étude d'impact du changement climatique utilise les précipitations des scénarios RCP8.5 et RCP4.5 simulés par ALADIN 12 km. Une correction de biais de type perturbation de quantiles est appliquée aux précipitations simulées. Cette correction permet de « futuriser » les précipitations de référence des épisodes de crue passés. Cette méthode permet de modéliser des crues phares de la période passée sous un

climat futur. Les résultats suggèrent qu'une augmentation des précipitations et des débits pendant les épisodes de crue sur le bassin versant du Lez est possible. Cependant, ces résultats sont très sensibles aux conditions hydriques du bassin versant, qui pourraient évoluer en fonction du changement climatique. De plus, les résultats de cette étude sont fortement impactés par le choix d'un seul modèle climatique régional et ne permettent pas de conclure sur l'influence du changement climatique. Néanmoins, la méthodologie développée montre qu'il est possible à l'heure actuelle de modéliser l'impact du changement climatique sur des événements de crue éclair à l'échelle d'un petit bassin versant.

Extended abstract

The Mediterranean region of France experiences flash flooding events when heavy autumn rains occur over small, steep watersheds. The evolution of these events under the influence of climate change is an important question for this region where heavy population growth increases the risks to human lives. The objective of this thesis is to develop a methodology adapted to the study of climate change impacts on small catchments in southern France. The methods developed here must be appropriate for the study of climate change at the spatial and temporal scales of small Mediterranean catchments. A case study was performed on the Lez catchment, near the city of Montpellier in southern France. Precipitation fields input to a hydrological model of the Lez catchment were simulated by the ALADIN regional climate model at a 12 km resolution. Future precipitation fields were bias-corrected using a quantile perturbation-based method. The hydrological model simulated the impact of climate change using bias-corrected precipitation fields.

The hydrological model selected for this study is conceptual, distributed and event-based. The model is based on the SCS equations and uses a series of reservoirs to model the hydrological response of the catchment. This model is sensitive to the hydric state of the catchment, which is correlated with the model initialisation. For the present period, the uncertainty associated with radar precipitation fields input to the hydrological model was reduced by assimilating discharge observations at the catchment outlet. This study also allowed for a better understanding of the level of uncertainty associated with radar rainfall. In light of these results, ground rainfall, which has a lower spatial and temporal resolution, but contains less error, was selected as the reference for the study of climate change impacts on flash floods.

A study of the added value of high resolution regional climate modelling for the reproduction of extreme precipitation was completed. The goal of this study was to estimate the capacity of ALADIN 12 km to simulate extreme precipitation associated with flash flooding in southern France. The 12 km simulations were compared to results from the same model at a 50 km resolution. An atmospheric analysis provided boundary conditions over the period from 1979–2013. ALADIN 12 km improved the distribution of precipitation over France and the simulation of upper precipitation quantiles in southern France. The sources of added value in this study were most likely the improved representation of the topography and changes to the sub-grid precipitation.

The climate change impact study used the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios simulated by ALADIN 12 km. Precipitation fields were bias-corrected using a quantile perturbation-based method. This correction transfers the signal of climate change to observed precipitation episodes associated with flood events during the reference period. Using this method, key flood events from the past can be modelled under the

influence of climate change. Early results suggest that heavy rainfall and flooding may increase in the Lez catchment in the future. However these results are extremely sensitive to the hydric state of the catchment, assumed stationary in this study. Furthermore, this study used only one member of one global climate model as input to the regional climate model, which is not sufficient to estimate the impact of climate change. Nonetheless, the results of this study show that it is possible to simulate the impacts of climate change in a small, flashy catchment using an event-based methodology.

Table des matières

Remerciements	iii
Résumé	v
Abstract	vii
Résumé étendu	ix
Extended abstract	xi
Table des matières	xiii
Introduction générale	1
1 Evénements extrêmes en région méditerranéenne	5
1 Le climat méditerranéen	5
2 Définition d'un événement précipitant extrême	7
2.1 Définition d'un seuil d'intensité	8
2.2 Définition d'un seuil d'étendue spatiale	11
3 Types d'événement extrêmes	12
3.1 Précipitation stratiforme	12
3.2 Orages locaux et processus convectifs	13
3.3 Systèmes convectifs de méso-échelle	14
3.4 Medicanes	15
4 Facteurs favorisant les événements extrêmes	16
4.1 Sources d'humidité	17
4.2 Conditions grande échelle, synoptiques et méso-échelle	17
4.3 Mécanismes de soulèvement	19
5 La modélisation climatique régionale comme outil à l'étude des extrêmes de précipitation	19
5.1 Pourquoi la modélisation régionale?	20
5.2 Les projets de régionalisation nationaux et internationaux	21
5.3 La valeur ajoutée par la modélisation régionale	22
5.4 De la prévision à la prévoyance : le climat futur en région méditerranéenne	25
6 Conclusion	27
2 Les crues éclair : génèse et caractérisation	29
1 Introduction : risques et aléas hydrologiques en France	29
2 Définition d'une crue « éclair »	31
2.1 Par le temps de réponse	32
2.2 Par le débit	32
2.3 Par la période de retour	33
2.4 La localisation des crues éclair en France et en Europe	33

3	La genèse des crues éclair	34
3.1	Précipitation	34
3.2	Le ruissellement de surface	34
3.3	Les écoulements souterrains et les sols	35
3.4	La concentration des écoulements par la morphologie du bassin	36
4	La modélisation hydrologique pour la caractérisation et la prévision des crues éclair	36
4.1	A quoi sert un modèle hydrologique ?	38
4.2	Classification des modèles hydrologiques	40
4.3	Calibration et validation d'un modèle hydrologique	46
4.4	Incertitudes de la modélisation hydrologique	48
5	Conclusion	52
3	Application de la modélisation des crues éclair en région méditerranéenne : le cas du Lez	53
1	Introduction	53
2	Article publié dans Hydrology and Earth System Sciences	54
2.1	Résumé	54
2.2	Article	56
2.3	Perspectives sur les précipitations futures	75
3	Conclusion	75
4	La valeur ajoutée de la modélisation régionale à haute résolution	77
1	Introduction	77
2	Article soumis à Climate Dynamics	78
2.1	Résumé	78
2.2	Article	80
2.3	Discussion étendue : analyses indirectes de la valeur ajoutée .	134
3	Conclusion	139
5	Etude d'impact du changement climatique sur la réponse hydrologique du bassin versant du Lez	141
1	Introduction	141
2	Etude d'impact hydrologique sur le bassin versant du Lez	143
2.1	Données et observations	143
2.2	Méthodologie : la correction de biais événementielle	146
2.3	Résultats des précipitations futures modélisées et implications pour l'étude d'impact	148
2.4	Résultats de la modélisation hydrologique sur la période future	151
2.5	Sensibilité du modèle à l'intensité et au cumul des précipitations	156
2.6	Discussion	158
3	Conclusions et perspectives	159
	Conclusion générale	161
	Bibliographie	167

Introduction générale

Le lundi 29 septembre 2014, de violents orages se sont abattus sur le département de l'Hérault, laissant des centaines de voyageurs bloqués dans les gares de Nîmes à Béziers. Près de 300 mm de précipitation ont été relevés à Montpellier (source : Météo-France), ce qui représentent presque la moitié du cumul de précipitation annuelle moyenne (629.1 mm de 1981 à 2010). Le Lez à Montpellier, qui a un débit moyen de $2.55 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, a atteint un débit de pointe de $418 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (source : la Banque Hydro, le Lez à Garigliano). Un événement semblable s'est renouvelé les 6 – 7 octobre, quand environ 250 mm de pluie sont tombés au nord de Montpellier, engendrant des dégâts importants dans le quartier de Grabels où la Mosson, un affluent du Lez, a débordé. De son côté, le Lez a débordé de nouveau, atteignant une hauteur au-delà de celle du 29 septembre. Le coût des dégâts liés à ces événements est estimé à plusieurs centaines de millions d'euros. Aucune perte humaine n'est à déplorer, mais les récits rapportés par quelques rescapés rappellent à quel point ces épisodes de crues auraient pu virer à la tragédie.

La réponse hydrologique brutale du Lez cet automne est caractéristique d'une crue éclair. Ce type de crue présente un très court délais entre les précipitations et la montée des eaux, ce qui complique l'émission et la communication d'un avis de vigilance. Les crues éclair sont fréquentes sur la région méditerranéenne où de petits bassins versants au relief accidenté concentrent rapidement les eaux pluviales. En automne, la forte activité orageuse de la région méditerranéenne produit des pluies diluviennes à l'origine des crues éclair. Les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) restent parfois stationnaires pendant plusieurs heures, apportant des cumuls de précipitation très élevés. Au sud de la France, des cumuls de précipitation de plus de 200 mm j-1 se produisent en moyenne 4,6 fois par an (période de référence 2002 et 2006) avec une variabilité interannuelle importante (Ricard et al., 2012). On peut citer de nombreux exemples ayant provoqué des crues aux dégâts importants : Nîmes en 1988, Vaison-la-Romaine en 1992, l'Aude en 1999, le Gard en 2002, le Rhône en 2003, et Draguignan en 2010. Ces épisodes de précipitations intenses sont caractéristiques du climat méditerranéen et le risque de crue éclair associé représente une menace importante pour les populations.

Les événements récents dans l'Hérault mettent en évidence le besoin de mieux comprendre la genèse des crues éclair sur le pourtour méditerranéen et l'évolution de l'intensité et de l'occurrence de ces événements sous l'impact du changement climatique. Sous l'influence du changement climatique, une intensification des extrêmes de précipitation de courte durée a déjà été constatée sur la partie occidentale de la région méditerranéenne (Kyselý et al., 2012). Néanmoins, le lien entre le signal de changement des précipitations et le signal de changement des débits dans les rivières est complexe. Les modèles hydrologiques permettent de convertir le signal

des précipitations en débits afin d'estimer le risque de crue. Lorsque les précipitations en entrée du modèle hydrologique sont issues d'une projection climatique, on parle alors d'étude d'impact du changement climatique sur l'hydrologie. Les études d'impact peuvent être du domaine de l'hydrologie, mais aussi d'autres domaines tels que l'écologie ou les énergies renouvelables. Une difficulté majeure dans ce genre d'étude est la différence d'échelle entre les variables atmosphériques produites par les modèles climatiques globaux et les impacts. Actuellement, l'échelle des projections climatiques produites par la modélisation climatique globale est de l'ordre de 100 km tandis que les impacts à l'échelle des activités humaines sont d'ordre kilométrique. Des méthodes de désagrégation statistiques ou dynamiques permettent alors de faire un changement d'échelle afin de fournir des champs atmosphériques à une échelle compatible avec les modèles d'impact. La désagrégation statistique s'appuie sur une relation statistique entre les champs atmosphériques globaux et les variables d'impact pour générer des champs atmosphériques désagrégés. La désagrégation dynamique consiste à fournir des champs issus de la modélisation climatique globale en entrée d'un modèle climatique régional qui simule l'atmosphère à une résolution plus fine sur un domaine réduit.

Ce travail de thèse présente une méthodologie pour une étude d'impact hydrologique sur un petit bassin versant méditerranéen soumis aux crues éclair. On s'intéresse particulièrement au bassin versant du Lez à Lavalette (114 km²) en amont de la ville de Montpellier. Ce bassin typique de la région méditerranéenne présente un enjeu lié à l'apport en eau pour l'agglomération de Montpellier et au risque de débordement dans un environnement à forte urbanisation. La réalisation d'une étude d'impact hydrologique sur ce bassin est sujette à plusieurs difficultés liées à diverses sources d'incertitudes. Les événements de fortes précipitations sur ce bassin sont principalement de nature convective, or la convection n'est pas explicitement résolue par la plupart des modèles climatiques actuels. De plus, il n'est pas garanti que la taille du bassin versant soit suffisante pour que l'on parvienne à capter un signal robuste du changement climatique. De plus, la méthode de désagrégation utilisée pour faire le lien entre l'échelle des variables atmosphériques et l'hydrologie est une source d'incertitudes additionnelles. Enfin, le modèle hydrologique sélectionné pour reproduire les débits du bassin versant du Lez est événementiel et donc ne modélise que les épisodes de crue. Il convient d'appliquer, une méthode de correction de biais des précipitations futures afin de fournir une chronique d'épisodes en entrée du modèle hydrologique pour l'étude d'impact.

L'étude de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie comporte plusieurs étapes, dont la première est de s'assurer que les outils numériques qui prévoient le comportement hydrologique du bassin versant et qui simulent les champs atmosphériques sont fiables sur la période présente. Les deux outils sélectionnés pour cette étude sont la modélisation hydrologique conceptuelle distribuée événementielle et la modélisation climatique régionale à haute résolution vouée à fournir les précipitations en entrée du modèle hydrologique.

Un modèle hydrologique conceptuel à réservoirs distribué, sur la base des équations SCS, est utilisé pour cette étude. Ce modèle événementiel ne modélise que les épisodes de crue en ne représentant que les processus principaux qui y contribuent. Dans un premier temps, nous étudions l'incertitude associée aux précipitations en entrée de ce modèle et proposons l'usage d'une méthode d'assimilation de données

des débits observés à l'exutoire afin de réduire cette incertitude. Les précipitations radars, d'une meilleure résolution temporelle et spatiale que les précipitations pluviométriques, représentent mieux la variabilité des pluies qui joue un rôle essentiel dans la genèse des crues éclair. Néanmoins, ces produits radars sont entachés d'une forte erreur d'observation qu'il convient de réduire via l'assimilation de données. La méthode permet de mettre en évidence l'incertitude des précipitations radar par rapport aux précipitations pluviométriques. Dans la suite cette thèse, au delà de l'étude liée à l'assimilation de données pour la simulation des épisodes passés de crues, les précipitations pluviométriques, plus fiables que les images radar, sont utilisées comme précipitation de référence pour l'application d'une méthode de correction de biais sur les précipitations futures modélisées.

La méthode de désagrégation dynamique est établie avec l'utilisation du modèle climatique régional ALADIN du CNRM (Bubnova et al., 1993). ALADIN fournit des conditions atmosphériques à haute résolution (12 km) sur la période présente (1950 à 2005) et future (2006 à 2100). Les conditions initiales et aux frontières d'ALADIN sont fournies par le modèle global CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2013). Avant de mener l'étude d'impact hydrologique, nous nous sommes concentrés sur l'apport de la haute résolution dans ALADIN pour la représentation des précipitations extrêmes sur la période présente avec les conditions initiales et aux frontières fournies par l'analyse ERAI (Dee et al., 2011). L'apport de la haute résolution est mesuré par rapport à ALADIN 50 km. Ce type d'étude, dite étude de valeur ajoutée, est nécessaire afin de s'assurer que ALADIN à haute résolution reproduit les précipitations extrêmes sur la région d'étude de manière satisfaisante. La reproduction des extrêmes de précipitation au sud de la France par ALADIN 12 et 50 km est étudiée avec l'analyse SAFRAN comme référence. Plusieurs sources de différence entre les deux résolutions sont considérées : la circulation grande échelle, le flux d'humidité en basse couche, la résolution du relief et les précipitations convectives.

Une fois les choix de modélisation climatique et hydrologique validés sur la période présente, l'étude d'impact du changement climatique est réalisée. Deux scénarios de forçage radiatif sont considérés sur la période future : le RCP8.5 et le RCP4.5 (Van Vuuren et al., 2011). Une méthode de correction de biais de type perturbation de quantiles est appliquée aux précipitations simulées par ALADIN qui sont ensuite prescrites en entrée du modèle hydrologique. Le choix d'une méthode de type perturbation de quantiles est justifié par l'approche événementielle du modèle hydrologique. Des perturbations appliquées à l'initialisation du modèle hydrologique permet d'évaluer la sensibilité du modèle climatique à l'état hydrique du bassin versant sous un climat futur. La réponse hydrologique du bassin versant du Lez est extrêmement sensible aux conditions hydriques, ces conditions impactent également la sensibilité du modèle à l'intensité des précipitations. Des premiers résultats suggèrent qu'une augmentation des épisodes de crue sur le bassin versant du Lez est possible. Les résultats de cette thèse démontrent la faisabilité d'une étude d'impact hydrologique pour les petits bassins méditerranéens tels que le Lez. Il convient cependant de garder à l'esprit que les conclusions tirées des résultats obtenus sur ce bassin doivent être validés dans le cadre une étude multi-modèles ou multi-bassins avec une prise en compte explicite des évolutions futures de l'état hydrique du bassin.

Cette thèse est constituée de cinq chapitres :

1. La description des événements de précipitation intenses en région méditerranéenne

néenne et leur modélisation. Ce chapitre décrit la climatologie des événements intenses, les facteurs qui y contribuent et la modélisation atmosphérique régionale comme outil pour l'étude de ces événements.

2. **La description des crues éclair et leur modélisation.** Ce chapitre présente la genèse des crues éclair et la modélisation hydrologique adaptée à la simulation et la prévision de ces crues.
3. **L'incertitude des précipitations en entrée du modèle hydrologique et leur correction via l'assimilation de données de débits.** Ce chapitre traite des incertitudes liées aux observations de précipitation radar et permet de sélectionner des précipitations de référence adaptées à l'étude d'impact.
4. **L'apport de la modélisation régionale à haute résolution pour la représentation des précipitations extrêmes.** Ce chapitre décrit l'étude de la valeur ajoutée du modèle ALADIN à 12 km par rapport à une résolution de 50 km. Le choix de ALADIN à 12 km pour simuler l'impact du changement climatique est validé sur la période passée avec les conditions aux frontières fournies par l'analyse ERAI.
5. **L'impact du changement climatique sur les crues éclairs du bassin versant du Lez.** Une correction de biais de type perturbation de quantiles est appliquée aux simulations ALADIN à 12 km. Les précipitations corrigées sont fournies en entrée d'un modèle hydrologique qui simule l'impact du changement climatique sur les débits du bassin versant du Lez.

Une conclusion générale résume les résultats principaux de cette thèse et les perspectives des études futures.

Chapitre 1

Evénements extrêmes en région méditerranéenne

C'est pendant l'automne et la saison des fleurs, que la terre et la voûte des étoiles sont la plus fréquemment ébranlées par la foudre.

Lucrece (94 av. J.-C. ; 54 av. J.-C. environ). *Traduction par La Grange, 1768*

Le climat méditerranéen est fréquemment soumis à des événements de précipitation violente, particulièrement en automne, en raison des conditions atmosphériques de grande échelle qui se réunissent à cette période et de la morphologie unique du bassin méditerranéen. Ces événements peuvent dépasser quelques centaines de mm en 24 h (Nuissier et al., 2008), avec des résultats parfois catastrophiques pour les populations locales. Pour cette raison, cette thèse cherche à mieux comprendre la climatologie de ces événements. En particulier, nous cherchons à comprendre un climat en cours d'évolution et prévoir les impacts des changements éventuels sur la précipitation extrême.

1 Le climat méditerranéen

Les climats méditerranéens sont localisés entre 30° et 45° Nord ou Sud sur la région côtière à l'ouest des masses continentales (Bolle et al., 2006). Ce climat, caractéristique des régions bordant la mer Méditerranée, se retrouvent au sud-ouest des Etats-Unis, au Mexique, au Chili, en Afrique du Sud et en Australie. Au sens large, ces régions partagent i) une concentration des précipitations (au moins 65%) de novembre à avril dans l'hémisphère nord et de mai à octobre dans l'hémisphère sud et ii) une période sèche en été durant au moins un mois (di Castri et Mooney, 1973). Selon la classification Köppen-Geiger, le climat méditerranéen est du type Csa ou Csb (tempéré avec un été sec et chaud ou tempéré) (Peel et al., 2007). En revanche, cette définition exclut certains pays nord-africains du pourtour méditerranéen, qui ont un climat sous influence subtropicale et donc sec (cf Fig. 1.1).

A ces critères climatiques, s'ajoute un type de végétation caractéristique : le chaparral (maquis californien), la garrigue ou le maquis (di Castri et Mooney, 1973). Ces types de végétation sont adaptés aux conditions climatiques et aux reliefs accidentés des régions méditerranéennes. Plus exceptionnellement, on peut trouver des forêts littorales en Californie ou des régions désertiques au Chili et au nord de l'Afrique.

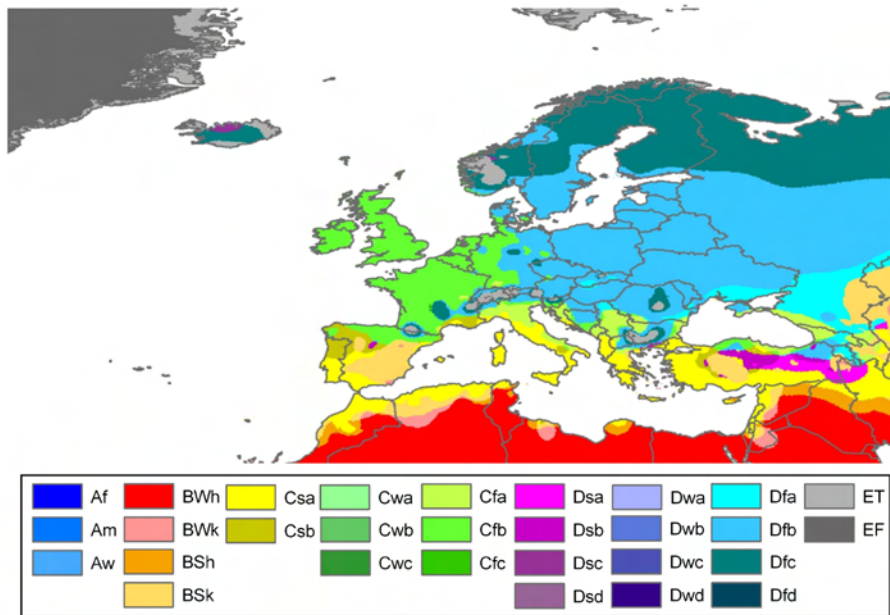


Figure 1.1 – Classification Köppen-Geiger des climats européens (Peel et al., 2007).

Le pourtour méditerranéen se distingue des autres climats méditerranéens par sa mer presque fermée d’une profondeur et d’une taille inhabituelles pour un bassin de ce type (Lionello et al., 2006). La mer constitue une source importante de chaleur latente qui contribue à la formation des phénomènes atmosphériques rares à ces latitudes tels que les lignes de grain et les ouragans méditerranéens (medicanes). Ces systèmes peuvent se développer grâce à une combinaison de la température de mer relativement élevée et des facteurs baroclines présents au moyennes latitudes (Moscatello et al., 2008a,b; Romero et al., in press).

Le relief accidenté qui entoure la quasi-totalité du bassin méditerranéen (Fig.1.2) sert à son tour à intensifier les phénomènes météorologiques de la région. Ces reliefs, combinés à certaines conditions météorologiques, sont à l’origine des vents catabatiques, tels que le Mistral ou le Bora. Ces vents sont le résultat d’une masse d’air frais et lourd qui descend en plaine (Bolle et al., 2006). Ils soufflent dans la direction inverse des brises de mer, aussi présentes en région méditerranéenne. Le relief peut aussi jouer un rôle dans les événements précipitants soit par le soulèvement de l’air instable, soit par la cyclogenèse orographique.

En France métropolitaine, le climat méditerranéen est caractérisé par ses étés chauds et secs, ses hivers doux, et des précipitations irrégulières concentrées au printemps et en automne, fréquemment de type orageux (Météo-France, 2014). Ce climat se distingue des autres principaux climats en France métropolitaine (océanique, océanique altéré, semi-continentale, de montagne) par son fort ensoleillement et ses événements de précipitation et vent intenses (mistral et tramontane). Sur cette région, la variabilité des précipitations est associée à des périodes de sécheresse estivale et des problèmes de gestion de la ressource en eau suivis de périodes de pluies intenses à l’origine de crues parfois dévastatrices. Ce sont ces événements de pluies intenses que nous allons étudier dans la suite de cette thèse.

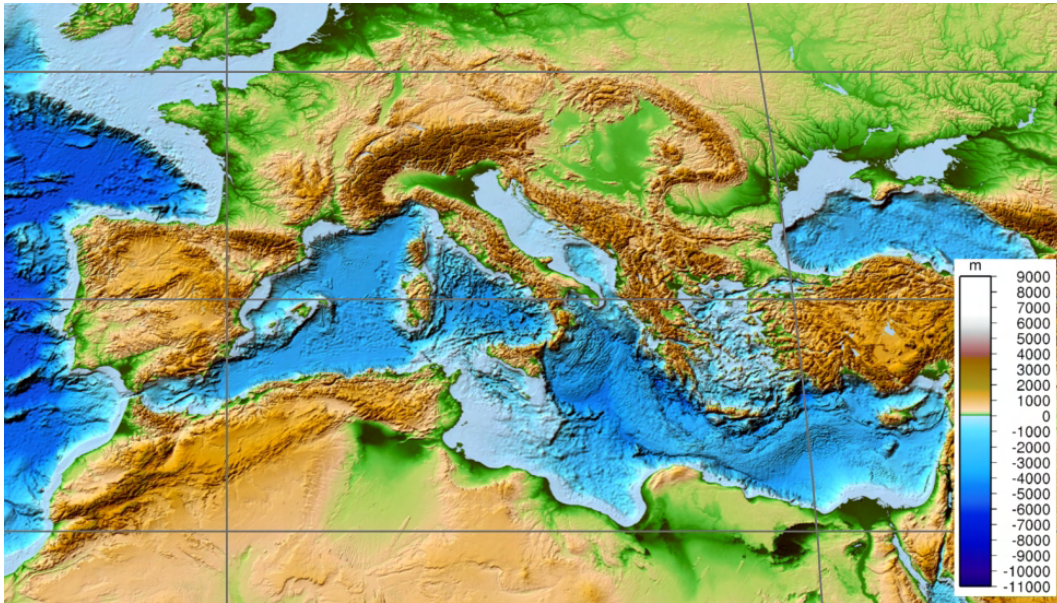


Figure 1.2 – Topographie et bathymétrie du bassin méditerranéen, modèle numérique de terrain, NASA ETOPO1 d'après Amante et Eakins (2009). Image produite par P.Grothe.

2 Définition d'un événement précipitant extrême

L'étude des événements extrêmes passe avant tout par la définition objective de leur intensité et de leur étendue spatiale qui a pour but d'identifier des événements rares (extrêmes), ayant un impact important sur les populations, les infrastructures ou l'écologie (voir Easterling et al. (2000) pour une discussion de l'impact des extrêmes climatiques sur la société et l'écologie). Un événement extrême peut être aussi identifié par les dégâts qu'il engendre. Le point faible de ce type de définition est qu'elle combine l'impact de l'aléa météorologique et le risque (l'exposition des populations). Il existe de nombreuses études qui se focalisent sur un ou quelques épisodes de précipitation catastrophiques (voir Miglietta et al. (2011); Trapero et al. (2013) pour deux exemples), notables en raison des dégâts qu'ils provoquent. Pour notre étude, cette définition est peu satisfaisante car nous souhaitons regarder l'évolution de ces événements d'un point de vue climatologique et non seulement quelques événements exceptionnels.

Le dépassement d'un seuil de précipitation permet de définir l'intensité des événements que l'on cherche à étudier. Cette valeur seuil peut correspondre à une intensité de précipitation donnée, à un quantile précis ou à une période de retour. Les deux derniers types de seuils sont aussi associés à une intensité de précipitation, calculée à partir d'une distribution probabiliste et variable dans l'espace. Une fois le seuil d'intensité fixé, nous pouvons aussi poser des conditions d'étendue spatiale, à déterminer à partir des données distribuées sur une grille régulière ou d'un réseau d'observations. L'application d'un seuil spatial permet d'écarter les événements qui sont trop localisés pour avoir un impact notable.

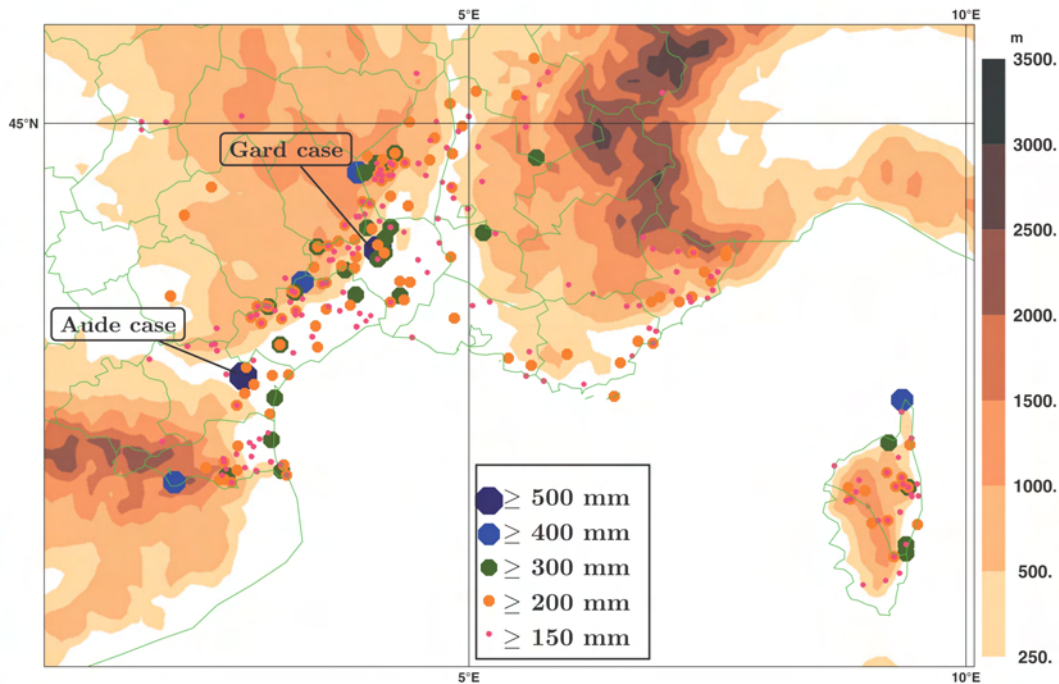


Figure 1.3 – Localisation des événements pluvieux atteignant au moins 150 mm j^{-1} pour la période 1967-2006 (Ricard et al., 2012). Un point équivaut à un événement.

2.1 Définition d'un seuil d'intensité

2.1.1 Par sélection d'une intensité arbitraire

Un événement peut être qualifié d'extrême si son cumul journalier ou horaire dépasse une valeur seuil donnée, choisie de façon arbitraire. Ce type de définition est utilisé dans la caractérisation des événements de pluie intense par Boudevillain et al. (2009) où des événements sont d'abord définis par un seuil de 200 mm journaliers puis par 10 mm horaires pour des durées allant de 5 à 60 minutes. La Fig. 1.3 présente les événements au sud de la France dépassant au moins 150 mm j^{-1} pour la période de 1967-2006. Ce seuil est encore plus bas dans Lionello et al. (2006) à 60 mm j^{-1} ou 30 mm j^{-1} pour l'Algérie.

L'inconvénient est que la subjectivité et la variabilité d'un seuil choisi rend la comparaison des résultats entre différentes études difficile. Ce type de définition est aussi peu adapté aux variations régionales du climat comme on peut l'observer dans le livre de Lionello et al. (2006) où le seuil des événements extrêmes est différent entre l'Algérie et les autres régions méditerranéennes. En raison de ces difficultés, certains préfèrent une définition statistique des événements précipitants fondée sur les quantiles de précipitation observés ou modélisés et donc variables dans l'espace. C'est le cas dans la suite du travail sur le projet CYPRIM, présenté dans Boudevillain et al. (2009).

2.1.2 Par quantiles

Nous pouvons également définir un seuil à partir d'un quantile donné, dont l'intensité est calculée à partir de la distribution empirique de la précipitation à un

point (ou une maille). L'utilisation des quantiles empiriques est particulièrement intéressante pour l'étude des précipitations car la valeur du quantile ne dépend pas de la forme de la distribution des données. Que l'échantillon de données suive une distribution normale, log-normale ou uniforme, le calcul des quantiles empiriques reste le même et ne fait donc aucune hypothèse sur la distribution d'origine.

Pour déterminer la valeur d'un quantile donné lorsqu'on dispose d'une série de N données d'une variable x , la première étape consiste à trier ces données par ordre croissant. Une fois les données triées, la deuxième étape consiste à déterminer le rang du k ème quantile d'ordre n dans la série ordonnée des N données de l'échantillon. On sait que la fonction de répartition $F(x)$ du k ème quantile d'ordre n est donnée par :

$$F(x) = \frac{k}{n}. \quad (1.1)$$

Cette fonction donne la proportion des données égales ou inférieurs au k ème quantile. On s'aperçoit qu'elle est indépendante du nombre N de données présentes dans l'échantillon. Par exemple, le premier quintile (quantile d'ordre 5) aura une fonction de répartition de $\frac{1}{5}$ (soit 0,2) quelque soit le nombre de données dans la distribution. La fonction de répartition de ce quantile peut aussi se calculer à partir de l'ensemble des N données de la série ordonnée grâce à la formule de Hazen, très utilisée par les hydrologues :

$$F(x) = \frac{(i - 0.5)}{N}, \quad (1.2)$$

où i est le rang du k ème quantile d'ordre n , et N est le nombre de données de l'échantillon. A partir des equations 1.1 et 1.2, on en déduit ainsi le rang i du quantile qui nous intéresse :

$$i = \frac{(nK)}{N} + 0.5. \quad (1.3)$$

Plusieurs études choisissent ainsi de définir un événement extrême à partir de la valeur d'un quantile donné. C'est le cas par exemple de Boudevillain et al. (2009); Colin (2010); Nuissier et al. (2011) qui proposent dans leurs travaux de distinguer 2 types d'événements extrêmes. Il s'agit des événements de précipitations intenses (heavy precipitation events ou HPE) et des événements de fortes précipitations (significant rainfall events ou SRE). Les SRE et HPE sont des événements qui dépassent respectivement les 97^{ème} et 99.9^{ème} centiles de précipitation journalière observée.

Un exemple du 99^{ème} centile de précipitation sur la France calculé sur la grille SAFRAN est présenté dans la Fig. 1.4.

Pour renforcer la robustesse des quantiles, nous pouvons également regrouper les données de plusieurs stations (dans le cas d'un réseau de données ponctuelles) ou de plusieurs mailles (dans le cas de données maillées) dans une seule et même distribution. Ce processus appelé *pooling* (regroupement), permet de réduire la variabilité associée à une seule maille ou station.

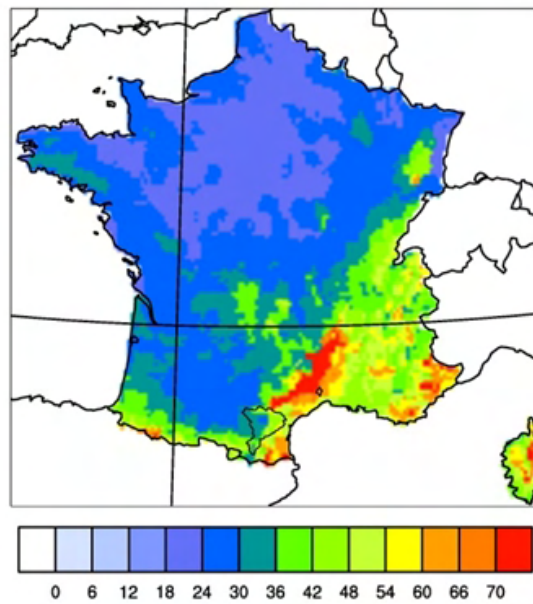


Figure 1.4 – 99^{ème} centile de précipitation journalière en France, analyse SAFRAN(Quintana-Seguí et al., 2008) 1981-2010.

2.1.3 Par lois de probabilité s’appliquant aux précipitations extrêmes

On peut aussi définir un événement extrême en fonction de sa fréquence. Il existe en effet un lien étroit entre l’intensité d’un événement et sa fréquence. De façon générale, plus un événement est rare et plus son intensité est importante. Ce type de définition est très utilisée par les ingénieurs et les décideurs appelés à déterminer les risques acceptables pour un ouvrage public. C’est le cas par exemple pour la construction des barrages. On calcule alors ce qu’on appelle une *période de retour*. Les barrages sont alors dimensionnés pour résister à un événement de période de retour centennale à décennelle, la valeur de cette période variant selon la taille du barrage (Degoutte, 1997). La période de retour désigne la période de temps, r , au cours de laquelle un événement extrême est susceptible de se produire. Ainsi, un orage centenaire se produit en moyenne une fois tous les 100 ans pour une probabilité de retour annuelle de $\frac{1}{r}$ soit 1%. Nous remarquons ici que nous pouvons considérer la fonction de répartition des quantiles empiriques aussi comme une fréquence de dépassement. Néanmoins, cette distribution empirique est moins adaptée à l’étude des événements très peu fréquents car il est limité par la durée de la chronique observée. En effet, le calcul d’une période de retour est seulement valable dans le cas où la chronique des observation est longue par rapport à r .

Comment déterminer l’intensité d’un orage centennal ou millénal à partir d’une série d’observations, parfois incomplète ou d’une durée insuffisante ? Pour estimer l’intensité d’un événement de faible probabilité qui n’a jamais été observé, il faut nécessairement faire des hypothèses permettant d’extrapoler les données. On suppose alors que la variable étudiée obéit à une certaine loi statistique, dont on ajuste les paramètres, pour représenter aux mieux les données disponibles et on admet que cette loi reste valable pour les événements encore jamais observés. La sélection d’une loi de distribution statistique est donc critique pour la détermination de la fréquence

d'un événement car elle détermine les hypothèses que nous faisons sur nos données. Par exemple, la description des précipitations par une loi normale peut s'avérer désastreuse, sous-estimant largement les valeurs extrêmes. Pour les extrêmes, il est préférable d'utiliser d'autres lois telles que la loi Γ , la loi log-normale ou la loi Généralisée des Valeurs Extrêmes (ou GEV pour Generalized Extreme Values en anglais). Cette dernière loi regroupe trois familles de distributions exponentielles qui sont appropriées à la description des précipitations (Kysely et al., 2012; Trambly et al., 2012). Elle est décrite dans l'éqn. 1.4

$$F(x) = \begin{cases} \exp\{-[1 - \xi(\frac{x-\mu}{\sigma})]^{-\frac{1}{\xi}}\} \\ \exp[-\exp\{-\frac{x-\mu}{\sigma}\}] \end{cases} \text{ lorsque } z \rightarrow 0. \quad (1.4)$$

où x est le maximum de la variable aléatoire mesurée sur une période donnée (maximum par bloc), ξ est un paramètre de forme, σ est un paramètre d'échelle et μ est un paramètre de position par rapport à l'origine. L'ajustement de cette distribution s'effectue à l'aide d'estimateurs tels que l'estimateur de probabilité maximale (MLE). Ces estimateurs optimisent les paramètres décrits ci-dessus pour une variable donnée. Une fois la loi ajustée, celle-ci est utilisée pour estimer l'intensité d'un événement possédant une période de retour donnée ou pour estimer la période de retour d'un événement catastrophique jamais survenue. Ceci peut servir à estimer les périodes de retour des événements extrêmes issus de projections climatiques et à les comparer aux périodes de retour des événements passés.

Dans cette thèse, nous privilégions la définition des événements extrêmes par quantiles afin d'éviter les hypothèses et la paramétrisation associées aux lois de distribution analytiques adaptées aux variables aléatoires. Néanmoins, cette approche reste très répandue dans les études scientifiques de précipitation et permet de produire une information exploitable (la période de retour) par les décideurs et les ingénieurs.

2.2 Définition d'un seuil d'étendue spatiale

Une fois que le seuil de précipitation ou la période de retour permettant de qualifier un événement d'« extrême » a été fixé, il faut localiser les événements dépassant ce seuil dans l'espace. On définit alors l'étendue minimale que l'événement doit avoir pour être significatif. Cette étendue minimale permet d'éviter de prendre en compte des événements trop localisés dans l'espace. Pour un réseau d'observations ponctuelles (e.g. un réseau de pluviomètres), un événement est détecté lorsque le seuil de précipitation fixé est dépassé sur au moins n pluviomètres distants de x kilomètres. C'est le cas par exemple dans les études de Boudevillain et al. (2009); Colin (2010); Nuissier et al. (2011) où les SRE (ou les HPE) sont détectés lorsque le 97^{ième} (ou 99.9^{ième}) centile est dépassé sur au moins 2 pluviomètres distants d'au moins 60 km. Ce même principe peut être appliqué à une grille de valeur (e.g. grille issue d'une réanalyse ou d'une simulation).

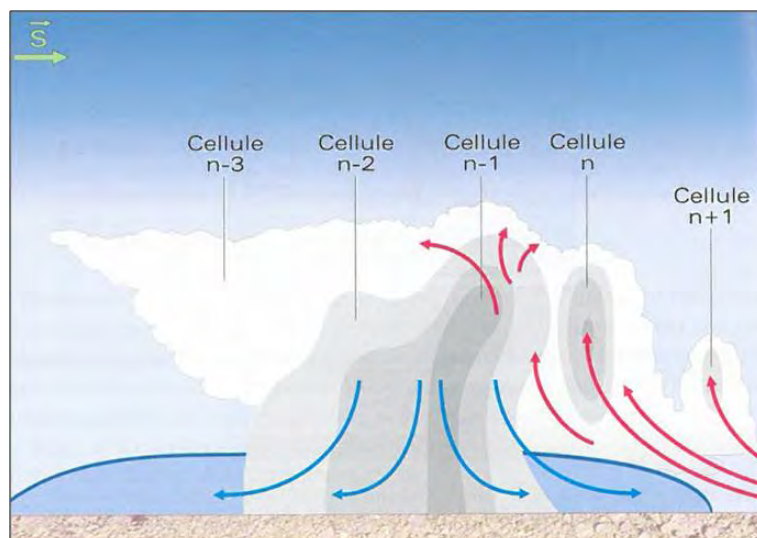


Figure 1.5 – Développement d’un orage multicellulaire. D’après Malardel (2009), adapté du E.A.O. COMET Program, A convective storm (1996).

3 Types d’événement extrêmes

Une fois la définition d’un événement précipitant extrême fixée, nous pouvons considérer les différents types de phénomènes atmosphériques qui sont susceptibles de générer des cumuls de précipitation importants.

3.1 Précipitation stratiforme

Les précipitations stratiformes sont souvent associées aux front chauds, des frontières entre deux masses d’air avec la masse chaude avançant sur la masse froide et soulevée par celle-ci. Le soulèvement associé aux fronts chauds est plutôt lent et produit de la condensation sous la forme des cristaux de glace et de l’eau liquide aux altitudes plus basses. Les précipitations sont associées aux nuages de type nimbostratus et se forment grâce à la croissance des cristaux de glace pendant leur chute ; ces cristaux fondent à l’isotherme de 0°C, ce qui est visible par une bande brillante présente sur les images radar. La formation des précipitations stratiformes est plus lente que celle des précipitations convectives (1 à 3 heures par rapport à 30 minutes pour les précipitations convectives). La vitesse verticale réduite des nuages stratiformes permet la formation et la chute des hydrométéores plus petits et donc des précipitations moins intenses. Ces nuages ont une extension verticale bien moins importante que les systèmes convectifs du fait de leur faible ascension.

Des phénomènes atmosphériques susceptibles à produire des précipitations stratiformes sont le soulèvement orographique et la dissipation des cellules convectives. Les systèmes stratiformes peuvent également contenir des cellules convectives, alimentant ainsi l’intensité de leurs précipitations. Ce phénomène était présent pendant les observations du Mesoscale Alpine Programme (MAP) où la participation des flux instables de basse couche a participé à l’intensification des précipitations stratiformes (Medina et Houze, 2003; Rotunno et Houze, 2007).

Les précipitations stratiformes, bien que moins intenses que les précipitations convectives, ne devraient pas être ignorées dans l’étude des précipitations intenses.

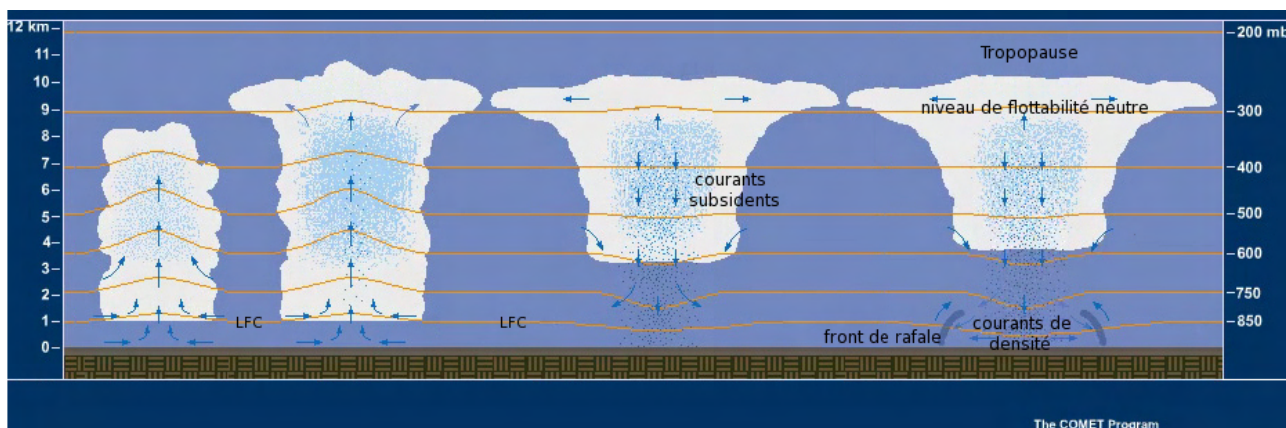


Figure 1.6 – Cycle de vie d’une cellule orageuse. D’après les cours MetEd mis à disposition par le programme COMET de l’UCAR.

Le 5 novembre 1994, des précipitations principalement stratiformes produites par le soulèvement orographique se sont abattues sur la région Piedmont en Italie, avec pour résultat plus de 60 morts (Doswell III et al., 1998). Sur la péninsule ibérique, 41% des 27 cas de précipitation dépassant 100 mm j^{-1} étudiés par (Riesco Martín et al., 2013) étaient des épisodes non-convectifs. Des épisodes de crue sur la région d’étude de cette thèse (le bassin versant du Lez (France)) associées aux précipitations stratiformes ont aussi été identifiés (Coustau et al., 2012a).

3.2 Orages locaux et processus convectifs

Nous parlons ici d’un système convectif à l’échelle aérologique (1–10 km) (Malar-del, 2009). Les systèmes convectifs de l’échelle aérologique sont le résultat du déclenchement de l’ascendance d’une masse d’air conditionnellement instable (Fig. 1.6), produits souvent en été par l’évaporation terrestre et le réchauffement des basses couches de la colonne d’air. Contrairement aux orages automnaux, la cyclogenèse estivale est plutôt terrestre et associée à des conditions grande-échelle anticycloniques (Funatsu et al., 2009; Trigo et al., 2002). La cyclogenèse estivale est également associée à un cycle journalier distinct dû aux processus de réchauffement (formation en début d’après-midi et dissipation la nuit ou au petit matin). Dans le bassin de l’Ebre en Espagne, ce processus est facilité par la présence d’une brise de mer humide (Callado et al., 2005). Cette région est exceptionnelle car son maximum de précipitation est en été, quand les précipitations sont à leur point le plus bas sur le reste du bassin Méditerranéen.

Les nuages des systèmes convectifs, nommés cumulonimbus, sont facilement reconnaissables par leur forme en enclume et leur grande extension verticale. Cette extension est le résultat de l’ascendance d’une masse d’air humide et instable. Pendant l’ascendance, les hydrométéores grossissent par des collisions avec les autres hydrométéores présents dans le nuage (effet de coalescence) jusqu’ils atteignent une vitesse de chute plus importante que l’ascendance. La formation des hydrométéores par ce processus est très rapide (une trentaine de minutes environ) et les précipitations sont violentes. L’évaporation des précipitations et l’entraînement d’air froid sous le nuage aident à la formation des courants de densité froids sous l’orage. Cette

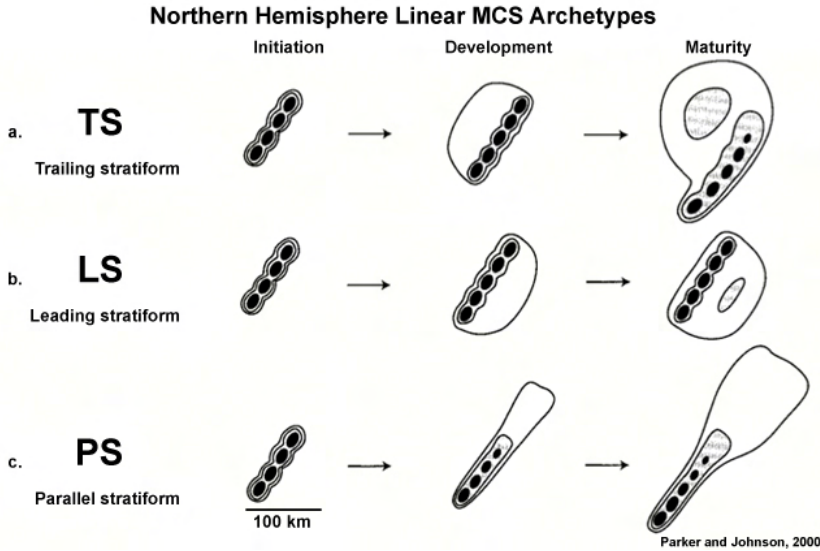


Figure 1.7 – Typologie des MCS linéaires de l’hémisphère nord. Les types se distinguent selon la position de la région stratiforme. TS est stratiforme derrière la ligne, LS est stratiforme devant la ligne et PS est stratiforme en parallèle. D’après Parker et Johnson (2000).

région de subsidence (étalement d’air froid) produit des rafales parfois violentes et coupe éventuellement l’ascension d’air chaud et humide en basse couche à l’origine de la convection ce qui engendre la dissipation du système (Fig. 1.6).

Ces orages, à caractère local, peuvent engendrer des dégâts, mais ces derniers restent relativement moindres par rapport aux systèmes orageux automnaux (Latron et Gallart, 2007; Millán et al., 2005). L’absence des conditions synoptiques favorables au développement et à la maintenance des précipitations (atmosphère barocline, source d’humidité abondante) limite la durée et l’étendue de ce phénomène. Nous ne nous focaliserons pas sur ce type d’orage dans le cadre de cette thèse du à son apport faible au cumul de précipitation annuel sur la plupart de la région méditerranéenne. Cependant, les processus de formation des précipitations convectives resteront une thématique centrale dans la suite de cette thèse.

3.3 Systèmes convectifs de méso-échelle

Quand plusieurs nuages convectifs s’organisent dans un seul système nuageux, nous parlons alors d’un système convectif de méso-échelle ou MCS. Houze (2004) définit un MCS comme un système de nuages cumulonimbus avec une étendue spatiale de précipitation d’au moins 100 km. Les systèmes convectifs de méso-échelle dépendent des mêmes processus de convection vus dans les orages d’été de faible étendue temporelle et spatiale. En revanche, la participation d’un environnement synoptique ou méso-échelle favorable renforce les convections, permettant la régénération de celles-ci et parfois leur éventuelle stationnarité.

Les MCS se déclinent en plusieurs types selon leur taille, leur forme et les processus physiques qui les gouvernent. En région méditerranéenne, deux types sont observés : les lignes de grains et les systèmes en V. Les lignes de grains se forment en amont des fronts froids et contiennent une région stratiforme (l’enclume du cumu-

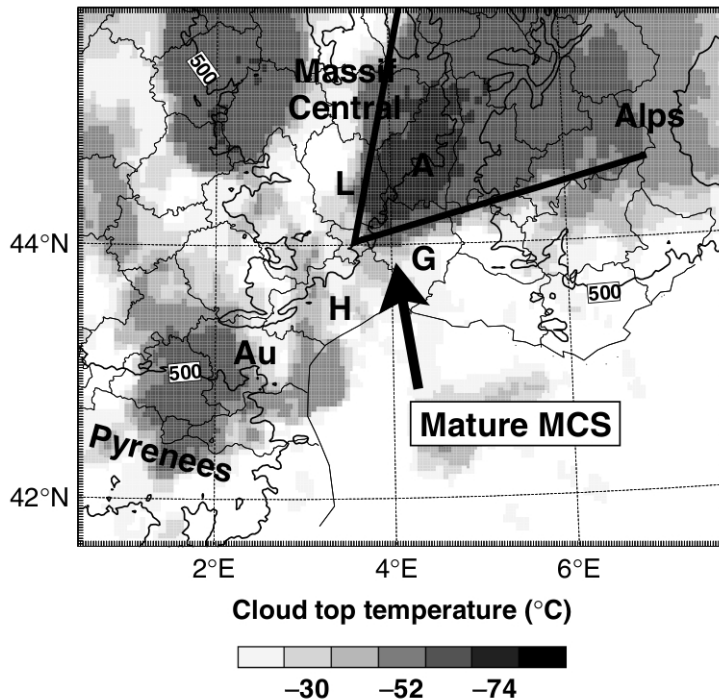


Figure 1.8 – Image infrarouge METEOSAT de la température au sommet des nuages pour l'événement du Gard le 8 septembre 2002 d'après Nuissier et al. (2008).

lonimbus). Ces événements sont associés à de violentes rafales, à des précipitations fortes et parfois à des tornades (Cohuet et al., 2011). Une typologie des MCS linéaires de l'hémisphère nord est présentée dans la Fig. 1.7.

Sur le Sud-est de la France, les systèmes en forme de V sont observés en période automnale (Fig. 1.8). Ces systèmes ont une régénération rétrograde avec la production des nouvelles cellules (la propagation discrète) au bout du V s'opposant à l'advection des cellules vers le bas du V où la dissipation des cellules convectives forme une région stratiforme. L'opposition de la propagation discrète à l'advection de l'orage permet au système de devenir stationnaire (Fig. 1.9). Ces systèmes peuvent rester en place pendant plusieurs heures, contribuant ainsi à de très importants cumuls de précipitation sur la région méditerranéenne (Nuissier et al., 2008; Riesco Martín et al., 2013).

Les MCS en forme de V sont aussi connus sous le nom d'*épisodes cévenols* en raison de leur fréquente apparition à proximité des Cévennes, mais l'expression « épisode cévenol » est souvent utilisé pour désigner n'importe quel épisode de précipitation intense automnal en région méditerranéenne. Ce terme est quelque peu trompeur car tout le pourtour méditerranéen subit ce type de système précipitant (source : Météo-France, Pluies-extrêmes en France Métropolitaine). De plus, des précipitations orographiques produites par des autres mécanismes sont aussi présentes sur les Cévennes.

3.4 Medicanes

Les cyclones de type tropical en région méditerranéenne ou *medicanes* sont facilement reconnaissables par leur œil central entouré des nuages cumulonimbus symé-

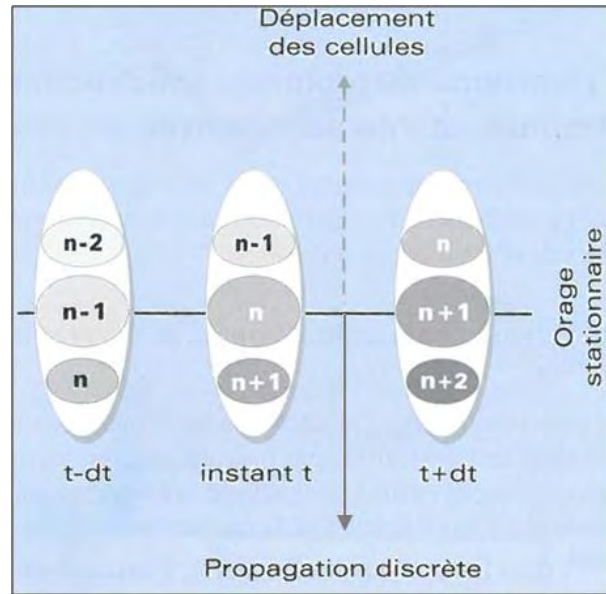


Figure 1.9 – Décomposition du déplacement d’un orage multicellulaire stationnaire. D’après Malardel (2009).

triques responsables de vents et de précipitations violents (Malardel, 2009). Contrairement aux cyclones extratropicaux, ces systèmes méso-échelle ont typiquement un noyau d’air chaud et se forment dans des régions où un gradient thermique air-mer très fort et une dépression en altitude favorisent le développement des instabilités. Normalement, le développement des cyclones tropicaux se fait en présence de températures à la surface de la mer de plus de 26°C , or ceci est proche du maximum de la Mer Méditerranée observé en août (ECMWF analyse océanique) avec les températures du bassin oriental typiquement supérieures à celles du bassin occidental. L’advection d’une masse d’air froid sur une surface chaude (la mer) similaire aux dépressions polaires est une des possibles raisons qui expliquent la formation des médicanes (Moscatello et al., 2008a). Les médicanes se développent sous des conditions sèches et dépendent du transfert de chaleur latente entre la mer et l’atmosphère (Mrowiec et al., 2011). Ces systèmes peuvent atteindre des intensités similaires à celles observées dans les cyclones tropicaux. Lors du passage d’un medicanne au sud-est de l’Italie en septembre 2006, une pression au niveau de la mer fortement réduite (986 hPa) et des vents violents (78 kt) ont été détectés (Moscatello et al., 2008a).

Les médicanes sont relativement rares et ont une fréquence de 1.6 par an (Cavicchia et al., 2013). Ils se développent principalement en hiver dans le bassin occidental à proximité des îles Baléares et dans la Mer Ionienne (Cavicchia et al., 2013; Picornell et al., 2014).

4 Facteurs favorisant les événements extrêmes

Les différents phénomènes météorologiques cités dans la section précédente se forment dans la présence de conditions météorologiques particulières. Pour les MCS, qui représentent en grande partie les événements les plus dévastateurs dans le Sud de la France, des conditions favorables sont réunies pendant la période automnale de

septembre à décembre. Dans cette section, nous considérons les différents éléments déclencheurs associés aux événements extrêmes méditerranéens.

4.1 Sources d'humidité

La présence d'une basse couche humide et conditionnellement instable joue un rôle important dans le déclenchement des précipitations orographiques intenses (Lin et al., 2001). Dans son analyse de Lin et al. (2001), Nuissier et al. (2008) suggère que la température de la mer Méditerranée relativement élevée au début de l'automne contribue au flux de basse couche chaud et humide dans le bassin occidental de la mer Méditerranée. Toutefois, certaines études récentes suggèrent que la mer Méditerranée n'est pas le plus important contributeur d'humidité aux précipitations extrêmes de son pourtour (Sodemann et Zubler, 2010) et que sa contribution dépend des conditions atmosphériques qui précède l'événement (Duffourg et Ducrocq, 2011). Notamment, Duffourg et Ducrocq (2011) montrent que la contribution de la Méditerranée augmente quand les conditions anticycloniques précèdent l'événement précipitant, l'inverse étant vrai pour les conditions cycloniques. Au sud-est de l'Espagne, (Frot et al., 2007) constatent que la participation de la mer Méditerranéenne augmente avec l'intensité des précipitations.

Des sources d'humidité distantes ayant un rôle dans les précipitations extrêmes méditerranéennes comprennent l'océan atlantique, l'humidité tropicale et l'évaporation terrestre. L'évaporation atlantique est favorisée par la présence d'une intrusion d'air stratosphérique prolongée (un PV streamer - une banderole de tourbillon potentiel) à l'ouest d'un thalweg en hauteur associée à des forts vents de surface. En particulier, l'advection du nord de l'air froid sur l'océan chaud intensifie l'évaporation (Winschall et al., 2012). L'impact de l'air stratosphérique sur le vent de surface est qualifié « d'action à distance », car cet air n'atteint pas les basses couches de l'atmosphère (Hoinka et al., 2003). La présence d'un PV streamer est associée aux événements de précipitation intenses alpines (Massacand et al., 1998) et précède une majorité des précipitations intenses au Royaume Uni (Twitchett, 2012).

4.2 Conditions grande échelle, synoptiques et méso-échelle

Certaines conditions atmosphériques de grande échelle (10.000 km), d'échelle synoptique (1000 km) et de méso-échelle (10 à 100 km) participent à la formation des événements de pluies extrêmes en Méditerranée. A la limite des climats tempérés et subtropicaux ; la Méditerranée subit l'influence de plusieurs oscillations d'échelle planétaire. L'ouest de la Méditerranée est influencé par l'Oscillation Nord Atlantique (ou NAO en anglais pour North Atlantic Oscillation). La NAO quantifie les fluctuations de la pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Ces fluctuations sont estimées à partir d'un indice dont le calcul repose sur la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande). Cet indice nous renseigne sur la phase de la NAO (Fig. 1.10). Lorsque les intensités de cet anticyclone et de cette dépression sont renforcées, on parle de phase positive de la NAO (indice positif) alors que lorsque les intensités sont affaiblies, on parle de phase de NAO négative (indice négatif) . La phase de la NAO nous renseigne alors sur le climat d'Europe de l'ouest. Ainsi, les précipitations de l'ouest de la Méditerranée sont anti-corrélées à la NAO (Fig. 1.10). Lors de cette dernière, les flux d'ouest

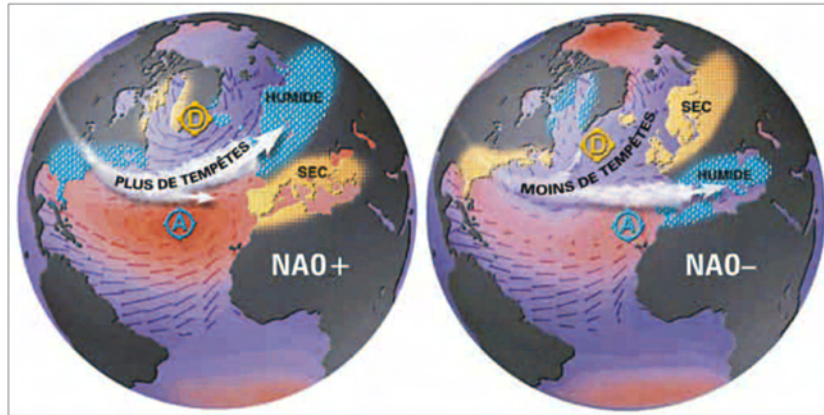


Figure 1.10 – Impacts climatiques des deux phases de la NAO. Adapté des pages descriptives du Lamont- Doherty Earth Observatory, Columbia University, États-Unis par Christophe Cassou (CNRS-CERFACS) (Cassou, 2004)

océaniques sont renforcés, apportant ainsi de l'air chaud et humide sur l'ouest de la Méditerranée. En revanche, l'Est de la Méditerranée ne bénéficie pas de ce flux océanique chaud et humide lors de la phase négative de la NAO. Cette région de la Méditerranée est plutôt connectée à une autre oscillation : l'oscillation australe El Niño (ou ENSO en anglais pour El Niño Southern Oscillation). L'ENSO quantifie les fluctuations de la pression (oscillation australe) et de la température de surface de l'océan (El Niño) entre les basses pressions du Pacifique Ouest et les hautes pressions du Pacifique central. Ces oscillations ont de nombreuses répercussions sur le climat de nombreuses régions du globe. Ainsi, en Méditerranée, les années El Niño sont corrélées avec une augmentation des cumuls de précipitations en Israël (Alpert et al., 2005). Enfin le Sud de la Méditerranée est aussi fortement influencé par la branche descendante de la cellule de Hadley qui joue un rôle déterminant dans le caractère désertique des régions sub-tropicales. D'autres facteurs atmosphériques grande échelle participent également à la variabilité climatique de la région méditerranéenne comme la mousson ou la poussière du Sahara.

En plus de ces conditions atmosphériques de grande échelle, il existe aussi des conditions atmosphériques synoptiques et de méso-échelle qui favorisent la formation des événements de précipitations extrêmes en Méditerranée. Un environnement favorable à la convergence en basse couche des flux d'air humide est un des éléments déclencheurs des précipitations intenses en région méditerranéenne. Plusieurs études notent ainsi la présence d'un centre cyclonique à proximité des systèmes précipitants. Ce dernier dirige les flux vers la région côtière et favorise ainsi l'instabilité. Jansa et al. (2001) remarquent que dans près de 90% des événements pluvieux intenses de la Méditerranée ouest, un centre d'activité cyclonique (soit des dépressions synoptiques, soit des cyclones de surface) était à proximité. Riesco Martín et al. (2013) ont constaté que dans le sud de l'Espagne la présence d'une dépression synoptique était plus déterminante pour les événements de précipitations extrêmes même si un cyclone de surface était présent dans 85% des cas. Le travail de Nuissier et al. (2011) sur l'identification des conditions synoptiques favorisant les précipitations à travers les types de temps confirme qu'un thalweg au nord-ouest de la région d'intérêt est le régime avec le plus de SRE (Nuissier et al., 2011).

4.3 Mécanismes de soulèvement

Si certaines conditions de surface permettent d'humidifier les masses d'air à l'origine des précipitations extrêmes, d'autres conditions de surface vont favoriser l'ascension des masses d'air chargées d'humidité. Il s'agit du relief et/ou de la formation d'un dôme d'air froid en surface. Tout d'abord, le relief joue un rôle important dans la formation des événements de précipitations extrêmes. Le bassin méditerranéen est en effet presque complètement entouré de formations montagneuses. Ces montagnes soulèvent l'air marin chaud et humide ce qui déstabilise la masse d'air et déclenche la convection profonde. Cette cyclogénèse orographique a lieu sur le côté sous le vent des reliefs, favorisant ainsi la convergence des basses couches (Romero et al., 2000). Sur le pourtour méditerranéen français, Frei et Schär (1998) ont d'ailleurs observé que les deux zones de relief que sont la face sud des Alpes et le sud-est du Massif Central présentent des cumuls de précipitation particulièrement importants.

La formation d'un dôme d'air froid derrière un front est un phénomène météorologique qui a le même effet que la présence du relief. Dans ce cas, une masse d'air froid et sec en basse couche bloque et soulève le jet d'air chaud et humide qui produit les précipitations. L'évaporation des hydrométéores permet d'entretenir ce dôme. Ce mécanisme a été présent pendant l'événement du Gard en 2002 et a joué un rôle dans le déclenchement des précipitations en amont des Cévennes (Ducrocq et al., 2008).

5 La modélisation climatique régionale comme outil à l'étude des extrêmes de précipitation

Dans une grande partie des études déjà mentionnées dans ce chapitre, la modélisation climatique a été utilisée pour mieux comprendre des phénomènes de précipitation extrême. Les modèles permettent faire des expériences contrôlées de l'atmosphère où nous pouvons manipuler des aspects de son fonctionnement pour mieux le comprendre par la suite. Ce type de manipulation est impossible avec les observations. Dans le cadre de cette thèse, la modélisation permet de faire des projections du climat futur en vue d'une étude sur l'hydrologie des petits bassins versants méditerranéens au sud de la France sous l'influence du changement climatique. Pour ce faire, il est nécessaire de modéliser l'évolution des précipitations à l'échelle locale.

La modélisation climatique régionale fournit les données climatiques étudiées dans cette thèse. Les modèles globaux à résolution variable et les modèles à aire limitée sont deux types de modèles régionaux. Les modèles climatiques régionaux (RCM) permettent de faire de la désagrégation dynamique des données atmosphériques, c'est à dire un changement d'échelle qui passe par la modélisation de la physique et de la dynamique de l'atmosphère à une résolution plus fine. Cette méthode se distingue de la désagrégation statistique qui utilise une relation statistique pour faire le changement d'échelle. Dans ce chapitre, nous considérons l'application de la modélisation climatique régionale à la modélisation des événements de précipitation intenses en vue d'une éventuelle étude d'impact hydrologique.

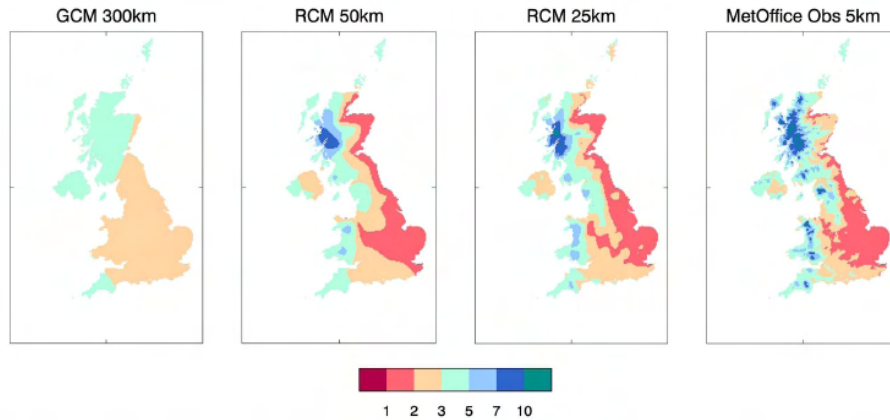


Figure 1.11 – Précipitation moyenne (mm j^{-1}), 1961-2000, simulée sur les Îles Britanniques par des versions globales et régionales du modèle du Hadley Center par rapport aux observations, d'après Maraun et al. (2010).

5.1 Pourquoi la modélisation régionale ?

5.1.1 Limitations de la modélisation globale

Les échelles de la modélisation climatique globale sont en générale trop grossières pour représenter l'évolution des variables atmosphériques à l'échelle hydrologique. Ceci est dû aux contraintes en termes de temps de calcul ou de stockage. La résolution des simulations du plus récent projet de comparaison des modèles de circulation générale (GCM) couplés océan-atmosphère (AOGCM), est entre 0.5° et 4° environ, avec la moitié des modèles en dessous d'une centaine de kilomètres aux moyennes latitudes (Taylor et al., 2012). Cette résolution n'est pas assez fine pour représenter les MCS (100 km environ) et les orages convectifs locaux. En plus, le relief accidenté et la région côtière de la Méditerranée qui modifient la circulation locale et déclenchent le soulèvement orographique ne sont que grossièrement représentés.

La figure 1.11 montre l'impact de la résolution sur les champs de précipitation sur les Îles Britanniques pour différents modèles du Hadley Center. Même si une grande partie des modèles globaux d'aujourd'hui produisent des simulations à des résolutions bien plus importantes que 300 km, cette image illustre les limitations d'une modélisation globale pour l'étude des précipitations qui ont une forte variabilité spatiale. Le domaine plus restreint des modèles régionaux, réduit le coût de calcul et permet d'effectuer des simulations à une résolution plus fine afin de mieux représenter les processus à petite échelle, ce qui joue un rôle important dans la représentation des précipitations à l'échelle locale.

5.1.2 Limitations de la désagrégation statistique

Les techniques de désagrégation statistique permettent de reproduire le climat à l'échelle locale grâce à une relation entre les simulations issues d'un GCM ou d'un RCM et des variables atmosphériques observées à la résolution souhaitée. La désagrégation statistique fait l'hypothèse forte que la relation statistique calculée sur une période d'apprentissage est stationnaire pendant la période de désagrégation. Ce type de désagrégation est adapté aux modèles d'impact et permet de reproduire la distribution des précipitations Maraun et al. (2010), mais certaines de ces méthodes

sont limitées en région méditerranéenne où les extrêmes sont en majorité convectifs (Quintana-Seguí et al., 2011). Un autre inconvénient de ce type de désagrégation est qu'il ne permet pas d'étudier le lien entre les conditions atmosphériques et les précipitations extrêmes. Comme nous avons constaté dans la section 4, les conditions atmosphériques jouent un rôle important dans le déclenchement des événements de précipitation intense au sud de la France. La présence des biais dans les conditions atmosphériques du modèle sur la période passée peut éclairer le comportement du modèle sur la période future. Dans cette thèse, nous abordons le sujet du lien entre les conditions atmosphériques et les précipitations extrêmes dans le chapitre 4.

5.2 Les projets de régionalisation nationaux et internationaux

La modélisation régionale a été identifiée comme un outil essentiel à la représentation du climat à des échelles importantes à l'activité de l'homme. De nombreux projets nationaux et internationaux ont été lancés afin de régionaliser les simulations climatiques :

- ◆ **PRUDENCE** (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, 2001-2004), résolution de 50 km sur l'Europe (Christensen et al., 2002).
- ◆ **STARDEX** (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions, 2002-2005), résolution de 50 km sur l'Europe <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>.
- ◆ **ENSEMBLES** (ENSEMBLE based predictions of climate changes and their impacts, 2004-2009), résolution de 25 km sur l'Europe (Hewitt, 2004).
- ◆ **NARCCAP** (North American Regional Climate Change Assessment Program, 2006-présent) simulations sur l'Amérique du Nord à une résolution de 50 km (Mearns et al., 2009, 2013).
- ◆ **CORDEX** (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment, 2009-présent) plusieurs domaines qui recouvrent les principales masses continentales de la terre, résolution de base à 50 km (autres résolutions disponibles selon le domaine considéré) (Giorgi et al., 2009).

Cette liste n'est pas exhaustive, mais elle donne un premier aperçu des grands projets de modélisation régionale. L'Europe a été très active dans le domaine de la modélisation régionale, avec des projets tels que PRUDENCE et ENSEMBLES. Un autre projet européen, STARDEX, qui avait pour objectif la comparaison des techniques de désagrégation statistiques et dynamiques, a permis de proposer plusieurs indices pour l'étude des précipitations extrêmes afin de faciliter la comparaison des simulations. Le projet CORDEX dans lequel s'inscrit cette thèse est un effort international qui comprend 14 sous-domaines à travers le monde. Les simulations utilisées pour cette thèse ont été réalisées sur le sous-domaine méditerranéen (Med-CORDEX) Ruti et al. (2014). La communauté de Med-CORDEX est aussi rattachée au projet HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment) (Drobinski et al., 2014), qui a pour but d'améliorer la modélisation et l'observation du cycle de l'eau en région méditerranéenne.

5.3 La valeur ajoutée par la modélisation régionale

Les RCMs et GCMs modélisent les grandeurs atmosphériques sur un nombre discret de mailles. Sur chacune de ces mailles, les grandeurs physiques sont moyennées, contrairement à l’atmosphère réelle. Les modèles utilisent aussi un nombre d’approximations de la physique et de la dynamique de l’atmosphère, celles qui sont à leur tour impactées par le choix de la résolution spatiale et temporelle. Quand la résolution d’un modèle est améliorée, nous faisons l’hypothèse que l’augmentation du nombre de mailles permettra une meilleure résolution des phénomènes petite échelle, des améliorations qui peuvent se répercuter sur les grande échelles du modèle. Le modèle est aussi impacté par le choix du domaine et l’application ou non du pilotage spectral qui contraint le développement des grandes échelles dans la modélisation régionale. La valeur ajoutée d’un modèle est l’amélioration des simulations suite à l’augmentation de la résolution, à un changement de domaine ou à l’application du pilotage spectral. La référence pour mesurer cette amélioration sont les observations (souvent un produit interpolé sur une grille) ou la version globale du RCM dans le cas des expériences Big Brother qui seront décrites par la suite. Dans le cas d’une étude de valeur ajoutée sur un modèle régional, le RCM en question peut être comparé :

- ↔ aux champs du GCM utilisé en forçage
- ↔ aux champs de l’analyse utilisée en forçage
- ↔ au même RCM à une résolution plus basse
- ↔ au même RCM sur un domaine avec une différente étendue spatiale
- ↔ au même RCM contraint par le pilotage spectral
- ↔ aux champs d’une version globale du même RCM avec les petites échelles filtrées (Big Brother)

Le RCM, qui reçoit ses conditions limites d’un modèle global ou d’un modèle régional à un domaine plus grand, a une connaissance imparfaite des conditions aux frontières. Les expériences Big Brother utilisent une version globale du modèle régional, ce qui permet d’estimer l’erreur associée à la régionalisation (Colin et al., 2010). La méthodologie Big Brother peut également être utilisée dans le cadre d’une étude de la valeur ajoutée de la régionalisation (Diaconescu et Laprise, 2013).

Une des questions clefs dans les études de valeur ajoutée est l’échelle à laquelle on peut attendre des améliorations. La littérature confirme que les RCMs apportent une amélioration des champs atmosphériques à l’échelle locale, surtout aux régions côtières et aux reliefs accidentés (voir Feser et al. (2011) pour une revue plus complète des études de valeur ajoutée). L’apport des RCMs pour la reproduction des grandes échelles atmosphériques varie selon l’étude en question. Sur la Mer Méditerranéenne, Herrmann et al. (2011) ont démontré que l’augmentation de la résolution d’ALADIN (Bubnova et al., 1993) de 125 km à 50 km apporte une valeur considérable pour la simulation du vent horizontal, à la fois localement et en moyenne sur tout le bassin méditerranéen. Pour l’Amérique du Nord, Diaconescu et Laprise (2013) confirment que les modèles régionaux réduisent l’erreur présente dans les conditions aux frontières pour l’humidité spécifique, le vent zonal et la précipitation. Sur l’Europe, ALADIN est associé à un biais chaud au centre du domaine qui impacte que les grandes échelles (Radu et al., 2008). Ce biais peut être contraint par

l'application du pilotage spectral, mais au prix d'une augmentation artificielle des extrêmes de précipitation hivernale. Dans une version plus récente du même modèle, Colin et al. (2010) montre que le pilotage spectral ne nuit pas à la représentation des précipitations extrêmes sur la France et l'Europe. Sur les Carpates, Csima et Horányi (2008) ont montré que la cohérence physique et dynamique entre le modèle global en entrée (ie une version globale du RCM) et le RCM permet d'améliorer les résultats par rapport aux simulations pilotées par une analyse.

La précipitation en particulier présente des difficultés uniques pour les modèles climatiques. C'est un processus non-linéaire et multi-phase qui dépend à la fois de la dynamique et la physique du modèle ainsi que la topographie locale. La convergence de l'humidité et le soulèvement orographique jouent un rôle essentiel dans la formation des précipitations et ne sont que grossièrement représentées dans les modèles globaux. Les modèles régionaux contribuent significativement à l'amélioration des précipitations simulées avec toutefois quelques complications dues à la représentation des pluies convectives qui ne sont explicitement résolues que dans très peu de modèles régionaux en raison d'un coût de calcul élevé associé aux résolutions nécessaires pour représenter la convection (l'ordre de quelques kilomètres) Kendon et al. (2012). Pour l'orographie complexe des Alpes, les modèles régionaux permettent de résoudre les principales structures méso-échelle du champ de précipitation (Frei et al., 2003, 2006). Il est aussi observé que les précipitations estivales sont plus biaisées que l'hiver et que la différence inter-modèle est plus importante pendant cette période, probablement du aux processus convectifs présents pendant la saison chaude (Frei et al., 2006). Pour les simulations ALADIN sur la France, une valeur ajoutée marquée est observée pendant l'été quand la résolution est augmentée de 50 km à 12 km, ce qui suggère que une meilleure résolution permet de diminuer certaines incertitudes associées aux processus convectifs (Déqué et Somot, 2008). Sur les Etats-Unis, l'augmentation de la résolution du modèle CCM3 permet de simuler mieux les structures spatiales des précipitations observées en automne et en hiver, tandis que peu d'amélioration est observée au printemps et en été (Iorio et al., 2004). Pour la même région, les simulations du projet NARCCAP forcées par une analyse atmosphérique reproduisent bien les structures associées à la précipitation et la variabilité de cette dernière (Gutowski Jr et al., 2010). Cette étude observe aussi une variation spatiale dans la qualité des résultats, avec une meilleure reproduction des précipitations en Californie où la pluie est principalement orographique que dans le bassin versant du Mississippi où la précipitation de la saison froide dépend plus des forçages synoptiques. Dans le contexte de CORDEX-Africa, où la climatologie de précipitation est déterminée principalement par l'évaporation terrestre et donc la convection, un biais systématique est présent dans le déclenchement des précipitations journalières prévues par les RCMs (Nikulin et al., 2012). Les premiers résultats de la régionalisation sur le continent africain restent néanmoins très prometteurs (Endris et al., 2013; Nikulin et al., 2012). De toutes ces études nous pouvons en tirer quelques conclusions générales : (1) la modélisation de la précipitation est généralement améliorée par une augmentation de la résolution et (2) les RCMs reproduisent moins bien les observations de précipitation quand les processus convectifs jouent un rôle déterminant.

Une solution possible pour mieux simuler les précipitations convectives est d'augmenter la résolution jusqu'à ce que la convection soit résolue explicitement. L'utilisa-

tion d'un modèle non-hydrostatique est nécessaire dans ce type d'expérience afin de représenter correctement les processus convectifs. Les modèles hydrostatiques, qui représentent la quasi-totalité des GCMs et une bonne partie des RCMs, traitent la vitesse verticale comme une variable diagnostique à calculer à partir de l'équilibre entre la flottabilité d'une masse d'air et la pression atmosphérique. Ce traitement de la vitesse verticale ne permet pas de représenter correctement la convection. Quelques études existent aujourd'hui qui montrent l'apport des modèles non-hydrostatiques à très haute résolution. Prein et al. (2013) montre qu'entre deux simulations de très haute résolution (à 10 km sans la résolution explicite de la convection et à 3 km avec la résolution explicite de la convection) centrées sur les Alpes Autrichiennes le cycle diurne et les précipitations extrêmes sont mieux représentées dans les simulations à 3 km. Ces résultats qui sont fondés sur la simulation d'une période très courte (été 2007 et hiver 2008) avec trois RCMs méritent d'être creusés par la réalisation des simulations plus étendues. Le projet CONVEX (CONVective EXtremes, <http://research.ncl.ac.uk/convex/>), une collaboration entre le Met Office, Newcastle University et l'University of Exeter, a récemment réalisé plusieurs simulations à très haute résolution (12 km sur l'Europe et 1.5 km sur le sud du Royaume Uni) avec les modèles du Met Office pour des périodes allant de 16 à 20 ans, ce qui permet de confirmer les résultats de Prein et al. (2013) dans un autre contexte climatique. Les extrêmes de précipitation du modèle à 1.5 km sont plus réalistes que ceux à 12 km pour les précipitations en dessous d'un pas de temps journalier (Chan et al., 2014b; Kendon et al., 2014, 2012). Cette amélioration est importante principalement en été quand les extrêmes sont de nature convective (Chan et al., 2014b) et elle devient négligeable aux échelles journalières et plus (Chan et al., 2013, 2014b). Pour l'instant, le coût de calcul de ces simulations à très haute résolution est prohibitif pour l'adoption généralisé de ce type de simulation dans les grands projets internationaux comme CORDEX. Avec l'évolution des moyens informatiques, il est possible que les modèles à très haute résolution seront généralisés à des périodes plus longues et des régions plus étendues, comme le continent africain où le cycle diurne joue un rôle très important dans la formation des précipitations. Une autre possibilité pour l'amélioration des simulations climatiques est la réalisation des simulations globales à haute résolution (50 km ou moins) afin de réduire l'incertitude associée aux conditions aux limites.

Dans cette thèse nous avons sélectionné les simulations du modèle ALADIN-Climat réalisées dans le contexte du projet Med-CORDEX pour la réalisation de notre étude sur les précipitations extrêmes au Sud-est de la France. Deux résolutions sont disponibles pour ces simulations : 12 et 50 km. Ces deux résolutions sont loin de la limite de la résolution explicite de la convection, donc l'utilisation d'un modèle hydrostatique comme ALADIN ne devrait pas impacter la qualité des résultats. Les événements seront étudiés à un pas de temps journalier ce qui limite l'impact des précipitations convectives paramétrisées. L'utilisation des données journalières pour l'étude d'impact hydrologique est possible grâce à une méthode de correction de biais appliquée aux précipitations futures qui sera décrite dans la suite de cette section. Dans la continuité des études de Colin et al. (2010); Déqué et Somot (2008), nous espérons caractériser la valeur ajoutée de la haute résolution pour la modélisation des précipitations extrêmes et ses sources dans la dynamique et la physique du modèle. Par la suite, il est espéré que ces résultats permettront de mieux guider les choix

des modélisateurs et les utilisateurs de leurs données.

5.4 De la prévision à la prévoyance : le climat futur en région méditerranéenne

5.4.1 Évolution de la précipitation et le rôle de la température

La région méditerranéenne a été identifiée comme un des points chauds du changement climatique (Diffenbaugh et Giorgi, 2012). A la limite nord de la région subtropicale, le réchauffement des extrêmes chauds de température d'une période de retour de 20 ans excède celui des extrêmes froids ce qui se traduit par un assèchement général de cette région dans les modèles de l'expérience CMIP5 (Kharin et al., 2013). Ceci est en accord avec les résultats de l'expérience ENSEMBLES, qui prévoit une augmentation de la précipitation extrême hivernale (période de retour 5 ans) en Europe au nord de 45° latitude et une diminution au sud, ainsi qu'une augmentation dans les pays nordiques et une diminution sur la région méditerranéenne en été (Frei et al., 2006). Nikulin et al. (2011) trouvent aussi un dipôle nord-sud pour les extrêmes de précipitation d'été, mais les résultats varient considérablement selon le GCM forceur. Pour l'été en particulier, la réponse des modèles est moins cohérente qu'en hiver (Frei et al., 2006; Kyselý et al., 2012; Nikulin et al., 2011) et il est difficile d'interpréter les résultats pour la partie nord de la Méditerranée où nous sommes à la limite des deux signaux de changement différents : l'augmentation de la précipitation au nord et la diminution de la précipitation sur les régions subtropicales. Pour le Sud de la France, les modèles d'ENSEMBLES prévoient une diminution de la précipitation moyenne pour toutes les saisons sauf hiver et cette région est localisée très proche du changement de signe entre le nord et le sud du domaine (Kyselý et al., 2012). L'interprétation des résultats est également compliquée par la sélection de la période de temps sur laquelle les extrêmes sont estimés et la période de retour considérée. Frei et al. (2006); Kharin et al. (2013); Nikulin et al. (2011) calculent les extrêmes (période de retour 5 ans pour Frei et al. (2006), 20 pour Kharin et al. (2013); Nikulin et al. (2011)) avec des précipitations cumulées sur 1 jour ou 5 jours. La période de cumul dans ces études est trop longue pour détecter les extrêmes les plus courts. Pour les extrêmes en dessous d'un pas de temps journalier, une augmentation est possible même dans des régions où la précipitation moyenne a diminué (Chan et al., 2014a; Kyselý et al., 2012; Westra et al., in press). Au sud de la France, la précipitation horaire pour une période de retour de 50 ans augmente bien plus que les maxima saisonniers tandis que la précipitation moyenne diminue Kyselý et al. (2012). La saison avec l'augmentation des extrêmes la plus importante sur la région méditerranéenne est l'automne, ce qui est correspond au maximum climatique des précipitations.

L'augmentation des précipitations les plus extrêmes en fonction de l'augmentation des températures est expliquée en partie par la relation Clausius-Clapeyron. Cette relation décrit la pression de vapeur d'eau saturante en fonction de la température : plus la température d'une parcelle d'air augmente, plus elle peut contenir de la vapeur d'eau avant que celle-ci ne condense. L'augmentation de la pression de vapeur d'eau saturante se traduit par des extrêmes de précipitation plus intenses. Dans Kharin et al. (2013), la sensibilité de la précipitation extrême à la température est de +4%/°C au dessus de la terre et +6%/°C au dessus de la mer.

La région méditerranéenne est soumise à la fois à une intensification des précipitations extrêmes due à la relation Clausius-Clapeyron et à un assèchement général en raison de l'augmentation des extrêmes chauds de température. Cette dynamique risque d'avoir des impacts importants sur la population humaine et l'écologie de cette région. C'est pour cette raison que nous cherchons à quantifier ces impacts à l'échelle régionale et locale à travers la modélisation hydrologique dans le cadre d'une étude d'impact.

5.4.2 Utilisation des données atmosphériques en vue d'une étude d'impact

Un modèle d'impact simule les impacts du changement climatique sur des processus dépendant des conditions atmosphériques. Les modèles hydrologiques, les modèles écologiques (distribution des espèces) et les modèles de production agricole en sont quelques exemples. La représentation du climat actuel par les RCMs est entachée par des biais qui peuvent impacter la modélisation des impacts. Ceci est particulièrement important dans le cas où les impacts futurs sont comparés à la période présente pour laquelle le modèle d'impact est forcé par les observations. Il est donc souhaitable d'appliquer une correction afin de réduire les biais potentiels du modèle avant la réalisation d'une étude d'impact.

La méthode de delta est la plus simple des méthodes de correction de biais et consiste à ajouter un facteur additif ou multiplicatif aux observations afin de simuler l'impact du climat futur. L'étape de correction consiste simplement à remplacer la période passée du modèle par les observations. Les flux, tels que les précipitations, sont corrigés par un facteur multiplicatif qui est le ratio de la climatologie modélisée future à la climatologie modélisée passée :

$$P_{i+T}^f = P_{obs,i}^p \frac{\bar{P}_{mod}^f}{\bar{P}_{mod}^p}, \quad (1.5)$$

où P_{i+T}^f est la précipitation future estimée à un pas de temps i plus la différence entre la période passée et la période future (T), $P_{obs,i}^p$ est la précipitation observée au pas de temps i , \bar{P}_{mod}^f est la climatologie future modélisée, et \bar{P}_{mod}^p est la climatologie passée modélisée. van Roosmalen et al. (2010) appliquent cette correction aux variables d'intérêt hydrologique dans le cadre d'une étude de valeur ajoutée. Dans ce cas, la méthode delta permet de prendre en compte le signal du changement climatique en fin de siècle (2071 à 2100), mais la correction de biais élimine toute valeur ajoutée. Un autre point faible de cette méthode est qu'elle ne prend pas en compte les changements de la variabilité des précipitations (Rasmussen et al., 2012). La méthode de delta n'est pas adaptée à l'utilisation d'un RCM à haute résolution ni à l'étude des événements de précipitation extrême sous le climat futur, car elle ne permet pas de conserver la valeur ajoutée de la haute résolution après correction, ni de prendre en compte les changements à la distribution de précipitations.

La méthode de correction quantile-quantile fait l'hypothèse que la dynamique des précipitations produite par le modèle est correcte, mais les valeurs des quantiles de précipitations sont fausses. Afin de corriger ce biais, la distribution empirique ou modélisée simulé par le modèle climatique est remplacée par celle des observations. Nous gardons alors la dynamique temporelle du modèle. Les méthodes de type quantile-quantile sont plus performantes que l'application d'une correction de type

delta, car elles permettent de corriger la distribution des précipitations (Räty et al., 2014). Sous l’influence du changement climatique, cette méthode permet de simuler une réponse plus importante des précipitations sur le France que la méthode de delta (Déqué, 2007). Seaby et al. (2013) comparent l’application de la méthode de delta et de la méthode quantile-quantile aux données de précipitation, de température et d’évapotranspiration potentielle du projet ENSEMBLES sur le Danemark. Par rapport à la méthode de delta, la méthode quantile-quantile améliore la variabilité et les extrêmes des variables considérées (Quintana-Seguí et al., 2010; Seaby et al., 2013).

Dans le cas où nous souhaitons étudier l’impact du changement climatique sur un événement phare de la période passée, la méthode quantile-quantile ne permet pas de garder la chronologie des observations. L’étude d’un événement historique peut être plus parlant pour les décideurs et les collectivités locales qui ont vécu l’événement en question. Une approche de type perturbation de quantiles combine l’utilisation de la chronique d’événements historiques et la prise en compte de la distribution des précipitations. Comme la méthode de delta, l’étape de correction de biais consiste à remplacer la simulation historique par les observations. Un delta est ensuite calculé entre les distribution de la simulation historique et la distribution de la projection future. L’équation 1.5 devient donc pour une précipitation observé de quantile q pour un pas de temps i :

$$P_{i+T}^f = P_{obs,i}^p \frac{P_{mod,q(i)}^f}{P_{mod,q(i)}^p}, \quad (1.6)$$

Pour chaque pas de temps, la chronique des précipitations passées est multiplié par un coefficient de changement, P_{i+T}^f de même quantile. Dans ce cas, le coefficient de changement ou delta varie selon l’intensité des précipitations. La méthode de perturbation de quantiles reste valide tant que les conditions climatiques futures ne s’éloignent pas trop de celles du passé, car les précipitations corrigées héritent la dynamique des épisodes passés. Olsson et al. (2009) confirment que la perturbation de quantiles permet de prendre en compte des changements qui varient avec l’intensité des précipitations, contrairement à la méthode de delta. Cette méthode a été appliqué aux précipitations méditerranéennes avec succès (Colin (2010) au sud de la France et Trambly et al. (2013) au Maroc). Par rapport à la méthode quantile-quantile, la perturbation de quantiles suppose que la séquence temporelle des événements est stationnaire et les valeurs des quantiles évoluent. En revanche la méthode quantile-quantile permet la séquence temporelle des événements et la distribution des variables d’évoluer.

Pour cette thèse, une méthode de type perturbation de quantiles a été retenue. Cette méthode permet de garder la chronologie des événements de crues phares sur le Lez, ce qui facilite la comparaison entre les événements futurs et passés. Un désavantage de cette méthode est que l’impact du déroulement chronologique des événements de précipitation futurs sur les crues n’est pas pris en compte.

6 Conclusion

Le pourtour méditerranéen est soumis à des précipitations intenses automnales. Ces précipitations sont associées à une grande échelle qui permet l’acheminement

de l'air conditionnellement instable sur la région côtière où il est soulevé par le relief accidenté qui entoure le bassin méditerranéen. La persistance des conditions atmosphériques favorables à un flux sud ou sud-est aide à maintenir des systèmes convectifs à méso-échelle quasi-stationnaires. Ces systèmes sont responsables des cumuls de précipitation très élevés parfois observés sur la Méditerranée française. D'autres types d'événements précipitants contribuent à des cumuls de précipitation élevés en région méditerranéenne, y compris les médicanes et les lignes de grains. Dans certains cas, des précipitations stratiformes contribuent aux cumuls élevés, mais les événements les plus dévastateurs sont fréquemment le produit des phénomènes convectifs.

L'évolution des événements de précipitation extrêmes sur le pourtour méditerranéen sous l'influence du changement climatique est un enjeu clef pour cette région à forte dynamique démographique. La modélisation climatique permet de faire des projections des précipitations futures et d'étudier l'évolution de ces dernières. Cependant, la résolution des modèles climatiques globaux de l'ordre d'une centaine de kilomètres, n'est pas suffisant pour étudier les événements de nature convective en région méditerranéenne et les crues éclair qu'ils peuvent engendrer. La désagrégation dynamique des champs atmosphériques issues de la modélisation globale à travers un modèle climatique régional permet de réduire la différence d'échelle entre les projections climatiques et les impacts locaux. Suite à l'amélioration de la résolution d'un modèle, une étude de valeur ajoutée permet de valider les apports de ce dernier.

La région méditerranéenne se trouve sur un gradient de changement climatique où les précipitations moyennes augmentent au nord de l'Europe et diminuent au sud. Au sud de la France, les extrêmes de précipitation les plus courts pourraient augmenter tandis que la moyenne des précipitations diminue. Ces changements sont un enjeu critique pour la région méditerranéenne où les crues éclair et les tensions de la ressource en eau impactent déjà les populations. Les études d'impact du changement climatique à l'échelle des activités humaines permettent de mieux estimer les risques aux populations. L'application d'une correction de biais aux projections futures des modèles climatiques régionaux réduit les biais des champs atmosphériques sur la période historique avant la réalisation d'une étude d'impact du changement climatique.

Cette thèse s'intéresse plus particulièrement aux impacts du changement climatique sur les crues éclair des petits bassins versants méditerranéens, engendrées par des précipitations intenses. Dans le prochain chapitre, nous présentons la genèse et la modélisation de ces événements en vue du développement d'une méthodologie d'étude d'impact.

Chapitre 2

Les crues éclair : génèse et caractérisation

Ce jour-là , tout le pays a les yeux fixés sur la montagne. A midi, le ciel écrase la plaine, le village, le mas, le cœur de l'homme. L'obscurité est presque complète. Il pleut comme il n'avait jamais plu. La Têt est déchaînée, le Tech brame. Tous les torrents hurlent à la fois. Dans chaque vallée les rivières en crue balayent tout sur leur passage.

Les riverains sont inquiets. Sera-ce un «aïgat » ? La peur millénaire prend l'homme à la gorge, car la tradition orale a rapporté au long des veillées le récit d'un de ces cataclysmes qui marquent pour cent ans l'esprit des populations riverains.

Michel Maurette (1898 ; 1973)-La Crue.

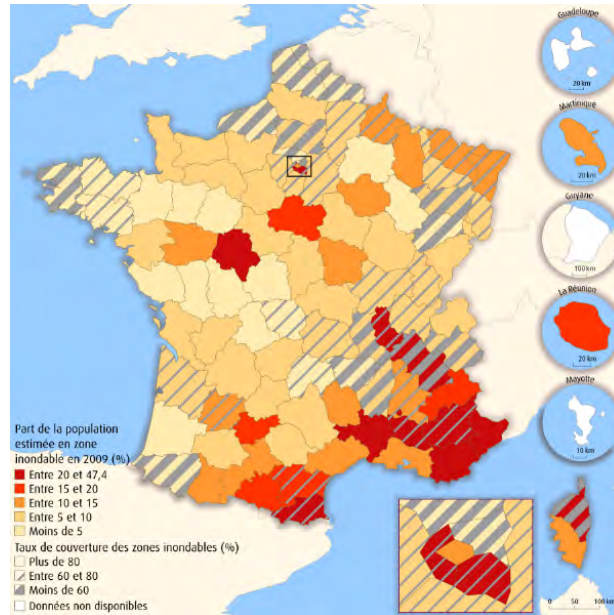
1 Introduction : risques et aléas hydrologiques en France

Les inondations sont l'aléa naturel prééminent en France avec 19 247 communes concernées (Service de l'observation et des statistiques, Commissariat général au développement durable, 2014). Le risque d'inondation est particulièrement accru sur le pourtour méditerranéen (Fig. 2.1a) avec les populations les plus exposées de France métropolitaine concentrées dans les départements du Vaucluse, du Gard et des Pyrénées-Orientales.

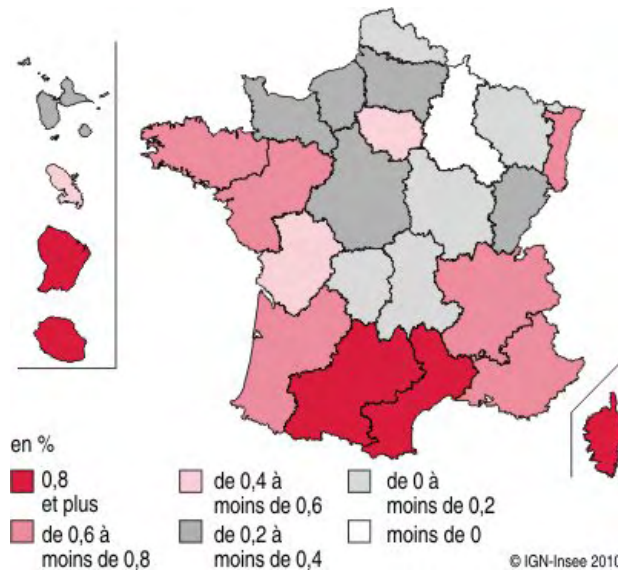
Cette situation est aggravée par la forte dynamique démographique de la Méditerranée française (Fig. 2.1b) de ces dernières années. Sur le Languedoc-Roussillon, 25% de la population et 75% des communes sont à risque (source : SMMAR, www.smmar.fr/memoire-des-crues/). L'aménagement des zones humides, vu comme une valorisation des terrains inutilisables (Comité du bassin Rhône-Méditerranée, 2009), augmente encore le risque encouru. D'un côté, la croissance des zones urbaines imperméables empêche l'atténuation des crues par l'infiltration ainsi que l'expansion de la rivière dans son lit majeur et, d'un autre côté, la localisation des infrastructures et des activités à proximité des cours d'eau augmente l'importance des dégâts en cas de débordement.

Le pourtour méditerranéen est particulièrement exposé aux crues. Ces dernières sont souvent soudaines et brutales et sont appelées « crues éclair ». Dans ce chapitre, nous définirons d'abord les crues éclair. Nous décrirons ensuite les principaux

processus à l'origine de ce phénomène. Puis, nous aborderons la modélisation de ces crues et les difficultés qui y sont associées.



(a) Pourcentage de la population française qui vivait dans des zones inondables en 2009 et taux de couverture des zones inondables. Source : Service de l'observation et des statistiques (SOeS), <http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/indicateurs-indices/f/1832/1346/population-exposee-risques-dinondation.html>.



(b) % croissance annuel moyen de la population par région de 1990 à 2007. Source : Insee, http://www.insee.fr/fr/themes/document.asp?ref_id=ip1326.

Figure 2.1 – Exposition de la population française aux crues éclair.

2 Définition d'une crue « éclair »

Selon l'Organisation météorologique mondiale (OMM), une crue éclair est caractérisée par un délai court entre les précipitations et l'arrivée de la crue (ce concept est détaillé dans la section 2.1) et se produit dans les régions ayant un comportement hydrologique particulier (Tucci et Collischonn, 2006). La DIREN Rhône-Alpes précise que la vitesse de la montée des eaux est de moins de 12 h pour les crues simplement *rapides* et de l'ordre de quelques heures seulement pour les crues dites *éclair*¹. Les crues éclair sont donc un cas particulier de crues rapides.

Les crues éclair se produisent généralement sur des bassins versants (région de concentration des précipitations hydrologiquement close avec un seul exutoire) de petite taille dont la physiographie et le fonctionnement favorise le ruissellement (de surface ou de sub-surface) et limite l'infiltration. On peut citer par exemple la présence de versants à pente importante, un sol à faible capacité d'infiltration, un sol fin à substratum imperméable, un karst rapidement saturé, etc. Les précipitations associées aux crues éclair sont principalement de type orageux avec une étendue spatiale et une durée temporelle limitées. Une précipitation intense ou de la pluie sur une couche neigeuse peuvent engendrer une crue éclair (Gaume et al., 2009). Plus exceptionnellement, la rupture d'un barrage ou d'une digue ou du blocage d'un écoulement par l'accumulation de la glace peuvent engendrer une montée des eaux rapide.

Cette définition est pourtant vague et diffère selon l'étude choisie. En effet, dans sa thèse, Borrell-Estupina (2004) compare sept définitions de crues éclair. Si les sept définitions s'accordent sur l'apparition et l'évolution soudaine du phénomène, elles diffèrent ensuite par le nombre et le type de critères utilisés pour caractériser une crue éclair. Six des sept définitions considèrent qu'une crue éclair est déclenchée par des pluies diluviennes. Les sept définitions diffèrent ensuite sur les autres critères et prennent en compte ou non, l'importance des débits dans les rivières, l'étendue spatiale du phénomène ou encore la difficulté à le prévoir. Borrell-Estupina (2004) constate également que ces définitions restent généralement qualitatives et non quantitatives. Gaume et al. (2009) proposent une définition plus quantitative des crues éclair qui comprend les bassins versants de moins de 500 km² qui subissent un système précipitant durant moins de 24 h avec un cumul de plus de 100 mm pour une durée de quelques heures. Ensuite, l'étude est obligée d'étendre cette définition à quelques bassins versants plus grands dans le cas des précipitations plus courtes et plus intenses (par exemple l'Aude, 1856 km², en 2002). Dans ses conclusions, Gaume et al. (2009) précisent que l'inclusion des bassins versants plus grands est nécessaire car les systèmes convectifs en région méditerranéenne peuvent atteindre plus de 1000 km² (avec une extension de 100 km dans au moins une direction). S'inspirant de cette étude, Marchi et al. (2010) définit une crue éclair comme un événement affectant un bassin versant de moins de 1000 km² et étant engendré par un système précipitant qui ne dure pas plus de 34 h.

Nous pouvons constater qu'une multitude de définitions différentes des crues éclair existe dans la littérature. Néanmoins un consensus émerge concernant une des spécificités de ce type de crue : c'est le caractère brutal de la réponse hydrologique.

1. source : http://www.rdbmrc-travaux.com/spge/site_v2/article_azi.php?titre=Typologie%20des%20crues&page=azi/azi_typercrues.

Dans ce qui suit, nous proposons quelques méthodes pour délimiter et caractériser les événements de crue éclair. Nous pouvons caractériser une crue par le débit dans un cours d'eau, par le temps écoulé entre les précipitations et la réponse hydrologique du bassin, par sa fréquence sous la forme d'une période de retour ou par sa localisation. Dans notre caractérisation, nous essayons de mettre en avant cet aspect.

2.1 Par le temps de réponse

Une crue éclair peut être définie par son temps de réponse. Le temps de réponse (lag time) d'un bassin versant peut être défini de différentes manières. Il peut correspondre à l'intervalle de temps entre le centre de gravité des précipitations et le débit de pointe mesuré à l'exutoire du bassin versant. D'autres considèrent que le temps de réponse se définit comme l'intervalle de temps entre le pic de pluie et le pic de débit ou le début de la pluie et le pic débit. Il faut donc être particulièrement vigilant sur la définition du temps de réponse qui est calculé. Le National Weather Service (service météorologique américain) définit une crue éclair comme un événement ayant un temps de réponse généralement inférieur à 6 h. Même s'il n'y a pas de règle absolue concernant le temps de réponse d'une crue dite éclair, ce critère est essentiel pour la définition de ce type de crue. Une crue éclair, par définition, a un temps de réponse court.

2.2 Par le débit

Les données de débit utilisées pour caractériser la réponse hydrologique des bassins versants soumis à des crues éclair sont déduites de données limnimétriques auxquelles on a associé une courbe de tarage. Une courbe de tarage permet de relier la hauteur d'eau au débit en un point donné du cours d'eau. Ces courbes sont construites soit à partir des jaugeages réalisés à l'aide d'un traceur injecté dans le cours d'eau, soit par exploration du champ de vitesse puis intégration sur la surface mouillée. Pour ce type de jaugeage, plusieurs outils différents peuvent être utilisés comme le saumon, le courantomètre électromagnétique, le micro-moulinet ou l'ADCP. Toutefois, les jaugeages en période de hautes eaux sont rares (mesures difficiles, dangereuses, accessibilité du cours d'eau limitée) rendant la courbe de tarage très souvent incertaine en période de crue.

Le débit à l'exutoire d'un bassin versant en m^3s^{-1} se compose d'un débit de base (le débit d'un cours d'eau avant la montée des eaux), du ruissellement contributif sur le bassin versant suivant un épisode pluvieux et de l'écoulement retardé. Nous pouvons aussi considérer le débit spécifique qui correspond au débit divisé par la taille du bassin versant. En normalisant par la surface du bassin, le débit spécifique permet ainsi de comparer les réponses hydrologiques de différents bassins versants. Les débits spécifiques maximaux peuvent ainsi servir à construire une courbe enveloppe. Cette courbe, estimée par la régression linéaire du logarithme des maxima de débit spécifique et du logarithme de l'aire du bassin, permet d'estimer la crue maximale sur des bassins non-jaugés d'une région climatiquement et géologiquement similaire. La relation entre le débit spécifique et l'aire du bassin est la suivante :

$$\ln(Q_s) = a + b\ln(A) \quad (2.1)$$

où Q_s est le débit spécifique, A est l'aire du bassin, b est un paramètre d'échelle et a est un coefficient indépendant de l'aire du bassin, appelé parfois le débit réduit (Castellarin, 2007; Gaume et al., 2009). Avec cette courbe, nous pouvons estimer le débit maximal d'un bassin non-jaugé ou déterminer la sévérité d'un événement en le comparant aux maxima régionaux.

2.3 Par la période de retour

Nous pouvons aussi classer les maxima de débits annuels en fonction d'une loi de distribution probabiliste s'appliquant aux valeurs extrêmes tel que la Generalized Extreme Values (GEV) présentée dans la section 2.1.3. La probabilité d'une valeur maximale sur une année donnée (application de la loi de probabilité aux valeurs extrêmes annuelles) nous permet d'évaluer la période de retour par l'équation suivante,

$$T = \frac{1}{p} \quad (2.2)$$

où T est la période de retour et p est la probabilité d'occurrence de l'événement au cours d'une année donnée. Ce critère présente toutefois quelques inconvénients. D'abord, cette caractérisation demande une chronique débitométrique très longue, or cette information est rarement disponible pour les bassins versants soumis aux crues éclair. Ensuite, la caractérisation probabiliste est seulement valide si le comportement hydrologique du bassin est stationnaire. Soumis au changement climatique global, la chronique des débits historiques n'est plus capable de décrire les probabilités actuelles ou futures (Bouvier, 2004). Enfin, la caractère probabiliste de ce critère peut susciter l'incompréhension des populations locales et décideurs qui attendent un événement centennal exactement tous les cent ans tandis qu'une description probabiliste des événements est seulement valable sur une période très longue par rapport à la fréquence de l'échantillon (Brochard et Monfort, 2008).

2.4 La localisation des crues éclair en France et en Europe

Les pays du nord-ouest de la méditerranée sont particulièrement impactés par les crues éclair (Llasat et al., 2010a). En Europe, l'Espagne est le pays ayant le plus grand nombre de crues éclair entre 1950 et 2005, suivie par l'Italie et la France (Barredo, 2007). Récemment, une étude de Llasat et al. (2010b) cherchait à réunir une base de données sur les crues éclair catalanes afin de mieux quantifier le risque dans cette région particulièrement impactée. L'intensité des crues éclair méditerranéennes est plus importante que celles touchant les bassins versants des climats continentaux (Marchi et al., 2010). La saison des crues éclair dans les climats continentaux est décalée par rapport à celle des crues méditerranéennes et arrive en été quand les événements convectifs sont principalement des orages isolés. Dans cette thèse, nous nous concentrerons sur la Méditerranée française, où les conditions de terrain (petits bassins versants avec un relief accidenté) et les conditions climatiques (climat méditerranéen : été sec avec des fortes précipitations automnales) favorisent les crues éclair.

3 La genèse des crues éclair

Dans cette section, nous décrirons les principaux processus impliqués dans la genèse des crues éclair. La genèse des crues éclair requiert quelques éléments déclencheurs : une quantité importante de précipitations en peu de temps, suivie d'un ruissellement important, puis la concentration de ce ruissellement et son acheminement rapide vers les cours d'eau ou les thalwegs du bassin versant. La Méditerranée française, de par ses fortes précipitations automnales et ses nombreux petits bassins versants à relief accidenté réunit donc les éléments nécessaires à la genèse de crues éclair.

3.1 Précipitation

La figure 2.2 présente les échelles spatiales et temporelles des crues éclair européennes pour cinq climats différents : méditerranéen, alpin-méditerranéen, alpin, continental, et océanique. Ces événements correspondent à des précipitations de période de retour d'au moins 50 ans sur des bassins allant de 20 à plus de 1000 km². La plupart de ces événements présente une échelle temporelle similaire à celle d'un MCS. Cependant, quelques crues éclair du climat continental sont à l'échelle d'une cellule convective, ce qui est en accord avec la saisonnalité des crues sous ce type de climat 2.4. Nous remarquons aussi que dans le cas des climats continentaux, la taille du bassin est corrélée positivement avec la durée de l'événement pluvieux. En revanche, la durée de l'événement paraît peu corrélée avec la taille du bassin pour les bassins versants méditerranéens. Un étude comprenant plus d'événements sur des bassins méditerranéens et continentaux permettrait de confirmer ces résultats.

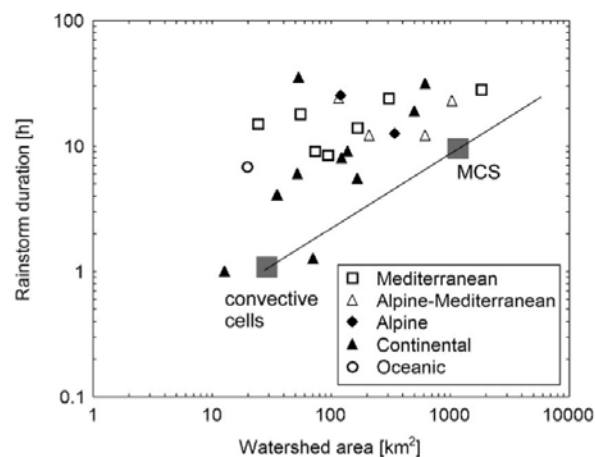


Figure 2.2 – Les échelles spatiales et temporelles des crues éclair européennes dans Borga et al. (2011). Les échelles des cellules convectives et des MCSs sont de Orlanski (1975).

3.2 Le ruissellement de surface

Le ruissellement de surface ou le ruissellement direct est l'écoulement des eaux à la surface des sols. Il peut se produire de deux manières différentes. La saturation

du sol peut se produire par le haut dans le cas où l'intensité de précipitation dépasse la capacité d'infiltration du sol (excès d'infiltration). Le ruissellement ainsi généré est appelé ruissellement hortonien Horton (1933). Du ruissellement peut aussi être produit par dépassement de la capacité de stockage du sol (excès de saturation). Le ruissellement produit est alors appelé ruissellement dunnien (Dunne et Black, 1970). Le ruissellement hortonien peut jouer un rôle dans les crues éclair compte tenu de la forte intensité de précipitations pendant ces événements. Dans le cas de la crue éclair d'un bassin versant de 25 km² dans le Colorado, Ogden et al. (2000) constatent que le ruissellement était probablement hortonien en raison de la forte intensité de précipitation, la faible capacité d'infiltration des sols et la profondeur de la zone saturée (5 m). C'est ce type de ruissellement qui est le plus fréquemment cité dans les études sur les climats arides où le manque de couverture végétale et la moindre profondeur du régolithe diminuent la capacité d'infiltration. L'impact des précipitations peut aussi conduire à la formation d'une croûte de battance, diminuant sévèrement la capacité d'infiltration des sols (Gaume, 2002). La formation de cette croûte est due à la déstructuration des sols sous la force mécanique des précipitations puis la dispersion chimique des complexes argileux (Lado et Ben-Hur, 2004). Ce processus est favorisé dans les bassins versants agricoles, arides, et semi-arides pour lesquels la force mécanique des précipitations n'est pas atténuée par la présence de végétation.

La saturation par le bas (Dunne et Black, 1970), se produit lorsque l'intensité des précipitations est inférieure à la capacité d'infiltration. Dans ce cas, les précipitations s'infiltrent jusqu'à ce que le sol soit complètement saturé dans une certaine région du bassin versant. Une fois saturé, la totalité des précipitations incidentes ruissellent alors sur les aires saturées.

Ces deux types de ruissellement superficiel peuvent se produire en région méditerranéenne. Par exemple, sur les sols granitiques du Mont-Lozère, Martin et al. (2003) observent un ruissellement dunnien. Les sols sont suffisamment épais pour empêcher le développement d'un ruissellement hortonien, même pour de fortes précipitations. Sur le bassin versant de la Vène, qui alimente la lagune de Thau (Sète), les sols sont composés de calcaire et de marnes et le ruissellement hortonien domine (Gallart et al., 2008). Souvent, les processus de genèse du ruissellement cohabitent dans le temps et l'espace pour un même bassin versant (Cosandey et Robinson, 2000). Il est donc le plus souvent illusoire de vouloir cataloguer les bassins versants par leur mode de genèse du ruissellement.

3.3 Les écoulements souterrains et les sols

Les écoulements sub-surfaciques et souterrains peuvent participer significativement aux crues éclair. Les travaux effectués par Cras et al. (2007) sur les 3 versants expérimentaux mis en place par l'IRSTEA près de Digne-les-Bains dans le département des Alpes-de-Haute-Provence dans les années 1980 ont montré qu'une partie importante des eaux de crue provient du sol (jusqu'à 20% sous conditions sèches), même si les processus de transfert direct sont dominants. Les versants expérimentaux étaient de 1330 m² à 0.86 km² avec des sols marneux. Les crues observées sur ces versants sont des crues éclair. Sur les versants expérimentaux du Mont Lozère (Cévennes), une contribution des eaux des événements antérieurs stockées dans le sol

a aussi été constatée par Marc et al. (2001). Dans ces deux études, la contribution de la nappe phréatique au débit de crue était minimale.

Les processus sub-surfaciques participent à la genèse des crues éclair de différentes manières. On distingue l'écoulement hypodermique et l'exfiltration par transfert de pression. Dans le premier cas, l'eau circule à travers un horizon de sol superficiel, la couche organique et la couche racinaire, plus perméables que le reste du profil (Coustau, 2011). Cette différence de perméabilité favorise la formation d'une nappe perchée et l'écoulement sub-surfacique dit «hypodermique ». Dans le deuxième cas, la pression hydraulique générée par l'arrivée d'une masse d'eau pluviale pousse l'eau présente dans la nappe phréatique, dont l'excès est exfiltré en bas du bassin.

Les écoulements souterrains peuvent participer de manière significative aux crues de surface sur les bassins versants karstiques (Vannier, 2013). Ces bassins versants sont composés principalement de roches carbonatées et évaporitiques. L'eau pluviale est acidifiée au contact du sol et participe ensuite à la dissolution de la roche. Cette dissolution produit des conduits de 1 cm à plusieurs mètres, permettant l'infiltration rapide des précipitations. Pendant la crue, ces conduits sont mis rapidement sous pression et permettent la participation des sources karstiques temporaires ou pérennes (Bonacci et al., 2006). La saturation de la matrice du karst est plus lente que celle des conduits et permet une participation par dépassement de la capacité de stockage. Cette capacité de stockage peut atténuer l'intensité de crue ou l'aggraver selon les événements (Bailly-Comte et al., 2008). Dans le cas d'une crue à pics multiples, le karst peut atténuer l'effet du premier pic, puis aggraver l'effet des pics suivants (Maréchal et al., 2009).

3.4 La concentration des écoulements par la morphologie du bassin

Les bassins versants soumis aux crues éclair ont une morphologie qui maximise la concentration et l'acheminement des eaux pluviales vers l'exutoire. De manière générale, ces bassins ont une morphologie plutôt circulaire avec un rapport d'élongation élevé², un relief accidenté, et un réseau de drainage important (Costa, 1987). Les thalwegs encaissés présents dans les petits bassins versants montagnards (Antoine, 2011; Gutiérrez et al., 1998) permettent de concentrer des écoulements qui deviennent ainsi plus rapides. Les éboulements et les sédiments peuvent aussi contribuer aux crues éclair dans les régions à relief accidenté suite à la fragilisation des terrains par saturation.

4 La modélisation hydrologique pour la caractérisation et la prévision des crues éclair

Dans les sections précédentes nous avons établi que les crues éclair sont un phénomène hydrologique complexe qui dépend de l'intensité des précipitations, la géomorphologie du bassin versant et la nature des écoulements. Ce phénomène est

2. Le rapport d'élongation proposé par Schumm (1956) prend des valeurs entre 0 et 1 avec les valeurs proches de 1 associées à une morphologie plutôt circulaire et les petites valeurs associées aux bassins allongés. Le coefficient de compacité de Gravelius(Kg) est l'indice de morphologie le plus utilisé en France. Dans ce cas, l'indice peut prendre des valeurs supérieures à 1, mais les morphologies circulaires sont toujours associées aux valeurs proches de 1.

caractérisé par une réponse brutale du bassin à une pluie. Cela se traduit par un temps de réponse court et un débit élevé. Le bassin d'étude sélectionné pour cette thèse qui sera décrit dans le chapitre 3 est soumis à des crues brutales au temps de réponse court qui peut n'être que de 2 h pour certains événements (Coustau et al., 2012a)). Afin de prévoir ces phénomènes hydrologiques extrêmes, il est alors essentiel d'utiliser des modèles hydrologiques pour tirer profit des différentes données recueillies sur le terrain et parfois permettre d'identifier les processus hydrologiques dominants à l'origine d'une crue.

Le modèle pluie-débit est une représentation simplifiée des processus associés à la partie du cycle hydrologique qui comprend la précipitation d'eau sur les surfaces continentales et son acheminement vers les cours d'eau qui drainent à la fois les eaux de surface et souterraines. La Fig. 2.3 présente le cycle de l'eau comme vu dans les modèles hydrologiques. La circulation et l'évaporation océaniques ainsi que le transport de la vapeur d'eau atmosphérique sont notamment exclus de la modélisation hydrologique qui s'attache à représenter le cycle de l'eau sur les surfaces continentales. Les eaux souterraines ayant souvent une dynamique beaucoup plus lente que celles de surface, il arrive aussi que le transport et le stockage de l'eau souterraine ne soit pas pris en compte dans certains modèles. D'autres le prennent en compte de façon implicite à travers l'état hydrique du modèle. La dynamique de l'eau souterraine peut aussi être gérée par les modèles hydrogéologiques, adaptés au processus du sous-sol. Une revue détaillée des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines est présentée dans Sophocleous (2002).

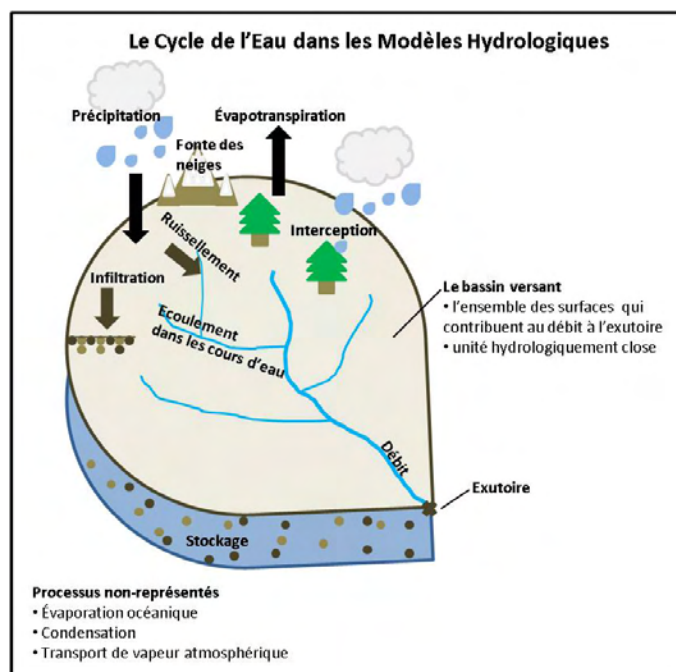


Figure 2.3 – Le cycle de l'eau des modèles hydrologiques et les processus hydrologiques inclus et exclus de la modélisation.

Un modèle hydrologique peut représenter les processus du cycle de l'eau sur les surfaces continentales de façon plus ou moins explicite. Il peut s'agir de simples relations statistiques reliant la pluie au débit à l'exutoire sans lien direct avec la physique des processus. A l'inverse, on peut aussi utiliser des modèles très complexes

fondés sur les équations de la mécanique des fluides. On peut également utiliser des modèles plus simples à réservoir. Ces modèles sont généralement constitués de deux parties : une fonction de production pour convertir les précipitations en ruissellement et une fonction de transfert pour concentrer et acheminer ce ruissellement à l'exutoire du bassin versant.

Les processus hydrologiques modélisés sont similaires quelle que soit la taille du bassin versant ou le type d'événement décrit. Seule leur représentation dans les modèles sera plus ou moins explicite et dépendra de la prépondérance du processus dans le phénomène étudié et de l'objectif de l'étude. Ainsi, la modélisation des crues éclair amène à tenir compte de certaines spécificités de ce phénomène :

- ↔ Le rôle limité de l'évapotranspiration comparé à celui des écoulements sur le bassin versant pendant la crue éclair.
- ↔ La dynamique très rapide d'une crue éclair et son caractère intermittent.
- ↔ La disponibilité souvent limitée des données sur les petits bassins versants soumis aux crues éclair.
- ↔ La variabilité spatiale des événements convectifs fréquemment à l'origine de ces crues éclair.

Dans cette section, nous aborderons les différents types de modèles employés en hydrologie et leur application aux crues éclair. Ces modèles peuvent être classés en fonction de : la distribution spatiale, la résolution temporelle et la représentation physique des processus du bassin versant. Ces modèles n'étant que des représentations simplifiées de la réalité, nous aborderons ensuite les différentes erreurs et incertitudes associées à la modélisation hydrologique et leur correction par assimilation de données.

4.1 A quoi sert un modèle hydrologique ?

Le choix d'un modèle et des processus qu'il représente dépend de l'utilisation finale du modèle. Par exemple, pour la prévision des crues éclair, les particularités de ces crues dictent les choix de modélisation concernant la distribution spatiale, la représentation temporelle et physique des processus simulés par le modèle hydrologique. Outre la prévision des crues en temps réel, un modèle peut aussi servir à la caractérisation des crues déjà observées, à l'étude des processus hydrologiques, au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, ou à l'estimation des impacts du changement climatique. Pour la caractérisation des crues déjà observées ou l'étude des processus hydrologiques, le modèle hydrologique doit représenter le plus fidèlement possible les principaux processus hydrologiques qui impactent le bassin versant. Le temps de calcul est moins important dans ce cas, car le modèle ne sert pas à un but de prévision. Pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, une pluie de référence ou une chronique de précipitations est transformée en un débit ou une inondation de référence (Grimaldi et al., 2013; Paquet et al., 2013). Selon l'état hydrique du bassin, une même pluie de référence peut générer une crue différente. Les modélisateurs doivent donc réfléchir au choix des conditions initiales du bassin. Il est parfois préférable de calculer la crue de référence à partir d'une chronique de débits simulés afin d'éviter des hypothèses sur l'état hydrique du bassin. Pour la prévision des crues en temps réel, des modèles facilement utilisables, d'exécution

rapide et frugaux (peu gourmands en données) sont essentiels. Les prévisionnistes doivent être capables d'interpréter les résultats afin d'estimer au mieux les niveaux de vigilance à déclencher. Des modèles très complexes avec des résultats difficiles à interpréter sont mal adaptés à ce type de situation. Pour cette raison, certains centres de prévision préfèrent des abaques simples d'utilisation, outils graphiques opérationnels et immédiatement disponibles.

4.1.1 Le modélisation hydrologique pour les impacts du changement climatique

Récemment, la communauté hydrologique s'est intéressée à la question des impacts du changement climatique sur l'hydrologie. Dans ce contexte, le modèle hydrologique devient un modèle d'impact, c'est-à-dire un modèle qui détermine l'impact des variations climatiques sur des processus sensibles à ces dernières et qui utilise des variables atmosphériques issus des GCMs, des RCMs ou de la désagrégation en entrée. Parmi les modèles d'impact, on peut citer les modèles de distribution d'une espèce biologique, des aérosols atmosphériques, de la ressource en eau, etc.

Des études récentes ont constaté que la région Méditerranéenne sera probablement soumise à la fois à une intensification des inondations et à une diminution de la ressource en eau. Au nord du Maroc, des résultats préliminaires de l'impact du changement climatique sur la ressource en eau issus de l'analyse des simulations ALADIN de l'initiative Med-CORDEX montrent une diminution du ruissellement de surface sur le bassin versant du barrage Makhazine de 30% à 57% (Tramblay et al., 2013). L'étude de Coppola et al. (2014) a trouvé que la fonte des neiges sur le bassin versant du Pô arrive plus tôt dans l'année, suggérant une saison sèche plus longue, et une précipitation hivernale plus importante avec une proportion liquide plus importante qui entraîne l'augmentation des débits. Dumas et al. (2013) ont trouvé une augmentation de la fréquence des crues dans le Rhône, l'Hérault et les Cévennes avec le GCM ARPEGE-Climat et deux différentes méthodes de désagrégation statistique.

L'incertitude des études d'impact hydrologique est cependant importante et les résultats doivent être interprétés avec retenue. Plusieurs sources d'incertitudes existent, notamment le modèle atmosphérique (régional et global), la méthode de désagrégation (statistique ou dynamique ou les deux appliquées en série), et enfin le modèle hydrologique pour lequel on n'a peut-être pas de scénarios d'occupation des sols ou de gestion des ouvrages hydrauliques pour la période future. Le choix de faire une étude fondée sur plusieurs modèles ou un seul modèle climatique a un impact important sur la fiabilité des résultats, les études multi-modèles étant les seules capables d'estimer l'incertitude des résultats. Dans le cas d'une étude à un seul modèle, nous ne pouvons pas générer une distribution des résultats et l'absence d'observations rend le calcul d'un biais impossible. L'étude de Tramblay et al. (2013) utilise un seul modèle avec deux résolutions différentes et avec deux scénarios radiatifs, l'étude de Dumas et al. (2013) utilise un seul scénario d'émissions avec un modèle climatique, et l'étude de Coppola et al. (2014) utilise un scénario d'émissions avec deux modèles climatiques à deux résolutions. Dans ces trois cas, les auteurs reconnaissent les limitations de l'utilisation d'un seul scénario ou un seul modèle dans leurs conclusions. Le choix de méthode de désagrégation est également une source d'incertitude majeure pour ce type d'étude (Dumas et al., 2013) et l'application d'une correction de biais peut aussi avoir un impact négatif sur les résultats

(Coppola et al., 2014).

L'utilisation des modèles hydrologiques en tant que modèles d'impact pour estimer l'effet du changement climatique sur les crues ou la ressource en eau est un domaine en plein essor. Ces modèles répondent notamment aux besoins des décideurs d'avoir des informations sur le changement climatique aux échelles de l'activité humaine. Dans la section suivante nous présenterons plusieurs types de modèles qui pourraient répondre à ce besoin et nous soulignerons leurs avantages et leurs inconvénients.

4.2 Classification des modèles hydrologiques

4.2.1 Par la représentation de la physique des processus hydrologiques

La classification des modèles varie selon les préférences de chaque hydrologue. Dans cette thèse, les modèles hydrologiques sont divisés en modèles à base physique, modèles conceptuels à réservoir et modèles empiriques de type boîte noire. Cette classification est inspirée des travaux de Ambroise (1998). Beven (2001) décrit les processus principaux du bassin versant sélectionnés par l'hydrologue comme le modèle perceptuel et la traduction de ces processus en équations comme le modèle conceptuel. Il préfère les termes modèles à description de processus (processus description based models) et modèles à bilan d'humidité de sol (explicit soil moisture accounting (ESMA) models) pour décrire respectivement les modèles à base physique et les modèles conceptuels d'Ambroise (1998). Nous adopterons ici la classification d'Ambroise (1998) pour rester cohérent avec les termes employés dans les travaux de cette thèse déjà publiés (Harader et al., 2012).

Les modèles à base physique ont pour objectif de représenter les processus physiques à l'oeuvre dans un bassin versant dans un cadre théorique unifié. Ils se fondent sur les principes de conservation (de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement) décrits par un ensemble d'équations dont les paramètres sont associés aux propriétés physiques du bassin étudié et sont en principe mesurables. Un exemple de ce type de modèle est SHE (Système Hydrologique Européen) développé par plusieurs laboratoires européens en collaboration avec la SOGREAH, désormais partie du groupe ARTELIA (Abbott et al., 1986). Dans ce cas, l'écoulement en milieu poreux est décrit par la loi de Darcy et les écoulements de surface par un modèle des ondes diffusant (une approximation des équations Saint-Venant). Le modèle IHDM (Institute of Hydrology Distributed Model) utilise la loi de Darcy avec un modèle des ondes cinématiques, une autre approximation des équations Saint-Venant (Calver et Cammeraat, 1993). Les modèles « semi-physique » utilisent des équations de transfert en milieu poreux simplifiées tels que Green and Ampt ou Horton avec les équations de Saint-Venant ou une de leurs simplifications pour les écoulements de surface. Deux exemples sont LISFLOOD (Van Der Knijff et al., 2010) ou le modèle MARINE de Borrell-Estupina (2004), développé spécifiquement pour les crues rapides méditerranéennes. Le modèle MARINE peut également modéliser les écoulements 2D en passant par le modèle hydraulique TELEMAC2D d'EDF (Galland et al., 1991).

Les modèles à base physique utilisent tous des simplifications des processus physiques. Même les équations de Saint-Venant sont des approximations des équations Navier-Stokes pour les écoulements peu profonds. L'élément clef d'un modèle à base

physique est le lien entre les paramètres du modèle et le terrain. Dans le cas des modèles physiques, la plupart des paramètres sont mesurables directement sur le terrain. Néanmoins, la quantité de paramètres à renseigner pour rendre compte de l'hétérogénéité d'un bassin versant est souvent très importante. La calibration de ces modèles s'avère donc fréquemment nécessaire même si elle ne devrait théoriquement pas l'être. Le point faible de ces modèles est le grand nombre de données nécessaires pour leur fonctionnement et leurs besoins en temps de calcul. Si les avancées dans les capacités de calcul invalident ce dernier point pour la plupart des laboratoires, les collectivités locales ont besoin de modèles qui peuvent tourner rapidement, avec des résultats facile à interpréter afin d'émettre au plus vite un avis de vigilance si nécessaire.

Une deuxième possibilité est d'adopter une approche systémique de la modélisation hydrologique. Au lieu de modéliser chaque processus, nous cherchons des relations mathématiques permettant de relier pluie et débit à posteriori. La classification des modèles à approche systémique dépend de la représentation du bassin versant et des processus qui sont représentés. Les modèles de type boîte noire, qui sont un type de modélisation empirique, sont un exemple d'une approche systémique purement mathématique. Dans ces modèles de type boîte noire, on peut trouver les réseaux de neurones et les modèles régressifs. Les réseaux de neurones sont une forme d'apprentissage artificiel dans laquelle on associe le signal d'entrée à un signal de sortie. Kong A Siou et al. (2011) ont implémenté un modèle perceptron multicouche (un type de réseau de neurones) qui permet de prévoir les crues de la source du Lez à pas de temps journalier à une échéance satisfaisante. Même s'ils sont capables de donner des résultats satisfaisants, les réseaux de neurones sont très demandeurs de données afin d'établir la relation entre les données d'entrée et les débits de sortie. En raison du besoin d'une longue chronique d'observations, les modèles de type boîte noire sont encore peu utilisés pour modéliser des bassins soumis à des crues éclair. Néanmoins, Artigue (2012) a utilisé ce type de modèle pour modéliser des crues éclair sur des bassins non jaugés.

Les modèles conceptuels à réservoirs, tels que les modèles Génie Rural (GR) (Perrin et al., 2007; Van Esse et al., 2013) ou le Stanford Watershed Model (Crawford et Burges, 2004), considèrent l'ensemble des écoulements du bassin versant comme un processus de stockage d'eau suivi de son évacuation. Le fonctionnement du système hydrologique est alors géré par deux types d'équation : la vidange et le bilan d'eau du système (Ambroise, 1998; Roche, 1971). La Fig. 2.4 montre ces processus pour un modèle conceptuel simple à un réservoir. Dans ce cas, le bilan d'eau à chaque pas de temps gère les entrées du système (la précipitation) moins les pertes (infiltration dans la nappe phréatique, évapotranspiration, débit). Le changement du niveau d'eau dans le réservoir est l'eau totale ajoutée au système à chaque pas de temps. Ce réservoir est ensuite vidé en fonction de sa hauteur et de sa vidange qui deviendra le débit à l'exutoire. Quand les précipitations s'arrêtent, le niveau du réservoir suit une décroissance exponentielle.

La version journalière des modèles GR, GR4J (Génie Rural journalier à 4 paramètres), a été appliquée avec succès au système karstique de la Rochefoucauld (Le Moine et al., 2008) ou à celui de la Cesse. Le modèle sépare la précipitation en deux parties : celle qui alimente le réservoir sol et celle (la pluie efficace) qui part dans un réservoir de transfert ou dans un hydrogramme unitaire qui simule le

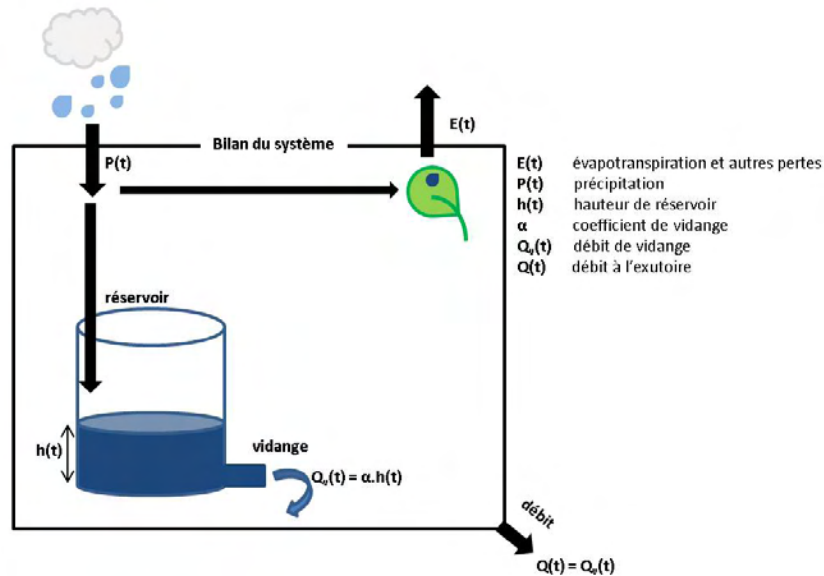


Figure 2.4 – Représentation d’un modèle conceptuel à réservoirs simple

retard entre la production du ruissellement et son arrivée à l’exutoire. Les effets du karst pris en compte sont l’infiltration dans l’aquifère et la contribution aux écoulements de surface par la résurgence des écoulements souterrains. Le point fort de ce modèle est sa frugalité : seules les données de précipitation et d’évapotranspiration potentielle sont nécessaires à son fonctionnement. L’utilisation d’une climatologie d’évapotranspiration est même possible.

Le modèle SCS (Soil Conservation Service) utilisé dans cette thèse a été développé dans les années 1930 et 1940 afin d’estimer le volume de ruissellement des petits versants ruraux. Dans sa forme originale, le modèle SCS propose une production de débit principalement hortonienne : le ruissellement est produit par dépassement de la capacité d’infiltration (Beven, 2001) et l’eau stockée dans le réservoir sol ne participe plus au débit à l’exutoire. Le principal inconvénient de cette forme du modèle est le format des sorties. En effet, les équations proposent non pas un débit à un instant donné mais un volume total écoulé au cours d’un épisode. Le USDA Natural Resources Conservation Service (1986) a adapté le modèle SCS à la production d’un débit de pointe ou d’un hydrogramme, deux informations très utiles pour l’hydrologue. Certaines études considèrent ce modèle comme purement empirique (Audard–Vincendon, 2010; Beven, 2001; Marchandise, 2007) sans lien avec la physique des écoulements. La méthode est pourtant fréquemment utilisée comme un modèle conceptuel à réservoirs (Mello et al., 2008; Michel et al., 2005; Mishra et al., 2006) et le principal paramètre du modèle (CN pour Curve Number) est corrélié aux types de sols observés dans le bassin versant ou aux conditions antérieures d’humidité.

Dans cette thèse, nous utiliserons la version dérivée du modèle SCS (Coustau et al., 2012a; Gaume et al., 2004) en tant que fonction de production. Cette version nous permet de calculer non pas uniquement le volume écoulé mais aussi l’évolution du débit à l’exutoire au court du temps. Un des avantages de ce modèle est sa frugalité. Il nécessite seulement des données de précipitation et des informations sur l’état hydrique du bassin en entrée. Celles-ci peuvent être déduites des données radar

ou satellitaires dans le cas d'un bassin non-jaugé. Ce modèle est aussi parcimonieux, ce qui rend le processus de calage moins lourd pour les prévisionnistes et permet de produire des prévisions rapidement en temps de vigilance. Dans notre cas, la simplicité du modèle évite aussi le problème épineux de la modélisation directe d'un système karstique dont on ne connaît pas la structure souterraine.

4.2.2 Par la distribution spatiale

Sur un bassin versant, un modèle hydrologique est implémenté de façon globale, distribuée ou semi-distribuée. Les modèles globaux considèrent le bassin d'étude comme une seule unité qui produit un débit en sortie, les modèles GR sont de ce type. Dans ce cas, les paramètres et les équations représentent le comportement moyen du bassin. Les modèles distribués discrétisent le bassin versant en mailles régulières ou irrégulières qui ont chacune un fonctionnement indépendant. Les modèles semi-distribués ont une discrétisation spatiale limitée sous forme de sous bassins versants, unités hydrologiquement similaires, ou régions de réponse. La spatialisation fait aussi référence aux données en entrée et aux paramètres qui sont plus ou moins spatialisés et n'ont pas toujours la même spatialisation que le modèle hydrologique.

Braud et al. (2010) ont utilisé un modèle distribué (MARINE) et un modèle semi-distribué (CVN (Cévennes) implémenté sous la plateforme LIQUID[®]) pour analyser les processus hydrologiques impliqués dans la crue éclair du 8 au 9 septembre 2002 dans la région du Gard. Les 18 sous bassins versants analysés avaient une taille comprise entre 2.5 et 99 km². Le modèle CVN utilise une approche empirique pour calculer l'écoulement de surface sur des hydro-paysages, régions hydrologiquement homogènes définies à partir du MNT (Modèle Numérique de Terrain) et de la carte pédologique. Les deux modèles utilisent une fonction de transfert de type ondes cinématiques pour les écoulements concentrés. Comparé aux données de débit de pointe estimées par une analyse post-crue, le modèle CVN a la tendance de surestimer la réponse hydrologique tandis que le modèle MARINE la sous-estime. Les hydrogrammes de CVN sont très sensibles aux pics de précipitation, en raison d'un écoulement de surface simplifié. La spatialisation du modèle et le transfert des écoulements dans le modèle MARINE lisse le signal des précipitations pendant sa conversion en débit à l'exutoire. L'apport de chacun de ces modèles à la prévision des crues est difficile à estimer en raison d'un manque de données concernant la dynamique de la crue. Le choix de la spatialisation du modèle dépend en partie de la dynamique de la crue observée sur le bassin en question : filtrage du signal ou réponse hydrologique brutale.

La spatialisation d'un modèle comprend non seulement le découpage ou non du bassin versant en mailles ou en sous bassins, mais aussi la spatialisation des données d'entrée et des paramètres. La résolution de ces derniers peut être différente de la résolution du modèle. Par exemple, nous pouvons adopter des valeurs globales de paramètres pour un bassin versant distribué en mailles. L'utilisation de valeurs globales des paramètres permet de prendre en compte la variabilité spatiale de certaines données (comme les précipitations) tout en gardant un modèle parcimonieux (Coustau et al., 2012a).

La spatialisation du champ de pluies est particulièrement importante pour la représentation correcte des événements précipitants extrêmes à l'origine des crues éclair. De nombreuses études ont démontré la valeur apportée par les précipitations

radar dans la modélisation des crues éclair (Anquetin et al., 2010; Looper et Vieux, 2012; Yakir et Morin, 2011; Zoccatelli et al., 2010). Dans le cas des sols saturés, la quasi-totalité des précipitations contribue au ruissellement direct et les débits sont déterminés principalement par la localisation et l'intensité des précipitations (Anquetin et al., 2010; Looper et Vieux, 2012). Avant la saturation, les sols jouent un rôle plus important dans la production du ruissellement (Anquetin et al., 2010).

L'utilisation d'un modèle global est possible pour l'étude de crues éclair (Artigue, 2012; Javelle et al., 2010). Pour la prévision en temps réel, l'utilisation d'un modèle simple tel qu'un abaque, permet aux utilisateurs d'estimer rapidement l'état de vigilance à adopter. Le modèle régressif simple utilisé par Javelle et al. (2010) sur 160 bassins versants au Sud de la France s'est inspiré des abaques opérationnels. Néanmoins, ce modèle est moins performant que le modèle distribué utilisé dans la même étude. Dans une étude comparant les approches spatialisées et globales sur 181 bassins versants en France, Lobligeois et al. (2014) constatent que la spatialisation joue un rôle important dans les bassins versants des Cévennes et de la région Méditerranéenne en raison de la forte variabilité spatiale des événements météorologiques.

Dans cette thèse, nous adoptons une approche de modélisation spatialisée avec des paramètres globaux comme décrit dans la section 3. Cette approche permet de tirer profit de la distribution spatiale des pluies fournies par le radar météorologique ou les pluviomètres. Cependant, l'utilisation d'un modèle global peut s'avérer judicieuse dans le cas où les conditions opérationnelles ne permettent pas l'utilisation d'un modèle distribué.

4.2.3 Par la représentation temporelle

La réponse hydrologique d'un bassin versant peut être modélisée de façon événementielle ou continue. La modélisation continue cherche à représenter le comportement d'un bassin versant en période de crue et en période d'étiage. L'avantage de ce système est que nous connaissons l'état hydrique du système à tout moment. Les points faibles sont que ce type de modélisation est très gourmand en données et peut s'avérer moins précis sur les extrêmes qu'un modèle événementiel. Ces modèles sont initialisés soit par un état hydrique arbitraire, soit par une climatologie, soit par la pluviométrie antécédente. Une période de chauffe, précédant ma prévision des débits, permet au modèle d'« oublier » la condition initiale. Cette période peut durer entre quelques mois et quelques années selon l'étude et les conditions du bassin versant. La représentation continue de l'état hydrique par le modèle est un avantage important pour les modèles continus et permet en général d'avoir de meilleures performances que les modèles événementiels. On peut citer par exemple le couplage ISBA-TOPMODEL entre un modèle hydrologique et un modèle de surface, qui permet à TOPMODEL de tourner en continu et améliore la reproduction des débits de crue (Vincendon et al., 2010) ou l'étude de Berthet et al. (2009) sur 178 bassins versants en France qui montre que le modèle GRP (version horaire de Génie Rural) donne des meilleures performances en mode continu.

Quand un modèle tourne en événementiel, il n'a pas d'information a priori sur l'état hydrique du bassin et a besoin d'être initialisé à partir d'observations ou des sorties d'autres modèles représentant l'état hydrique du bassin. Le point fort de ce type de modélisation est que nous n'avons pas besoin de savoir ce qui se passe

sur le bassin entre les événements. Ce type de modèle est donc adapté aux bassins versants sur lesquels on ne dispose que de chroniques d'observations incomplètes. Le point faible des modèles événementiels est la perte de performance due à l'initialisation au début de chaque événement. Comme cette initialisation dépend d'une relation (fréquemment régressive) entre un indicateur de l'état hydrique du bassin (issu d'observations ou déduit de sorties de modèle) et la condition initiale du modèle, elle implique forcément une certaine incertitude qui se répercute ensuite sur la simulation des débits. L'article de Tramblay et al. (2010) utilise la méthode SCS en événementiel sur le bassin versant du Valescure dans le Cévennes (3.83 km²). Trois méthodes d'initialisation y sont proposées : la mesure d'humidité directe par TDR (time domain reflectometry), la modélisation de l'humidité par un modèle de surface (ISBA comme dans le cas de Vincendon et al. (2010)), la précipitation antécédente et le débit de base. De ces trois méthodes, la mesure d'humidité directe est la plus performante. A l'exception de la précipitation antécédente, les autres indicateurs se sont montrés relativement performants pour l'initialisation du modèle.

Pour la modélisation d'un petit bassin versant soumis aux crues éclair, comme c'est le cas dans cette thèse, la modélisation événementielle est avantageuse car elle permet une modélisation parcimonieuse plus adaptée aux contraintes des prévisionnistes. Le modèle utilisé dans cette étude a été développé à l'origine en vue d'une utilisation opérationnelle. Il est frugal ce qui signifie qu'il a besoin de peu de données en entrée. L'autre avantage de ce type de modèle est que nous pouvons ignorer certains processus longs tels que l'évapotranspiration, qui ne jouent pas dans la dynamique de crue.

4.2.4 Par le type d'information fournie

Une grande partie des modèles hydrologiques, dont la quasi-totalité des modèles présentés dans la section 4.2.1 sont des modèles déterministes, c'est-à-dire qu'ils ne fournissent qu'une chronique de débit en sortie et on suppose que cette chronique représente la réalité. Les modèles probabilistes sortent plusieurs chroniques pour former une distribution de résultats possibles. Ce type de modélisation est déjà connu depuis longtemps en météorologie et climatologie avec les simulations multi-membre ou multi-modèle. Récemment les modèles probabilistes ont suscité l'intérêt des hydrologues qui cherchent à mieux représenter les incertitudes des modèles hydrologiques. Dans les systèmes de prévision d'ensemble hydrologiques, le modèle hydrologique est forcé par plusieurs réalisations d'une prévision numérique de temps. Une revue de ces systèmes est présentée dans Cloke et Pappenberger (2009). Un des défis de la prévision d'ensemble présentés par Cloke et Pappenberger (2009) est l'utilisation de ces systèmes dans un cadre opérationnel. En effet, le traitement des données atmosphériques en amont de la modélisation hydrologique et la prise de décision en fonction des prévisions d'ensemble de débits sont les difficultés majeures rencontrées par les prévisionnistes. Dans le cadre de cette étude, nous utilisons une méthode déterministe. A terme, une méthode probabiliste pourrait être adoptée selon la disponibilité des simulations atmosphériques dans le cadre de l'expérience Med-CORDEX.

4.3 Calibration et validation d'un modèle hydrologique

Pour la plupart des modèles présentés dans la section 4 (y compris les modèles à base physique), la modélisation passe obligatoirement par la calibration des paramètres et leur validation par rapport aux débits observés. Avant de sélectionner un jeu de paramètres, nous devons définir une fonction objectif qui permet de quantifier la performance du modèle. Il existe différentes fonctions objectif dont le choix dépend du phénomène que l'on étudie et de l'objectif de modélisation. Ainsi il existe différents critères de calibration qui permettent de se focaliser sur les débits élevés ou le débit de pointe ou encore le temps d'arrivée du pic de crue. Ceci permet d'adapter le modèle hydrologique aux besoins des prévisionnistes ou des chercheurs.

Quelques fonctions objectif fréquemment utilisées par les hydrologues sont présentées ici. Toutes les fonctions ci-dessous sont calculées à partir d'un hydrogramme observé et un hydrogramme simulé, à l'exception des critères sur le débit de pointe et son temps d'arrivée qui ne sont calculés qu'à partir de la valeur et du temps d'arrivée de ce dernier.

◆ Le biais

$$B = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (Q_{sim,j} - Q_{obs,j}). \quad (2.3)$$

n est le nombre de pas de temps sur l'hydrographe, $Q_{sim,j}$ est le débit simulé au pas de temps j et $Q_{obs,j}$ est le débit observé. Le biais mesure l'écart moyen entre les observations et le débit simulé, sa valeur optimale est donc 0. Le biais donne une idée de l'erreur moyenne sur les débits. Il n'est pas normalisé par rapport aux observations. Ce critère est donc difficile à interpréter sans comparaison avec les mesures de débit et la compensation des erreurs dans son calcul peut cacher certaines erreurs du modèle. Nous pouvons aussi définir le biais comme le ratio entre la somme des débits simulés et la somme des débits observés comme dans Coustau (2011). Le calcul d'un ratio facilite l'interprétation, mais le critère est sujet toutefois à la compensation des erreurs.

◆ L'erreur quadratique moyenne RMSE (Root Mean Squared Error).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (Q_{sim,j} - Q_{obs,j})^2}, \quad (2.4)$$

La valeur optimale de la RMSE est zéro, ce qui signifie aucune différence entre les observations et la simulation. La RMSE élimine la compensation des erreurs présente dans le biais avec le calcul d'une erreur quadratique, mais l'erreur n'est pas normalisée rendant la comparaison de RMSE entre deux bassins versants différents difficile.

◆ La corrélation

$$R^2 = \frac{\sum_{j=1}^n [(Q_{obs,j} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim,j} - \bar{Q}_{sim})]^2}{\sum_{j=1}^n (Q_{obs,j} - \bar{Q}_{obs})^2 \sum_{j=1}^n (Q_{sim,j} - \bar{Q}_{sim})^2}. \quad (2.5)$$

\bar{Q}_{obs} est la moyenne des débits observés et \bar{Q}_{sim} est la moyenne des débits simulés. Le coefficient de détermination R^2 permet de voir si l'hydrogramme simulé suit l'évolution de l'hydrogramme observé. Sa valeur

optimale est 1. Il ne mesure pas de manière directe l'écart entre les observations et la simulation.

◆ **Le critère de Nash** (Montanari et al., 2009; Nash et Sutcliffe, 1970).

$$IE = 1 - \frac{\sum_j (Q_{sim,j} - Q_{obs,j})^2}{\sigma_{obs}^2}, \quad (2.6)$$

σ_{obs} est l'écart type des observations. Le critère de Nash mesure l'écart quadratique entre la simulation et l'observation, normalisé par la variance des observations. Ce critère varie entre $-\infty$ et 1, avec la valeur optimale égale à 1. La forme quadratique de cette fonction donne un poids plus important aux grands écarts de débit produits normalement pendant les périodes de hautes eaux. Des variations de cette formulation qui donnent un poids plus important aux débits faibles et moyens sont également possibles. Le critère de Nash est une des fonctions objectif les plus utilisées en hydrologie. Il combine à la fois les avantages de la formulation quadratique, qui évite la compensation des erreurs, et ceux de la normalisation qui facilite l'interprétation de ce critère et sa comparaison entre différentes études. Son point faible est le manque d'une limite inférieure ce qui peut conduire à des très grandes valeurs négatives et faire baisser la moyenne des Nash calculés sur un ensemble d'événements ou un ensemble de bassins.

◆ **Le débit de pointe**

$$PH = \frac{Q_{sim,p} - Q_{obs,p}}{Q_{obs,p}}, \quad (2.7)$$

$Q_{sim,p}$ est le débit de pointe simulé et $Q_{obs,p}$ est le débit de pointe observé. Dans le cas où le pic de crue est la seule quantité d'intérêt, par exemple dans la réalisation des ouvrages hydrauliques ou l'estimation des cartes d'inondation, l'écart normalisé du débit de pointe permet de quantifier la fiabilité de ce dernier.

◆ **L'arrivée du débit de pointe**

$$TP = t_{sim,p} - t_{obs,p}, \quad (2.8)$$

$t_{sim,p}$ est le temps d'arrivée du pic de crue simulé et $t_{obs,p}$ est le temps d'arrivée observé. Ce critère permet d'estimer l'écart entre l'arrivée prévue du débit de pointe et son arrivée observée. Il permet notamment d'estimer la valeur d'un modèle dans un contexte de prévision.

Après la sélection d'une fonction objectif selon les objectifs de la modélisation (caractérisation hydrologique d'une crue observée, prévision en temps réel, ...), le jeu de paramètres qui optimise cette fonction est déterminé par calibration. La procédure de calibration peut être manuelle ou automatique. La calibration manuelle dépend fortement de l'expérience de l'hydrologue sur le modèle hydrologique utilisé et de ses connaissances sur le bassin versant. Elle n'est pas recommandée pour la plupart des études en raison de sa subjectivité et de sa dépendance aux compétences de l'hydrologue.

La calibration automatique des paramètres explore l'espace des paramètres à l'aide d'un algorithme. Certains algorithmes, dits locaux, partent d'un jeu de paramètres initial et poursuivent des itérations dans l'espace des paramètres jusqu'à converger sur un jeu optimal. Le point faible de cette méthode est la possibilité de trouver un optimum local. Les algorithmes globaux échantillonnent tout l'espace paramétrique afin d'optimiser la fonction objectif mais ont un coût de calcul élevé comparés aux méthodes locales. Enfin, certains modèles présentant un grand nombre de paramètres peuvent présenter des problèmes d'équifinalité. Autrement dit, il existe pour ces modèles plusieurs jeu de paramètres optimaux qui donnent une même valeur de la fonction objectif. Le travail de Beven et Binley (in press) aborde ce problème d'équifinalité et propose des méthodes afin d'identifier un jeu de paramètres qui correspond au mieux au comportement du bassin versant.

Suite à la sélection d'un jeu de paramètres, le modèle doit être validé avec un jeu de données différent de celui utilisé pour la calibration. Le split sample test (ou test de validation croisée) sépare la chronique des observations en deux parties, une qui est utilisée pour la calibration et une autre qui est utilisée pour la validation. Le differential split sample test sépare la chronique des observations en deux parties ayant des conditions climatiques différentes, par exemple une période humide et une période sèche. Le modèle est donc calibré et validé sur deux jeux de données ayant chacun un climat différent. Ce type de validation est utile pour les études d'impact où le climat n'est pas stationnaire (Tramblay et al., 2013). La validation peut se faire aussi sur un bassin versant différent de celui de la calibration avec le proxy-basin test. La version de ce test appliquée à deux bassins présentant des climats différents est le differential proxy-basin. Toutes les méthodes proposées permettent de valider un modèle hydrologique sur de nouveaux événements. Certaines de ces méthodes, permettent d'évaluer le modèle pour des conditions climatiques non-stationnaires ou sur plusieurs bassins versants. Plus d'informations sur la validation des bassins versants sont disponibles dans Klemesš (1986) et Coustau (2011).

4.4 Incertitudes de la modélisation hydrologique

A chaque étape de la modélisation hydrologique, des incertitudes sont présentes : dans les données utilisées en entrée, dans les paramètres calibrés, dans la structure du modèle et dans les variables qui représentent l'état du modèle³. La Fig. 2.5 présente les sources d'incertitude associées à chaque étape de la modélisation hydrologique. Quelques sources d'erreur rencontrées fréquemment en hydrologie sont :

- ◆ **Les techniques de mesure.** La mesure des précipitations ou de l'évapotranspiration potentielle est soumise à des incertitudes liées à l'instrumentation. Par exemple, la présence des fortes précipitations devant un autre système précipitant cache ce dernier sur les images radar.
- ◆ **La résolution.** La résolution du modèle et des observations peut induire des incertitudes liées à une représentation moyenne des phénomènes variables dans l'espace.

3. Les variables d'état sont des variables pronostiques qui déterminent l'évolution à l'intérieur du modèle. Pour les modèles conceptuels à réservoir, le niveau du réservoir est une variable d'état qui est utilisée pour calculer le ruissellement de surface.

- ◆ **La calibration.** La sélection d'une fonction objectif, la méthode d'optimisation et les débits observés utilisés pour la comparaison sont tous sujets à des incertitudes.
- ◆ **La structure du modèle.** La modélisation hydrologique ne peut représenter qu'une partie des processus observés dans un bassin versant. L'hydrologue doit obligatoirement choisir des processus dominants à représenter au dépens des autres. Ce choix est associé à une incertitude liée à la structure du modèle.

Cette liste n'est pas exhaustive, mais elle donne un premier aperçu des difficultés rencontrées lors de la quantification des incertitudes dans les modèles hydrologiques.

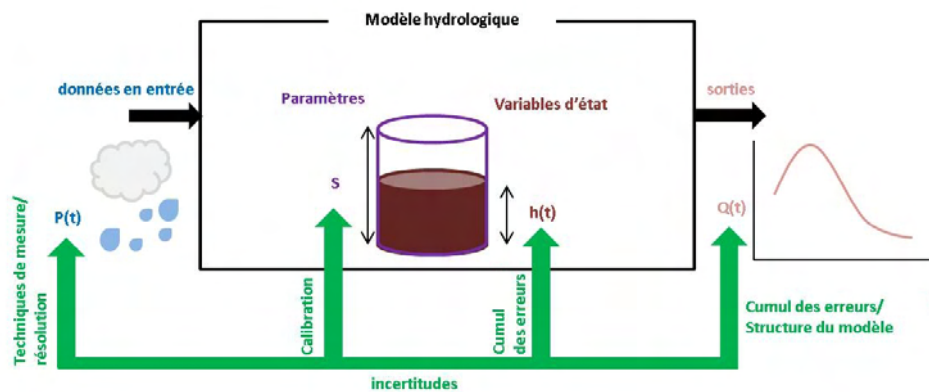


Figure 2.5 – Les différentes sources d'incertitudes dans un modèle hydrologique simple

Il n'est pas possible ni souhaitable d'éviter toutes les sources d'incertitude qui interviennent dans la modélisation hydrologique. Certaines des simplifications appliquées à la structure du modèle nous permettent notamment de fournir des prévisions dans un délai raisonnable avec un minimum de données disponibles. Un modèle plus complexe doit donc toujours s'accompagner d'un gain en précision ou efficacité. Les tests de sensibilité nous permettent de cibler les paramètres ou les données en entrée qui ont le plus grand impact sur les résultats et pour lesquels la réduction d'incertitude sera la plus efficace.

Dans la section 4.2.2, nous avons établi que la distribution spatiale de la précipitation jouait un rôle important dans la représentation des crues éclair. De nombreuses études ont d'ailleurs montré une amélioration des résultats suite à l'utilisation de données de précipitations radar qui apportent davantage d'information spatiale (Anquetin et al., 2010; Looper et Vieux, 2012; Yakir et Morin, 2011; Zocatelli et al., 2010). La saturation des sols pendant certains événements extrêmes augmente la sensibilité du modèle aux précipitations, car le sol n'est plus capable d'atténuer le signal des précipitations en entrée. Pour les crues éclair, l'excès d'infiltration devrait aussi favoriser le rôle joué par l'intensité des pluies. Dans ces deux cas, la localisation du ruissellement de surface est déterminante dans la réponse hydrologique. Pour le bassin versant de la Sesia en Italie, Sangati et al. (2009) confirme que l'impact de l'agrégation spatiale de la pluie est particulièrement important pour les crues éclair en utilisant une fonction de production hortonienne. De plus, pour le bassin versant en question, l'agrégation spatiale des pluies a un impact plus important sur le débit

de pointe que sur le ruissellement contrairement à l'agrégation des propriétés du sol qui ont un impact sur le débit de pointe proportionnel aux changements dans le ruissellement. En raison de l'importance des précipitations pour la modélisation des crues éclair, nous avons décidé de réduire cette source d'incertitude dans cette thèse.

4.4.1 La correction des précipitations par l'assimilation de données

L'assimilation de données est une méthode qui utilise des observations pour corriger les paramètres, les variables d'état, les sorties, ou les entrées d'un modèle. L'application de cette méthode passe par la formulation d'un problème inverse (Tarantola, 2005) : nous connaissons les résultats souhaités et nous cherchons à trouver l'état ou les paramètres qui permettront d'y arriver. A l'origine, l'assimilation de données a été développée afin de permettre aux météorologues de décrire l'état initial de l'atmosphère à partir d'observations insuffisantes et de modèles numériques. Dans le contexte des études climatologiques, cette méthode est souvent utilisée dans la modélisation atmosphérique et océanique pour créer des produits servant d'observations (les analyses) dans des environnements où ces dernières sont rares ou de mauvaise qualité. Plus récemment, l'assimilation de données a été adaptée à la correction des modèles hydrologiques avec succès (Aubert et al., 2003; Coustau et al., 2013; Moradkhani et al., 2005; Pauwels et al., 2001; Vrugt et al., 2005). Ici, nous présentons brièvement la correction des précipitations par assimilation de données dans le contexte de l'hydrologie et les méthodes algorithmiques utilisées. Une vision plus complète de l'assimilation de données est présentée dans Bouttier et Courtier (1999) ou plus récemment dans la thèse de Rochoux (2014).

Les précipitations en entrée du modèle hydrologique sont une cible intéressante pour l'assimilation des données en raison de la forte sensibilité du modèle hydrologique à la pluie, surtout pendant les crues éclair. Les études précédentes se sont souvent focalisées sur l'utilisation des algorithmes d'assimilation de données pour combiner les données des images radar avec les données pluviométriques (Chumchean et al., 2006; Gregow et al., 2013). Ces études rappellent le principe de correction des pluies par un coefficient multiplicatif : le MFB (Mean Field Bias ou le biais moyen du champ). Ce dernier correspond au rapport entre les pluies au sol et les pluies radar. Ce biais est appliqué aux pluies radar pour permettre leur correction (Seo et al., 1999; Wilson et Brandes, 1979). Cette correction par MFB permet de tirer profit des avantages d'un produit spatialisé à haute résolution (le radar) et d'une mesure précise in situ (la pluie au sol). L'inconvénient de ces études est la séparation de la correction des précipitations et de la réponse hydrologique. Les travaux de Crow et Ryu (2009) proposent l'assimilation des données d'humidité au sol AMSR-E issues de la télédétection afin de corriger l'état d'un modèle hydrologique et la précipitation en entrée de ce modèle. Cette méthode est plus efficace que la correction de l'état initial du modèle à partir des données de télédétection qui a un impact limité sur la modélisation hydrologique. Cependant les avantages de l'assimilation des humidités de sol pour la correction des précipitations se limitent principalement à des précipitations ayant une très forte incertitude et à la modélisation hydrologique à grande échelle. Cette méthode paraît donc peu adaptée aux petits bassins versants soumis aux crues éclair. Une autre option est d'assimiler les observations de débit que nous souhaitons reproduire avec le modèle hydrologique.

Contrairement à l'assimilation des humidités de sol AMSR-E, l'utilisation des débits à l'exutoire n'est pas soumise aux incertitudes liées aux techniques de la télédétection (mesure indirecte). De plus, pour l'hydrologue, le débit à l'exutoire constitue la meilleure mesure de la réponse hydrologique du bassin, bien que les débits soient aussi soumis à des incertitudes liées à la mesure de hauteur d'eau par le limnimètre ou à la transformation de cette hauteur en débit (incertitudes sur la géométrie du lit mineur/majeur et sur la courbe de tarage). Dans cette thèse, nous choisissons d'assimiler des données de débit afin de corriger les précipitations en entrée d'un modèle hydrologique adapté aux crues éclair du bassin versant du Lez en amont de Montpellier. Ce même modèle, sans assimilation de données, servira par la suite à estimer l'impact du changement climatique sur les crues du bassin versant du Lez. Cette méthode est plus adaptée à la taille du bassin versant et aux données de précipitations disponibles. L'algorithme utilisé pour assimiler les données est une version simplifiée du filtre de Kalman, appelée le BLUE (en anglais Best Linear Unbiased Estimator, trad. meilleur estimateur linéaire non-biaisé).

Les algorithmes d'assimilation utilisent les observations pour corriger les paramètres ou les états du modèle estimés a priori (l'ébauche) stockés dans un vecteur de contrôle. Cette méthode donne un jeu de paramètres ou d'états optimaux désigné par le terme analyse. Le BLUE qu'on utilisera pour la correction d'un modèle hydrologique dans le contexte de cette thèse calcule l'analyse par une combinaison linéaire des observations et de l'ébauche, chacune pondérée par leur matrice de covariance d'erreur. Le BLUE fait quelques hypothèses très fortes qui limitent son application et méritent d'être mentionnées ici. D'abord, nous supposons que les erreurs entre l'ébauche et les observations ne sont pas corrélées et que les erreurs ne présentent pas de biais systémique. Cette hypothèse est relativement forte dans le cas des champs de précipitation qui ont des biais dépendant de la distance entre le radar et la mesure mais aussi des effets saisonniers. Deuxièmement, l'opérateur d'observation qui simule la valeur du vecteur d'ébauche dans l'espace des observations, est supposé localement linéaire, or la plupart des modèles hydrologiques sont fortement non linéaires. L'application d'une boucle externe (Thirel et al., 2010) permet de mettre à jour l'opérateur d'observation après chaque analyse afin de localiser l'état optimal du système. Nous pouvons aussi contourner l'hypothèse de la linéarité de l'opérateur d'observation avec une approche probabiliste en utilisant le Filtre de Kalman d'ensemble (EnKF) McMillan et al. (2013); Pauwels et De Lannoy (2009); Weerts et El Serafy (2006).

L'assimilation de données permet de corriger les précipitations en entrée d'un modèle hydrologique qui constituent une source d'incertitude majeure dans la prévision des crues éclair. Jusqu'ici, l'assimilation de données en hydrologie a souvent utilisé les débits observés à l'exutoire du bassin versant pour la correction des variables d'état ou des paramètres tandis que la correction des précipitations a été effectuée sans l'implication directe de la modélisation hydrologique. Les travaux de Crow et Ryu (2009) montrent que la correction des précipitations par assimilation de données issues de la télédétection est possible pour l'hydrologie à grande échelle. Dans le cas de cette thèse, l'assimilation de données pour la correction des précipitations sera adaptée à un petit bassin versant soumis aux crues éclair.

5 Conclusion

Les crues « éclair » qui touchent les bassins versants méditerranéens sont difficiles à représenter. Même s'il existe un lien fort entre l'aléa météorologique et l'aléa hydrologique, la réponse hydrologique d'un bassin versant est complexe. Elle fait intervenir un certain nombre de processus hydrologiques (ruissellement de surface, écoulements sub-surfaciques et souterrains) dont l'importance est difficile à quantifier et varie d'un bassin à l'autre ou d'une crue à l'autre en fonction des caractéristiques morphologiques et géologiques de chaque bassin. Pour un même bassin, la réponse hydrologique du bassin est fortement dépendante de son état hydrique initial. De plus, d'autres contraintes spécifiques aux crues éclair viennent s'ajouter à cette problématique comme une dynamique rapide, la disponibilité des données et la variabilité spatiale et temporelle des pluies.

Les caractéristiques de ces crues et les contraintes liées à leur représentation et leur prévision ont guidé les choix de modélisation. Compte tenu de la rapidité du phénomène, un modèle qui opère à pas de temps horaire permet de bien représenter la dynamique de la crue. Parmi les nombreux types de modèle disponible, un modèle conceptuel à réservoirs permet de prendre en compte de façon explicite l'état hydrique du bassin en début d'événement tout en ayant une connaissance relativement limitée des processus physiques impliqués dans les crues éclair. L'utilisation d'un modèle événementiel permet d'éviter les risques de lacunes dans les chroniques et limitera la modélisation de la crue aux processus dominants. La modélisation de processus complexes comme l'évapotranspiration est ainsi évitée et favorise la parcimonie du modèle. La frugalité du modèle favorise aussi son utilisation par les prévisionnistes, qui doivent produire et interpréter les hydrogrammes dans un délai très court. L'utilisation d'un modèle potentiellement opérationnel permet de rejouer des événements de crue clefs, qui peuvent intéresser par la suite les décideurs de collectivités locales. Enfin un modèle distribué permettra de prendre en compte la spatialisation des précipitations, qui jouent un rôle important dans la représentation des crues éclair.

Un modèle conceptuel à réservoirs, distribué, événementiel et parcimonieux est utilisé dans la suite de cette étude pour représenter les crues éclair d'un bassin versant méditerranéen. Ce bassin est celui du Lez, petit bassin versant karstique de 114 km² situé en amont de l'agglomération de Montpellier. Dans un premier temps, le modèle hydrologique du bassin versant du Lez est appliqué à une chronique d'épisodes de crue observées. Les précipitations en entrée du modèle sont alors précisées par des images radar ou par pluviomètre. L'assimilation de données de débit pour corriger les précipitations radar en entrée du modèle hydrologique est utilisée afin de mettre en évidence l'incertitude associée à ces précipitations. Cette étude permettra de choisir les précipitations de référence les plus adaptées à l'étude d'impact du changement climatique prévue dans la suite de cette thèse. Sous l'influence du changement climatique, le modèle hydrologique permettra de mettre en place une méthode pour évaluer le risque hydrologique sur les populations en fonction de l'évolution du signal météorologique.

Chapitre 3

Application de la modélisation des crues éclair en région méditerranéenne : le cas du Lez

1 Introduction

Dans le cadre de l'étude d'impact hydrologique qui constitue le fil conducteur de cette thèse, on propose ici de valider le modèle hydrologique pour le bassin versant du Lez. Les petits bassins versants au sud de la France, tels que le Lez, sont soumis à des précipitations intenses à l'origine de crues éclair. Ce bassin versant de 114 km² est localisé en amont de l'agglomération de Montpellier. Le Lez se situe au dessus d'un aquifère karstique dont la contribution aux crues est difficilement prévisible. Un modèle hydrologique conceptuel à réservoirs, événementiel, distribué et parcimonieux fondé sur les équations SCS a été mis en place par Coustau et al. (2012b) sur le bassin versant du Lez. Les travaux de Coustau et al. (2013) proposent une étude détaillée des incertitudes liées à la paramétrisation du modèle et s'intéressent à la correction de ces incertitudes via l'assimilation de données de débit à l'exutoire du bassin. Il en ressort que, avec une assimilation séquentielle des débits afin de corriger l'état hydrique du bassin, ce modèle est capable de reproduire et de prévoir de manière satisfaisante les crues éclair du bassin versant du Lez.

Dans cette thèse, nous nous interrogeons sur l'incertitude associée aux précipitations en entrée du modèle hydrologique en place sur le Lez. En effet, dans la suite de l'étude et pour les périodes futures de l'étude d'impact, les précipitations observées seront remplacées par les champs atmosphériques issus de la modélisation climatique régionale (entachés d'une forte incertitude). Avant d'utiliser des précipitations modélisées, il est essentiel de comprendre l'incertitude associée aux précipitations observées et de valider le modèle avec ces dernières. L'étude des incertitudes sur la période présente permet de mieux comprendre le niveau de confiance que nous pouvons placer dans les simulations hydrologiques futures.

On propose ici une méthode pour réduire les incertitudes et ainsi améliorer les résultats du modèle hydrologique. Sur la période présente, les précipitations en entrée du modèle hydrologique sont estimées par pluviomètre ou par image radar. Les précipitations radar sont d'une meilleure résolution spatiale et temporelle, mais peuvent être sujettes à une plus grande incertitude, car le radar fournit une mesure indirecte

des précipitations. Dans ce chapitre, nous employons une approche d'assimilation de données de débit pour la correction des précipitations radar. Cette approche permet de mettre en évidence la capacité du modèle hydrologique à simuler et prévoir les crues dans un cadre opérationnel. Même si il est évident que l'assimilation des données de débits ne sera pas possible pour la simulation des épisodes futurs, ces travaux présentent en revanche l'apport des précipitations radar dans le cadre de la prévision opérationnelle des crues et permettent d'évaluer leur incertitude par rapport aux pluviomètres. Par la suite, les résultats de cette étude seront utilisés afin de sélectionner les observations de précipitation de référence pour l'étude d'impact du changement climatique.

2 Article publié dans *Hydrology and Earth System Sciences*

2.1 Résumé

L'objectif de cet article est de déterminer l'apport de l'assimilation des débits observés pour la correction des précipitations radar en entrée d'un modèle hydrologique sur le bassin versant du Lez. Le modèle hydrologique conceptuel à réservoirs implémenté sur ce bassin versant est particulièrement sensible aux précipitations en entrée. Afin de mieux prévoir les événements de crue éclair dans le cadre d'une utilisation opérationnelle éventuelle, nous avons décidé d'utiliser des précipitations radar, disponibles à une meilleure résolution temporelle et spatiale que celles des pluviomètres. Toutefois, le radar fournit une mesure indirecte, sujet à de fortes incertitudes. L'assimilation des données de débit à l'exutoire du bassin versant du Lez a été ajoutée au modèle hydrologique afin de corriger les précipitations radar en entrée. L'algorithme d'assimilation utilisé est une version non-séquentielle du Best Linear Unbiased Estimator (BLUE) qui fournit une correction multiplicative des précipitations, constante dans le temps. L'algorithme est appliqué sous deux modes : i) ré-analyse où l'ensemble de la chronique de débits de chaque épisode est connu et l'initialisation du niveau du réservoir sol est calibrée avant l'application de l'algorithme et ii) pseudo-prévision où les débits sont connus jusqu'à 3 h avant le pic de crue et le niveau du réservoir sol est initialisé par des indicateurs de l'état hydrique du bassin versant. Une corrélation linéaire entre les données piézométriques ou l'indicateur de l'humidité de la couche racinaire ($Hu2$) issu de la chaîne SIM (Soubeyroux et al., 2008) et le niveau du réservoir sol du modèle permet d'initialiser le modèle hydrologique à partir de ces indices quand des données de débit ne sont pas disponibles pour calibrer le modèle, comme cela serait le cas en prévision opérationnelle. Le mode ré-analyse permet d'estimer les capacités du modèle quand toutes les informations sur les débits de crue et sur l'état hydrique initiale du bassin versant sont disponibles. Le mode pseudo-prévision permet d'estimer les capacités de cette méthode dans le cadre de la prévision des crues en temps réel.

Les résultats du mode ré-analyse sont relativement prometteurs. L'assimilation de données améliore la simulation des débits pour la plupart des épisodes de crue, avec des résultats nettement supérieurs aux simulations avec les précipitations radar non-corrigées en entrée. La correction déterminée par assimilation de données est aussi plus performante que l'application d'un Mean Field Bias (MFB) (Wilson et Brandes, 1979). Le MFB est le biais moyen entre les précipitations d'une image

radar et les pluviomètres. Le coefficient correctif calculé par l'assimilation de données de débit pendant un épisode de crue est corrélé au MFB du même épisode. Le coefficient de détermination de cette relation est de 0,77 en mode ré-analyse. La corrélation de ces deux corrections peut être en partie due à l'utilisation des précipitations aux sol pour calibrer l'état initial du réservoir sol. Dans ce cas, les informations contenues dans la calibration mènent à un état optimal proche de celui des pluviomètres utilisés pour l'état initial du modèle. Cette hypothèse a été confirmée en mode pseudo-prévision où un test a été réalisé pour comparer le modèle calibré avec les données pluviométriques et le modèle initialisé à partir de la corrélation entre les données piézométriques ou de $Hu2$ et le niveau du réservoir sol. Quand le modèle est calibré par pluviomètre, le coefficient directeur de la régression entre la correction multiplicatif calculée par assimilation et le MFB est de 0,95. Quand le modèle est initialisé à partir des données piézométriques ou de $Hu2$, le coefficient directeur de cette régression est entre 0,73 et 0,77. Quelle que soit l'initialisation du modèle en mode ré-analyse le coefficient de détermination pour la régression entre la correction calculée par assimilation de données et le MFB est autour de 0,40. Le coefficient de correction multiplicatif calculé par l'assimilation de données contient autant d'erreurs aléatoires quand le niveau initial du réservoir sol est calibré, mais la correction calculée par assimilation est moins biaisée par rapport au MFB. Quand le modèle est calibré à partir des données pluviométriques, la correction calculée par l'assimilation des débits retrouve la valeur du MFB, même si la corrélation entre le MFB et la correction par assimilation est entachée d'erreurs aléatoires en mode pseudo-prévision.

Les résultats de l'assimilation des débits en mode pseudo-prévision montrent une amélioration pour la majorité des épisodes de crue (plus de 60%), en dépit des incertitudes plus importantes lors de l'assimilation dans un cadre prévisionnel. En mode pseudo-prévision, la chronique complète des débits de chaque épisode n'est pas assimilée, seulement les débits jusqu'à 3 h avant le pic de crue sont assimilés. Dans ce cas, il est nécessaire de modifier l'erreur attribuée aux observations dans l'algorithme d'assimilation. Plusieurs valeurs de la covariance de l'erreur des observations ont été testées afin de prendre en compte l'incertitude plus forte en mode pseudo-prévision dans l'algorithme d'assimilation. Dans le cas où on fait moins confiance aux observations, l'algorithme reste plus près des précipitations de départ et limite les dégradations quand des données peu fiables sont assimilées. Cela a aussi l'effet de limiter les améliorations.

En générale, les résultats de l'assimilation des débits pour la correction de précipitation sont prometteurs, mais limités par la simplicité de la méthode d'assimilation et le modèle hydrologique. L'algorithme utilisé, le BLUE, produit des corrections invariantes dans le temps et l'espace. Quand la nature et l'amplitude des erreurs restent invariantes pendant un épisode de crue, le BLUE donne des résultats satisfaisants. En revanche, quand la nature et l'amplitude des erreurs varient, la performance de l'algorithme est dégradée. La correction des précipitations d'un modèle hydrologique très simple peut avoir aussi pour résultat la compensation d'autres erreurs du modèle. L'ajout de la complexité à la correction des précipitations (correction variable dans le temps ou dans l'espace) ou au modèle hydrologique (meilleure représentation des processus physiques) pourrait réduire la compensation des erreurs et permettre une meilleure reproduction des débits observés. En revanche, une modé-

lisation plus complexe pourrait poser problème du fait d'observations insuffisantes pour calibrer le modèle ou d'équifinalité (plusieurs jeux de paramètres donnant des résultats similaires). Les processus karstiques du bassin versant du Lez sont complexes et difficiles à modéliser et rendent une meilleure représentation des processus physiques difficilement envisageable.

2.2 Article



Correcting the radar rainfall forcing of a hydrological model with data assimilation: application to flood forecasting in the Lez catchment in Southern France

E. Harader^{1,2}, V. Borrell-Estupina², S. Ricci¹, M. Coustau², O. Thual^{1,3}, A. Piacentini¹, and C. Bouvier²

¹CERFACS/SUC-CNRS – URA1875, 42, Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01, France

²Laboratoire Hydrosiences Montpellier, CNRS-IRD-UM1-UM2 – UMR5569, CC 057, Université Montpellier 2, Maison des Sciences de l'Eau, Place Eugene Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

³Université de Toulouse, INPT, IMFT, Toulouse, France

Correspondence to: E. Harader (harader@cerfacs.fr)

Received: 21 February 2012 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 15 March 2012

Revised: 9 October 2012 – Accepted: 19 October 2012 – Published: 16 November 2012

Abstract. The present study explores the application of a data assimilation (DA) procedure to correct the radar rainfall inputs of an event-based, distributed, parsimonious hydrological model. An extended Kalman filter algorithm was built on top of a rainfall-runoff model in order to assimilate discharge observations at the catchment outlet. This work focuses primarily on the uncertainty in the rainfall data and considers this as the principal source of error in the simulated discharges, neglecting simplifications in the hydrological model structure and poor knowledge of catchment physics. The study site is the 114 km² Lez catchment near Montpellier, France. This catchment is subject to heavy orographic rainfall and characterised by a karstic geology, leading to flash flooding events. The hydrological model uses a derived version of the SCS method, combined with a Lag and Route transfer function. Because the radar rainfall input to the model depends on geographical features and cloud structures, it is particularly uncertain and results in significant errors in the simulated discharges. This study seeks to demonstrate that a simple DA algorithm is capable of rendering radar rainfall suitable for hydrological forecasting. To test this hypothesis, the DA analysis was applied to estimate a constant hyetograph correction to each of 19 flood events. The analysis was carried in two different modes: by assimilating observations at all available time steps, referred to here as reanalysis mode, and by using only observations up to 3 h before the flood peak to mimic an operational environment, referred to as pseudo-forecast mode. In reanalysis mode, the

resulting correction of the radar rainfall data was then compared to the mean field bias (MFB), a corrective coefficient determined using rain gauge measurements. It was shown that the radar rainfall corrected using DA leads to improved discharge simulations and Nash-Sutcliffe efficiency criteria compared to the MFB correction. In pseudo-forecast mode, the reduction of the uncertainty in the rainfall data leads to a reduction of the error in the simulated discharge, but uncertainty from the model parameterisation diminishes data assimilation efficiency. While the DA algorithm used in this study is effective in correcting uncertain radar rainfall, model uncertainty remains an important challenge for flood forecasting within the Lez catchment.

1 Introduction

For flash flood prediction, hydrologists may use tools as rudimentary as rainfall-discharge curves or as refined as complicated physical and distributed hydrological models, all with the goal of converting atmospheric and soil conditions into discharge volumes, flood peak amplitudes and arrival times. All of these tools are subject to uncertainties related to their inputs and parameterisations. Rainfall-runoff models are sensitive to rainfall quantities and their spatial distribution throughout the catchment, as runoff generation depends upon rainfall location. Errors in rainfall estimates have a significant impact on prevision and event reconstruction quality.

In studies of flash flood modelling for Romanian catchments between 36 and 167 km², Zoccatelli et al. (2010) demonstrated that neglecting the spatial variability of rainfall resulted in a deterioration of the simulation quality. Roux et al. (2011) showed that the MARINE model (Estupina-Borrell, 2004) was dependent upon the distribution of rainfall data in order to correctly represent the soil saturation dynamics of the 545 km² Gardon d'Anduze catchment in Southern France. The sensitivity of models to rainfall distribution highlights the importance of using a rainfall product with a fine spatial and temporal resolution, such as that provided by weather radar.

However, the use of radar data is often limited by increased uncertainties compared to ground rainfall measurements due to nonlinearities in the rainfall-reflectivity relationship, ground clutter and beam blocking (Borga, 2002). In the Cévennes region where the Lez catchment is located, a hilly terrain complicates the process of separating rainfall and terrain backscatter. Pellarin et al. (2002) demonstrated that selecting the scan used in mountainous regions based on distance considerations, as done so for the HYDRAM rainfall product used in this study, leads to a lower quality rainfall product compared to using a composite (highest quality scan at any given point) method (Cheze and Helloc, 1999). Additionally, in the Lez catchment, radar data quality varies by season and is diminished in winter months due to bright band effects related to predominantly stratiform rainfall (Coustau et al., 2011; Emmanuel et al., 2012; Tabary, 2007). A possible post-treatment correction to radar rainfall is the removal of the mean field bias (MFB) (Wilson and Brandes, 1979), a correction which uses rain gauge data to eliminate errors due to instrumentation and a nonlinear vertical profile reflectivity (VPR). Adjustment of radar rainfall using rain gauge data has been shown to lead to improved prediction accuracy (Vieux and Bedient, 2004; Cole and Moore, 2008).

Identifying a correction to the rainfall data input to hydrological models can also be formulated as an inverse problem (Tarantola, 2005; McLaughlin and Townley, 1996) solved in the framework of data assimilation. Data assimilation (DA) for the improvement of hydrological event reconstruction or forecast has been already demonstrated as effective, e.g., Aubert et al. (2003), Moradkhani et al. (2005), Pauwels et al. (2001), Thirel et al. (2010) and Vrugt et al. (2005). However, previous literature has often focused on correcting rainfall without the direct implication of downstream hydrological applications. Chumchean et al. (2006) used a Kalman filtering approach, modelling the logarithmic MFB as an autoregressive process. Seo et al. (1999) recursively calculated the MFB using an exponential smoother. These techniques are convenient in that they depend only on radar and rain gauge measurements, however, studies of their impact on hydrological modelling could be further developed. In the context of flood forecasting, Kahl and Nachtnebel (2008) adopted an updating technique which relates the rainfall correction to a hydrological simulation through the minimisation of an

objective function. However, the objective function has two drawbacks: (i) it has no explicit solution and (ii) it does not take into account the observation error. This study builds upon established methods by using DA to correct rainfall while focusing on downstream hydrological applications.

A common approach to data assimilation is the Kalman Filter (KF) algorithm. The KF corrects a set of a priori parameters and/or model states (the background) stored in the control vector using observations to produce a set of optimal model states or parameters (the analysis). Assuming that the observation operator mapping the control vector onto the observation space is linear, the algorithm calculates the analysis by performing a linear combination of the background and analysis, each weighted by their respective error covariances. The extension of the KF to nonlinear operators (Extended Kalman Filter – EKF) implies the computation of a local estimate of the tangent linear of the observation operator (Goegebeur and Pauwels, 2007). The EKF analysis is similar to the incremental 4D-Var (4D-inc) analysis in that they both rely on the local linearisation of the observation operator (Bouttier and Courtier, 2002). Both variational and filtering analyses are based on the minimisation of a cost function that describes discrepancies between simulated and observed values as well as their associated error statistics. However, these algorithms differ in the way the minimisation is performed: variational techniques use a minimiser and are adapted to large dimension problems, whereas filtering techniques explicitly solve for the analysis using matrix multiplication and inversion that are only affordable for small dimension problems such as the one presented here. The limitations of both 4D-inc and EKF are due to the use of a local estimation of the tangent linear of the observation operator and can be partly overcome with an update of the linearised operator also called an outer loop (Thirel et al., 2010). Another possible alternative to the EKF, the Ensemble Kalman Filter (EnKF) estimates error statistics from an ensemble of model runs and enables a stochastic estimate of the covariance matrices taking into account the nonlinearity of the observation operator (Weerts and El Serafy, 2006; Pauwels and De Lannoy, 2009; Moradkhani et al., 2005). Ensemble methods, such as the EnKF, Particle Filter or the Maximum Likelihood Ensemble Filter (MLEF), can thus be used for nonlinear systems; however, the quality of the resulting analysis strongly depends on the initial sample and whether it does or does not properly represent the uncertainty of the system.

The main objectives of this study are: (i) to assimilate discharge data using an EKF to correct radar rainfall data which is a key source of uncertainty in hydrological modelling and (ii) to apply this correction to flood simulation and forecast in order to examine the quality of hydrological prediction using DA. Other uncertainty also exists in the model structure and physical catchment properties, but radar rainfall was selected as the target of DA because it is a key factor in the hydrology of the catchment and it provides several advantages over rain gauge data if its uncertainty can be reduced. In order to

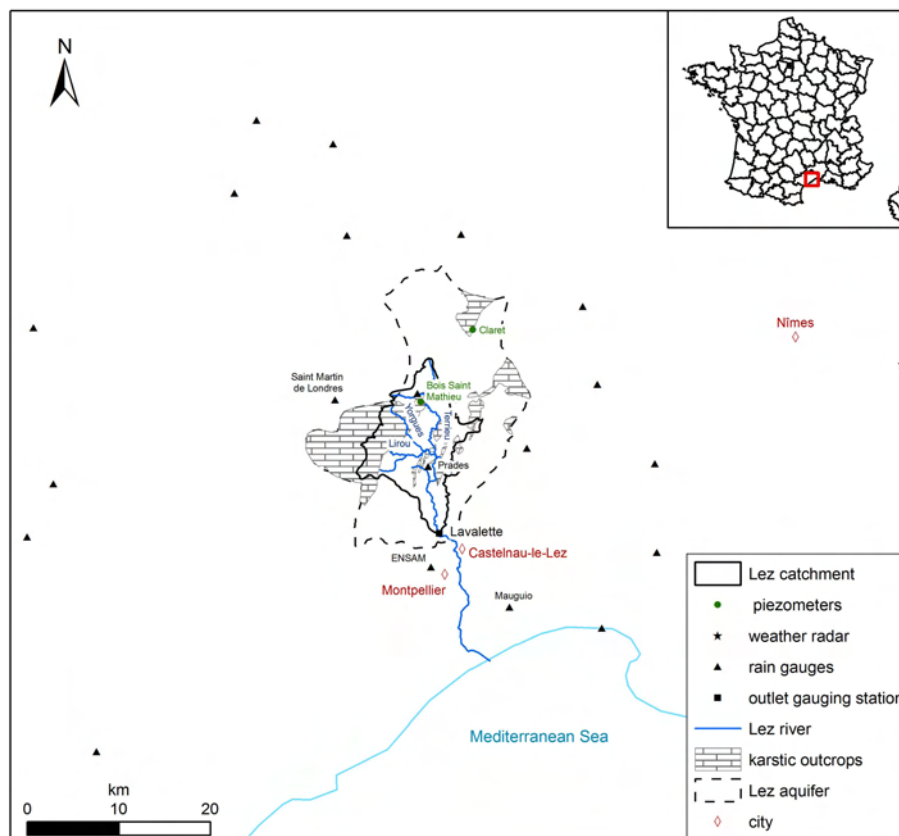


Fig. 1. Visualisation of the Lez catchment and its monitoring network: map of the Lez catchment, the rain gauges used for the measurement of ground rainfall, and the Nîmes weather radar.

evaluate the quality of the DA correction, comparisons were made with the MFB; then, to evaluate the predictive capacity of the method, the correction was applied in a forecast-like setting.

The paper is outlined as follows: Sect. 2 includes a description of the study site, the model structure and calibration, the DA procedure, a description of the experimental set-up and examples of assimilation performed in reanalysis and pseudo-forecast mode. The results of the study and the impacts of data assimilation on the efficiency of the hydrological model are then presented in Sect. 3. Finally, a summary of the key results obtained and conclusions are discussed in Sect. 4.

2 Materials and methods

2.1 Study site: the Lez catchment

The Lez catchment in Southern France (Fig. 1) is a medium-sized karstic basin located in the Hérault department, 15 km north of the town of Montpellier. The catchment is 114 km² at Lavalette, where discharge measurements are taken. This portion of the Lez river is fed by several upstream tributaries:

the Lirou, Yorgues and Terrieu. The Lez River stretches for 26 km between its source and the Mediterranean Sea.

The landscape of the Lez catchment at Lavalette is defined by plains and hilly garrigue with limestone outcrops and very little urbanisation. The plains are composed of 200 to 800 m thick Valanginian marls (a mixture of calcium carbonate and clay minerals formed during the Early Cretaceous period), covered by soil usually less than 1 m thick. Land use ranges between agricultural (vineyards) and forest in the plains, along with undeveloped garrigue; the limestone outcrops have very little soil cover and thin vegetation.

The source of the Lez is a seasonal spring which serves as the main outlet of a 380 km² limestone and dolomite karstic aquifer (shown by the dotted line in Fig. 1) (Avias, 1992). Karstic systems are defined by the presence of conduits and fractures in the underlying limestone bedrock, resulting in complex transport networks and variable response times following rainfall events. The subsurface processes that contribute to runoff are poorly understood: they may reduce flood intensity by storing water in the epikarst and through deep infiltration (Dörfliger et al., 2008) or they may intensify the flood severity through the contribution of groundwater to peak flow (Kong A Siou et al., 2011).

2.1.1 Climate and rainfall data

The climate of the region is generally dry, with mean annual potential evapotranspiration (1322 mm at Mauguio for the period from 1996 to 2005 – Fig. 1) greater than mean annual rainfall (909 mm at Prades for the period from 1992 to 2008). Mean annual evapotranspiration was calculated using the Penman-Monteith equation; this calculation is not available at the Prades rain gauge. Most of the yearly rainfall is received in fall and winter in the form of heavy climatic and orographic precipitations. To the North of the Lez catchment, frontal systems are strengthened by relief changes in the Massif Central. Extreme rainfall events, particularly in late summer and fall periods, are favoured in this region due to humidity generated by the warm Mediterranean Sea and a closed cyclone which helps to transport warm, moist air masses to the coast (Nuissier et al., 2008). In September of 2002, rainfall totalled as much as 600–700 mm over a 24 h period in certain regions (Boudevillain et al., 2011).

Rainfall in the Lez catchment is measured by both an S-band radar located in Nîmes at a distance of approximately 65 km from the basin and a network of 4 rain gauges (Prades, Montpellier-ENSAM, Maugio, Saint Martin de Londres – Fig. 1). Radar data were treated using the HYDRAM algorithm developed by Météo-France (Cheze and Helloco, 1999) for the correction of ground clutters, the vertical profile of reflectivity and the conversion of reflectivity to rainfall using the Marshall-Palmer relationship,

$$Z = 200 R^{1.6}, \quad (1)$$

where Z is the reflectivity in $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, R is the radar rainfall intensity in mm h^{-1} and 200 and 1.6 are empirical constants derived from the drop size distribution. For the HYDRAM treatment, the same Z – R relationship is used for stratiform and convective rainfall (Tabary, 2007). The Nîmes radar produces scans at three different elevations at 5 min intervals: 2.5° (0–22 km), 1.3° (22–80 km) and 0.6° (distances beyond 80 km). These three scans are used to produce a radar image which describes rainfall for areas at different distances to the radar. The lowest unobstructed scan is selected for a given distance range. For the Lez catchment, the 1.3° scan was used (Bouilloud et al., 2010) to produce cumulative rainfall depths at a spatial resolution of 1 km^2 and a time step of 5 min. A network of 20 rain gauges within a 50 km range of the catchment provided cumulative rainfall data for adjustments using the MFB (Fig. 1), a measure of the ratio of radar to rain gauge rainfall during a specified time period (here the length of the flood event):

$$\text{MFB} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n G_i}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_i}, \quad (2)$$

where G_i is the rain gauge measurement at location i in mm, R_i is the radar measurement at the same location in mm and n

Table 1. Rainfall events occurring over the Lez catchment from 1997–2008. The date, mean field bias (MFB) and peak discharge (Q_{peak}) are shown.

Event date	MFB	Q_{peak} ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
3 November 1997	4.66	14
16 December 1997	1.74	122
11 November 1999	1.09	43
28 September 2000	1.79	51
23 December 2000	1.50	48
16 January 2001	1.53	93
8 September 2002	1.80	103
8 October 2002	1.74	43
9 December 2002	1.69	376
22 September 2003	1.27	91
15 November 2003	1.58	64
21 November 2003	1.35	95
29 November 2003	1.05	424
5 September 2005	1.29	467
27 January 2006	1.24	52
23 September 2006	1.43	23
1 May 2007	1.01	9
19 October 2008	1.07	109
1 November 2008	0.87	31

is the number of rain gauges selected. The value of the radar measurement at the gauge location was selected to be the average of the central pixel and its 8 nearest neighbours. The ratio of rain gauge to radar measurements is expected to be greater than 1 for distances between 15 and 80 km from the radar where masking effects play an important role (Cheze and Helloco, 1999).

2.1.2 Rainfall events

Table 1 displays the 19 rainfall events measured by HYDRAM-treated radar for the Lez catchment together with their associated MFB values and peak discharges. In general, events lasted several days and cumulative rainfall was sampled at a time step of 1 h. The episode MFBs were between 0.87 and 1.80, indicating that radar was never more than 45 % away from the “true” rainfall value (assuming absolute confidence in ground measurements) with the exception of November 1997. The very high MFB for this event indicates that either the rain gauges, the radar or both may have not been functioning properly. With the exception of November 2008, all events have MFB values greater than 1, with an average of 1.39. As mentioned in Sect. 2.1.1, these values are a feature of the distance between the Nîmes radar and the watershed.

Rainfall events were separated into two classes based on their peak discharges: regular events which have a peak discharge greater than $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and very small events which have a peak discharge less than or equal to $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. This

classification is used to determine the range of discharges that will be assimilated as discussed in Sect. 2.4.

2.2 The hydrological model

The hydrological model is event-based, parsimonious and distributed. It operates on independent grid cells with an hourly time step using a derived SCS runoff production function (Gaume et al., 2004) and a Lag and Route transfer function (Tramblay et al., 2011). The calibration and adaption of this model to the Lez catchment are presented in Coustau et al. (2012).

2.2.1 The runoff production function

The runoff production function is the link between the precipitation falling over the catchment and the discharge emitted to surface waters. Not all rain becomes discharge and processes such as infiltration, evapotranspiration, percolation and interception determine the eventual fate of incident rainfall. The SCS method for predicting runoff has been validated for medium-sized watersheds in recent literature (Abon et al., 2011; Han et al., 2012). The ATHYS software, developed by HydroSciences Montpellier (www.athys-soft.org), was used to implement a derived version of the SCS equations for this study (Gaume et al., 2004),

$$i_e(t) = C(t) i_b(t), \quad (3)$$

where $i_e(t)$ is the instantaneous runoff rate (or runoff intensity) with units of mm s^{-1} , $i_b(t)$ is the rainfall rate (or rainfall intensity) in mm s^{-1} and $C(t)$ is the fraction of rainfall contributing to runoff. $C(t)$ is defined as follows,

$$C(t) = \begin{cases} \frac{P_b(t) - 0.2S}{P_b(t) + 0.8S} \left(2 - \frac{P_b(t) - 0.2S}{P_b(t) + 0.8S} \right) & \text{if } P_b(t) > 0.2S \\ 0 & \text{otherwise,} \end{cases} \quad (4)$$

where P_b is the cumulative rainfall depth at time t in mm and S is the potential storage depth of the watershed at the start of the event (potential maximum retention) in mm.

To represent the ability of the soil to regain part of its absorption potential during pauses in the rainfall, this version of the SCS method allows the soil to drain. The volume of water lost to drainage is a function of two conceptual reservoirs: the cumulative rainfall reservoir, level $P_b(t)$, and the soil reservoir, level $stoc(t)$, in mm, shown in Fig. 2. The cumulative rainfall reservoir represents the total rainfall depth received and is used to calculate of the portion of the incident rainfall contributing to runoff during the event. The soil reservoir represents the amount of rainfall stored in the soil. A portion of the water lost by this reservoir becomes delayed runoff. The rate of drainage of the cumulative rainfall reservoir and the soil reservoir is described by:

$$\frac{dP_b(t)}{dt} = i_b(t) - ds P_b(t), \quad (5)$$

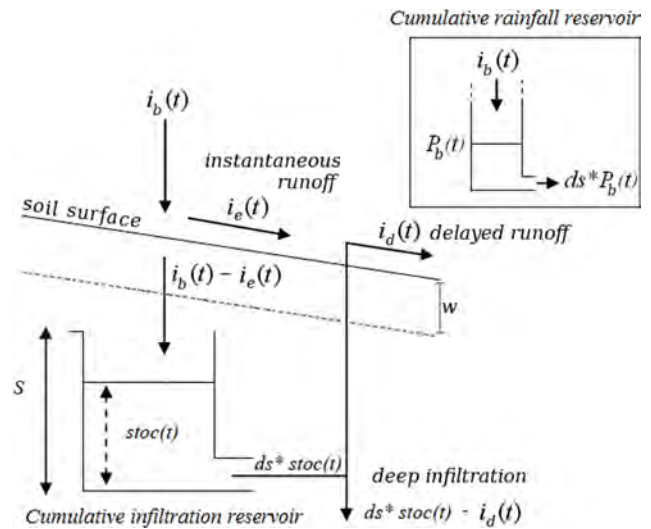


Fig. 2. Schematic representation of the ATHYS runoff production function (Bouvier and Delclaux, 1996).

$$\frac{dstoc(t)}{dt} = i_b(t) - i_e(t) - ds stoc(t), \quad (6)$$

where ds is the drainage coefficient in d^{-1} . This coefficient represents the removal of water through deep infiltration and evapotranspiration during the event. The drainage coefficients of the cumulative rainfall reservoir and the soil reservoir were selected to be the same. The water lost to the system by the drainage coefficient is considered to be either lost to deep infiltration or to re-emerge as delayed surface runoff, $i_d(t)$, calculated by

$$i_d(t) = \min \left(1, \frac{w}{S} \right) ds stoc(t), \quad (7)$$

where w is the critical soil depth in mm and S is the same as that appearing in Eq. (4). The ratio between S and the critical soil depth determines the fraction of drainage that becomes delayed runoff. As S approaches w (going from high S to low S), the proportion of runoff lost to deep infiltration is diminished and a greater portion of the soil reservoir drainage becomes available as delayed discharge. The critical soil depth was added by Coustau et al. (2012) in order to adapt the SCS equations to the behaviour of karstic watersheds and to ensure the proper behaviour of the watershed during the descending limb of the hydrograph by including the participation of subsurface flows. The delayed surface runoff is then added back to the instantaneous runoff rate to produce the total runoff, $i_t(t)$.

2.2.2 The transfer function

Supposing that the production function has created runoff at a certain grid location, this runoff must then be transferred to the watershed outlet by what is referred to here as the transfer function. The Lag and Route transfer function (Tramblay

et al., 2011) is based on a unit hydrograph approach in which the discharge produced by each cell is assumed to follow the form of a decaying exponential. In this way, it is similar to the impulse solution of the kinematic wave approach. However, in the present case, the form of the hydrograph is assumed and imposed upon the runoff generated by each cell. This runoff is independent and does not interact with that of the other cells (Olivera and Maidment, 1999; Maidment et al., 1996). Independent grid cells may be a strong simplification; however, runoff is rapidly concentrated, leading to little or no infiltration or storage during flow routing. This is in contrast the kinematic wave approximation (a simplification of the Saint-Venant equations for shallow water flow) or the Manning equations for open channel flow (Bates and De Roo, 2000). In these cases, the discharges from different cells are allowed to interact and the flow rate will depend upon the depth of the runoff contained within the cell. Despite its simplicity, the Lag and Route function has been shown to perform as well as the Saint-Venant equations for certain cases (Lhomme et al., 2004). The use of independent grid cells with a Lag and Route transfer function was selected because it does not require prior knowledge of the hydrodynamic features of the catchment such as roughness coefficients or hydraulic conductivity and has relatively few parameters to calibrate.

The two parameters which describe the Lag and Route function are: V_0 , the speed of propagation in m s^{-1} , and K_0 , a dimensionless coefficient used to calculate the diffusion time. The propagation time to the outlet, T_m , in seconds describes the lag between runoff production at time t_0 and the arrival of an associated elementary hydrograph at the watershed outlet. It is equal to l_m , the length of the flow path from the cell to the outlet in m – calculated using a method of steepest descent in order to produce drainage paths for each cell, divided by V_0 . From the propagation time, the diffusion time K_m in s is calculated as the product of K_0 and T_m . This coefficient represents the velocity distribution of the runoff as it is transferred from the cell to the outlet. For each grid cell, the diffusion time and propagation time are then used to produce an elementary hydrograph, $q(t)$ in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, produced by the total runoff $i_t(t_0)$:

$$\frac{q(t)}{A} = \begin{cases} 0 & \text{for } t < t_0 + T_m \\ \frac{i_t(t_0)}{K_m} \exp\left(-\frac{t-(t_0+T_m)}{K_m}\right) & \text{for } t \geq t_0 + T_m, \end{cases} \quad (8)$$

where A is the area of the grid cell in m^2 .

To measure the quality of the simulations performed by the hydrological model, the Nash-Sutcliffe efficiency criterion (NS) was selected (Nash and Sutcliffe, 1970). This criterion can be expressed as a function of the error between the model discharge at time j ($Q_{\text{sim},j}$ in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) and measured discharge at time j ($Q_{\text{obs},j}$ in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), summed over j , squared and normalised by the variance of the measured discharge (σ_{obs}^2):

$$\text{NS} = 1 - \frac{\sum_{j=1}^N (Q_{\text{sim},j} - Q_{\text{obs},j})^2}{\sigma_{\text{obs}}^2}, \quad (9)$$

where j varies from 1 to N , the total number of observations available for the event. For this study, NS is calculated over the entire length of the rainfall event, regardless of the number of observations assimilated. The window of observations selected for assimilation will be discussed in detail in Sect. 2.3.

A second measure of quality is the normalised difference in peak flow between the simulation ($Q_{\text{sim,peak}}$) and the observations ($Q_{\text{obs,peak}}$), PH:

$$\text{PH} = \frac{Q_{\text{sim,peak}} - Q_{\text{obs,peak}}}{Q_{\text{obs,peak}}}. \quad (10)$$

2.2.3 Sensitivity of the model to rainfall inputs

In this section, the choice of radar rainfall as the target of data assimilation will be explained and the relationship between discharge and rainfall explored.

Rainfall plays a key role in the estimation of discharges using hydrological models. The model used in this study is sensitive to the quantity and intensity of rainfall and this sensitivity varies depending on previous conditions. As the soil reservoir becomes saturated, a greater proportion of incident rainfall runs off and is emitted as discharge. In this way, the response of the watershed to a linear increase in rainfall is expected to be nonlinear because the behaviour of the soil moisture reservoir after 20 mm of rainfall is not the same after 40 mm of rainfall. To illustrate this phenomena, a linear multiplier of the rainfall intensity, denoted α , was introduced into the model:

$$i_b(t) = \alpha i_b^*(t), \quad (11)$$

where i_b^* is the observed radar rainfall rate and i_b is the rainfall rate used by the model. Figure 3 displays the discharge as a function of α at 3 h before the flood peak. This time step was selected because it demonstrates saturated behaviour for larger values of α and non-saturated behaviour for small α . The discharge is highly sensitive to rainfall inputs with values near $0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for $\alpha = 0.5$ and $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for $\alpha = 3$. As expected, the relationship is nonlinear. This is due to (i) a nonlinear runoff production function which depends on soil saturation and (ii) the differential equations describing soil and rainfall reservoir drainage. Despite nonlinearities, α was chosen as the target of the DA procedure because of the strong influence of the rainfall input upon model results.

2.2.4 Initialisation and calibration of the model

The hydrological model contains several types of parameters: batch-calibrated parameters, mathematical properties of

Table 2. The S – catchment wetness state indicator relationship. M is the slope of the linear regression between S_{cal} and the wetness state indicator, b is the y-intercept, and R^2 is the coefficient of determination for this regression. % change refers to the average difference between S_{reg} and S_{reg} using the validation period regression. σ is the standard deviation of this difference.

Indicator	no. points	M	b	R^2	% change	σ
Hu2	21	−8.84 mm	732.00 mm	0.69	0.065	0.055
Bois Saint Mathieu	12	−5.15 mm m ^{−1}	547.57 mm	0.77	0.10	0.14
Claret	12	−2.98 mm m ^{−1}	426.79 mm	0.71	0.038	0.037

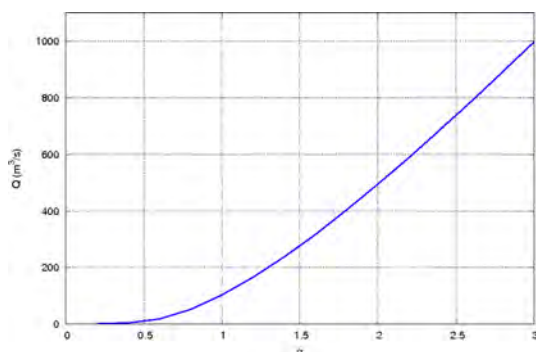


Fig. 3. Discharge as a function of α at 3 h before the flood peak.

the equations and the initial condition of the watershed, S , the potential storage depth of the soil reservoir, which must be calibrated separately for each event. It should be noted that while the language “initialisation” is used here, S is a parameter in this data assimilation system and not a model state, thus, it does not evolve during the event. During the calibration process, a mixture of ground rainfall events and high quality (early autumn) radar rainfall events from 1994–2008 was used in order to minimise the error associated with the parameterisation. The first step was to calibrate ds , a mathematical property of the model equal to the coefficient of the exponential recession limb of the hydrograph. When the rainfall rate is zero, discharge consists entirely of delayed runoff and $\text{stoc}(t)$ becomes a decaying exponential with a coefficient of ds . The slope of the semi-log plot of the discharge is then equal to ds , the coefficient of the decaying exponent. This value was determined to be 0.28 d^{-1} for all events.

Next, the batch-calibrated parameters V_0 and w were calibrated by selecting the value which maximises the NS of the simulated discharge for a given event and then averaging over all events. To avoid problems of equifinality (Beven and Freer, 2001) during this step of the calibration process, K_0 was set as a fixed value before calculating V_0 and w . Since the diffusion time K_m is a function of both V_0 and K_0 , many values of these two parameters can result in the same velocity distribution at the watershed outlet. The parameters V_0 , w and K_0 were determined to be 1.3 m s^{-1} , 101 mm and 0.3 (dimensionless), respectively, for all events.

Finally, the initial soil moisture deficit or potential storage depth, represented by the parameter S , must be calculated at the beginning of each event. In reanalysis mode, a posteriori S values, denoted S_{cal} , were calibrated for each rainfall event by maximising the NS of discharge simulations forced with the MFB corrected radar rainfall in order to minimise errors in the parameterisation. In pseudo-forecast mode, the event hydrograph is not known. As a consequence, S must be estimated at the start of the event using known indicators of the catchment wetness state at this time. For example, piezometric readings could be used to estimate the state of the karstic aquifer in the morning if heavy rain was predicted for the evening. In this study, a calibration curve relating S to indicators of the catchment wetness state is used to estimate a priori S values for each episode from measurements of aquifer piezometry or soil moisture indicators derived from surface models (Coustau et al., 2012). These estimated S values are referred to as S_{reg} .

Using the historical record of discharge and rainfall from 1997–2008, calibration curves for S were developed using 3 catchment wetness state indicators: Hu2 (%), the piezometer located at Bois Saint Mathieu (m) and the piezometer located at Claret (m) (Fig. 1). These two piezometers were selected for the quality of their relation to the hydric state of the watershed. The Hu2 indicator is modelled by Météo-France (Quintana-Seguí et al., 2008) and estimates the % soil saturation at the root horizon. The measurements for each event are taken as the value of the indicator at 06:00 a.m. UTC the day of the event. Hu2 data are available for 18 of the 19 rainfall events and piezometer data are available for 14 of the 19 events.

For each indicator, a regression of slope M and y-intercept b was formed using the catchment wetness state indicator as the independent variable and S_{cal} as the dependant variable as shown in Table 2, where S is the parameter described in Eq. (4) calibrated for each episode. R^2 is the coefficient of determination for the linear regression between S_{cal} and the physical indicators. To validate each regression, split sample tests were performed. Each regression was performed using only the first half of the data available to construct a “historical period”; the S_{reg} values calculated using the validation regression were then compared with the S_{reg} values calculated using the regression for the entire record. The average and standard deviation of the % difference between these two

S_{reg} values are presented in Table 2. The piezometer at Claret was the most robust indicator during this phase of the validation. A second validation was performed by comparing S_{reg} to S_{cal} during the validation period. The average % difference between S_{reg} and S_{cal} was 0.22, 0.21 and 0.16 for Bois Saint Mathieu, Claret and Hu2, respectively. For this test, Hu2 was the most robust indicator.

The S_{reg} values calculated using the different regressions are shown in Table 3. An analysis of the impact of errors in the parameterisation will be presented in Sect. 3.2.1.

2.3 Data assimilation methods

A non-sequential EKF with an outer loop was selected for this study. Data assimilation was carried out over a time window which includes several discharge observations assimilated in a single analysis to correct the input rainfall described by weather radar. The control vector is a scalar containing a multiplier of the input rainfall assumed to be constant over a time window which contains the entire flood event. The observation operator mapping the control vector on to the observation space (discharges at the catchment outlet) is represented by the integration of the hydrological model. The linearised version of the hydrological model is calculated locally about a reference value of the control vector using a finite difference scheme. This reference value is initially selected as the background control vector. However, this method is limited by the assumption that the observation operator is linear in the vicinity of the background. To account for nonlinearities in the observation operator, an outer loop was applied to the EKF. The outer loop updates the observation operator using the analysis as the reference value and then calculates a new analysis starting from the background control vector. The main advantages of this algorithm are low computational costs for a small control vector and the simplicity of implementation. Using the EKF described above, DA was carried out for heavy rainfall events occurring within the Lez catchment between 1997 and 2008. The analysis was applied in two modes: reanalysis and pseudo-forecast. In reanalysis mode, all available discharge observations during the rainfall event were assimilated. In forecast mode, observations up to 3 h before the peak flow arrival were assimilated in order to reproduce an operational forecasting environment. The resulting rainfall multiplier was then applied until the end of the rainfall episode. This choice of assimilation window is intended to demonstrate the possible performance of the algorithm in a real-time forecasting environment, while acknowledging that the peak arrival time would not be known in this case.

In this application of the EKF, information from the background discharge simulation $Q_{\text{sim},b}$ is combined with observed discharges Q_{obs} to calculate a constant multiplier of radar rainfall inputs, α , which is then used to integrate the hydrological model, producing a corrected discharge simulation as shown in Fig. 4. The rainfall multiplier is calculated

Table 3. S_{reg} estimated from physical indicators of the catchment wetness state using the linear regressions presented in Table 2. Dashes indicate missing values.

Event date	S_{Hu2} (mm)	$S_{\text{Bois Saint Mathieu}}$ (mm)	S_{Claret} (mm)
3 November 1997	251	–	–
16 December 1997	184	–	–
11 November 1999	196	–	–
28 September 2000	220	293	248
23 December 2000	197	–	–
16 January 2001	107	134	125
8 September 2002	211	209	202
8 October 2002	165	177	213
9 December 2002	119	136	153
22 September 2003	273	291	294
15 November 2003	119	128	139
21 November 2003	74	59	80
29 November 2003	64	55	80
5 September 2005	302	282	288
27 January 2006	139	136	168
23 September 2006	188	181	197
1 May 2007	216	177	210
19 October 2008	–	–	–
1 November 2008	179	155	182

over a single time window covering the entire flood event (or until 3 h before the peak flow for the pseudo-forecast mode). As a consequence, this multiplier represents the mean behaviour of the rainfall over each event, as it is constant in time and uniform in space.

Discharges simulated by the conceptual hydrological model used in this study have a nonlinear dependence on rainfall inputs. In data assimilation, this relationship can be represented as a nonlinear observation operator \mathcal{H} . This operator translates rainfall input i_b into discharge data Q_{sim} , using model parameters (such as S and V_0) to solve ordinary differential equations for state variables stoc and P_b :

$$\mathbf{y} = \mathcal{H}(\mathbf{x}), \quad (12)$$

where \mathbf{x} is the control vector containing a multiplicative coefficient of the rainfall intensity, denoted α , presented in Sect. 2.2.3 and \mathbf{y} is the control vector in the observation space (i.e. discharges). It should be noted that subscripts indicating the time dimension of \mathbf{x} and \mathbf{y} are not included. This is because \mathbf{x} is constant over each rainfall event as previously stated and \mathbf{y} gathers together model outputs for each observation time over the rainfall event. The translation of rainfall input to discharges at the catchment outlet is represented in Step 1 of the algorithm schematic diagram (Fig. 5).

Assuming that the errors in the rainfall input and the observations follow a Gaussian distribution, the optimal value of the control vector is the analysis, \mathbf{x}^a , which minimises the cost or misfit function J (Bouttier and Courtier, 2002):

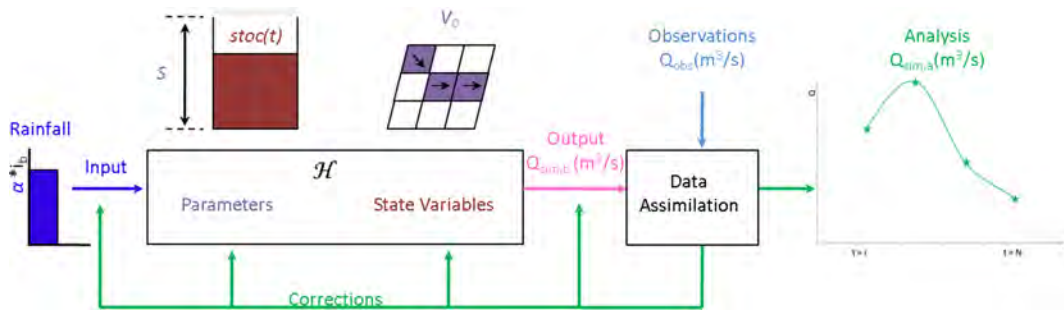


Fig. 4. Schematic representation of the hydrological model: inputs (blue), model parameters (purple), state variables (dark red) and the background model outputs ($Q_{sim,b}$ in pink). Inputs, parameters, state variables or model outputs can be corrected by DA using observations (Q_{obs} in light blue) and model outputs in order to produce the corrected discharge ($Q_{sim,a}$ in green).

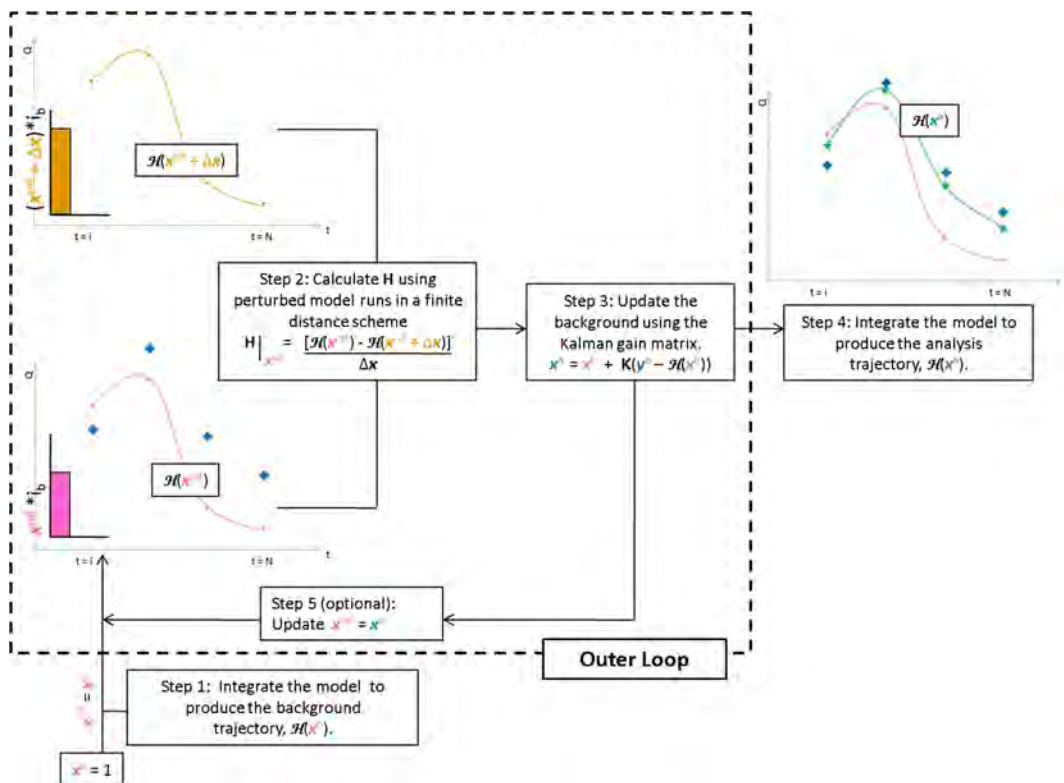


Fig. 5. Schematic representation of the EKF: the background model trajectory ($Q_{sim,b}$ in pink) is corrected using observations (Q_{obs} , blue crosses) to produce the analysis model trajectory (Q_a in green) during steps 1 through 4. In step 5, the observation operation is re-linearised in the vicinity of the analysis and steps 2 and 3 are repeated to form an “outer loop”.

$$J(x) = (x - x^b)^T \mathbf{B}^{-1} (x - x^b) + (y^o - \mathcal{H}(x))^T \mathbf{R}^{-1} (y^o - \mathcal{H}(x)). \quad (13)$$

The cost function J is the sum of two terms: (i) the difference between the control vector x and its background value x^b and (ii) the difference between the control vector in the observation space and the observation vector y^o , weighted respectively by the background and observation error covariance matrices, \mathbf{B} and \mathbf{R} . The background control vector is selected as $x_b = (1)$ (no change to the input rainfall) and the observation vector contains the observed discharges during the assimilation window.

The cost function above is at a minimum when its gradient is null, leading to the expression $\nabla J(x^a) = 0$. To express the cost function gradient, the derivative of the nonlinear observation operator with respect to the control vector is necessary. The Jacobian matrix \mathbf{H} of the observation operator \mathcal{H} is determined using the Taylor expansion computed around a reference vector x^{ref} , initially chosen as x^b (Step 2 in Fig. 5):

$$\mathbf{H} = \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial x} \Big|_{x^b} \approx \frac{\mathcal{H}(x^b + \Delta x) - \mathcal{H}(x^b)}{\Delta x}. \quad (14)$$

Using Eq. (14) to nullify the gradient of Eq. (13), \mathbf{x}^a can be determined (Step 3 in Fig. 5):

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \underbrace{\mathbf{K}\mathbf{d}}_{\delta\mathbf{x}}, \quad (15)$$

where \mathbf{x}^a is the EKF analysis, \mathbf{d} is the innovation vector, $\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}^b)$ represents the difference between the simulated discharge $Q_{\text{sim},b}$ (Step 1 in Fig. 5) and the observed discharge Q_{obs} , \mathbf{K} is the gain matrix, $\mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1}$, and $\delta\mathbf{x}$ is the increment applied to the background. The hydrological model can now be integrated using the analysis rainfall multiplier stored in \mathbf{x}^a to provide a new estimate of the simulated discharge $Q_{\text{sim},a}$ (Step 4 in Fig. 5).

The use of the Extended Kalman filter analysis equations relies on the hypothesis that $\mathcal{H}(\mathbf{x})$ can be approximated as locally linear in the vicinity of \mathbf{x}^{ref} and that this approximation is valid on $[\mathbf{x}^a, \mathbf{x}^{\text{ref}}]$. The innovation added to the background is assumed to be sufficiently small that the residual between $\mathcal{H}(\mathbf{x}^b + \delta\mathbf{x})$ and $\mathcal{H}(\mathbf{x}^b) + \mathbf{H}|_{\mathbf{x}^b} \delta\mathbf{x}$ is negligible for an increment $\delta\mathbf{x}$ applied to the background. Limitations of the non-sequential EKF occur when the innovation extends outside the region where the linearity assumption holds. To compensate for nonlinearities in $\mathcal{H}(\mathbf{x})$, the outer loop procedure (Thirel et al., 2010) in Fig. 5 allows for the recalculation of the linear tangent \mathbf{H} at the location of the analysis of the previous iteration \mathbf{x}^a (Step 5 in Fig. 5) in order to create a new quadratic approximation of J , as shown in Fig. 6. At the optimal value of the analysis, the minimum of the quadratic approximation and the non-quadratic cost function will coincide. By re-calculating the linear tangent about the analysis, the minimum of the quadratic cost function approaches that of the non-quadratic cost function. The analysis calculated with the new quadratic approximation then provides an improved estimate of the non-quadratic cost function minimum. This method could also be applied to a 4D-Var incremental algorithm.

The \mathbf{B} matrix represents the background error covariance, which is the error in the rainfall multiplier. This error is assumed to follow a Gaussian model and is described by its variance as the control vector is a scalar. However, the variance of the rainfall corrective coefficient is difficult to define because it is the uncertainty in a correction applied to the radar rainfall and not the uncertainty of the measure itself. In order to define \mathbf{B} , α was assumed to have an error near that of the MFB, which has a standard deviation of 30 % and an average deviation of 40 %. The standard deviation of α was selected as the higher of these two error estimates as a precaution.

The observation errors are supposed uncorrelated, making \mathbf{R} a diagonal matrix. A proportionality coefficient, β_{obs} was used to calculate the observation error variance σ_{obs}^2 in order to control the amount of confidence placed in observations depending on the assimilation window selected (reanalysis or pseudo-forecast mode):

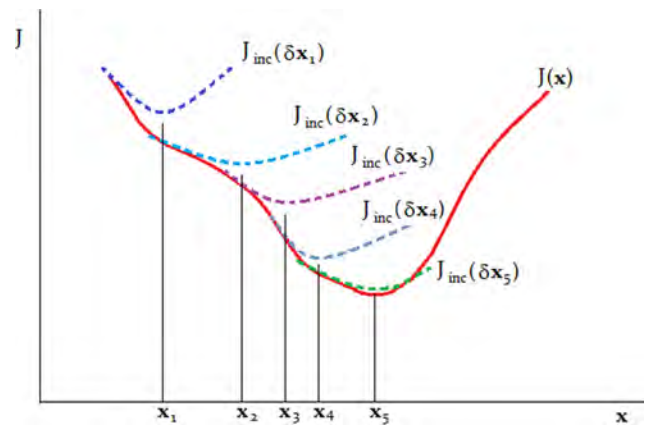


Fig. 6. The outer loop process. The x-axis represents the value of the control vector and the y-axis is the misfit cost (cost function). The red curve represents the non-quadratic true value of the cost function, while the dotted curves represent successive iterations of the outer loop, each with a new estimate of the Jacobian of \mathcal{H} in the vicinity of the previous analysis.

$$\sigma_{\text{obs},i}^2 = \max \left(\left(\frac{\beta_{\text{obs}}}{Q_{\text{obs},i}} \right)^2, 0.01 \right) \text{ for } i = t_i : t_f, \quad (16)$$

where t_i is the initial time step and t_f is the final time step of the assimilation period. \mathbf{R} has a lower bound of $0.01 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$ and no upper bound. As the errors coming from each source of information are not precisely known in pseudo-forecast mode, different values of the proportionality coefficient were considered as described in Sect. 2.4. In reanalysis mode, β_{obs} is selected such that all discharges above $2.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ have the minimum error covariance of $0.01 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$. This choice is based on the use of the Nash-Sutcliffe criterion for measuring model efficiency. The Nash-Sutcliffe criterion measures model outputs against observed data, placing absolute confidence in the observations. In order to improve this criterion, the algorithm was used to match observations as closely as possible in the reanalysis mode. In pseudo-forecast mode and for discharges below $2.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in reanalysis mode, the observation error becomes heteroscedastic (variance changing). The variance is then proportional to the discharge measurement as in Moradkhani et al. (2005), though an inverse proportionality scheme was selected in this case in order to place more weight on high flow conditions. This is better suited for peak flow forecasting.

2.4 Experimental set-up

For the 19 radar rainfall events, the range of assimilated discharges is $15\text{--}300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for normal episodes and $2\text{--}40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for very small episodes (peak discharge less than or equal to $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Very large discharges are unreliable due to the use of a rating curve to calculate the river stage-discharge relationship beyond $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Small discharges

are eliminated in order to better represent the flood behaviour of the watershed. For each calculation of the analysis control vector in both reanalysis and pseudo-forecast modes, five iterations of the outer loop method were used. Data assimilation was applied to all episodes in both pseudo-forecast and reanalysis mode, with the exclusion of October 2008. The rising limb of this event takes place over a period of time less than three hours long, thus, no discharge measurements are assimilated in pseudo-forecast mode.

Episodes with notable double peaks (September 2002, October 2002, December 2002, September 2005 and October 2008) are separated into single peaks prior to assimilation due to the inability of the hydrological model to properly simulate multiple peaks in succession. The model has difficulties in representing the initial state of the catchment at the start of the second flood peak. This may be due to the influence of the karst in sustaining the discharge during the recession limb of the hydrograph (Coustau et al., 2012) or the effect of random variations in the rainfall error. By separating the peaks, data assimilation may help to correct some of the temporal variations in the rainfall error.

2.4.1 Reanalysis mode

In reanalysis mode, the initial deficit of the soil moisture reservoir is parameterised by S_{cal} and β_{obs} is chosen to be $0.25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$ in order to reflect an almost complete confidence in the observations. Results of the reanalysis mode are first compared to the background simulation in Sect. 3.1.1 and then to simulations forced with MFB-corrected rainfall in Sect. 3.1.2. DA was not applied to the simulations used for comparison.

To illustrate the DA procedure, the episode of November 2008 was selected. In reanalysis mode, the potential storage depth of the catchment, S_{cal} is 142 mm. β_{obs} is chosen to be $0.25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$. As shown in Fig. 7, the NS is improved from -0.52 to 0.72 following assimilation. In this case, $\alpha = 0.70$ for the analysis, meaning that the optimal state of the rainfall is less than that predicted by the uncorrected radar data. The reduction in the amount of rainfall then results in an analysis hydrograph that is smaller than the background hydrograph.

2.4.2 Pseudo-forecast mode

Several modifications to the assimilation procedure are necessary to assimilate data in pseudo-forecast mode. First, the observation error covariance, parameterised by β_{obs} , must be adjusted to reflect representativeness errors due to a reduced number of observations being assimilated (only the start of the event is known). It is expected that β_{obs} will need to be increased in this case to reflect less confidence being placed in the observations. Next, an a priori estimation of S (S_{reg}), as presented in Sect. 2.2.4, is required.

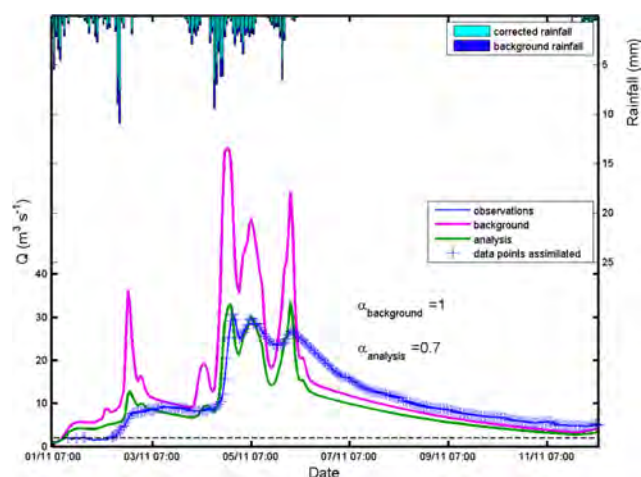


Fig. 7. Reanalysis mode, November 2008: $\beta_{\text{obs}} = 0.25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$ and $S = 142 \text{ mm}$. The horizontal dashed line is the lower assimilation threshold ($2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Observations are in blue, the background simulation in pink and the analysis simulation in green. Assimilated observations are marked with blue crosses. The hyetogram is on the inverted y-axis: initial rainfall is in dark blue and the corrected rainfall is in light blue with each bar the width of a 1 h time step. This colour scheme is conserved throughout the paper.

The lack of a fully-described hydrograph leads to uncertainties in pseudo-forecast mode that are not present in the reanalysis. In order to characterise the uncertainty in the observations, an initial experiment was carried out by assimilating discharge data using S_{cal} and three different values of β_{obs} . S_{cal} was used so that parameterisation errors would not influence the results. These results were then compared to assimilation using S_{hu2} as presented in Sect. 3.2.1. Using the β_{obs} determined in Sect. 3.2.1, experiments using the 3 different S_{reg} parameterisations, Hu2, Bois Saint Mathieu and Claret, are presented in Sect. 3.2.2. The goal of this test is to characterise the impact of the parameterisation upon the results and to determine if certain catchment moisture state indicators provide better S values than others. The experiments are measured against assimilation using S_{cal} , which should have the best performance due to an improved parameterisation. Simulations using the Hu2 parameterisation are expected to have the lowest performance, since this catchment wetness state indicator contains model error in addition to measurement uncertainty.

In pseudo-forecast mode, observations are assimilated from the start of the event until 3 h before the peak discharge. This process is illustrated in Fig. 8 for November 2008; the first and final analyses of the outer loop are shown. For this demonstration, S and β_{obs} were kept the same as those for the reanalysis mode. The first iterate of the outer loop has the best NS with 0.71 which is nearly equal to that of the reanalysis mode. However, this is not the optimal state for the assimilation period (up to 3 h before peak flow). Following new estimations of the Jacobian matrix, \mathbf{H} , at the

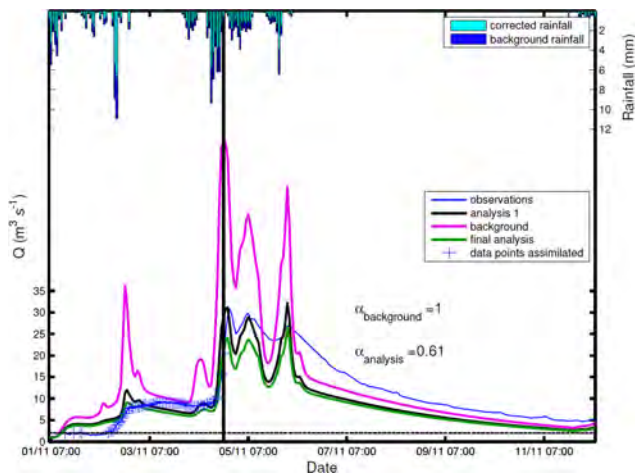


Fig. 8. Pseudo-forecast mode, November 2008: $\beta_{\text{obs}} = 0.25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$ and $S = 142 \text{ mm}$. The colour scheme is the same as Fig. 7, except for features specific to the pseudo-forecast mode. The black vertical line represents the end of the assimilation period and the start of the forecast period (3 h before the flood peak). The first iterate of the outer loop is in black. All simulations have 5 iterates of the outer loop, however, the algorithm converges after the second iterate in this case, so only the first iterate and the final analysis are shown.

analysis location, the final NS after all iterations of the outer loop is 0.62. The final α was 0.61, suggesting that the algorithm underestimates the rainfall in pseudo-forecast mode when compared to reanalysis mode. The analysis hydrograph is still improved over the background hydrograph, as it reduces the amount of rainfall; however, the reduction is overestimated when only the start of the episode is assimilated.

3 Results and discussion

This section presents the results of data assimilation applied in 2 modes: reanalysis and pseudo-forecast. The results of the reanalysis mode are discussed in Sect. 3.1, followed by the pseudo-forecast mode results in Sect. 3.2. In reanalysis mode, results are compared to the background simulation, then to simulations forced with the MFB-corrected rainfall. An analysis of situations in which the algorithm failed to provide an improvement in the discharge forecast concludes Sect. 3.1. The pseudo-forecast results start with an analysis of possible sources of error in this mode, followed by the results of assimilation using different parameterisations of the potential storage depth S .

3.1 Reanalysis mode

3.1.1 Impact of the rainfall correction

Figure 9 presents NS values in the reanalysis mode compared to the background state for 19 episodes with 7 additional peaks due to separation of multi-peak episodes. The

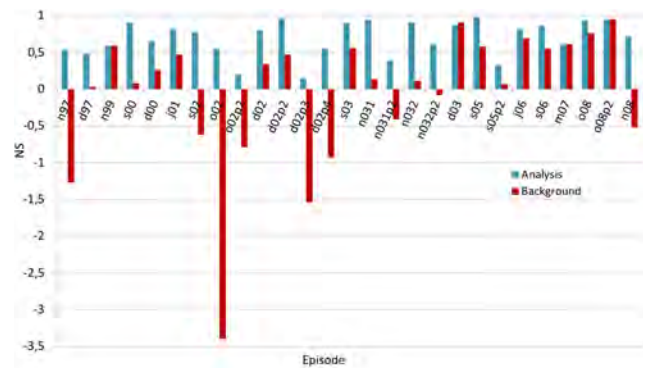


Fig. 9. Comparison of background NS values with NS values following data assimilation (analysis). The x-axis contains the episode label in the format mYYpp, where m is the first letter of the month (j is January and m is May), YY is the year and pp is the peak number for the 2nd and greater peaks.

NS values for simulations using uncorrected radar rainfall (the background simulation) are poor and in most cases are not of sufficient quality to reproduce the flood event. Compared to the background state, the NS values of the analysis simulations are improved by an average of 0.75 and are between 0.5 and 1 for a majority of episodes with an average of 0.70. PH values were improved by -0.39 on average (improvements are negative for PH which has an optimal value of 0) and have an average value of 0.14 following assimilation. 85 % of episodes show improvement compared to the background state with 15 % showing neutral or negative change following data assimilation. The only degraded episode is that of December 2003; this deterioration is related to the $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ upper assimilation limit described in Sect. 2.4 and is discussed in greater detail in Sect. 3.1.3. Following data assimilation, radar rainfall is of suitable quality for hydrological simulation in most cases. The next section will focus on the comparison of data assimilation to another multiplicative corrector of radar rainfall, the MFB.

3.1.2 Comparison of data assimilation to the MFB correction

A linear regression was performed between MFB and α values for past rainfall episodes as shown in Fig. 10. The two quantities are expected to be related as they both represent corrections of the same rainfall. If errors due to other sources are minimised (parameterisation of the model, measurement of the rain gauges and discharge), the two corrective factors should tend towards the same value. These two quantities are well correlated with a R^2 equal to 0.77. The slope, however, is 1.12, which suggests a systematic underestimation of the rainfall by the MFB correction if α is considered to be the optimal state.

The difference between the simulated discharges resulting from the rainfall corrected by the DA procedure and the

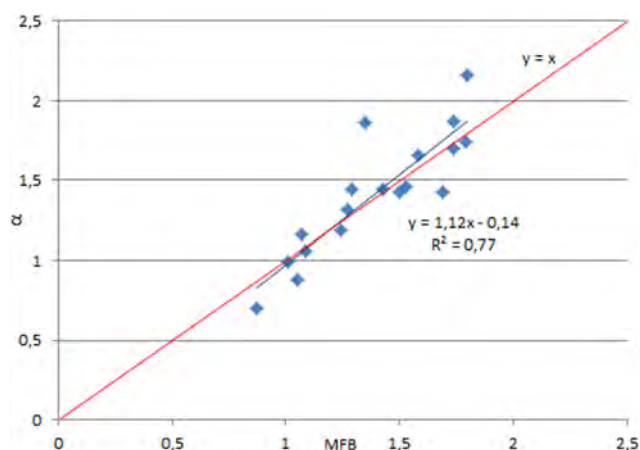


Fig. 10. Regression of α versus MFB. $y = x$ is drawn in red and the regression in blue.

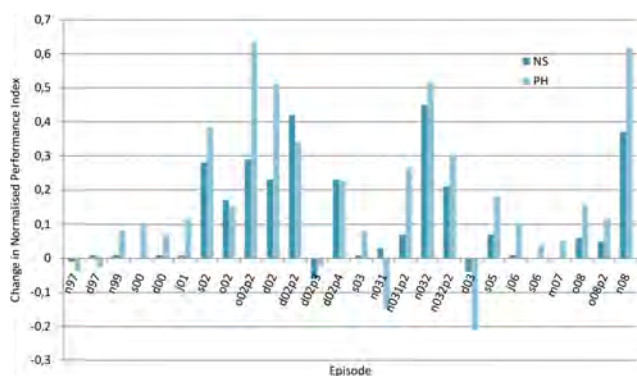


Fig. 11. Improvements in simulation quality indicators for the 19 rainfall episodes. The dark blue bars represent $NS_{\alpha} - NS_{MFB}$. The light blue bars are the difference in the normalised peak flow criteria, $PH_{MFB} - PH_{\alpha}$.

MFB correction is presented in Fig. 11. The change in PH was calculated as $PH_{MFB} - PH_{\alpha}$; positive results are, thus, increases in the positive y-axis. 78 % of episodes showed an improved NS and 81 % of episodes showed an improved PH compared to the MFB correction. The average improvement in NS was +0.23 versus -0.20 for PH. When deteriorations in the NS occurred, they had the tendency to be small, (-0.01 to -0.06). Deteriorations in the PH had a much larger range ($+0.02$ to 0.21).

In most cases, α provides improved results over the MFB correction. However, some of the improvement in the simulations with α when considering double peaks may be due to an increased time resolution. The MFB was calculated using rainfall over the entire event, whereas the events were separated into single peaks when using α . The MFB is also calculated over a much larger spatial extent than that of the physical basin, leading perhaps to representativeness errors.

3.1.3 Limitations of the assimilation technique

The quality of the December 2003 simulation (Fig. 12a) was degraded following data assimilation when compared to the background state. This is the result of a non-monotonic error in the discharge during the episode, as seen in Fig. 12b. Positive errors in the rising and descending limbs of the hydrograph result in an analysis state with a reduced rainfall. However, the sign of the error in the region near the peak is negative and this part of the hydrograph is not well-represented. To counteract this problem, the upper limit of assimilated observations can be increased to include more observations at the hydrograph peak. The inclusion of these points increases the number of negative errors taken into account by the algorithm and results in an analysis which decreases rainfall less than when discharge observations are limited to less than $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

3.2 Pseudo-forecast mode

3.2.1 Analysis of different sources of uncertainty

In pseudo-forecast mode, the efficiency of the DA algorithm is affected by both a lack of information about the event (representativeness errors) and a poor parameterisation compared to the a posteriori S values (S_{cal}). Representativeness errors refer to the fact that the start of the event may not be indicative of what comes later. For example, the algorithm would miss the peak region if it were to match observations at the start of the event as closely as possible. Testing a range of β_{obs} values helps to estimate the uncertainty coming from the observations (representativeness), while the comparison of the data assimilation results using different S values gives an idea of the uncertainty resulting from the parameterisation.

To compare the effects of the two sources of uncertainty discussed above, NS and PH values were compared for simulations calculated in pseudo-forecast mode with (i) parameterisation using S_{Hu2} ($\beta_{obs} = 0.25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$) and (ii) different values of the \mathbf{R} matrix ($\beta_{obs} = 0.25, 25$ and $250 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$) and S_{cal} . Figure 13a presents a box plot of the change in NS for the four cases and Fig. 13b presents the results for PH. The error in the parameterisation affects the median, as seen by the decreased median for the simulations using S_{Hu2} , while representativeness errors affect the spread of the results, as seen by the changing width of the distribution for different values of β_{obs} . While β_{obs} serves to limit the influence of observations which do not well represent the rest of the event, it does not bring any new information to the assimilation system. To get a better understanding of what is lost when the event is not fully described, the reanalysis mode can provide an idea of how the information contained in the complete event hydrograph affects the assimilation results. Errors in representativeness are estimated by comparing the difference in NS between the background and analysis simulations in pseudo-forecast mode ($S_{cal}, \beta_{obs} = 0.25$) and in reanalysis

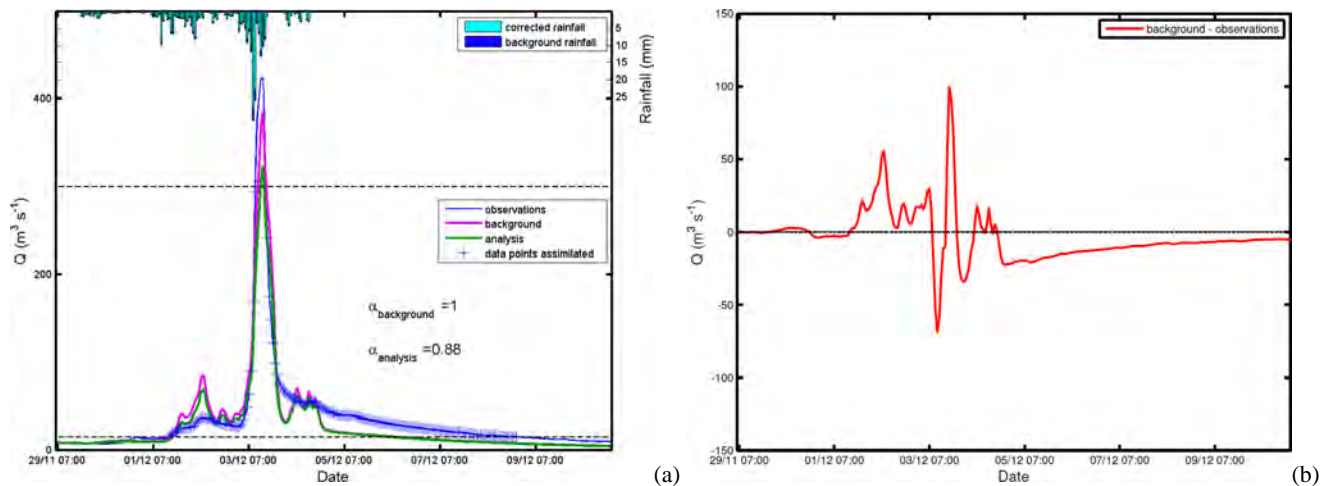


Fig. 12. Reanalysis mode, December 2003: **(a)** discharges: observations are in blue, the background simulation in pink and the analysis simulation in green; **(b)** the error in the simulated discharge, $Q_{\text{background}} - Q_{\text{observations}}$ (red).

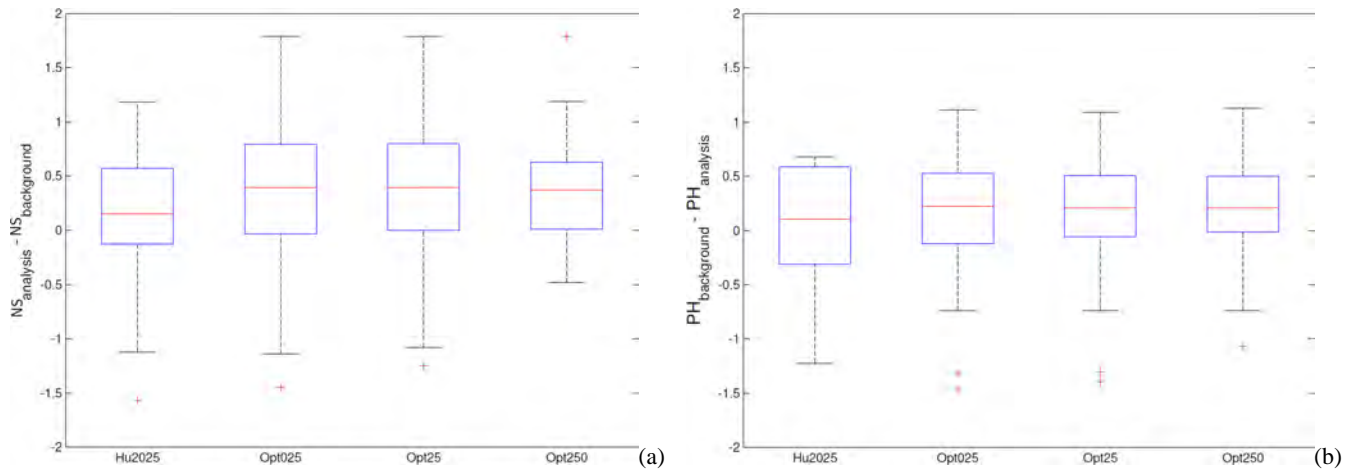


Fig. 13. Box plots of simulation performance: **(a)** $NS_{\text{analysis}} - NS_{\text{background}}$; **(b)** $PH_{\text{background}} - PH_{\text{analysis}}$. The simulations shown are: Hu2025 ($S = S_{\text{hu2}}$; $\beta_{\text{obs}} = 0.25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$), Opt025 ($S = S_{\text{cal}}$; $\beta_{\text{obs}} = 0.25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$), Opt25 ($S = S_{\text{cal}}$; $\beta_{\text{obs}} = 25 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$) and Opt250 ($S = S_{\text{cal}}$; $\beta_{\text{obs}} = 250 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$).

mode (S_{cal} , $\beta_{\text{obs}} = 0.25$). The average improvement in NS is 0.35 in pseudo-forecast mode, compared to 0.75 in reanalysis mode. The improvement possible using data assimilation is, thus, cut in half when only the start of the event (until 3 h before the peak) is considered. This process would likely be further complicated if applied in a real-time forecast environment because the peak arrival time would be unknown.

Because representativeness errors are a significant source of uncertainty, β_{obs} was selected as $250 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$ for tests using different catchment wetness state indicators to initialise S . As seen in Fig. 13, this value of β_{obs} helps to limit the extent of the change in performance criteria into the negative range.

3.2.2 Results for 3 different soil moisture parameterisations

Figure 14 presents box plots of the improvements in the NS and PH values for the three different S parameterisations. β_{obs} is selected as $250 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$. Bois Saint Mathieu and Claret both have an increased median NS improvement compared to Hu2. The spreads of Bois Saint Mathieu and Claret improvements are similar. For the PH criterion, the medians of each of the three catchment wetness state indicators are similar, though Claret has the narrowest spread, but also several negative outliers. The NS was improved by an average of 0.23, 0.31 and 0.16 for Bois Saint Mathieu, Claret and Hu2, respectively, compared to 0.40 for S_{cal} . The PH was improved by an average of 0.07, 0.04 and 0.07 for Bois Saint Mathieu, Claret and Hu2, respectively, compared to 0.14 for S_{cal} . The

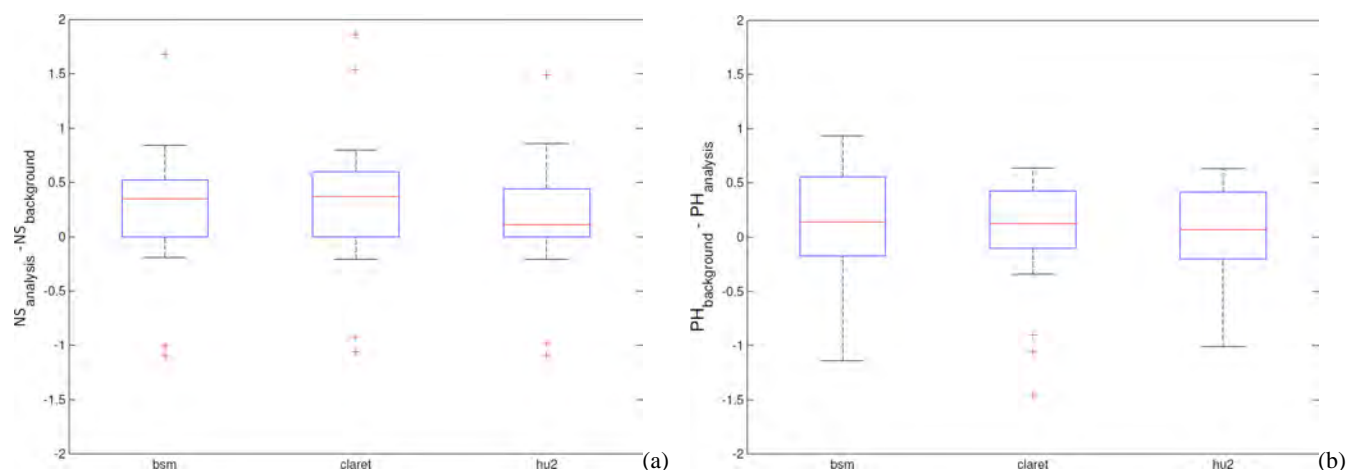


Fig. 14. Box plots of simulation performance: **(a)** $NS_{\text{analysis}} - NS_{\text{background}}$; **(b)** $PH_{\text{background}} - PH_{\text{analysis}}$. The simulations shown are: bsm ($S = S_{\text{Bois Saint Mathieu}}$; $\beta = 250 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$), claret ($S = S_{\text{Claret}}$; $\beta = 250 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$), and hu2 ($S = S_{\text{Hu2}}$; $\beta = 250 \text{ m}^6 \text{ s}^{-2}$).

NS results may be more positive than the PH results because NS takes into account the assimilation and forecast periods. In addition, it should be noted that the DA algorithm seeks to reduce the distance between the observed and simulated hydrographs as a whole and not simply at the peak region, thus, it is not expected that DA will always improve peak criteria.

For the NS criterion, 67, 71 and 67 % of episodes were improved by DA using the Claret, Bois Saint Mathieu and Hu2 parameterisations, respectively. For the PH criterion, 67, 62 and 64 % of episodes were improved by DA using the Claret, Bois Saint Mathieu and Hu2 parameterisations, respectively. In general, the three catchment wetness state indicators had similar performances with a slight preference for Claret, which has a higher average Nash value and a tighter PH distribution than the other two indicators. Despite expectations that Hu2 would be the lowest performing catchment wetness state indicator, there is little evidence that modelling errors introduced by this indicator are more important than the uncertainty associated with the two piezometers.

Regressions were performed between the α values and the MFB for each catchment wetness state indicator in addition to S_{cal} . As in Sect. 3.1.2, α and MFB are expected to tend towards the same value if uncertainties are minimised. The coefficients of determination, slopes and y-intercepts are presented in Table 4. Contrary to what might be expected, S_{cal} does not have the highest coefficient of determination. This can be in part explained by the random, time-varying nature of radar rainfall and its impact on discharges, which is one of the causes of the representativeness errors mentioned earlier. In addition to the possible influence of the karst, random errors in the radar rainfall may lead the algorithm to predict a rainfall correction during the start of the rainfall event which does not hold true for the rest of the hydrograph. On the other hand, S_{cal} has a slope of 0.95 and a y-intercept of 0.00 compared to a slope of 0.77 to 0.79 and a y-intercept of 0.07

Table 4. α -MFB regression for catchment wetness state indicators. Notation follows that of Table 2.

Indicator	M	b	R^2
Hu2	0.73	0.16	0.40
Bois Saint Mathieu	0.77	0.07	0.36
Claret	0.77	0.14	0.47
S_{cal}	0.95	0.00	0.46

to 0.16 for the catchment wetness state indicators. The α values of S_{cal} are thus much closer to the MFB values than those of the indicators if we were to consider the regression alone. This should be expected as S_{cal} already contains information about the rainfall gathered through the calibration process. Bois Saint Mathieu, Claret and Hu2 all had similar slopes, which may point to a tendency of the algorithm to underestimate the rainfall correction when initialising the model with measures of the catchment wetness state. All of the regressions had relatively poor coefficients of determination, 0.36 to 0.47, with Claret having the highest value. This is likely due to the random, time-varying nature of the errors in the radar rainfall. The correction calculated using DA will reflect the optimal rainfall multiplier for the start of the rainfall event, which may differ from the MFB correction which is averaged over all event time steps. In the case of S_{cal} , this correction tends toward the MFB correction, but is affected by representativeness errors introduced through random variations in the rainfall during the event.

These results highlight the challenges associated with using a conceptual hydrological model to forecast flood events given the need for model initialisation. The poor quality of the coefficients of determination is an important reminder of the impact of random, time varying error in the rainfall together with uncertainty in the model representation of

complex physical processes. Despite the presence of random, time-varying errors, S_{cal} did have improved average NS and PH values, as expected.

Few conclusions can be drawn from the comparison of the different catchment wetness state indicators. The modelled indicator, Hu2 had a performance similar to that of the piezometers. Thus, Hu2 contains information about the catchment wetness state comparable to that of the piezometers and both of the piezometers selected provided adequate information on the catchment wetness state.

4 Summary and conclusions

A non-sequential Extended Kalman Filter (EKF) was implemented on top of a distributed, event-based, parsimonious rainfall-runoff model. Discharges observed at the catchment outlet were assimilated in order to correct radar rainfall inputs using a multiplier (α) held constant during a given event. The data assimilation (DA) algorithm was effective in both reanalysis and pseudo-forecast modes, despite increased uncertainty due to representativeness and parameterisation errors in the later. Improvements in the model structure might be capable of increasing the efficiency of this DA system, but modelling karstic catchments remains a significant challenge for hydrologists and lies outside the scope of this study, which focuses primarily on the utility of DA for correcting rainfall measured by weather radar.

In reanalysis mode, the DA algorithm is capable of finding an optimal control vector that produces simulations improved over those produced by the mean field bias (MFB) for most episodes given an appropriate parameterisation. These corrections are well correlated with MFB values.

In pseudo-forecast mode, over 60 % of episodes had improved Nash-Sutcliffe efficiency criteria (NS) following data assimilation. Average improvement in the NS was notable, while that of the PH was near 0. These results were subject to representativeness and parameterisation errors which diminished the efficiency of data assimilation compared to the reanalysis mode. Representativeness errors were estimated by comparing the performance of the algorithm in reanalysis and pseudo-forecast modes. Nash-Sutcliffe criteria were improved by an average of 0.35 in pseudo-forecast mode, compared to 0.75 in reanalysis mode, demonstrating that corrections predicted during the start of the event may not be optimal for reproducing event hydrographs. Errors in representativeness may be due to the time-varying nature of the uncertainty in the radar rainfall or model difficulties in representing physical processes in the catchment. To estimate the error resulting from the parameterisation, data assimilation was performed in pseudo-forecast mode with S_{cal} (model initialised using ground and high quality radar rainfall) and then compared to results using S initialised with catchment wetness state indicators. On average, improvements in the NS and PH values of simulations using S_{cal} are nearly double of

those initialised using wetness state indicators. It was also seen that the α values from tests using S_{cal} were closer to the MFB than tests initialised using the indicators. Information contained in the model initialisation may help the algorithm to find a correction which reproduces the effect of the MFB. However, regressions between α and MFB values had poor coefficients of determination for all S initialisations due to the representativeness errors which affect the assimilation results in the pseudo-forecast mode.

In both reanalysis and pseudo-forecast modes, errors in simulated discharges occurred due to simplifications of the physical system in the model representation and poor knowledge of the karstic aquifer. Errors also resulted from variations in the rainfall error during the episode, since data assimilation is performed using a constant rainfall correction. This is especially pertinent for the pseudo-forecast mode because only the start of the event is known. A sliding assimilation window or an autoregressive update function may be necessary to improve the analysis quality when the rainfall error varies during the episode. The use of a sliding window to calculate α , with comparisons made to MFB values calculated with the same temporal resolution could help to estimate the efficiency of such a technique. Using a distributed rainfall correction is another possible approach, given the sensitivity of radar measurements to distance (Kahl and Nachtnebel, 2008). However, the updating procedure used in Kahl and Nachtnebel (2008) is limited in that it uses an objective function which does not account for errors in the observations. The tests carried out in the pseudo-forecast mode in this study have shown that the observation error must be accounted for when the event is not completely known.

From a prevision standpoint, testing modelled future rainfall with this algorithm is essential for judging its utility for operational flood forecasting. At the present time, modelled rainfall is not available at a suitable temporal resolution for this region. Further research would also be necessary to adapt this technique for other types of models and floods. This case relates to a conceptual, event-based model used for flash flood events, but physically-based models may prove to be more robust in forecast environments when sufficient data on the watershed is available. As seen in this study, event-based models have the disadvantage of being strongly dependent on the initialisation selected. Floods based on phenomena which take place at a longer timescale may also lead to different results.

In spite of certain limitations of this assimilation system, it may be useful for the correction of radar rainfall following a careful calibration of model parameters. For basins that have available radar rainfall, but scarce or inaccurate ground rainfall measurements, discharge measurements could serve as a replacement for the MFB correction using an appropriate hydrological model and assimilation procedure.

Acknowledgements. This study was supported by the SDU2E Doctoral College of l'Université de Toulouse III Paul Sabatier, the IFR ILEE Lez II Project and the “multi-practices management of the Lez basin” project supported by the Montpellier agglomeration and the BRGM. The authors would like to thank Albrecht Weerts for the engaging discussion during the review process. The authors would also like to thank Veolia, the SCHAPI, the DIREN, the SPCMO and Météo-France for the piezometric levels, SIM Hu2, discharges, radar and rain gauge data, respectively.

Edited by: A. Weerts



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Abon, C. C., David, C. P. C., and Pellejera, N. E. B.: Reconstructing the Tropical Storm Ketsana flood event in Marikina River, Philippines, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 1283–1289, doi:10.5194/hess-15-1283-2011, 2011.
- Aubert, D., Loumagne, C., and Oudin, L.: Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model, *J. Hydrol.*, 280, 145–161, 2003.
- Avias, J.: Karstic aquifer of mediterranean type, geological controls: Lez spring (North Montpellieran karsts) example, *IAH, Hydrogeology of selected karst regions*, 13, 89–113, 1992.
- Bates, P. and De Roo, A.: A simple raster-based model for flood inundation simulation, *J. Hydrol.*, 236, 54–77, 2000.
- Beven, K. and Freer, J.: Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology, *J. Hydrol.*, 249, 11–29, 2001.
- Borga, M.: Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation, *J. Hydrol.*, 267, 26–39, 2002.
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Galabertier, B., Bonnifait, L., Bouilloud, L., Kirstetter, P.-E., and Mosini, M.-L.: The Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory database, *Water Resour. Res.*, 47, W07701, doi:10.1029/2010WR010353, 2011.
- Bouilloud, L., Delrieu, G., Boudevillain, B., and Kirstetter, P.-E.: Radar rainfall estimation in the context of post-event analysis of flash-flood events, *J. Hydrol.*, 394, 17–27, 2010.
- Bouttier, F. and Courtier, P.: Data assimilation concepts and methods, in: *Meteorological training course lecture series*, ECMWF, Reading, UK, 2002.
- Bouvier, C. and Delclaux, F.: ATHYS : a hydrological environment for spatial modelling and coupling with a GIS, in: *Proceedings of the HydroGIS96 conference held in Vienna*, IAHS publication no. 235, Vienna, Austria, 1996.
- Cheze, J.-L. and Helloco, F.: The HYDRAM Project of Météo-France: a quality-based approach for quantitative radar measurements, in: *29th Conference on Radar Meteorology*, Montréal, Québec, Canada, 1999.
- Chumchean, S., Seed, A., and Sharma, A.: Correcting of real-time radar rainfall bias using a Kalman filtering approach, *J. Hydrol.*, 317, 123–137, 2006.
- Cole, S. and Moore, R.: Hydrological modelling using raingauge- and radar-based estimators of areal rainfall, *J. Hydrol.*, 358, 159–181, 2008.
- Coustau, M., Estupina-Borrell, V., and Bouvier, C.: Improvement of rainfall-runoff modelling with distributed radar rainfall data: a case study in the Lez French Mediterranean catchment, in: *Proceedings of the Weather Radar and Hydrology symposium*, held in Exeter, IAHS Publ. 351–55, Exeter, UK, 2011.
- Coustau, M., Bouvier, C., Borrell-Estupina, V., and Jourde, H.: Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model: case of the karstic Lez river catchment, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 1119–1133, doi:10.5194/nhess-12-1119-2012, 2012.
- Dörfliger, N., Jourde, H., Ladouche, B., Fleury, P., Lachassagne, P., Conroux, Y., Pistre, S., and Vestier, A.: Active water management resources of karstic water catchment: the example of Le Lez spring (Montpellier, Southern France), in: *Proceedings of the World Water Congress held in Montpellier*, Southern France, 2008.
- Emmanuel, I., Andrieu, H., and Tabary, P.: Evaluation of the new French operational weather radar product for the field of urban hydrology, *Atmos. Res.*, 103, 20–32, doi:10.1016/j.atmosres.2011.06.018, 2012.
- Estupina-Borrell, V.: Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair, Application sur de petits bassins versants du Sud de la France, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse, France, 2004.
- Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., and Villeneuve, J.-P.: Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999, *J. Hydrol.*, 286, 135–154, 2004.
- Goegebeur, M. and Pauwels, V.: Improvement of the PEST parameter estimation algorithm through Extended Kalman Filtering, *J. Hydrol.*, 337, 436–451, 2007.
- Han, E., Merwade, V., and Heathman, G.: Implementation of surface soil moisture data assimilation with watershed scale distributed hydrological model, *J. Hydrol.*, 416–417, 98–117, 2012.
- Kahl, B. and Nachtnebel, H.: Online updating procedures for a real-time hydrological forecasting system, *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 4, 012001, doi:10.1088/1755-1307/4/1/012001, 2008.
- Kong A Siou, L., Johannet, A., Borrell, V., and Pistre, S.: Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting: The case of the Lez Basin (southern France), *J. Hydrol.*, 403, 367–380, 2011.
- Lhomme, J., Bouvier, C., and Perrin, J. L.: Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchment, *J. Hydrol.*, 299, 203–216, 2004.
- Maidment, D. R., Olivera, F., Calver, A., Eatherall, A., and Fraczek, W.: Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field, *Hydrol. Process.*, 10, 831–844, 1996.

- McLaughlin, D. and Townley, L.: A reassessment of the groundwater inverse problem, *Water Resour. Res.*, 32, 1131–1161, 1996.
- Moradkhani, H., Sorooshian, S., Gupta, H., and Houser, P.: Dual state-parameter estimation of hydrological models using ensemble Kalman filter, *Adv. Water Resour.*, 28, 135–147, 2005.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10, 282–290, 1970.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., and Anquetin, S.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France, I: Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 134, 111–130, 2008.
- Olivera, F. and Maidment, D.: Geographical information systems (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing, *Water Resour. Res.*, 35, 1155–1164, 1999.
- Pauwels, V. and De Lannoy, G.: Ensemble-based assimilation of discharge into rainfall-runoff models: A comparison of approaches to mapping observational information to state space, *Water Resour. Res.*, 45, 1–17, 2009.
- Pauwels, V., Hoeben, R., Verhoest, N., and Troch, F. D.: The importance of spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation, *J. Hydrol.*, 251, 88–102, 2001.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G.-M., Andrieu, H., Vignal, B., and Creutin, J.-D.: Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions: Case Study for the Ardèche Catchment (France), *J. Hydrometeorol.*, 3, 539–555, 2002.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S.: Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 47, 92–107, doi:10.1175/2007JAMC1636.1, 2008.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P.-A., Maubourguet, M.-M., Chorda, J., and Dartus, D.: A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchments, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2567–2582, doi:10.5194/nhess-11-2567-2011, 2011.
- Seo, D.-J., Breidenbach, J. P., and Johnson, E. R.: Real-time estimation of mean field bias in radar rainfall data, *J. Hydrol.*, 223, 131–147, 1999.
- Tabary, P.: The New French Operational Radar Rainfall Product, Part I: Methodology, *Weather Forecast.*, 22, 393–408, 2007.
- Tarantola, A.: *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, USA, 2005.
- Thirel, G., Martin, E., Mahfouf, J.-F., Massart, S., Ricci, S., and Habets, F.: A past discharges assimilation system for ensemble streamflow forecasts over France – Part 1: Description and validation of the assimilation system, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1623–1637, doi:10.5194/hess-14-1623-2010, 2010.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Ayrat, P.-A., and Marchandise, A.: Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modelling efficiency and initial soil moisture conditions estimation, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 157–170, doi:10.5194/nhess-11-157-2011, 2011.
- Vieux, B. and Bedient, P.: Assessing urban hydrologic prediction accuracy through event reconstruction, *J. Hydrol.*, 299, 217–236, 2004.
- Vrugt, J., Diks, C., Gupta, H., Bouten, W., and Verstraten, J.: Improved treatment of uncertainty in hydrologic modeling: Combining the strengths of global optimization and data assimilation, *Water Resour. Res.*, 41, 1–17, 2005.
- Weerts, A. and El Serafy, G.: Particle filtering and ensemble Kalman filtering for state updating with hydrological conceptual rainfall-runoff models, *Water Resour. Res.*, 42, 1–17, 2006.
- Wilson, J. W. and Brandes, E.: Radar Measurement of Rainfall – A Summary, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 60, 1048–1060, 1979.
- Zoccatelli, D., Borga, M., Zanon, F., Antonescu, B., and Stancalie, G.: Which rainfall spatial information for flash flood response modelling? A numerical investigation based on data from the Carpathian range, Romania, *J. Hydrol.*, 394, 148–161, 2010.

2.3 Perspectives sur les précipitations futures

Au cours de cette étude, nous avons établi que des erreurs peuvent venir des précipitations, de la paramétrisation (pour une considération plus complète de ce sujet voir Coustau et al. (2013)), ou des observations. En particulier, les précipitations contiennent des erreurs aléatoires et variables dans l'espace en plus d'un biais moyen. La prochaine étape de l'étude hydrologique consiste à utiliser les sorties issues de la modélisation climatique à haute résolution, dont nous aborderons la capacité à reproduire les précipitations extrêmes actuelles dans le chapitre suivant. Les données de précipitation futures seront corrigées par une méthode de correction de biais de type perturbation de quantiles avant d'être fournies en entrée du modèle hydrologique. Compte tenu des incertitudes inhérentes aux précipitations radar découvertes pendant cette première étape, nous avons jugé prudent d'utiliser les précipitations au sol dans la correction des précipitations futures.

L'utilisation des précipitations futures permet de tester le modèle hydrologique sous des conditions climatiques soumises à une incertitude beaucoup plus forte que dans nos jeux d'observation actuels. Dans ce cas, nous sommes contraints par l'absence d'observations de débit et par l'impossibilité d'utiliser l'assimilation de données pour corriger le modèle hydrologique. L'assimilation de données telle qu'elle est pratiquée dans ce chapitre a peu de sens pour les précipitations futures car les corrections qu'elle produit ne peuvent être ni réalisées ni validées sans observations de débit. En plus, les précipitations futures du modèle hydrologique sont précisées par un modèle climatique régional à partir de conditions initiales et de conditions aux frontières fournies par un modèle climatique global. Le choix de ces deux modèles représente une très grande source d'incertitude dont nous ne sommes pas capables d'estimer l'ampleur dans le cadre de cette thèse. Seule l'utilisation de multiples paires de modèles climatiques globaux et de modèles climatiques régionaux permettrait d'estimer cette source d'incertitude.

Une autre source d'incertitude importante sur la période future est l'initialisation de l'état hydrique du modèle hydrologique (Coustau et al., 2013). Dans le cadre de l'étude d'impact du changement climatique, des tests de sensibilité sont réalisés sur l'initialisation du modèle afin de mettre en évidence cette source d'incertitude. L'ajout d'un modèle hydrogéologique dans la chaîne de modélisation permettrait de modéliser l'état hydrique du bassin versant à partir des champs atmosphériques issus de la modélisation climatique régionale. La modélisation hydrogéologique ne sera pas abordée dans le cadre de cette thèse.

3 Conclusion

L'application d'une méthode d'assimilation de données permet de corriger les précipitations radar en entrée d'un modèle hydrologique conceptuel à réservoirs, événementiel, parcimonieux et distribué sur le bassin versant du Lez. L'état initial du réservoir sol est soit calibré à partir des pluviomètres et des images radar de haute qualité, soit par des indicateurs de l'état hydrique du bassin. Quand le niveau du réservoir sol est calibré et toutes les données de débit de l'épisode de crue sont assimilées, l'assimilation améliore sensiblement les débits simulés et a une meilleure performance que les pluies corrigées par le Mean Field Bias (MFB). En mode pseudo-

prévision, nous avons des informations incomplètes sur les débits (jusqu'à 3h avant le pic de crue) et le modèle hydrologique est initialisé à partir de l'état hydrique du bassin. L'apport de l'assimilation est alors dégradé par les incertitudes sur les observations et sur le niveau du réservoir sol auxquelles le modèle est très sensible (Coustau et al., 2013). Toutefois, l'algorithme est capable d'améliorer les débits en mode prévision. La simplicité du modèle hydrologique et de la méthode d'assimilation de données sont deux limitations de cette étude. L'application d'une correction invariante dans l'espace et dans le temps, limite l'utilité de cette correction pour des erreurs de précipitation aléatoires. Comme le Mean Field Bias (MFB) , cette correction ne concerne que le biais moyen.

Dans la prochaine étape de cette thèse, le modèle hydrologique sur le Lez sera utilisé en tant que modèle d'impact. Les incertitudes sur les pluies radars, mises en évidence par l'assimilation de données, font que ces précipitations sont moins adaptées à une étude d'impact, malgré leur résolution supérieure. Nous avons donc décidé d'utiliser les données pluviométriques pour l'application d'une méthode de correction de biais dans la suite de cette thèse. Des perturbations seront appliquées à l'initialisation de l'état du réservoir sol du modèle afin de mesurer une partie de l'incertitude dans les résultats.

Chapitre 4

La valeur ajoutée de la modélisation régionale à haute résolution

1 Introduction

Les précipitations futures sur le bassin versant du Lez sont modélisées par un modèle climatique régional à haute résolution. Ce modèle permet de faire le lien entre l'échelle du bassin versant modélisé à une résolution de 75 m et la modélisation climatique globale à l'ordre d'une centaine de kilomètres. La haute résolution devrait mieux résoudre les variations du climat local, qui jouent un rôle dans l'hydrologie du bassin versant du Lez.

Cependant, il est nécessaire de vérifier que la modélisation climatique régionale à haute résolution reproduit de manière fiable la climatologie des précipitations sur la France et en particulier au sud de la France où se trouve le bassin d'étude. La résolution d'un modèle climatique joue un rôle important dans la simulation des précipitations qui sont un phénomène physique et dynamique complexe. Une meilleure résolution peut jouer sur les précipitations orographiques, mieux reproduites sur les régions où la topographie change brusquement (régions côtières, reliefs accidentés). La meilleure résolution des phénomènes locaux peut ensuite se répercuter sur les champs atmosphériques moyens, mais ce n'est pas toujours le cas. En changeant de résolution, il est nécessaire de vérifier que les nouvelles simulations présentent un apport par rapport aux simulations de plus basse résolution et de comprendre les biais possibles. Ce type d'étude est souvent connu sous le nom de « valeur ajoutée ».

Dans ce chapitre, nous considérons l'apport de la modélisation climatique régionale à haute résolution pour la reproduction des extrêmes de précipitation au sud de la France dans le contexte d'une étude de valeur ajoutée. Cette étude s'inscrit dans les objectifs généraux de cette thèse, car elle permet de mieux comprendre les incertitudes associées aux précipitations issues de la modélisation climatique régionale. Précédemment, nous avons évalué l'incertitude des précipitations observées par radar dans le contexte de la modélisation hydrologique. Ici, l'incertitude liée à la régionalisation des données climatiques est évaluée en vue d'une étude d'impact du changement climatique sur l'hydrologie. Dans l'étude d'impact à venir, les précipitations issues de la modélisation climatique régionale à haute résolution seront fournies en entrée d'un modèle hydrologique.

2 Article soumis à Climate Dynamics

2.1 Résumé

L'objectif de cet article est de démontrer l'apport de la haute résolution du modèle climatique régional ALADIN du CNRM (Bubnova et al., 1993) pour la modélisation des précipitations extrêmes sur la France. La version de l'article présentée ici a été modifiée par rapport à la première version soumise à Climate Dynamics afin de prendre en compte les révisions demandées dans le cadre du processus de soumission. Cette démonstration passe par une étude de valeur ajoutée. Dans le cadre de cette thèse, la valeur ajoutée fait référence à la capacité d'un modèle à haute résolution d'améliorer la représentation de l'atmosphère par rapport au même modèle à une résolution plus basse. Les observations de l'atmosphère sont la référence qui permet d'estimer l'apport de la haute résolution.

Un apport marqué de la haute résolution est attendu sur les régions côtières et les forts reliefs où la fine structure du terrain impacte les précipitations locales. L'amélioration aux échelles locales peut ensuite se répercuter sur les champs de précipitation moyens. Dans certains cas, la haute résolution présente peu d'avantages pour les champs atmosphériques moyens, déjà suffisamment résolus par les modèles à plus basse résolution. Cette étude se focalise plus particulièrement sur la valeur ajoutée de la haute résolution pour la simulation des précipitations extrêmes à l'origine des crues éclair. Ensuite, différentes sources de cette valeur ajoutée sont considérées : la circulation grande-échelle, l'humidité en basse couche, les précipitations sous-maille et une meilleure résolution du relief.

L'étude utilise deux résolutions d'ALADIN, 50 et 12 km, dont les simulations ont été réalisées dans le cadre de l'expérience internationale Med-CORDEX. Sur toute la France, la haute résolution améliore la distribution des précipitations et en particulier les précipitations intenses. Sur la climatologie des précipitations sur la France, la haute résolution n'améliore pas les résultats et son impact sur le nombre de jours sans précipitation est mineur. En été et au printemps, le biais humide d'ALADIN est pire avec le pilotage spectral, particulièrement pour la haute résolution, ce qui suggère la présence d'une compensation d'erreurs entre les grandes échelles développées dans ALADIN et le biais humide.

La haute résolution simule mieux les précipitations extrêmes pendant la saison SOND sur plusieurs régions au Sud de la France : le Sud-est, la Provence et les Cévennes. Pour la saison SOND, peu de valeur ajoutée est observée sur les Pyrénées-Orientales, sauf dans le cas où le pilotage spectral est appliqué pour mieux contraindre la grande échelle du modèle. Ces résultats suggèrent que la circulation est défavorable aux extrêmes de précipitation sur les Pyrénées-Orientales dans ALADIN 12 km. Cette suspicion est confirmée par les composites de géopotential à 500 hPa et du flux d'humidité en basse couche.

La circulation synoptique d'ALADIN 12 km a un impact neutre ou légèrement négatif sur les précipitations intenses sur les régions du sud-est, de la Provence et des Cévennes. L'impact du flux d'humidité en basse couche est également mineur. Sur ces régions, nous écartons la circulation grande-échelle et le flux d'humidité en basse couche comme des sources de valeur ajoutée. Sur les Pyrénées-Orientales, la circulation synoptique est associée à une réduction de la circulation en provenance du Sud et une réduction du flux d'humidité en basse couche sur la région côtière

du Sud-est de la France. Ces conditions expliquent l'apport du pilotage spectral sur cette région.

Le rôle du relief et du schéma de convection dans la valeur ajoutée sont démontrés à travers une comparaison des précipitations entre deux régions : le nord-ouest et le sud-est de la France. Le nord-ouest est une région avec un relief peu accidenté où les précipitations sont déterminées principalement par la circulation grande échelle en saison froide (SOND, DJF). En saison chaude, la convection joue un rôle important dans la génération des précipitations et la circulation grande échelle est moins favorable au développement des systèmes frontaux, les précipitations convectives des orages locaux sont donc favorisées. En saison froide, peu d'apport est attendu de la haute résolution en région nord-ouest, tandis qu'une amélioration des précipitations est possible pendant la saison chaude quand les précipitations sous-maille, qui dépendent de la résolution du modèle climatique régional, jouent un rôle plus important. Les précipitations sous-maille (à priori dues à la convection) sont paramétrisées par le schéma de Bougeault (1985) avec une fermeture de type Kuo (1965). Le paramètre qui contrôle la proportion de la convergence d'humidité utilisé dans la fermeture du schéma est différent dans les deux résolutions d'ALADIN. Il est possible que cette différence impacte la quantité de précipitations sous-maille. Sur des régions plus accidentées, un apport de la haute résolution est constaté en saison froide, car la présence du relief modifie les précipitations en toute saison. Au nord-ouest, l'apport de la haute résolution n'est pas significatif en saison froide tandis qu'il l'est en saison chaude, ce qui suggère une différence dans les précipitations sous-maille entre les deux résolutions. Les différences entre le nord-ouest et le sud-est en saison froide suggèrent que le relief joue un rôle non-négligeable dans l'apport de la haute résolution pour la simulation des précipitations extrêmes.

La distribution et le pourcentage des précipitations sous-maille issues du schéma de convection permettent de confirmer les résultats de la région nord-ouest. La haute résolution contient un pourcentage plus important des précipitations sous-maille sur toute la distribution. La haute résolution est également capable de produire des précipitations sous-maille d'une intensité de 70 mm j^{-1} ou plus, tandis que ALADIN 50 km ne contient pas des précipitations sous-maille au dessus de 50 mm j^{-1} . La haute résolution simule plus d'événements de précipitation intense pour les précipitations sous-maille et les précipitations résolues que le modèle à 50 km. Moins d'événements de précipitations faibles sont présents dans la haute résolution. Cette observation est cohérente avec la tendance générale de la haute résolution à produire plus d'événements de précipitations intenses et moins d'événements de précipitations faibles que ALADIN 50 km pour les précipitations totales (résolue et sous-maille). Les changements au pourcentage des précipitations sous-maille et à leur distribution suggèrent que ces précipitations sont une possible source de la valeur ajoutée de la haute résolution.

La haute résolution permet d'améliorer les précipitations intenses au Sud-est de la France. Cette amélioration n'est pas visible à l'échelle des précipitations moyennes. Le relief et le schéma de convection sont probablement les sources principales de la valeur ajoutée. Ni la circulation ni l'humidité en basse couche ne jouent un rôle important dans la différence entre les deux résolutions. Il serait toutefois intéressant par la suite d'étudier plus en détail la circulation grande échelle produite dans ALADIN, car cette dernière peut impacter les précipitations comme dans le cas des

Pyénées-Orientales. Une étude plus détaillée des précipitations sous-maille est une autre piste possible pour la suite de ces recherches, en particulier à des échelles de temps en dessous d'une journée qui n'ont pas été considérées dans le cadre de cette thèse.

2.2 Article

1 **The impact of regional climate model resolution on the reproduction of daily**
2 **precipitation extremes over France**

3

4 Elizabeth Harader¹, Sophie Ricci¹, Valérie Borrell Estupina², Julien Boé¹, Laurent Terray¹,
5 Jeanne Colin³, Samuel Somot³, Clotilde Dubois³

6

7 ¹ CERFACS/CNRS, SUC URA1875, 42 Av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France

8 ² Laboratoire Hydrosociences Montpellier, CNRS-IRD-UM1-UM2 – UMR5569, CC 057,
9 Université Montpellier 2, Maison des Sciences de l'Eau, Place Eugene Bataillon, 34095
10 Montpellier Cedex 5, France

11 ³ CNRM/GAME, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

12

13 **Key words** regional climate modelling, value added, extreme precipitation, extreme rainfall,

14

15 Mediterranean, France

16

17

18

19 **Abstract**

20

21 The Mediterranean region of southern France experiences extreme precipitation in

22

23 autumn and winter, often associated with flash floods. Simulations produced by the ALADIN

24

25 regional climate model as part of the Med-CORDEX and HyMeX initiatives were studied in

26

27 order to determine the added value of an increased resolution for the simulation of

28

29 precipitation extremes over this region. Two resolutions were considered: 12 km and 50 km

30

using the SAFRAN reanalysis as a reference. Compared to ALADIN 50 km, ALADIN 12 km

added value for the simulation of precipitation extremes over Southeast France, Provence

and the Cévennes (southern extent of the Massif Central) during the extended autumn

(SOND) season and improved the representation of intense precipitation over all of France

for all seasons combined. Spectral nudging did not limit the added value of ALADIN 12 km

and improved results in certain cases. Little or no added value was detected in the mean 30-

year precipitation climatology (1981-2010), regional biases, RMSE and the number of days

without precipitation (dry days). The main sources of added value were the increased

resolution the relief and the subgrid precipitation. ALADIN 12 km produced a greater

31 percentage of subgrid precipitation than ALADIN 50 km over all precipitation intensities.
32 Changes in upper level geopotential height anomalies and low level humidity flux anomalies
33 had either little impact or a slightly negative impact on precipitation extremes in ALADIN 12
34 km compared to ALADIN 50 km during the SOND season.

35

36 **1 Introduction**

37 Extreme rainfall over the northern Mediterranean coastline is often associated with
38 violent flash floods. Near the French Mediterranean coastline, daily precipitation intensities
39 can reach over 150 mm as often as 10 times per year (Ricard et al., 2012). Compared to flash
40 floods in inland Europe, the Mediterranean region tends to experience more intense events
41 and the timing of rainfall episodes is shifted from summer to fall and early winter (Marchi et
42 al. 2010; Gaume et al. 2009). Frei and Schär (1998) show that during the fall season local
43 precipitation maxima are located near the Cévennes and the Alpine foothills in southern
44 France. The sustained transport of moisture to affected areas is one of the key components
45 in high precipitation totals (Jansa et al., 2001). For southern France cases, an upper level
46 trough is often located to the Northwest of the affected region, centred near the bay of
47 Biscay, favouring the south to south-easterly flux that carries low level moisture-laden flow
48 to the coastline, where nearby mountains destabilize the air column due to orographic
49 uplifting (Trapero et al. 2013; Nuissier et al. 2011). The intensity of these events is
50 determined by the persistence of the low-level flow feeding of the precipitating system
51 (Ricard et al. 2012). The presence of a high pressure system over central and eastern Europe
52 may help to ensure the persistence of the synoptic scale trough and the associated low level
53 circulation pattern. Moisture sources for intense Mediterranean rainfall include the
54 Mediterranean Sea and the tropics in addition to the nearby eastern Atlantic ocean

55 (Duffourg and Ducrocq 2011; Winschall et al. 2014). The contribution of each moisture
56 source depends on the large scale conditions that prevail before heavy rainfall events. Local
57 Mediterranean sources dominate when cyclonic conditions are present before heavy rainfall
58 events and a more balanced mix between local and remote sources, usually composed
59 primarily of Atlantic Ocean moisture, occurs when anticyclonic conditions are present
60 (Duffourg and Ducrocq 2011).

61 The use of Regional Climate Models (RCMs) may help to improve current
62 understanding and model representation of the climatology of extreme precipitation in the
63 Mediterranean region and the driving factors behind it as finer spatial scales are represented
64 compared to Global Climate Models (GCMs). Refining the spatial resolution may also impact
65 a multitude of scales, including the synoptic scales, which play an important role in fall
66 moisture transport for heavy precipitation events in the western Mediterranean. The
67 European community has contributed two multi-model regional modelling projects:
68 Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change
69 Risks and Effects (PRUDENCE) at 50 km (Christensen et al. 2002) and ENSEMBLE-based
70 Predictions of Climate Changes and their Impacts (ENSEMBLES) at 25km (Hewitt and Griggs
71 2004). Over North America, the North American Regional Climate Change Assessment
72 Program (NARCCAP) provides 50 km multi-model regional climate simulations covering
73 Canada, the United States and Mexico (Mearns et al. 2009). The Coordinated Regional
74 Climate Downscaling Experiment (CORDEX) regionalisation project (Giorgi et al. 2009) is an
75 ongoing international effort that includes domains on all continents. The Med-CORDEX
76 simulations used in this experiment are part of the Mediterranean domain within the
77 CORDEX framework. The Med-CORDEX initiative was developed within the HyMeX project

78 which aims to study the hydrological cycle in the Mediterranean region (Drobinski et al.
79 2014).

80 Increasing the resolution of climate simulations using RCMs does not guarantee an
81 improved representation of atmospheric processes and variables. Thus, RCM simulations
82 must be evaluated using observed climate variables or high resolution global versions of the
83 same model (big brother protocol, Diaconescu et al. (2007)), which are considered to be the
84 true values of the atmospheric variables in question, in order to demonstrate that RCMs add
85 value compared to the driving general circulation model, lower resolution RCMs, lower
86 resolution analyses or spatially filtered fields from a global version of the high resolution
87 RCM. In this paper, we will most often refer to the added value as the capacity of a higher
88 resolution model to produce atmospheric fields which reduce error compared to a lower
89 resolution product using a selected benchmark and a specific variable. These improvements
90 may or may not translate to improved physical or dynamic processes. However, this type of
91 improvement is often difficult to demonstrate and may be more appropriate for process
92 studies using mesoscale models.

93 Previous studies have shown that the added value of RCMs tends to be concentrated
94 over coastlines and mountainous regions where small scale orographic details improve
95 mesoscale weather features (Feser et al. 2011); however, certain studies have also found
96 that the added value with RCMs is visible in larger scales. Herrmann et al. (2011) found that
97 downscaling analysis data from 125 km to 50 km using an RCM added value to wind speed
98 estimations both locally and over the entire domain. In the same study, improving the RCM
99 resolution from 50 km to 10 km produced only local improvements. Using several regional
100 climate models at resolutions near 50 km, Frei et al. (2003) showed that RCMs were able to
101 simulate major mesoscale precipitation processes in the Alps that were not solely the result

102 of relief dependent effects. These findings were later confirmed in Frei et al. (2006). In a
103 study using the imperfect and perfect big brother protocol, Diaconescu and Laprise (2013)
104 found that the Canadian regional climate model, CRCM5, was able to reduce errors in the
105 large scales when errors were present in the lateral boundary conditions (LBC) for
106 precipitation and specific humidity. However, for wind, improvements with regional
107 modelling were reduced as higher wind levels were considered and error was found to
108 increase at the jet stream level. The results of Diaconescu and Laprise (2013), which are
109 based on RCM simulations over a very large domain, may not be typical. Due to the
110 dependence of the added value on the scales and the resolutions over which the added
111 value is being determined, it is important to consider multiple scales in any added value
112 study and to acknowledge that the results may not be applicable to other variables or
113 analyses.

114 In particular, the value added by RCMs to precipitation fields has been shown to be
115 heavily dependent on the temporal and spatial fields selected for the analysis. Results from
116 the multi-model analysis of the 50 km CORDEX-Africa simulations show that model mean
117 precipitation outperforms the ERAI reanalysis, though this may be due to the cancellation of
118 errors between the individual models (Endris et al. 2013; Nikulin et al. 2012). When
119 considering sub-daily scales, Nikulin et al. (2012) found that most models failed to correctly
120 represent the diurnal cycle of precipitation. Non-convection resolving model runs have
121 difficulty in resolving the distribution of sub-daily precipitation, as shown by Hanel and
122 Buishand (2010) in the case of the ENSEMBLES project (25 km). When the model resolution
123 is reduced to permit resolved convection, sub-daily rainfall dynamics are improved (Chan et
124 al. 2014; Kendon et al. 2014; Prein et al., 2013). For the 12 km and 1.2 km resolutions of the
125 Met Office Unified Model, the advantages of resolved convection are not detectable at the

126 daily level (Chan et al. 2013). The season selected may also influence results. As the
127 resolution is increased, the representation of warm season precipitation may be improved
128 due to a better resolution of small weather phenomena (Prein et al. 2013). Déqué and
129 Somot (2008) found a clear added value for 99.9th percentile precipitation over France
130 during the summer when ALADIN's resolution is increased from 50 km to 12 km, while the
131 two resolutions had similar performances during the cold season. However, changes in the
132 precipitation, which depends on regional climate and smaller-scale processes, may be
133 present even during the northern hemisphere cold season (Gutowski et al. 2010). Increases
134 in resolution are also associated with improved precipitation in mountainous regions, where
135 the altitude changes rapidly (Di Luca et al 2012). The domain size, the choice of the driving
136 atmospheric (oceanic) fields, and the use of spectral nudging also determine the capacity of
137 the regional model to represent precipitation. In the case of the ALADIN model, Colin et al.
138 (2010) demonstrate that domain size and the use of spectral nudging do not impact the
139 quality of simulated precipitation over Europe for all seasons. Csima and Horányi (2008)
140 show that errors in summer precipitation over the Carpathian basin are reduced when the
141 same physics are used in the driving model and the RCM, as compared to using ERA-40
142 lateral boundary conditions. The dependence of rainfall on seasonal processes and multiple
143 time scales, which differ based on the geographical location selected, suggests that added
144 value for precipitation must be carefully demonstrated within a certain geographical,
145 seasonal and temporal context.

146 In this study, we will evaluate the added value of an increased resolution in the
147 ALADIN model for the simulation of precipitation over France, with a focus on extreme
148 events in the French Mediterranean region. This information is of special interest due to the
149 incidence of flash floods in this region and concern over the evolution of flooding under the

150 influence of climate change. Furthermore, an in-depth analysis of the ALADIN 12 km
151 simulations with regards to precipitation extremes over the Med-CORDEX domain has yet to
152 be completed and is necessary for the continued development of the model and further
153 comparisons in the context of the Med-CORDEX project. Another reason for selecting France
154 as a study region was the availability of a high resolution analysis product, SAFRAN. This
155 product provides precipitation and other surface variables over all of France since 1958 at an
156 8 km resolution and an hourly time step (Quintana-Seguí et al. 2008). Unfortunately, there is
157 no high resolution analysis available over the entire Mediterranean region. Thus, we
158 selected France as a focus region in order to improve our understanding of the added value
159 of high resolution regional modelling for the reproduction of extreme Mediterranean
160 precipitation, while acknowledging that our results are dependent on the region selected
161 and that further studies will be necessary to confirm these results for other Mediterranean
162 countries. The model selected for this study is the ALADIN model (Bubnova et al. 1993),
163 developed by Météo-France, using 12 km and 50 km resolutions.

164 This study is organised as follows: the ALADIN model, the observational data and the
165 framework of this study will be presented in Sect. 2. Results will be presented in Sect. 3, with
166 a discussion of the value added to the simulation of average precipitation in Sect. 3.1, the
167 value added to the distribution of precipitation in Sect. 3.2 and, finally the sources of added
168 value in Sect. 3.3. A discussion of the results will be presented in Sect. 4 followed by some
169 conclusions and possibilities for further study.

170

171 **2 Materials and Methods**

172 ***2.1 The regional climate model***

173 The French National Meteorological Research Centre (CNRM) performed simulations
174 for the Med-CORDEX regional downscaling experiment (data can be downloaded at
175 www.medcordex.eu) using version 5.2 of the ALADIN-Climate RCM (*Aire Limitée Adaptation*
176 *dynamique Développement InterNational*, translation: limited area, dynamic adaptation and
177 international development) (Colin et al. 2010; Herrmann et al. 2011). In this study, we
178 consider the evaluation simulation which spans from 1979 to 2013 and uses the ECMWF
179 ERAI reanalysis (Dee et al. 2011) to provide boundary conditions. ALADIN is a bi-spectral,
180 semi-implicit, semi-Lagrangian model with a terrain-following pressure hybrid vertical
181 coordinate (Bubnova et al. 1993). In its climate version, ALADIN shares the same physics as
182 the ARPEGE-Climate (*Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle*, translation: small
183 scale and large scale research project) model (Déqué et al. 1994) and can be considered as a
184 regional version of the later.

185 ALADIN simulations are available over the Med-CORDEX domain (Ruti et al., under
186 review) shown in Fig. 1b,c at two resolutions: 12 km and 50 km, with and without spectral
187 nudging. Surface pressure, 3D specific humidity, 3D temperature, 3D wind divergence and
188 3D wind vorticity are relaxed to boundary conditions using the Davies (1976) method over an
189 8-point relaxation zone outside the Med-CORDEX domain. Outside the relaxation zone, an 11
190 point bi-periodisation zone is included on the northern and eastern sides of the domain in
191 order to ensure the continuity of the domain in Fourier space. The convection scheme is
192 based on Bougeault (1985) with a Kuo type closure (Kuo 1965). The tuning parameter which
193 determines the reduction of the moisture convergence fed to the convection scheme is set
194 at 50000 for the 50 km model simulations and at 10000 for the 12 km model simulations in
195 order to account for the change in the resolution. This parameter modulates the humidity
196 convergence taken into account in the closure of the parameterisation of deep convection

197 and allows the user to tune the inhibition of convection. In stretched grid simulations, Daloz
198 et al. (2012) shows that the inhibition of convection is necessary for the correct
199 representation of precipitation. A description of the parameterisation of ALADIN and its
200 global version ARPEGE can be found at <http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI->
201 [V5.2/index.html](http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-V5.2/index.html).

202 Simulations with spectral nudging were also available. When applied, spectral
203 nudging was used to constrain prognostic variables using the driving reanalysis (ERA-I). In this
204 case, the RCM's development of its own large scales is limited by relaxing the RCM towards
205 the driving model's large scales. The temperature, specific humidity, vorticity, divergence
206 and surface pressure are nudged. Maximum e-folding times are 6 hours for the vorticity, 24
207 hours for the temperature, specific humidity and surface pressure and 48 hours for the
208 divergence (Herrmann et al. 2011; Sevault et al. 2014). Spectral nudging linearly increases
209 from 850 to 700 hPa with a maximum e-folding time at 700 hPa. The horizontal scales
210 affected are range from 640 to 1280 km, with nudging at 0 for scales finer than this range.
211 Further details on the scheme can be found in Radu et al. (2008), Colin et al. (2010),
212 Herrmann (2011) or Sevault et al. (2014). In the rest of the text, the term 'nudged' refers
213 specifically to simulations with spectral nudging and not to other types of nudging.

214 The 12 and 50 km ALADIN simulations over the Med-CORDEX domain have already
215 been evaluated in several recent studies. Trambly et al. (2013) used ALADIN 50 and 12 km
216 simulations to study the impact of climate change on the hydrology of a Moroccan
217 catchment. No clear added value was found with ALADIN 12 km in this case. Houpert et al.
218 (in press) used the air-sea fluxes of ALADIN 12 km run to close the Mediterranean Sea heat
219 budget. Nabat et al. (2015) evaluated the performance of ALADIN 50 km over Europe for
220 several atmospheric variables (mean sea level pressure, 2 m temperature, precipitation,

221 wind, cloud cover, shortwave and longwave radiation). A dedicated study focusing on the
222 representation of heavy precipitation events over France using the ALADIN 12 and 50 km
223 simulations has not yet been completed.

224

225 **2.2 Data**

226 The ERAI gridded reanalysis was used to provide boundary and initial conditions to
227 ALADIN-Climate for the period 1979-2013. The reanalysis uses the ECMWF IFS forecast
228 model combined with atmospheric observations using a 4D-var assimilation algorithm.

229 To evaluate RCM precipitation over France, simulations were compared to SAFRAN,
230 a reanalysis of surface variables produced by Météo-France. SAFRAN is an 8 km gridded
231 product which provides precipitation data over France at daily and sub-daily time steps as
232 well as various other atmospheric variables (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010).
233 Variables are provided as averages over the grid cell area. The reanalysis is available since
234 1958 until the present period. Originally designed for avalanche prediction, SAFRAN employs
235 an optimal interpolation method over climatically homogenous zones in order to analyse
236 precipitation observations using climatologic fields as a first guess. The use of climatically
237 homogeneous zones is a weakness of SAFRAN and may reduce the effective resolution of
238 this product. The analysis is performed daily and interpolated to an hourly time step. In this
239 study, only daily data was used. SAFRAN data are produced daily as an operational analysis
240 or monthly as a reanalysis using delayed observations. SAFRAN has the advantage of being at
241 a temporal and spatial scale that is appropriate for regional modelling and impact studies
242 (Quintana-Seguí et al. 2008). This product also includes more station data than other
243 analyses commonly used for precipitation studies, such as CRU (Harris et al. 2014) and E-OBS
244 (Haylock et al. 2008).

245

246 **2.3 Study framework**

247 In order to study the representation of precipitation in the two ALADIN simulations,
248 several measures of performance were considered: bias and root mean squared error
249 (RMSE), the number of days without precipitation, the number of extreme events, the
250 distribution of precipitation by bins, and quantiles. Possible sources of differences between
251 the two simulations were then considered using composites of the upper level geopotential
252 and low level humidity flux and circulation, comparisons of precipitation quantiles between
253 contrasting regions of France, and the distribution and percentage of subgrid precipitation.
254 Analyses were calculated over the 30 year period from 1981 to 2010.

255 Bias and RMSE were calculated using monthly precipitation in mm d^{-1} , while all other
256 analyses use daily precipitation. Days without precipitation are calculated using a threshold
257 of 0.1 mm d^{-1} . Thresholds of 1 mm d^{-1} , 0.5 mm d^{-1} , and 0.01 mm d^{-1} were also tested. A
258 notable increase in the ALADIN bias occurred when the threshold was reduced from 0.1 mm
259 d^{-1} to 0.01 mm d^{-1} , while little change occurred in the number of SAFRAN dry days between
260 these two thresholds. As the threshold value increases, the number of SAFRAN dry days
261 increases as well, but changes to the model bias are relatively minor.

262 The distribution of precipitation was considered by counting the number of grid cells
263 included in each bin for each time step (number of events). The number of events was then
264 totalled over the 30 year period from 1981 to 2010. 2 mm d^{-1} wide equidistant bins were
265 used.

266 The number of extreme events was calculated for two types of events: Heavy
267 Precipitation Events (HPE) during which the daily precipitation exceeds the 99th percentile
268 over a certain number of grid cells and Significant Rainfall Events (SRE) during which the daily

269 precipitation exceeds the 97th percentile. The number of grid cells is based on the grid used.
270 Simulations and the SAFRAN reanalysis are compared on two grids: the 8 km SAFRAN grid
271 and the 50 km ALADIN grid. When simulations are compared on the 8 km SAFRAN grid, at
272 least two grid cells must exceed the given percentile. On the 50 km ALADIN grid, at least one
273 grid cell must exceed the given percentile. Only one grid cell is needed to count an event on
274 the 50 km grid since the grid cell area is much larger in this case (2500 km² vs 64 km²). All
275 simulations are interpolated onto a common grid before calculating the number of events.
276 The definition of extreme events in this study is similar to the one used by Nuisser et al.
277 (2011) for rain gauge data with some adaptations. The intensity of HPE events has been
278 lowered in this study from the 99.9th percentile to the 99th percentile to account for the
279 shorter period used. Since simulations and not gauge data were used in this study, no
280 minimum distance was required between two grid cells (in the case of the 8km SAFRAN grid)
281 and only one grid cell is necessary to count an event for the 50 km grid.

282 Quantiles were calculated for daily precipitation using Hazen's formula:

$$p_i = \frac{(i - 0.5)}{n},$$

283 where p is the plotting position, i is the index in the sorted daily precipitation and n is the
284 sample size. In the case of fractional indices, quantiles were linearly interpolated between
285 two data points. Before calculating quantiles, data was pooled over the selected regions in
286 Fig. 1a. Thus, quantiles were computed using a sample size equal to the number of grid cells
287 over the region multiplied by the number of daily time steps over the 30 year period. The
288 effective sample size may be less due to spatial correlation between points. When possible,
289 the pooling method is preferred as it provides more robust quantiles than those computed
290 over a single grid cell (Colin et al. 2010). Only days with more than 0.1 mm of precipitation

291 (wet days) are considered in the quantile calculation. Quantiles are calculated on the native
292 grids of ALADIN and SAFRAN.

293 Composites of the geopotential height at 500 hPa and the humidity flux at 925 hPa
294 were calculated using days associated with heavy precipitation events. When pooled
295 precipitation quantiles are calculated over a certain region, the sample is composed of 30
296 years of simulated data over the region in question. Each data point of the sorted sample of
297 precipitation is then a grid cell from somewhere over the given region for a date from the
298 thirty year period from 1981 to 2010. For 97th percentile composites, we use the
299 geopotential height or humidity flux for the dates of the 97th percentile precipitation or
300 greater in the sorted sample. For 99th percentile composites, dates associated with 99th
301 percentile precipitation or greater over the region of interest were used. Since data is pooled
302 over the region of interest in order to calculate quantiles, days can be included more than
303 once in the composite calculation. In this case, these days will have a greater weight in the
304 composite.

305 For certain comparisons (bias and root mean squared error (RMSE), HPE and SRE
306 events, 30 year precipitation climatology, number of dry days, distribution of daily
307 precipitation using bins of rainfall intensity), ALADIN data on a 12 km or 50 km curvilinear
308 Lambert grid were interpolated onto the 8 km SAFRAN grid (also Lambert). ERAI was also
309 interpolated from a 0.75° Gaussian grid to the 8 km grid. The 8 km SAFRAN grid was used for
310 comparisons in order to consider the value added by ALADIN 12 km at small scales. The
311 value added by regional modelling can be considered at small or large scales (Laprise et al.,
312 2008). For quantiles, data was left on its native grid. For composites of the geopotential
313 height at 500 hPa and the humidity flux at 925 hPa, ALADIN 12 km was interpolated onto
314 the 50 km grid. All interpolations were performed with a patch recovery method since this

315 method preserves the values and derivatives of the data being interpolated better than the
316 bilinear interpolation method (Balaji et al., 2012). In comparisons of bilinear, conservative and
317 patch interpolation methods for the interpolation of ALADIN 12 km data onto the 8 km
318 SAFRAN grid (not shown), differences between quantiles of precipitation were small. The
319 patch recovery method uses a least squares algorithm to construct a polynomial patch for
320 each corner node of the source grid. The bilinear weighted average of the source
321 polynomials is then calculated to generate the value at the destination point.

322 The significance of the differences between ALADIN 12 km (hereafter referred to as
323 AL12 for the simulation without nudging and AL12-n for the version with spectral nudging),
324 ALADIN 50 km (hereafter referred to as AL50 for the simulation without nudging and AL50-n
325 for the nudged version), and SAFRAN (hereafter SAF) is determined using a 1000 member
326 block bootstrap to resample 30 years of data following the method of Chan et al. (2013). The
327 spatial correlation of data is taken into account by resampling blocks over the region being
328 considered (the entire ALADIN domain, France or sub-regions over France). The temporal
329 correlation of rainfall data is taken into account differently depending on the analysis being
330 performed. For biases and the RMSE, calculated with monthly rainfall data, each time step is
331 considered to be independent. For all other analyses, excepting composites of geopotential
332 height and humidity flux, 3-month seasonal blocks are used. When simulations are
333 considered for all months combined, the block size is one year. For composites, events are
334 resampled over the events detected during the 30 period. These events are considered to be
335 independent. Results are significant when changes between two different distributions are
336 different from zero at the 5% level (two-sided).

337

338 **3 Results**

339 **3.1 Comparison of ALADIN seasonal mean precipitation with the SAFRAN reanalysis**

340 Fig. 2 shows seasonal averages for SAF for the period 1981-2010 and the biases of
341 AL12, AL50 and ERAI using SAF as a reference on the 8 km SAF grid. ALADIN simulations are
342 shown with and without spectral nudging. In general, the nudged simulations have an
343 increased wet bias during spring and summer which is reflected in the overall bias. Between
344 the 50 km and 12 km simulations, the humid bias during summer is notably increased.
345 Differences between SAF and model data are similar for ALADIN and ERAI during the winter
346 and fall, except for over certain mountainous regions (the Pyrenees and the Massif Central).
347 Fig. 3 presents the bias of AL12 and AL50 over Europe using the CRU climatology as a
348 reference. Both AL12 and AL50 present similar humid biases over Europe, with some small
349 scale differences between the two simulations.

350 Table 1 shows the bias and RMSE over the 7 regions of interest. Without spectral
351 nudging, AL12 increases the humid bias over France, southeast France and the Cévennes.
352 With spectral nudging, AL12 increases the humid bias over all regions, confirming the results
353 seen in Fig.2. Compared to AL50, the RMSE increases in AL12 over a minority of regions, with
354 non-significant differences over most regions. In general, the nudged simulations had lower
355 RMSE than the simulations without spectral nudging, although statistical tests were not
356 performed on nudged/non-nudged pairs.

357 The presence of increased wet biases in the case of the nudged simulations, may
358 suggest that the large scales being developed by ALADIN when the model is not nudged are
359 helping to compensate for a part of the wet bias. An example of the large scales in AL12
360 being associated with a reduction in precipitation intensity is given in Sect. 3.3.1 for the
361 Pyrénées-Orientales region.

362

363 **3.2 Impacts of the resolution on the rainfall distribution**

364 **3.2.1 Reproduction of dry and wet days**

365 The number of dry days (precipitation less than 0.1 mm.d^{-1}) in ALADIN compared to
366 the SAFRAN climatology is shown in Fig. 4. AL12 has significantly fewer dry days than SAF
367 and slightly more dry days than AL50. Differences between AL50 and AL12 are significant
368 over only a few points in southern France. AL12-n has fewer dry days than AL12 over
369 northern and central France. The differences between AL12-n and AL50-n shown in Fig. 4e
370 are similar to the differences between the simulations without nudging. Overall, changes in
371 the number of dry days are relatively minor when the resolution is increased from 50 km to
372 12 km. The only significant changes were observed near the Pyrenees, Massif Central, and
373 the Alps. Overall, the resolution does not greatly impact the number of dry days produced by
374 the model, excepting a few locally significant changes over mountainous regions in southern
375 France.

376

377 **3.2.2 Distribution of precipitation**

378 The empirical distribution of precipitation for nudged and non-nudged ALADIN
379 simulations compared to SAF is shown in Fig. 5 using 103 equidistant bins of daily
380 precipitation from 0 to 206 mm.d^{-1} (Fig. 5a,b,d) and 20 equidistant bins of daily rainfall from
381 0 to 2 mm.d^{-1} (Fig. 5c). The limit of 206 mm d^{-1} corresponds to the maximum precipitation in
382 AL12. The maximum precipitation in SAF is much greater (nearly 500 mm d^{-1}), however the
383 distribution becomes quite noisy around 160 mm d^{-1} . For very small precipitation values (Fig.
384 5c), AL12 and AL50 tend to produce more events than SAF, with AL12 values closer to AL50
385 than to SAF. For higher intensity precipitation (Fig. 5a), AL12 and AL50 go from simulating
386 too many events to too few events. AL12 significantly improves the representation of higher

387 intensity precipitation compared to AL50. Spectral nudging further improves the
388 reproduction of the precipitation distribution with AL12 (Fig. 5b). In general, for both the
389 nudged and non-nudged simulations, AL12 improves the distribution for a large range of
390 daily precipitation totals, with the largest changes occurring for the most extreme events.
391 When the results are interpolated onto the 50km grid, fewer significant differences occur
392 between AL12, AL50 and SAF, suggesting that part of AL12's added value is only at smaller
393 scales although the aggregation of AL12 onto the larger grid did not completely remove all
394 added value.

395

396 ***3.2.3 Quantiles of precipitation by region***

397 Per milles of two different seasons, SOND and DJF, were examined for four French
398 regions: Cévennes, Provence, Pyrénées-Orientales and Southeast (Figs. 6-7). The Cévennes,
399 Provence, Pyrénées-Orientales and Southeast regions were selected because they are
400 frequently affected by extreme precipitation, especially during the fall and winter seasons
401 (SOND, DJF).

402 During the SOND season (Fig. 6), AL12 significantly improves the representation of
403 upper precipitation quantiles compared to AL50 in Southeast France, the Cévennes and
404 Provence. In the Southeast and Cévennes régions, changes between AL12 and AL50 below
405 the 90th percentile are not significant. Over the Pyrénées Orientales region, differences
406 between AL12 and AL50 in the non-nudged case are insignificant over nearly the entire
407 distribution, even for upper precipitation quantiles. In the case with spectral nudging (not
408 shown), the added value becomes significant over the Pyrénées-Orientales region for upper
409 precipitation quantiles beyond the 99th percentile.

410 During the DJF season (Fig. 7), differences between AL12 and SAF are insignificant
411 beyond the 90th percentile over the Cévennes region, indicating that AL12 is able to
412 reproduce extreme precipitation satisfactorily (Fig. 7a). Over the Provence and Southeast
413 regions, upper precipitation quantiles are also significantly improved in AL12 (Fig. 7b,c).
414 During winter, AL12 does improve upper precipitation quantiles over the Pyrénées-
415 Orientales region compared to AL50. During winter, AL12 with spectral nudging (not shown)
416 significantly improves the added value over the non-nudged case for the Provence and
417 Pyrénées-Orientales regions.

418 Overall, improvements in the representation of precipitation quantiles due to an
419 increased resolution are greater during the winter than during the fall season. For most
420 regions, nudging (not shown) does not significantly impact SOND results. With the exception
421 of the exception of the Pyrénées-Orientales region during the DJF season, AL12 improves the
422 representation of upper precipitation quantiles compared to AL50. Differences between
423 nudged and non-nudged simulations over the Pyrénées-Orientales suggest that the large
424 scales developed in AL12 are associated with less intense upper precipitation quantiles over
425 this region. The large scales associated with extreme precipitation over the Pyrénées-
426 Orientales are further discussed in Sect. 3.3.1 and 3.3.2.

427

428 ***3.2.4 Reproduction of SRE and HPE event frequency***

429 The number of HPEs and SREs (Table 2) were calculated on the 8 km SAF grid and the
430 50 km ALADIN grid over several regions of interest (Southeast, Cévennes, Provence,
431 Pyrénées-Orientales) for AL12, AL50 and SAF. On the 8 km SAF grid, AL12 reproduces
432 between 82% and 113% of SAF HPE and SRE events. The number events is over produced by
433 AL12 over the Pyrénées-Orientales regions and under produced over other regions. AL50

434 only reproduced 38% and 58% of SAF events on the 8 km grid. For both AL12 and AL50, the
435 percentage of SAF HPEs detected is lower than the percentage of SREs detected. Thus,
436 ALADIN is less able to produce more extreme events, regardless of the resolution. On the 50
437 km ALADIN grid, the percentage of events reproduced by AL50 is greatly improved: between
438 68% and 97% of SAF events. However, AL12 still outperforms AL50, even when aggregated
439 onto the 50 km grid: between 88% and 113% of SAF events are reproduced. Thus AL12 adds
440 value even when the simulation is aggregated onto the 50 km grid. The chronology of events
441 between the two resolutions was not examined, as it is unlikely that the same events will be
442 present in AL12, AL50 and SAF.

443

444 ***3.3 Attribution of the difference in precipitation extremes between AL12 and AL50***

445 ***3.3.1 Role of synoptic scale circulation patterns***

446 Composites of the geopotential height anomaly at 500 hPa were calculated for days leading
447 to 97th percentile precipitation or greater and 99th percentile precipitation or greater over
448 the Cévennes, Provence, Pyrénées-Orientales and Southeast regions during the SOND
449 season. Because we pool spatial and temporal information in the calculation of quantiles, we
450 may sample certain days multiple times, giving these days more weight in the resulting
451 composite. It was decided to use days exceeding a certain quantile to create composites
452 instead of HPE/SRE events, since the small number of events, especially in the case of HPEs
453 led to less robust results in this case. Spectral nudging was not considered for this analysis,
454 as the large scales are constrained in this case.

455 The structure of the AL12 Southeast region 97th percentile precipitation composites
456 of geopotential height anomalies (Fig. 8a) is a trough extending from the UK through the Bay
457 of Biscay, in agreement with previous studies on extreme precipitation in southern France

458 (Ricard et al. 2012; Nuissier et al. 2011). The position of a trough to the west of France
459 promotes the south to southeast flux which may help to trigger deep convection when
460 conditionally unstable air makes landfall and undergoes orographic uplifting. In the case of
461 Southeast 99th percentile precipitation composites of geopotential (Fig.8 b), this trough
462 becomes much narrower and deeper.

463 Fig. 8c,e,g,i show differences (AL12-AL50) in the 97th percentile precipitation
464 composites of the 500 hPa geopotential height anomaly. In Fig. 8e, the extension and depth
465 of the trough are reduced in AL12 compared to AL50 for the 97th percentile precipitation
466 composites. This change translates to a more north-westerly upper level geostrophic flow
467 over southern France in AL12 compared to AL50. Decreases in the southerly to south-
468 easterly upper level flow are associated with less low-level humidity transport from the
469 Mediterranean Sea to coastal regions, although this must be confirmed with composites of
470 the low-level humidity flux. Thus, compared to AL50, changes in AL12 upper level conditions
471 do not favour more intense events over the Cevennes region. The Pyrénées-Orientales (Fig.
472 8i) region shows a strong increase in north-westerly upper level flow in AL12 compared to
473 AL50, associated with a wave-like pattern over the domain. A decrease in the intensity of
474 extreme events in AL12 associated with changes to upper level flow patterns is expected in
475 this case. Over the Southeast and Provence regions, changes in the upper level circulation
476 for 97th percentile precipitation composites should lead to a more westerly flow in AL12
477 compared to AL50. The Provence region, in particular, shows a deepening of the trough over
478 the northern part of the domain, associated with a weakening of the trough to the south in
479 AL12. These changes may not necessarily have a negative impact on extreme precipitation in
480 southern France in AL12 compared to AL50, since a westerly upper level flow may favour the
481 transport of humidity from the Atlantic. However, these changes do not reinforce the south

482 to south-easterly flow at the French Mediterranean coast which is typically associated with
483 extreme precipitation.

484 In the 99th percentile precipitation composites of the geopotential height anomaly at
485 500 hPa, for the Southeast, Provence and Cévennes regions, an increase in the westerly
486 upper level geostrophic flow over France in AL12 compared to AL50 is present. Some
487 significant deepening of the trough over the northern part of the domain occurs for the
488 Southeast and Cévennes 99th percentile precipitation composites in AL12 compared to AL50.
489 For the Pyrénées-Orientales region, the differences in the geopotential height field between
490 AL12 and AL50 resemble a slightly shifted version of the wave-like pattern observed for the
491 97th percentile precipitation composite. Once again, the north-westerly upper level flow is
492 increased in AL12 for the Pyrénées-Orientales region, which should reduce the intensity of
493 extreme precipitation.

494 Overall, for the Southeast, Provence and Cévennes regions, changes to the upper
495 level circulation seem to have a slightly negative or neutral effect on extreme precipitation
496 events in the south of France in AL12 compared to AL50. On the other hand, the Pyrénées-
497 Orientales region showed upper level conditions which are expected to weaken event
498 intensity in AL12 compared to AL50. This helps to confirm results presented in Sect. 3.2.3
499 stating that AL12 only improves upper precipitation quantiles over the Pyrénées-Orientales
500 region during the SOND season when spectral nudging is applied to constrain the large
501 scales. In Sect. 3.3.2, we will attempt to confirm the impact of the upper level circulation by
502 exploring composites of the low level humidity flux.

503

504 **3.3.2 Low level humidity flux**

505 97th percentile precipitation composites of the specific humidity flux anomaly at 925
506 hPa over the Cevennes, Provence, Pyrénées-Orientales and Southeast regions were
507 examined for the SOND season. Fig. 9a shows the AL12 97th percentile precipitation low level
508 humidity flux anomaly composite. In this case, a local maximum in the humidity flux is
509 present over the Gulf of Lion and the Corsica Channel through the Tyrrhenian Sea and a
510 south to south-easterly flow is present near of the coastline of Southeast France. The flux
511 starts out westerly near the straight of Gibraltar and becomes progressively south to south-
512 easterly as it nears the French Mediterranean coastline. In the 99th percentile case, the flux
513 is stronger and becomes more south-easterly near the French coastline.

514 Fig. 9c-j show the differences between AL12 and AL50 for 97th and 99th percentile
515 precipitation low level specific humidity flux anomalies. For Cevennes and Southeast region
516 97th and 99th percentile precipitation composites, few significant changes in the humidity
517 flux occur between AL12 and AL50 over the Gulf of Lion, suggesting that humidity flux
518 changes between the two resolutions have little impact on the intensity of upper
519 precipitation quantiles. The Provence region 97th percentile precipitation low level specific
520 humidity flux anomaly is associated with an increase in the westerly humidity flux over the
521 Gulf of Lion in AL12 compared to AL50. The 99th percentile case over this region is associated
522 with a patchy increase in the southerly humidity transport over the Gulf of Lion in AL12
523 compared to AL50. Finally, for Pyrénées-Orientales region 97th and 99th percentile
524 precipitation composites of the low level humidity flux, a strong decrease in the southerly
525 humidity flux to the French Mediterranean coast occurs in AL12 compared to AL50. This
526 confirms conclusions drawn from the upper level geopotential fields.

527 Overall, low level humidity flux changes in AL12 compared to AL50 should not impact
528 upper precipitation quantiles over the Southeast, Cévennes or Provence regions, although a

529 patchy increase in the southerly humidity flux is observed for the Provence region 99th
530 percentile precipitation composite. For Pyrénées-Orientales region composites, the
531 southerly humidity flux towards the French Mediterranean coast is significantly reduced in
532 AL12, which is consistent with the upper level circulation.

533

534 ***3.3.3 Improved resolution of the relief and changes in the subgrid precipitation***

535 In Sect. 3.2.3, it was established that during SOND and DJF, AL12 improves the
536 representation of extreme quantiles over the Southeast, Cévennes and Provence regions.
537 These three regions each include small scale features that should affect atmospheric
538 circulation, notably the coastline, the Massif Central and the southern Alps. Thus, even
539 during the cold season (DJF) when precipitation should be largely determined by synoptic
540 circulation patterns, precipitation intensities may be modified by a finer resolution of the
541 relief. However, Northwest France (Brittany and surrounding regions) is a large flat area with
542 an oceanic climate. During the cold season, the resolution should have a minor effect, since
543 there are few notable topographic structures in this region to modify precipitation. During
544 the seasons SOND and DJF, AL12 presents no added value for the reproduction of
545 precipitation quantiles over the Northwest region (Fig. 10a,b). Thus small scale topographical
546 features are necessary for the added value of AL12 during the cold season, demonstrating
547 that the improved resolution of the relief does play a role in the differences between AL12
548 and AL50.

549 In order to better estimate the role of subgrid precipitation (precipitation produced
550 by the convection scheme and not due to grid cell saturation), quantile-quantile plots of
551 warm season precipitation (MAM, JJA) over the Northwest region were examined (Fig.
552 10c,d). In this region, the resolution of the relief should have little effect, so change is

553 assumed to be due to differences in the treatment of subgrid precipitation. Some significant
554 differences between AL12 and AL50 were observed during both MAM and JJA. This suggests
555 that differences in the subgrid precipitation between AL12 and AL50, either due to increased
556 resolution of small storms or changes in the convection scheme, play a role in the added
557 value.

558 The distribution of subgrid precipitation by bins of daily precipitation event intensity
559 was then considered. Fig. 11a presents the number of subgrid and grid scale precipitation
560 events between AL12 and AL50 over France during the 1981-2010 period for the same bins
561 as in Fig. 5. AL50 is not capable of representing subgrid precipitation with intensities over 50
562 mm.d^{-1} , while AL12 contains subgrid precipitation of intensities greater than 120 mm.d^{-1} .
563 Differences between grid scale precipitation in AL12 and AL50 increase with precipitation
564 intensity. Results are similar for the simulation with spectral nudging (Fig. 11b), with more
565 intense extremes in AL12 grid cell precipitation than in the simulation without spectral
566 nudging. Fig. 11c presents a zoom on the distribution of subgrid and grid scale precipitation
567 for precipitation events between 0 and 2 mm.d^{-1} . Over this range, AL12 generally produces
568 fewer events than AL50 for all but the very smallest events and more subgrid precipitation
569 events occur than grid cell precipitation events. This is in contrast with the higher intensity
570 events in Fig. 11a (greater than 30 mm.d^{-1}) where AL12 consistently produces more subgrid
571 and grid scale events than AL50. The average proportion of subgrid precipitation by bins of
572 total daily precipitation intensity is shown in Fig. 11d. The proportion of subgrid precipitation
573 is around 70% or higher for small precipitation intensities and then decreases with
574 precipitation intensity until it flattens out around 42% for AL12 and 35% for AL50. AL12
575 consistently has a higher proportion of subgrid precipitation over the entire distribution. This

576 phenomena is not impacted by the choice of grid (8 km vs. 50 km) selected for the
577 interpolation.

578 The notable difference between the distribution and percentage of subgrid
579 precipitation in AL12 and AL50 shows that changes in the subgrid precipitation are partially
580 responsible for the added value in AL12. This may be due to resolution-dependant changes
581 in the behaviour of the convection scheme or the tuning chosen for the scheme, for example
582 the choice of the value of the parameter limiting the humidity convergence (see Sect. 2.1).
583 This conclusion is not affected by the choice of grid or the use of spectral nudging.

584

585 ***3.4 Impact of the internal variability***

586 We used 10 members of AL50 to help estimate the influence of the internal
587 variability on the results of this study. Only 1 member of AL12 was available, so an estimate
588 of the impact of the internal variability was not possible for this simulation. Fig. 12 presents
589 a quantile-quantile plot of 10 members of AL50 compared to SAF. Quantiles are calculated
590 over France for the period from 1981 to 2010. Differences between members are small for
591 lower quantiles and increase for upper quantiles. However, the spread between different
592 members remains small compared to the bias of AL50. In Fig. 6 and 7, the differences
593 between AL12 and AL50 are often large compared to the bias, suggesting that the
594 uncertainty due to the internal variability of the model does not impact results. This
595 conclusion supposes that AL12 has an internal variability similar to that of AL50.

596

597 **4 Discussion**

598 The increased model resolution led to an increased humid bias, particularly during
599 the summer season. This may be in part explained by the fact that AL12 notably improves

600 the underestimation of higher precipitation intensities, while at the same time
601 overestimating lower intensity precipitation quantiles, resulting in a net increase in total
602 precipitation. The wet bias during summer may also be explained by differences in the
603 representation of subgrid precipitation in AL12 and AL50, as convective (subgrid)
604 precipitation is expected to be more frequent during the summer season. AL12-n tends to
605 increase the humid bias compared to AL12. This suggests that the large scales being
606 developed in AL12 compensate for a part of the humid bias seen in AL12-n, which appears
607 only when the large scales are constrained. AL12-n also has more intense grid scale
608 precipitation extremes than AL12.

609 Significant improvements in the representation of extreme quantiles during
610 the SOND and DJF seasons were observed over the Cévennes, Provence and Southeast
611 regions for the 12km resolution. In general, added value was greater for the DJF season than
612 for the SOND season (AL12 is closer to SAF in the former). Over the Pyrénées-Orientales
613 region, the added value of AL12-n is greater than that of AL12. This may be in part due to the
614 fact that the large scale conditions (humidity flux and upper level geopotential heights) in
615 AL12 are less favourable for the development of intense precipitation than those of AL50.
616 The use of spectral nudging helps to constrain the large scales and improves results over the
617 Pyrénées-Orientales region. Spectral nudging may help to reduce drift in large scale and
618 mesoscale conditions over the model domain and improve precipitation fields. This is
619 consistent with the results of Colin et al. (2010), who found that constraining an RCM
620 (ALADIN v.5.1 50 km) by either a small domain or spectral nudging is not detrimental to the
621 representation of upper precipitation quantiles, as long as the region of interest is not close
622 to the model boundaries. The improvement of extreme quantiles over the other regions

623 (Cévennes, Provence, Southeast) in AL12 was not associated with any significant changes in
624 the geopotential or humidity flux between AL12 and AL50.

625 In addition to changes in the upper level geopotential and the low level humidity flux,
626 we considered the relief and subgrid precipitation as possible sources of added value. An
627 improved resolution of the relief is in part responsible for the added value of AL12, as shown
628 by the lack of significant changes for the cold season precipitation over northwest France
629 where few small scale structures impact precipitation. The added value for warm season
630 precipitation over the same region suggests that either subgrid precipitation or a better
631 resolution of small scale storms is another source of added value in AL12, as is the case in Di
632 Luca et al. (2012). AL12 is able to produce higher daily subgrid and grid scale precipitation
633 intensities than AL50, with differences in the distribution of subgrid and grid scale
634 precipitation between the two simulations increasing with precipitation intensity. The
635 distribution of subgrid and grid scale precipitation is similar when the large scales are
636 constrained by spectral nudging, except the production of more intense grid cell
637 precipitation extremes in AL12-n compared to AL12. The proportion of subgrid precipitation
638 as a function of event intensity demonstrates that the percent of subgrid precipitation is
639 greater in AL12 at all intensities. Differences in the percentage of subgrid precipitation at
640 higher precipitation intensities confirm that the convection scheme is dependent upon the
641 resolution. Changes to the tuning parameter of the convective scheme between AL12 and
642 AL50 may be in part responsible for the higher percentage of subgrid precipitation in AL12.
643 In both AL12 and AL50, the proportion of subgrid precipitation peaks for small precipitation
644 intensities. This suggests that the convective scheme is too active at small levels of moisture
645 convergence. In observed precipitation, convective precipitation is normally associated with
646 higher intensities rather than lower intensities. However, it is important to remember that a

647 model grid cell is not comparable to point precipitation measures and cannot be expected to
648 function in the same way as the real atmosphere.

649 Since the results of this study are based on only 1 member of both AL12 and AL50,
650 model internal variability may influence results. 10 members of AL50 were used to analyse
651 the impact of the internal variability on precipitation quantiles. The internal variability
652 remains small compared to the bias of AL50, suggesting that if the internal variability of AL12
653 is similar to that of AL50, impacts on the results of this study should be minor.

654

655 **5 Conclusions and perspectives**

656 ALADIN 12 km improves the distribution of precipitation, especially for higher
657 intensities, and the representation of upper precipitation quantiles compared to ALADIN 50
658 km. This added value does not extend to the mean precipitation bias or the number of dry
659 days. The number of heavy precipitation events and significant rainfall events is improved in
660 ALADIN 12 km, even when precipitation is interpolated onto the 50 km grid. The use of
661 spectral nudging does not limit the added value of ALADIN 12 km and may improve results in
662 certain cases.

663 Two sources of added value were identified in this paper: the increased resolution of
664 the model topography and changes in the convection scheme parameterisation. The changes
665 in the subgrid precipitation were surprising, since we expected ALADIN 12 km to produce a
666 higher percentage of grid scale precipitation, as 12 km is near the upper bounds of the grey
667 zone for resolved convection. Typically, as the resolution is increased, grid cell saturation is
668 more easily achieved, leading to an increased proportion of grid scale precipitation. This
669 study points out the importance of considering the role of subgrid precipitation in the added

670 value of regional climate modelling, since this variable clearly plays an important role and is
671 not typically considered in added value studies.

672 The role of the convection scheme in the representation of sub daily rainfall levels
673 has been explored in several recent studies (Chan et al. 2014; Kendon et al. 2014; Kendon et
674 al. 2012). Chan et al. (2014) found that unrealistic high intensity "grid-point storms" with a
675 large contribution from the convection scheme were present in the 12 km version of
676 HadGEM3-RA due to difficulty in resolving deep convection at this scale. It is unclear if such
677 mechanisms are at play in ALADIN, as sub daily scale precipitation has not yet been studied
678 for this model. Since the goal of this study was to evaluate added value for eventual regional
679 climate studies as opposed to studies of mesoscale meteorological phenomena, a daily time
680 scale was determined to be appropriate. As RCM resolution is improved as a function of
681 computer resources, it may be prudent to question what sort of realism should be expected
682 of RCMs and at what scales.

683 The upper level geopotential heights and low level circulation associated with
684 extreme precipitation over the South of France during the SOND season do not play an
685 important role in the added value and may even be associated with reduced event intensity,
686 as was the case with the Pyrénées-Orientales region. Given the results concerning the low
687 level circulation and geopotential heights for fall intense precipitation events in southern
688 France, modellers interested in intense precipitation may want to consider using nudged
689 simulations, as the benefits of letting the model freely develop its own large scales appear
690 minimal and nudging may even improve extremes in certain cases.

691 This study did not consider whether or not the large scales in AL12 were more or less
692 realistic, only possible impacts on upper precipitation quantiles. Further study of the large
693 scales produced by high resolution RCMs should be conducted in order to better understand

694 the processes that lead to better or worse reproduction of large scale atmospheric fields.
695 Sanchez-Gomez et al. (2009) found that increasing resolution did not significantly affect the
696 large scales.

697 Further studies should also be conducted on the relationship between model
698 resolution and the production of subgrid precipitation. While a detailed exploration of the
699 convective parameterization is beyond the scope of this study, new research on this topic to
700 better define the role of parameterized convection is strongly suggested, especially for
701 models that are near the limit of the explicit resolution of convection. Comparisons with
702 other 12 km or similar resolution models (near the limit of resolved convection) at sub-daily
703 scales would be helpful in understanding the role of the convection scheme and whether or
704 not the parameterisation of convection becomes a problem as models approach the limit of
705 resolved convection.

706

707 **6 Acknowledgements**

708 This work is a contribution to the HyMeX program (Hydrological Cycle in the
709 Mediterranean Experiment) through INSU MISTRALS support and to the Med-CORDEX
710 initiative (COordinated Regional Climate Downscaling Experiment - Mediterranean region). S.
711 Somot has received funding from the French National Research Agency (ANR) project
712 REMEMBER (contract ANR-12-SENV-001). We thank A. Alias (CNRM) for running the ALADIN
713 simulations. The authors would also like to thank Météo-France (Direction de la climatologie
714 and CNRM/GAME) for providing the SAFRAN data.

715

716

717

718 **7 References**

719 Balaji V, Boville B, Cheung S, Clune T, Collins N, Craig T, Cruz C, da Silva A, DeLuca C, de
720 Fainchtein R, Eaton B, Hallberg B, Henderson T, Hill C, Iredell M, Jacob R, Jones P, Kluzek E,
721 Kauffman B, Larson J, Li P, Liu F, Michalakes J, Murphy S, Neckels D, Kuingshtons RO, Oehmke
722 B, Panaccione C, Rosinski J, Sawyer W, Schwab E, Smithline S, Spector W, Stark D, Suarez M,
723 Swift S, Theurich G, Trayanov A, Vasquez S, Wolfe J, Yang W, Young M, Zaslavsky L (2012)
724 ESMF Reference Manual for Fortran. Technical Report, Earth System Modeling Framework.

725

726 Bougeault P (1985) A Simple Parameterization of the Large-Scale Effects of Cumulus
727 Convection. *Mon Weather Rev* 113: 2108–2121. doi: 10.1175/1520-
728 0493(1985)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2

729

730 Bubnova R, Horányi A, Malardel S (1993) International project ARPEGE/ALADIN. EWGLAM
731 Newsl 22: 117-130.

732

733 Chan S, Kendon E, Fowler H, Blenkinsop S, Roberts N, Ferro C (2014) The value of high-
734 resolution Met Office regional climate models in the simulation of multi-hourly precipitation
735 extremes. *J Clim* 27: 6155–6174. doi:10.1175/JCLI-D-13-00723.1.

736

737 Chan SC, Kendon EJ, Fowler HJ, Blenkinsop S, Ferro CA, Stephenson, DB (2013) Does
738 increasing the spatial resolution of a regional climate model improve the simulated daily
739 precipitation? *Clim Dyn* 41(5-6):1475-1495.

740

741 Christensen JH, Carter TR, Giorgi F (2002) PRUDENCE employs new methods to assess
742 European climate change. *EOS, Trans Am Geophys Union* 83(13):147-147.
743
744 Colin J, Déqué M, Radu R, Somot S (2010) Sensitivity study of heavy precipitation in Limited
745 Area Model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of the
746 spectral nudging technique. *Tellus A* 62:591-604. doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x
747
748 Csima G, Horányi A (2008) Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the
749 Hungarian Meteorological Service. *Időjárás* 112(3-4):155-177.
750
751 Davies HC (1976) A lateral boundary formulation for multi-level prediction
752 models. *Q J R Meteorol Soc* 102:405-418.
753
754 Daloz AS, Chauvin F, Roux F (2012) Impact of the configuration of stretching and ocean-atmosphere
755 coupling on tropical cyclone activity in the variable-resolution GCM ARPEGE. *Clim Dyn* 39(9-10):
756 2343-2359.
757
758 Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA,
759 Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C,
760 Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen L,
761 Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK,
762 Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis:
763 configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553–
764 597. doi: 10.1002/qj.828

765

766 Delrieu G, Nicol J, Yates E, Kirstetter PE, Creutin JD, Anquetin S, Obled C, Saulnier GM,
767 Ducrocq V, Gaume E, Payrastre O, Andrieu H, Ayrat PA, Bouvier C, Neppel L, Livet M, Lang M,
768 Parent du-Châtelet J, Walpersdorf A, Wobrock W (2005) The catastrophic flash-flood event
769 of 8-9 september 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-
770 Vivarais mediterranean hydrometeorological observatory. *J Hydrometeorol* 6(1):34-52.

771

772 Déqué M, Somot S (2008) Analysis of heavy precipitation for France using high resolution
773 ALADIN RCM simulations. *Időjárás*. 112, 3-4:179-190.

774

775 Déqué M, Dreveton C, Braun A, Cariolle D (1994) The ARPEGE/IFS atmosphere model: a
776 contribution to the French community climate modelling. *Clim Dyn* 10(4-5):249-266.

777

778 Diaconescu EP, Laprise R (2013) Can added value be expected in RCM-simulated large
779 scales? *Clim Dyn* 41(7-8):1769-1800.

780

781 Diaconescu, EP, Laprise R, Sushama L (2007) The impact of lateral boundary data errors on
782 the simulated climate of a nested regional climate model. *Clim Dyn* 28(4):333-350.

783

784 Di Luca A, de Elía R, Laprise R (2012) Potential for added value in precipitation simulated by
785 high-resolution nested Regional Climate Models and observations. *Clim Dyn* 38(5-6):1229-
786 1247.

787

788 Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy A,
789 Davolio S, Delrieu G, Estournel C, Filali Boubrahmi N, Font J, Grubišić V, Gualdi S, Homar V,
790 Ivančan-Picek B, Kottmeier C, Kotroni V, Lagouvardos K, Lionello P, Llasat MC, Ludwig W,
791 Lutoff C, Mariotti A, Richard E, Romero R, Rotunno R, Roussot O, Ruin I, Somot S, Taupier-
792 Letage I, Tintore J, Uijlenhoet R, Wernli H (2014) HyMeX, a 10-year Multidisciplinary
793 Program on the Mediterranean Water Cycle. *Bull Amer Meteorol Soc* 95:1063-1082.

794

795 Duffourg F, Ducrocq V (2011) Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems
796 over Southeastern France. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 11:1163-1178.

797

798 Endris HS, Omondi P, Jain S, Lennard C, Hewitson B, Chang'a L, Awange JL, Dosio A, Ketiemi P,
799 Nikulin G, Panitz HJ, Büchner M, Stordal F, Tazalika L (2013) Assessment of the Performance
800 of CORDEX Regional Climate Models in Simulating East African Rainfall. *J Clim* 26(21):8453-
801 8475.

802

803 Feser F, Rockel B, von Storch H, Winterfeldt J, Zahn M (2011) Regional climate models add
804 value to global model data: a review and selected examples. *Bull Am Meteorol Soc*
805 92(9):1181-1192.

806

807 Frei C, Schöll R, Fukutome S, Schmidli J, Vidale PL (2006). Future change of precipitation
808 extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *J Geophys*
809 *Res (Atmospheres)* 111(D6):1-22.

810

811 Frei C, Christensen JH, Déqué M, Jacob D, Jones RG, Vidale PL (2003) Daily precipitation
812 statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps.
813 J Geophys Res (Atmospheres) 108(D3):1-19.

814

815 Frei C, Schär C (1998) A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge
816 observations. Int J Climatol 18(8):873-900.

817

818 Gaume E, Bain V, Bernardara P, Newinger O, Barbuc M, Bateman A, Blaškovičová L, Blöschl
819 G, Borga M, Dumitrescu A, Daliakopoulos I, Garcia J, Irimescu A, Kohnova S, Koutroulis A,
820 Marchi L, Matreata S, Medina V, Preciso E, Sempere-Torres D, Stancalie G, Szolgay J, Tsanis I,
821 Velasco D, Viglione A (2009) A compilation of data on European flash floods. J Hydrol 367(1–
822 2):70-78. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.028>.

823

824 Giorgi F, Jones C, Asrar GR (2009) Addressing climate information needs at the regional level:
825 the CORDEX framework. World Meteorol Organization Bull 58(3):175.

826

827 Gutowski Jr WJ, Arritt RW, Kawazoe S, Flory DM, Takle ES, Biner S, Caya D, Jones RG, Laprise
828 R, Leung LR, Mearns LO, Moufouma-Okia W, Nunes AMB, Qian Y, Roads J O, Sloan LC,
829 Snyder MA (2010). Regional extreme monthly precipitation simulated by NARCCAP RCMs. J
830 Hydrometeorol 11(6):1373-1379.

831

832 Hanel M, Buishand TA (2010) On the value of hourly precipitation extremes in regional
833 climate model simulations. J Hydrol 393(3):265-273.

834

835 Harris I, Jones PD, Osborn TJ, Lister DH (2014) Updated high-resolution grids of monthly
836 climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *Int J Climatol* 34: 623–642. doi:
837 10.1002/joc.3711

838

839 Haylock MR, Hofstra N, Klein Tank AMG, Klok EJ, Jones PD, New M (2008) A European daily
840 high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J Geophys Res*
841 (Atmospheres) 113:D20119. doi:10.1029/2008JD10201

842

843 Herrmann M, Somot S, Calmanti S, Dubois C, Sevault F (2011) Representation of spatial and
844 temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean
845 Sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate configuration. *Nat Hazards*
846 *Earth Syst Sci* 11:1983-2001. doi:10.5194/nhess-11-1983-2011

847

848 Hewitt CD, Griggs DJ (2004) Ensembles-based predictions of climate changes and their
849 impacts. *EOS, Trans Am Geophys Union* 85(52):566.

850

851 Houpert L., Testor P., Durrieu de Madron X., Somot S., D'Ortenzio F., Estournel C. Lavigne H.
852 (in press) Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean
853 heat storage rate in the Mediterranean Sea: derived from observations. *Progress in*
854 *Oceanography*. doi:10.1016/j.pocean.2014.11.004

855 Jansa A, Genoves A, Picornell M, Campins J, Riosalido R, Carretero O (2001) Western
856 Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach. *Meteorol Appl* 8(1):43-
857 56.

858

859 Kendon EJ, Roberts NM, Fowler HJ, Roberts MJ, Chan SC, Senior CA (2014) Heavier summer
860 downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model. *Nat Clim*
861 *Chang* 4:570-576. doi: 10.1038/NCLIMATE2285

862

863 Kendon EJ, Roberts NM, Senior CA, Roberts MJ (2012) Realism of Rainfall in a Very High-
864 Resolution Regional Climate Model. *J Clim* 25:5791–5806. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00562.1

865

866 Kuo HL (1965) On Formation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent Heat
867 Release by Cumulus Convection. *J Atmos Sci* 22:40–63.

868

869 Laprise RRDE, De Elia R, Caya D, Biner S, Lucas-Picher P, Diaconescu E, Leduc M, Alexandru A,
870 Separovic L (2008). Challenging some tenets of regional climate modelling. *Meteorology and*
871 *Atmospheric Physics* 100(1-4): 3-22.

872 Marchi L, Borga M, Preciso E, Gaume E (2010) Characterisation of selected extreme flash
873 floods in Europe and implications for flood risk management. *J Hydrol* 394(1):118-133.

874

875 Mearns LO, Gutowski W, Jones R, Leung R, McGinnis S, Nunes A, Qian Y (2009) A regional
876 climate change assessment program for North America. *EOS, Trans Am Geophys Union*
877 90(36):311.

878

879 Nabat P., Somot S., Mallet M., Sevault F., Chiacchio M., Wild M. (2015) Direct and semi-
880 direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled
881 Regional Climate System Model. *Clim. Dyn.* 44, 1127-1155. doi:10.1007/s00382-014-2205-6

882 Nikulin G, Jones C, Giorgi F, Asrar G, Büchner M, Cerezo-Mota R, Christensen OB, Déqué M,
883 Fernandez J, Hänsler A, van Meijgaard E, Samuelsson P, Sylla MB, Sushama L (2012)
884 Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations. J
885 Clim 25(18):6057-6078.

886

887 Nuissier O, Joly B, Joly A, Ducrocq V, Arbogast P (2011) A statistical downscaling to identify
888 the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern
889 France. Q J R Meteorol Soc 137:1812-1827. doi:10.1002/qj.866

890

891 Nuissier O, Ducrocq V, Ricard D, Lebeaupin C, Anquetin S (2008) A numerical study of three
892 catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic
893 ingredients. Q J R Meteorol Soc 134(630):111-130.

894

895 Prein AF, Gobiet A, Suklitsch M, Truhetz H, Awan NK, Keuler K, Georgievski G (2013) Added
896 value of convection permitting seasonal simulations. Clim Dyn 41(9-10):2655-2677. doi:
897 10.1007/s00382-013-1744-6

898

899 Quintana-Seguí P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C,
900 Franchisteguy L, Morel S (2008) Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation
901 of the SAFRAN Analysis over France. J Appl Meteor Climatol 47:92-107.
902 doi:10.1175/2007JAMC1636.1

903

904 Radu R, Déqué M, Somo S (2008) Spectral nudging in a spectral climat model. Tellus A
905 60(5):885-897. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00343.x

906

907 Ricard D, Ducrocq V, Auger L (2012) A climatology of the mesoscale environment associated
908 with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *J Appl Meteorol*
909 *Climatol*, 51(3):468-488.

910

911 Ruti P, Somot S, Dubois C, Calmanti S, Ahrens B, Alias A, Aznar R, Bartholy J, Bastin S,
912 Béranger K, Brauch J, Calvet JC, Carillo A, Decharme B, Dell'Aquila A, Djurdjevic V, Drobinski
913 P, Elizalde-Arellano A, Gaertner M, Galán del Sastre P, Gallardo C, Giorgi F, Gualdi S,
914 Harzallah A, Herrmann M, Jacob D, Khodayar S, Krichak S, Lebeaupin C, L'Heveder B, Li L,
915 Liguro G, Lionello P, Onol B, Rajkovic B, Sannino G, Sevault F (under review) MED-CORDEX
916 initiative for Mediterranean Climate studies. *Bull Am Meteorol Soc*.

917

918 Sanchez-Gomez E, Somot S, Déqué M (2009) Ability of an ensemble of regional climate
919 models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961–2000.
920 *Clim Dyn* 33(5):723-736.

921

922 Sevault F, Somot S, Alias A, Dubois C, Lebeaupin-Brossier C, Nabat P, Adloff F, Déqué M,
923 Decharme B (2014) A fully coupled Mediterranean regional climate system model: design
924 and evaluation of the ocean component for the 1980-2012 period. *Tellus A* 66:23967.
925 doi:10.3402/tellusa.v66.23967

926

927 Trambly Y, Ruelland D, Somot S, Bouaicha R, Servat E (2013) High-resolution Med-CORDEX
928 regional climate model simulations for hydrological impact studies: a first evaluation of the
929 ALADIN-Climate model in Morocco. *Hydrol Earth Syst Sci* 17:3721-3739.

930

931 Trapero L, Bech J, Duffourg F, Esteban P, Lorente J (2013) Mesoscale numerical analysis of
932 the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees).
933 Nat Hazards Earth Syst Sci 13:2969-2990.

934

935 Vidal JP, Martin E, Franchistéguy L, Baillon M, Soubeyroux JM (2010) A 50-year
936 high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. Int J Climatol
937 30(11):1627-1644.

938

939 Winschall A, Sodemann H, Pfahl S, Wernli H (2014) How important is intensified evaporation
940 for Mediterranean precipitation extremes? J Geophys Res (Atmospheres).

941

942

943

944

945

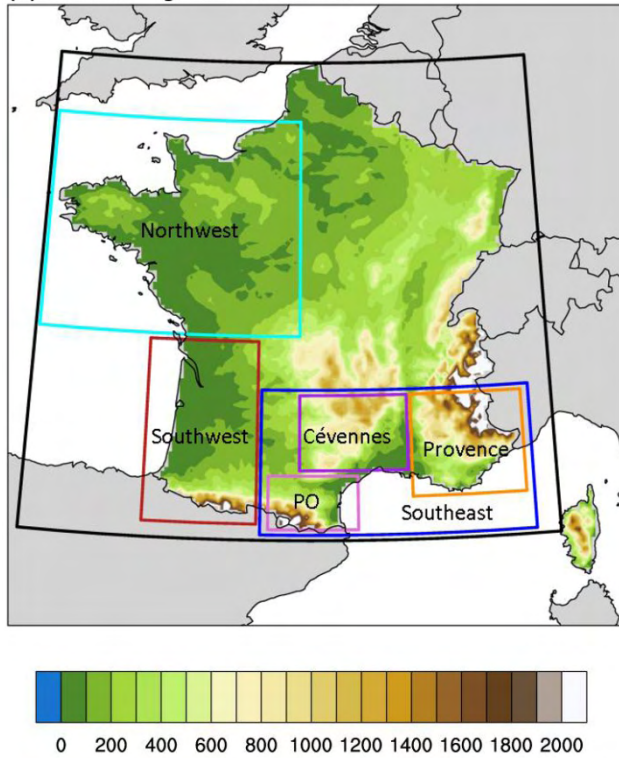
	Bias, 12km	Bias, 50km	RMSE, 12km	RMSE, 50km	bias,12km, nudged	bias,50km, nudged	RMSE,12km, nudged	RMSE,50km, nudged
France	0.26	0.11	1.20	1.17	0.52	0.21	1.22	1.06
Southeast	0.23	0.012	1.51	1.52	0.52	0.20	1.44	1.36
Pyrénées- Orientales	0.41	0.32	1.71	1.52	0.80	0.54	1.66	1.41
Cévennes	0.17	-0.10	1.60	1.74	0.46	0.064	1.51	1.58
Provence	0.16	-0.17	1.53	1.46	0.41	0.064	1.37	1.27
Northwest	0.17	0.072	0.93	0.85	0.39	0.13	0.97	0.78
Southwest	-0.028	-0.14	1.25	1.26	0.25	-0.0065	1.27	1.19

Table 1. Bias and RMSE for different regions of France. Units are in mm d^{-1} . Pairs where the difference between AL12 and AL50 is significant are shown in grey. The dark grey designates pairs where the 12 km simulation has improved results over the 50 km simulation. The light grey designates pairs where the 12 km simulation does not improve precipitation quality.

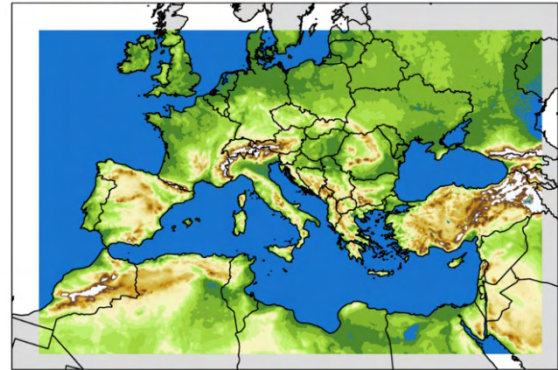
8 km SAFRAN grid						
	SRE, 12km	SRE, 50km	SRE, SAF	HPE, 12km	HPE, 50km	HPE, SAF
Southeast	765/94%	410/51%	811	358/83%	188/43%	433
Cévennes	374/83%	201/45%	449	188/82%	88/38%	229
Provence	308/96%	185/57%	322	141/86%	66/40%	164
Pyrénées- Orientales	385/113%	197/58%	342	146/107%	73/54%	136
50 km ALADIN grid						
	SRE, 12km	SRE, 50km	SRE, SAF	HPE, 12km	HPE, 50km	HPE, SAF
Southeast	494/95%	380/73%	518	229/93%	178/72%	247
Cévennes	245/94%	175/67%	262	106/95%	76/68%	112
Provence	179/97%	136/74%	184	63/88%	53/74%	72
Pyrénées- Orientales	187/107%	159/91%	175	70/113%	60/97%	62

Table 2. Number of HPE and SRE events over selected regions, SOND season, 1981-2010. Daily precipitation data was interpolated onto either the 8km SAFRAN grid or the 50 km ALADIN grid. The number of SAF events is shown for comparison. The % of the SAF event frequency detected by AL12 and AL50 is shown next to the number of events.

(a) selected regions over France



(b) ALADIN 12 km domain



(c) ALADIN 50 km domain

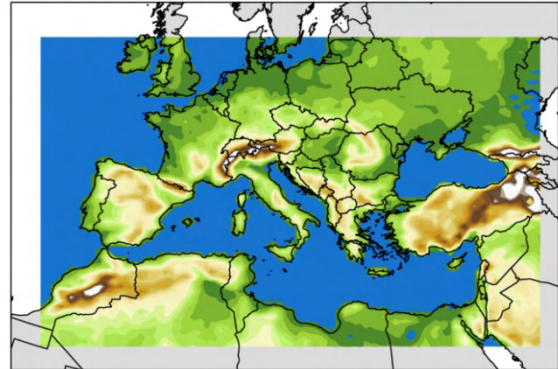


Figure 1. (a) selected regions over France, 8km SAF grid, (b) the AL12 domain and (c) the AL50 domain. PO is the abbreviation for Pyrénées-Orientales. The size of the AL12 domain is 405x261 points and the size of the AL50 domain is 101x63 points excluding the relaxation and extension zones. The time steps of AL12 and AL50 are 600 seconds and 1800 seconds respectively. Units are in meters.

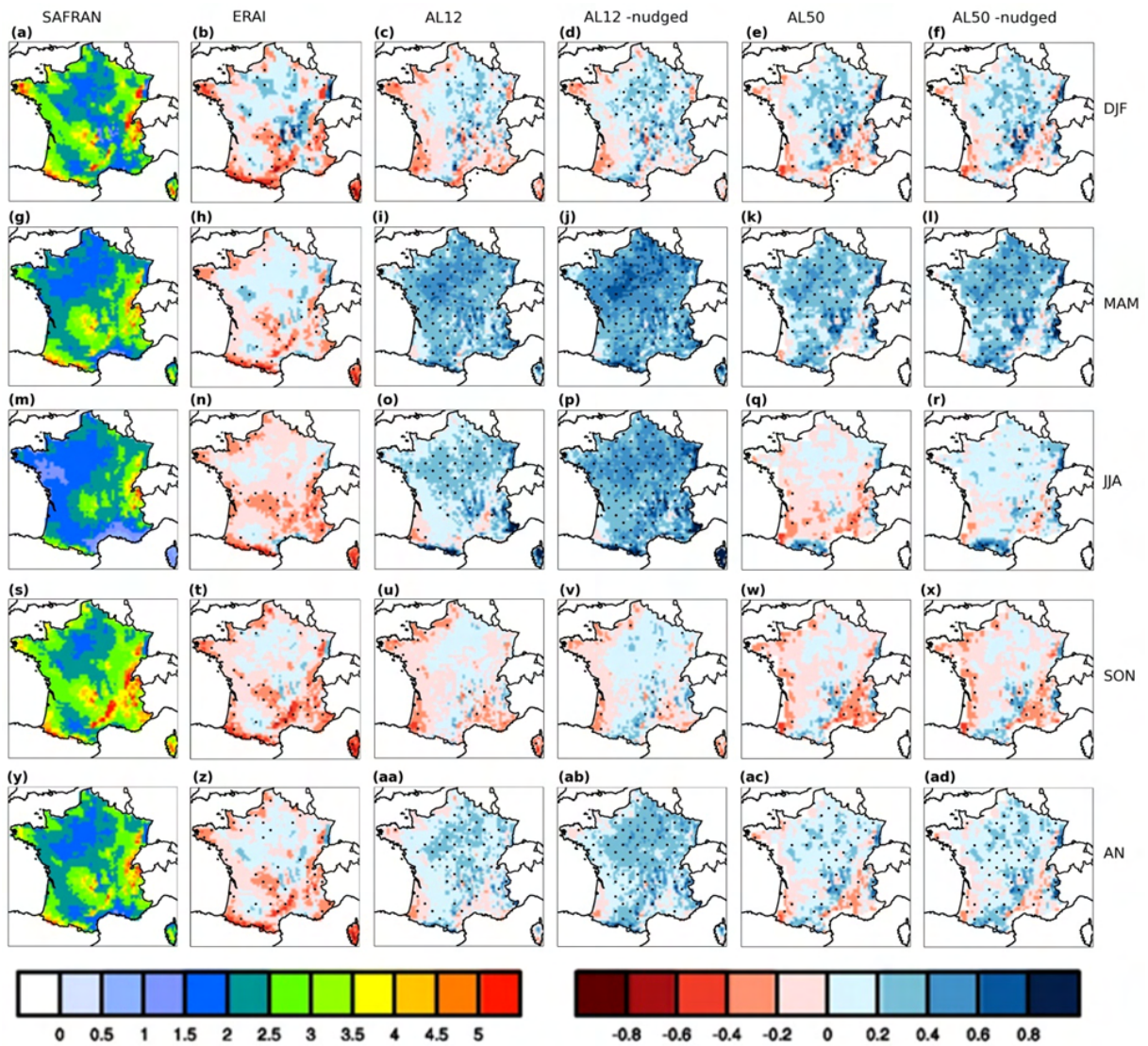


Figure 2. Comparison of the SAF precipitation climatology to model and ERAI results, 1981-2010. The leftmost column is the SAF precipitation climatology over France. The second column is the relative difference between SAF and ERAI. The rightmost four columns are the relative differences between the different model simulations and SAF. The rows represent the four seasons (DJF, MAM, JJA, SON) plus one including the entire year. The left colour bar has units of mm.d^{-1} and the right colour bar is dimensionless. Stippling indicates regions where differences are significantly different from 0 at the 5% level.

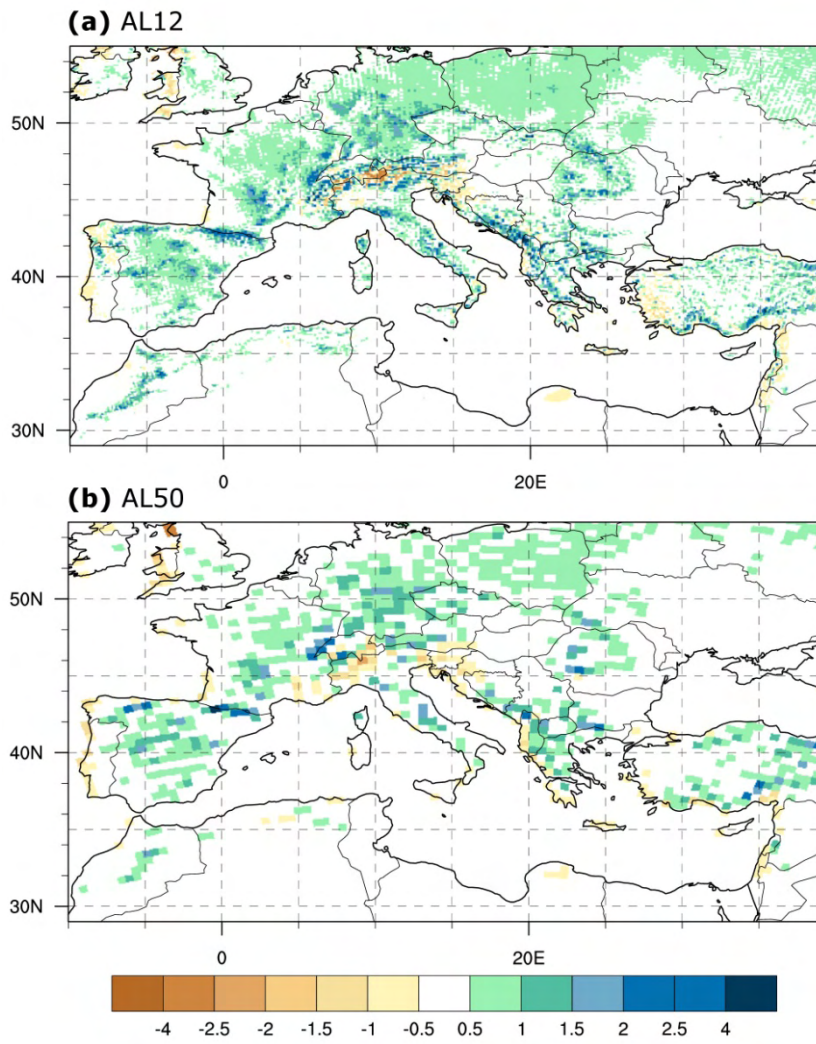


Figure 3. Model bias (mm d^{-1}) compared to the CRU climatology, 1980-2009: **(a)** AL12 and **(b)** AL50.

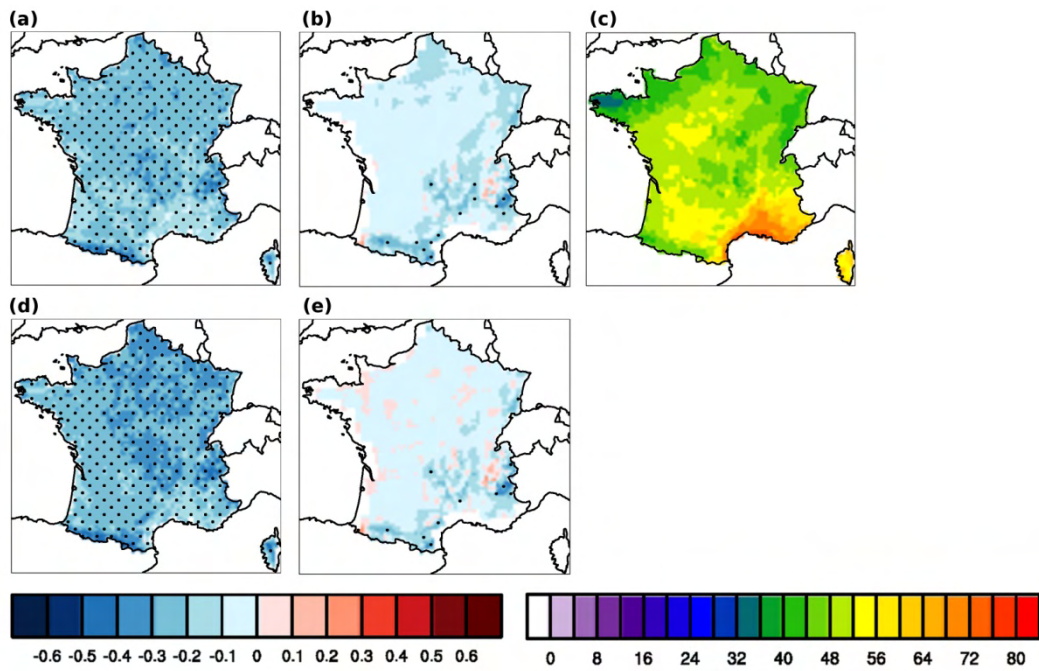


Figure 4. Relative differences in the percentage of days with less than 0.1 mm.d⁻¹ of precipitation: **(a)** AL12 compared to SAF, **(b)** AL50 compared to AL12, **(c)** percentage of days with less than 0.1 mm.d⁻¹ of precipitation, SAF, 1981-2010, **(d)** AL12-n compared to SAF and **(e)** AL12-n compared to AL50-n. Differences are dimensionless (left colour bar) and the percentage is calculated in days/days (right colour bar). Stippling indicates regions where differences are significantly different from 0 at the 5% level.

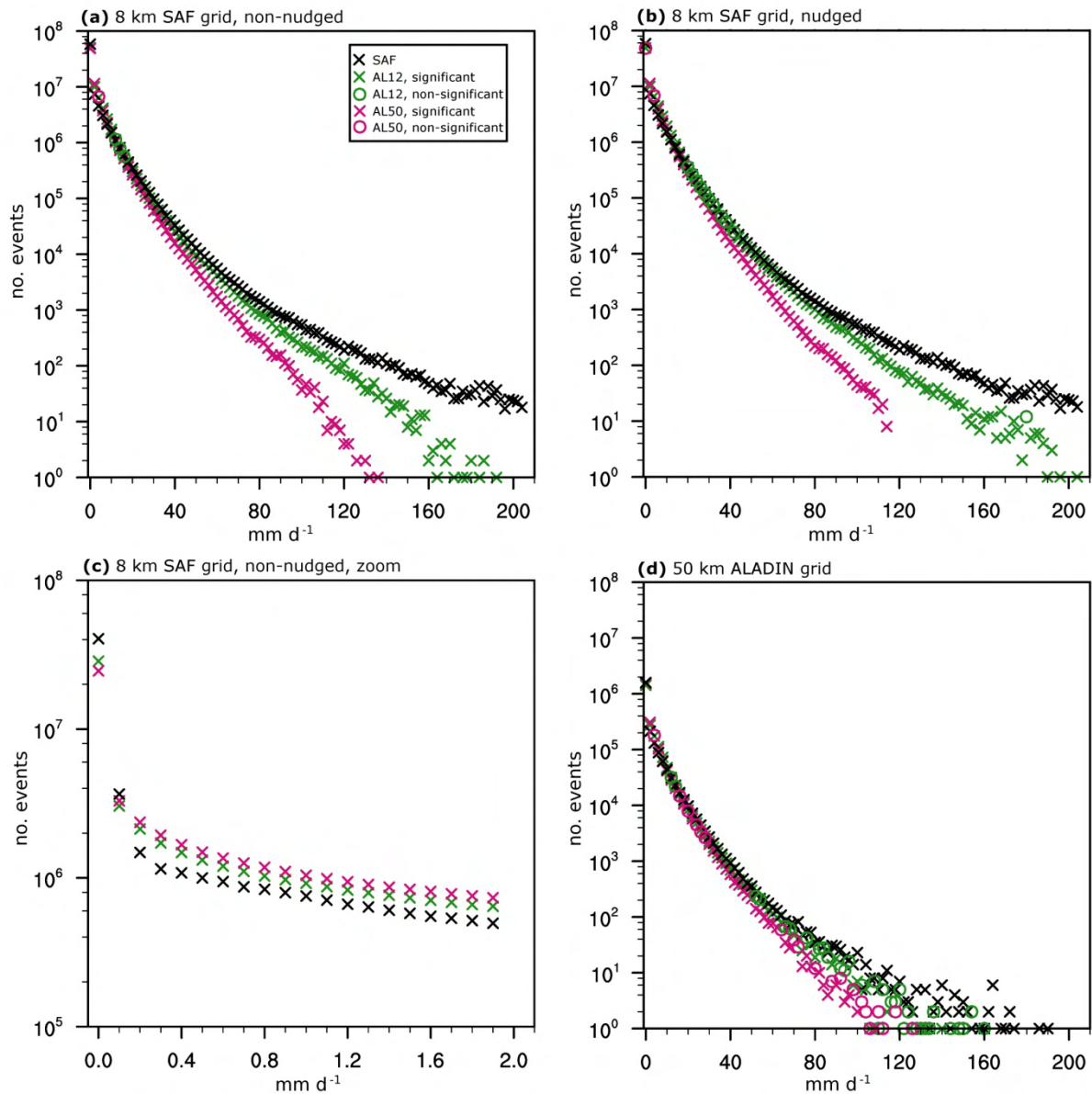


Figure 5. Distribution of daily precipitation by bin over France, 8 km SAF grid, 1981-2010: **(a)** AL12, AL50, SAF, **(b)** same as **(a)** for the nudged simulations, **(c)** zoom of AL12, AL50, SAF and **(d)** same as **(a)** on the 50 km grid. Bins of daily precipitation ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) are on the x-axis and the number of events in each bin over the 30 year period is shown on the y-axis. An event is counted when the daily precipitation over a grid cell is included in a given bin for a given day; for example, if 4 grid cells have precipitation between 2 and 4 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ on the 1st of January 1981, then the 2-4 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ bin counts 4 events for that day. Bins are equi-distributed every 2 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ from 0 to 60 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ and equi-distributed every 0.1 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ for the zoomed section from 0 to 2.0 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$. SAF is in black, AL12/AL12-n is in green and AL50/AL50-n is in pink. The green circles are where differences between AL12 and SAF are not statistically significant. Pink circles are where differences between AL50 and AL12 are not statistically different. Statistical tests were not performed on the zoomed region.

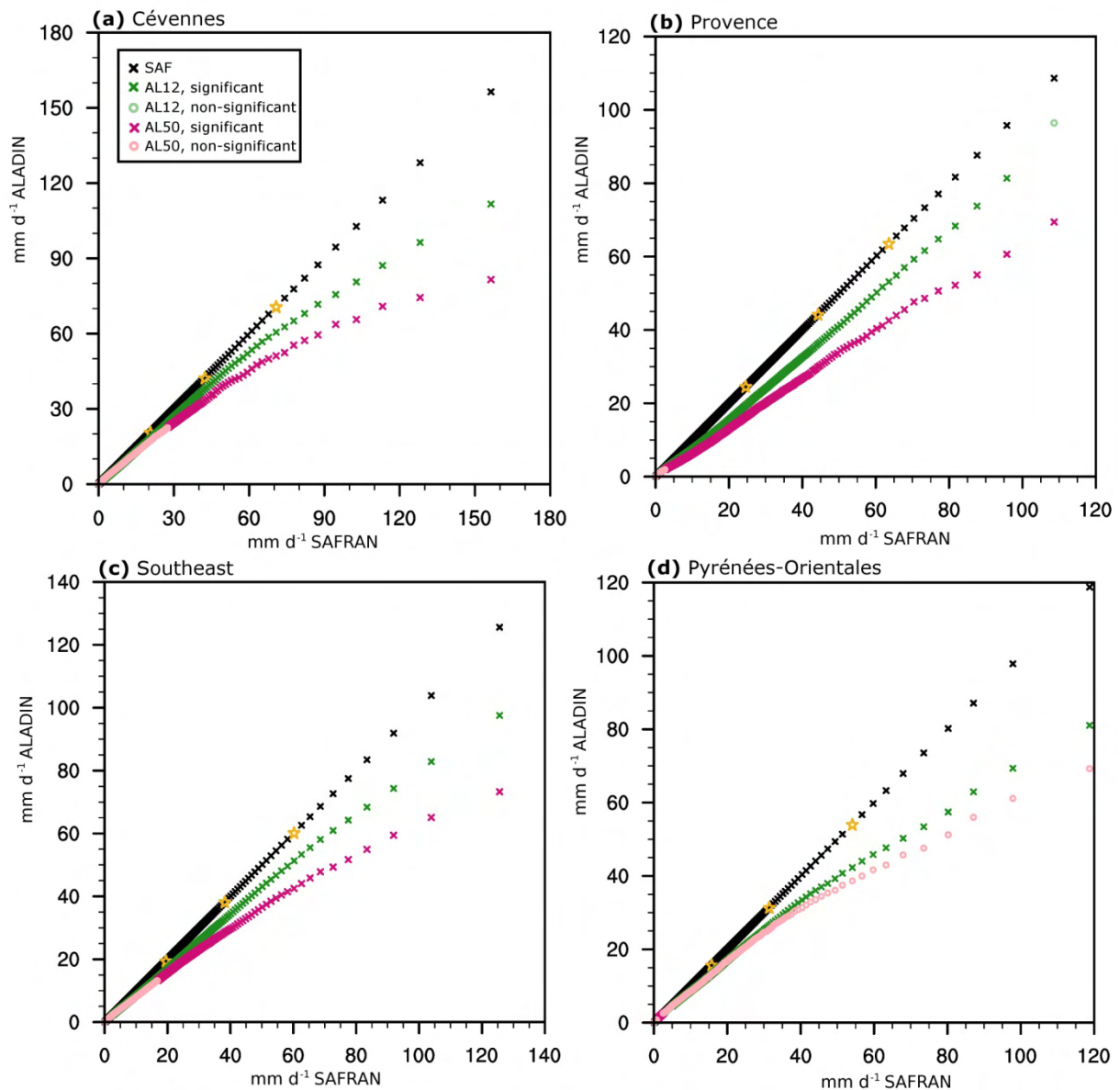


Figure 6. Per mils of daily precipitation for selected regions, 1981-2010. SOND season. Model precipitation versus SAF. Quantiles are calculated on the native grids of each simulation/reanalysis. Simulations without nudging. SAF quantiles are on the x-axis and the simulation quantiles are on the y-axis. Units are in $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$. SAF is in black (control, $\text{SAF} = \text{SAF}$), AL12 is in green and AL50 is in pink. The light green circles/areas are where differences between AL12 and SAF are not significant. The light pink circles/areas are where differences between AL50 and AL12 are not significant. The yellow stars indicate the 90th, 97th and 99th percentiles. The regions are: **(a)** Cévennes, **(b)** Provence, **(c)** Southeast and **(d)** Pyrénées-Orientales.

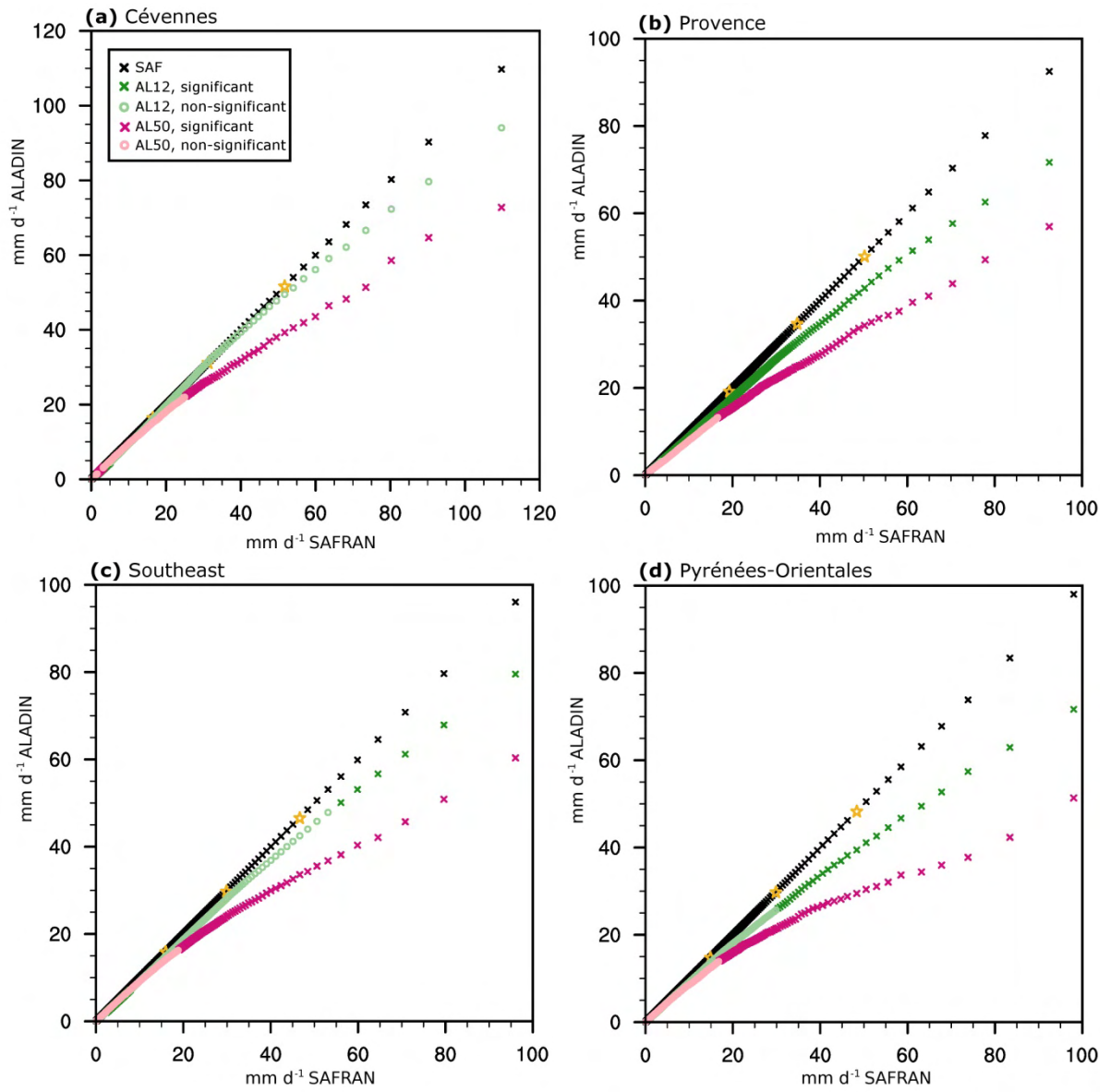


Figure 7. Per milles of daily precipitation for selected regions, 1981-2010. DJF season. Simulation without nudging. The regions and notation are the same as those in Fig.6.

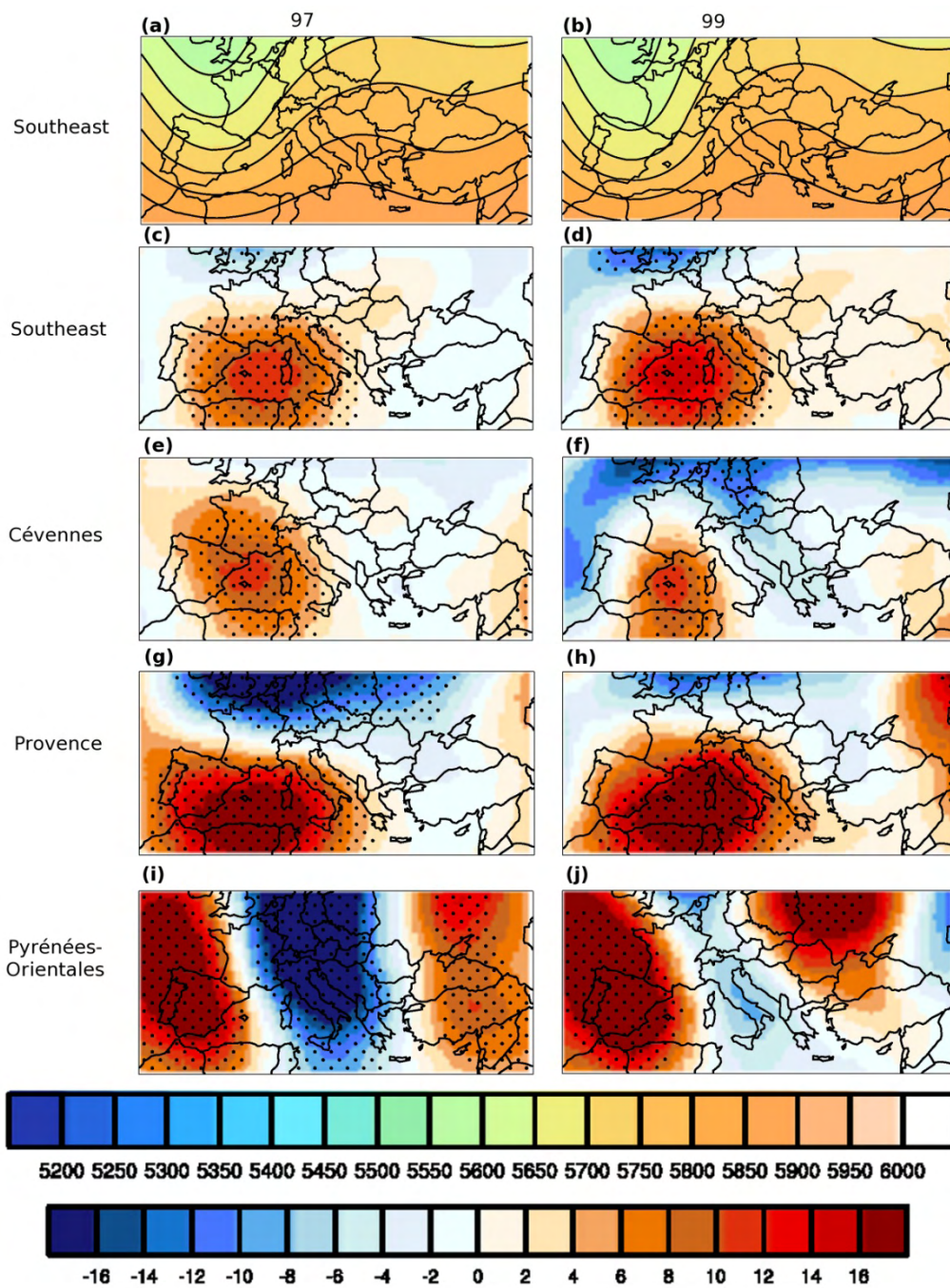


Figure 8. Southeast region 97th and 99th percentile precipitation composites of geopotential height in meters at 500 hPa, AL12: (a) 99th percentile (b) 97th percentile. SOND season, 1981-2010. Differences in 97th and 99th percentile precipitation 500 hPa geopotential height anomaly composites, selected French regions: (c) Southeast 97th percentile, (d) Southeast 99th percentile, (e) Cévennes 97th percentile, (f) Cévennes 99th percentile, (g) Provence 97th percentile, (h) Provence 99th percentile, (i) Pyrénées-Orientales 97th percentile and (j) Pyrénées-Orientales 99th percentile. The differences shown are AL12 - AL50. Stippling indicates regions where differences are significantly different from 0 at the 5% level.

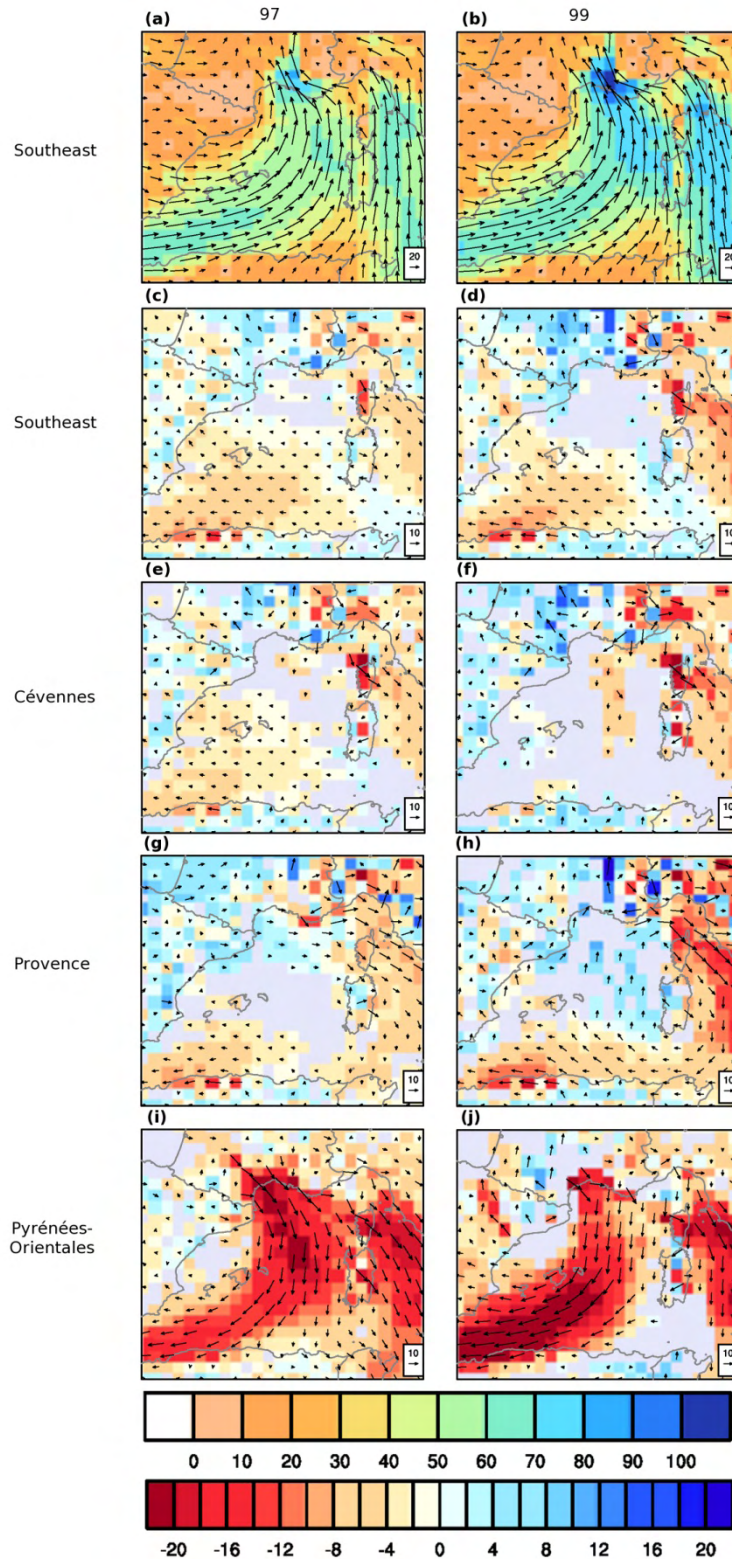


Figure 9. Southeast region 97th and 99th percentile precipitation composites of humidity flux anomalies at 925hPa, AL12: **(a)** 97th percentile **(b)** 99th percentile. SON-D season, 1981-2010. Differences in 97th and 99th percentile precipitation 925 hPa humidity flux anomaly composites, selected French regions: **(c)** Southeast 97th percentile, **(d)** Southeast 99th percentile, **(e)** Cévennes 97th percentile, **(f)** Cévennes 99th percentile, **(g)** Provence 97th percentile, **(h)** Provence 99th percentile, **(i)** Pyrénées-Orientales 97th percentile, and **(j)** Pyrénées-Orientales 99th percentile. Humidity flux units are $(\text{g.kg}^{-1}).(\text{m.s}^{-1})$. The differences shown are AL12 - AL50. Only regions where differences in the humidity flux are significantly different from 0 at the 5% level are shown.

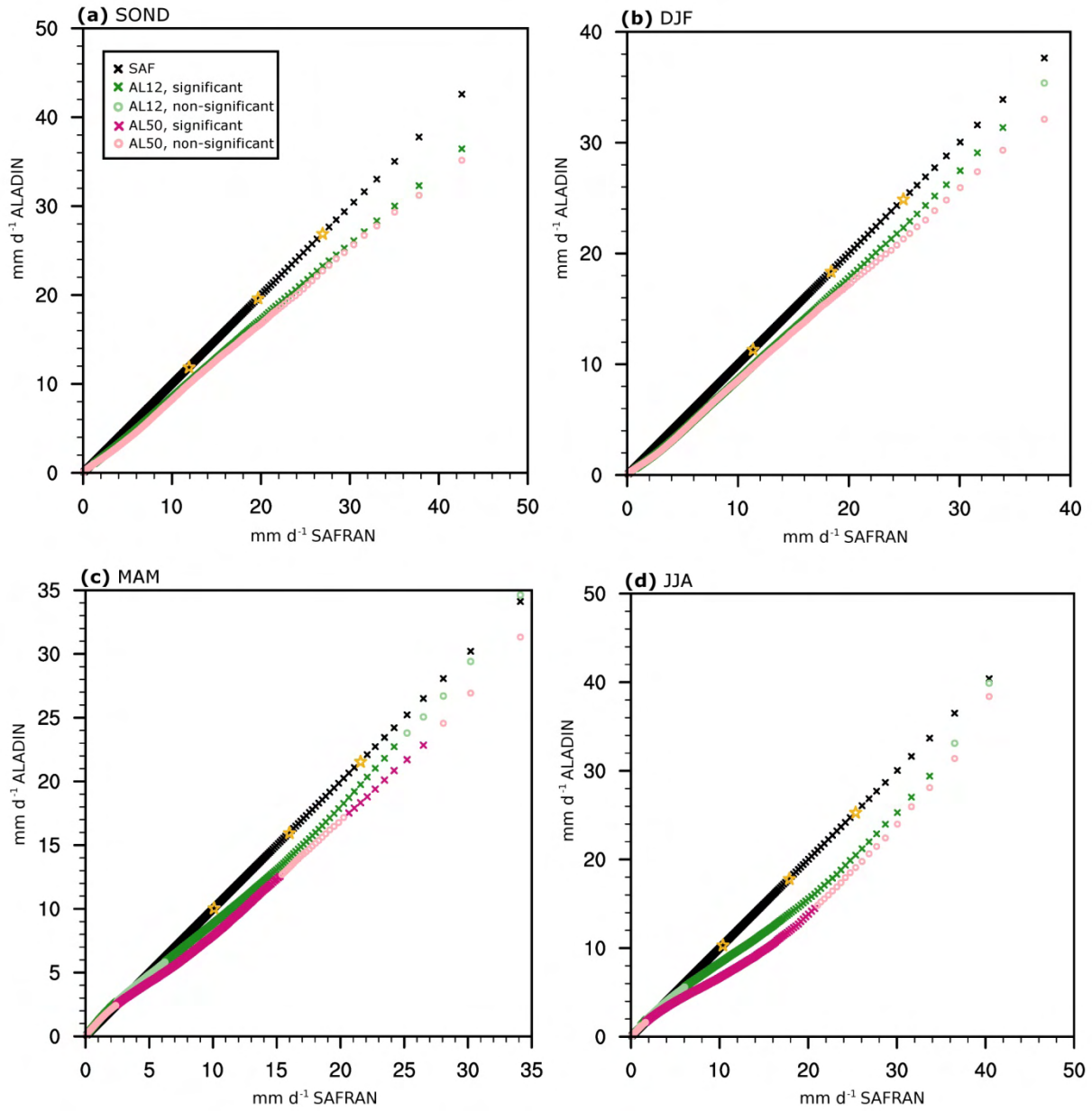


Figure 10. Per milles of daily precipitation over Northwest France, 1981-2010: **(a)** SOND season, **(b)** DJF, **(c)** MAM and **(d)** JJA. Simulation without nudging. Notation is the same as in **Fig.6**.

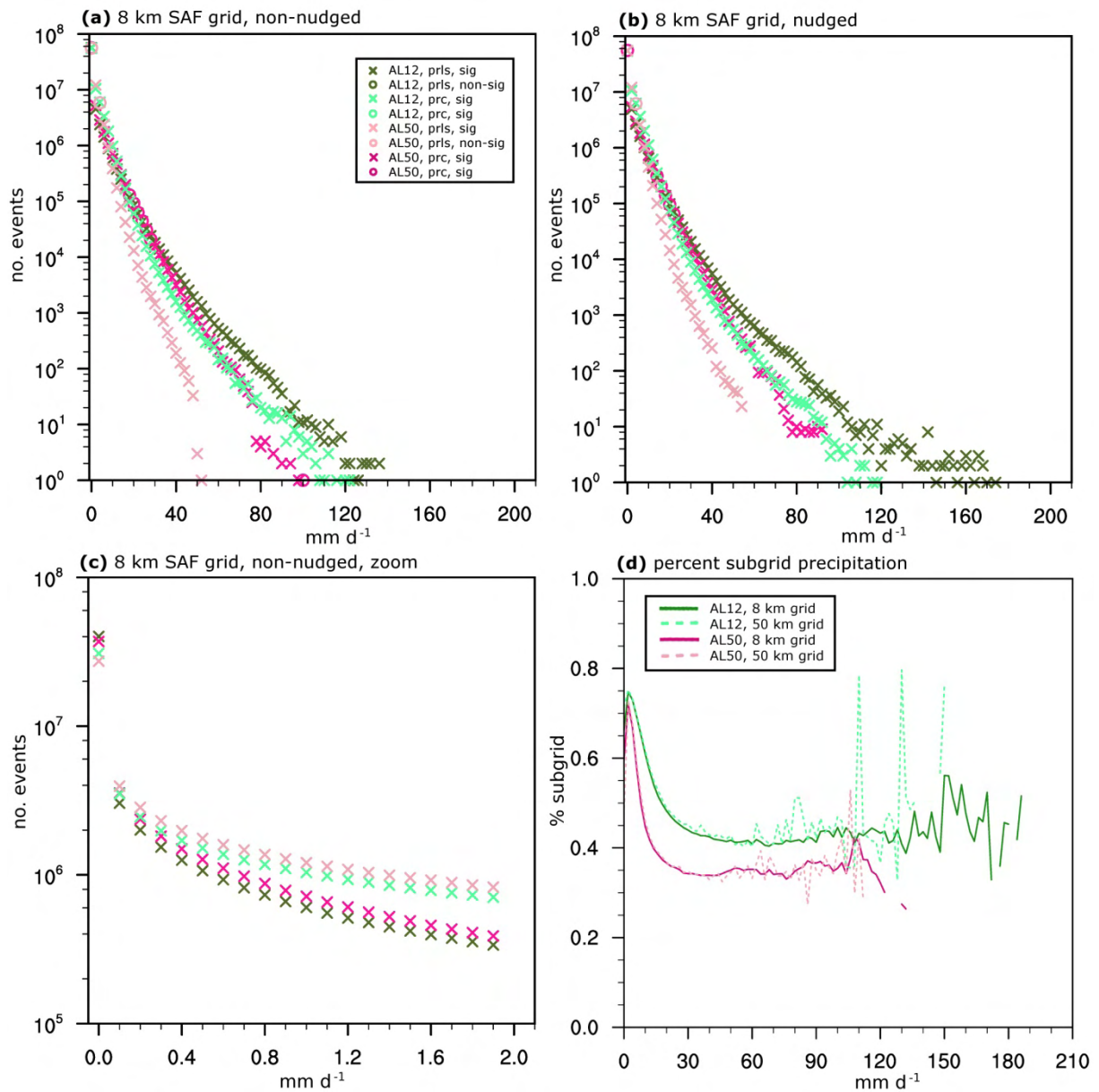


Figure 11. Subgrid precipitation over France, 1981-2010, simulations without nudging, all seasons combined. **(a)** Distribution of daily subgrid precipitation (prc) and grid scale precipitation (prls) by bin of precipitation intensity, simulations without spectral nudging. AL12 subgrid precipitation is light green and grid scale precipitation is dark green. AL50 subgrid precipitation is light pink and grid scale precipitation is dark pink. Light pink (dark pink) circles are where differences between AL50 and AL12 subgrid (grid scale) precipitation are not significant. The x-axis is the precipitation bin in mm.d^{-1} and the y-axis is the number of events in each bin. Data is interpolated onto the SAF grid. **(b)** Distribution of daily subgrid precipitation (prc) and grid scale precipitation (prls) by bin of precipitation intensity, simulations with spectral nudging. **(c)** Zoom of the 0 to 2.0 mm.d^{-1} range of **(a)**. **(d)** Average proportion of subgrid precipitation by bin of precipitation intensity. This is the proportion (y-axis) of subgrid precipitation for events with total precipitation equal to the daily intensities on the x-axis. Green is AL12 and pink is AL50. The solid lines are the percentage on the 8 km grid and the dotted lines are the percentage on the 50 km grid. Bins are equi-distributed every 2 mm.d^{-1} from 0 to 206 mm.d^{-1} and equi-distributed every 0.1 mm.d^{-1} for the zoomed section from 0 to 2.0 mm.d^{-1} .

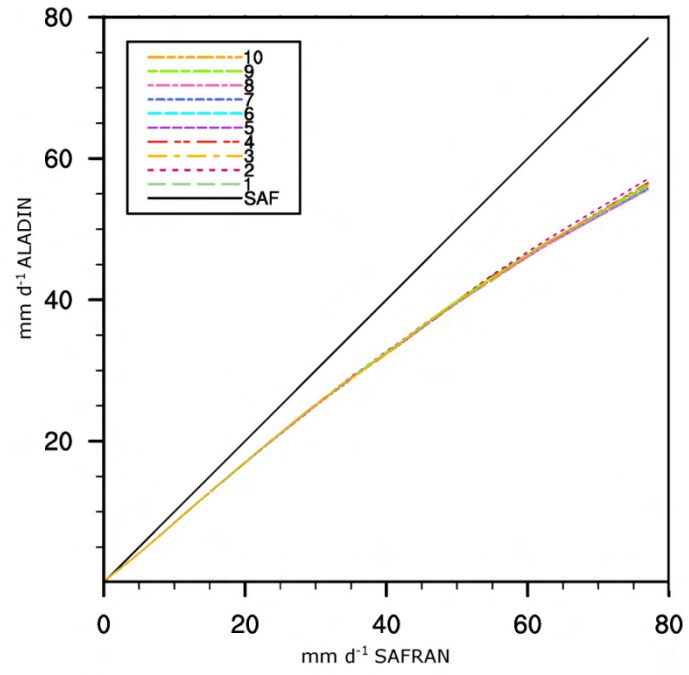


Figure 12. Per milles of daily precipitation over France, 1981-2010 for different members of AL50 compared to SAF. SOND season.

2.3 Discussion étendue : analyses indirectes de la valeur ajoutée

Les résultats de cette étude suggèrent que les sources probables de la valeur ajoutée de la haute résolution sont une meilleure représentation du relief et des différences dans les précipitations sous-maille. Nous avons tiré ces conclusions par des analyses indirectes des précipitations, tels que la comparaison des régions montagneuses aux régions de plaine afin de déterminer l'impact de la résolution du relief. Ces analyses indirectes sont nécessaires dans le cas où la réalisation des expériences de sensibilité (des nouvelles simulations modifiées pour isoler l'impact d'un certain aspect de la modélisation) sont impossibles. Deux exemples des expériences de sensibilité applicables à cette étude sont : i) une simulation à 12 km avec le relief à 50 km pour isoler l'impact de la topographie et ii) plusieurs simulations à 12 km avec des perturbations appliquées au paramètre qui contrôle la portion de la convergence d'humidité utilisée dans la fermeture du schéma de convection. Des expériences de sensibilité dans le cadre de cette thèse ont été impossibles en raison de la fermeture du ordinateur utilisé pour les simulations de ALADIN version 5.2. Il a été nécessaire donc de développer des analyses indirectes, c'est à dire sans la réalisation de nouvelles simulations, pour mettre en évidence la contribution des différentes sources de valeur ajoutée. Ces analyses doivent isoler au mieux les différentes contributions afin de pouvoir attribuer les sources de valeur ajoutée. Dans cette discussion, nous considérons la fiabilité des analyses indirectes de la valeur ajoutée utilisées dans l'article ainsi qu'une nouvelle analyse indirecte en cours de développement qui n'a finalement pas été retenue pour l'article.

2.3.1 La région nord-ouest comme un indicateur du rôle du relief

Dans l'article, nous avons utilisé la région nord-ouest de la France pour mettre en évidence le rôle du relief et des précipitations sous-maille. Cette analyse est fondée sur l'observation que le nord-ouest est une région avec peu de relief et un climat océanique. Pendant la saison froide (SOND, DJF), les précipitations sont déterminées principalement par la circulation grande-échelle qui devrait changer peu entre ALADIN 12 km et ALADIN 50 km. Pendant la saison chaude (MAM, JJA), les précipitations sont marquées par des orages locaux de nature convective, simulés par le schéma de convection du modèle. Entre les deux résolutions d'ALADIN, nous nous attendons à voir peu de différences en saison froide et des différences significatives en saison chaude au nord-ouest. Les figures 10 (saison froide) et 11 (saison chaude) de l'article confirment cette hypothèse. Les figures 5(c) et 6(c) montrent que sur la région sud-est, où un relief accidenté est présent, des différences entre les deux résolutions sont présentes même en saison froide.

Les résultats des figures 10 et 11 de l'article dépendent de la capacité de cette analyse à isoler l'impact du relief. Si d'autres facteurs impactent les précipitations de la région nord-ouest, nous ne pouvons pas affirmer que les différences (ou manque de différences) entre les deux résolutions sont dues au relief. Les facteurs qui peuvent impacter les précipitations sur le nord-ouest sont la circulation grande-échelle et le flux d'humidité de basse couche. Si les conditions de circulation et de flux d'humidité étaient moins favorables aux précipitations sur cette région pendant la saison froide dans la simulation à haute résolution, ceci pourrait expliquer l'absence d'améliorations pendant cette saison. En effet, la présence d'une circulation défavorable aux

précipitations extrêmes sur une certaine région peut cacher les apports de la haute résolution. Nous rappelons ici l'exemple des figures 8 et 9(i),(j) de l'article où la circulation grande échelle et le flux d'humidité en basse couche sont défavorables aux événements intenses sur le région des Pyrénées-Orientales.

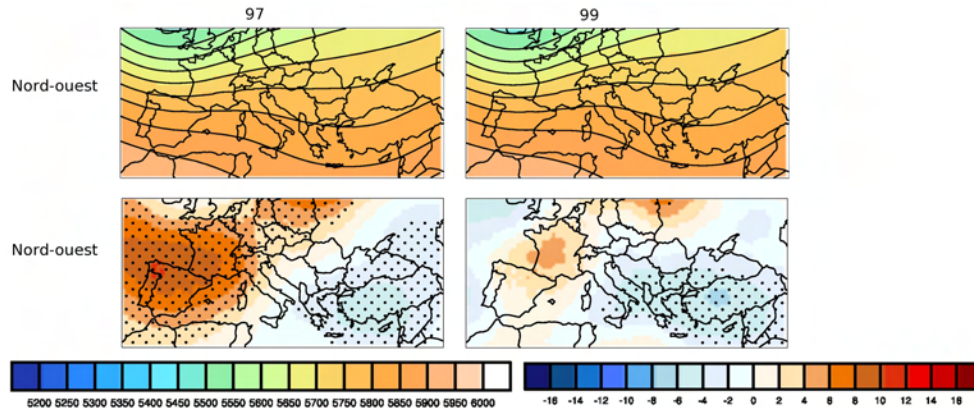


Figure 4.1 – Composites de géopotential à 500 HPa des jours avec des précipitations du 97^{ième} (99^{ième}) centile ou plus sur la région Nord-ouest, saison SOND, 1981-2010. Les images en haut sont les champs bruts de géopotential d'ALADIN à 12 km et les images du bas sont les différences entre le 12 km et le 50 km des composites de l'anomalie de géopotential. Les unités sont en m.

Afin de valider les résultats sur la région nord-ouest, il est nécessaire de s'assurer que le manque de changements significatifs n'est pas le résultat d'une circulation ou d'un flux d'humidité défavorable pendant la saison froide. Les figures 4.1 et 4.2 présentent respectivement les composites de géopotential à 500HPa et de flux d'humidité en basse couche pour les jours du 97^{ième} centile et du 99^{ième} centile ou plus pendant la saison SOND. L'anomalie positive de pression sur la France dans la figure 4.1 suggère que la simulation à 12 km diminue peut-être la précipitation sur la région nord-ouest. La circulation synoptique qui suit les contours de ces anomalies paraît moins dirigée sur cette région. Pour les précipitations du 97^{ième} centile ou plus, le flux d'humidité (figure 4.2) dirigé vers le nord-ouest est plus fort dans la simulation à haute résolution. Pour les précipitations du 99^{ième} centile ou plus, le flux est plus dirigé vers les Îles Britanniques et le flux d'humidité est négatif sur la Golfe de Gascogne. Toutefois, une grande partie du nord-ouest a un changement de flux d'humidité non-significatif.

Malgré l'anomalie positive de géopotential présente sur le nord-ouest dans la simulation à 12 km, les champs de flux d'humidité en basse couche suggèrent que ce premier n'a pas d'effet notable sur les précipitations extrêmes en saison froide. Ces résultats suggèrent que nous pouvons utiliser le nord-ouest pour mettre en évidence l'effet du relief, car la circulation et le flux d'humidité n'ont pas d'impact particulier sur les précipitations intenses que nous étudions.

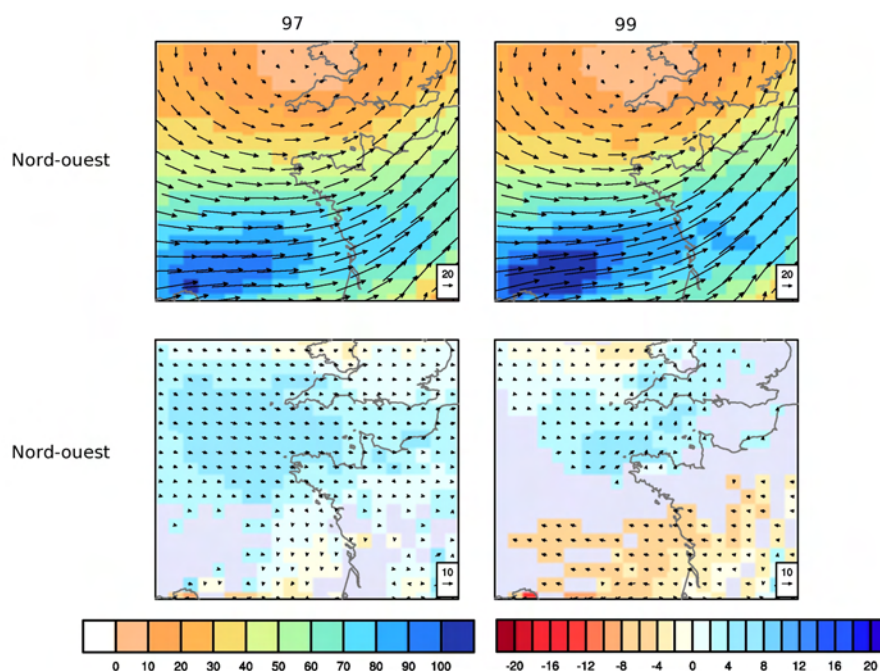


Figure 4.2 – Composites d’anomalie de flux d’humidité à 925 HPa des jours avec des précipitations du 97^{ième} (99^{ième}) centile ou plus sur la région Nord-ouest, saison SOND, 1981-2010. Les images en haut sont l’anomalie de flux d’humidité d’ALADIN à 12 km et les images du bas sont les différences entre le 12 km et le 50 km. Les unités sont en $(\text{g}/\text{kg}).(\text{m}/\text{s})$.

2.3.2 La corrélation entre le relief et les précipitations

Dans un deuxième temps, nous avons souhaité étudier plus en détail la relation qui existe entre les précipitations et le relief afin d’isoler l’impact de ce dernier. Le relief est responsable du soulèvement orographique qui peut déclencher des précipitations. Plus le changement d’altitude est important, plus la condensation et la précipitation de l’eau atmosphérique sont favorisées. La précipitation est donc corrélée de manière positive à l’altitude. Entre deux résolutions d’un même modèle, l’inclusion de plus de mailles en altitude permet d’améliorer la représentation des précipitations. En plaine, les différences de relief entre deux résolutions devrait jouer un rôle mineur dans le champs de précipitations et des différences de précipitations notables en plaine peuvent indiquer une source de valeur ajoutée autre que le relief.

La relation entre l’altitude et les précipitations peut mettre en évidence le rôle du relief dans la valeur ajoutée de la haute résolution. L’augmentation de la résolution fait qu’en altitude, le plus grand nombre de mailles là où le relief varie rapidement devrait accentuer les différences entre deux résolution d’un même modèle. En plaine, les variations d’altitude plus douces devraient minimiser la différences entre deux résolutions différentes si le relief joue un rôle dans la valeur ajoutée. L’image à gauche de la figure 4.3 présente un exemple de la relation entre précipitation et altitude quand le relief joue un rôle dans les différences entre plusieurs résolutions : dans ce cas, l’écart augment en altitude et diminue en plaine. L’image à droite de la figure 4.3 présente un exemple de la relation entre précipitation et altitude quand les différences entre simulations dépendent de facteurs autre que le relief : l’écart

entre simulations est important en plaine et reste relativement constant en altitude.

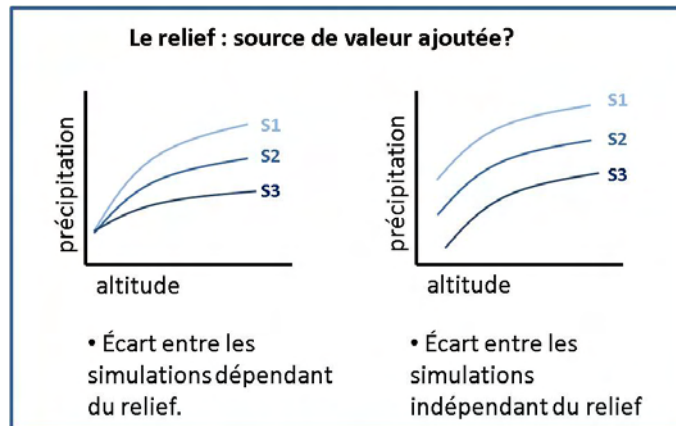


Figure 4.3 – Exemple des résultats attendus de la précipitation en fonction de l’altitude.

La figure 4.4 présente les précipitations de la saison SOND en fonction de l’altitude sur la France, le sud-est et le nord-ouest. La précipitation d’un quantile donné (la médiane, 97^{ième} centile, et 99^{ième} centile) est moyenné sur des bins d’altitude équi-distribués. Sur la France, une relation relativement nette entre l’altitude et la précipitation ressort. L’incertitude exprimée par l’écart type de chaque bin et l’écart entre les courbes accroît pour les centiles de précipitation les plus élevés. Sur le sud-est, la relation entre les précipitations et l’altitude est bruitée et la différence entre les courbes ne dépend pas fortement de l’altitude. Des résultats similaires existent pour le nord-ouest où les courbes sont moins bruitées, mais les différences entre simulations ne croissent pas en fonction de l’altitude. Il est possible que l’échantillon des altitudes sur les régions du nord-ouest et du sud-est n’est pas suffisant pour générer une courbe précipitation-altitude. Sur le nord-ouest en particulier, l’altitude varie entre 0 et 200 m environ, ce qui ne représente que la première partie de la courbe sur toute la France où les différences entre les courbes varient peu. Sur le sud-est, le moitié de la courbe est dans la dernière des bins sur toute la France. Il est possible donc que ce type de courbe ne marche que sur des grandes régions. Nous n’avons pas estimé la région minimale sur laquelle une analyse de ce type donne des résultats fiables.

Les faiblesses principales de cette analyse du rôle du relief dans la valeur ajoutée sont les effets à distance du relief et le besoin de calibrer les courbes altitude-précipitation avant d’interpréter les résultats. Le relief peut avoir un impact à distance sur la circulation et donc les précipitations. La cyclogenèse sur le côté sous le vent des montagnes en est un exemple de l’impact du relief sur des précipitations distantes. Les précipitations générées en montagne peuvent également déborder sur la plaine. Afin de pouvoir interpréter des résultats d’une courbe altitude-précipitation, il est nécessaire de calibrer ces courbes avec des expériences de sensibilité où l’impact du relief est nul, par exemple l’utilisation du relief à 50 km en entrée d’ALADIN 12 km dans le cadre de cette thèse. Ces expériences permettrait de proposer des courbes de calibration idéales où la résolution du relief ne joue pas afin de comparer avec des courbes où la résolution du relief varie. Il serait souhaitable de faire ces courbes de calibration pour différents modèles et pour différentes régions. De

plus, pour ALADIN, les résultats sur la France, le sud-est et le nord-ouest suggèrent qu'il y a peut-être une taille de domaine minimale sur laquelle cette analyse donne des résultats cohérents. Une étude plus détaillée de la relation entre l'altitude et la précipitation est nécessaire avant de proposer cette analyse comme un indicateur du rôle du relief dans les différences entre résolutions.

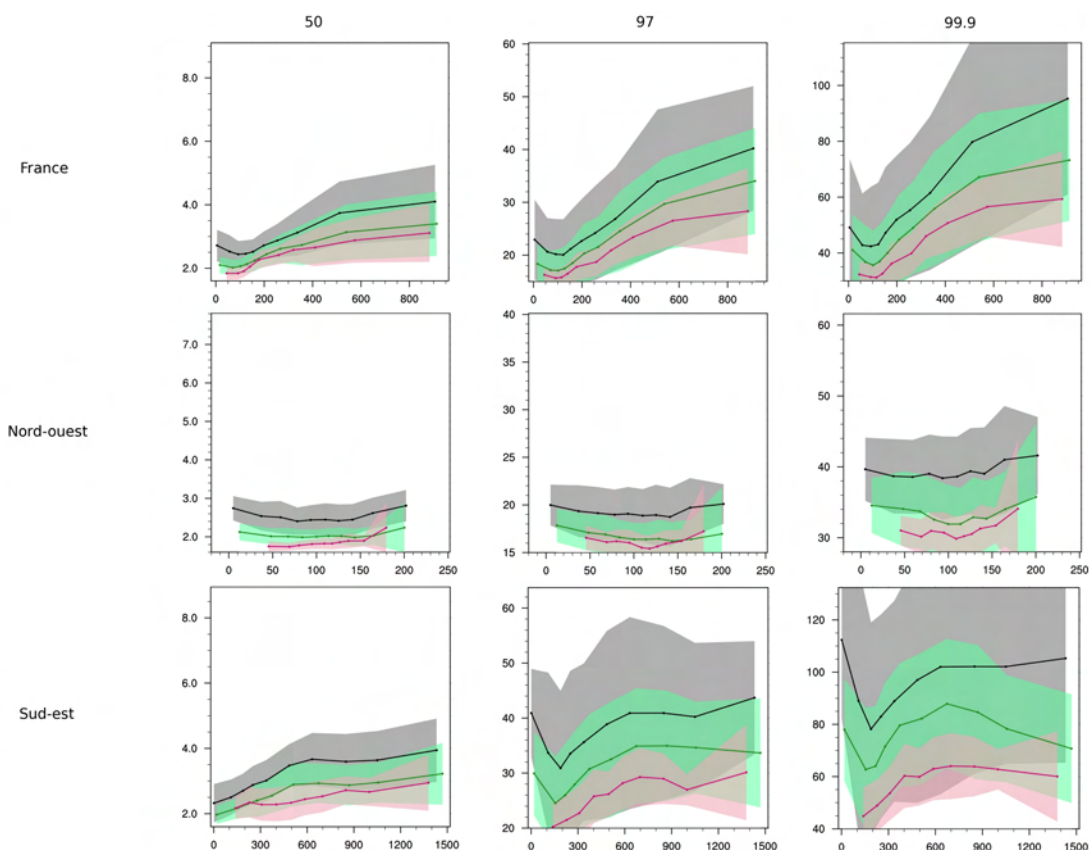


Figure 4.4 – Les précipitations en fonction de l'altitude, saison SOND, 1981–2010. La précipitation médiane, le 97^{ième} centile et le 99^{ième} centile sont affichés sur la France, le Nord-ouest et le Sud-est.

Les résultats de la relation précipitation-altitude dans ALADIN 12 km, ALADIN 50 km et SAFRAN suggèrent que sur une région aussi grande que la France, la différence entre résolutions dépend de l'altitude. Sur les régions plus petites du sud-est et du nord-ouest, les courbes sont plus bruitées et il n'y a pas de relation claire entre les précipitations et l'altitude. Une étude plus détaillée de la relation entre précipitation et altitude est nécessaire avant d'utiliser cette analyse pour déterminer les sources de la valeur ajoutée. Pour l'instant, pour valider le rôle du relief dans la valeur ajoutée, il est préférable d'utiliser des régions où le relief joue un rôle mineur (section 2.3.1) ou d'effectuer des expériences de sensibilité sur le relief dans la mesure du possible. En revanche, l'évaluation de la valeur ajoutée en fonction de l'altitude est possible avec les courbes précipitation-altitude.

3 Conclusion

L'étude de la valeur ajoutée de la haute résolution met en évidence la performance satisfaisante d'ALADIN 12 km sur les précipitations extrêmes au sud-est de la France. Les sources principales de la valeur ajoutée pour la reproduction des précipitations intenses avec ALADIN 12 km sont les précipitations sous-mailles et une meilleure résolution du relief. Les différentes sources de valeur ajoutée ont été mises en évidence par des analyses indirectes, telles que la comparaison des régions de plaine et d'altitude. Dans une discussion étendue, nous avons établi que la région nord-ouest était un bon indicateur du rôle du relief par rapport à la région sud-est, car l'impact des changements du flux d'humidité sur les précipitations entre les deux résolutions d'ALADIN était mineur. L'utilisation d'une courbe précipitation-altitude pour démontrer le rôle du relief est toujours en cours de développement et des expériences de sensibilité sont nécessaires afin de déterminer quels résultats sont possibles avec ces courbes. Des études plus détaillées sur le lien entre les précipitations et la circulation grande-échelle ou sur le rôle du schéma de convection dans les extrêmes de précipitation, en particulier pour des pas de temps en dessous d'une journée, sont quelques pistes pour la suite de cette étude.

Dans la prochaine étape, des précipitations futures simulées par ALADIN 12 km sont fournies en entrée d'un modèle hydrologique sur le bassin versant du Lez. La bonne performance d'ALADIN 12 km sur les simulations pilotées par l'analyse ERAI ne permet pas de garantir que ce modèle simule de manière satisfaisante les précipitations extrêmes futures. Avant d'utiliser les simulations ALADIN en entrée du modèle hydrologique, une correction de biais de type perturbation de quantiles est appliquée aux précipitations futures. Cette correction réduit le biais du modèle par rapport aux précipitations observées et permet d'utiliser des épisodes de crue phares sous les conditions du climat futur.

Chapitre 5

Etude d'impact du changement climatique sur la réponse hydrologique du bassin versant du Lez

1 Introduction

Le sud de la France est soumis à des crues éclair parfois dévastatrices. Des pluies diluviennes et des petits bassins versants à relief accidenté sont à l'origine de ces crues. Si l'intensification des précipitations extrêmes en région méditerranéenne sous l'influence du changement climatique se confirme, cette situation risque de s'aggraver (Kyselý et al., 2012). Afin de mieux préparer les collectivités locales et les décideurs à ce risque, la modélisation des crues éclair dans le cadre d'une étude d'impact du changement climatique fournit une première estimation de l'aléa hydrologique futur. Cependant, ces études d'impact sont rendues difficiles par la différence de résolution existant entre les champs atmosphériques fournis par les modèles climatiques et les précipitations en entrée des modèles hydrologiques. Les modèles climatiques globaux simulent l'impact du changement climatique à une résolution d'environ 100 km, tandis que la modélisation des crues éclair dans le cadre de cette thèse nécessite une résolution kilométrique. Les modèles climatiques régionaux permettent d'augmenter la résolution des champs atmosphériques issus des modèles climatiques globaux par la désagrégation dynamique des données. Ces modèles améliorent souvent les champs de précipitation à l'échelle locale, car ces derniers sont sensibles à la résolution des mailles et du relief. La dernière étape est de fournir ces précipitations désagrégées en entrée d'un modèle hydrologique. L'application d'une méthode de correction de biais sur les champs atmosphériques avant la modélisation hydrologique peut réduire l'incertitude des projections futures.

L'objectif de ce chapitre est de mettre en place une méthodologie d'étude d'impact adaptée à l'échelle des crues éclair d'un petit bassin versant du sud de la France à l'aide d'un modèle hydrologique événementiel. Plusieurs difficultés se présentent alors. La première est liée à la taille du bassin versant. On ne sait pas si la taille des bassins versants soumis aux crues éclair (généralement inférieure à 1000 km² selon Marchi et al. (2010)) permet de capturer le signal du changement climatique. Autrement dit, nous ne savons pas à quel point le signal du changement climatique sur un bassin de cette taille est bruité pour un modèle climatique régional de 12 km.

La deuxième difficulté est liée à la nature des pluies à l'origine des crues éclair. En région méditerranéenne, ces dernières sont souvent associées à des précipitations d'origine convective. Or, la convection n'est explicitement résolue par les modèles atmosphériques qu'au-dessous de quelques kilomètres de résolution. La troisième difficulté est liée au caractère événementiel de la modélisation hydrologique. Ce type de modélisation implique en effet une méthode de sélection des événements et la détermination d'un état hydrique initial. Pour le choix des événements, on peut soit choisir des événements de référence observés dans le passé et leur transférer le signal lié au changement climatique (simulé par le modèle climatique régional) soit sélectionner de nouveaux événements à partir des chroniques issues du modèle climatique. Concernant l'initialisation du modèle hydrologique, on peut aussi choisir de prendre l'état hydrique initial du bassin et de lui transférer le signal liée au changement climatique ou effectuer seulement une étude de sensibilité.

Cette étude concerne le bassin versant du Lez, situé en amont de la ville de Montpellier. Ce bassin, récemment impliqué dans des crues éclair en septembre et octobre 2014 à Montpellier, est typique de la région méditerranéenne (bassin de petite taille à réponse hydrologique brutale). La réponse hydrologique du bassin versant aux précipitations est modélisée par un modèle hydrologique conceptuel distribué, événementiel et parcimonieux. Les précipitations futures en entrée du modèle hydrologique sont simulées par un modèle climatique régional. Ces précipitations sont corrigées avant d'être fournies en entrée du modèle hydrologique par une technique de correction de biais de type perturbation de quantiles. Cette correction est appliquée pour des événements de crue observés qui sont « transférés » sur la période future. La correction de biais de type perturbation des quantiles a deux avantages principaux pour une étude d'impact sur des événements hydrologiques ponctuels : i) nous pouvons produire des analogues futurs des événements notables du passé, ce qui est plus parlant pour les prévisionnistes et les décideurs, et ii) il est possible de valider le modèle hydrologique sur des événements observés à partir des précipitations de référence. Dans le cadre de cette première étude méthodologique, le modèle est initialisé à partir d'un paramètre calibré sur les crues passées. Ce paramètre est corrélié à l'état hydrique du bassin versant. Des tests de sensibilité permettent d'estimer la variabilité des débits futurs en fonction de l'initialisation du modèle. Ni l'impact du changement climatique sur l'état hydrique du bassin versant ni l'évolution de l'occupation des sols ne sont pris en compte explicitement dans cette étude.

Ce chapitre présente les premiers résultats d'une étude d'impact du changement climatique. Sous l'influence du changement climatique, une augmentation des précipitations et des débits du bassin versant du Lez est possible. Cependant, ces résultats sont très sensibles au choix du modèle climatique global et du modèle régional et à l'état hydrique du bassin versant. En raison des incertitudes importantes dans l'étude d'impact présentée dans ce chapitre, on se gardera pour l'instant de tirer des conclusions sur l'évolution future des débits du bassin versant du Lez.

2 Etude d'impact hydrologique sur le bassin versant du Lez

2.1 Données et observations

2.1.1 Simulations atmosphériques

Le modèle atmosphérique qui simule les scénarios de changement climatique est ALADIN à une résolution de 12 km. Plus de détails sur le modèle sont présentés dans l'article scientifique du chapitre 4. Les scénarios de forçages radiatifs simulés par le modèle sont le RCP4.5 et le RCP8.5 (Van Vuuren et al., 2011). Par rapport aux scénarios précédents, les RCPs (representative concentration pathways) tentent de représenter l'éventail des scénarios développés dans la littérature de façon indépendante. Ces scénarios fournissent l'ensemble des informations nécessaires à la modélisation climatique future : les concentrations en gaz à effet de serre, les polluants atmosphériques et l'occupation des sols. La simulation historique couvre la période allant de 1950 à 2005 et les projections climatiques couvrent la période allant de 2006 à 2100. Les conditions aux limites de ces simulations, réalisées dans le cadre du projet CMIP5, sont renseignées par le modèle CNRM-CM5. Un seul membre du modèle CNRM-CM5 a été désagrégé par ALADIN à 12 km pour les deux scénarios et le run historique.

2.1.2 Modèle et données de référence hydrologiques

Le modèle hydrologique est décrit dans l'article scientifique présenté dans le chapitre 3. Nous récapitulons ici quelques aspects du modèle et des données hydrologiques essentiels dans l'étude d'impact du changement climatique.

Le bassin versant du Lez est situé à 14 km au nord de la ville de Montpellier dans le département de l'Hérault (figure 5.1). Le Lez à l'exutoire de Lavalette est alimenté par un bassin topographique de surface d'une aire de 114 km². Ce bassin topographique amont est peu urbanisé ce qui permet d'éviter les difficultés de modélisation liées à l'hydrologie urbaine. Il s'agit d'un sous-bassin de l'hydrosystème Lez-Mosson-Etangs Palavasiens de 746 km² (source : Syndicat du Bassin du Lez). Le Lez est aussi alimenté par un aquifère karstique de 380 km² dont l'exutoire principal est la source du Lez. Quatre stations pluviométriques fournissent les observations de précipitation de référence : Saint-Martin, Montpellier-ENSAM, Prades et Mauguio. Les données de précipitations horaires n'étant disponibles que pendant les épisodes, l'analyse SAFRAN (Quintana-Seguí et al., 2008) à un pas de temps journalier et une résolution spatiale de 8 km est utilisée pour combler les informations manquantes. Conçu à l'origine pour la prévision des avalanches, SAFRAN est une analyse de variables atmosphériques sur la France fournissant notamment les précipitations. SAFRAN est disponible depuis 1958 et fournit une chronique suffisante pour le calcul de la distribution empirique des précipitations journalières. SAFRAN contient sur la France plus de stations que d'autres analyses de précipitations fréquemment utilisées, tels que CRU (Harris et al., 2014) et E-OBS Haylock et al. (2008).

21 épisodes de crue observés sont disponibles sur le bassin versant du Lez entre 1994 et 2008 (table 5.1). Ces épisodes ont été sélectionnés à partir d'un critère de débit et de précipitation. Tous les épisodes retenus présentent un cumul de précipi-

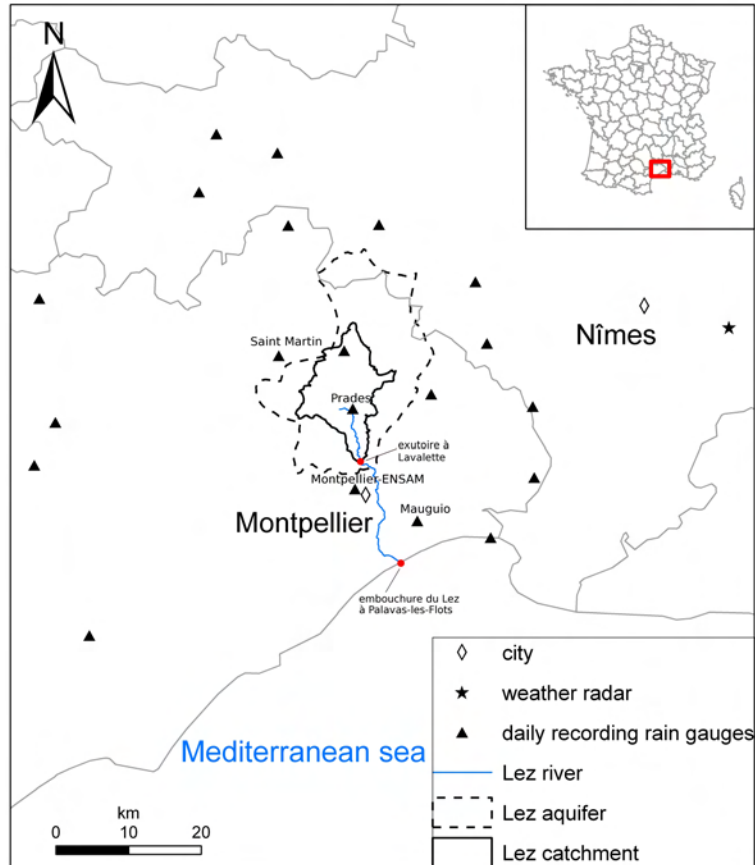


Figure 5.1 – Localisation des pluviomètres du bassin versant du Lez. Les quatre pluviomètres (triangles noirs) qui fournissent des observations de précipitation sur le bassin versant du Lez sont Saint-Martin, Montpellier-ENSAM, Prades et Mauguio.

tation supérieur à 90 mm et un débit de pointe de plus de $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Plus de détails sur la méthode de sélection des épisodes sont disponibles dans Coustau (2011).

Pour chaque épisode, le modèle hydrologique simule les débits à partir d'une fonction de production de type SCS (Coustau et al., 2012a; Gaume et al., 2004; Harader et al., 2012). Dans cette fonction, la précipitation efficace (le ruissellement) est calculée à chaque pas de temps comme une fraction de la précipitation brute tombée sur une maille. Cette fraction est le coefficient de ruissellement, $C(t)$:

$$C(t) = \begin{cases} \frac{P_b(t) - 0.2S}{P_b(t) + 0.8S} \left(2 - \frac{P_b(t) - 0.2S}{P_b(t) + 0.8S} \right) & \text{if } P_b(t) > 0.2S \\ 0 & \text{sinon,} \end{cases} \quad (5.1)$$

où P_b est le cumul de précipitation au temps t depuis le début de l'épisode (en mm) et S est le déficit hydrique (capacité de stockage) du bassin versant en début d'épisode. Les pertes de précipitations initiales avant le début du ruissellement sont égales à $0.2S$. Le paramètre, S est calibré pour chaque épisode à partir des débits observés. Il est ensuite corrélé à l'état hydrique du bassin versant mesuré par le niveau piézométrique dans l'aquifère ou par des humidités modélisées par la chaîne SIM de Météo-France (Habets et al., 2008) (voir figure 5.2). Cette relation permet d'initialiser le modèle pour des prévisions ou projections climatiques pour lesquelles une calibration avec des débits observés est impossible.

épisode	P (mm)	Q_p (m ³ s ⁻¹)	S_{cal} (mm)
octobre 1994	203,4	123,6	200
novembre 1994	104,6	99,7	121
décembre 1995	94,6	53,2	135
mars 1996	100,8	40,3	154
décembre 1996	160,6	138,6	146
novembre 1997	136	53,9	266
décembre 1997	173	121,5	150
novembre 1999	121,4	42,8	168
septembre 2000	79	51,4	143
décembre 2000	83	48,3	117
janvier 2001	79,4	93,1	101
octobre 2001	115,6	238,0	164
septembre 2002	129,4	103,2	238
octobre 2002	124,8	42,9	196
décembre 2002	261	375,8	95
septembre 2003	120	91,4	481
novembre 2003	82,4	64,0	112
décembre 2003	285,6	423,8	101
septembre 2005	364,6	467,1	33
janvier 2006	111,5	52,4	132
novembre 2008	212,4	109,2	386

Table 5.1 – Valeurs du paramètre S calibrées pour 21 épisodes de crues observées sur le bassin versant du Lez.

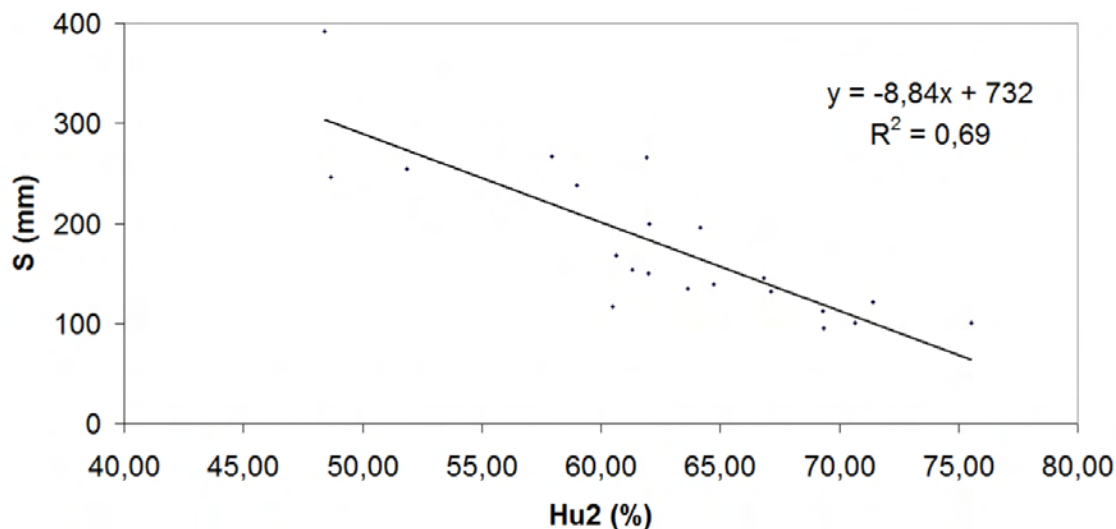


Figure 5.2 – Régression linéaire entre les valeurs de S calibrées et l’humidité de la couche racinaire (HU_2), modélisée par la chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) de Météo-France (Habets et al., 2008). Le coefficient de détermination est égale à 0.69.

Le modèle hydrologique est intégré à un pas de temps horaire. Il utilise un Modèle Numérique de Terrain à 75 m de résolution. La table 5.1 présente les valeurs de S calibrées pour chacun des épisodes, les précipitations moyennes et les débits de pointe observés. Pour 18 des 21 épisodes, les débits simulés par le modèle calibré ont un critère de Nash satisfaisant (de 0,66 à 0,94)¹. Les trois épisodes présentant les scores les plus faibles ont des valeurs de Nash comprises entre 0,54 et 0,61.

2.2 Méthodologie : la correction de biais événementielle

Les méthodes de correction de biais sont appliquées aux champs atmosphériques modélisés par des modèles climatiques régionaux ou globaux. Ces méthodes réduisent le biais entre les valeurs des champs modélisés et les données de référence (analyse ou observations). L’hypothèse forte de ces méthodes est la stationnarité du biais du modèle climatique régional sur la période future. La méthodologie retenue de type perturbation de quantiles (Tramblay et al., 2013) est également connue sous le nom « futurisation » (Colin, 2010), car cette méthode consiste à transférer des données de référence sur une période future. Dans cette thèse, nous utilisons le verbe « futuriser » pour faire référence aux données corrigées par la méthode de perturbation de quantiles. La première partie de cette méthode est la correction de biais. Elle consiste à remplacer les simulations climatiques historiques par des données de précipitation observées sur la période de référence. Sur la période passée, le biais par rapport aux observations est alors complètement éliminé. Puis, la deuxième étape consiste à calculer un coefficient de changement qui est le rapport entre les précipitations futures simulées par un modèle climatique et les précipitations historiques simulées par le même modèle. Ce coefficient de changement est calculé par quantile de précipitation sur chaque maille, puis appliqué aux données de référence du

1. La valeur optimale du critère de Nash est 1

quantile correspondant les plus proches. L'interpolation des simulations ou de la référence avant le calcul des coefficients de changement est une autre possibilité qui permet d'utiliser le coefficient de la maille ou du point correspondant.

Pour cette étude, une chronique complète de précipitations n'était disponible sur aucune des stations d'observations (à savoir Saint-Martin, Montpellier-ENSAM, Prades et Mauguio). Le calcul des quantiles empiriques sur ces stations est ainsi impossible. Les données de précipitation journalières de SAFRAN à une résolution de 8 km ont été utilisées pour calculer des quantiles empiriques sur la France avec la méthode de Hazen, fréquemment employée en hydrologie. Les quantiles sont calculés sur une fenêtre glissante de 90 jours autour d'un jour donné pour que chaque jour de l'année ait une série de quantiles empiriques. L'utilisation d'une fenêtre glissante permet de s'assurer que chaque jour ait une climatologie qui lui est représentative. Dans le cas où des saisons sont utilisées (chaque jour de DJF est représenté par les mêmes quantiles empiriques), des jours en fin et début de saison risquent d'être moins bien représentés que ceux au milieu. Pour les jours de décembre, par exemple, les événements de crue observés au cours de ce mois sont plus nombreux qu'en janvier ou février. Les quantiles de décembre risquent d'être moins intenses que si nous prenons une saison composée de septembre, octobre et novembre. Une autre option serait de prendre une fenêtre de trois mois glissante sur l'année. Les quantiles de décembre seraient calculés sur les trois mois de NDJ, puis janvier sur DJF et ainsi de suite.

Pour chaque jour donné de crue observée, le coefficient de changement correspondant à la maille SAFRAN la plus proche de la station pluviométrique sélectionnée et au quantile de SAFRAN du jour en question est appliqué aux données observées agrégées sur une journée. Le changement de précipitation journalier est ensuite redistribué au pas de temps horaire. La répartition est faite de deux façons : i) le changement est divisé par 24 et rajouté à chaque pas de temps de manière égalitaire ou ii) le changement est divisé sur chaque pas de temps pondéré par sa contribution au cumul journalier. Ces deux manières d'appliquer un changement journalier à un pas de temps horaire impactent la réponse hydrologique qui est sensible au cumul et à l'intensité des précipitations.

Dans le cadre de cette étude, les étapes de la perturbation des quantiles ou futurisation se résument ainsi :

1. Sur la période de référence, la simulation historique du modèle climatique régional est remplacé par des épisodes de précipitations observés associés aux crues notables du bassin versant du Lez.
2. Pour un événement observé à une station pluviométrique donnée, on détermine le quantile, q de précipitation journalière au pas temps, i , à la maille de SAFRAN la plus proche.
3. Pour des précipitations modélisées par ALADIN 12 km du même quantile, on détermine le rapport entre le scénario futur (RCP4.5 ou RCP8.5) et la simulation historique, $\frac{P_{mod,q(i)}^f}{P_{mod,q(i)}^p}$. Ceci constitue le coefficient de changement.
4. On multiplie les précipitations observées agrégées au pas de temps i par le coefficient de changement.
5. Le changement journalier est ensuite redistribué sur les observations horaires de façon constante ou pondérée en fonction du rapport du cumul horaire sur

le cumul journalier.

6. Ces étapes sont itérées chaque jour, jusqu'à ce que l'événement soit entièrement futurisé.

La correction de biais a été appliquée à la période 2071 à 2100 par rapport à une période de référence de 1976 à 2005. La période en fin de siècle a été sélectionnée, car les forçages climatiques (gaz à effet de serre, occupation des sols, etc) sont à leur maximum, ce qui se traduit par un signal plus fort de l'atmosphère. Cette période donne également plus de temps à l'océan qui réagit plus lentement que l'atmosphère aux forçages climatiques.

2.3 Résultats des précipitations futures modélisées et implications pour l'étude d'impact

Afin de mieux comprendre les résultats de la modélisation hydrologique, nous présentons ici les changements futurs projetés par ALADIN 12 km à partir des conditions aux frontières fournies par le modèle global CNRM-CM5. Deux saisons sont considérées : automne (SON) et hiver (DJF), car la quasi-totalité des événements notables sur le bassin versant du Lez se produisent de septembre à janvier.

La figure 5.3 présente les changements de précipitations relatifs sur plusieurs périodes entre 2006 et 2100. En hiver, les précipitations du RCP4.5 aux alentours du bassin versant diminuent progressivement de 2011 à 2100. Cette diminution est associée à une augmentation des précipitations au nord de la France formant un dipôle nord-est, sud-ouest. Sur le RCP8.5, nous voyons une progression de l'augmentation des précipitations au nord-ouest de la France, qui deviennent plus fortes au fur et à mesure des 3 périodes de 2011 à 2100. Au sud de la France, une diminution des précipitations est observée de 2011 à 2040 dans le RCP4.5. Cette diminution est moins marquée de 2041 à 2071, puis elle devient plus notable de 2071 à 2100. Contrairement au RCP4.5, RCP8.5 ne paraît pas développer un dipôle nord-sud progressivement sur les trois périodes entre 2011 et 2100. L'assèchement plus fort au sud-ouest dans le RCP4.5 que le RCP8.5, en dépit d'un forçage radiatif plus important dans le RCP8.5, est probablement le résultat de la variabilité interne du modèle (Terray et Boé, 2013). Dans cette étude, nous utilisons un seul membre du modèle climatique global en entrée du modèle climatique régional, ce qui induit une forte incertitude par rapport au choix du membre. Il est possible d'estimer cette incertitude par l'utilisation d'un ensemble de membres. Sur les deux scénarios, les précipitations hivernales moyennes sur les Alpes au sud-est de la France augmentent en générale ou diminuent très peu (2071 à 2100, RCP8.5). Nous observons que le bassin versant du Lez est localisé sur une zone de transition entre l'assèchement et l'augmentation des précipitations. En fin de siècle, le signal dominant sur le bassin versant est une diminution des précipitations moyennes.

En automne, une augmentation locale des précipitations moyennes marquée est visible sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales (figure 5.3) sur toutes les périodes de 2006 à 2100. Cette augmentation est présente dans les deux scénarios. Cette augmentation pourrait venir d'une augmentation des précipitations très fortes de cette région soumis habituellement aux précipitations extrêmes en automne ou d'une modification de la circulation qui influence les précipitations (atmosphère plus favorable à un régime de temps qui déclenche les précipitations). La visualisation

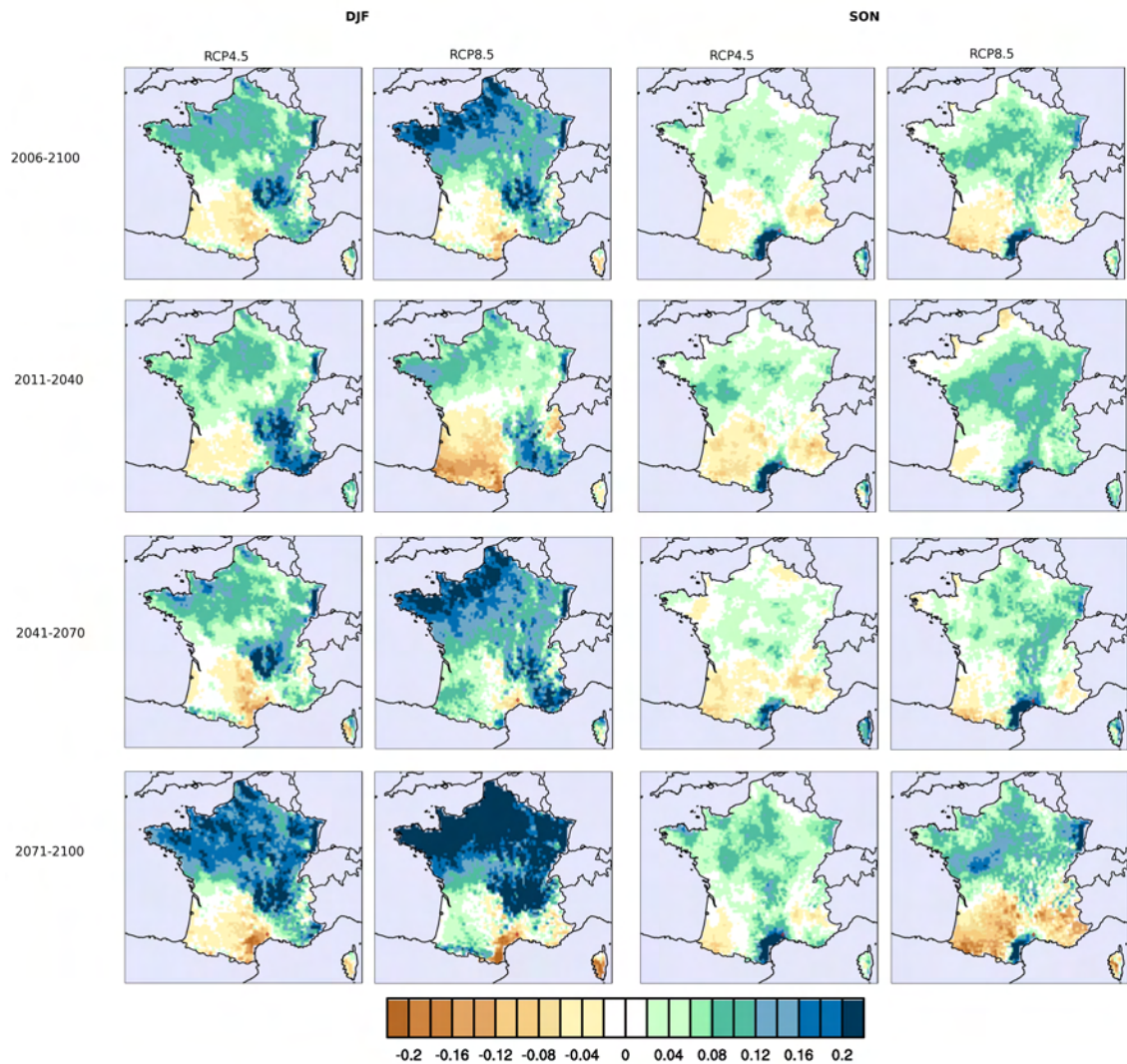


Figure 5.3 – Changement de précipitation relatif moyen projeté par ALADIN 12 km sur différentes périodes entre 2006 et 2100. La période de référence est 1976 à 2005. Résultats pour l’hiver (DJF) et l’automne (SON), scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Le bassin versant du Lez est le point en rouge.

des différents quantiles de précipitation permet de tester cette première hypothèse. Quelque soit la source de ces changements, il est nécessaire de situer ces changements par rapport aux autres modèles climatiques dans le cadre d’une étude multi-modèles afin de déterminer le niveau de confiance que nous pouvons accorder à ces résultats.

Le changement des précipitations futures sur la France a été considéré pour la médiane, le 97^{ième} centile, le 99^{ième} centile et le 99.9^{ième} centile. Ces quantiles ont été calculés sur la période en fin de siècle (de 2071 à 2100) pour l’automne et l’hiver. La séparation des précipitations par quantile permet de mieux comprendre le signal projeté sur les précipitations moyennes. Les précipitations moyennes sont sensibles à la distribution des précipitations, qui ne sont pas normales. Les quantiles permettent de voir l’impact du changement climatique sur des événements de précipitation plus ou moins fréquents.

En hiver, pour les deux scénarios, la médiane de précipitation diminue au sud

et augmente au nord (figure 5.4), comme c'était le cas de la précipitation moyenne. L'absence d'une augmentation des précipitations fortes sur les Alpes dans la médiane dans le RCP4.5 suggère que le signal observé sur les précipitations moyennes est probablement le résultat d'une augmentation des quantiles élevés. Une augmentation des précipitations sur les Alpes est observée sur le 97^{ième} centile et le 99^{ième} centile. Ces quantiles ont aussi augmenté sur les Alpes dans le RCP8.5, mais les précipitations moyennes diminuent légèrement en fin de siècle sous ce scénario. Une diminution locale des précipitations sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales est présente pour le 97^{ième} et 99^{ième} centiles des deux scénarios. Le 99,9^{ième} centile a une très grande variabilité spatiale dans les deux scénarios. Il est difficile de conclure sur l'impact des changements de ce quantile. En général, les précipitations du bassin versant du Lez devrait diminuer en hiver pour la médiane, le 97^{ième} centile et le 99^{ième} centile tandis que les précipitations les plus fortes (99,9^{ième} centile) restent mitigées.

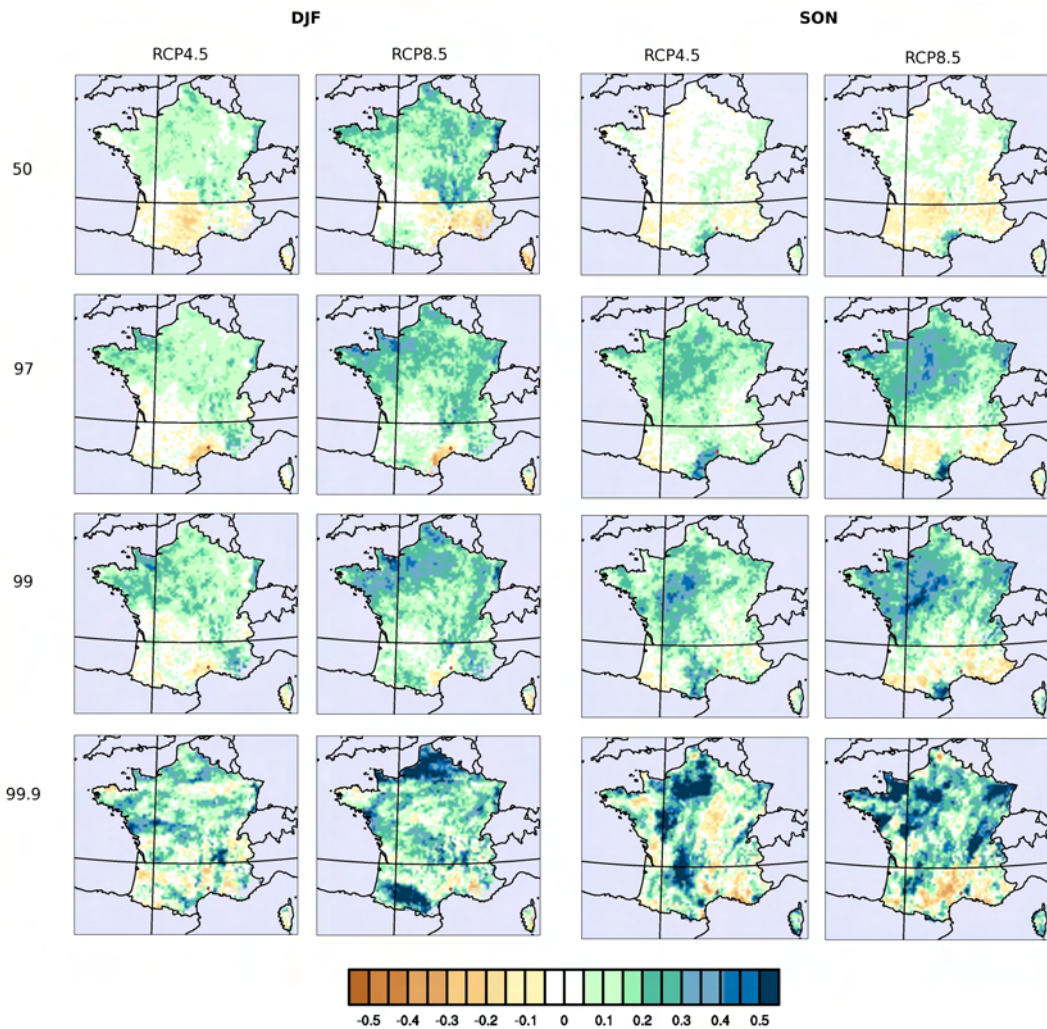


Figure 5.4 – Changement de précipitation relatif du 50^{ième}, 97^{ième}, 99^{ième} et 99,9^{ième} centiles projeté par ALADIN 12 km pour la période de 2071 à 2100. La période de référence est 1976 à 2005. Résultats pour l'hiver (DJF) et l'automne (SON), scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Le bassin versant du Lez est le point en rouge.

En automne, pour les deux scénarios, l'augmentation des précipitations sur le

Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales est visible pour la médiane, le 97^{ième} centile et le 99^{ième} centile. Ceci suggère que le signal sur les précipitations moyennes en automne n'est pas que le résultat de l'augmentation des événements extrêmes, mais d'un climat futur qui favorise les précipitations sur cette région quelque soit le quantile. Ce changement ne vient pas exclusivement des événements de précipitations extrêmes méditerranéens. L'augmentation des précipitations sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales a une plus grande étendue spatiale dans le RCP4.5 pour les 97^{ième} et 99^{ième} centiles et touche plus le bassin d'étude. A l'instar des résultats sur l'hiver, le 99,9^{ième} centile présente une très forte variabilité spatiale, avec une diminution au sud visible dans le RCP8.5. Pour les deux scénarios, les résultats sur le 99,9^{ième} centile sont d'une très grande variabilité spatiale. L'application d'une méthode de lissage spatiale permettrait de déterminer s'il existe un signal de changement au sud de la France. Sur les précipitations moyennes et les autres quantiles, une augmentation des événements pluvieux sur le bassin versant d'étude est probable selon les résultats d'ALADIN 12 km.

Pour l'étude hydrologique, la présence d'une augmentation de précipitation sur le sud-est de la France en automne présage une possible augmentation des débits du bassin versant du Lez pendant cette période. En hiver, le signal du changement est plus mitigé et varie selon la période et l'intensité des précipitations. Dans la prochaine section, on considère la traduction du signal sur les précipitations en débits de crue. La réponse des débits dépendra aussi des conditions au sol qui sont considérées dans le cadre d'un test de sensibilité.

2.4 Résultats de la modélisation hydrologique sur la période future

Le modèle hydrologique a été appliqué aux 21 épisodes de crue futurisés pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Pour chaque scénario, les précipitations journalières sont corrigées par une méthode de perturbation de quantiles. Les corrections journalières sont ensuite réparties sur les précipitations horaires de manière pondérée par le cumul horaire ou de façon égalitaire. Trois valeurs de S sont utilisées pour chaque épisode afin d'estimer la sensibilité du modèle à l'état hydrique du bassin : S_{cal} calibré sur la période passée, S_{cal} plus l'écart type calculé sur les 21 épisodes passés, et S_{cal} moins l'écart type. Ce chapitre présente les impacts du changement climatique sur les précipitations et les débits à l'exutoire du bassin versant, projetés par ALADIN et le modèle hydrologique.

Dans un premier temps, nous considérons les coefficients de changement, calculés sur les données ALADIN interpolées sur la grille de SAFRAN. Les chroniques de chacun des quatre pluviomètres qui fournissent les observations sur le bassin versant du Lez au modèle hydrologique sont multipliés par des coefficients de changement, calculés à la maille SAFRAN la plus proche. Ces coefficients sont appliqués par quantile de précipitation journalière. Les coefficients de correction en fonction des quantiles de précipitation sont présentés dans la figure 5.5 pour deux saisons, automne et hiver. Dans les corrections appliquées aux épisodes de crue, les coefficients de correction sont calculés en fonction des quantiles sur une fenêtre glissante de 90 jours. Ici, nous avons choisi d'illustrer ces coefficients pour les deux saisons pendant lesquelles la plupart des épisodes de crue arrivent sur le bassin versant du Lez. Pour les deux scénarios, les courbes de l'automne (SON) sont relativement stables

avec une légère montée pour les faibles quantiles, puis une augmentation importante de la correction pour les quantiles les plus élevés. En hiver, RCP4.5 montre une forte augmentation des quantiles faibles aux stations de Prades et Maugio, tandis que ceux de Montpellier et Saint-Martin baissent. Une augmentation des quantiles élevés est projetée, suivie d'une baisse des quantiles les plus élevés pour certaines stations. En hiver, le RCP8.5 montre une baisse des quantiles moyens, suivie par une augmentation du coefficient de correction qui s'aplatit au dessus de zéro. Toutes les stations montrent une baisse du coefficient pour les quantiles les plus élevés du RCP8.5 en hiver.

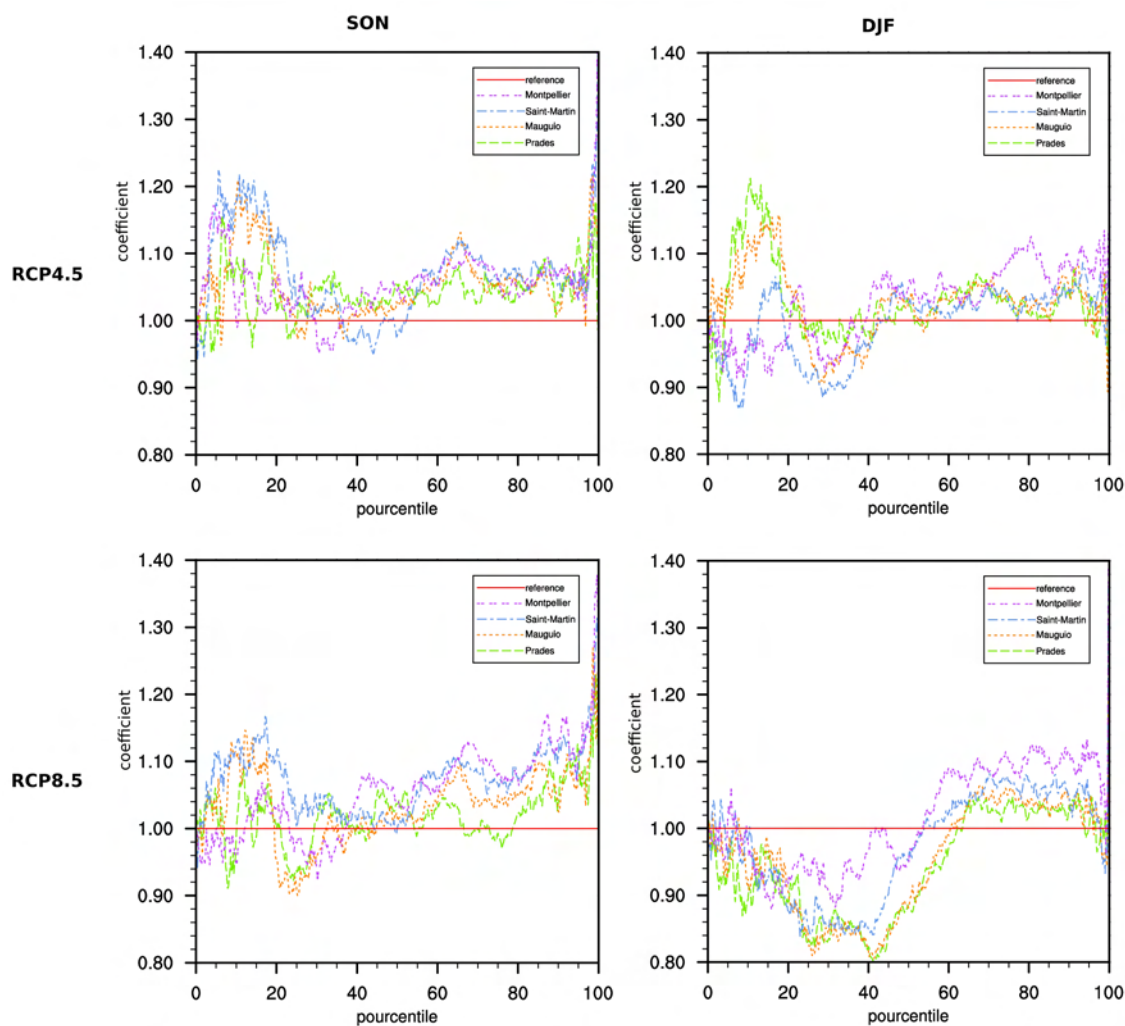


Figure 5.5 – Coefficient de changement en fonction du centile de précipitation. 2071–2100 par rapport à 1976-2005. RCP4.5 et RCP8.5, saisons DJF et SON. Les traits sont les coefficients calculés aux points SAFRAN les plus proches des quatre pluviomètres qui fournissent les observations sur le Lez. La pluviomètre de Montpellier est violet, celle de Saint Martin bleu, celle de Mauguio orange, et celle de Prades vert.

En cohérence avec l'augmentation des précipitations automnales projetée sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales pour les deux scénarios dans la section 2.3, les deux scénarios montrent une augmentation marquée des coefficients pour les quantiles plus élevés en automne. Ceci se traduit par une augmentation des

précipitations de référence par le coefficient de changement pendant la correction de biais. En hiver, les quantiles faibles et moyens ne suivent pas la même évolution. Il y a une baisse marquée des quantiles faibles de toutes les stations de RCP8.5 qui n'est pas projetée dans RCP4.5. Pour les quantiles le plus élevés, une baisse est projetée pour les deux scénarios, au moins pour certaines stations. Ces résultats suggèrent qu'une baisse des quantiles de précipitation les plus forts en hiver est possible.

Suite à l'application de la correction de biais aux précipitations simulées par ALADIN 12 km, ces données sont fournies en entrée du modèle hydrologique pour les 21 épisodes de crue de référence. Pour chaque épisode, le modèle hydrologique est initialisé par les conditions aux sol calibrés sur la période de référence. Le modèle hydrologique simule ensuite une chronique de débits. Cette chronique est affichée dans la figure 5.6 pour l'épisode d'octobre 1994. Trois chroniques sont affichées : les débits observés, les débits de référence, simulés avec les précipitations observées et les débits futurs, simulés à partir des précipitations corrigées. Un biais existe entre les observations et la simulation de référence. Pour cette raison, l'impact du changement climatique sur les débits est mesuré par rapport à une simulation de référence et non pas les observations. La mesure utilisée pour estimer cet impact est le débit de pointe, qui permet d'évaluer les dégâts au paroxysme de la crue. Pour les précipitations, le cumul pendant l'épisode et le maximum d'intensité sont considérés.

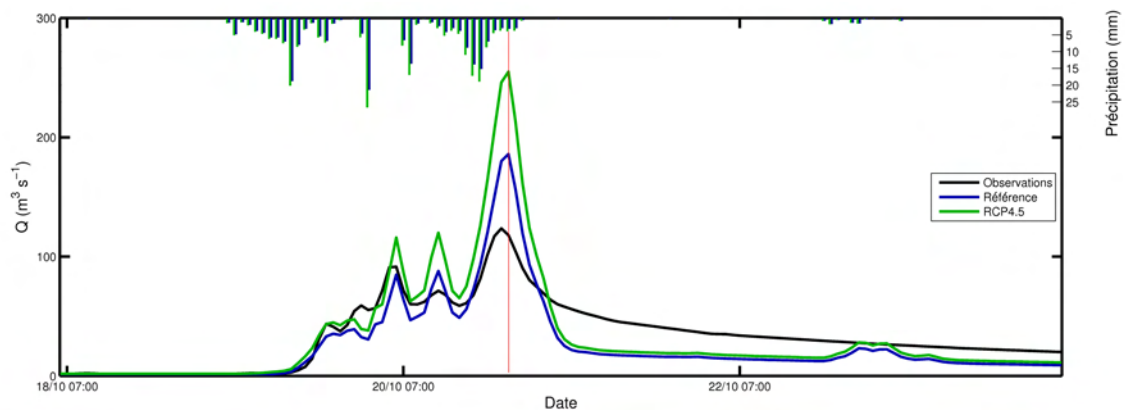


Figure 5.6 – Exemple d'un hydrogramme de débits futurisés, épisode du 18 octobre 1994. Le trait noir est le débit observé et le trait bleu est le débit de référence calculé par le modèle à partir des précipitations observées. La différence entre ces deux courbes montre le biais du modèle. Le trait vert sont les débits calculés à partir des précipitations futurisées du scénario RCP4.5 (correction pondérée). Le débit de pic de la référence et du RCP4.5 est indiqué par le trait vertical rouge. La précipitation horaire est affichée sur l'axe des ordonnées inverse. Les bâtons noirs sont les précipitations observées et les bâtons verts sont les précipitations futurisées.

La figure 5.7 présente les cumuls de précipitation pour les 21 épisodes de crue futurisées sur la période 2071 à 2100. Le cumul de précipitation est pareil pour la correction pondérée et non-pondérée. Sur une majorité des épisodes, les cumuls du RCP4.5 dépassent ceux du RCP8.5. L'impact sur la précipitation moyenne dépend en partie du mois de l'épisode. Les épisodes en novembre et octobre ont quasiment toujours une augmentation du cumul de précipitation, tandis que les épisodes de

janvier affichent toujours une diminution. Les épisodes de septembre et décembre sont plus variables et affichent des diminutions ou augmentations du cumul selon l'épisode. Ces premiers résultats suggèrent que l'impact du changement climatique sur les précipitations du bassin versant du Lez varie selon le mois d'arrivée de l'épisode, mais l'échantillon de seulement 21 épisodes est trop petit pour en tirer des conclusions robustes.

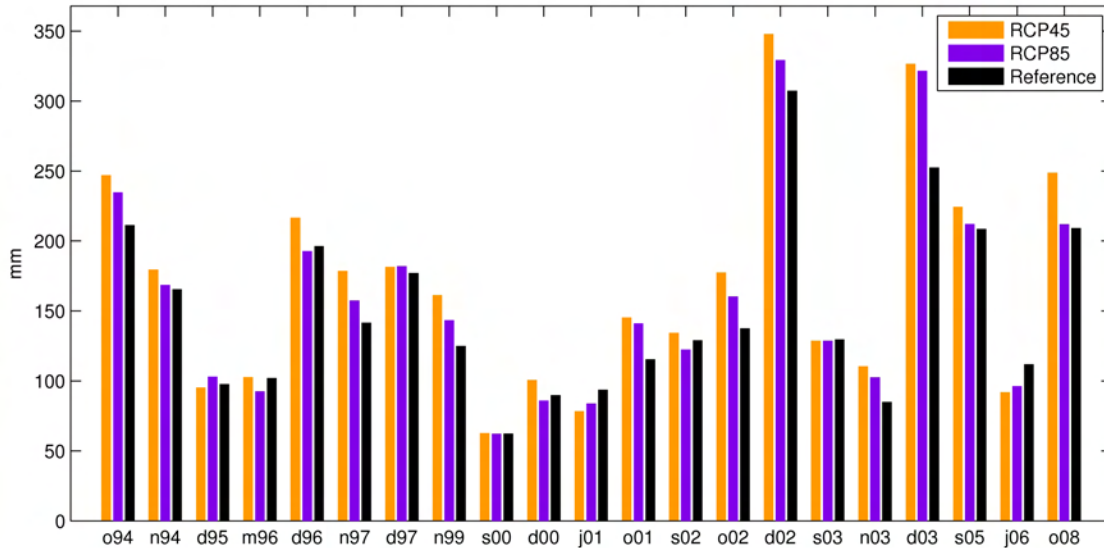


Figure 5.7 – Cumul de précipitations futurisées des scénarios RCP4.5 et RCP8.5, 2071–2100 par rapport à 1976–2005. 21 épisodes de crue. Le RCP4.5 est en orange, le RCP8.4 en violet et les observations en noire.

La figure 5.8 présente le débit de pic des 21 épisodes de crue futurisées pour la correction horaire pondérée. Trois simulations ont été réalisées pour chaque épisode : initialisation par les conditions au sol calibrées sur le passé (S_{cal}), S_{cal} plus un écart type et S_{cal} moins un écart type. Ces deux derniers sont affichés comme barres d'erreur sur les débits afin de visualiser l'incertitude liée à l'initialisation du modèle. La barre d'erreur haute est le débit de pic simulé avec S_{cal} moins un écart type (sols plus humides) et la barre d'erreur basse est le débit de pic simulé avec S_{cal} plus un écart type (sols plus secs). Comme pour les précipitations, RCP4.5 a tendance à produire des pics de débit plus importants que RCP8.5. Quelques épisodes clés ressortent où l'augmentation des débits est marquée par rapport à la référence : octobre 1994, octobre 2001 et décembre 2003. Pour d'autres épisodes, le changement futur reste modeste et est similaire en amplitude du biais du modèle.

La plus grande source d'incertitude dans le débit de pointe est liée à la sensibilité du modèle à son initialisation. Pour une majorité des épisodes, les barres d'erreurs inférieures (S_{cal} plus un écart type) coïncident avec les débits de référence. Dans ce cas, le changement des précipitations n'est pas suffisant pour augmenter les débits si le niveau initial du réservoir sol (S) est diminué d'un écart type. Les résultats sont tellement sensibles à l'état hydrique du bassin versant que selon l'évolution de ce dernier, les débits de crue pourraient augmenter, diminuer ou rester stationnaires. Cette source d'incertitude est de loin plus importante que le choix du scénario.

La figure 5.8 est montrée seulement pour la répartition temporelle pondérée.

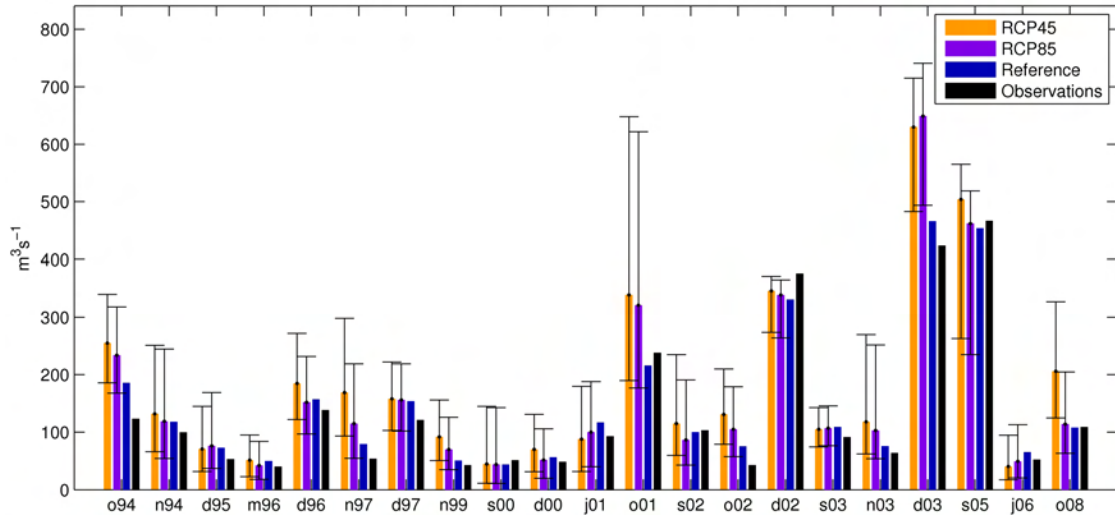


Figure 5.8 – Débit de pic des scénarios RCP4.5 et RCP8.5, 2071–2100 par rapport à 1976-2005. 21 épisodes de crue. Le RCP4.5 est en orange, le RCP8.4 en violet, la simulation de référence est en bleu et les observations en noire. Les moustaches représentent la variation du débit de pic en fonction du paramètre S . La moustache du bas est S_{cal} plus un écart type (sols plus secs) et la moustache du haut est S_{cal} moins un écart type (sols plus humides).

Pour la répartition non-pondérée, ces résultats sont moyennés sur les 21 épisodes afin de faciliter la comparaison avec la correction pondérée. La table 5.2 présente le changement relatif du débit de pointe moyenné sur les 21 épisodes. En moyenne, le RCP4.5 projette une augmentation des débits de pointe de 27% quand la correction est pondérée et 17% quand elle ne l'est pas. Les augmentations sont bien moins importantes pour le RCP8.5, à 9.8% et 5.9% pour le pondéré et le non-pondéré respectivement. L'impact de l'initialisation sur les 21 épisodes est très important avec les changements allant de plus de 100% d'augmentation à une diminution d'environ 40%. L'évolution de l'état hydrique du bassin versant joue un rôle essentiel dans l'impact du changement climatique et les résultats sont peu concluants sans une estimation fiable de l'initialisation du modèle sur la période future.

La table 5.2 présente également les changements moyens du cumul de précipitation et de la précipitation maximale sur les 21 épisodes. Le cumul de précipitation augmente en moyenne de 11% pour le RCP4.5 et 4.7% pour le RCP8.5, ce qui résume la tendance des précipitations et des débits dans les figures 5.8 et 5.7 d'avoir des augmentations plus fortes dans RCP4.5. Les cumuls sont identiques dans les deux cas, pour une répartition pondérée ou non-pondérée. La précipitation maximale est plus grande dans le RCP4.5 que le RCP8.5. La répartition pondérée a une précipitation maximale plus importante que la répartition non-pondérée dans les deux cas, ce qui est un résultat de la structure de la répartition temporelle des précipitations. La sensibilité du modèle hydrologique à la répartition temporelle des précipitations est plus importante que celle liée au choix de scénario.

	RCP4.5, pondéré	RCP4.5, non-pondéré	RCP8.5, pondéré	RCP8.5, non-pondéré
Changement débit	0.27	0.17	0.098	0.059
Limite supérieure	1.21	1.06	1.0	0.93
Limite inférieure	-0.28	-0.35	-0.40	-0.43
Changement cumul précip.	0.11	— — —	0.047	— — —
Changement max précip.	0.13	0.024	0.052	0.0071

Table 5.2 – Changement de débit de pointe, du cumul de précipitation, et de la précipitation maximale moyennés sur 21 épisodes, 2071–2100 par rapport à 1976–2005. Changements normalisés par rapport à 1976–2005. Les limites supérieures et inférieures correspondent aux limites du débit de pointe pendant les tests de sensibilité à l’initialisation du modèle.

2.5 Sensibilité du modèle à l’intensité et au cumul des précipitations

Sous l’influence du changement climatique, l’intensité des précipitations et leur cumul peut évoluer. Le changement de débit plus fort quand la répartition temporelle des changements est pondérée met en évidence la sensibilité du modèle à l’intensité des précipitations en plus de leur cumul. Le coefficient de ruissellement calculé par le SCS augmente quand les sols sont saturés et une proportion plus importante des précipitations ruisselle. Le modèle devient ainsi plus sensible à l’intensité des précipitations en plus de leur quantité.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons appliqué deux répartitions spatiales de l’augmentation des précipitations futures : pondérée et non-pondérée. Ici, nous considérons la sensibilité du modèle à l’intensité et au cumul de précipitation à travers ces deux méthodes. La sensibilité du modèle est représentée par la valeur du débit de pointe. Les données utilisées pour les analyses sont les 21 épisodes futurs des deux scénarios futurs. La répartition pondérée représente la situation où pour une même augmentation de cumul, l’intensité des précipitations augmente plus que pour la non-pondérée. L’inverse est vrai pour la correction non-pondérée, pour une même augmentation d’intensité, le cumul augmente plus. En comparant ces deux méthodes, nous pouvons déterminer quel signal (cumul ou intensité) domine dans la réponse hydrologique.

La figure 5.9 présente la relation entre le changement de précipitation et le changement de débit de pointe pour la période future, de 2071 à 2100 par rapport à 1976 à 2005. La sensibilité des changements de débit de pointe aux changements de l’intensité de précipitation est plus importante pour la répartition non-pondérée que pour la pondérée, c’est à dire quand le cumul augmente en même temps que l’intensité de précipitation maximale, le débit de pointe augmente plus (figure 5.9(a)). La relation entre le changement de débit de pointe et le changement de l’intensité de précipitation maximale est relativement linéaire pour les deux corrections. Par rapport à l’intensité maximale de précipitation, le débit de pointe est moins sensible qu’aux changements du cumul de précipitation (figure 5.9(b)). La répartition temporelle du changement de précipitation n’a pas d’impact notable sur le changement du débit de pointe jusqu’à 20 mm h⁻¹ environ. A ce point, les débits de pointe de la répartition pondérée commencent à augmenter bien plus que ceux de la répartition

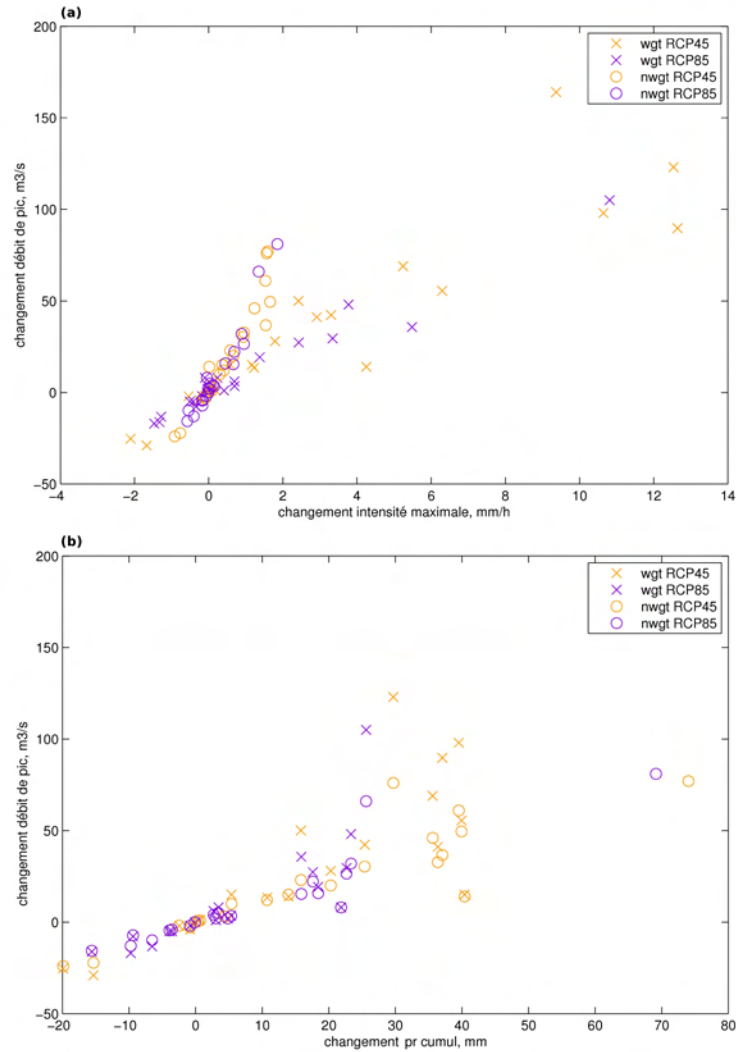


Figure 5.9 – Relation entre le changement de débit et le changement de précipitation. 21 épisodes, RCP4.5 et RCP8.5, 2071–2100 par rapport à 1976–2005, répartition pondérée et non-pondérée. Le RCP4.5 est en orange, le RCP8.4 en violet, la répartition pondérée en croix et la répartition non pondérée en cercle. **(a)** changement du débit de pointe par rapport au changement de l'intensité de précipitation maximale. **(b)** changement du débit de pointe par rapport au changement du cumul de précipitation.

non-pondérée. La relation entre le changement de débit de pointe et le changement du cumul de précipitation devient plus exponentielle pour la répartition pondérée et reste linéaire pour la répartition non-pondérée.

Pour des petits changements de cumul, le choix de répartition a peu d'impact sur la sensibilité du modèle aux changements de cumul (figure 5.9(b)), contrairement à la sensibilité aux changements de l'intensité maximale de précipitations (figure 5.9(a)). Cette observation montre que quand le cumul augmente pour une même intensité (la répartition non-pondérée de la figure 5.9(a)), la sensibilité du débit de pointe est toujours impactée quelque soit l'importance du changement d'intensité. Quand l'intensité de précipitation maximale augmente pour un même cumul, ce n'est pas

toujours le cas. Ces résultats suggèrent que le signal du cumul des précipitations domine sur celui de l'intensité dans la réponse du modèle hydrologique sur le bassin versant du Lez. Pour des petits changements de cumul, la répartition temporelle des changements ne joue pas un rôle prépondérant dans la réponse hydrologique.

2.6 Discussion

Les résultats de l'étude d'impact hydrologique suggèrent que les débits du bassin versant du Lez pourraient augmenter sous l'influence du changement climatique si les projections d'ALADIN 12 km sont représentatives du signal des changements atmosphériques futurs. La précipitation et le débit de pointe augmentent sous le climat futur, avec une augmentation plus importante sous le scénario RCP4.5 que sous le scénario RCP8.5. Le signal de changement dépend aussi de la saison quand l'épisode se produit. La répartition spatiale des changements, présentée dans la section 2.3, les précipitations extrêmes augmentent sur le Lez en automne et diminuent pour certains quantiles en hiver. L'observation que les précipitations et donc les débits augmentent plus dans le RCP4.5 que dans le RCP8.5 n'est pas évidente dans les images de la répartition spatiale des changements de précipitation. La variabilité spatiale du modèle au sud de la France pourrait influencer sur les différences entre les deux scénarios en plus de la variabilité interne du modèle, non pris en compte dans cet exercice. Par rapport au choix du scénario, l'initialisation du modèle hydrologique est de loin la source d'incertitude la plus importante. Selon l'état hydrique futur du bassin versant, les débits de pointe pourraient doubler ou diminuer de plus de 40%.

Le modèle est également sensible au cumul de précipitation et à sa distribution temporelle. Cependant, pour des petits changements du cumul de précipitation, la répartition temporelle a un impact mineur sur la sensibilité du modèle. Entre les deux choix de la répartition temporelle de la correction journalière, la répartition pondérée paraît la plus réaliste car elle permet de prendre en compte une augmentation plus importante des précipitations les plus extrêmes. L'utilisation des simulations de précipitation horaires ou tri-horaires permettrait d'éviter ou réduire le nombre d'hypothèses sur la répartition temporelle des précipitations horaires. Sinon, un algorithme de répartition temporelle plus avancé pourrait améliorer les résultats. L'utilisation de l'intensité de précipitation maximale comme un indicateur de la structure temporelle des précipitations est une autre simplification de cette étude. L'utilisation d'un indicateur plus avancé permettrait de mieux décrire la répartition temporelle des précipitations sur chaque épisode et de comprendre leur rôle dans la réponse hydrologique du bassin versant.

Cette étude démontre la faisabilité d'une étude d'impact hydrologique événementielle sur un petit bassin versant méditerranéen. De nombreuses améliorations à l'étude présentée ici sont possibles afin de fournir des conclusions sur l'impact du changement climatique sur le bassin versant du Lez. L'utilisation des projections climatiques d'ensembles et multi-modèles permettrait d'estimer l'incertitude associée au choix d'un modèle et d'un membre. Une prise en compte des évolutions de l'état hydrique du bassin versant ainsi d'une meilleure prise en compte de la variabilité temporelle des précipitations est également essentielle.

3 Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons présenté les résultats d'une étude d'impact hydrologique effectuée avec les simulations historiques et les projections du climat futur d'ALADIN à 12 km. Deux scénarios de forçage radiatif ont été considérés : le RCP4.5 et le RCP8.5. En automne, une augmentation marquée des précipitations moyennes est visible sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales pour des plus périodes de 2006 à 2100. En fin de siècle (2071 à 2100), cette augmentation est visible sur les 50^{ième}, 97^{ième}, et 99^{ième} centiles de précipitation. Par rapport aux modèles de l'expérience ENSEMBLES, l'augmentation des extrêmes de précipitation journaliers automnaux au sud de la France est raisonnable, mais il existe une incertitude sur le signal du changement en automne, témoignée par le manque d'accord entre les modèles (moins de 75% accordent) (Kysely et al., 2012). L'augmentation des précipitations moyennes sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales n'est pas en accord avec les résultats d'ENSEMBLES qui prévoient une diminution entre 5% et 15% sur cette région. Nous avons également observé un signal du changement climatique, parfois plus fort dans le RCP4.5 que dans le RCP8.5. Ceci est probablement dû à la variabilité interne du modèle. Dans cette étude, nous utilisons un seul membre d'ALADIN pour chaque scénario. L'utilisation d'un ensemble de simulations atmosphériques permettrait de réduire l'incertitude associée à la variabilité interne du modèle.

En vue d'une étude d'impact hydrologique, des coefficients de changement pour transférer le signal du changement climatique ont été calculés sur chaque point de la grille SAFRAN afin d'appliquer une méthode de correction de biais de type perturbation de quantiles. Sur le bassin versant du Lez, la structure des coefficients de correction est plus cohérente entre les deux scénarios en automne qu'en hiver. En automne, une augmentation des coefficients de changement brusque est observée pour les quantiles élevés, ce qui suggère une augmentation disproportionnée des quantiles de précipitation les plus extrêmes.

Des simulations hydrologiques sur 21 épisodes ont été réalisées avec les précipitations, de la période 2071 à 2100, corrigées la méthode de correction de biais. Deux scénarios ont été considérés : le RCP4.5 et le RCP8.5. Les corrections journalières ont été adaptées aux précipitations horaires en utilisant deux répartitions temporelles différentes : i) une distribution égale du changement sur les précipitations horaires d'un jour donné (non-pondérée) ou ii) une pondération des changements journaliers par l'intensité des précipitations horaires d'un jour donné (pondérée).

Les premiers résultats suggèrent que le cumul de précipitation et le débit de pointe des épisodes de crue sont susceptibles d'augmenter sous l'influence du changement climatique. Cette augmentation dépend de la saison et du scénario considérés. En moyenne, les cumuls de précipitation et les débits de pointe augmentent plus sous le RCP4.5 que sous le RCP8.5. Le signal de changement plus fort dans le RCP4.5 que le RCP8.5 pourrait être le résultat de la forte variabilité spatiale d'ALADIN sur cette région ou de la variabilité interne d'ALADIN. Une diminution des crues est observée en janvier et une augmentation pour presque toutes les crues en octobre et en novembre. Toutefois, le nombre de crues disponibles pour chaque mois de l'année est trop petit pour conclure quant à l'influence des saisons (21 épisodes de crue au total).

Le choix d'une répartition spatiale pondérée ou non-pondérée de la correction

de biais impacte le débit de pointe du modèle hydrologique. La répartition pondérée a une augmentation moyenne de débit de pointe plus forte que la répartition non-pondérée. Pour des petits changements de cumul, des analyses de sensibilité suggèrent que la répartition temporelle de la correction journalière ne joue pas un rôle prééminent dans la sensibilité du modèle. L'utilisation d'une répartition pondérée est plus cohérente avec l'impact du changement climatique sur les précipitations extrêmes observés dans d'autres études. Les résultats de Kysely et al. (2012) suggèrent que les extrêmes horaires augmentent généralement plus que les extrêmes journaliers.

Des tests de sensibilité montrent que le modèle hydrologique est extrêmement sensible à l'initialisation du niveau initial du réservoir sol. Les évolutions de l'état hydrique futur du bassin versant qui influent sur ce paramètre n'ont pas été prises en compte dans le cadre de cette thèse. Selon l'évolution de l'état hydrique, les débits du bassin versant du Lez pourraient augmenter, diminuer ou rester stationnaires.

Quelques perspectives prometteuses se présentent suite à la complétion de cette étude. D'abord l'utilisation des simulations climatiques régionales d'ensemble réduirait les incertitudes dues à la variabilité interne du modèle climatique régional. Une étude multi-modèles avec plusieurs modèles régionaux à haute résolution permettrait de son côté de confirmer la robustesse des résultats présentés dans cette thèse. En effet, les résultats présentés ici sont similaires à ceux d'ENSEMBLES (Kysely et al., 2012), mais l'augmentation au Languedoc-Roussillon et aux Pyrénées-Orientales n'a pas été confirmée. L'utilisation des précipitations issues de plusieurs modèles climatiques régionaux permettrait aussi d'estimer l'incertitude liée au choix du modèle atmosphérique dans la modélisation hydrologique. Pour l'instant, il est impossible d'estimer l'incertitude des précipitations en entrée par rapport à l'initialisation du modèle hydrologique qui a été identifié comme une source d'incertitude majeure dans la modélisation des débits.

Pour mieux estimer l'état initial du modèle, l'utilisation d'un modèle hydrogéologique permettrait de modéliser les conditions au sol sur la période future et passée. A partir de cette chronique, les conditions au sol des épisodes observées pourraient être futurisées comme les précipitations. Une des difficultés majeures présentes dans la futurisation de l'état hydrique du bassin versant du Lez est la cohérence physique entre les champs de précipitation et l'état hydrique. L'application séparée d'une correction de biais sur chacune de ces variables ne garantit pas la cohérence physique des champs qui en résultent. La sélection de nouveaux événements de précipitation utilisant la chronologie d'ALADIN permettrait de faire évoluer la relation entre l'état hydrique et la précipitation. En revanche, cette méthode ne permettrait pas d'utiliser des événements phares de la période passée ni de valider le modèle sur les précipitations de la période passée. Le point faible des deux méthodes proposées ici est que nous ne pouvons pas estimer la période de retour des crues futures simulées par le modèle hydrologique.

Conclusion générale

Au début de cette thèse, nous avons posé la question suivante, comment adapter une étude d'impact du changement climatique sur les crues éclair aux échelles spatiales et temporelles d'un petit bassin versant au sud de la France, où les extrêmes de précipitation sont principalement convectifs? Pour répondre à cette question, nous avons choisi le bassin versant du Lez au nord de Montpellier. Ce petit bassin versant de 114 km² à composante karstique est soumis aux crues éclair, engendrées par des précipitations extrêmes, principalement en automne et en hiver. Un modèle hydrologique événementiel, conceptuel à réservoirs, et distribué a été sélectionné pour modéliser les épisodes de crue observés. Dans le chapitre 3, nous avons étudié l'incertitude des précipitations observées par radar et par pluviomètres en entrée du modèle. Une méthode d'assimilation de données de débits observés pour corriger les précipitations en entrée du modèle hydrologique a été mise en place. Cette méthode a permis d'améliorer la performance du modèle hydrologique dans le contexte de la prévision des crues éclair et a mis en évidence l'incertitude plus importante des précipitations radar. En raison de la forte incertitude des précipitations radar, la chronique fournie par les pluviomètres a été retenue comme référence pour l'étude d'impact du changement climatique.

La désagrégation dynamique par un modèle climatique régional à haute résolution (ALADIN 12 km) a fourni les champs de précipitation future pour l'étude d'impact. L'apport de la haute résolution par rapport à ALADIN 50 km a été évalué dans le cadre d'une étude de valeur ajoutée présentée dans le chapitre 4. Les simulations à 12 km reproduisent mieux les extrêmes de précipitation au sud de la France en automne et en hiver et la distribution des précipitations sur toute la France sur la période présente avec des conditions aux frontières précisées par une analyse atmosphérique. Les probables sources de cette amélioration sont : i) une meilleure résolution du relief dans les simulations à 12 km et ii) le paramètre qui contrôle la portion de l'humidité utilisée pour la fermeture du schéma de convection. Toutefois, la bonne performance d'ALADIN 12 km piloté par une analyse ne garantit pas que les projections climatiques produites par ce modèle seront moins incertaines.

Une méthode de correction de biais a été appliquée aux simulations ALADIN 12 km avant de les appliquer en entrée du modèle hydrologique. En dépit de la performance satisfaisante d'ALADIN sur les extrêmes de précipitation de la période présente, des biais existent dans les simulations qui peuvent conduire à des incertitudes dans les simulations hydrologiques. Une méthode de correction de biais de type perturbation de quantiles a permis de transférer le signal du changement climatique aux événements de crue phares de la période de référence. Les changements appliqués à la chronique de précipitation observée ont été calculés sur un pas de temps journalier,

puis redistribués sur les observations à un pas de temps horaire de façon pondérée et non-pondérée. Ces précipitations ont été fournies en entrée d'un modèle hydrologique dont l'état hydrique initial du bassin versant a été supposé stationnaire par rapport à la période de référence.

Une augmentation marquée des précipitations moyennes en automne a été observée sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales entre 2006 et 2100. Cette structure est cohérente pour les deux scénarios de forçage radiatif considérés, le RCP4.5 et le RCP8.5. Sur la période de 2071 à 2100 par rapport à 1976 à 2005, le même signal est visible sur les 50^{ième}, 97^{ième} et 99^{ième} centiles de précipitation automnale. Sur les coefficients de changement calculés pour la méthode de correction de biais, une montée brusque des coefficients pour les quantiles élevés a été observée en automne pour les deux scénarios. En hiver, les précipitations des 50^{ième} (que le RCP8.5), 97^{ième} et 99^{ième} centiles (de 2071 à 2100) ont eu une tendance à diminuer sur le Languedoc-Roussillon. Les précipitations moyennes sur le Languedoc-Roussillon ont diminué pour les périodes de 2041–2070 et de 2071–2100. Sur certaines périodes et régions, nous avons observé un signal du changement climatique plus fort dans le RCP4.5 que le RCP8.5. Cette observation est peut-être due à la variabilité interne d'ALADIN.

Les études de Kyselý et al. (2012) sur la Méditerranée et de Nikulin et al. (2011) permettent de positionner les résultats d'ALADIN 12 km par rapport aux autres projets de régionalisation. Ces deux études concernent les extrêmes de précipitation future en fin de siècle (2070–2099 dans Kyselý et al. (2012) et 2071–2100 dans Nikulin et al. (2011)) par rapport à la période de référence 1961–1990. Les deux études utilisent le SRES–A1B scénario (Nakicenovic et Swart, 2000). Au sud de la France, Nikulin et al. (2011) constatent une augmentation non-significative des extrêmes de précipitation journalière d'une période de retour de 20 ans. Les résultats de Kyselý et al. (2012) sur les simulations du projet ENSEMBLES (Hewitt, 2004) montrent une augmentation du maximum journalier des précipitations automnales (2,4%) et une augmentation du maximum journalier des précipitations hivernales (5,2%) au sud de la France. L'accord entre modèles sur les changements automnaux de cette région est moins de 75%. Sur les précipitations moyennes, une diminution de 5,7% en automne et une augmentation de 8,5% en hiver sont observées au sud de la France. Kyselý et al. (2012) observent également une différence de comportement entre les extrêmes journaliers et les extrêmes horaires. Ces derniers peuvent augmenter, alors que les extrêmes journaliers ou multi-jours diminuent. En général, la tendance d'ALADIN à simuler une diminution des précipitations en hiver et une augmentation des précipitations en automne (précipitations moyennes et extrêmes) sur le Languedoc-Roussillon et les Pyrénées-Orientales ne suit pas la tendance des autres modèles sur cette région. Les résultats au sud de la France sont relativement incertains (en automne dans Kyselý et al. (2012) et en hiver dans Nikulin et al. (2011)) et il est possible que ALADIN reste dans l'éventail des autres modèles climatiques sur cette région, même s'il ne reproduit pas le signal moyen.

Les résultats des simulations hydrologiques suggèrent qu'une augmentation des débits de pointe sur le bassin versant du Lez est possible sous l'influence du changement climatique. Cette augmentation est plus importante pour le scénario RCP4.5 que pour le RCP8.5 pour la plupart des épisodes. Des analyses de sensibilité suggèrent que le choix de la répartition temporelle de la correction de biais (pondérée

ou non-pondérée) n'a pas d'impact notable sur le débit de pointe pour des petits changements de cumul. Cependant, nous conseillons l'utilisation d'une répartition pondérée, plus cohérente avec les résultats de Kyselý et al. (2012) qui suggèrent que les extrêmes horaires augmentent généralement plus que les extrêmes journaliers. Nous ne pouvons pas prendre en compte de manière explicite l'évolution des extrêmes sous-journaliers avec l'application pondérée d'un changement journalier à une chronique horaire car celle-ci reste une estimation grossière du comportement des extrêmes sous-journaliers.

Des tests de sensibilité sur l'initialisation du réservoir sol du modèle hydrologique ont montré que la réponse hydrologique est extrêmement sensible à l'état hydrique du bassin versant. La sensibilité du modèle hydrologique à son état initial, supposé stationnaire ici, est de loin plus importante que celle liée au choix du scénario ou au choix de la répartition temporelle de la correction de biais. Les débits sur le bassin versant du Lez pourraient doubler ou diminuer de plus de 40% selon l'état hydrique futur du bassin. L'état hydrique jouera un rôle clef dans la réponse hydrologique future du bassin et des conclusions robustes sur l'impact du changement climatique sont impossibles tant que l'évolution de l'état hydrique n'est pas prise en compte explicitement.

Enfin, le choix du bassin versant du Lez a également impacté les résultats de l'étude d'impact du changement climatique sur l'hydrologie des petits bassins versant au sud de la France. Il est possible que ce bassin soit trop petit pour capturer un signal robuste du changement climatique. De plus, la réponse hydrologique du bassin est liée à sa nature karstique et à la gestion active de la ressource en eau à sa source, des spécificités qui empêchent la généralisation de ces résultats aux autres bassins versants du sud de la France.

Pour résumer, plusieurs aspects de l'étude d'impact du changement climatique sur les crues éclair des bassins versants au sud de la France restent à éclairer à la suite de cette étude :

- ↔ la variabilité interne du modèle climatique régional pour estimer l'incertitude des champs de précipitation future,
- ↔ le choix des modèles climatiques régionaux et globaux pour estimer l'incertitude des champs de précipitation future,
- ↔ la résolution temporelle des précipitations (répartition temporelle de la correction de biais) pour améliorer la méthodologie de l'étude d'impact hydrologique événementiel,
- ↔ les évolutions futures de l'état hydrique du bassin versant pour améliorer la méthodologie de l'étude d'impact hydrologique événementiel,
- ↔ l'impact de la taille et de la localisation du bassin versant sur les résultats de l'étude d'impact.

Des solutions possibles pour améliorer la méthodologie de l'étude d'impact et quantifier les sources d'incertitudes qui entachent les résultats seront proposées dans les perspectives qui suivent cette section.

Les résultats de cette étude montrent qu'il est possible de mener une étude d'impact sur les crues éclair à l'échelle d'un petit bassin versant de 114 km². La petite taille du bassin et une approche événementielle à la modélisation hydrologique ont présenté plusieurs difficultés pour la réalisation d'une étude d'impact. Avec des

précipitations issues de la modélisation climatique régionale à haute résolution et une correction de biais de type perturbation de quantiles, une première étude d'impact a été réalisée. Les résultats de cette étude d'impact suggèrent que les débits du bassin versant du Lez pourraient augmenter sous le climat futur, mais ces résultats sont très préliminaires et il reste des sources d'incertitude importantes qui pourraient remettre en question ces résultats.

Perspectives

Les résultats présentés dans cette thèse sont fondés sur une unique réalisation d'un modèle climatique régional et ne permettent pas d'émettre des conclusions robustes sur l'impact du changement climatique. L'incertitude liée à la variabilité interne du modèle peut être estimée par l'utilisation d'un ensemble de réalisations du modèle climatique global, différant par leurs conditions initiales, en entrée du modèle régional. L'incertitude liée aux choix des modèles atmosphériques (le pilotage aux frontières et le modèle climatique régional) peut être estimée par l'utilisation de plusieurs combinaisons de modèles globaux et régionaux dans le cadre d'une étude multi-modèles.

La différence entre la résolution des précipitations issues de la modélisation climatique régionale et les observations a été une source d'incertitude additionnelle dans les précipitations corrigées en entrée du modèle hydrologique. L'utilisation des champs de précipitation simulés horaires ou tri-horaires permettrait de réduire l'incertitude liée à une correction de biais de type perturbation de quantiles. Des données à ces résolutions ne sont pas typiquement disponibles en raison de leur volume important. L'utilisation d'un algorithme plus avancé pour la redistribution horaire des changements journaliers dans le cadre de la correction de biais pourrait également améliorer les résultats.

L'initialisation du modèle hydrologique sur la période future a été une source d'incertitude importante dans la modélisation hydrologique. L'utilisation d'un modèle hydrogéologique pour simuler l'état hydrique du bassin versant à partir de champs atmosphériques issus de la modélisation climatique régionale permettrait de produire une série de données qui pourraient être corrigées par la même méthode de correction de biais que celle des précipitations. En revanche, la correction séparée des précipitations et de l'état hydrique ne permet pas de garder la cohérence physique entre ces deux variables. Une autre option serait de sélectionner de nouveaux épisodes à partir des précipitations simulées par le modèle climatique régional et des états hydriques simulés par un modèle hydrogéologique (à partir des champs atmosphériques du modèle climatique régional). Ces nouveaux épisodes suivraient la chronologie du modèle climatique régional et non pas celle des épisodes observés. L'évolution de la demande de la ressource en eau pourrait être aussi prise en compte dans l'état hydrique du bassin versant à travers des scénarios d'exploitation. La difficulté principale des deux méthodes possibles proposées ici est que nous ne pouvons pas estimer la période de retour des crues futures simulées par le modèle hydrologique.

Enfin, il faudrait déterminer si les résultats sur le bassin versant du Lez sont représentatifs de l'impact du changement climatique au sud de la France dans le cadre d'une étude multi-bassins versants. Deux approches sont alors possibles : l'applica-

tion d'un même modèle hydrologique à de multiples bassins ou l'utilisation d'une méthode de régionalisation hydrologique au sud de la France.

Sur les aspects plus généraux de cette thèse, ici l'étude sur la valeur ajoutée de la modélisation climatique régionale à haute résolution, une étude plus détaillée du rôle du schéma de convection dans la simulation des champs de précipitations dans ALADIN permettrait d'estimer le niveau de réalisme du cycle journalier que nous pouvons attendre d'un modèle à des résolutions où la convection n'est pas explicitement résolue. L'étude des précipitations sous-mailles à des échelles temporelles sous-journalières serait utile pour déterminer le rôle du schéma de convection dans le cycle journalier, dont les évolutions sont importantes pour l'hydrologie à l'échelle des petits bassins versants. Chan et al. (2014b) confirment que les différences entre un modèle climatique régional à haute résolution et un modèle climatique régional à très haute résolution avec la convection explicitement résolue sont les plus saillantes à des échelles sous-journalières. Sur l'Afrique, Nikulin et al. (2012) constatent un biais dans le déclenchement des précipitations dans le cycle journalier dans les modèles de l'expérience CORDEX–Africa à une résolution de 50 km environ. Une étude des précipitations sous-mailles et leur rôle dans cycle journalier dans ALADIN 12 km permettrait de mieux estimer la valeur ajoutée de la haute résolution aux échelles temporelles des crues éclair. Une comparaison des résultats de cette thèse avec des grands projets internationaux, tels que HyMeX, serait également intéressant.

Bibliographie

- Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell et J. Rasmussen. 1986, «An introduction to the european hydrological system—système hydrologique européen, “she”, 1 : History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system», *Journal of hydrology*, vol. 87, p. 45–59.
- Alpert, P., C. Price, S. O. Krichak, B. Ziv, H. Saaroni, I. Osetinsky, J. Barkan et P. Kishcha. 2005, «Tropical tele-connections to the mediterranean climate and weather», *Advances in Geosciences*, vol. 2, doi :10.5194/adgeo-2-157-2005, p. 157–160.
- Amante, C. et B. Eakins. 2009, «Etopo1 1 arc-minute global relief model : Procedures, data sources and analysis. noaa technical memorandum nesdis ngdc-24.», cahier de recherche, National Geophysical Data Center, NOAA., doi :10.7289/V5C8276M.
- Ambroise, B. 1998, *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles*, Editions HGA, Bucarest.
- Anquetin, S., I. Braud, O. Vannier, P. Viallet, B. Boudevillain, J.-D. Creutin et C. Manus. 2010, «Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the gard 2002 flash-flood event», *Journal of hydrology*, vol. 394, p. 134–147.
- Antoine, J.-M. 2011, «Vulnérabilité et adaptation des sociétés montagnardes à la torrencialité au cours du petit age glaciaire dans les pyrénées», *Sud-Ouest Européen*.
- Artigue, G. 2012, *Prévision des crues éclair par réseaux de neurones : généralisation aux bassins non jaugés*, thèse de doctorat, Université Montpellier 2.
- Aubert, D., C. Loumagne et L. Oudin. 2003, «Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall–runoff model», *Journal of Hydrology*, vol. 280, n° 1, p. 145–161.
- Audard–Vincendon, B. 2010, *Apport des modèles météorologiques de résolution kilométrique pour la prévision des crues rapides méditerranéennes vers une prévision d'ensemble des débits en région Cévennes-Vivarais*, thèse de doctorat, l'Université Toulouse III Paul Sabatier.
- Bailly-Comte, V., H. Jourde, A. Roesch, S. Pistre et C. Batiot-Guilhe. 2008, «Time series analyses for karst/river interactions assessment : Case of the coulazou river (southern france)», *Journal of hydrology*, vol. 349, n° 1, p. 98–114.

- Barredo, J. I. 2007, «Major flood disasters in europe : 1950–2005», *Natural Hazards*, vol. 42, p. 125–148.
- Berthet, L., V. Andréassian, C. Perrin et P. Javelle. 2009, «How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 13, n° 6, p. 819–831.
- Beven, K. et A. Binley. in press, «Glue : 20 years on», *Hydrological Processes*.
- Beven, K. J. 2001, *Rainfall-runoff modelling : the primer*, John Wiley & Sons.
- Bolle, H.-J., M. Eckardt, D. Koslowsky, F. Maselli, J. M. Miralles, M. Menenti, F.-S. Olesen, A. A. Griend, L. Petkov et S. I. Rasool. 2006, *Mediterranean Land-surface Processes Assessed from Space*, Regional climate studies, Springer.
- Bonacci, O., I. Ljubenkovic et T. Roje-Bonacci. 2006, «Karst flash floods : an example from the dinaric karst (croatia)», *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 6, n° 2, p. 195–203.
- Borga, M., E. Anagnostou, G. Blöschl et J.-D. Creutin. 2011, «Flash flood forecasting, warning and risk management : the hydrate project», *Environmental Science & Policy*, vol. 14, n° 7, p. 834–844.
- Borrell-Estupina, V. 2004, *Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France*, thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse.
- Boudevillain, B., S. Argence, C. Claud, V. Ducrocq, B. Joly, A. Joly, D. Lambert, O. Nuissier, M. Plu, D. Ricard et al.. 2009, «Projet cyprim, partie i : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques», *La Météorologie*, vol. 66.
- Bougeault, P. 1985, «A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection», *Monthly Weather Review*, vol. 113, n° 12, p. 2108–2121.
- Bouttier, F. et P. Courtier. 1999, «Data assimilation concepts and methods», dans *ECMWF Training Course*, Reading, UK, p. 1–58.
- Bouvier, C. 2004, *De la pluie à l'inondation : contribution à la compréhension et à la prévision des événements extrêmes sur petits bassins tropicaux et méditerranéens*, Habilitation à diriger des recherches, Université de Montpellier II. 93 pages.
- Braud, I., H. Roux, S. Anquetin, M.-M. Maubourguet, C. Manus, P. Viallet et D. Dartus. 2010, «The use of distributed hydrological models for the gard 2002 flash flood event : Analysis of associated hydrological processes», *Journal of hydrology*, vol. 394, p. 162–181.
- Brochard, F. et M. Monfort. 2008, «Evaluation des débits caractéristiques sur les bassins non jaugés en guyane. applications dans les études réglementaires.», cahier de recherche, Direction régionale de l'environnement de Guyane, Cayenne, Impasse Buzare, 97300 Cayenne. Rapport préliminaire.

- Bubnova, R., A. Horányi et S. Malardel. 1993, «International project arpege/aladin», *EWGLAM newsletter*, vol. 22, p. 117–130.
- Callado, A., R. Pascual et al.. 2005, «Diagnosis and modelling of a summer convective storm over mediterranean pyrenees», *Advances in Geosciences*, vol. 2, p. 273–277.
- Calver, A. et L. Cammeraat. 1993, «Testing a physically-based runoff model against field observations on a luxembourg hillslope», *Catena*, vol. 20, n° 3, p. 273–288.
- Cassou, C. 2004, «Prix prud'homme 2002-du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique», *La Météorologie*, vol. 45.
- Castellarin, A. 2007, «Probabilistic envelope curves for design flood estimation at ungauged sites», *Water Resources Research*, vol. 43, n° 4.
- Cavicchia, L., H. von Storch et S. Gualdi. 2013, «A long-term climatology of medicanes», *Climate Dynamics*, doi :10.1007/s00382-013-1893-7, p. 1–13.
- Chan, S. C., E. J. Kendon, H. J. Fowler, S. Blenkinsop, C. A. Ferro et D. B. Stephenson. 2013, «Does increasing the spatial resolution of a regional climate model improve the simulated daily precipitation?», *Climate dynamics*, vol. 41, n° 5-6, p. 1475–1495.
- Chan, S. C., E. J. Kendon, H. J. Fowler, S. Blenkinsop et N. M. Roberts. 2014a, «Projected increases in summer and winter uk sub-daily precipitation extremes from high-resolution regional climate models», *Environmental Research Letters*, vol. 9, n° 8, p. 084019.
- Chan, S. C., E. J. Kendon, H. J. Fowler, S. Blenkinsop, N. M. Roberts et C. A. Ferro. 2014b, «The value of high-resolution met office regional climate models in the simulation of multi-hourly precipitation extremes», *Journal of Climate*, vol. 27, p. 6155–6174.
- Christensen, J. H., T. R. Carter et F. Giorgi. 2002, «Prudence employs new methods to assess european climate change», *EOS, Transactions American Geophysical Union*, vol. 83, n° 13, p. 147–147.
- Chumchean, S., A. Seed et A. Sharma. 2006, «Correcting of real-time radar rainfall bias using a kalman filtering approach», *Journal of Hydrology*, vol. 317, n° 1, p. 123–137.
- Cloke, H. et F. Pappenberger. 2009, «Ensemble flood forecasting : a review», *Journal of Hydrology*, vol. 375, n° 3, p. 613–626.
- Cohuet, J., R. Romero, V. Homar, V. Ducrocq et C. Ramis. 2011, «Initiation of a severe thunderstorm over the mediterranean sea», *Atmospheric Research*, vol. 100, n° 4, p. 603–620.
- Colin, J. 2010, *Etude des événements précipitants intenses en Méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale*, thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier.

- Colin, J., M. Déqué, R. Radu et S. Somot. 2010, «Sensitivity study of heavy precipitation in limited area model climate simulations : influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique», *Tellus A*, vol. 62, n° 5, doi :10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x, p. 591–604.
- Comité du bassin Rhône-Méditerranée. 2009, «Schéma directeur d'aménagement de de gestion des eaux, bassin rhône-méditerranée», cahier de recherche, Préfet coordonnateur de bassin Rhône-Méditerranée, Préfecture du Rhône, Rue de Bonnel, Lyon 3ème.
- Coppola, E., M. Verdecchia, F. Giorgi, V. Colaiuda, B. Tomassetti et A. Lombardi. 2014, «Changing hydrological conditions in the po basin under global warming», *Science of the Total Environment*, vol. 493, p. 1183–1196.
- Cosandey, C. et M. Robinson. 2000, *Hydrologie continentale*, Armand Colin, 368 p..
- Costa, J. E. 1987, «Hydraulics and basin morphometry of the largest flash floods in the conterminous united states», *Journal of hydrology*, vol. 93, n° 3, p. 313–338.
- Coustau, M. 2011, *Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits*, thèse de doctorat, Université de Montpellier II. 234 pages.
- Coustau, M., V. Borrell-Estupina et C. Bouvier. 2012a, «Improvement of rainfall-runoff modelling with distributed radar rainfall data : a case study in the lez, french mediterranean, catchment», *Proceedings of the Weather Radar and Hydrology symposium, held in Exeter, IAHS-AISH publication*, p. 526–531.
- Coustau, M., C. Bouvier, V. Borrell-Estupina et H. Jourde. 2012b, «Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model : case of the karstic lez river catchment», *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 12, n° 4, p. 1119–1133.
- Coustau, M., S. Ricci, V. Borrell-Estupina, C. Bouvier et O. Thual. 2013, «Benefits and limitations of data assimilation for discharge forecasting using an event-based rainfall-runoff model», *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 13, n° 3, p. 583–596.
- Cras, A., V. Marc et Y. Travi. 2007, «Hydrological behaviour of sub-mediterranean alpine headwater streams in a badlands environment», *Journal of hydrology*, vol. 339, n° 3, p. 130–144.
- Crawford, N. H. et S. J. Burges. 2004, «History of the stanford watershed model», *Water Resources IMPACT*, vol. 6, n° 2, p. 3–5.
- Crow, W. et D. Ryu. 2009, «A new data assimilation approach for improving runoff prediction using remotely-sensed soil moisture retrievals», *Hydrology and earth system sciences*, vol. 13, n° 1, p. 1–16.
- Csima, G. et A. Horányi. 2008, «Validation of the aladin-climate regional climate model at the hungarian meteorological service», *IDŐJÁRÁS*, vol. 112, n° 3–4, p. 155–177.

- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut et F. Vitart. 2011, «The era-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 137, n° 656, doi :10.1002/qj.828, p. 553–597.
- Degoutte, G. 1997, *Petits barrages : recommandations pour la conception, la réalisation et le suivi.*, Comité Français des Grands Barrages, Cémagref éditions.
- Déqué, M. 2007, «Frequency of precipitation and temperature extremes over france in an anthropogenic scenario : model results and statistical correction according to observed values», *Global and Planetary Change*, vol. 57, n° 1, p. 16–26.
- di Castri, F. et H. A. Mooney. 1973, *Mediterranean Type Ecosystems : Origin and Structure*, Ecological Studies, Springer-Verlag Berlin, ISBN 978-3-642-65522-7.
- Diaconescu, E. P. et R. Laprise. 2013, «Can added value be expected in rcm-simulated large scales?», *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 7-8, p. 1769–1800.
- Diffenbaugh, N. S. et F. Giorgi. 2012, «Climate change hotspots in the cmip5 global climate model ensemble», *Climatic change*, vol. 114, n° 3-4, p. 813–822.
- Doswell III, C. A., C. Ramis, R. Romero et S. Alonso. 1998, «A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western mediterranean region», *Weather and Forecasting*, vol. 13, p. 102–124.
- Drobinski, P., V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu, C. Estournel, N. Filali Boubrahmi, J. Font, V. Grubišić, S. Gualdi, V. Homar, B. Ivančan-Picek, C. Kottmeier, V. Kotroni, K. Lagouvardos, P. Lionello, M. C. Llasat, W. Ludwig, C. Lutoff, A. Mariotti, E. Richard, R. Romero, R. Rotunno, O. Roussot, I. Ruin, S. Somot, I. Taupier-Letage, J. Tintore, R. Uijlenhoet et H. Wernli. 2014, «Hymex, a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 95, p. 1063–1082.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin et T. Thouvenin. 2008, «A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. ii : Mesoscale triggering and stationarity factors», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 134, n° 630, doi :10.1002/qj.199, p. 131–145.
- Duffourg, F. et V. Ducrocq. 2011, «Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern france», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 11, p. 1163–1178.
- Dumas, P., S. Hallegatte, P. Quintana-Seguí, E. Martin et al.. 2013, «The influence of climate change on flood risks in france—first estimates and uncertainty analysis», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 13, n° 3, p. 809–821.

- Dunne, T. et R. D. Black. 1970, «Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed», *Water resources research*, vol. 6, n° 5, p. 1296–1311.
- Déqué, M. et S. Somot. 2008, «Analysis of heavy precipitation for france using high resolution aladin rcm simulations», *IDŐJÁRÁS*, vol. 112, n° 3–4, p. 197–190.
- Easterling, D. R., G. A. Meehl, C. Parmesan, S. A. Changnon, T. R. Karl et L. O. Mearns. 2000, «Climate extremes : observations, modeling, and impacts», *Science*, vol. 289, n° 5487, p. 2068–2074.
- Endris, H. S., P. Omondi, S. Jain, C. Lennard, B. Hewitson, L. Chang'a, J. Awange, A. Dosio, P. Ketiem, G. Nikulin et al.. 2013, «Assessment of the performance of cordex regional climate models in simulating east african rainfall», *Journal of Climate*, vol. 26, n° 21, p. 8453–8475.
- Feser, F., B. Rockel, H. von Storch, J. Winterfeldt et M. Zahn. 2011, «Regional climate models add value to global model data : a review and selected examples», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 92, n° 9, p. 1181–1192.
- Frei, C., J. Hesselbjerg Christensen, M. Déqué, D. Jacob, R. G. Jones et P. L. Vidale. 2003, «Daily precipitation statistics in regional climate models : Evaluation and intercomparison for the european alps», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 108, n° D3.
- Frei, C. et C. Schär. 1998, «A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gauge observations», *International Journal of Climatology*, vol. 18, p. 873–900.
- Frei, C., R. Schöll, S. Fukutome, J. Schmidli et P. L. Vidale. 2006, «Future change of precipitation extremes in europe : Intercomparison of scenarios from regional climate models», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 111, n° D6.
- Frot, E., B. van Wesemael, G. Vandenschrick, R. Souchez et A. Solé Benet. 2007, «Origin and type of rainfall for recharge of a karstic aquifer in the western mediterranean : a case study from the sierra de gador–campo de dalias (southeast spain)», *Hydrological Processes*, vol. 21, n° 3, doi :10.1002/hyp.6238, p. 359–368.
- Funatsu, B. M., C. Claud et J.-P. Chaboureau. 2009, «Comparison between the large-scale environments of moderate and intense precipitating systems in the mediterranean region», *Monthly Weather Review*, vol. 137, n° 11, p. 3933–3959.
- Galland, J.-C., N. Goutal et J.-M. Hervouet. 1991, «Telemac : A new numerical model for solving shallow water equations», *Advances in Water Resources*, vol. 14, n° 3, p. 138–148.
- Gallart, F., Y. Amaxidis, P. Botti, G. Cane, V. Castillo, P. Chapman, J. Froebrich, J. Garcia-Pintado, J. Latron, P. Llorens et al.. 2008, «Investigating hydrological regimes and processes in a set of catchments with temporary waters in mediterranean europe», *Hydrological sciences journal*, vol. 53, n° 3, p. 618–628.
- Gaume, E. 2002, *Eléments d'analyse sur les crues éclair*, thèse de doctorat, Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique. 359 pages.

- Gaume, E., V. Bain, P. Bernardara, O. Newinger, M. Barbuc, A. Bateman, L. Blaškovičová, G. Blöschl, M. Borga, A. Dumitrescu et al.. 2009, «A compilation of data on european flash floods», *Journal of Hydrology*, vol. 367, p. 70–78.
- Gaume, E., M. Livet, M. Desbordes et J.-P. Villeneuve. 2004, «Hydrological analysis of the river aude, france, flash flood on 12 and 13 november 1999», *Journal of Hydrology*, vol. 286, n° 1, p. 135–154.
- Giorgi, F., C. Jones, G. R. Asrar et al.. 2009, «Addressing climate information needs at the regional level : the cordex framework», *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, vol. 58, n° 3, p. 175.
- Gregow, E., E. Saltikoff, S. Albers et H. Hohti. 2013, «Precipitation accumulation analysis–assimilation of radar-gauge measurements and validation of different methods», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, n° 10, p. 4109–4120.
- Grimaldi, S., A. Petroselli, E. Arcangeletti et F. Nardi. 2013, «Flood mapping in ungauged basins using fully continuous hydrologic–hydraulic modeling», *Journal of Hydrology*, vol. 487, p. 39–47.
- Gutiérrez, F., M. Gutiérrez et C. Sancho. 1998, «Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the arás drainage basin (central pyrenees, spain)», *Geomorphology*, vol. 22, n° 3, p. 265–283.
- Gutowski Jr, W. J., R. W. Arritt, S. Kawazoe, D. M. Flory, E. S. Takle, S. Biner, D. Caya, R. G. Jones, R. Laprise, L. R. Leung et al.. 2010, «Regional extreme monthly precipitation simulated by narccap rcms», *Journal of Hydrometeorology*, vol. 11, n° 6, p. 1373–1379.
- Habets, F., A. Boone, J.-L. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchisteguy, E. Leblois, E. Ledoux, P. Le Moigne, E. Martin, S. Morel, J. Noilhan, P. Quintana Seguí, F. Rousset-Regimbeau et P. Viennot. 2008, «The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, vol. 113, n° D6.
- Harader, E., V. Borrell-Estupina, S. Ricci, M. Coustau, O. Thual, A. Piacentini et C. Bouvier. 2012, «Correcting the radar rainfall forcing of a hydrological model with data assimilation : application to flood forecasting in the lez catchment in southern france», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, p. 4247–4264.
- Harris, I., P. Jones, T. Osborn et D. Lister. 2014, «Updated high-resolution grids of monthly climatic observations–the cru ts3. 10 dataset», *International Journal of Climatology*, vol. 34, n° 3, p. 623–642.
- Haylock, M., N. Hofstra, A. Klein Tank, E. Klok, P. Jones et M. New. 2008, «A european daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, vol. 113, n° D20.
- Herrmann, M., S. Somot, S. Calmanti, C. Dubois et F. Sevault. 2011, «Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind

- events over the mediterranean sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration», *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 11, n° 7, p. 1983–2001.
- Hewitt, C. D. 2004, «Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 85, n° 52, p. 566–566.
- Hoinka, K. P., E. Richard, G. Poberaj, R. Busen, J.-l. Caccia, A. Fix et H. Mannstein. 2003, «Analysis of a potential-vorticity streamer crossing the alps during map iop 15 on 6 november 1999», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 129, n° 588, p. 609–632.
- Horton, R. E. 1933, «The role of infiltration in the hydrologic cycle», *Transactions, American Geophysical Union*, vol. 14, p. 446–460.
- Houze, R. A. 2004, «Mesoscale convective systems», *Reviews of Geophysics*, vol. 42, n° 4, doi :10.1029/2004RG000150.
- Iorio, J., P. Duffy, B. Govindasamy, S. Thompson, M. Khairoutdinov et D. Randall. 2004, «Effects of model resolution and subgrid-scale physics on the simulation of precipitation in the continental united states», *Climate Dynamics*, vol. 23, n° 3-4, p. 243–258.
- Jansa, A., A. Genoves, M. A. Picornell, J. Campins, R. Riosalido et O. Carretero. 2001, «Western mediterranean cyclones and heavy rain. part 2 : Statistical approach», *Meteorological Applications*, vol. 8, n° 1, doi :10.1017/S1350482701001049, p. 43–56.
- Javelle, P., C. Fouchier, P. Arnaud et J. Lavabre. 2010, «Flash flood warning at ungauged locations using radar rainfall and antecedent soil moisture estimations», *Journal of Hydrology*, vol. 394, p. 267–274.
- Kendon, E. J., N. M. Roberts, H. J. Fowler, M. J. Roberts, S. C. Chan et C. A. Senior. 2014, «Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model», *Nature Climate Change*, vol. 4, p. 570–576.
- Kendon, E. J., N. M. Roberts, C. A. Senior et M. J. Roberts. 2012, «Realism of rainfall in a very high-resolution regional climate model», *Journal of Climate*, vol. 25, n° 17, p. 5791–5806.
- Kharin, V. V., F. Zwiers, X. Zhang et M. Wehner. 2013, «Changes in temperature and precipitation extremes in the cmip5 ensemble», *Climatic Change*, vol. 119, n° 2, p. 345–357.
- Klemeš, V. 1986, «Operational testing of hydrological simulation models», *Hydrological Sciences Journal*, vol. 31, n° 1, p. 13–24.
- Kong A Siou, L., A. Johannet, V. Borrell et S. Pistre. 2011, «Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting : The case of the lez basin (southern france)», *Journal of hydrology*, vol. 403, n° 3, p. 367–380.

- Kuo, H.-L. 1965, «On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 22, n° 1, p. 40–63.
- Kysely, J., S. Beguería, R. Beranová, L. Gaál et J. I. López-Moreno. 2012, «Different patterns of climate change scenarios for short-term and multi-day precipitation extremes in the mediterranean», *Global and Planetary Change*, vol. 98–99, p. 63–72.
- Lado, M. et M. Ben-Hur. 2004, «Soil mineralogy effects on seal formation, runoff and soil loss», *Applied Clay Science*, vol. 24, n° 3, p. 209–224.
- Latron, J. et F. Gallart. 2007, «Seasonal dynamics of runoff-contributing areas in a small mediterranean research catchment (vallcebre, eastern pyrenees)», *Journal of Hydrology*, vol. 335, n° 1–2, p. 194–206.
- Le Moine, N., V. Andréassian et T. Mathevet. 2008, «Confronting surface-and groundwater balances on the la rochefoucauld-touvre karstic system (charente, france)», *Water Resources Research*, vol. 44, n° 3.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan et R. P. Weglarz. 2001, «Some common ingredients for heavy orographic rainfall», *Weather and forecasting*, vol. 16, n° 6, p. 633–660.
- Lionello, P., P. Malanotte-Rizzoli et R. Boscolo. 2006, *Mediterranean Climate Variability*, Developments in Earth and Environmental Sciences, Elsevier Science, ISBN 9780080460796.
- Llasat, M., M. Llasat-Botija, M. Prat, F. Porcú, C. Price, A. Mugnai, K. Lagouvardos, V. Kotroni, D. Katsanos, S. Michaelides, Y. Yair, K. Savvidou et K. Nicolaidis. 2010a, «High-impact floods and flash floods in mediterranean countries : the flash preliminary database», *Advances in Geosciences*, vol. 23, p. 47–55.
- Llasat, M., M. Llasat-Botija, A. Rodriguez et S. Lindbergh. 2010b, «Flash floods in catalonia : a recurrent situation», *Advances in Geosciences*, vol. 26, p. 105–111.
- Lobligeois, F., V. Andréassian, C. Perrin, P. Tabary, C. Loumagne et al.. 2014, «When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation ? an evaluation using 3620 flood events», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18.
- Looper, J. et B. Vieux. 2012, «An assessment of distributed flash flood forecasting accuracy using radar and rain gauge input for a physics-based distributed hydrologic model», *Journal of Hydrology*, vol. 412, p. 114–132.
- Malardel, S. 2009, *Fondamentaux de Météorologie - 2ème édition - A lécole du temps*, Cépaduès-Éditions, ISBN 9782854288513.
- Maraun, D., F. Wetterhall, A. Ireson, R. Chandler, E. Kendon, M. Widmann, S. Brienens, H. Rust, T. Sauter, M. Themeßl et al.. 2010, «Precipitation downscaling under climate change : recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user», *Reviews of Geophysics*, vol. 48, n° 3.

- Marc, V., J.-F. Didon-Lescot et C. Michael. 2001, «Investigation of the hydrological processes using chemical and isotopic tracers in a small mediterranean forested catchment during autumn recharge», *Journal of Hydrology*, vol. 247, n° 3, p. 215–229.
- Marchandise, A. 2007, *Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze : étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques.*, thèse de doctorat, Université de Montpellier II.
- Marchi, L., M. Borga, E. Preciso et E. Gaume. 2010, «Characterisation of selected extreme flash floods in europe and implications for flood risk management», *Journal of Hydrology*, vol. 394, p. 118–133.
- Maréchal, J.-C., B. Ladouche et N. Dörfliger. 2009, «Analyse hydrogéologique de la contribution de l'eau souterraine à la crue éclair des 6 et 8 septembre 2005 à nîmes», *La Houille Blanche*, vol. 2, p. 88–93.
- Martin, C., J.-F. Didon-Lescot et C. Cosandey. 2003, «Le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants granitiques du mont-lozère : influence du couvert végétal sur les crues et les étiages», *Etudes de géographie physique*, vol. 30, p. 3–25.
- Massacand, A. C., H. Wernli et H. C. Davies. 1998, «Heavy precipitation on the alpine southside : An upper-level precursor», *Geophysical Research Letters*, vol. 25, n° 9, p. 1435–1438.
- McMillan, H., E. Hreinsson, M. Clark, S. Singh, C. Zammit et M. Uddstrom. 2013, «Operational hydrological data assimilation with the recursive ensemble kalman filter», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, n° 1, p. 21–38.
- Mearns, L. O., W. Gutowski, R. Jones, R. Leung, S. McGinnis, A. Nunes et Y. Qian. 2009, «A regional climate change assessment program for north america», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 90, n° 36, p. 311–311.
- Mearns, L. O., S. Sain, L. R. Leung, M. S. Bukovsky, S. McGinnis, S. Biner, D. Caya, R. W. Arritt, W. Gutowski, E. Takle, M. Snyder, R. G. Jones, A. M. B. Nunes, S. Tucker, D. D. Herzmann, L. McDaniel et L. Sloan. 2013, «Climate change projections of the north american regional climate change assessment program (narccap)», *Climatic Change*, vol. 120, p. 965–975.
- Medina, S. et R. A. Houze. 2003, «Air motions and precipitation growth in alpine storms», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 129, n° 588, p. 345–371.
- Mello, C. d., M. Viola, L. Norton, A. Silva et F. Weimar. 2008, «Development and application of a simple hydrologic model simulation for a brazilian headwater basin», *Catena*, vol. 75, n° 3, p. 235–247.
- Michel, C., V. Andréassian et C. Perrin. 2005, «Soil conservation service curve number method : How to mend a wrong soil moisture accounting procedure?», *Water Resources Research*, vol. 41, n° 2.

- Miglietta, M. M., A. Moscatello, D. Conte, G. Mannarini, G. Lacorata et R. Rotunno. 2011, «Numerical analysis of a mediterranean ‘hurricane’ over south-eastern italy : Sensitivity experiments to sea surface temperature», *Atmospheric Research*, vol. 101, n° 1–2, doi :10.1016/j.atmosres.2011.04.006, p. 412 – 426.
- Millán, M., M. J. Estrela et J. Miró. 2005, «Rainfall components : variability and spatial distribution in a mediterranean area (valencia region)», *Journal of Climate*, vol. 18, n° 14, p. 2682–2705.
- Mishra, S., R. Sahu, T. Eldho et M. Jain. 2006, «An improved i a s relation incorporating antecedent moisture in scs-cn methodology», *Water Resources Management*, vol. 20, n° 5, p. 643–660.
- Montanari, M., R. Hostache, P. Matgen, G. Schumann, L. Pfister et L. Hoffmann. 2009, «Calibration and sequential updating of a coupled hydrologic-hydraulic model using remote sensing-derived water stages», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 13, n° 3, p. 367–380.
- Moradkhani, H., S. Sorooshian, H. V. Gupta et P. R. Houser. 2005, «Dual state–parameter estimation of hydrological models using ensemble kalman filter», *Advances in Water Resources*, vol. 28, n° 2, p. 135–147.
- Moscatello, A., M. Marcello Miglietta et R. Rotunno. 2008a, «Observational analysis of a mediterranean ‘hurricane’ over south-eastern italy», *Weather*, vol. 63, n° 10, p. 306–311.
- Moscatello, A., M. M. Miglietta et R. Rotunno. 2008b, «Numerical analysis of a mediterranean “hurricane” over southeastern italy», *Monthly Weather Review*, vol. 136, n° 11, p. 4373–4397.
- Mrowiec, A. A., S. T. Garner et O. M. Pauluis. 2011, «Axisymmetric hurricane in a dry atmosphere : Theoretical framework and numerical experiments», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 68, n° 8, p. 1607–1619.
- Météo-France. 2014, «Le climat en métropole», site web. URL <http://www.meteofrance.fr/climat-passe-et-futur/climat-en-france/le-climat-en-metropole>.
- Nakicenovic, N. et R. Swart. 2000, «Special report on emissions scenarios», cahier de recherche, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, UK.
- Nash, J. et J. Sutcliffe. 1970, «River flow forecasting through conceptual models part i—a discussion of principles», *Journal of hydrology*, vol. 10, n° 3, p. 282–290.
- Nikulin, G., C. Jones, F. Giorgi, G. Asrar, M. Büchner, R. Cerezo-Mota, O. B. Christensen, M. Déqué, J. Fernandez, A. Hänsler et al. 2012, «Precipitation climatology in an ensemble of cordex-africa regional climate simulations», *Journal of Climate*, vol. 25, n° 18, p. 6057–6078.
- Nikulin, G., E. Kjellström, U. Hansson, G. Strandberg et A. Ullerstig. 2011, «Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over europe in an ensemble of regional climate simulations», *Tellus A*, vol. 63, n° 1, p. 41–55.

- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin et S. Anquetin. 2008, «A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. i : Numerical framework and synoptic ingredients», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 134, n° 630, doi :10.1002/qj.200, p. 111–130.
- Nuissier, O., B. Joly, A. Joly, V. Ducrocq et P. Arbogast. 2011, «A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern france», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 137, n° 660, p. 1812–1827.
- Ogden, F., H. Sharif, S. Senarath, J. Smith, M. Baeck et J. Richardson. 2000, «Hydrologic analysis of the fort collins, colorado, flash flood of 1997», *Journal of Hydrology*, vol. 228, n° 1–2, p. 82–100.
- Olsson, J., K. Berggren, M. Olofsson et M. Viklander. 2009, «Applying climate model precipitation scenarios for urban hydrological assessment : A case study in kalmar city, sweden», *Atmospheric Research*, vol. 92, n° 3, p. 364–375.
- Orlanski, I. 1975, «A rational subdivision of scales for atmospheric processes», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 56, p. 527–530.
- Paquet, E., F. Garavaglia, R. Garçon et J. Gailhard. 2013, «The schadex method : A semi-continuous rainfall–runoff simulation for extreme flood estimation», *Journal of Hydrology*, vol. 495, p. 23–37.
- Parker, M. D. et R. H. Johnson. 2000, «Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems», *Monthly weather review*, vol. 128, n° 10, p. 3413–3436.
- Pauwels, V. et G. J. De Lannoy. 2009, «Ensemble-based assimilation of discharge into rainfall–runoff models : A comparison of approaches to mapping observational information to state space», *Water resources research*, vol. 45, n° 8.
- Pauwels, V., R. Hoeben, N. E. Verhoest et F. P. De Troch. 2001, «The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation», *Journal of Hydrology*, vol. 251, n° 1, p. 88–102.
- Peel, M. C., B. L. Finlayson et T. A. McMahon. 2007, «Updated world map of the köppen-geiger climate classification», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 11, n° 5, doi :10.5194/hess-11-1633-2007, p. 1633–1644. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1633/2007/>.
- Perrin, C., C. Michel et V. Andréassian. 2007, «Modèles hydrologiques du génie rural (gr)», cahier de recherche, CEMAGREF(IRSTEA), Parc de Tourvoie, BP 44, 92163 Antony Cedex.
- Picornell, M., J. Campins et A. Jansà. 2014, «Detection and thermal description of medicanes from numerical simulation», *Natural Hazards and Earth System Science*, vol. 14, n° 5, p. 1059–1070.

- Prein, A., A. Gobiet, M. Suklitsch, H. Truhetz, N. Awan, K. Keuler et G. Georgievski. 2013, «Added value of convection permitting seasonal simulations», *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 9-10, p. 2655–2677.
- Quintana-Seguí, P., F. Habets et E. Martin. 2011, «Comparison of past and future mediterranean high and low extremes of precipitation and river flow projected using different statistical downscaling methods», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 11, p. 1411–1432.
- Quintana-Seguí, P., P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy et S. Morel. 2008, «Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the safran analysis over france», *Journal of applied meteorology and climatology*, vol. 47, p. 92–107.
- Quintana-Seguí, P., A. Ribes, E. Martin, F. Habets et J. Boé. 2010, «Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of mediterranean basins», *Journal of Hydrology*, vol. 383, n° 1, p. 111–124.
- Radu, R., M. Déqué et S. Somot. 2008, «Spectral nudging in a spectral regional climate model», *Tellus A*, vol. 60, n° 5, p. 898–910.
- Rasmussen, J., T. Sonnenborg, S. Stisen, L. Seaby, B. Christensen et K. Hinsby. 2012, «Climate change effects on irrigation demands and minimum stream discharge : impact of bias-correction method», *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 9, n° 4, p. 4989–5037.
- Räty, O., J. Räisänen et J. S. Ylhäisi. 2014, «Evaluation of delta change and bias correction methods for future daily precipitation : intermodel cross-validation using ensembles simulations», *Climate Dynamics*, vol. 42, n° 9-10, p. 2287–2303.
- Ricard, D., V. Ducrocq et L. Auger. 2012, «A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern mediterranean area», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 51, n° 3, p. 468–488.
- Riesco Martín, J., M. Mora García, F. de Pablo Dávila et L. Rivas Soriano. 2013, «Severe rainfall events over the western mediterranean sea : A case study», *Atmospheric Research*, vol. 127, p. 47–63.
- Roche, M. 1971, «Les divers types de modèles déterministes», *La houille blanche*, vol. 2, p. 111–130.
- Rochoux, M. 2014, *Vers une meilleure prévision de la propagation d'incendies de forêt : Evaluation de modèles et Assimilation de données.*, thèse de doctorat, Ecole Centrale Paris. 589 pages.
- Romero, R., C. Doswell III et C. Ramis. 2000, «Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern spain», *Monthly Weather Review*, vol. 128, n° 11, p. 3731–3751.

- Romero, R., C. Ramis et V. Homar. in press, «On the severe convective storm of 29 october 2013 in the balearic islands : observational and numerical study», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Rotunno, R. et R. A. Houze. 2007, «Lessons on orographic precipitation from the mesoscale alpine programme», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 133, n° 625, p. 811–830.
- Ruti, P., S. Somot, C. Dubois, S. Calmanti, B. Ahrens, R. Aznar, J. Bartholy, K. Béranger, S. Bastin, J. Brauch, J.-C. Calvet, A. Carillo, B. Decharme, A. Dell’Aquila, V. Djurdjevic, P. Drobinski, A. Elizalde-Arellano, M. Gaertner, P. Galán del Sastre, C. Gallardo, F. Giorgi, S. Gualdi, A. Harzallah, M. Herrmann, D. Jacob, S. Khodayar, S. Krichak, C. Lebeaupin, B. L’Heveder, L. Li, G. Liguro, P. Lionello, B. Onol, B. Rajkovic, G. Sannino et F. Sevault. 2014, «Med-cordex initiative for mediterranean climate studies», *Bulletin of the American Meteorological Society*, *submitted*.
- Sangati, M., M. Borga, D. Rabuffetti et R. Bechini. 2009, «Influence of rainfall and soil properties spatial aggregation on extreme flash flood response modelling : an evaluation based on the sesia river basin, north western italy», *Advances in Water Resources*, vol. 32, n° 7, p. 1090–1106.
- Schumm, S. A. 1956, «Evolution of drainage systems and slopes in badlands at perth amboy, new jersey», *Geological Society of America Bulletin*, vol. 67, n° 5, p. 597–646.
- Seaby, L. P., J. C. Refsgaard, T. O. Sonnenborg, S. Stisen, J. H. Christensen et K. H. Jensen. 2013, «Assessment of robustness and significance of climate change signals for an ensemble of distribution-based scaled climate projections», *Journal of Hydrology*, vol. 486, p. 479–493.
- Seo, D.-J., J. Breidenbach et E. Johnson. 1999, «Real-time estimation of mean field bias in radar rainfall data», *Journal of Hydrology*, vol. 223, n° 3, p. 131–147.
- Service de l’observation et des statistiques, Commissariat général au développement durable. 2014, «La population exposée à des risques d’inondation par cours d’eau», cahier de recherche, Ministère de l’écologie, du développement durable et de l’énergie, <http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/indicateurs-indices/f/1832/1346/population-exposee-risques-dinondation.html>.
- Sodemann, H. et E. Zubler. 2010, «Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for alpine precipitation during 1995–2002», *International Journal of Climatology*, vol. 30, n° 7, p. 947–961.
- Sophocleous, M. 2002, «Interactions between groundwater and surface water : the state of the science», *Hydrogeology journal*, vol. 10, n° 1, p. 52–67.
- Soubeyroux, J.-M., É. Martin, L. Franchisteguy, F. Habets, J. Noilhan, M. Baillon, F. Regimbeau, J.-P. Vidal, P. LEMOIGNE et S. Morel. 2008, «Safran-isba-modcou (sim) : Un outil pour le suivi hydrométéorologique opérationnel et les études», *La Météorologie*, vol. 63, p. 40–45.

- Tarantola, A. 2005, *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, USA.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer et G. A. Meehl. 2012, «An overview of cmip5 and the experiment design», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 93, n° 4, p. 485–498.
- Terray, L. et J. Boé. 2013, «Quantifying 21st-century france climate change and related uncertainties», *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 345, n° 3, p. 136–149.
- Thirel, G., E. Martin, J.-F. Mahfouf, S. Massart, S. Ricci et F. Habets. 2010, «A past discharges assimilation system for ensemble streamflow forecasts over france—part 1 : Description and validation of the assimilation system», *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 7, n° 2, p. 2413–2453.
- Tramblay, Y., W. Badi, F. Driouech, S. E. Adlouni, L. Neppel et E. Servat. 2012, «Climate change impacts on extreme precipitation in morocco», *Global and Planetary Change*, vol. 82–83, doi :10.1016/j.gloplacha.2011.12.002, p. 104 – 114.
- Tramblay, Y., C. Bouvier, C. Martin, J.-F. Didon-Lescot, D. Todorovik et J.-M. Domergue. 2010, «Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall–runoff modelling», *Journal of Hydrology*, vol. 387, n° 3, p. 176–187.
- Tramblay, Y., D. Ruelland, S. Somot, R. Bouaicha et E. Servat. 2013, «High-resolution med-cordex regional climate model simulations for hydrological impact studies : a first evaluation of the aladin-climate model in morocco», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, p. 3721–3739.
- Trapero, L., J. Bech, F. Duffourg, P. Esteban et J. Lorente. 2013, «Mesoscale numerical analysis of the historical november 1982 heavy precipitation event over andorra (eastern pyrenees)», *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 13, p. 2969–2990.
- Trigo, I. F., G. R. Bigg et T. D. Davies. 2002, «Climatology of cyclogenesis mechanisms in the mediterranean», *Monthly Weather Review*, vol. 130, n° 3, p. 549–569.
- Tucci, C. et W. Collischonn. 2006, «Flood forecasting», *WMO Bulletin*, vol. 55, n° 3.
- Twitchett, A. F. 2012, *Predictability and dynamics of potential vorticity streamers and connections to high impact weather.*, thèse de doctorat, University of Leeds. 162 pages.
- USDA Natural Resources Conservation Service. 1986, *Urban Hydrology for Small Watersheds, TR-55*, U.S. Dept. of Agriculture.
- Van Der Knijff, J., J. Younis et A. De Roo. 2010, «Lisflood : a gis-based distributed model for river basin scale water balance and flood simulation», *International Journal of Geographical Information Science*, vol. 24, n° 2, p. 189–212.
- Van Esse, W., C. Perrin, M. J. Booij, D. Augustijn, F. Fenicia et F. Lobligeois. 2013, «The influence of conceptual model structure on model performance : a comparative study for 237 french catchments», *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 10, n° 4, p. 5457–5490.

- van Roosmalen, L., J. H. Christensen, M. B. Butts, K. H. Jensen et J. C. Refsgaard. 2010, «An intercomparison of regional climate model data for hydrological impact studies in denmark», *Journal of Hydrology*, vol. 380, n° 3, p. 406–419.
- Van Vuuren, D. P., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith et S. K. Rose. 2011, «The representative concentration pathways : an overview», *Climatic Change*, vol. 109, p. 5–31.
- Vannier, O. 2013, *Apport de la modélisation hydrologique régionale à la compréhension des processus de crue en zone méditerranéenne*, thèse de doctorat, Université de Grenoble.
- Vincendon, B., V. Ducrocq, G.-M. Saulnier, L. Bouilloud, K. Chancibault, F. Habets et J. Noilhan. 2010, «Benefit of coupling the isba land surface model with a topmodel hydrological model version dedicated to mediterranean flash-floods», *Journal of hydrology*, vol. 394, p. 256–266.
- Voldoire, A., E. Sanchez-Gomez, D. S. y Mélia, B. Decharme, C. Cassou, S. Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Alias, M. Chevallier et al.. 2013, «The cnrm-cm5. 1 global climate model : description and basic evaluation», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9–10, p. 2091–2121.
- Vrugt, J. A., C. G. Diks, H. V. Gupta, W. Bouten et J. M. Verstraten. 2005, «Improved treatment of uncertainty in hydrologic modeling : Combining the strengths of global optimization and data assimilation», *Water Resources Research*, vol. 41, n° 1.
- Weerts, A. H. et G. Y. El Serafy. 2006, «Particle filtering and ensemble kalman filtering for state updating with hydrological conceptual rainfall-runoff models», *Water Resources Research*, vol. 42, n° 9.
- Westra, S., H. Fowler, J. Evans, L. Alexander, P. Berg, F. Johnson, E. Kendon, G. Lenderink et N. Roberts. in press, «Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall», *Reviews of Geophysics*.
- Wilson, J. W. et E. A. Brandes. 1979, «Radar measurement of rainfall-a summary», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 60, n° 9, p. 1048–1058.
- Winschall, A., S. Pfahl, H. Sodemann et H. Wernli. 2012, «Impact of north atlantic evaporation hot spots on southern alpine heavy precipitation events», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 138, n° 666, p. 1245–1258.
- Yakir, H. et E. Morin. 2011, «Hydrologic response of a semi-arid watershed to spatial and temporal characteristics of convective rain cells», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, p. 393–404.
- Zocatelli, D., M. Borga, F. Zanone, B. Antonescu et G. Stancalie. 2010, «Which rainfall spatial information for flash flood response modelling ? a numerical investigation based on data from the carpathian range, romania», *Journal of Hydrology*, vol. 394, p. 148–161.

Résumé

La méditerranée française est soumise à des crues éclair provoquées par des précipitations automnales violentes sur des petits bassins versants à relief accidenté. L'évolution des précipitations fortes qui déclenchent ces événements représente un enjeu important pour cette région où une forte dynamique démographique augmente le risque encouru par les populations locales. L'objectif de cette étude est de mettre en place une méthodologie adaptée à l'étude d'impact du changement climatique sur les crues éclair des petits bassins versants du sud de la France. Cette méthodologie doit correspondre aux échelles très fines de l'hydrologie de ces bassins versants. Le bassin versant du Lez en amont de Montpellier est le bassin d'étude. Les simulations climatiques régionales réalisées à l'aide du modèle ALADIN à haute résolution (12 km) fournissent les conditions atmosphériques en entrée d'un modèle hydrologique sur le bassin versant du Lez. Les précipitations futures simulées par ALADIN sont corrigées par une méthode de correction de biais de type perturbation de quantiles. Le modèle hydrologique simule l'impact du changement climatique sur les débits à partir de ces précipitations corrigées. Le modèle hydrologique sélectionné pour cette étude est conceptuel, distribué et événementiel. Le modèle s'appuie sur les équations SCS et modélise la réponse hydrologique par une série de réservoirs. Ce modèle est sensible à l'état hydrique du bassin, corrélé à son initialisation. Nous avons étudié et réduit les incertitudes liées aux précipitations en entrée de ce modèle à travers l'assimilation de données de débits à l'exutoire du bassin. En l'absence d'observations à assimiler dans le futur, les précipitations pluviométriques (moins bien résolues mais moins incertaines que les pluies radar) sont considérées comme référence pour l'étude d'impact du changement climatique. Une étude sur la valeur ajoutée de la modélisation climatique régionale à haute résolution a été réalisée. Cette étude a pour objectif d'évaluer la capacité d'ALADIN 12 km à simuler les précipitations extrêmes à l'origine des crues éclair dans le sud de la France. Deux résolutions du modèle ALADIN ont été considérées : 12 km et 50 km. Les conditions aux frontières de ces modèles sont fournies par une analyse atmosphérique sur la période de 1979 à 2013. ALADIN 12 km permet d'améliorer la distribution des précipitations sur la France et les quantiles de précipitations élevées au sud de la France. Cette amélioration vient probablement des changements des précipitations sous-maille et d'une meilleure résolution du relief. L'étude d'impact du changement climatique utilise les précipitations des scénarios RCP8.5 et RCP4.5 simulés par ALADIN 12 km. Une correction de biais de type perturbation de quantiles est appliquée aux précipitations simulées. Cette correction permet de « futuriser » les précipitations de référence des épisodes de crue passés. Cette méthode permet de modéliser des crues phares de la période passée sous un climat futur. Les résultats suggèrent qu'une augmentation des précipitations et des débits pendant les épisodes de crue sur le bassin versant du Lez est possible. Cependant, ces résultats sont très sensibles aux conditions hydriques du bassin versant, qui pourraient évoluer en fonction du changement climatique. De plus, les résultats de cette étude sont fortement impactés par le choix d'un seul modèle climatique régional et ne permettent pas de conclure sur l'influence du changement climatique. Néanmoins, la méthodologie développée montre qu'il est possible à l'heure actuelle de modéliser l'impact du changement climatique sur des événements de crue éclair à l'échelle d'un petit bassin versant.

Abstract

The Mediterranean region of France experiences flash flooding events when heavy autumn rains occur over small, steep watersheds. The evolution of these events under the influence of climate change is an important question for this region where heavy population growth increases the risks to human lives. The objective of this thesis is to develop a methodology adapted to the study of climate change impacts on small catchments in southern France. The methods developed here must be appropriate for the study of climate change at the spatial and temporal scales of small Mediterranean catchments. A case study was performed on the Lez catchment, near the city of Montpellier in southern France. Precipitation fields input to a hydrological model of the Lez catchment were simulated by the ALADIN regional climate model at a 12 km resolution. Future precipitation fields were bias-corrected using a quantile perturbation-based method. The hydrological model simulated the impact of climate change using bias-corrected precipitation fields. The hydrological model selected for this study is conceptual, distributed and event-based. The model is based on the SCS equations and uses a series of reservoirs to model the hydrological response of the catchment. This model is sensitive to the hydric state of the catchment, which is correlated with the model initialisation. For the present period, the uncertainty associated with radar precipitation fields input to the hydrological model was reduced by assimilating discharge observations at the catchment outlet. This study also allowed for a better understanding of the level of uncertainty associated with radar rainfall. In light of these results, ground rainfall, which has a lower spatial and temporal resolution, but contains less error, was selected as the reference for the study of climate change impacts on flash floods. A study of the added value of high resolution regional climate modelling for the reproduction of extreme precipitation was completed. The goal of this study was to estimate the capacity of ALADIN 12 km to simulate extreme precipitation associated with flash flooding in southern France. The 12 km simulations were compared to results from the same model at a 50 km resolution. An atmospheric analysis provided boundary conditions over the period from 1979–2013. ALADIN 12 km improved the distribution of precipitation over France and the simulation of upper precipitation quantiles in southern France. The sources of added value in this study were most likely the improved representation of the topography and changes to the sub-grid precipitation. The climate change impact study used the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios simulated by ALADIN 12 km. Precipitation fields were bias-corrected using a quantile perturbation-based method. This correction transfers the signal of climate change to observed precipitation episodes associated with flood events during the reference period. Using this method, key flood events from the past can be modelled under the influence of climate change. Early results suggest that heavy rainfall and flooding may increase in the Lez catchment in the future. However these results are extremely sensitive to the hydric state of the catchment, assumed stationary in this study. Furthermore, this study used only one member of one global climate model as input to the regional climate model, which is not sufficient to estimate the impact of climate change. Nonetheless, the results of this study show that it is possible to simulate the impacts of climate change in a small, flashy catchment using an event-based methodology.