



HAL
open science

Les impacts du changement climatique sur les pluies et les inondations extrêmes de bassins versants méso-échelles méditerranéens

Antoine Colmet-Daage

► **To cite this version:**

Antoine Colmet-Daage. Les impacts du changement climatique sur les pluies et les inondations extrêmes de bassins versants méso-échelles méditerranéens. Hydrologie. Université Montpellier, 2018. Français. NNT : 2018MONTG020 . tel-02162332

HAL Id: tel-02162332

<https://theses.hal.science/tel-02162332>

Submitted on 21 Jun 2019

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

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

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de la Terre et de l'Eau

École doctorale GAIA

Unité de recherche Hydrosociences Montpellier – UMR 5569

Les impacts du changement climatique sur les pluies et les inondations extrêmes de bassins versants méso- échelles méditerranéens

Présentée par Antoine COLMET-DAAGE

Le 22 Juin 2018

Sous la direction d'Eric Servat

Devant le jury composé de

Isabelle Braud, Directrice de Recherche, IRSTEA, Lyon

Sylvain Bigot, Professeur, IGE, Grenoble

Florentina Moatar, Professeur, Université de Tours, Tours

Rémy Garçon, Ingénieur, EDF, Grenoble

Cécile Llovel, Ingénieur, WSP France, Blagnac

Eric Servat, Directeur de Recherche, IRD – IM2E, Montpellier

Valérie Borrell-Estupina, Maître de Conférence, UM – Hydrosociences, Montpellier

Sophie Ricci, Chercheuse, CECI CERFACS – CNRS, Toulouse

Emilia Sanchez-Gomez, Chercheuse, CECI CERFACS – CNRS, Toulouse

Rapporteuse

Rapporteur

Présidente du Jury

Examinateur

Examinatrice

Directeur de thèse

Encadrante

Encadrante

Encadrante



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER

Remerciements

Contrairement au caractère solitaire que peut représenter une thèse de doctorat, ces travaux sont le fruit du travail d'une riche équipe qui m'a épaulé tout au long de ces trois années et que je tiens à remercier ici. A l'image d'un défilé de carnaval, j'ai dansé cette thèse sur un superbe rythme de samba joué par la « Batucada » que composait l'ensemble de cette équipe et où chacun d'entre eux avait un rôle unique. Le caractère CIFRE et multidisciplinaire de ces travaux m'ont permis de travailler avec le milieu de la recherche climatique, le milieu de la recherche hydrologique et le milieu opérationnel d'un bureau d'études. Ce contexte peu commun a grandement participé à sa richesse.

Je tiens à remercier tout d'abord le trio des « Super Nanas », au rôle de sambistes du carnaval, composé de Valérie, Cécile et Sophie qui m'ont donné l'envie et l'opportunité de réaliser cette thèse. Merci Valérie d'avoir cru en moi depuis la licence et le master, et de m'avoir accompagné tout au long de ces années avec toujours beaucoup d'idée, proposées avec beaucoup d'énergie et de chocolat. Merci Cécile pour la confiance que tu m'as accordée au départ de cette aventure, ton encadrement fut essentiel pour atteindre les objectifs opérationnels et scientifiques de ce projet. Ta formation durant cette mission, comme des autres petits projets que j'ai pu mener en parallèle à WSP, m'a apporté la confiance nécessaire pour faire des choix difficiles, ainsi que pour trancher sur de nombreuses hésitations. Merci Sophie pour ton accompagnement précieux, notamment lors du grand chantier d'apprentissage du code au CERFACS. La dose de positivisme que tu m'as apportée m'a bien aidé à traverser les quelques étapes rudes de ces trois années. Ta capacité à extraire les priorités du nuage de questions que je t'apportais m'a toujours impressionnée et inspirée. Ce trio d'enfer c'est ensuite armé d'une joyeuse note latine avec Emilia. Merci pour ta pédagogie et ton humour dans la transmission, à un néophyte, de ton savoir sur le climat, la modélisation climatique et toutes leurs complexités.

Je tiens ensuite à remercier sincèrement Eric Servat, directeur de thèse, d'avoir accepté de mener cette Batucada, c'est-à-dire d'être le siffleur. Je te remercie pour la pertinence de tes conseils aux moments clé de cette thèse, et pour les opportunités d'échanges scientifiques que tu m'as offertes dans diverses conférences scientifiques majeures.

Mes remerciements s'adressent ensuite à Isabelle Braud et Sylvain Bigot, pour la relecture et l'analyse de la percussion de cette thèse. Je remercie aussi Florentina Moatar d'avoir présidé ce jury et Rémy Garçon pour son apport opérationnel aux discussions de la soutenance.

Une Batucada est composée de plusieurs instruments de percussion dont le rôle diffère dans le rythme de la samba. La musique est une sorte de conversation entre le « repinique » et la « dobra », avec le « surdo » qui maintient le rythme.

Dans la dernière rangée de cette Batucada se trouve le bureau d'études WSP France, qui à travers les grands tambours, appelés « surdo », donne le tempo au reste des batteurs. Le financement de cette thèse est un pari sur l'avenir rare et courageux dans le milieu opérationnel. Je vous remercie, Mr Rey, d'avoir accepté de me confier cette mission, et suis ravi de poursuivre dans votre structure pour en mener de nouvelles. Je remercie l'équipe administrative de WSP, et tout particulièrement Josette pour sa patience avec un jeune actif découvrant le monde de l'entreprise. Mon apprentissage du métier d'ingénieur s'est fait en parallèle de cette thèse, à travers plusieurs projets que j'ai menés avec des collègues qui ont su prendre en compte le grand écart que je devais faire depuis le monde de la recherche. Un clin d'œil à Rémi qui a vaillamment mené les rennes pendant mes débuts (même si je te sentais aussi perdu que moi parfois), et à Jérémie qui a brillamment représenté le « gringo positivismo » pendant nos terrains vraiment dingues !!

Dans la rangée centrale de cette Batucada se trouve le CERFACS avec les petits tambours, appelés « repinique », qui dès le début éclairent et font briller la musique. En effet, c'est au CERFACS que j'ai fait mes débuts de thésard. Je remercie toute l'équipe administrative et de GlobC pour leur accueil au sein de cette équipe. Un grand merci à mes collègues Seb, Nabil, Paulard, Gildas, Rémy, Saïd, et bien sûr Margot, qui n'aura pas réussi à me convaincre d'arrêter ce carnaval. Un merci particulier à Thomas, pour avoir supporté mon hyper activité avec patience et pour tous les bons moments que l'on a partagés.

Dans la première rangée de cette Batucada se trouve HSM avec les tambours moyens, appelés « dobra », qui dessinent la mélodie tout le long de la musique. En effet, malgré la difficulté d'une fin de thèse j'ai vécu une période très épanouissante au sein d'HSM avec de nombreuses histoires rock'n roll !! Je remercie grandement Yves Trambly et Alain Dezetter pour leur aide et leurs conseils dans la phase d'études d'impacts hydrologiques. Un grand merci aussi à Sandra Van Exter pour son aide dans les analyses chimiques et pour les terrains toujours dans la bonne humeur. Merci aussi à Sandra Ardoin-Bardoin, Nicole Couesnon, Catherine et Pierre Marchand, Elise Deme, Kristine Gujda et France Couturier pour leurs aides diverses qui ont rendu cette expérience agréable. Un grand merci à Camille, Marlène et Wiam pour les bonnes déconnades dans le bureau 104, pour le silence pendant mes siestes tout comme la tolérance pendant mes délires !! Un grand merci aussi à Vick, Mehdi, Alix, Aubin, Linda, et l'armée de stagiaire d'HSM pour ces calmes repas dans la pinède contrastant avec nos soirées au Rockstore.

Parmi les chorégraphies qui m'ont été demandées au rythme de la samba, j'ai eu la chance d'en réaliser une partie avec l'aide de plusieurs stagiaires durant ma thèse, ce qui m'a apporté une expérience personnelle particulièrement enrichissante en plus d'une aide précieuse dans l'aboutissement de ces travaux. Pour cela, je remercie sincèrement Cyris, Céline, Taquyeddine et Martin pour leur aide et pour leur compréhension envers un encadrant novice et parfois maladroit.

Les changements de rythme d'une Batucada peuvent être donnés par des appels ponctuels d'une caisse claire, appelé « caixa », représentant les rencontres en dehors de ces structures. Pour cela. Je tiens donc à remercier Carmen Llassat et Pere Quintana-Seguí pour votre collaboration dans la création de l'article de cette thèse. Je remercie aussi Samuel Somot pour mon intégration dans l'équipe d'HyMeX et pour son soutien dans l'interprétation des sorties de modèles. Merci aussi à Ezio Todini pour son aide essentielle dans la mise en place du modèle Topkapi et pour m'avoir aidé à prendre un important recul scientifique sur la modélisation hydrologique. Un grand merci à nos partenaires opérationnels, le SCHAPI, le SPCMO et le SMMAR pour leur investissement dans ce projet qui a permis de le rendre pérenne.

Après ces défilés sur l'avenue, il est bon de retrouver son nid pour se reposer et faire le plein d'énergie. Pour cela je remercie tout d'abord Nana, Sylvain, Tania et Raph, ainsi que toute ma famille, qui m'ont toujours soutenu durant cette thèse usant habilement du maniement de la caipirinha et de l'açaí. Merci aussi à tous les copains qui m'ont motivé tout du long (malgré ce hold up). Une grosse pensée pour tous les DBB, pour le barbu à trou, la toup, la clochette, saimone, mes « caulocs », Rasta, Thiago, Frederico, Julia. Enfin, un grand « abraço » à mes amis cametaenses qui malgré la distance m'inspirent beaucoup.

Enfin, dans tout carnaval il y a l'élection de la reine du carnaval. Sa désignation est toujours un débat populaire mais j'ai ici eu la chance d'être le seul à la choisir. Merci à toi Cali, pour ton soutien, ta franchise et ta motivation pendant ce carnaval que l'atlantique n'aura pas réussi à noyer.

Résumé

Les bassins versants nord-méditerranéens sont fréquemment soumis à des crues extrêmes liées à des précipitations convectives intenses et aux caractéristiques hydrologiques locales. La région méditerranéenne est considérée comme une des régions les plus affectées par le réchauffement climatique, ce qui laisse présager des changements dans le cycle hydrologique. L'objectif de cette thèse CIFRE est d'évaluer les impacts du changement climatique sur les précipitations extrêmes à travers une méthode dite de « futurisation », dans laquelle une fonction de transfert est construite en comparant la distribution des quantiles de précipitations du climat présent et futur. Les impacts du changement climatique sur les précipitations extrêmes sont évalués à travers les simulations à haute résolution EMCORDEX. L'exercice se focalise sur le bassin versant de l'Orbieu dans le sud de la France où est menée une caractérisation du fonctionnement hydrologique appuyée par plusieurs campagnes de terrain. La méthode de futurisation est appliquée à six épisodes majeurs de précipitations ayant généré des crues éclair. Les impacts hydrologiques des équivalents statistiques futurs des épisodes de précipitations sont ensuite évalués à travers un modèle hydrologique événementiel conceptuel SCS-LR, motivé par ses futures applications opérationnelles. Une estimation des changements d'humidité du sol liés au changement climatique est réalisée et couplée à la quantification des impacts hydrologiques. L'évolution des crues sous l'impact du CC montre que, selon le modèle SCS-LR, l'intensification des pluies futures est fortement compensée par l'assèchement du sol. Pour certaines configurations, l'intensification des crues est doublée, ce qui motive leur prise en compte dans les stratégies de gestion du risque inondation.

Abstract

Northern mediterranean meso-scale river catchments are submitted to extremes floods events linked to intense convective precipitation and local hydrologic features. The Mediterranean region is known to be one of the most affected areas by global warming, and it is likely that changes can be expected in the hydrological cycle. The aim of this CIFRE thesis is to assess the climate change impacts on extreme precipitation events using a so-called "futurization" method, in which a transfer function is built by comparing the quantiles of distribution for both present and future climate precipitation. The climate change impact on extreme precipitation events is assessed over high-resolution EMCORDEX simulations. The focus is on the Orbieu catchment located in southwestern France where a hydrological functioning characterization has been done supported by several field campaigns. The futurization method is applied to six major events of precipitation that trigger flash floods. The hydrological impacts of those future statistical counterpart precipitation events are therefore assessed through a conceptual event-based hydrological model SCS-LR, motivated by its future operational applications. An assessment of soil moisture changes under climate change is performed and coupled to the hydrological impact quantification. Soil drying strongly compensate the precipitation intensification in the floods evolution under CC impact, according to the SCS-LR model. For some configurations, floods intensification is doubled, what motivates its consideration in the flood risk management strategies.

Liste des sigles et abréviations

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AGCM	Atmospheric General Circulation Model
API	Antecedent Precipitation Index
ATHYS	ATelier HYdrologique Spatialisé
CATNAT	CATastrophes NATurelles
CERFACS	Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique
CC	Changement Climatique
CI	Condition Initiale
CIFRE	Conventions Industrielles de Formation par la REcherche
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
COP	COnférence des Parties
CORDEX	COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
DI	Directive Inondation
DIREN	DIrection Régionale de l'ENvironnement
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EDF	Electricité De France
EMCORDEX	Euro et Med CORDEX
EPCI	Etablissement Public de Coopération Intercommunale
EPTB	Etablissement Public Territorial de Bassin
ESGF	Earth System Grid Federation
ESMF	Earth System Modeling Framework
GCM	General Climate Model
GES	Gaz à Effet de Serre
GEMAPI	GEstion des Milieux Aquatiques et Prévention des Inondations
GIEC	Groupement d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

HyMeX	Hydrological cycle in Mediterranean eXperiment
IGE	Institut des Géosciences de l'Environnement
IM2E	Institut Montpellierain de l'Eau et de l'Environnement
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
IRSTEA	Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture
ISBA	Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère
LAM	Limited Area Model
LBC	Lateral Boundary Condition
LR	Lag & Route
MERCURE	Modelling European Regional Climate : Understanding and Reducing Errors
MOS	Model Output Statistics
NARCCAP	North American Regional Climate Change Assessment Program
NSE	Nash Sutcliffe Efficiency
ODS	Occupation Du Sol
PAPI	Programme d'Action de Prévention des Inondations
PDF	Probability Density Function
PGRI	Plan de Gestion des Risques Inondation
PID	Pondération Inverse à la Distance
PPRi	Plan de Prévention des Risques inondations
PPRI	Plan de Prévention des Risques littoraux
PPRn	Plan de Prévention des Risques naturels
PRUDENCE	Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects
RCM	Regional Climate Model
RCP	Representative Concentration Pathway
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie
SCHAPI	Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations

SCS	Soil Conservation Service
SLGRI	Stratégies Locale de Prévention du Risque Inondation
SIM	Safran Isba Modcou
SMMAR	Syndicat Mixte des Milieux Aquatiques et des Rivières
SNGRI	Stratégie Nationale de Gestion du Risque Inondation
SPC	Service de Prévisions des Crues
SPCMO	SPC Méditerranée Ouest
SWI	Soil Water Index
TOPKAPI	TOPographic Kinematic AProximation and Integration
TOPMODEL	TOPography based hydrological MODEL
TRI	Territoire à Risque important d’Inondation
TSAT	Taux de SATuration
UE	Union Européenne
WCRP	World Climate Research Programme

Table des matières

Remerciements	III
Résumé	V
Abstract	V
Liste des sigles et abréviations	VII
Introduction	1
1 Contexte général	3
1.1 Les crues méditerranéennes et leur gestion française	3
1.1.1 Des épisodes méditerranéens générateurs de crues éclair	4
1.1.2 La crue de l'Aude en novembre 1999	5
1.1.3 Dispositif français de gestion du risque inondation	6
1.2 L'étude des impacts du changement climatique dans le bassin méditerranéen	8
1.2.1 Changement des précipitations moyennes	8
1.2.2 Changement des précipitations extrêmes	10
1.3 L'intégration des impacts du changement climatique dans la prévention du risque inondation	12
1.3.1 Les incertitudes inhérentes aux études d'impact climatiques	12
1.3.2 La disparité des résultats sur l'évolution des crues dans les bassins versant du pourtour méditerranéen	14
1.3.3 La transposition et l'interprétation des résultats dans le milieu opérationnel	14
1.3.4 Motivation d'une thèse CIFRE soutenue par WSP France	16
1.4 Structure de la thèse	19
2 Impact du changement climatique sur les précipitations de bassins méditerranéens	21
2.1 De la modélisation climatique globale à l'étude d'impact locale	21
2.1.1 Du climat à la modélisation climatique	21
2.1.2 La désagrégation dynamique : les modèles climatiques régionaux	23
2.1.3 Valeur ajoutée des modèles climatiques régionaux pour la simulation des précipitations	25
2.1.4 La désagrégation statistique comme outil de correction des précipitations issues des RCMs	27
2.1.5 Sélection de la méthode de correction des précipitations issues des RCMs	29
2.2 L'ensemble de simulations de RCMs pour une étude multi-modèle	32
2.2.1 Les simulations EMCORDEX	32

2.2.2	Une étude multi-modèles pour couvrir les incertitudes de la modélisation climatique.....	34
2.2.3	SAFRAN : la base de donnée de référence en France et en Espagne	36
2.3	Article publié dans Hydrology and Earth System Sciences	37
2.3.1	Résumé.....	37
2.3.2	Article.....	37
2.4	Analyse complémentaire à l'article	53
2.4.1	Sélection des modèles RCMs.....	53
2.4.2	Sélection de SAFRAN comme référence.....	55
2.4.3	Méthode d'interpolation spatiale des RCMs vers SAFRAN	56
2.5	Conclusion.....	58
3	Futurisation des évènements de précipitations extrêmes du bassin versant de l'Orbieu ..	59
3.1	Le bassin versant de l'Orbieu : analyse du fonctionnement hydrologique et mise en place d'une base de données complète	59
3.1.1	Les stations pluviométriques.....	61
3.1.2	Les stations hydrométriques.....	63
3.1.3	Géologie, hydrogéologie et hydrodynamique	65
3.1.4	Occupation du sol et coefficient de ruissellement.....	67
3.1.5	Campagne de mesures sur le terrain.....	68
3.1.6	Variation de l'humidité du sol.....	72
3.1.7	Cours d'eau	74
3.1.8	Conclusion et discussion	76
3.2	Méthode de futurisation des précipitations extrêmes	78
3.2.1	Caractérisation statistique d'un évènement de précipitations extrêmes.....	78
3.2.2	Constitution de la fonction de coefficient de changement passé/futur par quantile issue des simulations des RCMs	79
3.2.3	Application des coefficients de changement passé/futur à l'évènement de précipitation	81
3.3	Futurisation des précipitations du bassin versant de l'Orbieu.....	82
3.3.1	Variabilité spatiale et interannuelle des coefficients de changement des précipitations.....	83
3.3.2	Variabilité de la futurisation en fonction des RCMs.....	84
3.3.3	Variabilité spatiale de la futurisation des précipitations	85
3.3.4	Variabilité temporelle de la futurisation des précipitations.....	88
3.4	Discussion sur la chaîne de futurisation climatique	90

3.4.1	La futurisation des pluviomètres	90
3.4.2	Utilisation des pluviomètres comme donnée de référence.....	91
3.4.3	Données au pas de temps tri-horaire	93
3.5	Conclusion	95
4	Modélisation hydrologique du bassin versant de l'Orbieu	97
4.1	Transformation pluie-débit à travers une modélisation hydrologique.....	99
4.1.1	Choix d'une modélisation hydrologique événementielle.....	99
4.1.2	Choix d'une modélisation hydrologique conceptuelle événementielle.....	99
4.1.3	Choix d'une modélisation hydrologique conceptuelle événementielle distribuée spatialement	101
4.2	Le modèle SCS-LR.....	102
4.2.1	Fonction de production SCS	102
4.2.2	Fonction de Transfert Lag & Route	104
4.3	Etude de sensibilité du modèle	106
4.3.1	Sensibilité des paramètres	106
4.3.2	Fonction objectif	106
4.3.3	Résultats	107
4.4	Calage du modèle	108
4.4.1	Méthode de calage.....	108
4.4.2	Choix des épisodes Calage/Validation.....	109
4.4.3	Le calage	110
4.5	Validation du modèle.....	112
4.5.1	Simulation des d'épisodes de validation	112
4.5.2	Corrélation du déficit hydrique initial avec une variable d'état.....	113
4.5.3	Régression multiple : linéaire et non linéaire.....	113
4.5.4	Synthèse des corrélations	114
4.6	Conclusion et discussion	116
5	Impact hydrologique des épisodes de précipitations futurisés.....	119
5.1	Crues futurisées du bassin versant de l'Orbieu	120
5.1.1	Evolution de la dynamique d'une crue futurisée.....	120
5.1.2	Variabilité des changements d'amplitude d'une crue futurisée en fonction du modèle climatique régional.....	122
5.1.3	Variabilités des changements entre les différents épisodes de crue futurisés ..	124
5.2	Etablissement des variations futures d'humidité du sol	126

5.2.1	Le système hydro-météorologique Safran-Isba-Modcou (SIM)	126
5.2.2	Les variables d'humidité du sol	127
5.2.3	Estimation des variations futures d'humidité du sol	128
5.3	Impact des scénarios futurs d'humidité du sol sur les crues futurisées	133
5.3.1	Impact des scénarios d'humidité du sol sur une crue futurisée	133
5.3.2	Impact des scénarios d'humidité du sol sur une crue futurisée par l'ensemble des modèles climatiques régionaux	135
5.3.3	Impact des scénarios d'humidité du sol sur l'ensemble des crues futurisées par l'ensemble des RCMs	138
5.4	Discussion sur la chaîne de futurisation hydroclimatiques	141
5.4.1	Dépendance des épisodes de calages et de futurisations	141
5.4.2	Non-stationnarité des différentes périodes utilisées	141
5.5	Conclusion	141
	Conclusion générale	143
	Perspectives	147
	Bibliographie	151
	Liste des Figures	169
	Liste des Tableaux	177
	Annexe I : Rapports terrain	179
	Rapport Terrain du Mardi 13/09/2016 :	179
	Rapport Terrain du Mercredi 15/09/2016 :	185
	Rapport Terrain du Mercredi 16/11/2016 :	190
	Rapport Terrain du Jeudi 17/11/2016 :	200
	Rapport Terrain du Mercredi 08/02/2017 :	205
	Rapport Terrain du Mercredi 28/03/2017 :	211
	Annexe II : Modélisation hydrologique à base physique et premières comparaisons	215
	Introduction	215
1.	La modélisation hydrologique à base physique avec TOPKAPI-X	215
1.1	Le modèle TOPKAPI et son évolution en TOPKAPI-X	216
1.2	Les paramètres globaux et leur sensibilité	218
1.3	Les paramètres spatialisés et leur sensibilité	224
1.4	Mise en place du modèle TOPKAPI-X sur l'Orbieu	228
1.5	Conclusion et discussion	231

2. Comparaison de l'impact hydrologique des pluies futurisées selon l'approche de modélisation.....	233
2.1 Impact des pluies futurisées	233
2.2 Impact des changements d'humidité du sol	236
2.3 Bilan sur les approches de modélisation hydrologique.....	239
Conclusion	240

Introduction

Les impacts du changement climatique sur le fonctionnement de notre société occupent une place grandissante dans les stratégies de gestion et d'aménagement du territoire. Concernant les aléas hydrologiques, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) prévoit une intensification des phénomènes extrêmes de sécheresse et d'inondation dans le pourtour méditerranéen à la fin du 21^{ème} siècle. En climat présent, l'arc méditerranéen français est déjà fréquemment soumis à des crues rapides et violentes, engendrant des inondations aux conséquences catastrophiques en termes de pertes humaines et de dégâts matériels. L'intensification de ces phénomènes, associée à la hausse constante de la démographie et de l'urbanisation dans cette région, laisse présager un aggravement des inondations dans les petits bassins versants méditerranéens.

De ce fait, la gestion du risque inondation définie par les instances européennes et nationales intègre progressivement la prise en compte du changement climatique dans les outils de protection préconisés aux différentes échelles d'action. Cependant, les produits existants, qui proposent une estimation des impacts du changement climatique sur les pluies et les inondations, sont inadaptés à l'échelle et au système de prévention du risque inondation. Ces produits proposent des tendances de changement des précipitations extrêmes à l'échelle régionale. Ces résultats, malgré leur intérêt, ne conviennent pas à l'échelle d'action des collectivités locales, qui doivent par exemple décider de la gestion d'une digue ou de l'aménagement des rives d'une rivière. Partant de ce constat, le bureau d'études WSP France, l'OSU OREME, le laboratoire Hydrosiences Montpellier et le CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique) ont décidé de mettre en place une thèse CIFRE (Conventions Industrielles de Formation par la Recherche). Ce projet conciliant les exigences opérationnelles et scientifiques, a pour objectif d'aborder la question des services hydro-climatique à travers la question suivante : comment intégrer le changement climatique dans la gestion du risque inondation ?

Dans cette thèse, nous proposons une méthode opérationnelle d'évaluation des impacts locaux du changement climatique sur les précipitations extrêmes et les inondations qui peuvent en découler, à travers une chaîne de modélisation hydro-climatique baptisée « Futurisation ». La méthode propose une estimation à l'échelle locale de l'équivalent des crues de référence d'un bassin versant cible sous l'influence du changement climatique. Dans un premier temps, l'équivalent statistique futur d'un épisode de précipitations ayant provoqué une de ces crues est estimé. Puis, à partir de ces précipitations futures, diverses crues futures sont simulées en fonction des variations de l'humidité du sol. Tout au long de la chaîne de futurisation, les incertitudes intrinsèques à chaque étape de la méthode sont estimées et prises en compte.

Les récentes avancées de la modélisation climatique et l'apparition de modèles régionaux, à 12 km de résolution spatiale, ont permis de mener cette étude à l'échelle des bassins versants méditerranéens méso-échelles. Un ensemble de 8 modèles climatiques régionaux de l'exercice CORDEX est choisi pour caractériser et quantifier le changement des précipitations futures, en fonction de deux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (RCP8.5 et RCP4.5). L'ensemble

des simulations climatiques considérées pour chaque horizon temporel du 21^{ème} siècle permet de prendre en compte les différentes incertitudes de la modélisation climatique. D'abord, une évaluation des performances de ces modèles dans le climat présent de trois bassins versants cibles (Lez, Aude et Muga) est réalisée. Puis, l'impact du changement climatique sur les pluies remarquables de ces bassins est évalué. Il montre un signal qui varie selon le type et l'intensité des précipitations observées. Les changements de précipitations extrêmes sont estimés par des coefficients de changements passé/futur qui montrent une intensification des pluies sous l'impact du changement climatique.

Par la suite, les travaux de cette thèse se focalisent sur le bassin versant de l'Orbieu (sous-bassin de l'Aude). Une caractérisation du fonctionnement hydrologique du bassin versant à travers diverses analyses a été menée de pair avec des campagnes de terrain. La futurisation est appliquée à six épisodes de précipitations historiques enregistrées dans ce bassin, et qui ont généré des crues marquant l'histoire de la région. Pour cela, l'équivalent statistique de chaque épisode historique de précipitations est calculé sous un climat futur, en appliquant à chaque pluviomètre les coefficients de changements par quantile passé/futur spécifique à chaque modèle climatique, scénario et horizon temporel. Ce type de correction permet de différencier le signal du changement appliqué aux précipitations historiques en fonction de leur intensité. Un grand jeu d'équivalents futurs est produit pour chaque épisode historique. Cela permet une analyse robuste des tendances et des incertitudes autour des impacts locaux du changement climatique sur ces précipitations extrêmes.

Pour évaluer la réponse hydrologique de ces épisodes de précipitations futurisées, un modèle hydrologique doit être calé et validé sur le bassin versant de l'Orbieu. Initialement, une comparaison entre l'approche de modélisation conceptuelle et physique a été envisagée afin d'évaluer l'incertitude liée à ce choix. Cependant, des difficultés majeures n'ont pas permis de terminer le modèle hydrologique à base physique qui ne sera présenté qu'en annexe. Un modèle conceptuel, événementiel, et distribué a été sélectionné pour évaluer l'évolution des crues sous l'impact des pluies futurisées. Son calage et sa validation sont réalisés à travers une nouvelle méthode qui a permis d'obtenir un modèle robuste malgré sa simplicité.

La simulation des crues est sensible à l'humidité initiale du sol du bassin, qui se traduit par un paramètre de déficit hydrique dans le modèle. Afin de prendre en compte l'impact du changement climatique sur l'humidité du sol, des scénarios de déficit hydrique futur ont été développés. Ces scénarios sont basés sur l'évolution de l'indice d'humidité SWI (Soil Water Index), qui a été simulé dans le bassin lors de travaux précédents. La réponse hydrologique aux pluies futurisées est d'abord analysée en préservant les mêmes conditions historiques d'humidité du sol. Puis, l'ensemble des épisodes de pluies futurisées est à nouveau simulé selon ces scénarios de variations de l'humidité du sol.

1 Contexte général

Ce chapitre décrit le contexte général de cette thèse. Ces travaux s'intéressent aux événements de crues des bassins méditerranéens décrits ci-après. Pour gérer les risques associés à ces crues, nous décrivons les différentes stratégies et actions mises en place par le système français. Selon diverses études, le changement climatique devrait modifier l'amplitude et la fréquence de ces crues. Il est donc nécessaire d'intégrer ces changements dans le système de gestion à travers des nouveaux services hydro-climatiques. Cependant, la complexité et la disparité de ces études rendent la compréhension et l'intégration des changements prévus difficile pour les gestionnaires. Fort de ce constat, nous proposons donc une méthode qui permettent de considérer cette complexité tout en proposant un résultat clair et en accord avec les attentes des gestionnaires.

1.1 Les crues méditerranéennes et leur gestion française

Une crue correspond à une élévation du niveau d'eau d'un cours d'eau, en conséquence d'un débit trois à cinq fois supérieur à son débit moyen. En fonction de l'ampleur de la crue, le cours d'eau peut s'étendre dans son lit majeur sur de potentielles zones inondables environnantes. Ces zones peuvent avoir une sensibilité variable selon leur occupation (champ, habitation, commune, zone industrielle). Lorsque ces crues, représentant un aléa, sont combinées avec ces zones, représentant un enjeu important, un risque est créé (croisement aléa et vulnérabilité). Les conséquences de sa réalisation peuvent être dramatiques.

Le pourtour méditerranéen est une zone fréquemment soumise à des crues rapides, ou éclair, générées par des précipitations très intenses. Ces crues éclair constituent le risque naturel le plus conséquent dans la région méditerranéenne française (Borrell-Estupina, 2004 ; Gaume et al., 2004 ; Ricard et al., 2012). Au cours des 15 dernières années, elles ont causé plus de 200 pertes humaines et des dégâts économiques d'environ 800 millions d'euros par an (base de données CATNAT). Ces crues et leurs conséquences sont dues à la combinaison :

- Des épisodes de précipitations très intenses ;
- De la morphologie complexe des bassins versants méditerranéen ;
- De l'anthropisation croissante des côtes traduite par la rapide urbanisation et une forte croissance démographique.

1.1.1 Des épisodes méditerranéens générateurs de crues éclair

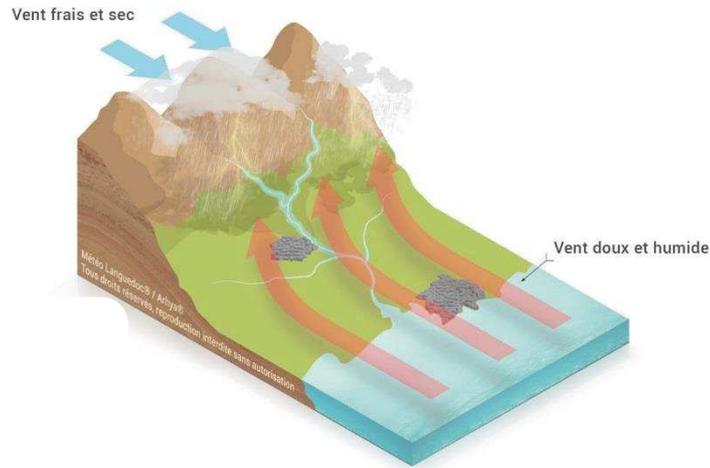


Figure 1-1: Représentation schématique de la formation d'un épisode méditerranéen de précipitations en région méditerranéenne. Source : Site de Météo Languedoc.

Le processus générant des précipitations particulièrement intenses dans cette région est appelé « épisode Cévenol » lorsqu'il a lieu au piémont de la région des Cévennes, ou plus génériquement « épisode méditerranéen » pour l'ensemble de la côte.

Les épisodes méditerranéens, schématisés en Figure 1-1, ont lieu principalement en automne, lorsque l'air chaud et humide circulant au-dessus de la mer Méditerranée se dirige vers les côtes. A l'approche des massifs (Cévennes, Alpes du sud, Pyrénées orientale), ce flux marin monte en altitude. La diminution de la température déclenche la condensation formant un nuage convectif appelé cumulo-nimbus pouvant atteindre une dizaine de kilomètres d'épaisseur jusqu'aux hautes couches de l'atmosphère. Le cumulo-nimbus précipite tout en restant stationnaire à cause des courants d'air froid de l'autre côté du massif. Alimenté continuellement par le flux d'air humide provenant de la mer, il peut ainsi précipiter d'importants cumuls de pluie localement. Le phénomène s'estompe lorsque le nuage se dissipe, généralement suite à une modification de la direction du vent.

Des nuances existent dans la définition d'un épisode cévenol et d'un épisode méditerranéen (Thévenot et al., 2016), mais la dynamique générale reste la même et convient au prérequis de ces travaux.

Ces épisodes méditerranéens déclenchent un ruissellement important sur les versants. La concentration de ces écoulements est généralement très rapide (quelques heures) et entraîne une montée brusque du niveau d'eau à l'exutoire avec de fortes vitesses d'écoulement. Certaines crues éclair ont marqué l'histoire de cette région comme en 1988 à Nîmes, en 1992 à Vaison-la-Romaine, en 1999 dans l'Aude, 2002, 2005 et 2014 dans le Gard et l'Hérault, 2010 dans le Var, et en 2011 dans la Muga (Espagne).

1.1.2 La crue de l'Aude en novembre 1999

La crue de l'Aude en novembre 1999 est l'évènement le plus important de l'histoire contemporaine française. C'est précisément cet évènement qui a déclenché la mise en place d'une nouvelle organisation de la protection contre le risque inondation. Nous allons donc détailler le cours de cet évènement à titre d'exemple d'un épisode méditerranéen.

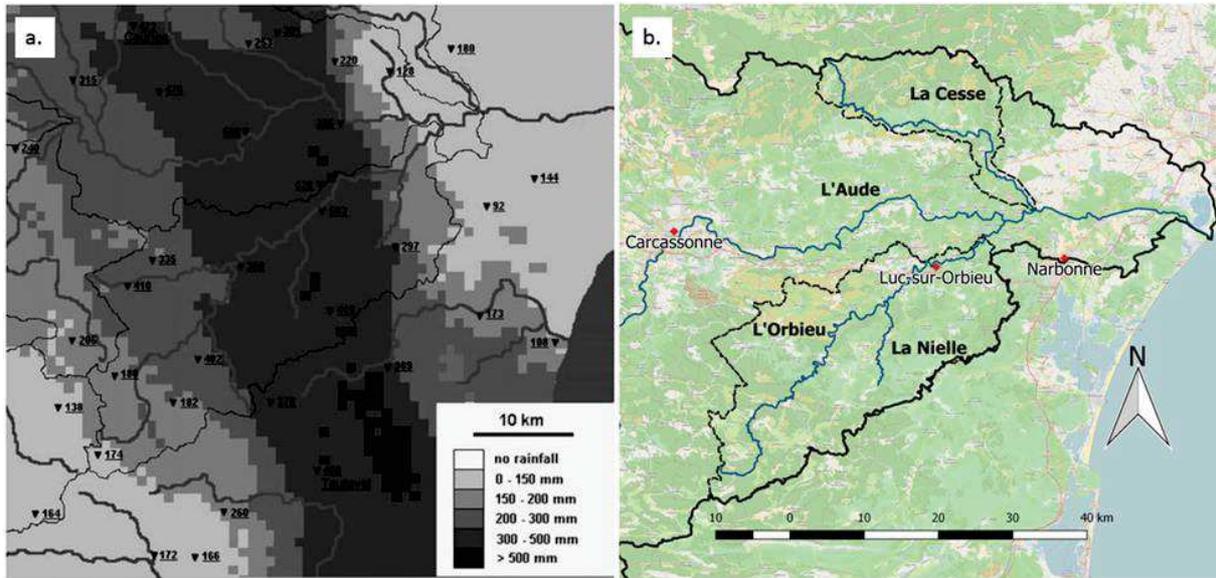


Figure 1-2: (a) Cumuls de pluie mesurés par les pluviomètres et le radar de Toulouse après correction les 12 et 13 novembre 1999 (Gaume et al., 2004) ; (b) Localisation des cours d'eau dont les crues ont causé le plus de dégâts. Le bassin versant de l'Aude est délimité par le trait plein, tandis que les bassins versants de l'Orbieu et la Cesse sont délimités en pointillés.

Les 12 et 13 novembre 1999, un épisode de pluie violent et quasi-stationnaire se déclenche sur les départements Aude, Hérault, Pyrénées-Orientales et Tarn (Bechtold et Bazile, 2001). Des pluies diluviennes s'abattent sur ces quatre départements durant plus de neuf heures avec des intensités dépassant 70 mm/h par moments. Comme illustré en Figure 1-2 (a), l'extension spatiale inhabituelle de l'évènement a engendré des cumuls de précipitations supérieurs à 200 mm sur une large bande allant de la plaine du Roussillon à la Montagne Noire. Localement ces cumuls ont atteint environ 600 mm en 24h.

Conséquence des précipitations, des crues éclair dévastatrices ont touché plusieurs cours d'eau des petits bassins versants décrits en Figure 1-2 (b), contribuant fortement à la crue du fleuve Aude jusqu'à son exutoire. Le sous-bassin de la Nielle couvrant 7 % du bassin versant de l'Aude, a produit, selon les estimations de Gaume et al. (2004), un débit de pointe entre 1000 et 1500 m³/s. Le débit de l'Aude a atteint plus de 3000 m³/s, l'affluent de la Nielle aurait ainsi contribué pour plus d'un tiers du débit de l'Aude à l'exutoire.

Le bilan de cette catastrophe est lourd de 25 pertes humaines (selon le département de l'Aude). Les dégâts matériels et économiques sont très importants, avec de nombreuses infrastructures (ponts, chaussées, digues, etc) fragilisées ou détruites. Le coût de cette catastrophe est estimé à plus d'un demi-milliard d'euros (Gaume et al., 2004). Une importante remise en question du système national de protection contre les inondations a abouti à la nouvelle organisation décrite ci-après.

1.1.3 Dispositif français de gestion du risque inondation

Depuis cette catastrophe, de nouvelles stratégies de prévention et de prévision des inondations ont été établies sur l'ensemble du territoire.



Figure 1-3: Répartition des SPC sur la France métropolitaine. Source : C. Saint-Martin (Irstea, 2016).

La prévision opérationnelle des crues et du risque inondation est gérée au niveau national par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI). Il est chargé de coordonner les prévisions et les actions entre les différents acteurs régionaux de la prévision des crues. Le territoire est réparti entre 22 Service de Prévision des Crues (SPC- voir Figure 1-3) chargés de surveiller et d'anticiper les comportements des cours d'eau sur les tronçons « réglementaires ». L'intégralité des cours d'eau du territoire ne sont pas pris en charge par les SPC, les cours d'eau qui ne sont pas intégrés dans le réseau règlementaire ne font pas l'objet de la vigilance et de la prévision des SPC. Ils peuvent néanmoins être surveillés par d'autres organismes locaux comme les Etablissements Publics Territoriaux de Bassin (EPTB), les Etablissement Public de Coopération Intercommunale (EPCI), ou certains syndicats de rivières.

La politique de prévention du risque inondation, qui découle de la Directive Inondation (DI), se décline sur le territoire national à travers la Stratégie Nationale de Gestion du Risque Inondation (SNGRI). La SNGRI définit la cartographie des TRI (Territoire à Risque important d'Inondation) où appliquer trois grands objectifs :

- Augmenter la sécurité des populations exposées ;
- Diminuer fortement le temps de retour à la normale ;
- Stabiliser à court terme et diminuer à moyen terme le coût des inondations.

La SNGRI se décline, à l'échelle des grands bassins versants français à travers les Plan de Gestion des Risques Inondations (PGRI), opposable aux tiers. A l'échelle de chaque bassin versant intégrant un TRI, les acteurs locaux de la prévention du risque inondation (EPCI, Syndicats, EPTB), doivent élaborer des Stratégies Locales de Prévention du Risque Inondation

(SLGRI), dont les PAPI (Programme d'Action de Prévention des Inondations) sont les outils opérationnels. La mise en place des PAPIs sur ces territoires est une responsabilité des collectivités locales comme les EPTB ou les EPCI. Pour cela ils sont chargés de mener :

- Des actions sur la gestion de l'aléa comme la mise en place d'ouvrages de protection, la reconquête de zones d'expansion de crues, des ouvrages de ralentissement des écoulements ;
- Des actions sur la réduction de la vulnérabilité des personnes et des biens comme la sensibilisation des populations, la pose de repères de crue, la réduction de la vulnérabilité des entreprises et bâtiments publics.

Parallèlement à ce programme d'action, une réglementation a été mise en place afin de considérer le risque inondation dans les stratégies d'aménagement du territoire. Cette réglementation se traduit par l'établissement de Plans de Prévention des Risques Inondations (PPRI), qui concernent les inondations ou la submersion marine. Ces derniers sont établis par l'Etat à l'échelon départemental. Ils définissent les zones constructibles, inconstructibles ou constructibles sous condition(s) au regard du risque, à travers des cartes de risque et un règlement associé.

L'ensemble de ces actions et de ces réglementations est établi en fonction de crues de référence qui définissent les hauteurs d'eau maximum. Pour les aménagements impliquant la protection d'une zone à risque important, la crue considérée peut correspondre à l'évènement de période de retour centennal estimé selon différentes méthodes, ou à la plus forte crue connue, si elle a dépassé l'évènement centennal. Cependant, le changement climatique peut influencer sur l'ampleur de ces évènements ou la période de retour d'un évènement considéré, modifiant les hauteurs d'eau prises en compte dans les stratégies de protection du risque inondation. Il apparaît donc indispensable d'intégrer l'impact du changement climatique dans cette gestion afin d'assurer l'efficacité de ces dispositifs de manière durable. Cependant, l'évaluation des impacts du changement climatique n'est pas une tâche aisée comme le décrit la section suivante.

1.2 L'étude des impacts du changement climatique dans le bassin méditerranéen

Le développement de la modélisation climatique depuis les années 1970 a permis l'étude de la variabilité climatique et de son changement. Comprendre et évaluer les impacts liés au changement climatique (CC) naturel et anthropique, a des enjeux très importants sur l'ensemble de l'organisation de la société et ce à toutes les échelles spatiales et temporelles. Par exemple, à l'échelle globale, l'allongement des sécheresses des régions arides (Giorgi et Lionello, 2008) contrastera avec l'intensification de la mousson des zones tropicales (Wang et al., 2012). Concernant les catastrophes naturelles, le changement de la circulation globale atmosphérique et océanique peut modifier la genèse des tempêtes et des ouragans affectant les régions côtières (Henderson-Sellers et al., 1998). A l'échelle locale, les feux de forêts (Moriondo et al., 2006), les crues (Wasko et Sharma, 2017), et les submersions marines (Hallegatte et al., 2013) devraient s'intensifier dans les régions déjà propices à leur apparition. Aucun exemple concret n'est cité ici pour illustrer ces impacts, puisque l'attribution d'un événement particulier au CC consiste en un exercice difficile ainsi qu'une source de débat importante. Nous ne prétendons pas répondre à cette problématique dans cette thèse, mais faisons le choix de nous concentrer spécifiquement sur les impacts du CC sur les précipitations extrêmes et les crues dévastatrices qui en découlent dans des bassins versants méso-échelles du pourtour méditerranéen.

Le bassin méditerranéen constitue une zone transitoire entre le climat aride Nord-Africain et le climat tempéré et humide des moyennes latitudes. En effet, la mer Méditerranée, considérée comme une immense machine thermodynamique (Somot, 2005), est une source de chaleur et d'eau permanente pour l'atmosphère. Son influence s'étend de la mousson Africaine (Fontaine et al., 2002 ; Peyrille et Lafore, 2007) à la genèse des pluies cévenoles (Ducrocq et al., 2005). Dans le contexte du réchauffement global, la hausse de la température engendre un déplacement vers le nord de cette frontière climatique, avec des conséquences importantes sur le cycle hydrologique (Giorgi et Lionello, 2008). L'impact de ce changement dans une zone déjà caractérisée par une orographie complexe, en interaction avec une forte variabilité des précipitations, contribue à attribuer à cette région le statut de « hotspot » du CC (Giorgi, 2006 ; Giorgi et Lionello, 2008 ; SREX IPCC, 2012). Ce statut de hotspot se définit par une forte hausse des températures, particulièrement en période estivale (4-5°C), et une réduction des précipitations de 25 à 30%.

1.2.1 Changement des précipitations moyennes

Les travaux de Giorgi et Lionello (2008) ont réuni les résultats d'un ensemble de modèles climatiques issus de plusieurs exercices internationaux de modélisation. Ils concluaient sur une diminution de la pluviométrie annuelle du pourtour méditerranéen pour la fin du 21^{ème} siècle. Ce constat est contrasté au sein de la variabilité interannuelle avec une légère hausse en hiver (0.3 mm/j selon Dayon, 2015) qui se distingue d'une très forte diminution pendant l'été, nuancé par une importante incertitude (0.6 mm/j selon Dayon, 2015). Ce changement serait dû à la fois aux changements des régimes de temps à grandes échelles et aux changements de processus locaux liés à la variabilité régionale (Boé, 2007).

Chapitre 1

Gao et al. (2006) montrent que l'utilisation de modèles climatiques régionaux à plus haute résolution spatiale permet de mettre en évidence une plus forte variabilité spatiale de ces changements que celle estimée par les modèles climatiques à basse résolution. En effet, la complexité de l'orographie du pourtour méditerranéen influence fortement la circulation atmosphérique à petite échelle, créant une structure spatiale complexe du signal du CC. Ce constat est particulièrement vérifié durant l'été, où la faible circulation atmosphérique globale contraint peu le climat régional, laissant les processus de plus petites échelles dominer.

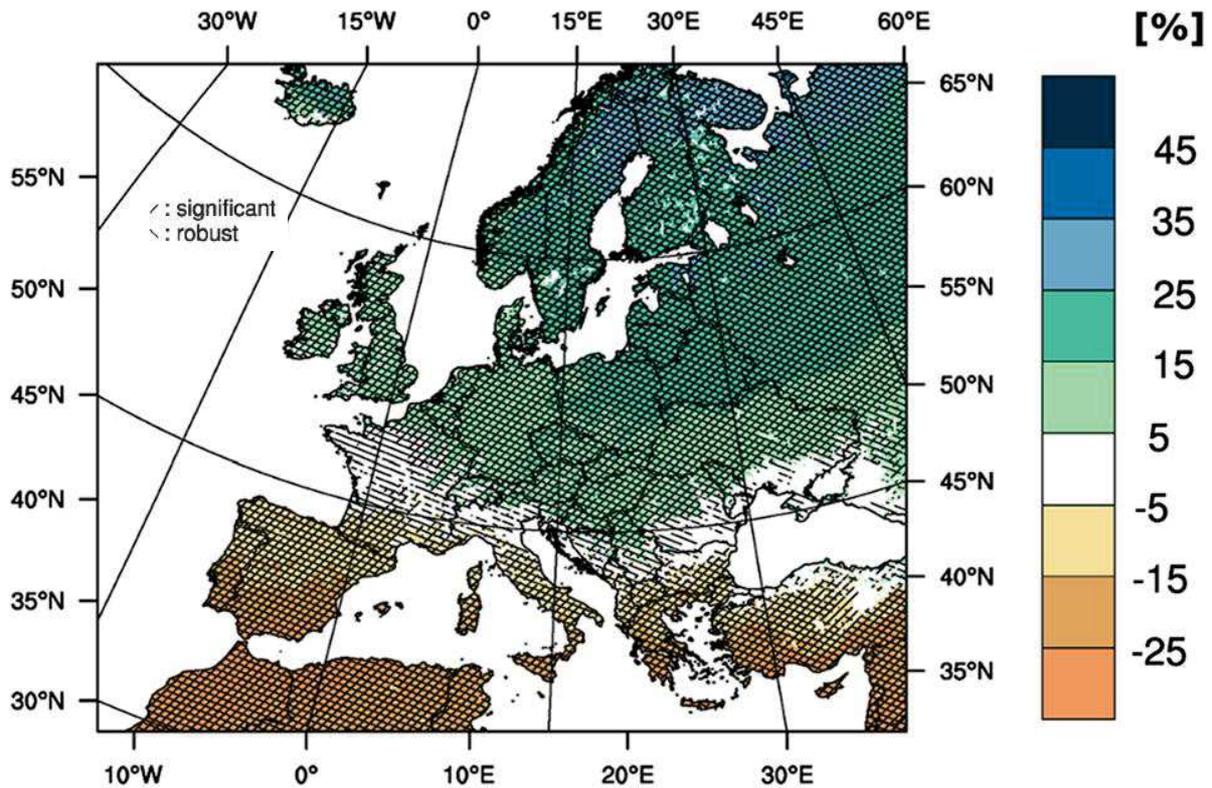


Figure 1-4: Changement de cumul de précipitations annuel (%) projeté pour 2071-2100 par rapport à 1971-2000 pour le scénario RCP8.5. Les traits traduisent la robustesse et la significativité du signal du changement selon l'ensemble des modèles EURO-CORDEX. Source : Jacob et al., 2014.

Le changement des précipitations annuelles moyennes projetées par la plus récente génération de modèles climatiques, EURO-CORDEX, est présenté sur la Figure 1-4 issue des travaux de Jacob et al. (2014). Elle montre une diminution de la pluviométrie annuelle sur le pourtour méditerranéen. Une franche frontière apparaît entre les changements des précipitations méditerranéennes et nord-européennes. La spécificité du climat méditerranéen entre le climat aride d'Afrique du Nord et le climat tempéré du reste de l'Europe ressort fortement sur cette carte.

1.2.2 Changement des précipitations extrêmes

Plusieurs études suggèrent que les précipitations extrêmes pourraient s'intensifier dans le climat futur et que le signal de son changement est particulièrement robuste lorsqu'il s'agit de précipitations extrêmes (Gao et al., 2006 ; Giorgi et Lionello, 2008 ; Tebaldi et al., 2006 ; Trambly et al., 2012).

La relation de Clausius-Clapeyron qui relie l'humidité spécifique à saturation et la température, indique que pour une hausse de 1°C de l'air, il peut contenir 7% de vapeur d'eau supplémentaire (Held et Soden, 2006). Ainsi, selon Boé (2007), la hausse de l'humidité de l'air associée au réchauffement global permettrait une amplification des précipitations les plus intenses, étant donné que l'humidité disponible dans l'air est le principal facteur pilotant la formation de ces phénomènes. En effet, Trambly et al. (2011b) estiment une hausse de 22% du flux d'humidité provenant de la mer à partir d'une étude multi-modèles climatiques.

Il existe plusieurs définitions des événements extrêmes en fonction de leur intensité et de leur étendue spatiale (Harader, 2015). Ils peuvent parfois être qualifiés de rares, mais dans le cadre de ces travaux, c'est l'évolution de ces extrêmes du point de vue climatologique qui est ciblé. Quelques rares événements ne peuvent donc suffire à effectuer une étude statistiquement robuste. L'intensité de ces précipitations extrêmes correspond plutôt à un dépassement de seuil comme une intensité de précipitation, un quantile précis ou une période de retour. Un seuil d'intensité correspond à un cumul horaire ou journalier de précipitations qui est dépassé (Boudevillain et al., 2009 ; Lionello et al., 2006). Le choix de ce seuil est très subjectif et variable en fonction de la région étudiée ce qui rend les comparaisons difficiles avec d'autres études. Un seuil de quantile est défini par une intensité estimée à partir de la distribution empirique de la précipitation en un point (Nuissier et al., 2011). Enfin, un seuil par loi de probabilité est défini par l'établissement d'une loi reliant l'intensité des précipitations à leur fréquence (Degoutte, 1997). Plus l'évènement de précipitations est rare et plus son intensité est importante.

Les changements de précipitations intenses projetés pour l'automne par la plus récente génération de modèles climatiques sont aussi présentés en Figure 1-5 à partir des travaux de Jacob et al. (2014). Ces précipitations sont définies par les événements dont l'intensité dépasse le 95^{ème} quantile. Une intensification de ce type de précipitation apparaît sur la majorité du nord-méditerranéen. Ce signal s'intensifie en montant vers le nord de l'Europe. A noter, ce changement est relatif aux précipitations intenses passées. Ces dernières étant déjà particulièrement fortes, ce changement relatif, même faible, implique des précipitations intenses futures encore plus fortes que par le passé. Ces pluies futures vont potentiellement affecter la genèse des crues caractéristiques de cette région, pouvant engendrer des inondations aux conséquences catastrophiques.

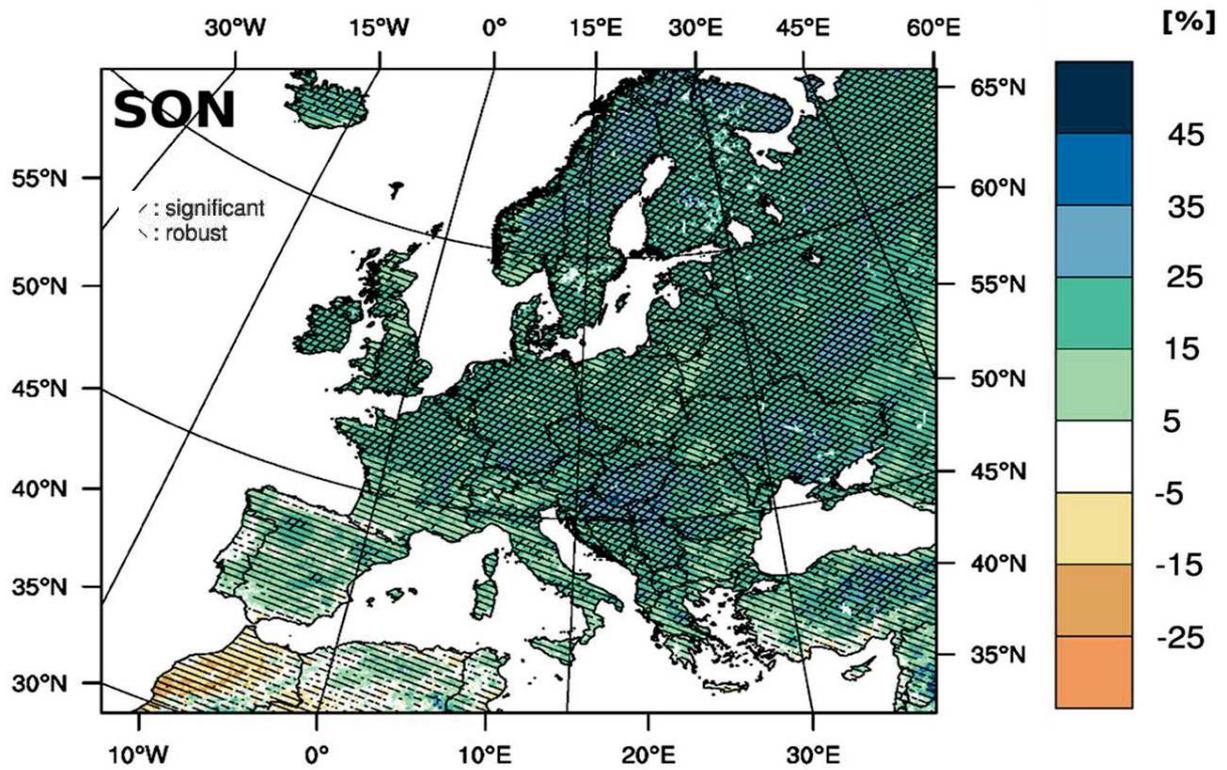


Figure 1-5: Changement des précipitations intenses journalières (%) d'automne projeté pour 2071-2100 par rapport à 1971-2000 pour le scénario RCP8.5. Les traits traduisent la robustesse et la significativité du signal du changement selon l'ensemble des modèles EURO-CORDEX. Source : Jacob et al., 2014.

1.3 L'intégration des impacts du changement climatique dans la prévention du risque inondation

Les changements de précipitations présentés précédemment doivent prendre en compte un grand nombre d'incertitudes inhérentes aux études d'impact du CC. Ces incertitudes constituent un premier défi pour les gestionnaires, qui doivent les intégrer dans leurs stratégies. De plus, différents outils et techniques sont disponibles pour réaliser ces études d'impact. Cela favorise une disparité de résultats pour une même région, ce qui constitue une difficulté supplémentaire dans l'appropriation de ces résultats par les gestionnaires.

Pour appuyer les gestionnaires dans l'intégration des impacts du CC, des outils sont proposés par le gouvernement. Cependant, leur adaptation au fonctionnement local de la gestion et de la prévention du risque inondation, reste un exercice difficile et souvent inaccessible. Partant de ce constat, les gestionnaires se tournent vers les bureaux d'études pour des expertises dans ce domaine. Cela a motivé le bureau d'étude WSP France à soutenir cette thèse CIFRE qui propose une méthode permettant de concilier des exigences scientifiques et opérationnelles.

1.3.1 Les incertitudes inhérentes aux études d'impact climatiques

Les études d'impact du CC combinent différentes entrées et sources d'incertitudes telles que schématisées par la Figure 1-6 extrait des travaux de Clark et al. (2016). Les sources de ces incertitudes peuvent être distinguées, mais il est important de toutes les considérer dans le résultat final afin de transmettre un panel de scénarios complet aux décideurs (Addor et al., 2014 ; Davie et al., 2013 ; Dobler et al., 2012). En effet, il incombera au décideur de retenir une période de retour donnée en fonction des risques qu'il peut prendre. Les principales sources d'incertitudes sont :

L'évolution des émissions de Gaz à Effet de Serre (GES) est incertaine et traduite à travers plusieurs scénarios (Meinshausen et al., 2011), établis par le GIEC, allant du plus optimiste, médiatiquement appelé « scénario COP21 », au plus pessimiste appelé « scénario du laisser-faire » (voir Chapitre 2).

Les modèles climatiques peuvent produire différents résultats en considérant les mêmes hypothèses de départ. Cette incertitude provient de la construction et formulation propre de chacun des modèles (Knutti et al., 2010), qui traduit les différentes approches du fonctionnement climatique selon les groupes de modélisateurs des différents laboratoires de modélisation climatique couvrant le globe.

La variabilité interne du climat, aussi appelée « effet papillon », prend en compte la variabilité chaotique du système climatique et le fait que le climat peut évoluer de plusieurs manières en fonction de petites différences dans la condition initiale appliquée sur une simulation.

La méthode de désagrégation ou de descente d'échelle permet de passer de l'échelle des grandes mailles des modèles climatiques (~140km) à l'échelle spécifique de la zone ciblée par l'étude d'impact (~ 8-10 km). Cette opération consiste à la fois à modifier l'échelle spatiale des données et à corriger les biais inhérents à la modélisation climatique (Chapitre 2). De nombreuses méthodes existent pour effectuer ces désagrégations d'échelles (Fowler et al., 2007 ; Maraun et al., 2010 ; Maraun, 2016) en fonction de l'objectif de l'étude. En effet, des

méthodes sont adaptées au type de problématique : étude de processus, des changements de disponibilité de la ressource en eau ou à l'évolution des crues.

Les modèles hydrologiques diffèrent par leur structure et leur représentation des processus du cycle hydrologique. D'une modélisation hydrologique physique à conceptuelle, la simplification de nombreux processus est nécessaire. D'une modélisation hydrologique continue à événementielle, des processus peuvent être négligés en fonction du type d'évènements étudié ou de la dynamique temporelle des phénomènes en jeu.

Les paramètres hydrologiques qui sont définis lors du calage des modèles en fonction de critères dont la valeur doit être optimisée. Les valeurs des paramètres issues du meilleur calage peuvent être différentes pour un même bassin versant selon les approches (optimisation, période utilisée, exutoire considéré) et selon ce que l'on cherche à représenter (volume, temps de montée, localisation du pic de crue).

Pour la modélisation hydrologique événementielle, une incertitude supplémentaire réside sur **l'humidité du sol future** qui influence la réponse hydrologique. Cette question est traitée dans le Chapitre 4 de cette thèse.

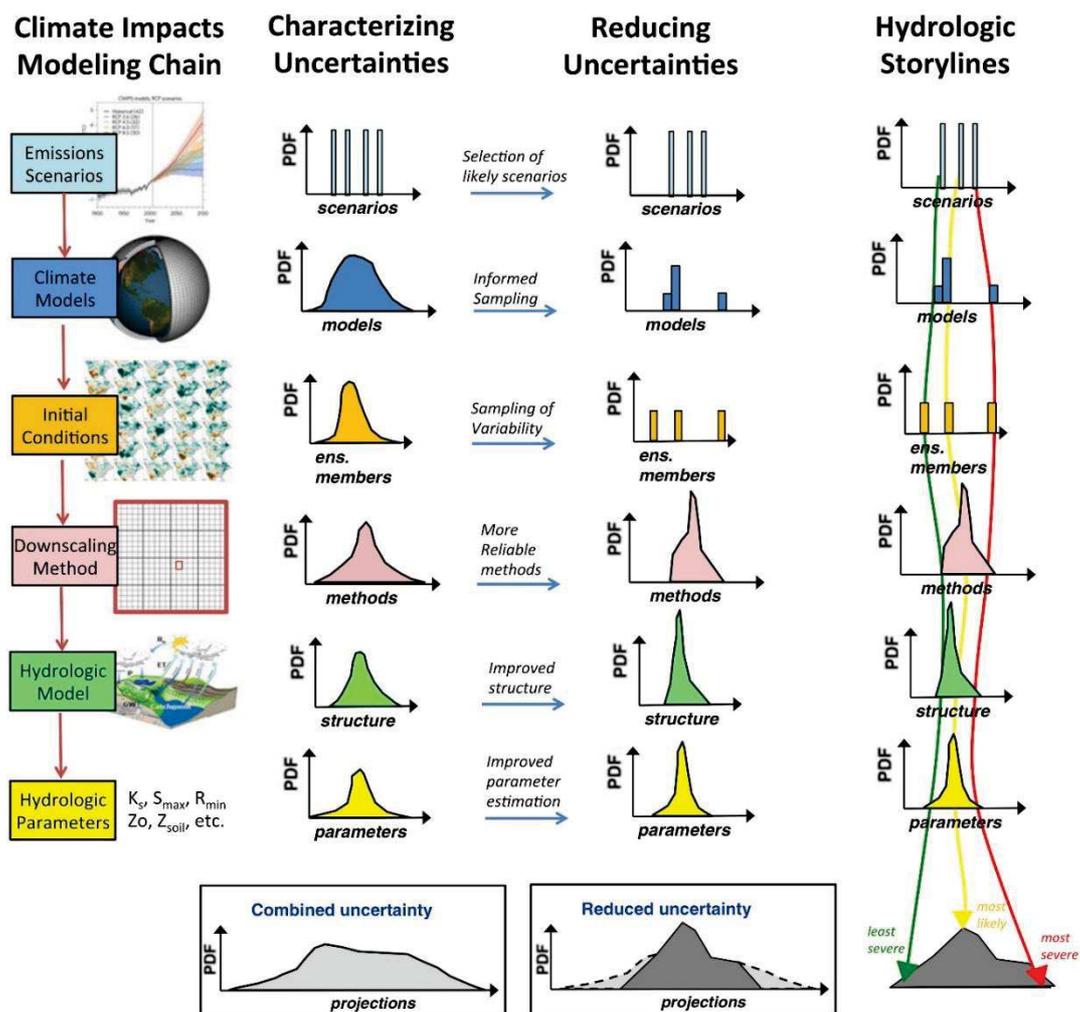


Figure 1-6: Schéma issue de Clark et al. (2016) représentant les différentes sources d'incertitudes dans les études d'impact hydrologiques et décrivant dans la troisième colonne, la stratégie de l'auteur pour réduire les incertitudes, et finalement proposer un panel de scénario hydrologique plus resserré.

1.3.2 La disparité des résultats sur l'évolution des crues dans les bassins versant du pourtour méditerranéen

De nombreuses études portent sur l'évaluation des impacts du CC sur les crues. Certaines études couvrent l'ensemble du globe et proposent des cartes qui permettent d'extraire leurs résultats pour le pourtour méditerranéen. Ainsi, Dankers et al. (2014) et Hirabayashi et al. (2013) envisagent une diminution de l'intensité des crues dans cette région. Giuntoli et al. (2015) ne voit aucun changement dans la fréquence des crues dans cette région à travers une étude multi-modèles climatiques et hydrologiques. D'autres études se sont focalisées sur l'Europe. Alfieri et al. (2016) et Rojas et al. (2012) aboutissent à une légère intensification des crues sur les cours d'eau du pourtour méditerranéen, alors que Roudier et al. (2016) concluent plutôt à une très forte intensification de ces crues.

Malgré une « recette » commune dans ces études d'impact sur les crues, de nombreuses différences persistent dans leurs résultats. Il apparaît donc légitime de se demander comment les résultats de toutes ces études peuvent varier autant. Kundzewicz et al. (2017) réunissent certaines de ces études dans un tableau afin de comparer les différences entre leurs « ingrédients » de départ. Il en ressort qu'aucune d'entre elles ne « cuisine » les mêmes ingrédients. Leur diversité porte sur de nombreux aspects :

- Les modèles climatiques utilisés proviennent d'exercices de modélisation globale (CMIP3, CMIP5) ou de modélisation régionale (PRUDENCE, ENSEMBLES, CORDEX) ;
- Pour les études multi-modèles climatiques, l'ensemble de simulations climatiques ne provient pas des mêmes modèles ni du même nombre de modèles.
- Pour les études multi-modèles hydrologiques, les modèles hydrologiques sont différents par leur structure ;
- Les crues sont évaluées à travers l'évènement centennal, ou trentennal, ou encore par les plus forts débits annuels ;
- Les horizons temporels et leurs durées sont différents au sein du 21^{ème} siècle ;
- Les scénarios d'émissions de GES diffèrent et proviennent de plusieurs générations de scénarios n'ayant pas les mêmes hypothèses (A1, RCP8.5).

Toutes ces différences expliquent en partie la diversité des résultats proposés par ces études. Il apparaît alors complexe pour un gestionnaire d'extraire l'information relative à son domaine d'exercice.

1.3.3 La transposition et l'interprétation des résultats dans le milieu opérationnel

La Directive Inondation (DI) établie par l'Union Européenne (UE) en 2007 annonce que l'échelle et la fréquence des inondations devraient augmenter dans le futur à cause du CC, de la mauvaise gestion des rivières et des constructions dans des zones inondables.

Il en revient donc aux gestionnaires locaux d'intégrer ces changements dans leur stratégie. Pour que les gestionnaires puissent statuer, en toute connaissance de cause, sur la gestion des rivières et des zones inondables, ils doivent avoir à disposition l'ensemble des scénarios hydrologiques possibles. A cet ensemble de possibilités doit être associé une communication sur la nature, les

incertitudes et les occurrences de ces scénarios. En effet, plusieurs études (Deser et al., 2012a, 2012b ; Harding et al., 2012) ont montré que les gestionnaires de l'eau ont jusqu'ici négligé ou sous-estimé de nombreuses incertitudes liées aux études d'impact du CC, et ce particulièrement pour la variabilité naturelle du climat (voir section 1.3.1).

Ce constat s'explique en partie par la complexité de la vulgarisation et de l'accessibilité des résultats des études d'impact sur le CC vu dans les sections 1.3.1 et 1.3.2. La difficulté de synthétisation de ces résultats engendre souvent la perte d'une bonne part des informations concernant les incertitudes. En France, les produits proposés aux gestionnaires par le gouvernement sont rassemblés sur le site du DRIAS. Concernant les changements des pluies extrêmes, l'ensemble des informations fournies sur leur site correspondent à la Figure 1-7.

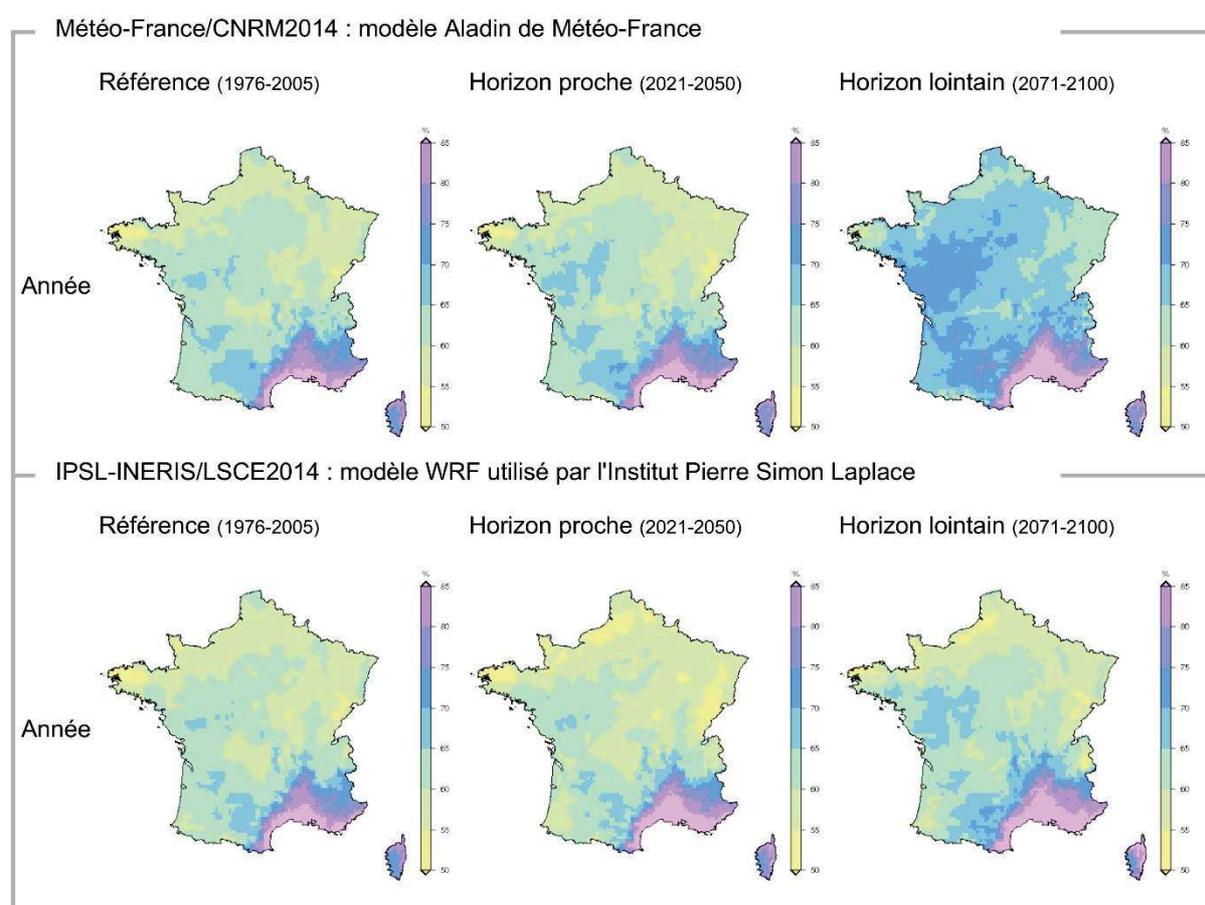


Figure 1-7: Pourcentage de hausse des précipitations quotidiennes intenses pour le scénario RCP8.5 selon deux modèles climatiques régionaux ALADIN et WRF. Source : site du DRIAS.

Les estimations de changement des pluies intenses présentées sur la Figure 1-7 proposent des informations sur la part des épisodes de pluies journalières qui sera intense dans le futur sur la France métropolitaine. Le nombre de jours de pluie absolue n'est pas indiqué, ni le seuil considéré pour des précipitations intenses. Ces informations ne permettent pas d'évaluer l'impact sur les débits, et par suite sur les crues de référence d'un bassin versant, où sur les modifications de leur dynamique. De plus, seul deux modèles climatiques régionaux sont proposés ici alors que les études multi-modèles sont fortement préconisées pour une bonne prise en compte des incertitudes de modélisations climatiques.

Pour conclure, l'intégration du CC dans les stratégies de protection du risque inondations est complexe, et semble irréalisable avec les outils actuels disponibles. Ce constat a motivé la mise en place d'une thèse CIFRE, pour concilier des exigences opérationnelles et scientifiques, en élaborant une méthode apportant des éléments de réponses aux gestionnaires.

1.3.4 Motivation d'une thèse CIFRE soutenue par WSP France

WSP est une entreprise internationale aux compétences très variées. La compétence eau et environnement est gérée par sa branche infrastructure WSP France. Ce bureau d'études possède notamment des compétences d'assistance à maîtrise d'ouvrage, de gestion des eaux de projets d'infrastructures et d'ingénierie hydraulique et environnementale.

Depuis quelques années, WSP France constate que la prise en compte du changement climatique apparaît comme une exigence réglementaire. Par exemple, la dernière version du Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE), document d'orientation à portée juridique qui s'impose aux décisions de l'état en matière de police des eaux, intègre un volet « adaptation au changement climatique ». En parallèle, la réforme de l'évaluation environnementale prise par ordonnance n°2016-1058 du 3 août 2016, et de son décret d'application n°2016-1110 du 11 août 2016, précisent que pour les projets soumis à cette évaluation, les effets du projet sur le changement climatique, et les effets du changement climatiques sur le projet doivent être pris en compte, il faut alors décrire « l'évolution probable de l'environnement avec et sans projet sous influence du changement climatique ». De plus, la

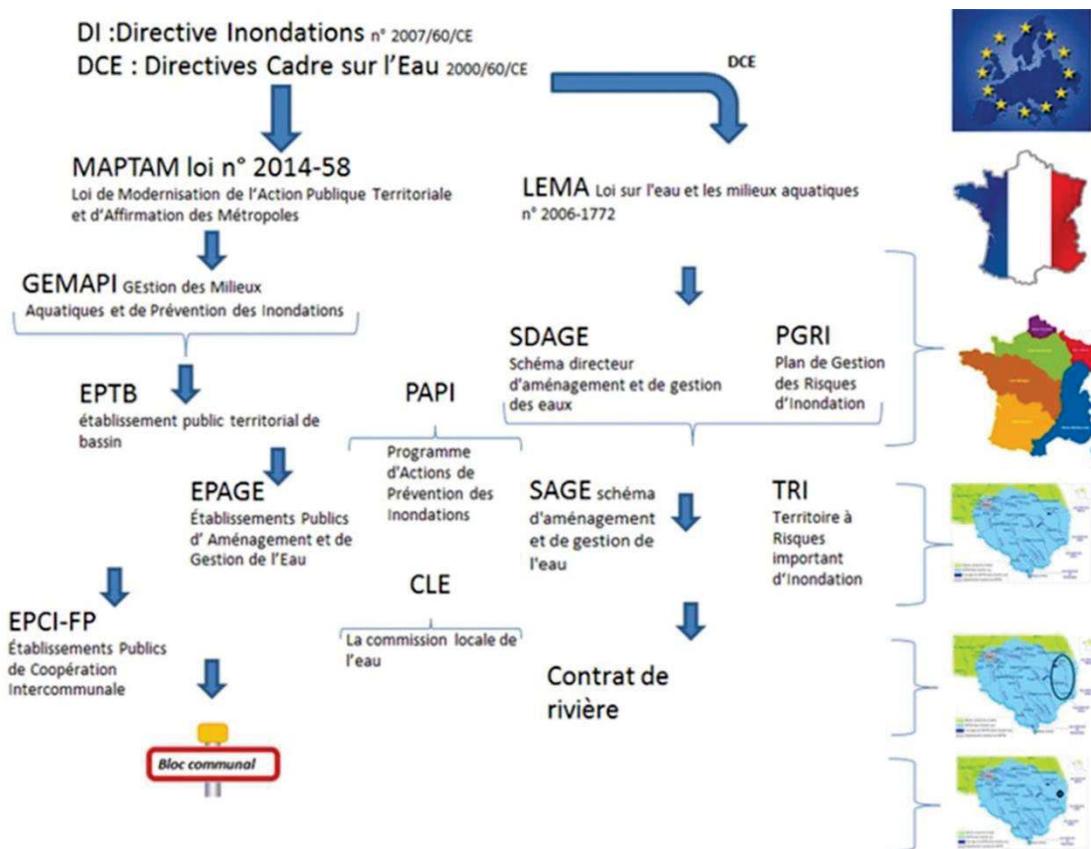


Figure 1-8: Représentation schématique de l'organisation et des outils réglementaires pour la gestion et la prévention du risque inondation en France. Source : Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de l'Énergie.

récente application de la nouvelle organisation GEMAPI (Gestion des Milieux Aquatiques et Prévention des Inondations), qui transfère la compétence de prévention des inondations aux regroupements de communes adhérant à un EPTB ou EPCI. Ainsi les projets émergent de prévention des inondations portés par ces structures doivent être conformes au SDAGE en vigueur et sont parfois soumis à évaluation environnementale et pour laquelle ils doivent prendre en compte le changement climatique (voir Figure 1-8)

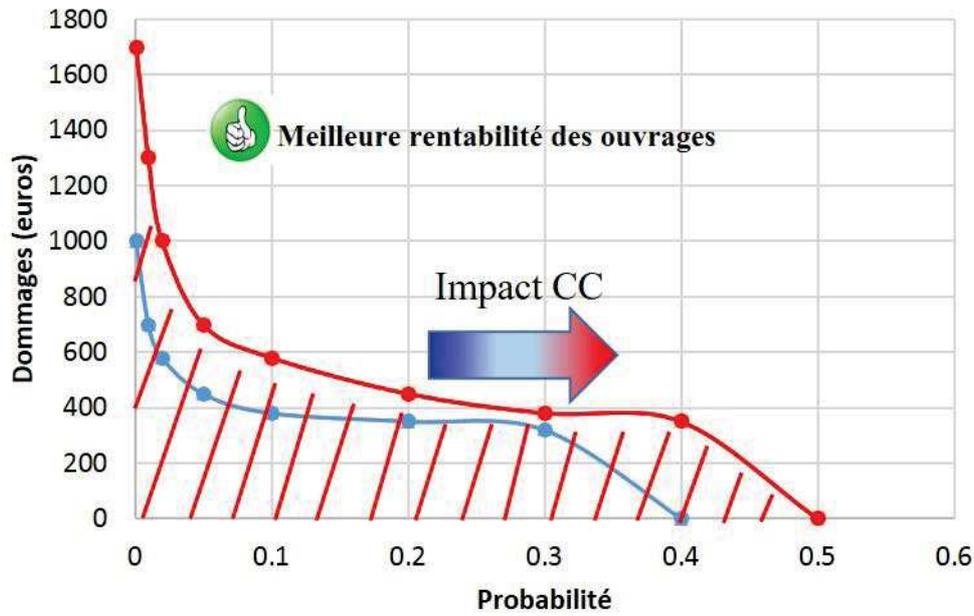


Figure 1-9: Représentation schématique d'une ACB basée sur les données historiques (en bleu) et d'une ACB considérant les impacts du CC (en rouge). L'aire sous chacune des courbes représente le coût moyen annuel des inondations.

Du point de vue financier, WSP estime que la prise en compte du CC permettrait de rentabiliser la construction d'ouvrages de protections dimensionnés pour des probabilités d'occurrences plus rares. En effet, le dimensionnement des ouvrages de protection dépend de la crue de projet considérée. Le choix de cette crue est motivé, et justifié auprès des organismes financeurs (Fond Barnier, FEDER, Agence de l'Eau, Taxe GEMAPI), par une Analyse-Coût-Bénéfice (ACB). La Figure 1-9 présente une représentation schématique de deux ACBs. L'ACB consiste à mettre en place une courbe qui relie les dommages causés par les crues en fonction de leur probabilité d'occurrence. L'aire sous la courbe constitue alors le coût moyen annuel de ces crues. C'est ce coût qui va définir le seuil de rentabilité d'un ouvrage. En effet, le coût moyen annuel de l'ouvrage (défini en fonction de son coût global et de sa pérennité) doit être inférieur à celui des crues. La Figure 1-9 montre cette ACB pour des données historiques en bleu. Avec la prise en compte du changement climatique, l'amplitude d'une crue de probabilité 0.01 peut correspondre à une crue de probabilité 0.1. Ainsi, l'ACB en rouge, qui considère les impacts du CC, se décale vers la droite augmentant ainsi la surface sous la courbe et donc le coût moyen annuel des crues. La hausse de ce coût permet d'augmenter la rentabilité des ouvrages de protections dimensionnés pour des crues de probabilités d'occurrence plus rares. Ainsi la prise en compte des impacts du CC dans l'ACB d'un ouvrage de protection permet d'augmenter leur rentabilité, et par suite, de protéger la population contre des crues plus rares tout en justifiant leur rentabilité auprès des organismes financeurs.

Pour répondre à ces exigences réglementaires et définir leur stratégie de prévention contre le risque inondation, les structures locales (EPTB, EPCI, etc) font appel à des bureaux d'études tels que WSP France. A travers leur expertise scientifique, les bureaux d'études se charge du dimensionnement de ces stratégies de prévention en tenant compte des exigences réglementaires et financières.

Tenant compte de cette demande d'expertise dans le domaine des impacts du CC, WSP France s'est investi, à travers ces travaux de thèse, dans la compréhension de la complexité de ce type d'étude. L'objectif est donc la prise en main et la maîtrise de la complexité des études d'impact du CC, pour proposer une méthode adaptée qui considère aussi le système de gestion du milieu opérationnel avec lequel WSP France travaille au quotidien. A termes, il sera proposé aux gestionnaires d'appliquer cette méthode dans leur bassin versant spécifique pour évaluer le changement des précipitations et des crues de référence à prendre en compte dans les stratégies et actions de protection qu'ils établissent.

1.4 Structure de la thèse

Les travaux présentés ici ont donc pour objectif d'évaluer les impacts du CC sur les précipitations extrêmes dans le sud-est de la France, puis sur les débits et les crues qui en découlent, tout en tenant compte de l'évolution future de l'humidité du sol. Pour cela, ces travaux se concentrent sur des bassins versants dits méditerranéens du sud-est de la France étant donné leur forte vulnérabilité aux pluies et crues extrêmes. Le bassin versant de l'Orbieu, sous-bassin versant de l'Aude, est le principal cas d'étude. Une attention particulière est attribuée à la prise en compte de l'ensemble des incertitudes relatives aux différents compartiments de cette étude d'impact.

Après la présentation du contexte général dans ce chapitre, le second chapitre identifie d'abord la méthodologie d'étude d'impact qui peut considérer les contraintes opérationnelles et les différences des changements des précipitations. Puis, il présente les modèles climatiques régionaux à haute résolution, issus de l'exercice international CORDEX, qui sont sélectionnés pour nos travaux. Une évaluation de leurs performances en climat présent en termes de précipitations moyennes et extrêmes est réalisée dans les bassins versants du Lez, de l'Aude et de la Muga. Puis, les impacts du CC sur ces précipitations sont extraits pour l'ensemble des modèles climatiques. Un article sur ces travaux est présenté.

A partir du troisième chapitre, l'étude se concentre sur le bassin versant de l'Orbieu. Une présentation détaillée du bassin permet de caractériser son fonctionnement hydrologique. Puis, nous présentons la méthode de descente d'échelle et de correction de biais sélectionnée spécifiquement pour une application à des précipitations extrêmes et adéquate au milieu opérationnel. Cette méthode est appelée « méthode de futurisation ». Les travaux se concentrent alors sur le bassin versant de l'Orbieu, affluent de l'Aude. La méthode de futurisation est alors appliquée aux épisodes de précipitations de référence de ce bassin versant, ayant généré des crues majeures.

Le quatrième chapitre présente la mise en place d'un modèle hydrologique pour évaluer les impacts des pluies futurisées sur les crues. Le choix de ce modèle est présenté en fonction des objectifs scientifiques et opérationnels. La comparaison avec une approche de modélisation à base physique n'a pas pu aboutir. Ce chapitre se concentre alors sur la présentation de la méthode originale de calage et de validation développée pour ce modèle conceptuel événementiel distribué.

Le cinquième chapitre s'intéresse à la réponse hydrologique du bassin versant de l'Orbieu aux pluies « futurisées ». L'ampleur des crues futures est simulée à travers un modèle hydrologique conceptuel événementiel calé et validé sur le bassin. Dans un second temps, plusieurs scénarios futurs de valeur d'humidité du sol sont couplés aux précipitations futures afin de caractériser le changement futur des crues en tenant compte de ces deux composantes majeures de la genèse des crues.

2 Impact du changement climatique sur les précipitations de bassins méditerranéens

Ce chapitre décrit l'évaluation du changement des précipitations dans les bassins méditerranéens en réponse au CC. Pour y répondre, les simulations de modèles climatiques sont utilisées et décrites ci-après. Une nouvelle génération de ces modèles est choisie pour ses meilleures performances. Malgré ces performances, une correction des biais de leurs simulations devra tout de même être effectuée avant leur interprétation et leur application dans la méthode de futurisation. L'estimation de ces biais, par comparaison à la base de données de référence SAFRAN, est décrite dans l'article intégré à ce chapitre. Les changements des précipitations moyennes et extrêmes sous l'influence du CC sont alors estimés et présentés dans la suite de l'article. Certains choix faits pour l'établissement de cet article n'ont pu y être justifiés et sont explicités dans les analyses complémentaires qui le suivent.

2.1 De la modélisation climatique globale à l'étude d'impact locale

2.1.1 Du climat à la modélisation climatique

Le climat, selon la définition de Ribes (2009) inspirée du 4^{ème} rapport du GIEC (IPCC, 2007), est une description statistique en termes de moyenne et de variabilité de diverses variables (température, vent, précipitation), sur une période de temps allant de quelques mois à plusieurs millions d'années. Aussi, le climat se distingue de la météorologie, qui s'attache à décrire et à prévoir l'évolution chronologique du temps. Le système climatique est un système complexe constitué de cinq composantes principales : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère.

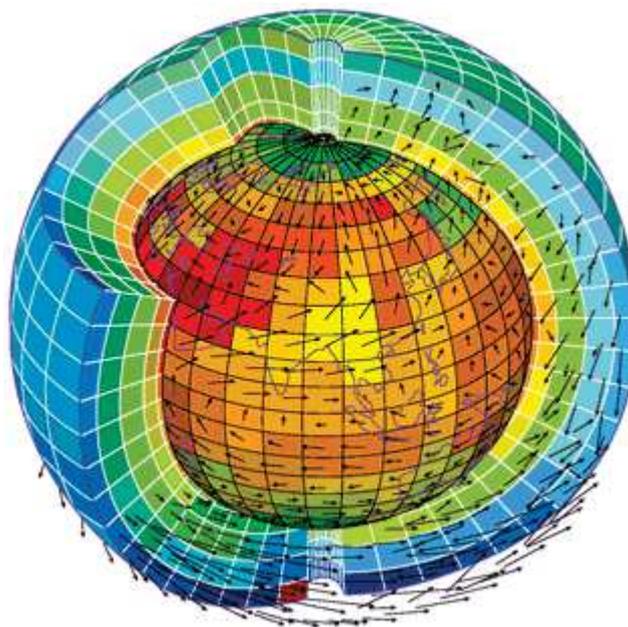


Figure 2-1: Illustration schématique de la structure des modèles climatiques globaux. Source : <http://web.lmd.jussieu.fr>

Depuis les années 1950, la compréhension du climat, de son système, et des interactions multiples de ses compartiments, a motivé le développement d'outils de simulation numérique appelés modèles climatiques globaux (Global Climate Models – GCM). Leur principe, illustré par la Figure 2-1, consiste à discrétiser l'espace où est simulée l'évolution de différentes variables (température, vent, précipitations, etc) par des mailles tridimensionnelles. Dans chacune de ces mailles sont résolues les équations aux dérivées partielles décrivant la dynamique des fluides (Ribes, 2009). Depuis leur apparition vers les années 1960, les GCMs n'ont pas cessé d'évoluer, de concert avec une meilleure connaissance de la dynamique du climat et une amélioration des systèmes d'observation. Le développement de la puissance informatique a introduit d'une part des processus physiques plus complexes à des échelles spatiales et temporelles plus fines, et d'autre part, de nouvelles composantes comme les océans, la glace de mer (Oudar, 2017), la chimie atmosphérique (Nabat, 2014), le cycle du carbone (Berthelot, 2015). Ces compartiments sont couplés aux modèles atmosphériques pour une meilleure compréhension des processus et de leurs interactions, et par suite, pour mieux simuler leur évolution future et leurs impacts sous différents scénarios (Stocker et al., 2013).

Les progrès atteints par les GCMs ont permis de mieux estimer les conséquences des émissions anthropiques de GES (Gaz à Effet de Serre) dans l'atmosphère sur l'évolution de l'ensemble du système climatique. A travers la coordination de laboratoires de recherche répartis sur tout le globe, plusieurs projets de modélisations ont alors vu le jour. Des projets comme CMIP (Coupled Model Intercomparison Phase), et en particulier dans les deux derniers volets : CMIP5 (Taylor et al., 2012), et plus récemment CMIP6 (Eyring et al., 2016), servent aujourd'hui de base à l'établissement des rapports du GIEC qui fournissent des expertises sur l'impact du CC.

Les GCMs issus de ces exercices de modélisation fournissent des simulations de différentes variables climatiques sur des mailles couvrant le globe à une résolution spatiale de 0.5° à 4° , soit 50 à 400 km environ (Taylor et al., 2012). Dans cette thèse, l'impact du CC est évalué sur l'hydrologie locale de régions parfois plus petites que les mailles de ces modèles climatiques. Ainsi, l'exploitation immédiate des champs de précipitations simulés par les GCMs apparaît inadaptée. En effet, la variabilité spatiale des précipitations a une forte influence sur la réponse hydrologique des bassins versants méso-échelle. Cependant, la résolution spatiale des GCMs fournit une information homogène pour une maille couvrant parfois l'intégralité d'un bassin versant méditerranéen. De plus, la simulation de certains processus générateurs de précipitations extrêmes dans ces régions, comme la convection, est reconnue comme une source d'incertitude de ces modèles climatiques.

Pour pallier le problème de la résolution spatiale inadaptée, des approches de descente d'échelle ou désagrégation sont utilisées. Il existe deux catégories de désagrégation d'échelles spatiales : les méthodes statistiques et les méthodes dynamiques. Une brève description de ces méthodes est donnée par la suite.

2.1.2 La désagrégation dynamique : les modèles climatiques régionaux

La désagrégation dynamique utilise des modèles basés sur les mêmes principes que les GCMs, appelés modèles climatiques régionaux (Regional Climate Model –RCM). Il existe trois types de modèles régionaux qui sont décrits de façon détaillée dans Somot (2005).

Le premier est constitué des AGCMs (Atmospheric General Circulation Model) à très haute résolution et couvrant tout le globe (Cubash et al., 1995). Ce type de modèles est très coûteux en temps de calcul.

Le second est constitué d'un modèle global avec un « zoom » régional sur la zone d'intérêt. Le modèle ARPEGE-Climat (Déqué et al., 1994) peut être utilisé dans ce type de configuration. Les performances de ce type de modèle sont similaires aux GCMs standards dans les régions en dehors du zoom, par contre, dans la zone d'intérêt, les performances y sont plus élevées (Déqué et al., 2005).

La troisième approche consiste à l'utilisation des modèles à aire limitée (Limited Area Model,

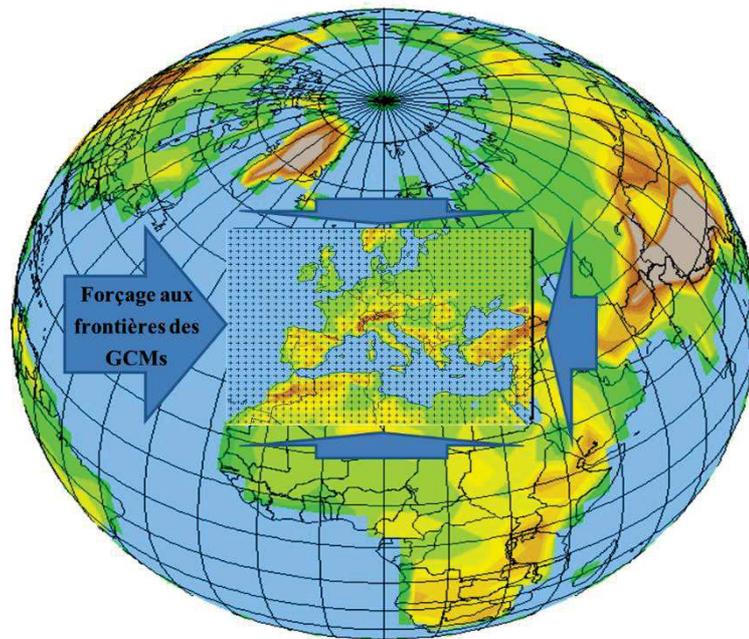


Figure 2-2: Représentation schématique du fonctionnement des RCMs à aire limitée avec le forçage aux frontières par les GCMs

LAM) initialisés et forcés à ses frontières latérales (LBC pour le terme Anglais : *Lateral Boundary Condition*) par des réanalyses atmosphériques ou des données issues des simulations des GCMs à plus basse résolution (Giorgi et Mearns, 1999 ; Giorgi et al., 2004). Ces modèles sont résolus dans un domaine très réduit permettant d'atteindre des résolutions allant jusqu'à 12 kilomètres, en conservant des coûts de calculs numériques accessibles. Ces modèles ont donné naissance à de nombreux projets de modélisation régionale comme PRUDENCE (Christensen et al, 2002), ENSEMBLES (Hewitt, 2004 ; van der Linden et Mitchell, 2009) en Europe, NARCCAP (Mearns et al., 2009, 2013) et plus récemment CORDEX (Giorgi et al., 2009) à l'échelle internationale. Une meilleure représentation de l'orographie et des traits

côtiers permet aux LAMs d'améliorer la simulation des processus qui régissent l'évolution de certaines variables telles que les précipitations intenses (Schmidli et al., 2007). Afin de préserver la cohérence entre le climat global et le climat local, les LAMs sont contraints à leurs frontières par des GCMs, afin de prendre en compte les conditions synoptiques de l'atmosphère et de l'océan (Figure 2-2). Par conséquent, les LAMs peuvent être impactés par les biais des GCMs forceurs. Des erreurs systématiques peuvent être transmises aux frontières latérales. Aussi, d'importantes incohérences peuvent apparaître entre le climat global et régional sans possibilité de correction car il n'y a pas de rétroaction du LAM vers le GCM (one-way nesting).

Pour la suite de l'étude, ce sont les simulations réalisées par les LAMs qui ont participé à l'exercice de modélisation CORDEX qui sont exploitées. Etant donné que ces modèles régionaux sont devenus les plus courants dans la communauté climatique, nous parlerons des modèles LAMs à travers la dénomination générique de RCM. Les RCMs retenus pour l'étude sont issus des branches EuroCordex et MedCORDEX et sont nommés par la suite comme EMCORDEX par simplicité. Ce choix est fait pour les raisons suivantes :

- Un grand nombre de modèles permettant d'effectuer une étude multi-modèles sont disponibles dans cet exercice ;
- Parmi les exercices de modélisation avec des RCMs, il s'agit de celui ayant la plus haute résolution spatiale, 0.11° soit 12km ;
- De part cette résolution, leurs capacités à représenter les pluies extrêmes des bassins versants à orographie complexe a été validée par diverses études qui seront présentées dans la section suivantes.

2.1.3 Valeur ajoutée des modèles climatiques régionaux pour la simulation des précipitations

L'utilisation de modèles climatiques à haute résolution comme les RCMs permet d'améliorer considérablement les simulations des précipitations régionales et locales selon diverses études (Colin et al., 2010 ; Colmet-Daage et al., 2018, Frei et al., 2006 ; Gao et al., 2006 ; Giorgi et Lionello, 2008 ; Prein et al., 2016). La valeur ajoutée des RCMs par rapport au GCMs n'est pas toujours significative en termes de précipitations moyennes (Caldwell, 2010). Toutefois, les RCMs se distinguent dans la simulation de la fréquence et l'intensité des extrêmes de température et de précipitation. Pour illustrer cela, la Figure 2-3 présente une comparaison de la fréquence de différentes gammes de précipitations simulées par un GCM et un RCM par rapport aux observations. Il en ressort une meilleure représentation des probabilités d'apparition des différentes gammes de pluies observées par le RCM, alors que le GCM peine à reproduire les gammes de pluies supérieures à 20 mm.j⁻¹. De nombreux auteurs s'accordent à attribuer ces performances à une meilleure représentation de l'orographie et donc des zones montagneuses complexes (Chan et al., 2013 ; Colin et al., 2010 ; Harader, 2015 ; Giorgi et al., 2016 ; Trambly et al., 2012)).

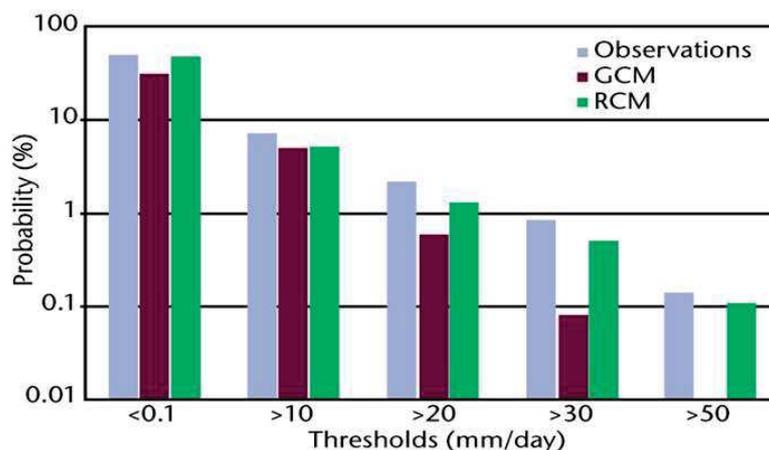


Figure 2-3: Comparaison de la fréquence d'apparition de différentes gammes de pluies simulées par un GCM et un RCM par rapport aux observations. Source : Richard Jones (Met-Office)

La Figure 2-4 présente les précipitations journalières moyennes sur la France métropolitaine, issues de trois modèles climatiques différents. Le premier est un GCM CNRM-CM5 qui a une résolution spatiale de 1.4°, soit environ 150km. Le second et le troisième sont issus du RCM ALADIN à une résolution spatiale de, respectivement, 50km et 12km. La comparaison des pluies simulées par rapport aux observations montre une nette amélioration de la représentation de la pluie, et ce, en termes de variabilité spatiale, ainsi qu'en termes d'intensité. Cette distinction s'accroît dans les zones montagneuses comme les Pyrénées ou les Alpes. Ces performances en zones montagneuses surpassent aussi celles des modèles statistiques pour des précipitations extrêmes. (Schmidli et al., 2007). Dans le cadre de cette étude portant sur les précipitations extrêmes en zone méditerranéenne à orographie complexe, l'utilisation des modèles à 12km de résolution spatiale est plus appropriée.

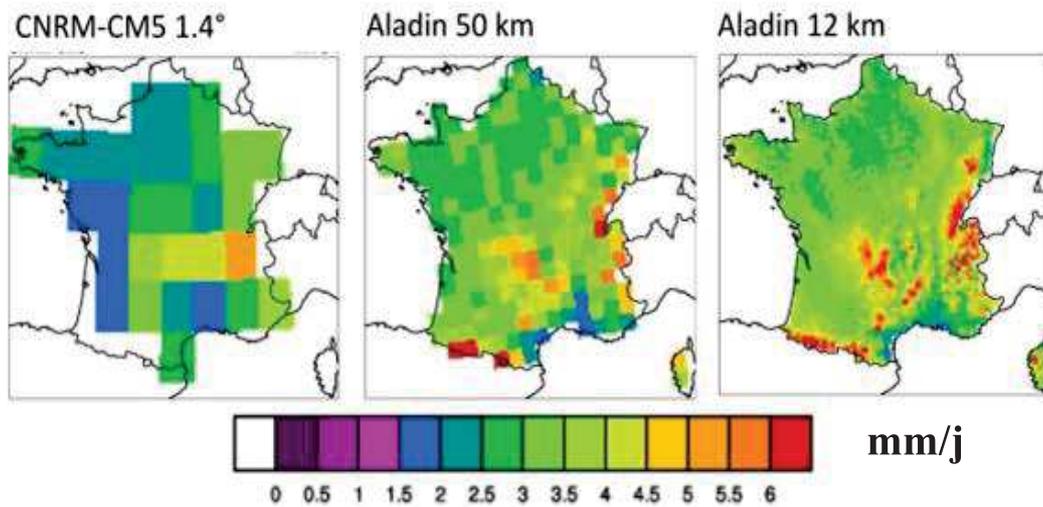


Figure 2-4: Comparaison des précipitations moyennes journalières simulées par trois modèles de résolution spatiale différents. Source : Soutenance d'Elisabeth Harader, 2015 (CERFACS)

Les précipitations issues des simulations réalisées par des RCMs présentent des biais par rapport aux précipitations observées (Christensen et al., 2008, Rauscher et al., 2010). Ces biais diffèrent selon le RCM ou le type de précipitation analysée. En particulier, Kotlarski et al. (2014) mettent en évidence les biais des précipitations sur l'Europe pour la période dite historique (1989-2008), à partir des simulations de l'ensemble des RCMs Euro-CORDEX à 0.11° de résolution (~12 km). La capacité des modèles à reproduire les caractéristiques moyennes des précipitations sur l'ensemble du domaine européen s'avère satisfaisante malgré un biais constant. Cependant, des faiblesses en termes de corrélations temporelles et de cumuls saisonniers ressortent dans certaines régions spécifiques comme le pourtour méditerranéen de la France. En termes de précipitations intenses dans ces mêmes régions, évaluées à travers le biais du 95^{ème} percentile, les erreurs sont faibles pour la saison d'automne mais beaucoup plus importantes en été.

Néanmoins, afin de rendre utilisables les données des simulations provenant des RCMs pour une étude d'impact, une étape de correction de biais est donc nécessaire. De plus, l'utilisation des précipitations issues des simulations des RCMs nécessite souvent une étape supplémentaire de désagrégation spatiale (ou descente d'échelle) vers des résolutions compatibles avec les échelles d'études d'impact hydrologique.

Ainsi, les données brutes de précipitations simulées par les RCMs doivent être corrigées et désagrégées spatialement avant d'être utilisées pour des modèles d'impact. Pour cela différentes méthodes de correction de biais peuvent être utilisées et sont décrites dans la section suivante.

2.1.4 La désagrégation statistique comme outil de correction des précipitations issues des RCMs

Plusieurs méthodes de désagrégation statistique ont été développées et appliquées sur différentes régions (Déqué, 2007; Maraun et al., 2010 ; Themeßl et al., 2012). Selon la description de Maraun et al. (2010), ces méthodes se répartissent en trois catégories :

- La première catégorie correspond aux méthodes dites des analogues, ou des types de temps, qui consistent à établir une relation statistique entre la circulation atmosphérique de grande échelle (i.e. régime de temps) et des variables cibles à l'échelle locale (température, précipitation, etc). Ces méthodes sont bien décrites dans Dayon (2015).
- La seconde catégorie regroupe les méthodes qui utilisent des générateurs stochastiques de temps afin de générer des séries aléatoires d'une ou plusieurs variables, dont les statistiques sont similaires à celles de la série observée (Richardson, 1981 ; Fatichi et al., 2015).
- La troisième catégorie est composée des méthodes appelées « Model Output Statistics » (MOS). Les deux approches adoptées par les MOS sont décrites ci-après :

MOS par correction de biais :

Les méthodes de correction de biais sont basées sur la comparaison entre les données simulées et observées sur une période passée. L'écart entre les deux est considéré comme le biais ou l'erreur du modèle. Ainsi, la correction est estimée sur une période observée et la même correction est appliquée aux données des simulations de la période future. Ceci implique une forte hypothèse sur la stationnarité du biais entre la période présente et la période future.

La méthode de correction de biais directe consiste à corriger les précipitations par l'écart ou le rapport entre des précipitations moyennes simulées et observées sur une même période, puis le même écart ou rapport est appliqué dans les précipitations du futur. Cette méthode est la plus simple, mais elle permet seulement de corriger la précipitation moyenne.

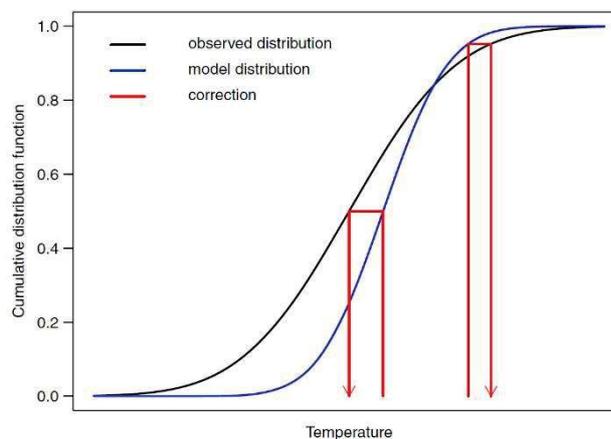


Figure 2-5 : Schéma des corrections de biais par quantile mapping. La valeur simulée, qui est un quantile de la distribution de la simulation, est remplacée par la valeur équivalente au même quantile dans la distribution observée. (Source : Figure 2 in Maraun, 2016)

La méthode de correction quantile-quantile, ou quantile mapping, est reconnue comme une méthode plus robuste (Déqué, 2007 ; Gobiet et al, 2015 ; Themeßl et al., 2012). Elle consiste

à estimer la correction en fonction des quantiles de la distribution de probabilité de la variable en question. Lors de la phase de calage, la fonction de densité de probabilité (PDF-Probability density function) d'une variable de la simulation historique est calée sur celle des observations, comme le montre la Figure 2-5 (ici l'exemple porte sur la température). Comme l'explique Ayar et al. (2016), la fonction de correction issue de ce calage peut être de type :

- Non paramétrique (Déqué (2007)) : dans ce cas, à chaque rang de quantile est associée une correction, une extrapolation peut être faite pour la queue de distribution ;
- Paramétrique (Piani et al. (2010)) : dans ce cas, une première fonction est établie pour décrire la PDF de la variable simulée, et une seconde pour décrire la PDF des observations. La correction correspond alors à la différence entre les paramètres de ces deux fonctions. Cette méthode est plus parcimonieuse que la précédente.

Une fois estimée, la fonction de correction est appliquée à la variable issue des simulations de climat futur qui peut finalement être prise en compte dans des études d'impact.

MOS par coefficient de changement :

Les méthodes par coefficient de changement sont basées sur l'application du signal du CC, ou autrement dit d'une perturbation, sur les données observées. Ceci permet d'utiliser directement les observations (qui ne sont pas biaisées) et de les modifier par une correction qui prend en compte le CC entre une période future et une présente. Ce signal du CC est souvent estimé par la différence entre la variable simulée dans le climat présent et la même variable simulée dans le climat futur.

Sur cette idée, une méthode très simple, aussi nommée comme la « méthode du delta », considère le signal du CC comme la différence des moyennes entre une simulation de climat futur moins la simulation de climat présent (Lenderink et al., 2007).

Une méthode plus sophistiquée est la méthode de perturbation de quantiles, qui considère le signal du CC comme la différence, à rang de quantile égal, entre le quantile de la variable issu des simulations historiques et celui issu du futur. Comme précédemment, ce signal est sous la forme d'une fonction de coefficient de changement par quantile qui peut être non-paramétrique (Colin, 2010).

Bilan sur les MOS :

La Figure 2-6 extraite de Ho et al. (2012), résume les différentes méthodes MOS pour la correction de biais (ou de perturbation de séries observées).

La limite de la méthode de correction du biais direct, ou du delta, réside dans l'application du même facteur correctif à toutes les précipitations. Il est ainsi impossible de modifier sa variance et sa distribution statistique, spatiale ou temporelle (Lenderink et al., 2007 ; Maraun, 2016). Les méthodes par quantile sont des alternatives plus fines pour ces corrections.

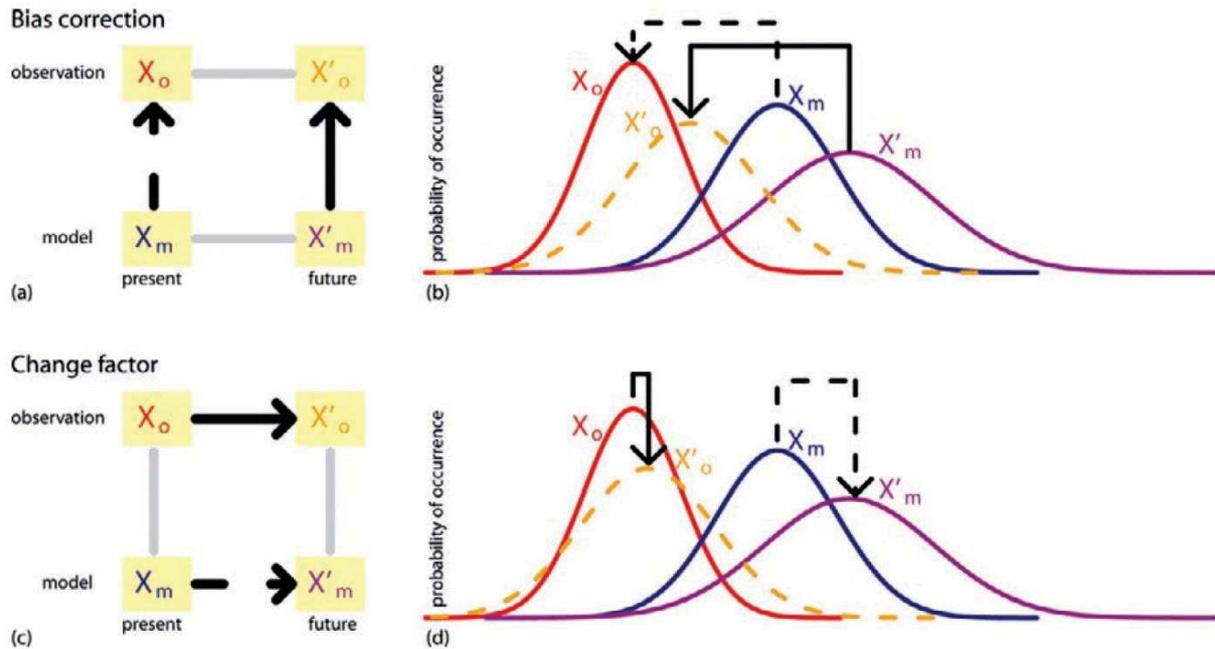


Figure 2-6: (a,c) Diagramme schématique montrant les deux méthodes pour caler des projections issues de modèles climatiques : correction de biais ou coefficient de changement. (b,d) Exemples de courbes de fonction de densité de probabilité (PDF) d'une variable quelconque. Les PDFs correspondent aux données passées observées (X_o), aux données passées simulées (X_m), et aux données futures simulées (X'_m). Elles sont ici schématiquement représentées à différentes positions et échelles mais pour la même forme. La courbe orange tiretée représente la PDF de la variable future corrigé (X'_o) en fonction de la méthode utilisée. (Source : Figure 1 in Ho et al., 2012)

Ces méthodes présentent tout de même une limite inhérente à leur fonctionnement, à savoir le risque de voir apparaître des inconsistances sur la répartition spatiale de la variable, ou dans la cohérence entre les différentes variables (Verfaillie et al., 2017). Par exemple, une modification du champ de précipitations peut devenir inconsistante avec le champ de géopotentiel non-corrigé de la même zone. Pour cela, Vrac et Friederichs (2015) proposent une méthode basée sur une copule empirique qui pourrait prendre en compte à la fois la cohérence spatiale et inter variable. Cannon (2016) propose une méthode basée sur la correction par quantile suivi d'un schéma interactif de correction visant à optimiser les corrélations de Pearson, ou de Spearman, entre les variables à partir des données observées.

2.1.5 Sélection de la méthode de correction des précipitations issues des RCMs

Les travaux de cette thèse se concentrent sur les précipitations extrêmes et les crues qui en découlent pour une application au sein du milieu opérationnel. En ce sens, la sélection de la méthode de désagrégation statistique a été établie en fonction de deux facteurs :

i) Les résultats rapportés dans la littérature sur les performances des différentes méthodes lorsqu'il s'agit d'une étude portant spécifiquement sur l'évaluation d'impact hydrologique, comme préconisé par Fowler et al. (2007).

ii) Le contexte opérationnel lié aux objectifs d'application de ces travaux au sein de WSP France à terme.

Méthodes utilisées dans les études d'impacts hydrologiques

Quintana-Seguí et al. (2011) ont comparé les différentes méthodes de correction des précipitations simulées par un modèle couplé régional (AORMC) pour l'étude des précipitations et des débits futurs dans divers bassins dans les Cévennes (France). Après avoir comparé une méthode directe, une méthode de « quantile-mapping » et une méthode de types de temps, ils concluent que les méthodes de correction ou de perturbation par quantile sont les plus adaptées à l'étude d'événements extrêmes de précipitations et de débit. Dans une étude précédente, Prudhomme et al. (2002) trouvent la même conclusion.

En Finlande, Olsson et al. (2015) utilisent deux méthodes de correction basées sur la PDF des débits moyens annuels et mensuels et son changement dans le climat futur. Pour cela, un modèle hydrologique continu est forcé par des projections corrigées de précipitation, de température et de vent simulés par plusieurs RCMs.

Dans une étude similaire, Teutschbein et Seibert (2012) ont comparé diverses méthodes de correction de biais de plusieurs variables climatiques en Suède. Ils s'accordent à dire, comme Fowler et al. (2007), qu'il n'existe pas une méthode prévalant unanimement sur les autres pour l'ensemble des domaines d'application. En ce qui concerne l'étude d'impact hydrologique, et en particulier les pics de débit annuel pour certaines rivières suédoises, les méthodes de correction par quantile ressortent comme les plus performantes.

D'après la plupart des études, une méthodologie prenant en compte la distribution de probabilité des précipitations ressort donc comme la plus adaptée à notre problématique, qui se concentre sur des événements extrêmes de précipitations et leurs changements dans le futur. Cependant, comme décrit dans la section précédente, **un ajustement des données de précipitations issues des RCMs en prenant en compte leur distribution de probabilité peut être effectué selon deux approches : (a) soit une correction de biais des simulations historiques, (b) soit une perturbation des séries observées. Le choix de l'approche parmi ces deux possibilités a été guidé par le contexte opérationnel tel que défini ci-après.**

Contexte opérationnel

En complément de l'évaluation de l'impact du CC sur les précipitations des régions étudiées, cette étude vise à rendre opérationnelle une méthodologie d'évaluation des impacts hydrologiques du CC sur des bassins versants de taille moyenne et petite, c'est-à-dire inférieure à 1000 km².

La mise en place d'une méthodologie opérationnelle implique des contraintes établies en accord avec WSP France. Ces contraintes traduisent les questionnements et les demandes présentés en section 1.3.4. En effet les organismes comme les communes, les syndicats, les EPTB et les EPCI doivent intégrer le CC dans leurs stratégies de prévention des risques inondations. Pour le moment, le CC n'est pas encore explicitement intégré dans les outils locaux d'action comme le PPRi (Plan de Prévention du Risque inondation), le PAPI (Programmes d'Action de Prévention des Inondations), les AZI (Atlas des Zones Inondables) ou encore le PCS (Plan Communal de Sauvegarde). Cependant, l'application de la nouvelle organisation GEMAPI, qui doit respecter les derniers SDAGE, implique son intégration imminente. A titre d'exemple, les

Plans de Prévention des Risques littoraux (PPRI), outil similaire de gestion des submersions marines, intègre déjà le CC.

Compte tenu de ce changement en cours, il est légitime de se questionner sur les outils à disposition de ces acteurs pour prendre connaissance des impacts du CC à l'échelle de leur domaine de gestion. Comme décrit en section 1.3.4, les outils actuels d'information et de vulgarisation sur le CC et ses impacts hydrologiques restent rares et inadaptées aux besoins de ces gestionnaires. Le choix de la méthode de correction de biais est fait en tenant compte de ce besoin, pour proposer un outil conforme aux applications opérationnelles.

A l'échelle locale, les aménagements visant à protéger les populations sont dimensionnés en considérant un événement de crue de référence. L'évènement considéré peut être estimé pour différentes périodes de retour selon la durée de vie de l'aménagement et les lois qui s'y appliquent. Dans ce cas, l'évènement est quantifié à travers des lois statistiques comme la loi de Gumbel ou la loi de Pareto. Cependant, la fiabilité de ces approches statistiques est conditionnée par le nombre d'évènements passés pris en compte, et donc mesurés correctement. Ainsi, d'importantes incertitudes persistent lors de l'extrapolation de ces lois à des évènements rares, étant donné le faible nombre de crues enregistrées dans la majorité des bassins versants. Aussi, le plus fort évènement connu et enregistré est fréquemment considéré comme évènement de référence (PAPI et PPRI de Nîmes qui considère l'évènement d'octobre 1988). Ces évènements phares sont souvent gravés dans la mémoire des populations et des gestionnaires. Ils sont associés à des hauteurs d'eau connues dans leur région ou commune, et donc aux dégâts qu'ils peuvent y occasionner. La visualisation de ces évènements par la population facilite la communication et la prévention du risque inondation dans les communes.

Pour mettre en place une méthodologie de prise en compte du CC dans la prévention des inondations qui soit accessible et assimilable par les gestionnaires et la population, il apparaît essentiel de considérer ces évènements de référence, ou évènements phares. Une approche par correction du biais des simulations historiques ne permettrait pas de considérer ces évènements phare observés. A l'inverse, une approche par perturbation de quantile permet de réaliser une transposition de l'évènement observé dans le futur en lui appliquant l'impact du CC en fonction de la distribution de ses précipitations.

Pour cette thèse, une désagrégation statistique des précipitations issues des RCMs est réalisée à travers une perturbation de quantile pour étudier les impacts hydrologiques du CC. En accord avec les travaux précédents sur le sujet (Colin, 2010 et Harader, 2015), cette méthode est dite de « Futurisation ». Le verbe transitif « futuriser » est utilisé pour faire référence à la précipitation ayant subi une perturbation de quantiles.

2.2 L'ensemble de simulations de RCMs pour une étude multi-modèle

2.2.1 Les simulations EMCORDEX

Les modèles EMCORDEX sont soumis à des forçages provenant, d'une part, des conditions atmosphériques de grande échelle que lui impose le GCM aux frontières latérales ou LBCs, et d'autre part, des forçages naturels et anthropiques observés (ou estimés dans le cas du climat futur). Les forçages naturels correspondent principalement à l'activité solaire et aux aérosols naturels comme les poussières volcaniques, le sel marin, la poussière d'origine minérale (Lasserre, 2006). Les forçages anthropiques sont liés aux émissions d'aérosols et de gaz à effet de serre liées aux activités humaines comme le dioxyde de carbone, le méthane et le protoxyde d'azote (Dayon et al., 2015 ; Meinshausen et al., 2011 ; Nabat et al., 2014). Les valeurs utilisées pour les différents forçages donnent lieu à plusieurs types de simulations opérées dans le cadre commun du projet CORDEX décrit par Giorgi et al., 2009. En particulier :

- **La simulation historique** s'étend de 1976 à 2005 et correspond à une simulation forcée par les concentrations de GES et les forçages naturels observés par le passé. Aux frontières latérales le RCM est forcé par des simulations des GCMs issues de l'exercice CMIP5 pour la même période. Les GCMs eux-mêmes ont été forcés par exactement le même forçage externe mais à l'échelle globale.
- **La simulation de contrôle** s'étend de 1981 à 2010 et correspond à une simulation forcée par les forçages externes (anthropiques, naturels) observés. La différence par rapport à la simulation historique est que la simulation de contrôle utilise une réanalyse atmosphérique comme LBC. En particulier EMCORDEX a utilisé la réanalyse appelée ERA-Interim (Dee et al., 2011) et produite par le European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF). Cette réanalyse a été réalisée par un modèle atmosphérique global sur lequel il y a un schéma d'assimilation de données implémenté. De cette façon, la trajectoire du modèle est corrigée par l'assimilation de données pour obtenir un meilleur produit sur une grille globale et homogène. Les réanalyses atmosphériques sont très utilisées en modélisation régionale, car même si elles ne représentent pas tout à fait la réalité, elles permettent de forcer facilement un RCM pour évaluer ses performances.
- **Les projections climatiques ou simulations de climat futur** s'étendent de 2011 à 2100. Elles sont contraintes aux frontières par les projections réalisées avec les GCMs de l'exercice CMIP5, et par les différents scénarios de concentrations de GES projetés pour la fin du siècle. Ces scénarios sont définis par les Representative Concentration Pathway (RCP, Moss et al., 2010) qui succèdent aux scénarios du Special Report on Emissions Scenarios (SRES), défini par le GIEC en 2000. Les scénarii RCPs représentent quatre évolutions futures potentielles des émissions anthropiques de GES pouvant influencer le climat. Du scénario plus optimiste RCP2.6 au plus pessimiste RCP8.5, en passant par les intermédiaires RCP4.5, et le RCP6.0, ces valeurs correspondent aux forçages radiatifs liés à l'évolution hypothétique des émissions de GES au cours du 21^{ème} siècle qui viendront s'ajouter aux forçages naturels calculés à l'ère pré industrielle. Comme illustré par la Figure 2-7, le scénario RCP2.6 correspond

à un scénario de forte atténuation des émissions de GES, parfois appelé scénario COP21. Les scénarios 4.5 et 6.0 sont des scénarios intermédiaires d'atténuation de ces émissions. Enfin, le scénario RCP8.5 correspond à une forte hausse de ces émissions jusqu'à la fin du 21^{ème} siècle, raison pour laquelle il est appelé « scénario du laisser-faire ». Dans le cadre de cette thèse, seuls les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 sont étudiés. En effet le scénario RCP2.6 est considéré trop utopiste, puisqu'il implique des émissions négatives à partir de 2050 (Meinshausen et al., 2011). Le scénario RCP6.0 est intermédiaire entre les deux autres scénarios considérés et par conséquent, il n'apparaît pas indispensable pour cette étude.

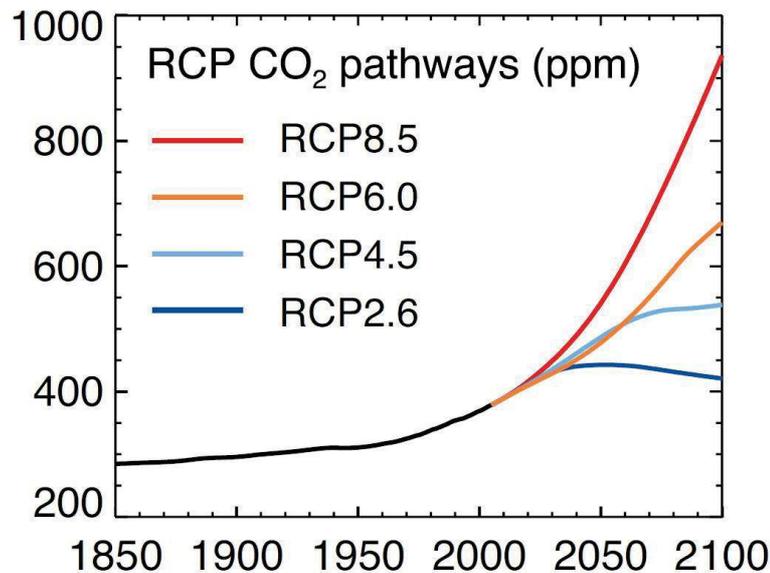


Figure 2-7 : Evolution des émissions de dioxyde de carbone, depuis l'ère industriel jusqu'à la fin du 21^{ème} siècle, selon les différents scénarios RCPs issues du 5^{ème} rapport du GIEC (Stocker et al., 2013).

2.2.2 Une étude multi-modèles pour couvrir les incertitudes de la modélisation climatique

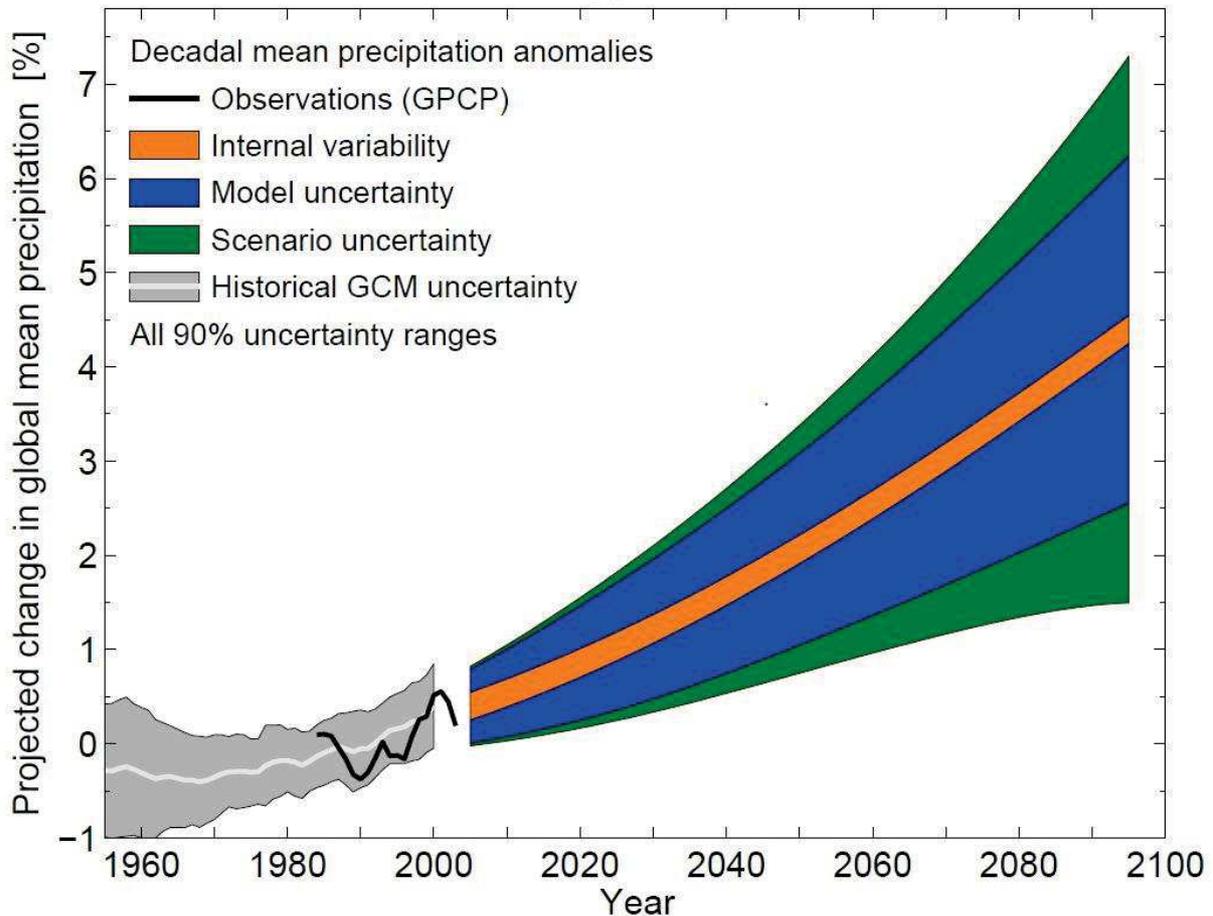


Figure 2-8 : Incertitude totale des anomalies de précipitations projetées pour le 21^{ème} siècle par les modèles de CMIP3, séparé à travers ses trois composantes : la variabilité interne (orange), l'incertitude des modèles (bleu) et le scénario. La zone grisée montre l'incertitude de ces mêmes modèles pour le 20^{ème} siècle avec la moyenne en blanc. La ligne noire représente les observations. Source : Hawkins et Sutton, 2011.

Selon Hawkins et Sutton (2011), l'incertitude liée aux projections des modèles climatiques globaux provient de trois sources (Figure 2-8). La première est la variabilité interne, ou chaotique, du système climatique, qui se traduit par une différence dans des simulations réalisées avec les mêmes forçages, mais avec des conditions initiales différentes. Cette incertitude est aussi communément appelée *l'effet papillon*. La deuxième incertitude est celle liée aux modèles, qui correspond aux différences entre les simulations réalisées avec divers modèles climatiques en appliquant les mêmes forçages externes. Ces différences sont induites par le des choix de la physique, de la dynamique, du schéma numérique, et d'autres éléments propres à chaque modèle. La troisième incertitude est celle du scénario d'émission qui dépend des hypothèses sur l'évolution des émissions liées aux activités de l'homme. La Figure 2-8 présente un schéma sur les différentes incertitudes pour des précipitations moyennes simulées. Les incertitudes sur les précipitations extrêmes ne sont pas explicitement présentées. Toutefois, certains indices montrent qu'elles peuvent avoir un degré de confiance plus important que les changements de précipitations moyennes (Tebaldi et al., 2006).

Une quatrième incertitude s'ajoute à ces trois premières lors d'une étude avec des modèles régionaux. L'incertitude liée à la variabilité interne des RCMs dépend du forçage grande

échelle, de la taille du domaine du RCM, de la position de la zone étudiée dans le domaine (Sanchez-Gomez et Somot, 2016).

Ainsi, d'importantes incertitudes résident dans la modélisation climatique globale comme régionale. La prise en compte de ces incertitudes est une contrainte importante pour une évaluation robuste des impacts du CC. Dans cette thèse, les précipitations issues des modèles climatiques sont à la source d'une étude d'impact aboutissant sur l'évolution de la réponse hydrologique de bassin versant cibles méditerranéens. Pour prendre en compte les incertitudes citées précédemment, deux scénarios de CC sont considérés (RCP4.5 et RCP8.5), couvrant l'incertitude de l'évolution des émissions de GES liées aux activités anthropiques futures. Aussi, les données de précipitations issues des simulations d'un ensemble de huit RCMs provenant de l'exercice EMCORDEX sont exploitées afin de couvrir l'incertitude des modèles. Cette étude peut ainsi être caractérisée comme une étude multi-modèle, ingrédient essentiel pour ne pas sous-estimer ces changements, ni occulter les nouvelles fréquences des événements extrêmes les plus rares, comme préconisé par de nombreux auteurs, notamment en région méditerranéenne (Dequé et al., 2010, 2012 ; Frei et al., 2006; Paxian et al., 2015 ; Poulter et al., 2014 ; Trambly et al., 2012, 2013 ; Wilby et Harris, 2006).

Une étude multi-modèles peut donner lieu à une sélection des modèles sur différents critères. En effet, si l'objectif réside dans la compréhension d'un processus particulier, tel que les températures estivales en France par exemple, la sélection de modèles ayant les meilleures performances selon un indice adapté peut améliorer les résultats par rapport à une moyenne d'ensemble (Boé et Terray, 2008). A l'inverse, si l'objectif réside dans une étude d'impacts du CC, comme c'est le cas ici, la diversité des modèles est importante pour prendre en compte la dispersion des simulations de projections (Knutti et al., 2010 ; Masson et Knutti, 2011). Dans cette optique, McSweeney et al. (2012) effectuent une sélection parmi les modèles pour ne conserver que ceux qui présentent la plus grande dispersion. Cependant, d'autres études ont montré que les performances d'un modèle sur la période passée ne sont pas forcément représentatives de leurs performances sur la période future (Monnerie et al., 2017 ; Reifen et Toumi, 2009).

Finalement, une évaluation des performances est menée sur les simulations des modèles EMCORDEX retenus en les comparant à une base de données de référence afin de :

- Evaluer la capacité de cet ensemble EMCORDEX à reproduire les caractéristiques moyennes de précipitations pour des régions cibles ;
- Evaluer la capacité de cet ensemble à reproduire les pluies extrêmes des régions cibles ;
- Distinguer les biais intrinsèques aux RCMs de ceux provenant des GCMs forceurs (voir section 2.1.2) ;
- Vérifier la cohérence des précipitations simulées avec la base de données de référence SAFRAN.

2.2.3 SAFRAN : la base de donnée de référence en France et en Espagne

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) est une analyse atmosphérique qui produit les variables de surface à partir d'observations au sol. Basé sur des zones climatiquement homogènes, il fournit des variables atmosphériques à 8km de résolution sur toute la France sur la période 1981-2010, aux pas de temps journalier. L'analyse est réalisée sur un ensemble de 615 zones considérées comme climatiquement homogènes et qui n'excèdent pas une superficie de 1000km² (Dayon, 2015). Après l'exclusion des observations trop éloignées des autres observations ou de l'ébauche du modèle météorologique, un algorithme d'interpolation est appliqué aux données observées et simulées pour chaque niveau d'altitude. Les détails sur les algorithmes et les méthodes d'interpolation sont décrits dans Quintana-Seguí et al. (2008).

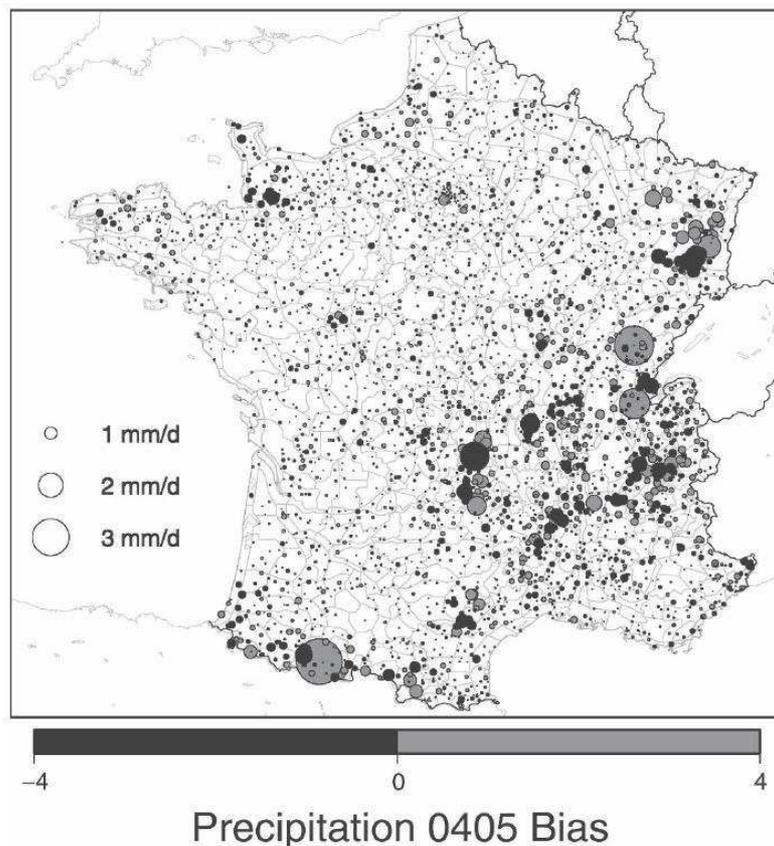


Figure 2-9 : Comparaison des précipitations moyennes journalières (mm.j⁻¹) simulées et observées pour l'année hydrologique 2004-2005 aux différents points d'observations considérés par SAFRAN. La taille des cercles est proportionnelle à l'amplitude du biais. Source : Quintana-Seguí et al. (2008).

La capacité de SAFRAN à reproduire la précipitation a été validée par Quintana-Seguí et al. (2008); Vidal et al. (2010). Les deux auteurs s'accordent sur les bonnes performances de SAFRAN à simuler les précipitations journalières moyennes. La Figure 2-9, extraite de Quintana-Seguí et al. (2008), montre les biais estimés, en France métropolitaine, entre les précipitations journalières estimées par SAFRAN et celles observées aux 3675 points d'observations considérés. Cette figure souligne les faibles valeurs de biais obtenues par cette comparaison. Par contre, la validation de SAFRAN a aussi montré que ses performances

diminuent lorsque l'intensité des événements augmente. SAFRAN n'est pas aussi performant pour les précipitations extrêmes.

La même validation a été faite pour la mise en place de SAFRAN sur le territoire espagnol (Quintana-Seguí et al., 2016a). Elle montre que ses performances sont similaires à celles de Spain02, employé jusqu'ici comme base de données grillée de référence (Quintana-Seguí et al., 2016b). SAFRAN espagnol est résolu sur une grille de 5km. Par souci d'homogénéité des données, il a été interpolé spatialement sur la grille du SAFRAN français à 8km.

Malgré ses faiblesses en termes de précipitations extrêmes, le grand nombre de stations d'observations considérées par SAFRAN en fait le meilleur produit couvrant les trois territoires d'étude de cette thèse (le Lez, l'Aude et la Muga). C'est donc cette base de données qui est choisie comme référence pour évaluer les performances des simulations EMCORDEX de précipitations.

2.3 Article publié dans *Hydrology and Earth System Sciences*

2.3.1 Résumé

Cet article propose la première évaluation des changements des précipitations futures dans des bassins versants méso-échelle méditerranéens à partir des RCMs de l'exercice EMCORDEX. L'impact du CC sur les précipitations moyennes et extrêmes est évalué à travers huit RCMs à haute résolution (0.11). Trois bassins fréquemment soumis à des crues éclair sont sélectionnés en France et en Espagne : le Lez, la Muga et l'Aude. Nous savons que ces modèles à haute résolution améliorent la simulation des précipitations dans ces régions grâce à une meilleure représentation des zones montagneuses complexes (Giorgi et al., 2016) ainsi que par une résolution plus précise des processus atmosphériques à petites échelles, comme le montre Drobinsky et al. (2016), avec la relation de Clausius-Clapeyron. Afin de vérifier cette plus-value dans nos régions cibles, la première partie de l'article s'attache à évaluer les performances des RCMs à simuler les précipitations historiques. Pour cela, les précipitations sont comparées à la base de données SAFRAN dans le strict domaine de nos régions cibles, à l'image des travaux de Prein et al. (2016) réalisés dans de plus grandes régions européennes. Les biais intrinsèques aux RCMs et induits par le forçage des GCMs sont caractérisés et discriminés en termes de cycle annuel de précipitations et de quantile extrême de précipitations saisonnier. L'impact du CC est d'abord évalué pour le cycle annuel de chacune de ces régions. Puis, les changements sur les précipitations extrêmes sont quantifiés à travers le calcul de coefficients de changements passé/futur établis par rang de quantiles des précipitations simulées. Ces coefficients de changement sont établis dans le but d'évaluer les impacts hydrologiques des changements de précipitations extrêmes à travers la méthode de « futurisation » décrite dans le chapitre suivant. En effet, à travers cet article, ils permettent de conclure à une intensification des épisodes de pluies extrêmes. Cette intensification est d'amplitude variable mais l'approche multi-modèles développée dans cet article permet d'augmenter la confiance dans ces résultats.

2.3.2 Article



Evaluation of uncertainties in mean and extreme precipitation under climate change for northwestern Mediterranean watersheds from high-resolution Med and Euro-CORDEX ensembles

Antoine Colmet-Daage^{1,2,3}, Emilia Sanchez-Gomez¹, Sophie Ricci¹, Cécile Llovel², Valérie Borrell Estupina³, Pere Quintana-Seguí⁴, Maria Carmen Llasat⁵, and Eric Servat⁶

¹CECI, CERFACS – CNRS TOULOUSE, Toulouse, France

²WSP France, Toulouse, France

³Hydrosociences Montpellier, Univ. Montpellier, Montpellier, France

⁴Observatori de l'Ebre Fundació, Tarragona, Spain

⁵Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain

⁶Institut Montpellierain de l'Eau et de l'Environnement – IRD, Montpellier, France

Correspondence: Antoine Colmet-Daage (colmet@cerfacs.fr)

Received: 31 January 2017 – Discussion started: 14 March 2017

Revised: 19 September 2017 – Accepted: 22 November 2017 – Published: 25 January 2018

Abstract. The climate change impact on mean and extreme precipitation events in the northern Mediterranean region is assessed using high-resolution EuroCORDEX and Med-CORDEX simulations. The focus is made on three regions, Lez and Aude located in France, and Muga located in north-eastern Spain, and eight pairs of global and regional climate models are analyzed with respect to the SAFRAN product. First the model skills are evaluated in terms of bias for the precipitation annual cycle over historical period. Then future changes in extreme precipitation, under two emission scenarios, are estimated through the computation of past/future change coefficients of quantile-ranked model precipitation outputs. Over the 1981–2010 period, the cumulative precipitation is overestimated for most models over the mountainous regions and underestimated over the coastal regions in autumn and higher-order quantile. The ensemble mean and the spread for future period remain unchanged under RCP4.5 scenario and decrease under RCP8.5 scenario. Extreme precipitation events are intensified over the three catchments with a smaller ensemble spread under RCP8.5 revealing more evident changes, especially in the later part of the 21st century.

1 Introduction

The IPCC SRES report (IPCC, 2012) concludes with an increase in the frequency of heavy precipitation episodes over most areas of the globe at the end of 21st century. In particular, northwestern Mediterranean regions are often affected by extreme precipitation events that generate flash floods and cause serious damage (Ricard et al., 2012; Gaume et al., 2016). This climatically homogeneous region (Metzger et al., 2005) has been identified as a hotspot of climate change (CC) in the form of possible amplification of extreme precipitation associated with a decrease in total precipitation (Gao et al., 2006; Giorgi, 2006; Giorgi and Lionello, 2008; Milano et al., 2013). Assessing the impacts of regional climate change on precipitation is necessary in order to help and support policy makers develop strategies for future hydrological vulnerabilities like flash floods, but it constitutes a major challenge.

Global climate models (GCMs) are powerful tools to assess global-scale climate variability and change. GCMs have allowed for better understanding of interactions between the different components of the climate system (e.g., atmosphere, ocean, sea ice, continents). However GCMs generally operate at coarse horizontal resolutions (100–250 km in the atmospheric component); hence, they are not appropriate for investigating the hydrological impacts of future extreme

precipitation events at local scale, such as over hydrological watersheds that are as small as hundreds of kilometers.

Interest in better representing climate variability and change at local scales has driven the development of regional climate models (RCMs), which are currently able to perform dynamical downscaling of GCM at very high horizontal resolutions (~ 10 km). RCMs run on limited area domains thereby allowing increased spatial resolution, and thus enabling better representation of surface heterogeneities and mesoscale atmospheric processes like convection (Fowler et al., 2007a). At European scale, collaborative research projects such as MERCURE (Hagemann et al., 2004), PRUDENCE (Christensen et al., 2007), NARCCAP (Paulsen et al., 2009) and ENSEMBLES (van der Linden and Mitchell, 2009) have contributed to further development and improvement of regional modeling. More recently, the international CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) initiative (Giorgi et al., 2009) has provided multi-model regional climate simulations at very high spatial resolution over different regions in the world. In particular, for the northwestern Mediterranean region, the EuroCORDEX and MedCORDEX sub-projects (EMCORDEX hereinafter) have produced present and future climate simulations at 12 km resolution.

The merits of increased spatial resolution in RCMs have largely been assessed in the literature. Comprehensive evaluations of RCMs have been undertaken over the Euro-Mediterranean region by applying evaluation metrics to mean values of precipitation (Déqué and Somot, 2010; Fisher et al., 2012; Jacob et al., 2007; Kjellström et al., 2010; Kotlarski et al., 2005) as well as focusing on extreme precipitation associated with hydrological floods (Frei et al., 2006; Fowler et al., 2007b; Herrera et al., 2010; Kysel et al., 2012; Maraun et al., 2012). For recent EMCORDEX models, initial evaluations over past periods have been conducted over Europe (Drobinski et al., 2016; Katragkou et al., 2015; Kotlarski et al., 2014). The latter evaluations mainly focused on mean and extreme precipitation over the whole EMCORDEX domain or in large regional boxes (e.g., France, the Alps, Mediterranean coastal regions, Morocco) using sparse observation data sets. Prein et al. (2016) highlighted that the added value of high-resolution models (12.5 km versus 50 km) for the simulated mean and extreme precipitation due to improved representation of orography and large-scale convection. Indeed, Drobinski et al. (2016) show the higher ability of high-resolution RCMs to reproduce the Clausius–Clapeyron relation and thus precipitation-related processes. In the context of climate change, Jacob et al. (2013) show that future climate projections performed by high-resolution (12.5 km) scenario under the Representative Concentration Pathways 4.5 and 8.5 (RCP4.5 and RCP8.5, respectively) project higher daily precipitation intensities than GCMs, in particular for RCP8.5. These results are consistent with the conclusions of Giorgi et al. (2016) over the Alps. Even though both GCM and RCM scenario experiments project

a reduction of summer precipitation over the Alps, increased convective rainfall due to enhanced potential instability related to a finer representation of the orography over the Alps is found in RCMs.

Together with increasing model resolution, high-resolution observation-based products have also been recently developed over different Mediterranean countries. Moving from CRU product at 50 km resolution (Harris et al., 2014) to E-OBS product at 25 km resolution (Haylock et al., 2008), reanalysis such as SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige; Durand et al., 1993; Quintana-Seguí et al., 2008) or interpolated products such as SPAIN02 (Herrera et al., 2012, 2016) now provide precipitation products at a resolution comparable to those of the RCMs. In particular, the SAFRAN data set available over France (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010) and Spain (Quintana-Seguí et al., 2016a, b) comprises a much larger observed data network than E-Obs or ERA-Interim (Dee et al., 2011), which were previously used for EMCORDEX model assessment (Cavicchia et al., 2016; Kotlarski et al., 2014). The SAFRAN-France data set was used together with downscaled products issued from CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Phase 5) to assess future hydrological changes over France (Dayon, 2015; Quintana-Seguí et al., 2010, 2011). Themeßl et al. (2011) provide a review of downscaling methods. This implies systematic bias correction of model precipitation before being used as input for hydrological models, for instance in the framework of future flash flood simulation. Harader (2015) used the regional model ALADIN5.2 outputs at 12 km resolution from CORDEX as well as SAFRAN-France product to describe future flash flood events over the Lez catchment using a “futurization” method described in the following.

The present study focuses on extreme precipitation over mesoscale northwestern Mediterranean watersheds with complex orography. Three watersheds of various sizes are investigated here: Lez and Aude located in southern France, and Muga, located in northeastern Spain. The goals of this study are as follows:

- to assess RCM skills from the EMCORDEX multi-model ensemble in terms of mean and extreme precipitation values over past periods;
- to assess the influence of GCMs' lateral boundaries condition on the RCMs' skills;
- to evaluate future changes in precipitation extremes for further simulations of flash floods with an event-based hydrological model over future periods.

For this purpose, the futurization approach proposed by Harader (2015) is used. This method utilizes the computation of a past/future change coefficients of quantile-ranked RCM precipitation outputs. Each multiplicative coefficient is then

applied to each quantile-ranked short-term observed precipitation event. It should be noted that the quantile-ranked observed precipitation is computed from SAFRAN daily precipitation that have generated flash floods. The futurization method is applied for each RCM in the EMCORDEX ensembles, forced by two emission scenarios (RCP4.5 and RCP8.5). We thus explicitly take into account climate model-related uncertainty. In further work, the “futurized” precipitation events will be used with different hydrological models, so that we explicitly take into account hydrology model-related uncertainty.

The paper is organized as follows, Sect. 2 includes a brief presentation of the EMCORDEX simulations, the reference data sets and the statistical metrics applied to seasonal mean and extreme precipitation values. Section 3 presents the RCM evaluation in terms of mean and extreme precipitation values over the present period when the global scale is prescribed by ERA-Interim. Section 4 analyzes present climate simulations to understand the role of the GCMs in driving the RCMs. The impacts of climate change on precipitation are then examined in Sect. 5. Conclusions and perspectives are finally given in Sect. 6.

2 Data and methods

2.1 The river catchments

In the current study, the futurization approach is applied over three Mediterranean watersheds with different characteristics and external influences. The Lez, Aude and Muga catchments displayed in Fig. 1 are frequently subject to flash floods that cause considerable damage to surrounding areas and cities.

The upstream part of the Lez watershed, shown in red in Fig. 1, is located 15 km north of the city of Montpellier and covers 114 km². The landscape is dominated by garrigue vegetation, very common in the Mediterranean countries. The spring of the Lez River is the resurgence of a karstic aquifer of about 380 km². The karst aquifer plays an important role in water resources in the basin, and the karst outcrops actively participate in flash flood dynamics (Raynaud et al., 2016). Cumulative annual rainfall is around 909 mm, which, on average, falls 60 days per year (Coustau, 2011; Harader, 2015). The Lez catchment is frequently subject to flash floods caused by extreme precipitation episodes regionally known as the “Cévenols” events (Ducrocq et al., 2008; Nuissier et al., 2008, 2011). Cumulative extreme precipitation can locally reach 600 mm in 24 h within the river catchment (Boudevillain et al., 2011).

The Aude watershed, shown in brown in Fig. 1, covers more than 5000 km² upstream the nearby city of Narbonne. The Aude River springs at the Pyrenees and flows along the catchment for 223 km before entering the Mediterranean Sea. The Orbieu and the Fresquel are its major tributaries. The

Aude catchment is surrounded by several mountain chains such as the Cevennes massif to the north and the Pyrenees to the south. The catchment is mainly dominated by a Mediterranean climate, but large climate contrasts can be found over its sub-watersheds. A severe flash flood episode occurred in November 1999 (more than 200 mm of rain in 24 h over a major part of the catchment) and caused severe damage over an extended region (Aude, Tarn, Pyrénées Orientales, Hérault; Estupina, 2004; Bechtold and Bazille, 2001; Ducrocq et al., 2003; Gaume et al., 2004).

Finally, the Muga catchment (shown in purple in Fig. 1) located in northeastern Spain over Catalonia covers 854 km². The Muga River is about 58 km long, between the Pyrenees (maximum altitude of the catchment, 1214 m) and the Gulf of Roses. This catchment is usually affected by heavy precipitation associated with convective events, with annual precipitation average between 700 mm in the upper part and 530 mm at the mouth, and daily precipitation of 200 mm for return period of 10 years (Llasat et al., 2009, 2014). The previously mentioned November 1999 flash flood event led to a historical peak discharge recorded near the mouth of the Muga River, with 925 m³ s⁻¹ compared to an average value of 3.34 m³ s⁻¹. The Muga catchment was affected by 26 severe flood events between 1982 and 2010 (Llasat et al., 2014).

It should be noted that, in this paper, statistical analysis is carried out over the Lez, Aude and Muga catchment areas as well as over more extended regional boxes also displayed in Fig. 1.

2.2 RCM Euro-Mediterranean CORDEX simulations

The set of EMCORDEX simulations used in this study are summarized in Table 1. The five RCMs used are presented with the main reference papers (in particular with respect to boundary layer and convection schemes). The EMCORDEX community has provided three types of RCM simulations with driving conditions (also detailed in Table 1) issued from either ERA-Interim or GCMs simulations over past and future periods:

- The evaluation simulations (EVAL hereinafter). The lateral boundary conditions (LBCs) are driven by ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) over 1981–2010. These simulations are used to evaluate the RCM intrinsic biases.
- The historical simulations (HIST hereinafter). The LBCs are issued from numerical experiments performed with four different GCMs and extracted from the CMIP5 historical archive. These historical simulations represent the climate conditions over 1976–2005.
- The future climate scenario simulations (RCP hereinafter). In this case, the LBCs correspond to four future climate scenarios (from four different GCMs from

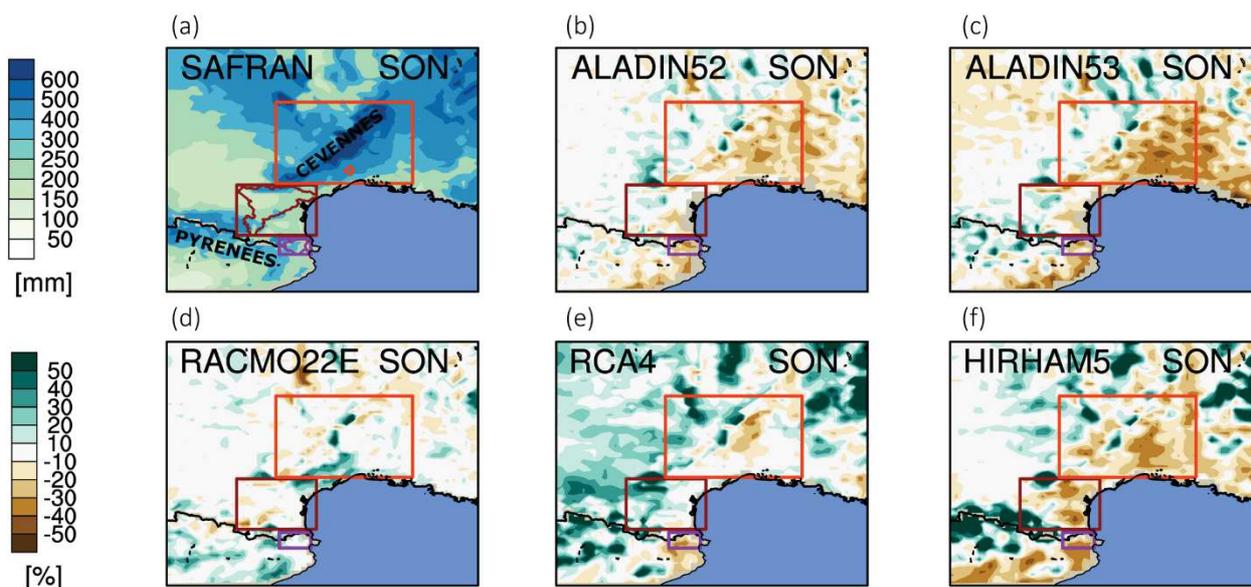


Figure 1. Mean relative seasonal precipitation bias (%) in all the RCMs forced with ERA-Interim for the period 1981–2010. The top left panel shows the horizontal pattern of seasonal precipitation provided by the SAFRAN reference data set (mm season^{-1}). Only the September–October–November (SON) season is shown here. On the SAFRAN map (a), the colored rectangles represent the regional boxes, while the outline represents the hydrological catchment. The Cevennes box and the Lez catchment are in red, the Aude box and catchment in brown, and the Muga box and catchment in purple.

Table 1. The parameterization and physics scheme related to the RCM (0.11°) used in the present study are presented in the five first lines. The lateral boundary conditions (LBCs) for each type of simulations are presented with four different GCMs of CMIP5. The last row lists the name used for each GCM–RCM pair throughout this study.

RCM	ALADIN5.2	ALADIN5.3	RCA4			HIRHAM5	RAMO22E	
Institution	Météo-France	Météo-France	SMHI			DMI	KNMI	
Boundary layer scheme	Ricard and Royer (1993)	Ricard and Royer (1993)	Cuxart et al. (2000)			Louis (1979)	Lenderink and Holtslag (2004); Siebesma et al. (2007)	
Convection	Mass flux Bougeault (1985)	Mass flux Bougeault (1985)	Kain and Fritsch (1990, 1993); Kain (2004); Jones and Sanchez (2002)			Tiedtke (1989)	Tiedtke (1989); Nordeng (1994); Neggers et al. (2009)	
Main references	Colin et al. (2010); Hermann et al. (2011)	Colin et al. (2010); Hermann et al. (2011)	Samuelsson et al. (2011); Kupiainen et al. (2011)			Christensen et al. (2008)	Meijgaard van et al. (2012)	
Lateral boundary conditions	ERA-INTERIM (reanalysis)							
	Evaluation simulation							
	Historical simulation							
	RCP4.5 simulation	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5			MOHC-Had	MPI-M-MPI-	ICHEC-EC-EARTH	
	RCP8.5 simulation				GEM2-ES	ESM-LR		
GCM members	r8i1p1	r1i1p1	r1i1p1	r1i1p1	r1i1p1	r12i1p1	r3i1p1	r1i1p1
Name of pair GCM_RCM	CNRM-CM5 _ALADIN52	CNRM-CM5 _ALADIN53	CNRM-CM5 _RCA4	MOHC_RCA4	MPI_RCA4	ICHEC_RCA4	ICHEC_HIRHAM5	ICHEC_RACMO22E

CMIP5) under RCP4.5 and RCP8.5 (Clarke et al., 2007; Riahi et al., 2007; Meinshausen et al., 2011; van Vuuren et al., 2011) over 2011–2040, 2041–2070 and 2071–2100. These simulations cover 30-year time slice periods like the HIST simulation. Thus they can be statistically compared to assess future changes.

This results in eight pairs of RCM–GCM simulations analyzed in this study, for HIST and RCP as indicated in the last row of Table 1. Only simulations at 12 km for which EVAL, HIST and both RCP experiments were available at the beginning of the study were considered.

2.3 The reference data set: SAFRAN

SAFRAN reanalysis provides daily precipitation data for the period 1958–2008 over France and Spain on an 8 and 5 km grid, respectively (Vidal et al., 2010, Quintana-Seguí et al., 2016a, b). SAFRAN-France was built by using data from 3675 selected rain gauges that were gridded through an optimal interpolation algorithm described in Quintana-Seguí et al. (2008). The great number of rain gauges considered in SAFRAN and its high spatial resolution produce more accurate precipitation analyses over France and Spain than those proposed by other products commonly used for model assessments, such as CRU (Harris et al., 2014) and E-OBS (Haylock et al., 2008). A recent study shows that, for precipitation, the performance of SAFRAN is very similar to that of Spain02 (Quintana-Seguí et al., 2016b). SAFRAN data set has been evaluated using the Météo-France and Spanish State Meteorological Agency (AEMET) gauging station network as well as independent data (Quintana-Seguí et al., 2008, 2016a, b; Vidal et al., 2010).

SAFRAN product is used here as a reference data set to evaluate the simulated precipitation from EVAL and HIST ensembles. For that purpose, the 12 km RCM outputs and also SAFRAN Spain were regridded on the 8 km SAFRAN-France grid using the ESMF (Earth System Modeling Framework) bilinear regridding method. The impact of interpolation has been largely investigated in the literature, for instance in Diaconescu et al. (2015), and it should be quantified before interpretation of interpolated fields. In the present study, the impact of a bilinear scheme for the interpolation of precipitation fields from 12 km simulation grid to 8 km SAFRAN grid was assessed from an analytical test case based on the cosine function of longitude and latitude. The comparison is achieved by mapping the analytical field onto the 12 km fields and interpolated it onto an 8 km grid with the analytical field mapped onto the 8 km. The quadratic error reaches $5 \cdot 10^{-5}$; the impact of interpolation was thus neglected in the following.

2.4 Statistical metrics to evaluate RCM performance

Given the small size of the Lez, Aude and Muga catchments (3, 84 and 11 SAFRAN grid points, respectively), and in or-

der to allow for proper statistical analysis, the evaluation of mean precipitation (seasonal and annual cycle) was achieved on larger regional boxes (excluding sea grid points) shown in Fig. 1. These regional boxes have been selected according to regions of homogeneous climate conditions. In the particular case of the Lez catchment, the RCM precipitation is evaluated over the entire Cevennes region. However for all three catchments, extreme precipitation metrics are computed over grid points that are strictly inside the catchments. The precipitation extremes are analyzed with respect to the 90th to 99.9th quantiles of the daily precipitation distribution discretized as follows:

- one point per 1 quantile rank from 90 to 95th;
- one point per 0.5 quantile rank from 95 to 98th;
- one point per 0.2 quantile rank from 98 to 99th;
- one point per 0.1 quantile rank from 99 to 99.9th.

Short-term observed precipitation events are thereby completely covered and evenly distributed with this quantile discretization (not shown). Quantiles are computed considering all the days (rainy days and dry days), thus allowing for a comparison of precipitation quantiles between the different RCM–GCM pairs (Giorgi et al., 2016; Schär et al., 2016). However, it should be noted that when precipitation is below 0.1 mm day^{-1} , the precipitation is set to 0 so that the cumulative precipitation is not affected by overrepresentation of light rainy days in the models (Harader et al., 2015; Trambly et al., 2013, Paxian et al., 2015).

In addition to the classical metrics (spatial bias, annual cycle bias, quantile–quantile plot), two original metrics are used in this study. First, assuming additivity between GCM and RCM errors, the impact of the GCM bias on the RCM solution can be diagnosed by computing the difference ΔB between the HIST and the EVAL precipitation bias with respect to SAFRAN:

$$\Delta B = \frac{\text{HIST} - \text{SAFRAN}}{\text{SAFRAN}} - \frac{\text{EVAL} - \text{SAFRAN}}{\text{SAFRAN}}. \quad (1)$$

The ΔB criteria corresponds to the bias in the annual cycle of precipitation simulated with the RCMs that is strictly related to the influence of the lateral boundary condition imposed by the GCM. A high positive value indicates overestimation of the total monthly precipitation, and a negative value indicates underestimation of the total monthly precipitation.

Secondly, in the present study, change coefficients between the past (HIST) and future precipitation (RCP) quantile distributions are computed. For that purpose, precipitation from HIST and RCPs is quantile-ranked, and for each quantile rank “qi”, a change coefficient “Aqi” for precipitation intensities between HIST and RCP is computed as follows:

$$A_{qi} = \frac{P_{qi}(\text{RCP})}{P_{qi}(\text{HIST})}, \quad (2)$$

where $P_{qi}(RCP)$ and $P_{qi}(HIST)$ represent the values of the quantiles for HIST and RCP, respectively.

All metrics are computed on a seasonal basis, considering hereinafter four seasons: autumn (September, October and November), winter (December, January and February), spring (March, April and May) and summer (June, July and August). Only autumn and spring results are presented in the following section.

3 Analysis of RCM evaluation simulations

In this section the RCM precipitation biases are diagnosed through the comparison between the EVAL simulations and SAFRAN. The spatial pattern for the mean cumulative precipitation, the annual cycle and the extreme values are investigated.

3.1 Spatial bias pattern

Figure 1 shows the spatial distribution of the cumulative precipitation normalized difference between each RCM from the EVAL ensemble and SAFRAN, averaged over the previous 30 years in autumn. The top-left panel in Fig. 1a displays the mean cumulative precipitation for SAFRAN-France and SAFRAN-Spain reference data sets. Large values of the cumulative precipitation (greater than $400 \text{ mm season}^{-1}$) are observed over mountainous regions, in particular the Cevennes and the Pyrenees chains. Lower cumulative precipitation values are observed in the valleys (Garonne, Aude) and over the coastal regions.

In general, the cumulative precipitation is overestimated for most RCMs over the mountainous regions (+30%) and underestimated over the Mediterranean coastal region (−30%), as shown in Fig. 1b to f, most likely because of imperfect representation of the orography as well as the parameterization of the convection scheme. Note that the RACMO22E pattern of precipitation bias differs from the other RCM patterns. Indeed, slight overestimation is observed over the south of the Pyrenees and the Cevennes (+20%), and almost no bias is observed over the valleys.

We focus now on the precipitation bias over river catchments that are analyzed in the present study: for Cevennes, the cumulative precipitation is overestimated by 20% in the southwest mountainous region and underestimated by 30% in the northeast valley region for all RCMs (Fig. 1b, c, e, f) except for RACMO22E (Fig. 1d).

For the Aude region, no relevant bias is presented by ALADIN52 (Fig. 1b), ALADIN53 (Fig. 1c) and RACMO22E (Fig. 1d). A positive bias (+40%) is presented by RCA4 (Fig. 1e) in the western region under continental influence, while no relevant bias is presented in the eastern region under Mediterranean influence. HIRHAM5 (Fig. 1f) displays a strong positive bias (+50%) in the high-elevation areas

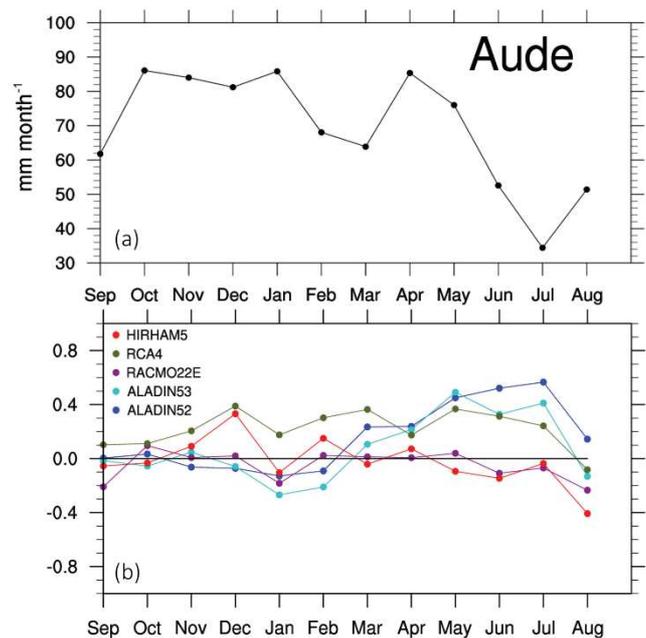


Figure 2. (a) Annual cycle of precipitation over Aude box with SAFRAN data set (b). Bias of the annual cycle of precipitation simulated by the five RCMs with respect to SAFRAN's annual cycle of precipitation for the period 1981–2010 (no units), over the Aude box. The colored lines with different markers represent the biases of RCM-simulated precipitation with respect to SAFRAN data set (black line).

(Pyrenees in the southwest, and Black mountain in the northwest) and a strong negative bias elsewhere.

The mean cumulative precipitation is underestimated (−30%) by all RCMs over the Muga region, except for RACMO22E.

For other seasons, the mean cumulative precipitation pattern tends to be overestimated over all three regions in spring (not shown), and a strong positive bias (+50%) is presented by ALADIN52 and ALADIN53 over the Pyrenees in summer (not shown).

3.2 Annual cycle of precipitation bias

The 30-year climatology for the monthly cumulative precipitation is spatially averaged over each region of interest and normalized by the SAFRAN monthly climatology. Figure 2a displays the annual cycle of precipitation over the Aude box for SAFRAN data set. Figure 2b displays the bias of the annual cycle over the Aude region for each RCM. Globally speaking, the RCM bias and the inter-model spread are smaller in autumn than in summer. This can be explained by the influence of the large-scale atmospheric circulation being weaker in summer, the control exerted by the LBCs on the RCM is reduced in this season and the RCM solution has more degrees of freedom to deviate from the large-scale forcing (Déqué et al., 2012; Lucas-Picher et al., 2008).

ALADIN52 and ALADIN53 clearly overestimate the cumulative monthly precipitation in late spring and summer. This is likely due to a large presence of low precipitation days in the RCM precipitation distribution (0 to 10 mm day⁻¹) compared to SAFRAN distribution (not shown). This behavior is also observed over the Cevennes and Muga regions (not shown). Consistent with Fig. 1d, RACMO22E displays a low bias in the annual cycle. Similar behavior is observed for HIRHAM5, suggesting an error compensation between positive and negative spatial biases displayed in Fig. 1f. For the Muga and the Cevennes boxes (not shown), HIRHAM5 presents a negative bias. Finally, RCA4 simulates a large positive bias (+30 %) for the entire annual cycle that tends to intensify over the Alps and the western Pyrenees.

3.3 Extreme precipitation bias

The ability of the EVAL simulations to represent the extreme of precipitation is investigated through a quantile–quantile analysis with respect to SAFRAN. This analysis is performed for each grid point within the Lez, Aude and Muga catchments. The highest-order quantiles (95 to 99th) are displayed in Fig. 3 for each RCM and SAFRAN in autumn.

For the Lez, Aude and Muga catchments, the RCMs underestimate the higher-order quantiles. This underestimation is more important for the Muga catchment, where the extreme precipitation intensities are stronger.

ALADIN52 underestimates the upper precipitation quantiles; for instance, the intensity of the 99th quantiles only reaches 70 mm day⁻¹ compared to 140 mm day⁻¹ for SAFRAN. ALADIN53 performance is slightly improved with respect to ALADIN52, especially for the Aude and Muga catchments. RACMO22E and RCA4 underestimate the extreme precipitation above the 99.5th quantiles. HIRHAM5 provides a satisfactory description of all extreme quantiles for the three catchments.

3.4 Summary of means and extremes analysis

The mean and extreme precipitation is investigated over the Aude, Lez and Muga catchments. Largest biases in mean precipitation simulated by the regional climate models are located over the mountainous (positive bias) and coastal (negative bias) regions. These biases are stronger during the summer season, when the control exerted by the LBCs on the RCM is weaker, due to a reduction of the large-scale circulation and North Atlantic inflow. Overall, while the climate variability is covered by the spread of EMCORDEX ensemble of RCMs, each RCM simulates plausible precipitation.

These results are coherent with specific studies for mean and extreme precipitation as cited hereafter. ALADIN52 precipitation biases are consistent with those obtained by Harader (2015), and slightly reduced in ALADIN53. The RCA4 overestimation of mean precipitation is in accordance with the results showed in Prein et al. (2016). The underestima-

tion of extreme precipitation diagnosed in our study is possibly even more severe than our reference, SAFRAN, found to underestimate observed extreme precipitation (Quintana-Seguí et al., 2008a). This last point was confirmed through a comparison between pluviometer data and SAFRAN over our catchments of interest.

Parameterization and physical processes that are involved in the generation of low precipitation differ from those involved in stronger precipitation events. Thus the precipitation bias varies according to the precipitation intensity. Quantile classification is thereby relevant for the determination of past/future precipitation change.

4 Analysis of RCM historical simulations

RCM intrinsic biases, determined from the EVAL ensemble, have been characterized and described in the previous section. Here we analyze the historical simulations (HIST), performed with the GCM–RCM pairs, as described in Sect. 2.2. In this case, GCM biases are expected to affect the RCM simulation. A difficult challenge is to understand how GCM and RCM biases are interacting (Dequé et al., 2012). In this study we make the assumption of additivity between the impact of the GCM biases and the RCM intrinsic biases. In this study, four different GCM forcings are considered: CNRM-CM5, ICHEC, MOHC and MPI (see Table 1).

4.1 Annual cycle of precipitation bias

Figure 4 displays the annual cycle of ΔB over the Aude watershed for each GCM–RCM pairs. The color code refers to the GCM (for instance for CNRM-CM5 forcing), while the markers refer to the RCM (for instance star for ALADIN53). From Fig. 4 it is evident that CNRM-CM5 forcing leads to systematic overestimation of summer precipitation, hence proving that the positive precipitation bias identified in EVAL (Sect. 3, Fig. 2 for ALADIN52, ALADIN53 and RCA4) is enhanced in HIST simulations.

ICHEC large-scale conditions induce no significant changes on RACMO22E and RCA4 errors, while they lead to strong overestimation of the HIRHAM5 precipitation. Except when forced by CNRM-CM5, the bias of GCM–RCA4 pairs is similar to the intrinsic bias of RCA4, as displayed for all three, MPI, MOHC and HIRHAM5. Illustration is provided for the Aude box in Fig. 4, but similar results are obtained for the Cevennes and the Muga boxes.

It should be noted that previous results might also be explained by bias compensation between GCM impacts and RCM intrinsic bias. Despite the GCM–RCM deficiencies shown here, all the GCM–RCM pairs display plausible precipitation and are then considered in the following for future change analysis over mean precipitation annual cycle.

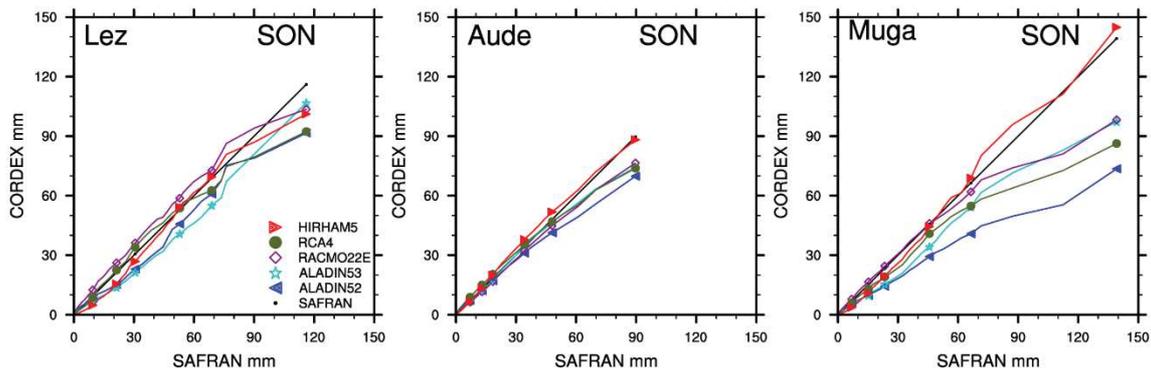


Figure 3. Quantile–quantile diagram of daily precipitation in the cells of the three catchments for the period 1981–2010. EVAL-simulated precipitation (colored lines with different markers) is compared to SAFRAN (black line). The x axis represents the precipitation quantile values with respect to the SAFRAN reference data. The y axis represents the precipitation intensity simulated by the EMCORDEX models for the same quantiles. If a colored line is above/below the black line, the corresponding RCM over/underestimates quantile intensities with respect to SAFRAN. Units are in mm day^{-1} . The colored dots represent, from left to right, the 90, 95, 97, 99, 99.5 and 99.9th quantiles.

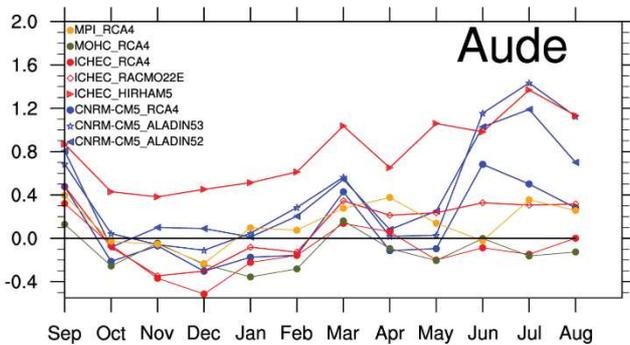


Figure 4. Bias on the annual cycle RCM-simulated precipitation induced by GCMs lateral boundary conditions. Aude regional box is shown here for the period 1976–2005. This bias is estimated through the computation of the difference between HIST and EVAL simulated precipitation with respect to SAFRAN. ΔB (no units) represent this bias with $\Delta B = \frac{\text{HIST}-\text{SAFRAN}}{\text{SAFRAN}} - \frac{\text{EVAL}-\text{SAFRAN}}{\text{SAFRAN}}$. Colored lines refer to the GCMs, and the markers refer to the RCMs driven. If a colored line is above (below) the black line, the corresponding GCM induce overestimation (underestimation) of the precipitation simulated by the RCM.

4.2 Extreme precipitation bias

Figure 5 is the counterpart of Fig. 3; it displays quantile–quantile diagrams of precipitation in autumn for the HIST ensemble over the Lez, Aude and Muga catchments. First, the spread amongst the HIST simulations displayed in Fig. 5 is larger, except for the Muga catchment, larger than the one generated by the EVAL ensemble (Fig. 3) that the EVAL ones (Fig. 3), and extreme quantiles tend to be systematically underestimated over all three catchments of interest.

Generally, CNRM-CM5 forcing leads to underestimation of SAFRAN quantiles, thus enhancing the RCMs' intrinsic biases displayed in Fig. 3. MPI and ICHEC provide good

quantile distribution for all RCMs except beyond 99.5th quantile. In more detail, ICHEC-RCA4 extreme quantiles are slightly overestimated over the Aude catchment, and in good agreement with SAFRAN over the Muga catchment. MOHC-RCA4 provides good statistics over Aude and Muga catchments, while it overestimates all quantiles over the Lez catchment.

To conclude, the impact of the GCM on RCMs tends to systematically intensify the underestimation of extreme precipitation values. However, the HIST ensemble remains consistent with SAFRAN statistics and thus will be used in the following step, in order to estimate future changes over extreme precipitation over the different catchments.

5 Effect of climate change on precipitation

5.1 Annual cycle of precipitation

Figure 6 presents the precipitation annual cycle simulated for HIST computed over 1976–2005 period and the scenario RCP4.5 and RCP8.5 computed over 2071–2100 period, for the Cevennes, Aude and Muga boxes.

The results reveal stronger mean precipitation change between RCP4.5 and RCP8.5 than for the 2011–2040 and 2041–2070 periods. The annual cycle of the RCP4.5 ensemble is similar to HIST one in terms of mean and spread, suggesting that radiative forcing in RCP45 seems to have a weak impact on monthly averaged precipitation. In contrast, the annual cycle of the RCP8.5 ensemble displays a general decrease in mean precipitation from April to October for the three river catchments. These results are consistent with the conclusions from the study of Jacob et al. 2013 over EMCORDEX domain. As previously mentioned the spread of the ensemble is larger in summer when the LBCs exert a weaker control in the RCM domain. It should be noted

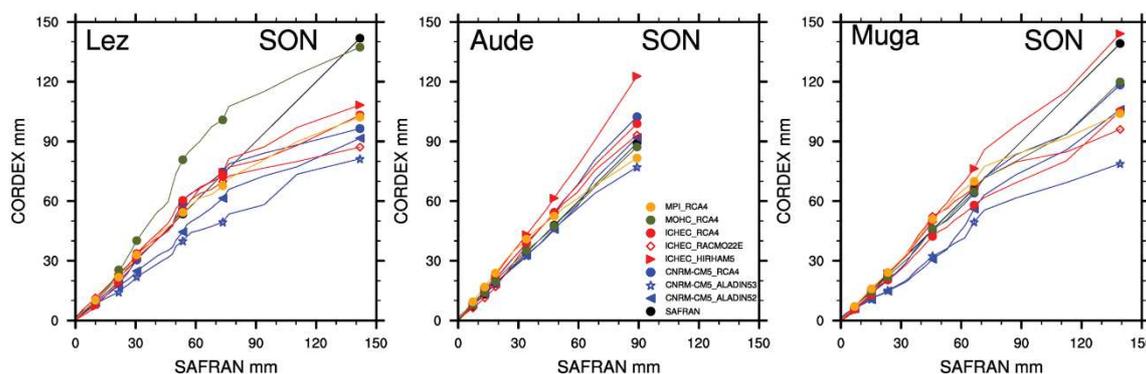


Figure 5. Quantile–quantile diagram of daily precipitation in the cells of the three catchments for the period 1981–2010. HIST-simulated precipitation (colored lines) is compared to SAFRAN (black line). The x axis represents the precipitation quantile values with respect to the SAFRAN reference data. The y axis represents the precipitation intensity simulated by the EMCORDEX models for the same quantiles. If a colored line is above/below the black line, the corresponding RCM over/underestimates quantile intensities with respect to SAFRAN. Units are in mm day^{-1} . The colored dots represent, from left to right, the 90th, 95th, 97th, 99th, 99.5th and 99.9th quantiles.

that these results hold for the three boxes of interest that are of significantly different sizes. This suggests that the high-resolution EMCORDEX simulations can be confidently used to investigate precipitation at local scale.

As mentioned in the previous section, the analysis of the annual cycle of HIST simulations emphasized that the association of GCM and RCM models induces a different precipitation bias that the intrinsic RCM biases (comparison between black and blue curve in Fig. 6). Nevertheless, the precipitation field issued from HIST is not bias corrected here. They are used, together with the RCP simulations, to estimate the change coefficient between past and future values of the quantile of the precipitation distribution.

5.2 Change coefficients for extreme precipitation

The change coefficients between quantile-ranked precipitation presented in Eq. (2) are displayed in Fig. 7. They allow the estimation of the changes between the past (HIST) and future precipitation (RCP) quantile distributions.

Following Eq. (2), a change/transfer coefficient greater than 1 for a given quantile indicates an increase of the future precipitation value associated with this quantile. On the other hand, $A_{qi} < 1$ means a decrease in RCP precipitation with respect to HIST.

The A_{qi} coefficients are computed for each GCM–RCM pair over the Lez, Aude and Muga catchments. The multi-model approach adopted here allows for estimating an uncertainty in the values of the change coefficients. The A_{qi} coefficients are represented in Fig. 7 over the upper level quantile range (90–99.9) for RCP4.5 and RCP8.5 in autumn for the three river catchments and for 2041–2070 and 2071–2100 future time periods. The ensemble mean for A_{qi} computed amongst the GCM–RCM pairs is compared to the associated ensemble spread (standard deviation) in Fig. 7.

The interesting result here is that while RCP simulations tend to decrease mean precipitation with respect to HIST simulation (Fig. 6), extreme precipitation events are intensified for both time periods over the three catchments. Globally speaking, the mean change coefficient for RCP4.5 and RCP8.5 is similar except for the Lez (2041–2070) and the Muga (2071–2100) catchments, where RCP8.5 displays biggest changes. The ensemble spread from RCP8.5 is smaller than the one from RCP4.5, meaning that the change in extreme precipitation displays higher level of certainty under RCP8.5 scenario, which can be explained by stronger radiative forcing in RCP85 compared to RCP45. Few models indicate a decrease in extreme precipitation for RCP4.5 over 2041–2070 period. In contrast, for 2071–2100, all the GCM–RCM members agree on an increase in extreme precipitation for both RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. For instance, the mean change coefficient over 2071–2100 reaches 1.15 for the 99.5th quantile over the Aude catchment for both RCPs, while RCP4.5 spread is about 0.3, versus 0.1 for RCP8.5. In terms of precipitation, a change coefficient of 1.35 over the Lez catchment for the 99.9th quantile of RCP8.5 represents an increase from 140 to 189 mm day^{-1} .

6 Discussion

The present study assessed the intensification of extreme precipitation events under climate change on small Mediterranean catchments using high-resolution RCM simulations (~ 12 km) from the EMCORDEX exercise. It was shown that over the past period (1976–2005), EVAL simulations (RCM driven by ERAI) and HIST simulations (RCM is driven by a GCM) underestimate extreme events with respect to SAFRAN data set.

Despite SAFRAN being the best gridded observation data set available covering the region of interest as explained in

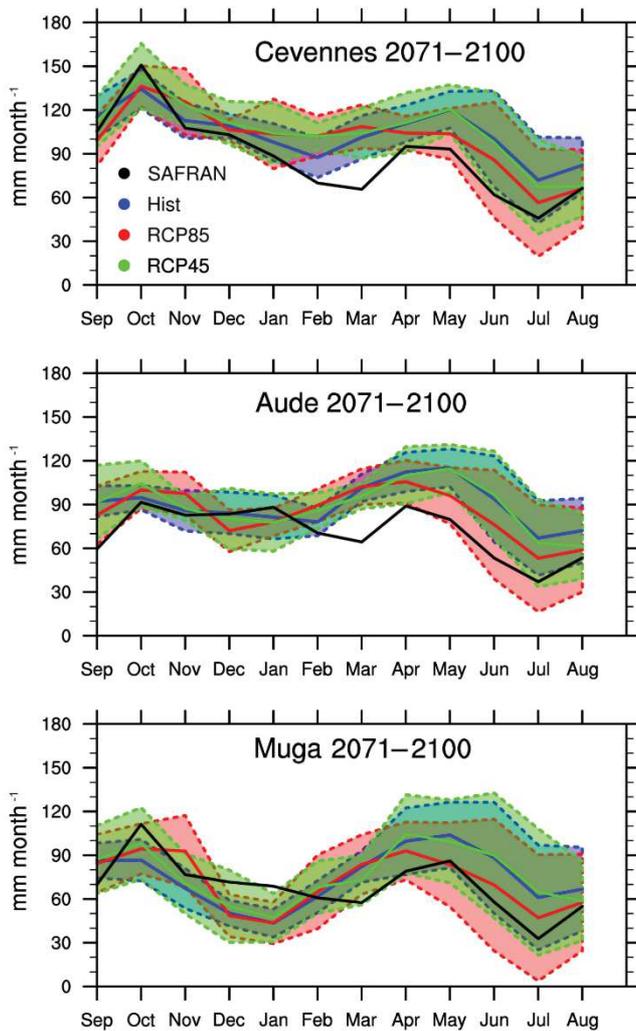


Figure 6. Annual cycle of mean precipitation (mm month^{-1}) simulated in the three regional boxes (Cevennes, Aude, Muga; see Fig. 1). Solid lines represent the ensemble means computed amongst the eight GCM–RCM pairs. The shaded areas represent the ensemble spreads characterized by the standard deviation. HIST ensemble mean (1976–2005) is plotted in blue. RCP4.5 and RCP8.5 ensemble means (2071–2100) are respectively plotted in green and red. SAFRAN annual cycle computed over 1981–2010 is plotted in black.

Sect. 2.3, the underestimation highlighted here is potentially more severe as SAFRAN is itself deemed to underestimate observed extreme precipitation events (Quintana-Seguí et al., 2008a). Indeed, complementary analysis (not shown here) on the Aude and Lez catchments highlighted that SAFRAN underestimates precipitation quantiles beyond the 95th quantile by up to 30 % with respect to pluviometer data from the Météo-France network. It should be noted that comparison between the SAFRAN gridded product and the pluviometer sparse product is challenging and that these products are not independent. However, more representative computation

of observed quantiles from pluviometer data set in place of SAFRAN ones is one potential gain from the present study. This paves the way towards a time-varying quantile classification with an intra-daily cycle, for instance by using 3 h pluviometer data. Such an intra-daily cycle could also be represented in the past/future change coefficients using 3 h EMCORDEX precipitation outputs. Working on higher temporal resolution data (observation and simulation) would lead to a futurization method more consistent with flash flood timescales than the daily current method.

Future changes in precipitation are assessed through a multi-model approach focusing on the mean and standard deviations of the EMCORDEX ensemble. In order to reduce the model uncertainty, different classifications and clustering methods, based on advanced ensemble statistics, have been tested to exclude the outlier models from a specific ensemble, or to apply weightings procedures in the ensemble mean computation (Boberg and Christensen, 2012). However, as discussed in Reifen and Toumi (2009) and Knutti et al. (2010), model performances in the past do not necessarily relate to model performances in the future and the choice of the criteria for multi-model studies should be further investigated.

As previously explained in Fig. 6, the monthly averaged precipitation simulated by the RCP8.5 ensemble decreases with respect to the HIST monthly averaged precipitation over the past period, especially from April to October for the Lez, Aude and Muga catchments. For the Aude and Muga boxes, there is a shift in the annual cycle; the peak occurs earlier in spring (in April instead of May). This suggests that a change in precipitation amplitude and in temporal seasonality should be expected. Llasat and Puigcerver (1997) explained that intense precipitation events are mostly due to convective rainfall in autumn and to global circulation in spring. The maximum number of convective days and ratio between convective and total precipitation is recorded between August and September in la Boadella, and a positive trend (5 % error level) in the annual number of convective days has been founded in the Muga catchment (Llasat et al., 2016). The change in spring precipitation is thus most likely due to changes in global fluxes that have different impacts on western coastal regions (Aude and Muga) and on southern coastal regions (Cevennes). Indeed, Nuissier et al. (2011) explained that strong precipitation events over the west coast of the Mediterranean are mostly correlated with easterly fluxes, while strong precipitation events in the northern coastal region are correlated with south to southeasterly fluxes. Cassou et al. (2016) reported that climate change will have a greater impact on easterly fluxes; this could explain the change in the annual cycle observed in Aude and Muga regions only. This hypothesis should be validated with an analysis of changes in geopotential fields.

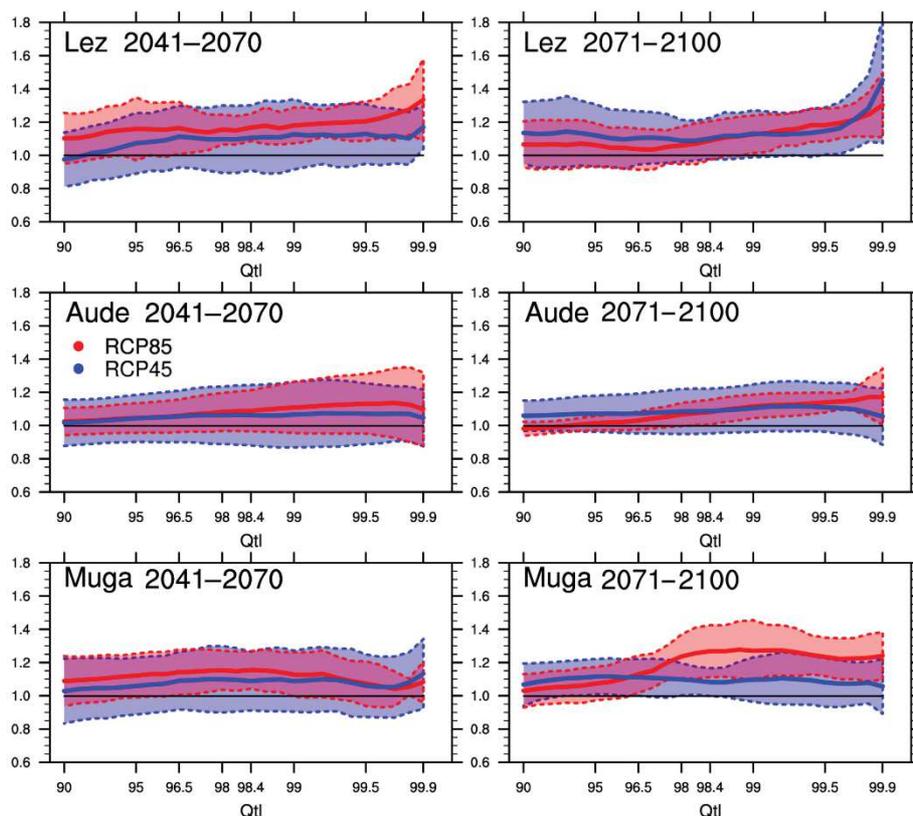


Figure 7. Change coefficients (A_{qi}) over the 90–99.9 quantile range computed for each GCM–RCM pairs over the Lez, Aude and Muga catchments during the autumn season (SON). The no change line ($a_i = 1$) is also displayed in solid black. The thick solid lines represent the ensemble mean for (A_{qi}), and the associated ensemble spread is presented by the shaded areas (standard deviation). RCP4.5 and RCP8.5 are respectively plotted in blue and red. For clarity purposes, the scale of the x axis was distorted according to the quantile discretization.

7 Conclusions

A futurization approach is presented in this article; it consists of the computation of a past/future change coefficients applied to quantile-ranked RCM precipitation outputs. We use the EMCORDEX ensemble to estimate the model and scenario uncertainty. The study focuses over the Lez, Aude and Muga Mediterranean catchments. As a first step, EMCORDEX models' skills are evaluated in terms of mean and extreme precipitation over the present climate period 1976–2005. This analysis legitimizes the use of the EMCORDEX models for past/future changes assessment.

It has been shown that cumulative precipitation is overestimated over the mountainous regions and underestimated over the coastal regions in autumn. Extreme events beyond 95th quantiles are underestimated. GCM forcing tends to enhance RCM underestimation of extreme precipitation events over the three catchments. Climate change impact is investigated from the RCP4.5 and RCP8.5 EMCORDEX simulations. In comparison with the present period, the monthly averaged precipitation decreases in spring and summer for RCP8.5. Past/future change coefficients computed from the EMCORDEX ensemble display an increase in extreme pre-

cipitation event intensity (beyond 90th quantile). This result is stronger over the end of 21st century, for RCP8.5, for all catchments of interest: all models within the ensemble agree on change coefficients larger than 1. The multi-model approach developed here allows for quantifying the uncertainty related to the past/future change coefficients. As a major conclusion of this study, we have shown with a high degree of confidence that all RCM models in EMCORDEX ensemble forecast an increase in extreme precipitation events.

In the future, change coefficients could be used to provide a kind of futurized extreme precipitation event that occurred in the past. In further studies, the hydrological impact of this futurized precipitation will be assessed using rainfall–runoff models over the Lez, Aude and Muga catchments. This generic method could also be applied to other catchments.

Data availability. The raw data corresponding to the precipitation simulated by the 8 RCMs from EMCORDEX can be accessed on the CORDEX or the ESGF websites. The postreated data are conserved by the CECI-CERFACS and WSP France. To consult it, please contact the authors.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This work is an initiative of WSP-France. The financial support for this work has been provided by WSP-France under the CIFRE contract 2015/005. This paper was written under the framework of the International HYMEX project and the Spanish HOPE (CGL2014-52571-R) project. We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Regional Climate, and the Working Group on Coupled Modelling, former coordinating body of CORDEX and responsible panel for CMIP5. We also thank the climate modeling groups (listed in Table 1 of this paper) for producing and making available their model output. We also acknowledge the Earth System Grid Federation infrastructure an international effort led by the U.S. Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, the European Network for Earth System Modelling and other partners in the Global Organisation for Earth System Science Portals (GO-ESSP). The authors wish to especially acknowledge Samuel Somot (CNRM) for his fruitful discussions about regional modeling and the MedCORDEX database. Thanks are given to Elisabeth Harader for some methodological ideas examined in their PhD thesis. Special thanks are also given to Jean-Marc Lacave and Gwenaëlle Hello from Météo-France for providing the daily and 3 h pluviometer data, and to Céline Vargel for her useful work on the comparison between SAFRAN and pluviometer data.

Edited by: Shraddhanand Shukla

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Bechtold, P. and Bazile, E.: The 12–13 November 1999 flash flood in southern France, *Atmos. Res.*, 56, 171–189, [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(00\)00097-1](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(00)00097-1), 2001.
- Boberg, F. and Christensen, J. H.: Overestimation of Mediterranean summer temperature projections due to model deficiencies, *Nat. Clim. Change*, 2, 433, <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1454>, 2012.
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Galabertier, B., Bonnifait, L., Bouiloud, L., Kirstetter, P.-E., and Mosini, M.-L.: The Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory database, *Water Resour. Res.*, 47, doi:10.1029/2010WR010353, 2011.
- Bougeault, P.: A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection, *Mon. Weather Rev.*, 113, 2108–2121, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2), 1985.
- Cassou, C. and Cattiaux, J.: Disruption of the European climate seasonal clock in a warming world, *Nat. Clim. Change*, <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2969>, 2016.
- Cavicchia, L., Scoccimarro, E., Gualdi, S., Marson, P., Ahrens, B., Berthou, S., Conte, D., Dell'Aquila, A., Drobinski, P., Djurdjevic, V., Dubois, C., Gallardo, C., Li, L., Odfo, P., Sanna, A., and Torma, C.: Mediterranean extreme precipitation: a multi-model assessment, *Clim. Dynam.*, 1–13, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3245-x>, 2016.
- Christensen, J. H., Carter, T. R., Rummukainen, M., and Amanatidis, G.: Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project, *Clim. Change*, 81, 1–6, <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9211-6>, 2007.
- Clarke, L., Edmonds, J., Jacoby, H., Pitcher, H., Reilly, J., and Richels, R.: CCSP synthesis and assessment product 2.1, Part A: scenarios of greenhouse gas emissions and atmospheric concentrations, US Government Printing Office, Washington DC, 2007.
- Coustau, M.: 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, Université de Montpellier II, 2011.
- Dayon, G.: Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, 2015.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>, 2011.
- Déqué, M. and Somot, S.: Weighted frequency distributions express modelling uncertainties in the ENSEMBLES regional climate experiments, *Clim. Res.*, 44, 195–209, <https://doi.org/10.3354/cr00866>, 2010.
- Déqué, M., Somot, S., Sanchez-Gomez, E., Goodess, C. M., Jacob, D., Lenderink, G., and Christensen, O. B.: The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: regional climate models, driving general circulation models and interannual variability, *Clim. Dynam.*, 38, 951–964, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1053-x>, 2012.
- Diaconescu, E. P., Gachon, P., and Laprise, R.: On the remapping procedure of daily precipitation statistics and indices used in regional climate model evaluation, *J. Hydrometeorol.*, 16, 2301–2310, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0025.1>, 2015.
- Drobinski, P., Da Silva, N., Panthou, G., Bastin, S., Muller, C., Ahrens, B., Borga, M., Conte, D., Fossier, G., Giorgi, F., Güttler, I., Kotroni, V., Li, L., Morin, E., Öno, B., Quintana-Segui, P., Romera, R., and Torma, C. Z.: Scaling precipitation extremes with temperature in the Mediterranean: past climate assessment and projection in anthropogenic scenarios, *Clim. Dynam.*, 1–21, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3083-x>, 2016.
- Ducrocq, V., Aullo, G., and Santurette, P.: Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France, <https://doi.org/10.4267/2042/36293>, 2003.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeau, C., and Thouvenin, T.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France, II: Mesoscale triggering and stationarity factors, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 134, 131–145, <https://doi.org/10.1002/qj.199>, 2008.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., and Martin, E.: A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Ann. Glaciol.*, 18, 65–71, <https://doi.org/10.3198/1993AoG18-1-65-71>, 1993.

- Estupina, V.: Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair: application à de petits bassins versants du sud de la France, Toulouse, INPT, 2004.
- Fowler, H. J., Ekström, M., Blenkinsop, S., and Smith, A. P.: Estimating change in extreme European precipitation using a multimodel ensemble, *J. Geophys. Res.*, 112, D18104, <https://doi.org/10.1029/2007JD008619>, 2007a.
- Fowler, H. J., Blenkinsop, S., and Tebaldi, C.: Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in down-scaling techniques for hydrological modelling, *Int. J. Climatol.*, 27, 1547–1578, <https://doi.org/10.1002/joc.1556>, 2007b.
- Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., and Vidale, P. L.: Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, (1984–2012), 111, <https://doi.org/10.1029/2007JD008619>, 2006.
- Gao, X., Pal, J. S., and Giorgi, F.: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 33, <https://doi.org/10.1029/2005GL024954>, 2006.
- 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, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.015>, 2004.
- Gaume, E., Borga, M., Llasat, M. C., Maouche, S., Lang, M., and Diakakis, M.: Mediterranean extreme floods and flash floods. Into Hydro-meteorological extremes, chapter 3, *The Mediterranean Region under Climate Change, A Scientific Update (co-ordinated by All Envi)*, 133–144, 2016.
- Giorgi, F.: Climate change hot-spots, *Geophys. Res. Lett.*, 33, <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>, 2006.
- Giorgi, F. and Lionello, P.: Climate change projections for the Mediterranean region, *Glob. Planet. Change*, 63, 90–104, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>, 2008.
- Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G. R.: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework, *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58, 175, 2009.
- Giorgi, F., Torma, C., Coppola, E., Ban, N., Schär, C., and Somot, S.: Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming, *Nat. Geosci.*, 9, 584–589, <https://doi.org/10.1038/ngeo2761>, 2016.
- Hagemann, S., Machenhauer, B., Jones, R., Christensen, O. B., Déqué, M., Jacob, D., and Vidale, P. L.: Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe, *Clim. Dynam.*, 23, 547–567, <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0444-7>, 2004.
- Harader, E.: L'impact du changement climatique sur les événements hydrologiques extrêmes des petits bassins versants méditerranéens: le cas du bassin versant du Lez, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, 2015.
- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., and Lister, D. H.: Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3. 10 Dataset, *Int. J. Climatol.*, 34, 623–642, <https://doi.org/10.1002/joc.3711>, 2014.
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., and New, M.: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, <https://doi.org/10.1029/2008JD010201>, 2008.
- Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Ancell, R., Pons, M. R., Frías, M. D., and Fernández, J.: Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02), *Int. J. Climatol.*, 32, 74–85, <https://doi.org/10.1002/joc.2256>, 2012.
- Herrera, S., Fernández, J., and Gutiérrez, J. M.: Update of the Spain02 gridded observational dataset for EURO-CORDEX evaluation: assessing the effect of the interpolation methodology, *Int. J. Climatol.*, 36, 900–908, <https://doi.org/10.1002/joc.4391>, 2016.
- Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O. B., Christensen, J. H., de Castro, M., Deque, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sánchez, E., Schär, C., Seneviratne, S. I., Somot, S., van Ulden, A., and van den Hurk, B.: An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate, *Clim. Change*, 81, 31–52, <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9213-4>, 2007.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., Meijgaard, E. van, Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechied, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., and Yiou, P.: EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research, *Reg. Environ. Change*, 14, 563–578, <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>, 2013.
- Katragkou, E., García-Díez, M., Vautard, R., Sobolowski, S., Zanis, P., Alexandri, G., Cardoso, R. M., Colette, A., Fernandez, J., Gobiet, A., Goergen, K., Karacostas, T., Knist, S., Mayer, S., Soares, P. M. M., Pytharoulis, I., Tegoulías, I., Tsikerdekis, A., and Jacob, D.: Regional climate hindcast simulations within EURO-CORDEX: evaluation of a WRF multi-physics ensemble, *Geosci. Model Dev.*, 8, 603–618, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-603-2015>, 2015.
- Kjellström, E., Boberg, F., Castro, M., Christensen, J. H., Nikulin, G., and Sánchez, E.: Daily and monthly temperature and precipitation statistics as performance indicators for regional climate models, *Climate research (Open Access for articles 4 years old and older)*, 44, 135, <https://doi.org/10.3354/cr00932>, 2010.
- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., and Meehl, G. A.: Challenges in combining projections from multiple climate models, *Journal of Climate*, 23(10), 2739–2758, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3361.1>, 2010.
- Kotlarski, S., Block, A., Böhm, U., Jacob, D., Keuler, K., Knoche, R., Rechied, D., and Walter, A.: Regional climate model simulations as input for hydrological applications: evaluation of uncertainties, *Adv. Geosci.*, 5, 119–125, 2005.
- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Goergen, K., Jacob, D., Lüthi, D., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Schär, C., Teichmann, C., Vautard, R., Warrach-Sagi, K., and Wulfmeyer, V.: Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble, *Geosci. Model Dev.*, 7, 1297–1333, <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1297-2014>, 2014.

- Kysel, J., Beguería, S., Beranová, R., Gaál, L., and López-Moreno, J. I.: Different patterns of climate change scenarios for short-term and multi-day precipitation extremes in the Mediterranean, *Glob. Planet. Change*, 98, 63–72, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.010>, 2012.
- Llasat, M. C., Llasat-Botija, M., and López, L.: A press database on natural risks and its application in the study of floods in Northeastern Spain, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 2049–2061, <https://doi.org/10.5194/nhess-9-2049-2009>, 2009.
- Llasat, M. C., Marcos, R., Llasat-Botija, M., Gilabert, J., Turco, M., and Quintana-Seguí, P.: Flash flood evolution in North-Western Mediterranean, *Atmos. Res.*, 149, 230–243, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.05.024>, 2014.
- Llasat, M. C., Marcos, R., Turco, M., Gilabert, J., and Llasat-Botija, M.: Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: The case of Catalonia, *J. Hydrol.*, 541, 24–37, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.040>, 2016.
- Lucas-Picher, P., Caya, D., de Elía, R., and Laprise, R.: Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain, *Clim. Dynam.*, 31, 927–940, <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0384-8>, 2008.
- Maraun, D., Osborn, T. J., and Rust, H. W.: The influence of synoptic airflow on UK daily precipitation extremes, Part II, regional climate model and E-OBS data validation, *Clim. Dynam.*, 39, 287–301, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1176-0>, 2012.
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J. F., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G. J. M., and van Vuuren D. P. P.: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Clim. Change*, 109, 213–241, <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z>, 2011.
- Metzger, M. J., Bunce, R. G. H., Jongman, R. H. G., Múcher, C. A., and Watkins, J. W.: A climatic stratification of the environment of Europe, *Glob. Ecol. Biogeogr.*, 14, 549–563, <https://doi.org/10.1111/j.1466-822X.2005.00190.x>, 2005.
- Milano, M., Ruelland, D., Fernandez, S., Dezetter, A., Fabre, J., Servat, E., Fritsch, J.-M., Ardoin-Bardin, S., and Thivet, G.: Current state of Mediterranean water resources and future trends under climatic and anthropogenic changes, *Hydrol. Sci. J.*, 58, 498–518, <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.774458>, 2013.
- 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, <https://doi.org/10.1002/qj.200>, 2008.
- Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., and Arbogast, P.: A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 1812–1827, <https://doi.org/10.1002/qj.866>, 2011.
- Mearns, L. O., Gutowski, W., Jones, R., Leung, R., Macginnis, S., Nunes, A., and Qian, Y.: A regional climate change assessment program for North America, *Eos*, 90, <https://doi.org/10.1029/2009EO360002>, 2009.
- Paxian, A., Hertig, E., Seubert, S., Vogt, G., Jacobeit, J., and Paeth, H.: Present-day and future mediterranean precipitation extremes assessed by different statistical approaches, *Clim. Dynam.*, 44, 845–860, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2428-6>, 2015.
- Prein, A. F., Gobiet, A., Truhetz, H., Keuler, K., Goergen, K., Teichmann, C., Maule, C. F., Van Meijgaard, E., Déqué, M., Nikulin, G., and others: Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: high resolution, high benefits, *Clim. Dynam.*, 46, 383–412, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2589-y>, 2016.
- Quintana Seguí, P., Ribes, A., Martin, E., Habets, F., and Boé, J.: Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins, *J. Hydrol.*, 383, 111–124, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.050>, 2010.
- 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. Meteor. Climatol.*, 47, 92–107, <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>, 2008.
- Quintana-Seguí, P., Habets, F., and Martin, E.: Comparison of past and future Mediterranean high and low extremes of precipitation and river flow projected using different statistical downscaling methods, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1411–1432, <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1411-2011>, 2011.
- Quintana-Seguí, P., Peral, C., Turco, M., Llasat, M. C., and Martin, E.: Meteorological Analysis Systems in North-East Spain: Validation of SAFRAN and SPAN, *J. Environ. Inf.*, 27, <https://doi.org/10.3808/jei.201600335>, 2016a.
- Quintana-Seguí, P., Turco, M., Herrera, S., and Miguez-Macho, G.: Validation of a new SAFRAN-based gridded precipitation product for Spain and comparisons to Spain02 and ERA-Interim, <https://doi.org/10.5194/hess-2016-349>, 21, 2187, 2017.
- Ramis, C., Llasat, M. C., Genovés, A., and Jansà, A.: The October-1987 floods in Catalonia: Synoptic and mesoscale mechanisms, *Meteorol. Appl.*, 1, 337–350, <https://doi.org/10.1002/met.5060010404>, 1994.
- Reifen, C. and Toumi, R.: Climate projections: Past performance no guarantee of future skill?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, <https://doi.org/10.1029/2009GL038082>, 2009.
- Raynaud, F., Borrell-Estupina, V., Pistre, S., Van-Exter, S., Bourgeois, N., Dezetter, A., and Servat, E.: Combining hydraulic model, hydrogeomorphological observations and chemical analyses of surface waters to improve knowledge on karst flash floods genesis, *Proc. Int. Assoc. Hydrol. Sci.*, 369, 55–60, 2015.
- Riahi, K., Grübler, A., and Nakicenovic, N.: Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization, *Technol. Forecast. Soc. Change*, 74, 887–935, <https://doi.org/10.1016/j.techfore.2006.05.026>, 2007.
- Ricard, D., Ducrocq, V., and Auger, L.: A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 51, 468–488, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-017.1>, 2012.
- Schär, C., Ban, N., Fischer, E. M., Rajczak, J., Schmidli, J., Frei, C., Giorgi, F., Karl, T. R., Kendon, E. J., Tank, A. M. K., O’Gorman, P. A., Sillmann, J., Zhang, X., and Zwiers, F. W.: Percentile indices for assessing changes in heavy precipitation events, *Clim. Change*, 137, 201–216, <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1669-2>, 2016.
- Themeßl, M. J., Gobiet, A., and Heinrich, G.: Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal, *Clim. Change*, 112, 449–468, <https://doi.org/10.1002/joc.2168>, 2012.

- Tramblay, Y., Ruelland, D., Somot, S., Bouaicha, R., and Servat, E.: High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies: a first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3721–3739, <https://doi.org/10.5194/hess-17-3721-2013>, 2013.
- Trapero, L., Bech, J., Duffourg, F., Esteban, P., and Lorente, J.: Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2969–2990, <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2969-2013>, 2013.
- van der Linden P. and J. F. B. Mitchell (eds.): ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK, 160 pp, 2009.
- Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J., and Rose, S. K.: The representative concentration pathways: an overview, *Clim. Change*, 109, 5–31, <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>, 2011.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyrou, J.-M.: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *Int. J. Climatol.*, 30, 1627–1644, <https://doi.org/10.1002/joc.2003>, 2010.

2.4 Analyse complémentaire à l'article

Un certain nombre d'analyses complémentaires ont été réalisées pour conforter et valider certains choix méthodologiques. Ces analyses n'ayant pas pu être insérées dans l'article par contrainte d'édition, elles sont présentées ici.

2.4.1 Sélection des modèles RCMs

Les huit RCMs utilisés dans cette étude ne rassemblent pas l'ensemble des RCMs disponibles dans les exercices EuroCORDEX et MedCORDEX. En effet, ces huit modèles ont été choisis au début de la mise en place de ces travaux. L'ensemble des RCMs actuels n'était alors pas disponibles sur le serveur d'Earth System Grid Federation (ESGF), qui met à disposition les simulations de tous les modèles CORDEX disponibles. Les simulations des RCMs utilisés ont été téléchargées avant le mois d'Août 2015, date à laquelle le site de l'ESGF a été piraté et rendu indisponible pour une durée d'un an. L'étude devant se poursuivre, seuls ces huit modèles ont été conservés pour mener les analyses présentées dans cet article. Cependant, le site de l'ESGF étant à nouveau opérationnel, les simulations de nouveaux RCMs sont accessibles. Il est alors légitime de se questionner sur l'intérêt d'ajouter d'autres RCMs à l'ensemble actuel afin de couvrir la plus grande part de l'incertitude des modèles.

Après analyses, la sélection de nouveaux RCMs parmi l'ensemble des simulations répondant aux critères établis au préalable permet d'extraire seulement trois RCMs supplémentaires que sont REMO2015, CCLM4-8-17 et WRF311F. Pour rappels, les critères sont :

- Résolution spatiale de 0.11° ;
- Disponibilité des deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5 ;
- Disponibilité des simulations futures sur l'entière période 2011-2100.

L'ajout de ces modèles dans notre ensemble pourrait apporter une valeur ajoutée à la dispersion couverte par l'ensemble des RCMs actuels. Cependant, nous considérons que cet ensemble couvre tout de même une part très significative de cette dispersion. La Figure 2-10 montre les coefficients de changements calculés pour chaque couple GCM-RCM séparément. Les résultats pour chacun des modèles apparaissent bien différents des autres avec une dispersion relativement homogène. Ainsi, des valeurs moyennes issues de cet ensemble de RCMs ne sont pas trop influencées par un groupe de modèles qui aurait des résultats très similaires. Nous pouvons donc considérer que l'ajout de trois membres à cet ensemble de RCMs n'est pas un point crucial et ne discrédite pas notre analyse.

Par ailleurs, la Figure 2-10 permet de clarifier un questionnement récurrent concernant cet ensemble de RCMs. L'utilisation de deux modèles ALADIN que sont la version 5.2 (MedCORDEX) et la version 5.3 (EuroCORDEX) ne pèse pas de façon trop importante sur la moyenne d'ensemble par leur similarité supposée. Les différences entre ALADIN5.2 et ALADIN5.3 sont marquées sur la Figure 2-10. Il n'y a pas plus de similarités entre les deux courbes bleues qu'entre chacune des autres courbes. Ainsi, nous pouvons confirmer que des choix de paramétrisations différents impliquent un modèle tout à fait différent, malgré la provenance depuis un même code source. De plus, ces deux modèles sont les plus utilisés en France pour les études sur le CC en général (évolution biologique, scénario d'aménagements du territoire, scénario proposé par la DRIAS et par Météo-France), il était donc essentiel

d'évaluer la plus-value de la version la plus récente, ALADIN5.3, en termes de précipitations moyennes et extrêmes. Les différences entre ces deux versions d'ALADIN se concentrent dans certaines paramétrisations et dans le schéma physique (S. Somot, communication personnelle). Plus d'informations sur la paramétrisation d'ALADIN5.2 sont disponibles dans Colin et al. (2010) et dans Herrman et al. (2011). Pour ALADIN5.3, il est brièvement décrit dans Trambly et al. (2018) et dans Bador et al. (2017).

Finalement, nous pouvons estimer que l'ensemble de RCMs sélectionné couvre de façon satisfaisante la dispersion de la modélisation climatique, même si l'ajout des RCMs manquants pourrait apporter une plus-value lors d'une étude postérieure.

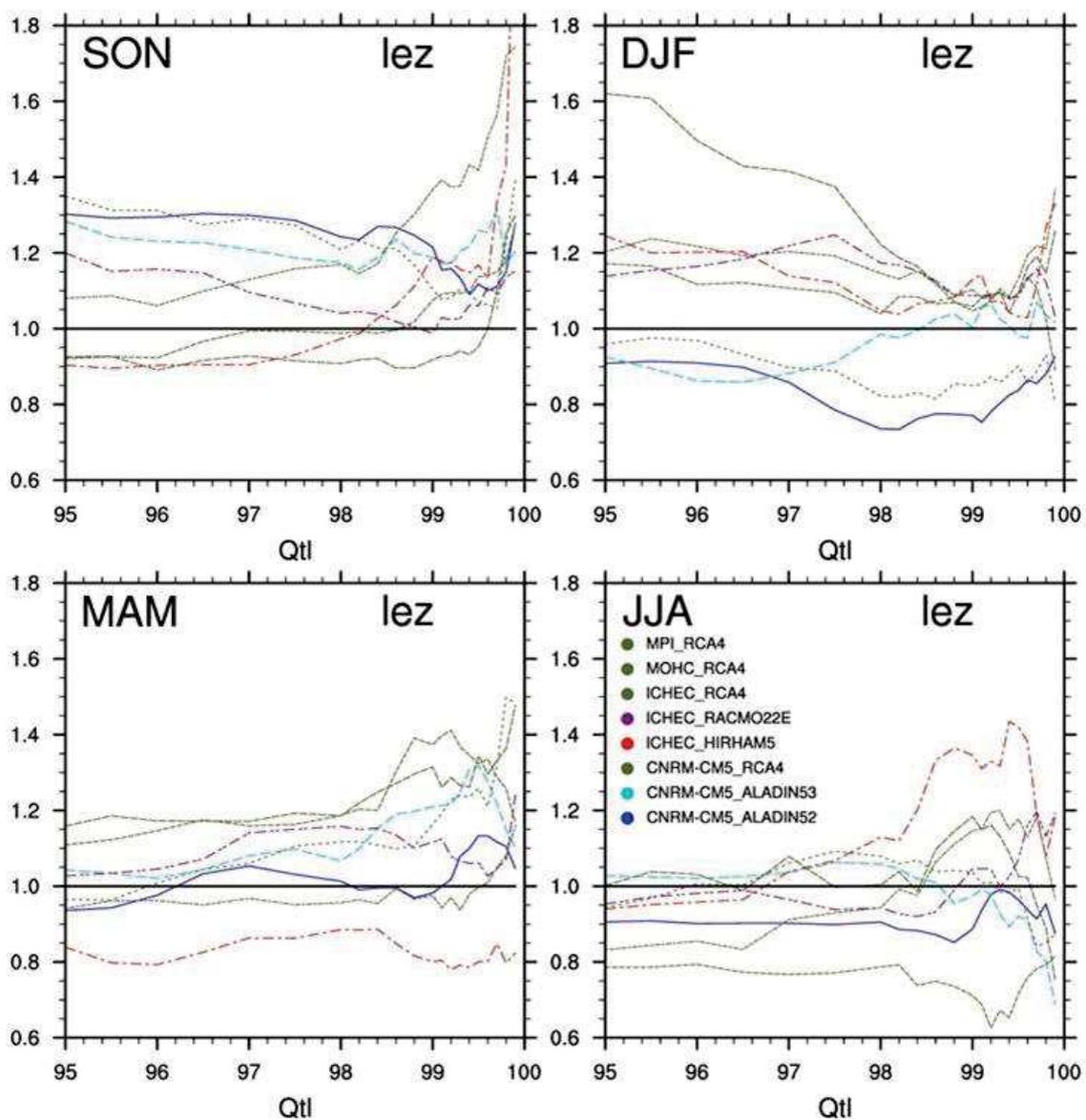


Figure 2-10: Coefficients de changements (A_{qi}) pour les rangs de quantile [95-99.9] calculé pour chaque couple GCM-RCM pour le bassin versant du Lez en 2071-2100 pour le scénario d'émission RCP4.5. La ligne solide noire correspond au non-changement. Les lignes colorées représentent chaque RCM alors que les différents types de lignes correspondent aux différents RCMs.

2.4.2 Sélection de SAFRAN comme référence

Pour les études climatiques sur les variables hydrologiques, SAFRAN est le meilleur produit sur maille régulière disponible couvrant les régions étudiées, comme cela est présenté dans la section 2.3 de l'article. De plus, il a été conçu pour forcer les modèles hydrologiques et de sols constituant la chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU, qui est présentée dans le chapitre 4. Le choix de cette base de données a donc été motivé par la cohérence de ce produit avec la suite de l'étude, tout comme son utilisation dans de nombreuses études climatiques régionales (Dayon, 2015 ; Vidal et al., 2010 ; Vrac et Friederichs, 2015).

SAFRAN reste un produit de réanalyse avec des biais intrinsèques. Comme précisé dans Quintana-Seguí et al. (2008) et dans la discussion de l'article, SAFRAN peut sous-estimer certains extrêmes de précipitation. Pour vérifier cela, les données des pluviomètres de Météo-France présentés sur la Figure 2-11 ont été comparées aux données des mailles SAFRAN sur le bassin versants du Lez, présenté en rouge.

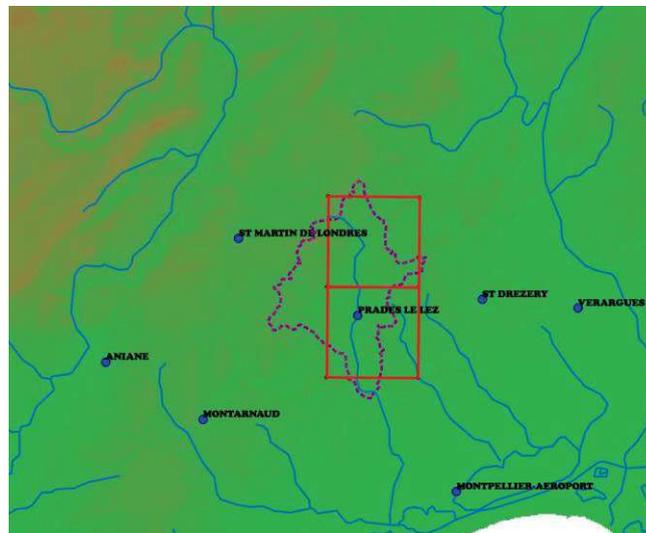


Figure 2-11: Carte des pluviomètres du bassin versant du Lez et des deux mailles SAFRAN qui le couvrent.

La Figure 2-12 montre des diagrammes quantile-quantile comparant les précipitations issues :

- des quatre pluviomètres (lignes colorées avec point triangulaire) couvrant le bassin versant du Lez ;
- de la moyenne de ces pluviomètres (ligne verte avec point carré) ;
- des précipitations des deux mailles SAFRAN couvrant ce bassin (ligne noire avec point rond).

Afin d'éviter des effets de lissage, les quantiles sont calculés pour les quatre saisons et présentés séparément. Un gradient sud-nord apparaît clairement entre les différents pluviomètres. Le pluviomètre de Montpellier-Aéroport enregistre les quantiles de précipitations les plus faibles alors que le pluviomètre de Saint Martin de Londres, les quantiles les plus forts. La comparaison des quantiles de précipitations des pluviomètres avec ceux des mailles SAFRAN affiche une sous-estimation des quantiles de précipitations SAFRAN qui varie en fonction des saisons. Cette sous-estimation peut atteindre 30% pour les quantiles les plus forts. Ce résultat, en accord avec ceux de Quintana-Seguí et al. (2008), confirme une sous-estimation

des quantiles de précipitations de plus hauts rangs. Ces analyses ont aussi été réalisées pour le bassin versant de l'Aude où elles aboutissent aux mêmes résultats (TR Colmet-Daage et al., 2015).

Ce constat peut amplifier les biais des RCMs établis dans l'article pour les quantiles de précipitation. Cependant, il doit être considéré avec précaution puisqu'il s'agit ici de la comparaison d'une donnée spatialement ponctuelle (pluviomètre) à une donnée spatialement grillée (SAFRAN). L'intensité enregistrée par un pluviomètre n'est pas directement représentative de l'intensité moyenne de la région autour du pluviomètre. SAFRAN tient compte des variations spatiales potentielles au sein d'une même maille. Il peut ainsi avoir tendance à moduler la valeur d'un pluviomètre en accord avec la définition orographique de la maille.

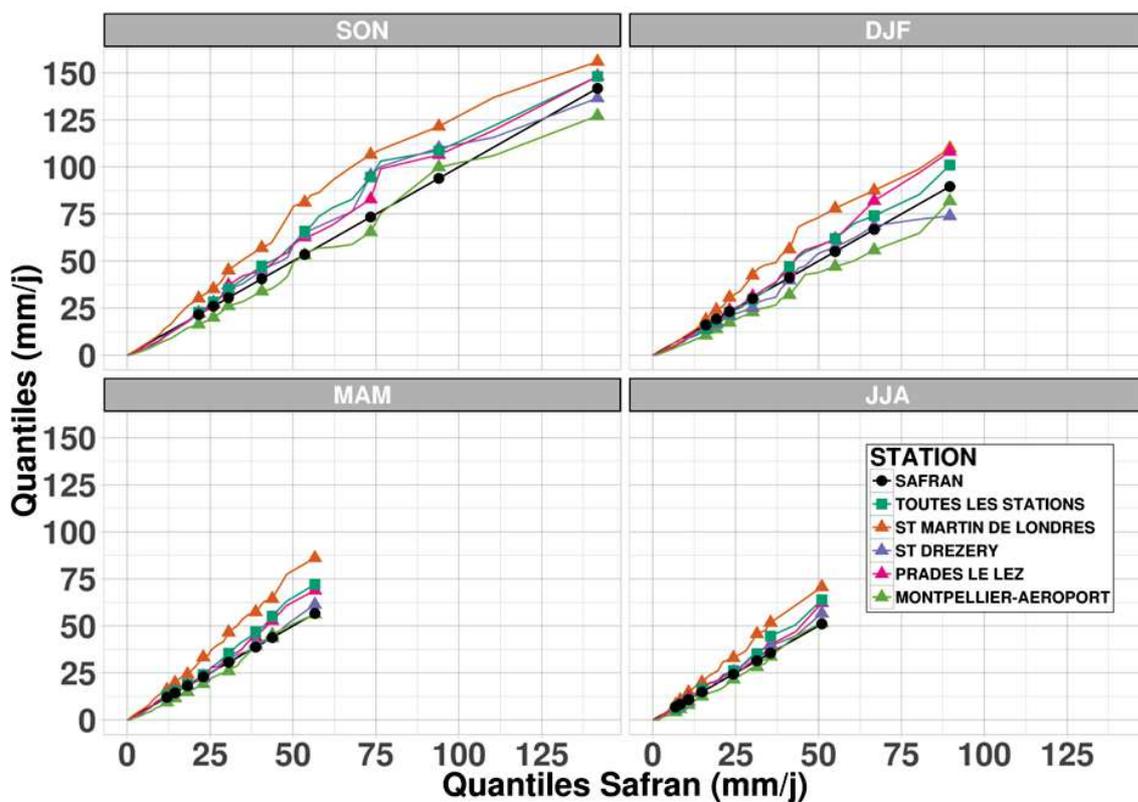


Figure 2-12 : Quantiles de précipitations saisonnières issus des pluviomètres du bassin versant du Lez comparés aux quantiles de précipitations saisonnières issu des mailles SAFRAN couvrant ce bassin.

2.4.3 Méthode d'interpolation spatiale des RCMs vers SAFRAN

Pour effectuer la comparaison des précipitations historiques simulées par les RCMs par rapport aux précipitations issues de SAFRAN, les données doivent être résolues sur une grille spatiale commune. Or, les RCMs de EMCORDEX sont résolus sur une grille de 0.11° , soit environ 12 km, alors que SAFRAN est résolu sur une grille de 8km. Une opération d'interpolation spatiale est nécessaire pour que les variables soient sur une grille commune. Il a été choisi d'interpoler l'ensemble des simulations de précipitations des RCMs vers la grille SAFRAN. Deux arguments justifient ce choix en direction d'une résolution plus fine, choix qui va à l'encontre des préconisations de certaines études, comme Diaconescu et al. (2015) ou Kotlarski et al. (2014), qui conseillent de l'effectuer de la maille la plus fine vers la maille la plus grossière.

Tout d’abord, les grilles des différents RCMs n’ont pas toutes les mêmes projections, malgré une résolution commune. Il aurait donc fallu interpolier l’ensemble des RCMs et les données SAFRAN sur une troisième grille commune à tous. D’autre part, cette étude a pour objectif final d’appliquer des précipitations futures à des modèles hydrologiques afin d’évaluer leurs impacts. La résolution des modèles hydrologiques dans les bassins versants cibles est de l’ordre de la centaine de mètres, ce qui est significativement plus petit que la résolution des modèles climatiques. Interpoler les RCMs sur une grille plus fine (8km) constitue ainsi une étape intermédiaire pour rapprocher les champs de précipitations de l’échelle spatiale hydrologique.

Assumant ce choix, une quantification des biais pouvant être induits par cette étape d’interpolation a été effectuée à travers l’application sur les grilles d’une fonction analytique. La méthode d’interpolation « Bilinear » via la fonction ESMF Regrid a été choisie suite à une étude plus théorique menée sur les différentes méthodes d’interpolation spatiale via cette fonction (WN Colmet-Daage et al., 2015). La fonction analytique suivante a été choisie pour tester les biais des interpolations car elle comprend des facteurs liés à la latitude et à la longitude. Elle est résolue sur les grilles de 8km (SAFRAN) et de 12km (EMCORDEX)

$$F(x) = 2 - \cos(\pi * \left(\frac{\text{acos}(\cos(\text{lat} * x) * \cos(\text{lon} * x))}{\text{alt}} \right)) \quad (\text{Eq. 1})$$

Puis, la fonction résolue sur la grille de 12 km est interpolée sur la grille de 8km. Elle peut alors être comparée à la même fonction résolue sur cette grille. La norme infinie entre ces deux champs est présentée sur la Figure 2-13. Elle varie de 4.10^{-6} à 5.10^{-5} pour la méthode bilinéaire. Les données des champs de précipitations EMCORDEX sont fournies en $\text{kg.m}^{-2} \text{s}^{-1}$, soit des valeurs numériques de l’ordre de 10^{-5} , il est donc important de convertir ces valeurs en mm.j^{-1} avant de les interpoler. Après cela, l’erreur d’interpolation est négligeable.

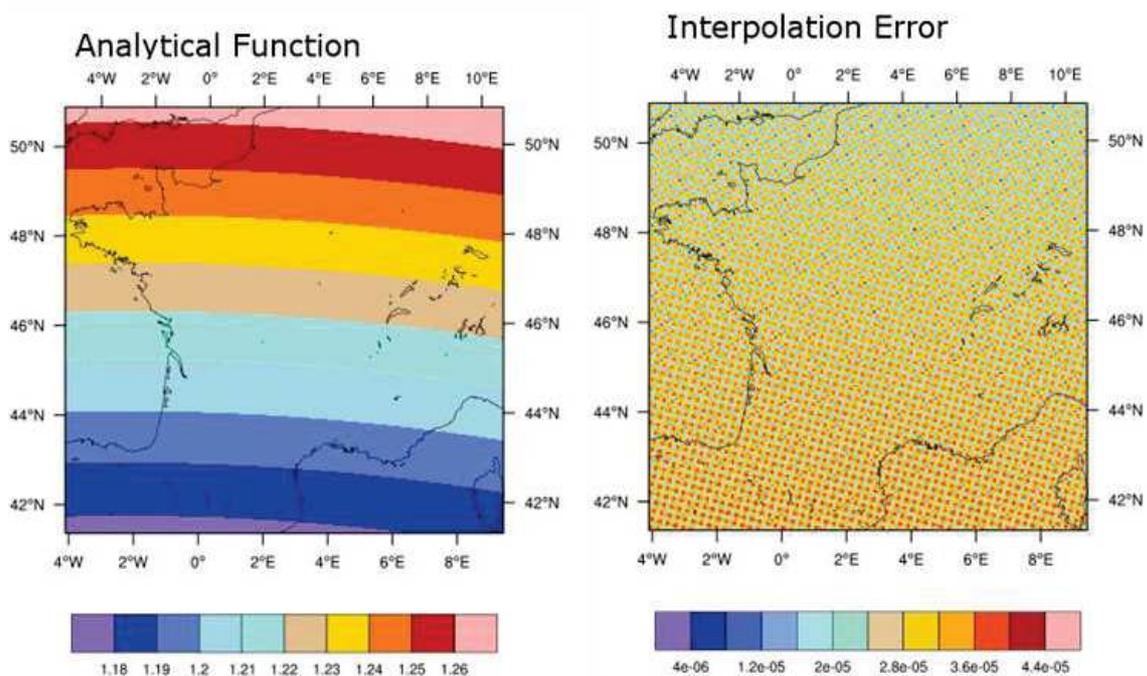


Figure 2-13: Fonction analytique résolue sur la grille des RCMs (à gauche) et norme infini entre les champs analytiques brutes et interpolé sur la grille de 8km.

2.5 Conclusion

Les RCMS à haute résolution issus de l'exercice EMCORDEX ont été développés, entre autres, dans le but d'améliorer les études d'impact locales dans des régions où les performances de la résolution des GCMs sont insatisfaisantes. En effet, la résolution spatiale de ces modèles permet une meilleure représentation de l'orographie et des processus de genèse des précipitations. Cependant, leurs performances à l'échelle locale n'ont pas encore été démontrées.

Dans cette étude, un ensemble de huit RCMs est choisi comme socle pour évaluer les impacts du CC sur les pluies futures dans des régions méditerranéennes à orographie complexe (Lez, Aude, Muga). Pour cela, la capacité de cet ensemble de RCMs à reproduire les précipitations extrêmes et moyennes dans trois régions est évaluée. Des biais ont pu être identifiés et quantifiés pour chacun des RCMs. La part de ces biais imputable aux RCMs est distinguée de la part imputable aux GCMs. En automne, les cumuls de précipitations ont tendance à être surestimés dans les zones montagneuses et sous-estimés dans les zones côtières. Les précipitations extrêmes au-dessus du 95^{ème} quantile sont globalement sous-estimées. Le forçage des GCMs amplifie cette sous-estimation. Finalement, les performances des RCMs se sont révélées satisfaisantes malgré ces biais. Les simulations de projections de cet ensemble de RCMs sont donc choisies pour étudier les impacts du CC sur les précipitations de ces régions.

La réponse des précipitations issues des RCMs au CC est évaluée en fonction de deux scénarios de GES (RCP4.5 et RCP8.5). En termes de cycle annuel de précipitation, une réduction des précipitations printanières et estivales a été identifiée dans les trois régions pour le scénario RCP8.5. Pour étudier les précipitations extrêmes, des coefficients de changements passé/futur sont calculés pour alimenter la méthode de « futurisation » développée dans le Chapitre 3. Ces coefficients montrent, pour l'ensemble des régions étudiées, une intensification moyenne des précipitations extrêmes pour les deux scénarios de CC selon l'ensemble des RCMs. Une part de l'incertitude multi-modèles affiche une diminution, mis à part pour le scénario RCP8.5 à la fin du siècle. Dans ce cas, l'ensemble des modèles s'accorde sur l'intensification des pluies extrêmes.

Les performances des RCMs et l'impact du CC sur les pluies extrêmes ont été évalués de façon globale sur le bassin versant du Lez, de l'Aude et de la Muga. Cette thèse se focalise désormais sur le bassin versant de l'Orbieu qui est un sous-bassin de l'Aude. En effet, les trois bassins n'ont pas pu être traités en intégralité en termes de modélisation hydrologique. Le sous-bassin versant de l'Orbieu a alors été sélectionné en accord avec un ensemble d'organes gestionnaires du risque inondation qui sont le SPCMO (Service de Prévision des Crues de Méditerranée Ouest), le SMMAR (Syndicat Mixte des Milieux Aquatiques et des Rivières) et le SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations).

Aussi, dans le chapitre suivant, les coefficients de changements sont appliqués à des événements observés dans le bassin versants de l'Orbieu afin d'établir leurs équivalents statistiques futurs. Cette méthode dite de « futurisation » va permettre d'établir plusieurs événements phares de précipitations futurs caractéristiques du bassin de l'Orbieu.

3 Futurisation des évènements de précipitations extrêmes du bassin versant de l'Orbieu

Ce chapitre présente et décrit le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Orbieu choisi comme cas d'étude pour la suite de la thèse. Puis, la méthode de futurisation mise en place dans ces travaux est décrite de façon détaillée. Elle est ensuite appliquée au bassin versant de l'Orbieu. Les impacts du CC sur les épisodes de précipitations de ce bassin sont alors décrits et analysés. Enfin, une discussion sur la méthode de futurisation est menée, en proposant des pistes d'amélioration. Certains éléments de cette discussion sont démontrés à travers des analyses effectuées sur le bassin versant du Lez.

3.1 Le bassin versant de l'Orbieu : analyse du fonctionnement hydrologique et mise en place d'une base de données complète

Dans ce chapitre et pour la suite de cette thèse, les travaux se concentrent sur le bassin versant de l'Orbieu en accord avec un ensemble d'organes gestionnaires du risque inondation qui sont le SPCMO, le SMMAR et le SCHAPI. En effet, le comportement hydrologique de ce bassin versant reste encore mal connu alors que de nombreux évènements de crues majeurs y ont affectés la population des villes comme Luc-sur-Orbieu ou Villedaigne. Lors de la crue catastrophique de l'Aude en novembre 1999 (Gaume et al., 2004), l'Orbieu est l'affluent qui a le plus contribué au débit de l'Aude. Une estimation précise de ce débit à Luc-sur-Orbieu est difficile étant donné que la station hydrométrique a été arrachée, cependant les dernières mesures permettent de l'estimer à plus de 1000 m³/s, alors qu'il atteignait déjà plus de 500 m³/s à la station amont du village de Lagrasse pour une hauteur d'eau de plus de 7 m (Borrell-Estupina, 2004).

Le bassin versant de l'Orbieu se situe dans le département de l'Aude, dans la partie ouest du pourtour méditerranéen français. L'Orbieu, le cours d'eau principal qui draine ce bassin, prend sa source à environ 800m d'altitude dans le massif du Mouthoumet et se jette dans le fleuve Aude à Saint Nazaire d'Aude. D'un point de vue climatologique, le bassin versant de l'Orbieu est soumis à un climat méditerranéen, caractérisé notamment par des étés chauds et secs, alternant avec des épisodes de précipitations intenses en automne et au printemps. Les conséquences hydrologiques sont des étiages sévères ainsi que le déclenchement de crues rapides, avec un temps de montée d'environ 10h à la station de Luc-sur-Orbieu.

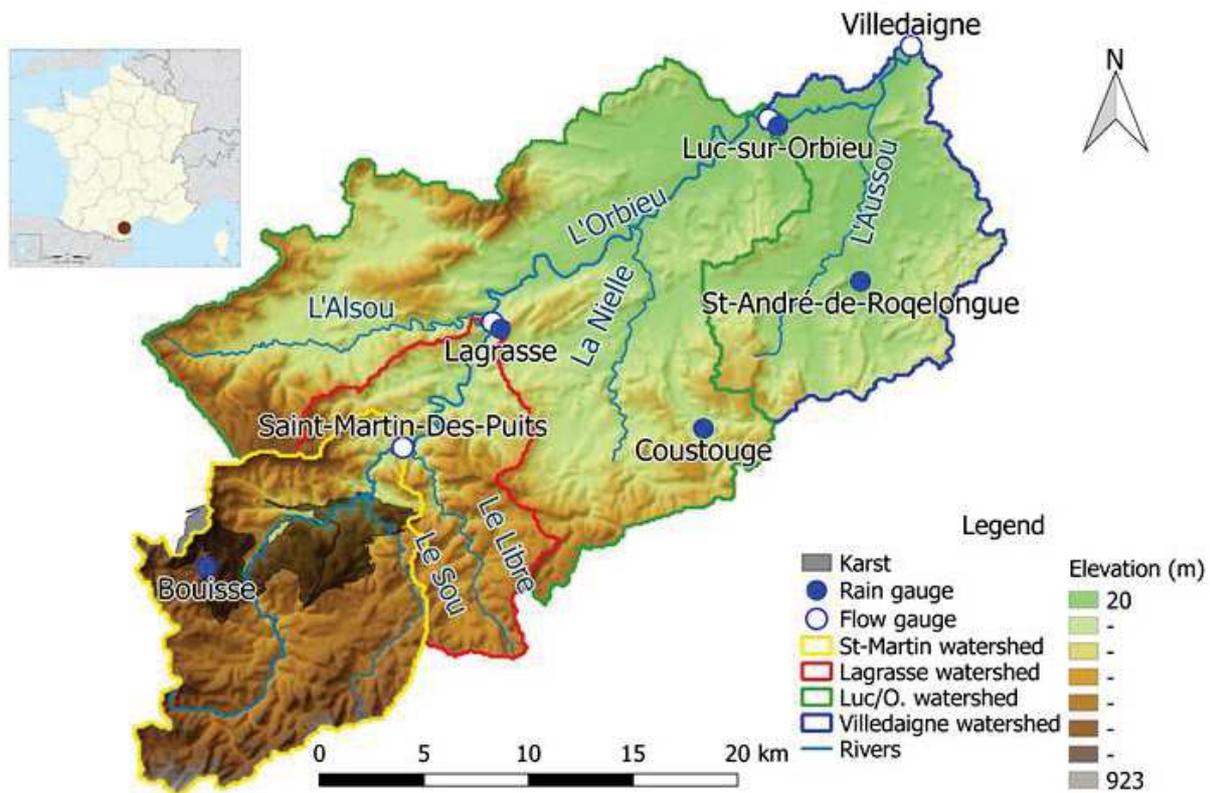


Figure 3-1: Bassin versant de l'Orbieu. Les stations pluviométriques et hydrométriques sont représentées par des cercles bleu et blanc. Les sous-bassin versant correspondant à chaque station fluviométrique sont représentés par les lignes colorées. La zone karstique est représentée par la surface grisé qui s'étend en dehors du bassin strictement hydrologique de l'Orbieu.

Comme le montre la Figure 3-1, le SPCMO a mis à disposition de cette étude les données d'un ensemble de 4 stations hydrométriques, que sont **Saint-Martin-des-Puits**, **Lagrasse**, **Luc-sur-Orbieu** et **Villedaigne**, ainsi que de 5 stations pluviométriques que sont **Bouisse**, **Lagrasse**, **Coustouge**, **Saint-André-de-Roquelongue** et **Luc-sur-Orbieu**. Un important travail de vérification a été réalisé afin d'extraire les données les plus robustes. Une fois les informations disponibles recueillies auprès de ces organismes, une étude bibliographique sur les rares travaux existants sur le bassin versant de l'Orbieu ou sur des bassins similaires a été menée. Cela a permis d'identifier de nombreuses informations nécessaires pour une caractérisation robuste du fonctionnement du bassin versant, permettant d'y établir une modélisation hydrologique rigoureuse. De nombreuses campagnes de terrain ont été réalisées afin de caractériser le bassin et de mesurer les différentes variables physiques nécessaires à l'établissement d'un modèle à base physique. Les compte rendu de ces campagnes de terrain sont présentés en Annexe 1. Cette partie a pour but de décrire l'ensemble de cette nouvelle base de données qui est utilisée pour l'établissement des modèles hydrologiques par la suite. Le regroupement de l'ensemble de ces caractéristiques au sein d'une même base de données est précieux pour la valorisation de ces résultats dans le milieu opérationnel. Le croisement de ces différentes informations à travers une critique pertinente des méthodes de mesures, permet une interprétation et une première estimation des processus majoritaires du bassin en crue ou en étiage, des interactions nappes-rivière, le rôle des zones karstiques ou encore le rôle des sous-bassins versants.

3.1.1 Les stations pluviométriques

Les données de cinq stations pluviométriques du bassin versant de l'Orbieu nous ont été fournies par le SPCMO. Ces pluviomètres, présentés en Figure 3-2, sont implémentés dans les modèles hydrologiques pour y introduire les précipitations des épisodes à simuler.

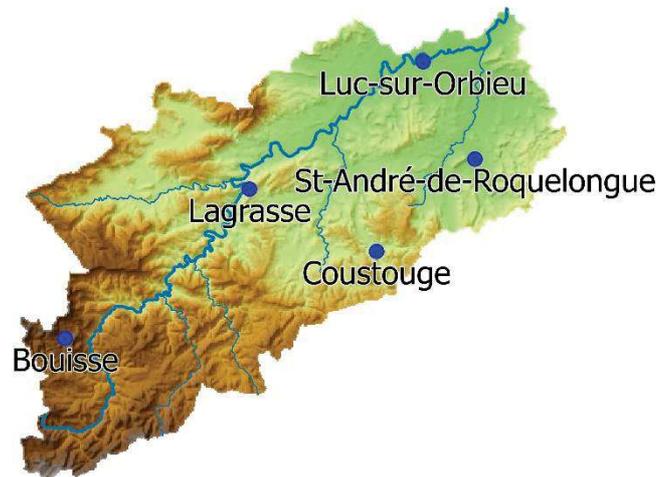


Figure 3-2: Présentation des cinq pluviomètres du SPCMO disponibles sur le bassin versant de l'Orbieu.

Etant donné que ces deux modèles sont distribués, les précipitations de ces pluviomètres sont interpolées spatialement afin de couvrir l'ensemble de la surface du bassin versant. Les méthodes les plus simples et les plus couramment utilisées pour interpoler spatialement les pluviomètres sont l'interpolation de Thiessen (Thiessen, 1911) et une interpolation par la méthode de Pondération Inverse à la Distance (PID – Shepard, 1968). Le modèle SCS-LR propose les deux méthodes alors que le modèle TOPKAPI-X effectue seulement une interpolation de Thiessen. Une vérification visuelle de la cohérence de ces interpolations avec le signal radar de Météo-France a été effectuée pour certains épisodes de précipitations. Cette vérification n'est pas exhaustive mais permet de percevoir les erreurs systématiques qui devraient être prises en compte dans l'interprétation des résultats.

Les précipitations radar présentent des erreurs au niveau des cumuls de précipitations mesurés. Ainsi, cette comparaison a pour seul but d'analyser la structure spatiale de la pluie. La Figure 3-3 présente cette comparaison établie pour trois épisodes de précipitations. Pour l'épisode de février 2005 en (a), la méthode de Thiessen reproduit bien la distribution spatiale dans la bande centrale du bassin malgré certaines faiblesses aux pointes nord et sud du bassin. La méthode PID reproduit moins bien la distribution dans toute la moitié nord-est du bassin et montre des performances similaires à l'autre méthode pour la zone sud-ouest. Pour l'épisode d'octobre 2005 (Figure 3-3 (b)), la distribution est similaire pour les deux méthodes mais une faiblesse de la méthode PID apparaît à l'ouest du bassin. Enfin, pour l'épisode de mars 2011 (Figure 3-3 (c)), la distribution spatiale des deux méthodes est très similaire avec une erreur commune au nord-est du bassin. Finalement, les deux méthodes d'interpolation spatiale sont relativement similaires malgré quelques faiblesses de la méthode PID. La méthode d'interpolation de Thiessen est donc retenue pour ses meilleures performances et dans le but de garder une cohérence dans la spatialisation des pluies des deux modèles hydrologiques.

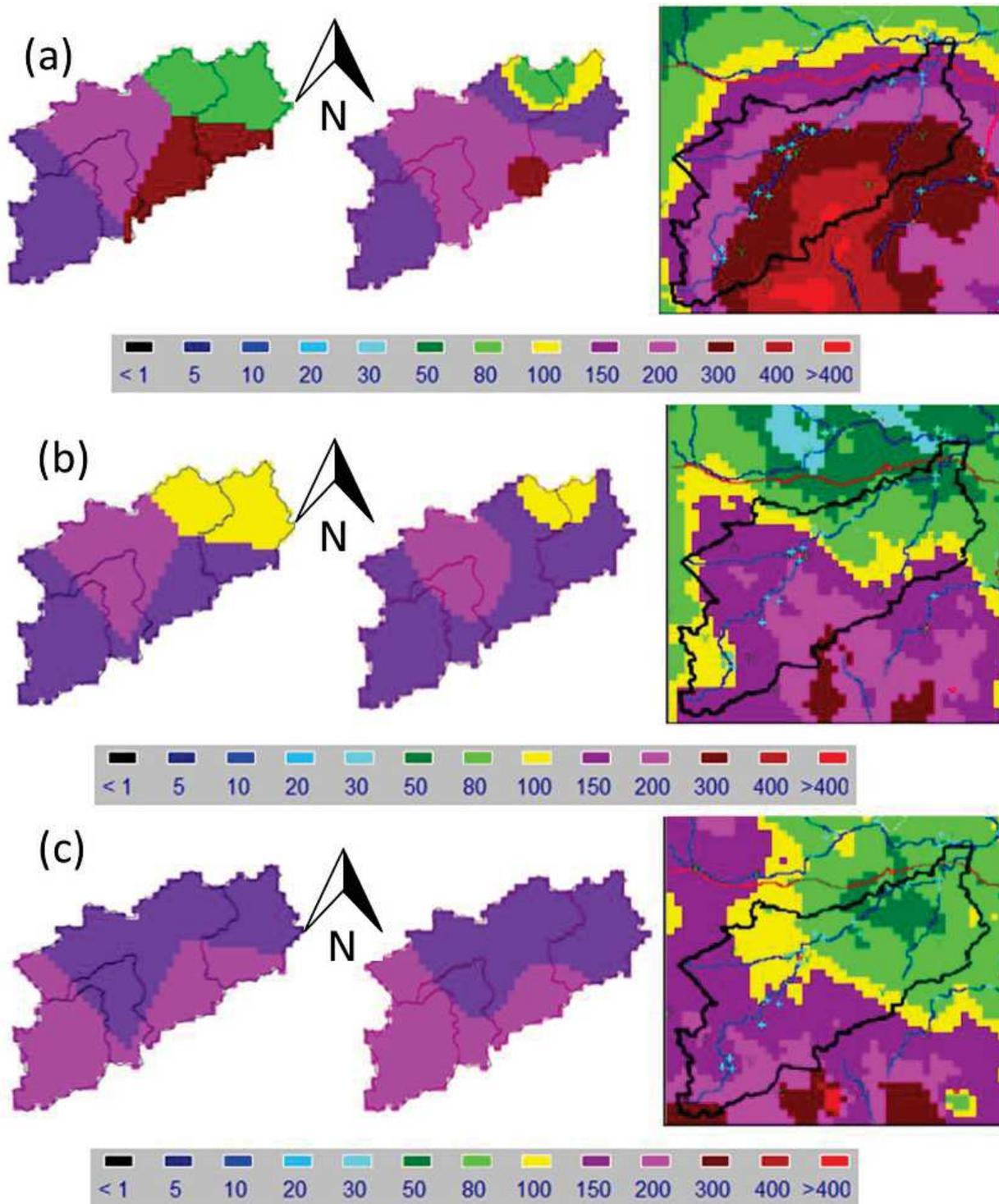


Figure 3-3 : Comparaison de la variabilité spatiale des précipitations issues de l'interpolation de Thiessen (à gauche) et de celle issue de l'interpolation par pondération inverse à la distance (au centre) par rapport aux précipitations du radar de Météo-France (à droite). Les figures correspondent à l'épisode du 6 au 9 février 2005 en (a), à l'épisode du 13 au 15 octobre 2005 en (b) et à l'épisode du 12 au 17 mars 2011 en (c).

3.1.2 Les stations hydrométriques

Les données de quatre stations hydrométriques du bassin de l’Orbieu nous ont été fournies par le SPCMO et sont présentées sur la Figure 3-4. La période couverte par ces stations est présentée dans le Tableau 3-1. Des recherches approfondies sur ces stations ont permis de caractériser leur validité et sont présentées dans le Tableau 3-1.



Figure 3-4: Présentation des 4 stations hydrométriques du SPCMO disponibles sur le bassin versant de l’Orbieu.

Les stations les plus anciennes ont été mises en œuvre par deux organismes différents avec chacun son objectif propre. L’ancienne DIREN (Direction Régionale de l’ENvironnement) a implanté des stations spécifiques aux mesures d’étérages comme celle de Saint-Martin-des-Puits. Cette station est située à l’amont d’un seuil permettant de stabiliser le niveau d’eau pour une mesure précise des petits débits. Au droit de la station, le lit de la rivière est creusé dans les roches composant le socle. Les berges sont très escarpées sur la rive droite. Sur la rive gauche, les berges sont basses et une hausse du niveau d’eau inonde rapidement un lit moyen qui s’étend sur plusieurs mètres. Ce lit moyen est couvert d’arbres et de broussailles dont la rugosité évolue au fil des saisons rendant très difficile d’y établir une courbe de tarage. Seul le lit mineur de cette section est stable, malgré un léger envasement potentiel au niveau du seuil. Ainsi la courbe de tarage de cette station n’est valide que pour des débits inférieurs à 50 m³/s.

Tableau 3-1 : Description des stations hydrométriques du bassin versant de l’Orbieu.

Localisation	Nom	Jaugeage		Période de fonctionnement
		Crue	Etiage	
Amont	Saint-Martin	✗	✓	
↓	Lagrasse	✓	✗	1990 – 2017
	Luc/O.	✓	✓	
Aval	Villedaigne	✓	✗	----- 2010 -2017

L’ancienne DDE (Direction Départemental de l’Equipement) a conçu et fait construire des stations spécifiques aux mesures de débits de crues comme celle de Lagrasse et de Villedaigne. Les deux stations sont implantées au niveau de ponts à plusieurs piles. Au niveau des ponts, le lit mineur peut varier au fur et à mesure des années entre les piles. Par contre, les lits moyen et

majeur sont bordés par des aménagements urbains qui pérennisent leur stabilité (sauf évènement majeur). En accord avec les précisions apportées par le service hydrométrique du SPCMO, les courbes de tarage de ces stations ont été jugées valides pour des mesures de débits en crues. La station de Lagrasse a été jaugée pour des débits allant jusque 250 m³/s, soit environ 7.5 m de hauteur d'eau au niveau du pont de Lagrasse. La station de Villedaigne a été jaugée jusqu'à des débits d'environ 500 m³/s. En effet, au-dessus de cette valeur, l'accès au pont de Villedaigne devient impossible à cause de l'inondation des rues qui le bordent.

Enfin, la station de Luc-sur-Orbieu fait figure d'exception parmi ces stations. En effet, suite à la crue de 1999 au cours de laquelle le pont et l'ancienne station ont été détruits, elle a été reconstruite sur le nouveau pont pour mesurer à la fois des débits d'étiage et des débits de crue. Un seuil a ainsi été placé en aval du pont pour stabiliser la ligne d'eau pour des petits débits. Le lit de la rivière est instable à cet endroit. Dans le fond, des bancs de sable avancent et se modifient au rythme des crues. Les berges sont soumises à une forte érosion lors des crues. De fait, de nombreux jaugeages sont régulièrement effectués au niveau de cette station permettant de mettre à jour la courbe de tarage au fur et à mesure de l'évolution du lit de la rivière. Jusqu'en 2013, ces jaugeages étaient effectués avec un saumon (instrument mesurant la vitesse d'écoulement en différents points d'une section de rivière, voir Figure 3-5). Ils sont depuis effectués avec un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). La station hydrologique de Luc sur Orbieu apparaît donc clairement comme la station la plus robuste. De plus, la chronique de données qui y est disponible s'étend sur une longue période. Cette station est donc retenue pour le calage des modèles hydrologiques. Il est intéressant de noter qu'à partir de 2018, la station de Villedaigne doit devenir la station de référence pour les débits d'étiage. En effet, le mauvais état du seuil de Luc-sur-Orbieu et les mouvements continus du lit de la rivière à ce niveau ont motivé le SPC à déplacer la mesure des étiages à Villedaigne, où un seuil devra être construit.



Figure 3-5: Jaugeage au saumon (instrument jaune déposé dans l'eau par le bras de poulie rattaché au camion) au niveau du pont de Luc-sur-Orbieu lors de la crue de novembre 2014 (Source: SMMAR).

3.1.3 Géologie, hydrogéologie et hydrodynamique

La géologie du bassin de l'Orbieu est très diversifiée, et comprend des formations allant du primaire au quaternaire. Le bassin peut être séparé en quatre grandes unités géologiques (Figure 3-6) : le massif primaire du Mouthoumet à l'amont du bassin (au sud), les terrains du bassin de Carcassonne et du massif de l'Alaric (Paléocène) à l'ouest et au centre du bassin, les terrains du quaternaire qui occupent quasiment tout le nord-est du bassin (aval), et les terrains du secondaire de la nappe des Corbières qui affleurent en quelques points vers la partie aval de l'Orbieu et à l'est du bassin. Les karsts les plus importants sont situés dans le Mouthoumet et dans l'Alaric, mais il apparaît que seul le massif du Mouthoumet (au sud) peut avoir un impact significatif sur les crues de l'Orbieu. En effet si l'Alaric est fortement karstifié par endroit, la plupart de ses exutoires sont situés en dehors du bassin de l'Orbieu, et il existe peu de pertes connues pouvant jouer un rôle significatif dans le fonctionnement du cours d'eau.

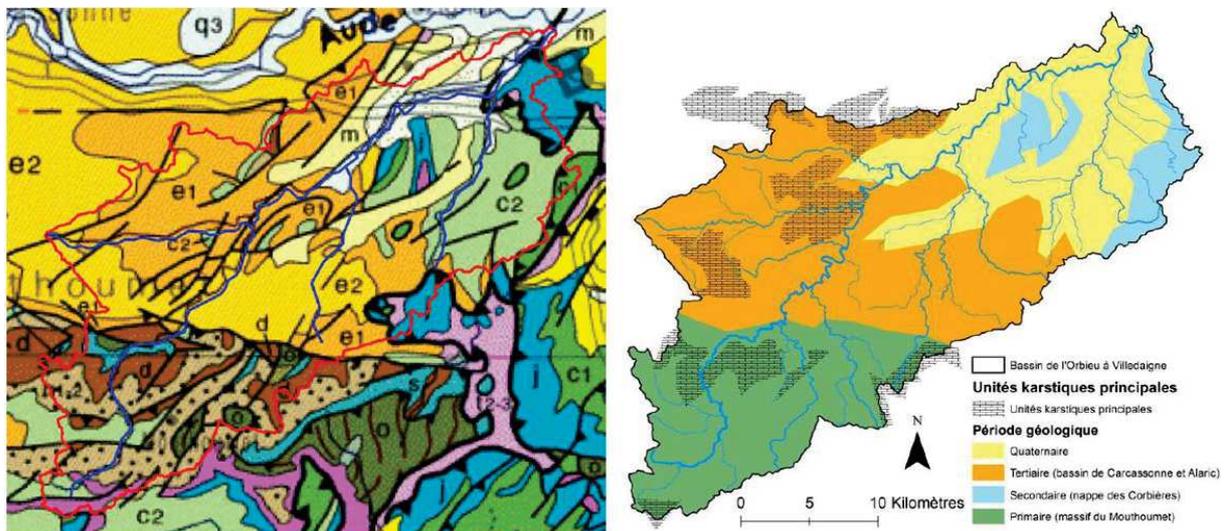


Figure 3-6: A gauche, extrait de la carte géologique du BRGM pour le bassin versant de l'Orbieu (en contour rouge). A droite, la carte simplifiée de la géologie du bassin versant de l'Orbieu avec ses zones karstiques.

Le massif du Mouthoumet est majoritairement composé de terrains primaires où l'Orbieu a creusé de profondes gorges. Les travaux de Bouchaala (1991) décrivent en détail la géologie et l'hydrogéologie du secteur. Le massif est composé de schistes et grès de l'Ordovicien et du Silurien, puis des calcaires et dolomies du Dévonien, et enfin des calcaires et du Flysch du Carbonifère. A l'extrême sud du bassin, quelques formations de calcaires du crétacé près de Fourtou. Les terrains du primaire de cette zone résultent d'une histoire géologique marquée par l'orogénèse hercynienne puis l'orogénèse pyrénéenne, et sont donc fortement plissés et faillés (Figure 3-7).

Du point de vue hydrogéologique, deux ensembles karstiques se différencient dans le massif du Mouthoumet. Au sud se trouve un aquifère karstique, perché dans les calcaires du Crétacé de Fourtou dans lequel sont situées les sources de l'Orbieu. Cet aquifère alimente la partie amont de l'Orbieu en période de basses eaux mais paraît négligeable en crue. A l'inverse, le deuxième aquifère karstique est un aquifère massif, d'une épaisseur de 400 à 500 m (Bouchaala, 1991) situé dans les calcaires et dolomie du dévonien. Cet aquifère semble jouer un rôle plus important

sur le fonctionnement hydrographique du cours d'eau. En effet de nombreuses sources sont présentes aux abords de l'Orbieu, du Sou et de la Nielle (Figure 3-1).

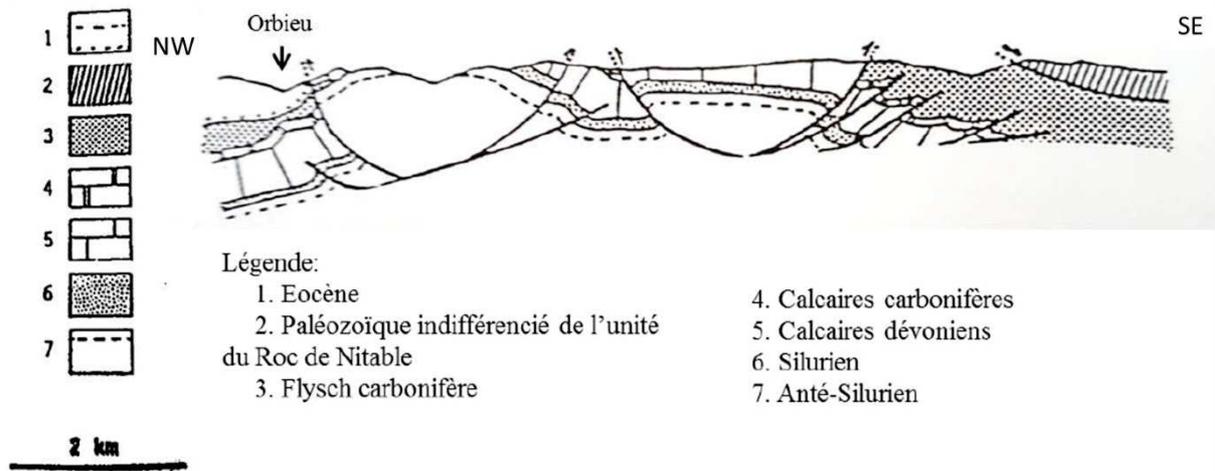


Figure 3-7: Coupe interprétative dans le massif du Mouthoumet (source : Bouchaala, 1991 modifié).

Les interactions entre un système karstique et les crues en surfaces sont complexes et décrites plus en détails dans les travaux de Fleury et al. (2013), Borrell-Estupina (2017) et Raynaud (en cours). Toutefois cette complexité ne rentre pas dans le cadre de nos travaux. En effet, nous considérons que du point de vue hydrodynamique, ces formations karstiques peuvent avoir deux effets distincts lors d'un épisode de précipitation. En période sèche, le karst du Mouthoumet peut absorber une part importante des précipitations, limitant ainsi le ruissellement. Puis en période humide, si les sols sont saturés, le ruissellement peut se déclencher rapidement et s'écouler avec des vitesses importantes dans les gorges de l'Orbieu. En effet, cette zone caractérisée par de fortes pentes et par des sols parfois très peu profonds, voire laissant place à la roche affleurante, favorise l'écoulement rapide du ruissellement de surface.

A l'aval des gorges de l'Orbieu, au niveau du village de Ribaute, le paysage change radicalement, passant à des plaines à pentes douces sur des sols beaucoup plus épais. Ce changement de paysage entraîne un changement dans la dynamique de la rivière. L'écoulement est fortement ralenti, ce qui se traduit par un fort élargissement de son lit. Cette dynamique de l'Orbieu se poursuit jusqu'à Luc-sur-Orbieu. Différents affluents, drainant les sous-bassin versants latéraux, le rejoignent le long de son parcours.

L'affluent de l'Aussou rejoint le cours d'eau principal entre Luc-sur-Orbieu et Villedaigne. Le sous-bassin drainé par l'Aussou a un comportement particulier. Les pentes de cette zone ne sont pas particulièrement fortes. Par contre, les sols sont très peu épais et rapidement au contact du socle calcaire à faible perméabilité. En effet, le plateau des Corbières est moins karstifié que le karst du Mouthoumet. De fait, il y a un très fort ruissellement dans cette zone qui se traduit par un coefficient de ruissellement estimé à environ 58 % contre environ 30 % pour le reste du bassin (voir section 3.1.4). Les réactions de l'Aussou sont donc très rapides et génèrent d'importantes crues éclair. Les débordements du lit mineur sont fréquents selon la population riveraine. La concomitance d'une crue majeure de ce sous-bassin avec une crue majeure du reste du bassin pourrait générer des débits importants au niveau de Villedaigne.

3.1.4 Occupation du sol et coefficient de ruissellement

L'occupation du sol de ce bassin versant peut-être scindée en deux zones : la zone en aval de la commune de Lagrasse correspondant à une plaine composée majoritairement de vignes ; la zone amont montagneuse recouverte de végétation (garrigue, chênaies, hêtraies). La répartition spatiale de ces composantes est présentée sur la Figure 3-8, issue de la base de données gratuite Corine Land Cover.

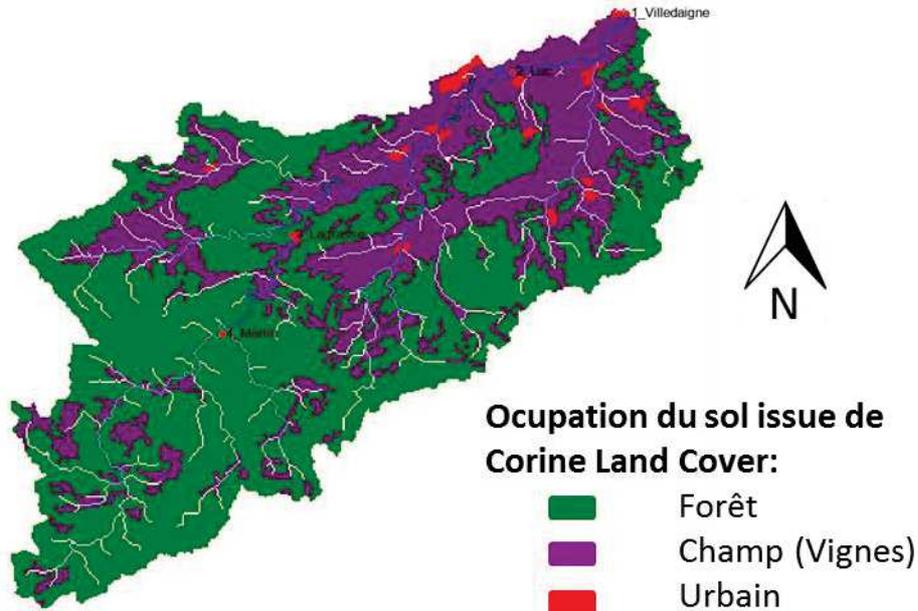


Figure 3-8: Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'Orbieu issue de la base de données de Corine land Cover

Cette couverture et les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques donnent lieu à des coefficients de ruissellement variables au sein du bassin versant. La Figure 3-9 montre ces coefficients, qui ont été estimés pour divers épisodes de précipitations. Le débit de base étant de l'ordre de quelques dizaines de litres par seconde est considéré négligeable pour l'estimation

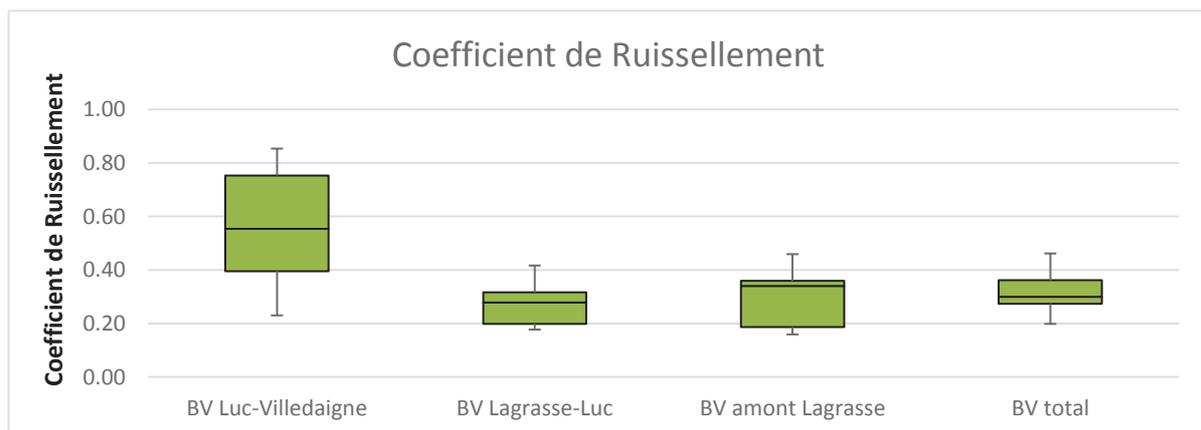


Figure 3-9: Coefficients de ruissellement des sous-bassins versant de l'Orbieu estimé pour plusieurs épisodes de précipitations. Source : Modifié depuis Salesses (2017)

de ces coefficients. Le sous-bassin versant du plateau des Corbières apparaît avec un coefficient de ruissellement plus important que le reste du bassin. Cela explique la réactivité de ce sous-bassin qui peut rapidement former des ondes de crues importantes, comme en janvier 2017 lorsque seul ce bassin a contribué à la crue mesurée à Villedaigne.

3.1.5 Campagne de mesures sur le terrain

Le croisement des données d'occupation du sol avec la carte géologique du bassin versant de l'Orbieu, associé aux caractéristiques hydrogéologiques citées précédemment, a motivé la mise en place d'un découpage du bassin versant de l'Orbieu en 12 zones (Figure 3-10). Ces zones sont caractérisées par des variables hydrodynamiques qui serviront à alimenter le modèle à base physique. Ces variables ont été mesurées lors de campagnes de terrain effectuées après une période sèche. En effet, l'objectif est d'estimer ces variables dans leur état stationnaire, correspondant potentiellement à leur état avant un épisode phare de précipitation.

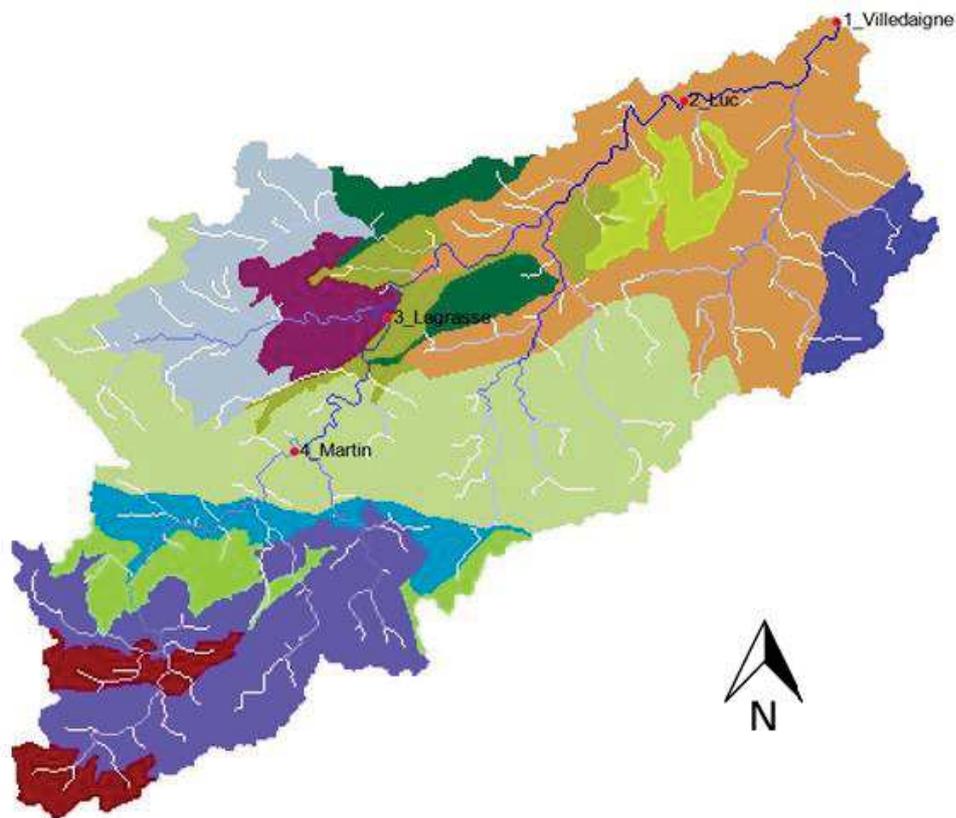


Figure 3-10: Découpage des sols du bassin versant de l'Orbieu en fonction des caractéristiques géologiques, hydrogéologiques, hydrodynamiques et d'occupation du sol

La perméabilité à saturation

La perméabilité définit la vitesse d'infiltration de l'eau dans un sol lorsqu'il est saturé. Elle dépend de la composition du sol (argiles, sables, matières organiques). Cette composante importante distingue la part de la précipitation qui ruisselle de celle qui s'infiltré continuellement, en fonction de l'intensité des précipitations. Pour la mesurer, différentes techniques peuvent être utilisées comme la méthode de Beerkan, l'essai Porchet, le perméamètre de Guelph ou encore le double anneau de Müntz.

Etant donné le nombre de mesures à faire sur le bassin de l'Orbieu et le nombre de jours de terrain disponibles, nous avons opté pour la méthode de Beerkan (Braud et al., 2005, Lassabatère et al., 2006). Cette méthode simple et rapide ne permet pas une mesure précise de l'infiltration, mais permet d'en faire une estimation satisfaisante. En effet, l'objectif de ces

mesures est essentiellement d'évaluer les différences de perméabilité entre les terrains plutôt que la valeur exacte de l'un d'entre eux. Le test de Beerkan est décrit en détail dans Braud et al. (2005). Globalement, il consiste à mettre des volumes d'eau égaux dans un cylindre délimitant la surface d'infiltration (Figure 3-11). Chaque volume d'eau est introduit lorsque le volume précédent s'est infiltré (selon l'œil de l'observateur). Cette opération est répétée une dizaine de fois en notant le temps entre chaque nouvelle introduction d'un volume d'eau. La valeur de ce volume, de la surface du cylindre et des temps d'infiltration, permettent d'obtenir la perméabilité du sol. Parfois, plusieurs mesures ont été effectuées sur un même site afin d'évaluer l'hétérogénéité locale lorsqu'elle semblait évidente.



Figure 3-11: Photo prise sur le terrain de l'Orbieu montrant le dispositif de test de Beerkan et de mesure de l'humidité à saturation du sol.

Teneur en eau du sol

La teneur en eau du sol représente le volume d'eau présent dans le sol. Elle est exprimée en pourcentage et dépend fortement de la composition du sol. Deux mesures de teneur en eau du sol ont été effectuées en même temps que les mesures de perméabilité. L'une mesure la capacité au champ du sol, c'est-à-dire la quantité d'eau maximum retenue dans les microporosités du sol après que l'eau gravitaire se soit écoulée vers la nappe. La seconde correspond à la teneur en eau du sol à saturation. Elle est réalisée immédiatement après le test de Beerkan dans le cylindre de mesure. Cette mesure permet d'estimer la quantité d'eau nécessaire pour saturer le sol. La différence de ces deux mesures va permettre d'estimer le volume d'eau qui s'infiltrerait rapidement dans le sol au début d'un épisode phare de précipitation. Ce volume joue fortement sur le début de la genèse d'une crue. En effet, les premières précipitations vont d'abord participer à saturer le sol en remplissant ses porosités. Puis, lorsque la saturation en eau est atteinte, seule la perméabilité à saturation régule la vitesse d'infiltration dans le sol. Cette vitesse d'infiltration est plus faible que celle du remplissage des porosités. Ainsi, la saturation du sol est un moment clé dans la production du ruissellement de surface. Plus le seuil est atteint rapidement, et plus

le ruissellement et les crues générées est important. Pour effectuer ces mesures, une sonde de mesure de la teneur en eau a été utilisée comme la sonde sur la gauche de la Figure 5-10.

Finalement, le croisement de l'ensemble de ces informations abouti au découpage du bassin versant présenté en Figure 3-10. La description de ces zones ainsi que les résultats des campagnes de terrains sont présentés en Tableau 3-2.

Les différences de perméabilité entre les terrains peuvent être très importantes, y compris pour des terrains voisins comme le montrent les perméabilités du karst de l'Alaric et des molasses de Carcassonne. A l'inverse, des similarités importantes existent entre certaines zones comme la zone 3, 8 et 12. L'hydrodynamique de ces zones est donc similaire malgré des différences importantes géologiques. Ce constat renforce l'idée que ces analyses ne traduisent que le comportement d'une couche peu épaisse de subsurface, et pas du sol profond de ces zones.

Les différences de teneur en eau à saturation et de capacité au champ entre les terrains sont plus faibles. Cependant, l'élément le plus important est la différence entre ces deux valeurs. En effet, lorsqu'elle est rapportée à l'épaisseur du sol, elle définit le volume à infiltrer dans le sol au début de l'épisode pour atteindre sa saturation, retardant ainsi la genèse d'une crue.

Le karst de l'Alaric est caractérisé par des valeurs hydrodynamiques qui sont très faibles par rapport aux autres zones. Il en ressort un comportement très imperméable qui correspond aux observations faites sur le terrain. En effet, ce massif a un sol très peu épais avec la roche mère calcaire sub-affleurante par endroit. Le test de Beerkan a été difficile à réaliser car le sol paraissait peu perméable.

Tableau 3-2: Description des zones du bassin versant de l'Orbieu décrites sur la Figure 5-9, avec les résultats des mesures de perméabilité et de teneur en eau effectuées lors des campagnes de terrain sur ces zones.

Numéro	Légende	Description	Perméabilité verticale (Ksh – m/s)	Teneur en eau à saturation	Capacité au champ
1		Crétacé du Fourtou avec un sol argileux épais riche en matière organique (MO) couvert de forêt de pin et de chêne.	5.00E-04	0.6	0.46
2		Flysh primaire sous un sol peu épais composé de Mo et de blocs de schistes, couvert de chêne.	5.00E-04	0.55	0.24
3		Karst du Mouthoumet sous un sol fin recouvrant le socle calcaire, couvert d'une végétation type garrigues.	2.60E-04	0.5	0.2
4		Eocène, zone transitoire entre les gorges de l'Orbieu et la plaine couverte de forêt.	6.00E-05	0.33	0.13
5		Molasses de Carcassonne composé d'un sol marno-calcaire couvert d'une forêt de feuillu.	6.00E-05	0.33	0.13
6		Montlaur correspondant un plaine dans l'éocène couverte de vignes sur un sol sableux riche en MO.	2.80E-05	0.45	0.22
7		Karst de l'Allaric sous un sol peu épais argileux couvert de vignes.	2.00E-09	0.15	0.1
8		Lagrasse correspondant au alluvions du calcaire tertiaire et couvert de vignes.	2.60E-04	0.41	0.2
9		Calcaire tertiaire affleurant avec un sol pseudo-absent abritant quelques arbustes	5.00E-05	0.5	0.07
10		Secondaires avec sol composé d'argiles jaunes et de blocs calcaires, couvert d'arbustes et d'herbacées.	6.00E-06	0.42	0.2
11		Plateau calcaire des Corbières sous un sol peu épais argileux et couvert de vignes	4.00E-05	0.36	0.14
12		Alluvions Quaternaires composée d'un sol épais argilo-sableux avec des roches décimétriques, couvert de vignes.	1.19E-04	0.42	0.2

3.1.6 Variation de l'humidité du sol

Comme précisé dans la section précédente, le volume d'eau pouvant s'infiltrer dans le sol a un rôle majeur sur la genèse de la crue. Les mesures faites sur le terrain ont permis de caractériser cette capacité d'infiltration sous un état « sec ». En effet, elles ont été réalisées après de long mois secs et représentent donc la capacité volumique maximum que peut contenir le sol. Le remplissage de cette capacité volumique est quantifié par l'humidité du sol (%). L'humidité du sol des différents terrains peut varier rapidement suite à un ou plusieurs épisodes de précipitations. Le suivi des variations de cette humidité du sol est donc une composante importante de l'information nécessaire à la modélisation des crues. En effet, chaque épisode phare de crue a été généré par un couple pluie/humidité du sol qui lui est propre. La précipitation est mesurée par les pluviomètres, mais il n'existe pas de mesure en continu de cette variable pour estimer l'humidité du sol dans le bassin versant de l'Orbieu.

Afin de palier à cette contrainte, plusieurs variables prédictives de l'humidité du sol peuvent être utilisées comme l'Indice de Pluie Antérieure (API – Brocca et al., 2008), le débit de base de la rivière (Tramblay et al., 2010) ou encore la variable Hu2 issue de la modélisation à travers ISBA de la chaîne SIM de Météo France, lorsqu'elle est utilisée en mode opérationnel (voir section 4.3.1). La variable Hu2, qui ressemble à la variable SWI, correspond aux taux de saturation de la deuxième couche de sol du modèle ISBA (Figure 4-6). Cette couche, dite racinaire, a un rôle important dans la genèse des crues. A la différence du SWI, cet indice n'est pas normalisé par le type de sol. Il correspond donc simplement au rapport du volume d'eau par rapport au volume de pores disponibles. Cependant, c'est l'indice Hu2 qui est utilisé dans le cadre opérationnel. Il est établi par le SCHAPI et fourni quotidiennement aux SPC pour les prévisions de crues à travers les modèles hydrologiques. Cela a motivé sa sélection pour la mise en place de modèles hydrologiques à vocation opérationnelle.

L'API ne semble pas adaptée à l'étude de l'humidité du sol de ce bassin étant donné le caractère très sporadique des précipitations. Tramblay et al. (2010) montrent que, dans le bassin méditerranéen de Valescure, cet indice est moins adapté à l'estimation de l'humidité initiale du sol que des produits issus de SIM ou le débit de base. Une vérification de ce résultat dans le bassin versant de l'Orbieu est tout de même effectuée. L'indice Hu2 moyenné sur l'ensemble du bassin versant nous a été fourni par le SPCMO. Pour le débit de base, nous avons utilisé les mesures faites à la station de Luc-sur-Orbieu, valides pour la mesure de petits débits (section 3.1.2). Afin de vérifier le potentiel prédictif de l'humidité du sol dans le bassin versant de l'Orbieu, une première analyse des chroniques est montrée en Figure 3-12. Les épisodes de précipitations engendrent une hausse du débit et de la variable Hu2. L'amplitude des variations de débit n'est pas proportionnelle à l'amplitude de la variation de Hu2. Cette différence s'explique par la contribution du ruissellement au débit, qui n'est pas pris en compte par Hu2. Dans l'ensemble, une bonne corrélation temporelle apparaît entre ces variables.

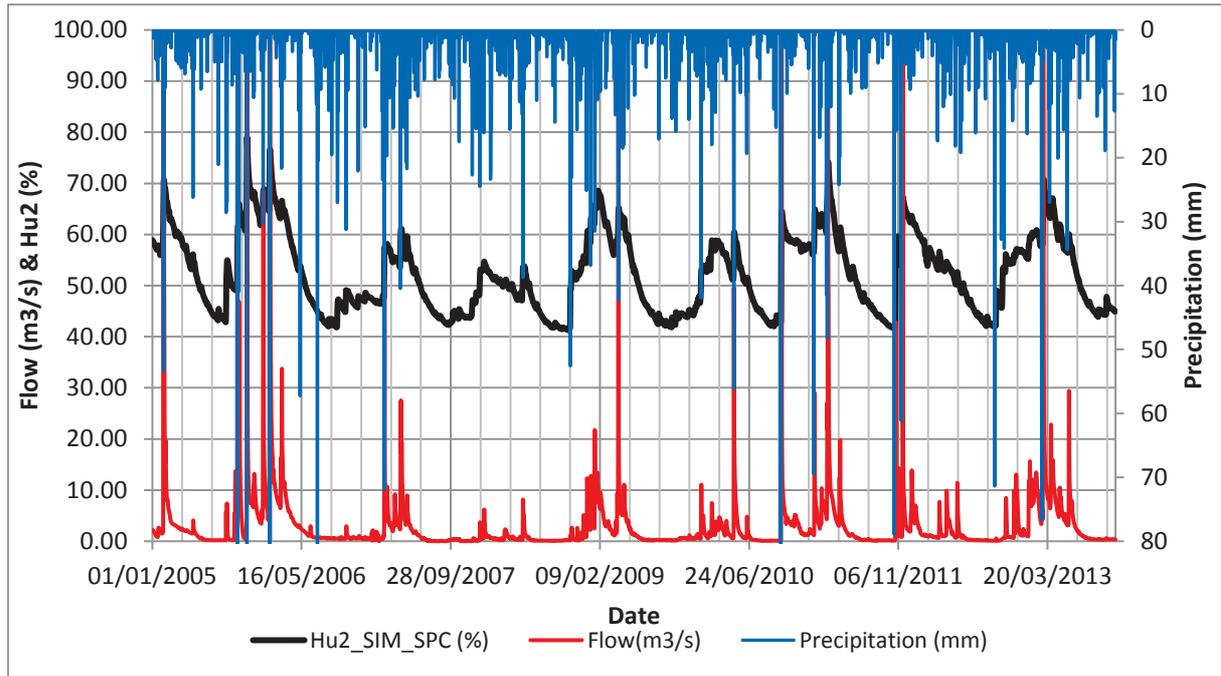


Figure 3-12: Chronique de précipitation, débit de base et de Hu2 pour la période de janvier 2005 à novembre 2013.

Une vérification statistique de ces corrélations est établie sur la Figure 3-13 pour vérifier les résultats précédents. La Figure 3-13 valide la corrélation entre le débit et Hu2 pour une chronique d'environ 9 années. La variance expliquée est de 76%. L'utilisation de ces deux données comme variables prédictives de l'humidité du sol dans le bassin paraît justifiée. La corrélation entre les précipitations et Hu2 ne présente pas un bon résultat, confirmant le caractère trop sporadique des précipitations pour utiliser l'API comme indicateur de l'humidité initiale du sol.

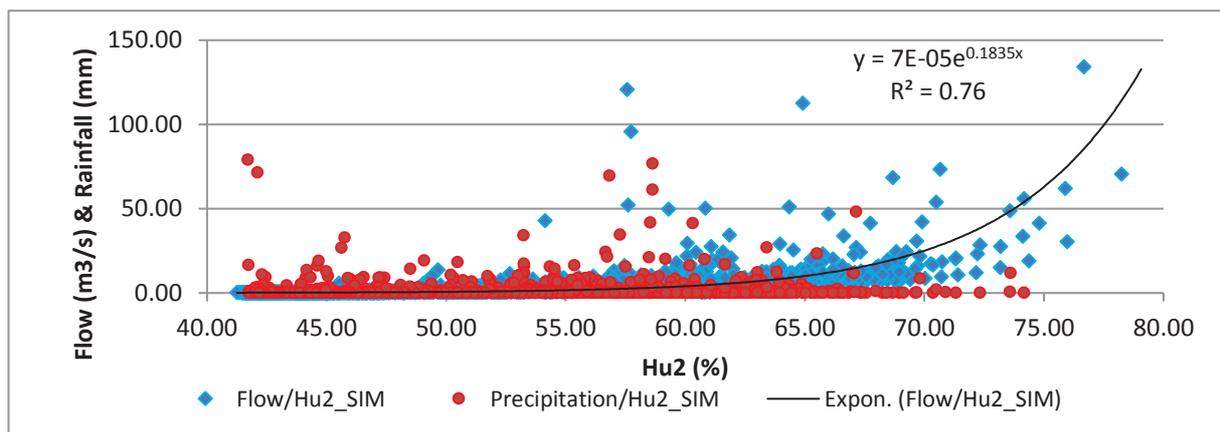


Figure 3-13: Corrélation entre le débit à la station de Luc-sur-Orbieu et Hu2, et entre les précipitations moyennes du bassin et Hu2, pour des données journalières de janvier 2005 à novembre 2013.

Enfin, le débit de base et la variable Hu2 issue de SIM semblent être adaptés à l'estimation de l'humidité du sol dans le bassin versant. D'autres approches pourraient aussi être étudiées, comme l'utilisation de données satellitaires ou de modèles de sol (Brocca et al., 2009, 2010, 2011 ; Trambly et al., 2010). Cependant, la mise à disposition quotidienne, des données Hu2 et débit de base, aux organismes de gestion, en font des atouts majeurs dans le cadre de l'application opérationnelle de ces travaux.

3.1.7 Cours d'eau

Le cours d'eau de l'Orbieu prend sa source à Fourtou en amont du bassin versant. Il s'écoule ensuite avec une pente moyenne de 0.8% sur une distance de 72 km jusqu'à Villedaigne que nous avons défini comme exutoire. Des affluents le rejoignent tout au long de son parcours. Ces affluents sont, de l'amont vers l'aval : le Sou, le Libre, l'Alsou, la Nielle, et l'Aussou (Figure 3-14).

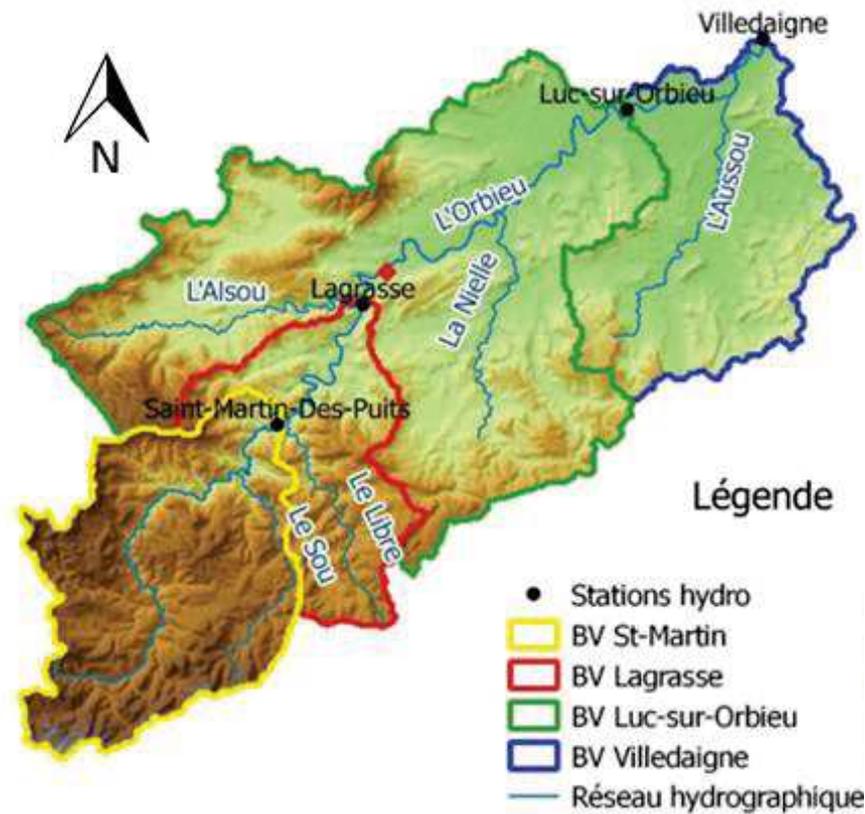


Figure 3-14: Rivière de l'Orbieu et ses affluents. Les bassins versants hydrographiques de chaque station hydrométrique sont représentés par un contour coloré.

L'Orbieu peut présenter des débits de plusieurs centaines de m^3/s qui façonnent le lit de la rivière et de ses affluents de façon surprenante. Le lit de l'Orbieu s'agrandit normalement de l'amont vers l'aval (Figures 3-15 (a), (b) et (c)). Ce qui est surprenant est plutôt la taille du lit de ses affluents, qui sont une majeure partie du temps quasiment à sec. La Figure 3-15 (d) montre le lit de l'affluent du Libre au niveau de sa confluence avec l'Orbieu. Cet affluent draine une petite partie amont du bassin versant. Son lit fait pourtant plusieurs dizaines de mètres de large, attestant de débits de crues pouvant atteindre des centaines de m^3/s . Ces conclusions s'accordent avec les témoignages de la population locale rencontrée lors des études de terrain. La Figure 3-15 (e) montre le lit de l'affluent de l'Alsou qui rejoint l'Orbieu plus en aval. Le bassin versant de cet affluent est plus petit et soumis à un climat continental. Selon des discussions avec le SMMAR, sa contribution aux crues est faible, ce qui peut expliquer la forme plus petite de son lit. La Figure 3-15 (f) montre le lit de la Nielle au niveau du pont de Saint-Laurent-de-la-Cabrerisse. Le lit y apparaît large avec des berges creusées sur plusieurs mètres témoignant des forts débits pouvant y circuler.

Chapitre 3

En période d'étiage, l'écoulement de l'Orbieu est généralement très faible, de l'ordre du m^3/s . Les photos de la Figure 3-15 (b), (d), (e), et (f) ont été prises à cette période. Elles témoignent du faible écoulement, voire de zones d'eau stagnantes. La Figure 3-15 (b) est prise directement depuis le lit de l'Orbieu. Elle montre le point de départ d'un écoulement souterrain diffus de l'Orbieu à l'aval de Saint-Martin-des-Puits, qui réapparaîtra à la surface quelques kilomètres en aval.

L'ensemble de ces photographies traduit la forte hétérogénéité des lits de rivières du bassin versant de l'Orbieu, qui est prise en compte lors de la modélisation hydrologique.

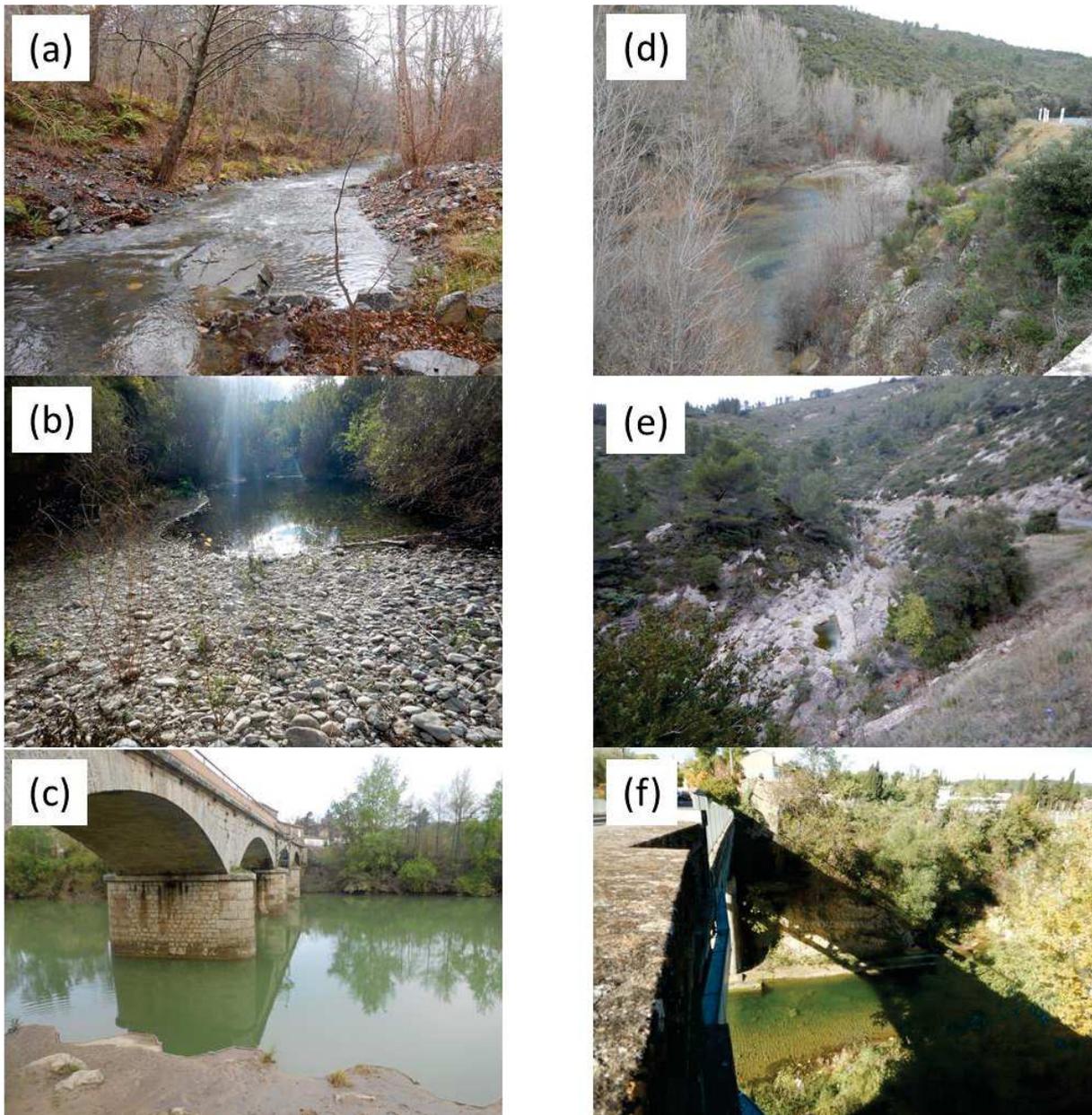


Figure 3-15 : Photographies des cours d'eau en différents points du bassin versant de l'Orbieu. (a) Lit de l'Orbieu dans les gorges en aval de la source de Fourtou ; (b) lit de l'Orbieu et passage en écoulement souterrain à l'aval de Saint-Martin-des-Puits ; (c) lit de l'Orbieu au niveau du pont de Luc-sur-Orbieu ; (d) lit du Libre à la confluence avec l'Orbieu ; (e) lit de l'Alsou en amont de la confluence avec l'Orbieu ; (f) lit de la Nielle au niveau du pont peu avant la confluence avec l'Orbieu.

3.1.8 Conclusion et discussion

La mise en place d'une base de données complète sur le bassin versant de l'Orbieu regroupe les données mesurées par différentes stations pluviométriques et hydrologiques. Un important travail de terrain a permis de compléter cette base de données sur les caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et hydrodynamiques du cours d'eau et des versants qui contribuent à son écoulement. L'analyse de cette base de données, conjointement à une étude des quelques travaux de recherche (Bouchaala, 1991 ; Raynaud, en cours) réalisés sur le bassin et aux témoignages des populations locales, a permis de mieux comprendre son fonctionnement hydrologique.

Le bassin versant de l'Orbieu a un comportement général caractéristique des bassins méditerranéens. Il présente de très faibles débits en période sèche, qui s'opposent à des épisodes de crues considérables en automne et/ou au printemps, pouvant drainer plusieurs centaines de m³/s à son exutoire.

Une distinction marquée a été mise en évidence entre l'amont et l'aval du bassin. L'amont du bassin correspond à une zone montagneuse escarpée recouverte de forêt. Cette zone comprend un important massif calcaire fortement karstifié qui influence ses interactions avec les épisodes de précipitations (Bouchaala, 1991). D'après les discussions avec le SMMAR et les spéléologues du Mouthoumet, il apparaît que le karst du Mouthoumet (zone 3) joue un rôle écrêteur des épisodes moyens de précipitations lorsqu'il est vide, qui se traduit par une infiltration partielle des volumes précipités. A l'inverse, lorsqu'il est saturé, l'infiltration des précipitations devient très faible. Le ruissellement en surface domine alors la réaction hydrologique de cette zone avec des vitesses d'écoulement rapides dues aux fortes pentes de la zone. Malgré les importantes sources identifiées autour du massif calcaire, comme la source de Vignevielle, le karst ne semble pas avoir une contribution significative sur les crues identifiées à l'aval du bassin (discussion avec le SMMAR). Par contre, il semble bien contribuer aux débits d'étiages de l'Orbieu au travers de sources pérennes comme la source du Fourtou.

L'aval du bassin versant est dominé par des plaines argilo-sableuses recouvertes de vignes. Quelques massifs, majoritairement calcaires, ressortent dans certaines zones de la plaine (montagne de l'Alaric en zone 7, plateau des Corbières en zone 11). Ces massifs sont bien moins perméables en surface que les plaines argilo-sableuses (voir section 3.1.4 et 3.1.5). En effet, l'observation sur le terrain montre un sol très peu profond avec une roche mère calcaire sub-affleurante. La présence d'un épikarst dans cette zone est peu probable. Plus en profondeur, la karstification du massif reste faible selon Hélène Mathieu-Subias (Hydrogéologue, Responsable du Pôle Appui Technique du SMMAR). Ces massifs n'ont pas un rôle significatif sur les écoulements et les contributions souterraines aux écoulements en crue de la rivière.

Des comportements hétérogènes ont été identifiés dans les différents sous-bassins de l'Orbieu. Le sous-bassin versant de l'Alsou, exposé à un climat continental, n'apporte pas de contribution majeure aux écoulements en crue comme en témoigne son lit (voir section 3.1.7). A l'inverse, le sous-bassin versant du Libre peut contribuer de façon importante aux débits de l'Orbieu, comme l'atteste son lit de plusieurs dizaines de mètres de large. Enfin, le sous-bassin de l'Aussou allie un climat méditerranéen à un très fort coefficient de ruissellement. Ainsi, il peut générer des crues importantes à Villedaigne par sa seule contribution.

Chapitre3

Ces informations, croisées avec la qualité des chroniques de précipitations et de débits mesurées aux différentes stations, vont permettre la mise en place d'une modélisation hydrologique robuste. Le comportement de certains sous-bassins suggère la mise en place de fonctions spécifiques à chacun.

3.2 Méthode de futurisation des précipitations extrêmes

Cette section décrit la méthodologie générique de futurisation d'un évènement de précipitations phare d'un bassin versant comme l'Orbieu avec les précipitations issues des simulations historiques et de climat futur. La Figure 3-16 est une représentation schématique de cet évènement.

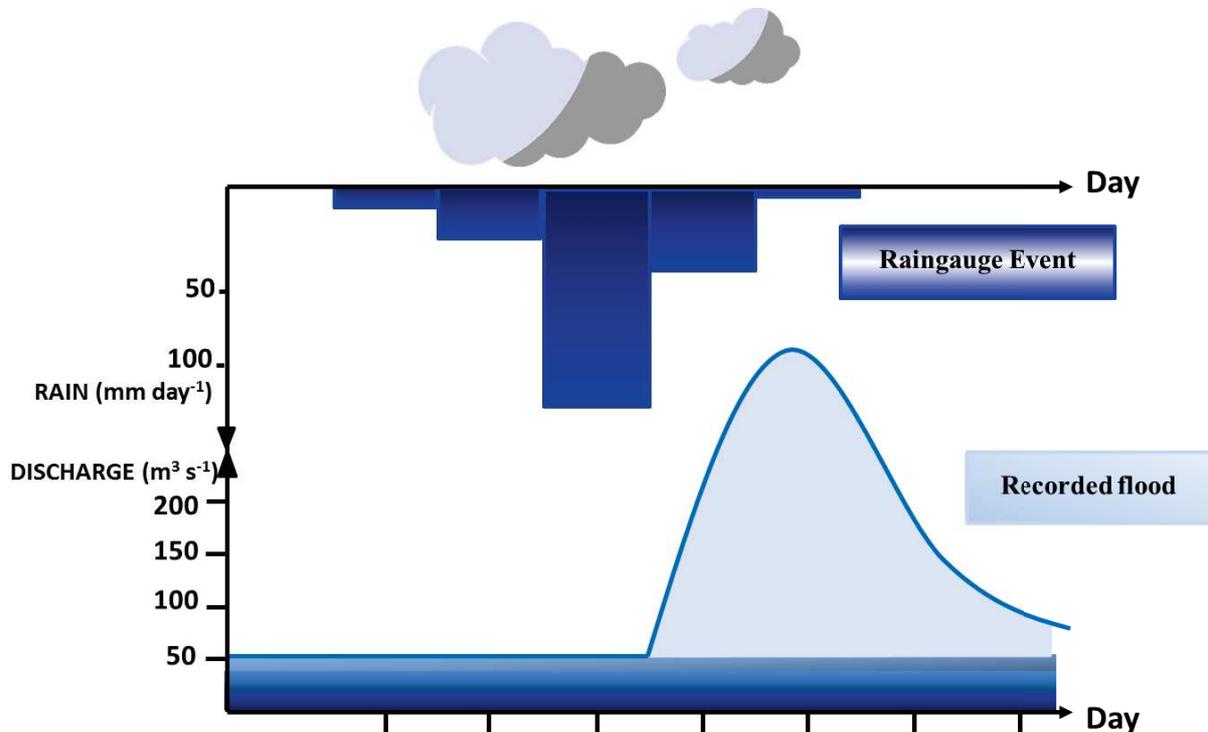


Figure 3-16: Représentation schématique d'un hyétogramme de précipitations enregistré par un pluviomètre sur l'axe des abscisses supérieur. Ce hyétogramme génère un hydrogramme de crue représenté sur l'axe des abscisses inférieur.

3.2.1 Caractérisation statistique d'un évènement de précipitations extrêmes

Dans le contexte de cette thèse, la cohérence temporelle des données utilisées est importante. Les précipitations mesurées par les pluviomètres pour étudier les processus de genèse de crues sont enregistrées au pas de temps horaire. En effet, les vitesses de réaction des bassins méditerranéens à une précipitation intense étant de l'ordre de quelques heures, la dynamique infra journalière des précipitations est importante pour bien comprendre et modéliser ces processus. Or, les précipitations simulées par les RCMs sont fournies au pas de temps journalier. Pour que la perturbation de quantiles soit effectuée à la même échelle temporelle, **les observations horaires de précipitations sont agrégées au pas temps journalier**. Elles sont redistribuées sur une chronique infra horaire à la fin du processus de futurisation.

La première étape de la futurisation est la caractérisation statistique de l'épisode de précipitations mesurée au pluviomètre à partir de la distribution de probabilité des précipitations de SAFRAN. En effet, ce type d'évènement s'étend sur quelques jours et ne permet pas d'avoir un échantillon de données suffisant pour calculer la distribution de probabilité des précipitations à cet endroit. Une longue chronique de précipitations est nécessaire pour calculer cette distribution et attribuer les rangs de quantiles correspondants aux

intensités journalières de l'évènement. La base de données SAFRAN fournit cette longue chronique de précipitation. La Figure 3-17 décrit le calcul de la distribution des précipitations du pluviomètre à partir de 30 années de précipitations de SAFRAN (1976-2005), provenant de la maille couvrant le pluviomètre. Cette distribution relie des probabilités d'occurrence, ou rang de quantiles, à des intensités de précipitation journalière. A partir de cette fonction, les rangs de quantiles sont attribués aux précipitations journalières composant l'évènement.

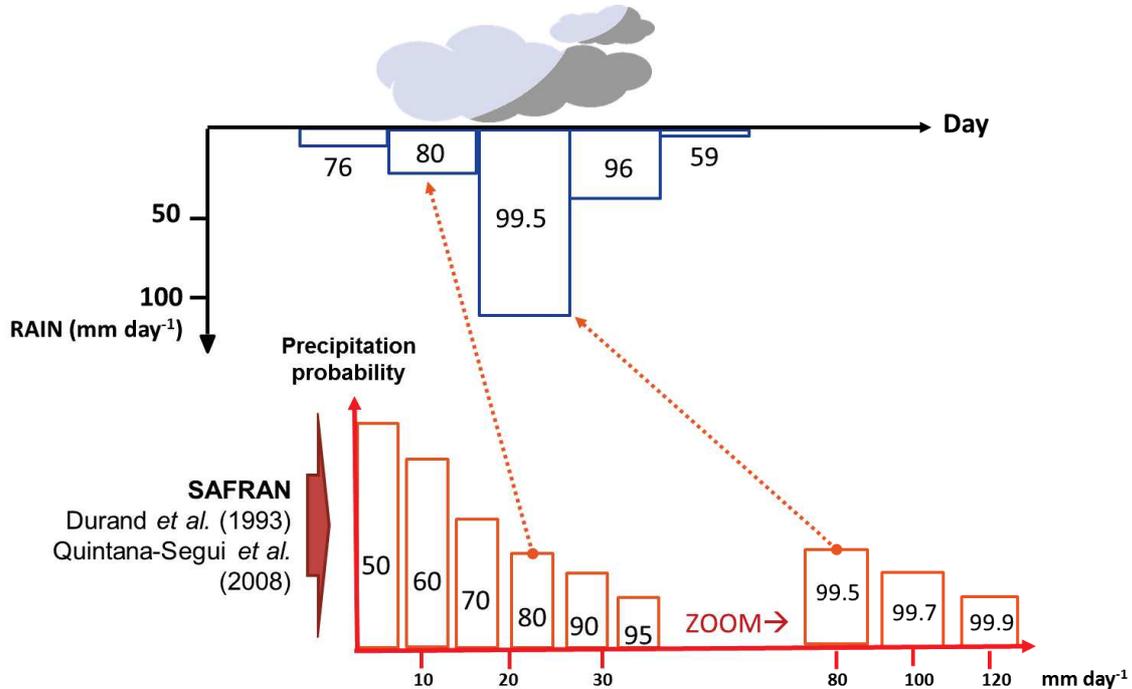


Figure 3-17: Première étape de la futurisation. Attribution des rangs de quantiles aux précipitations de l'évènement mesurés par le pluviomètre, à partir de la distribution de 30 années de précipitations journalières de la maille SAFRAN recouvrant le pluviomètre.

3.2.2 Constitution de la fonction de coefficient de changement passé/futur par quantile issue des simulations des RCMs

Une fois les rangs de quantiles de l'évènement à futuriser définis, ils doivent être perturbés par une fonction de coefficient de changement issue de la comparaison des simulations de la période et de climat futur des RCMs. **Le calcul de ces coefficients de changement constitue la deuxième étape de la futurisation.**

Harader (2015) a fait le choix d'établir cette fonction sur chaque maille de pluviomètre, pour chaque jour de l'année. Cette méthode permet de préserver la variabilité interannuelle des précipitations, et donc les changements pouvant potentiellement les affecter. Cependant, la création de cette fonction de coefficient de changement nécessite un grand nombre d'évènements afin d'atteindre les rangs de quantiles les plus hauts, i.e., les plus rares. En utilisant des simulations de 30 années, l'échantillon pour chaque jour julien (un jour julien correspond au numéro du jour de 1 à 365 dans une année) est composé de 30 valeurs, correspondant, e.g., aux 30 valeurs de précipitations du 10 janvier. Pour augmenter la taille de cet échantillon, une fenêtre glissante est établie sur 45 jours avant et après le jour étudié. Un total de 90 jours est donc sélectionné chaque année, formant un échantillon total de 2700

valeurs. Cet échantillon permet d'atteindre des événements de probabilité d'occurrence d'un jour sur 1000, soit le 99.9^{ème} rang de quantile.

Comme précisé dans le chapitre précédent lors de l'analyse des précipitations issues des modèles EMCORDEX, une présélection des jours de précipitations a été réalisée. Pour cela, dans cette étude, seuls les jours dont la précipitation simulée dépasse le seuil de 0.1 mm sont considérés. Cependant, à la différence de la méthode utilisée dans Harader (2015), les jours pour lesquels les précipitations sont inférieures à ce seuil ne sont pas supprimés. La valeur de précipitation y est simplement remplacée par 0. Cette méthode permet de conserver un échantillon de même taille pour chacun des RCMs, afin d'établir des comparaisons statistiques cohérentes.

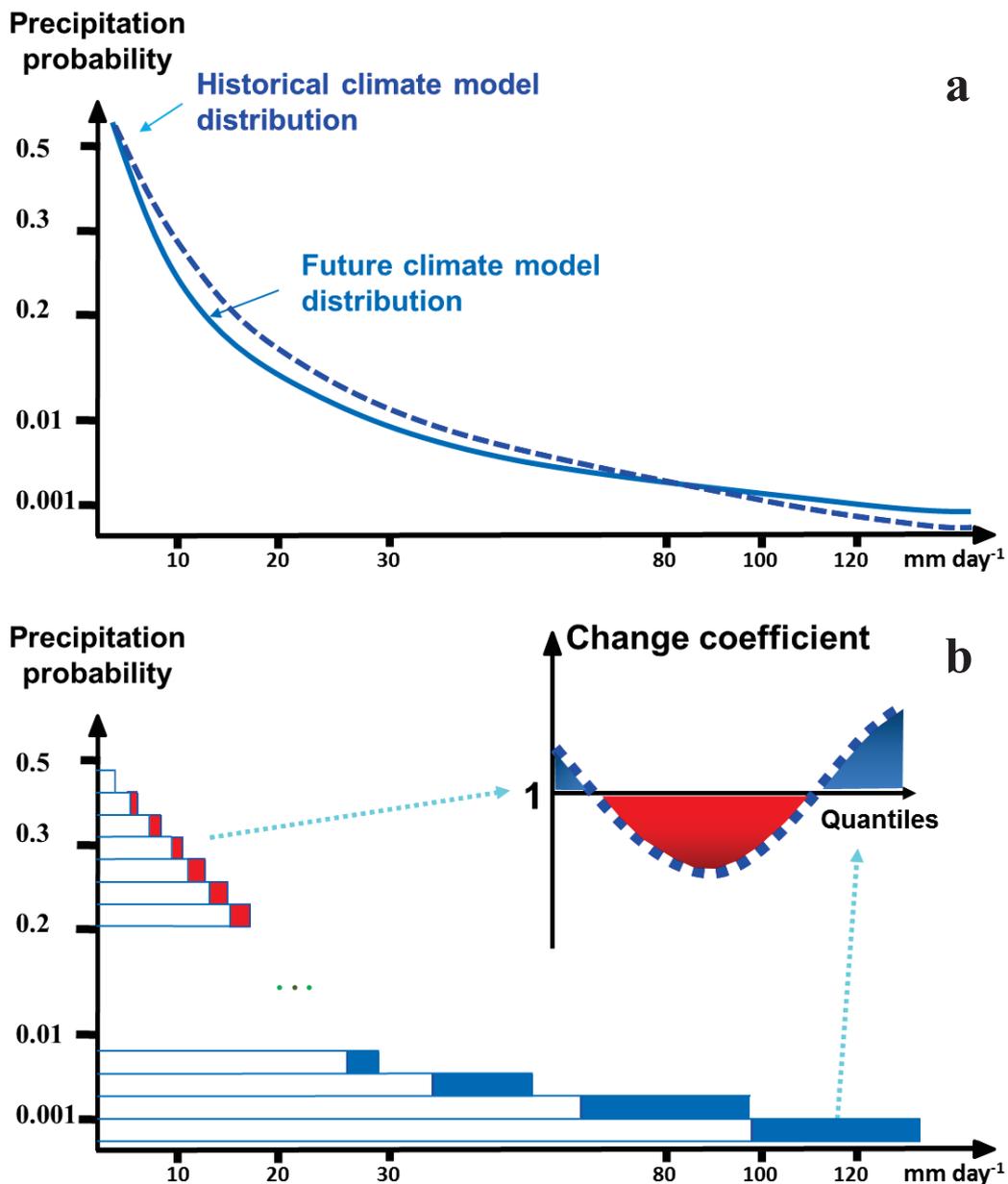


Figure 3-18 : Seconde étape de la futurisation. (a) Représentation des PDFs des précipitations historiques et futures issues d'un RCM. (b) Création de la courbe des coefficients de changement en fonction du rang de quantile à partir de la différence des PDFs des précipitations historiques et futures issues des simulations des RCMs.

La Figure 3-18 illustre la création de la courbe des coefficients de changements en fonction du rang de quantile pour une maille des RCMs et pour un jour de l'année. Les deux courbes de la fonction de probabilité de distribution (PDF) de la Figure 3-18 (a) sont calculées à partir des 30 ans de précipitations historiques (1976-2005) et des 30 ans de précipitations futures pour un scénario et un horizon temporel donnés. Puis, pour chaque rang de quantile, la différence entre l'intensité de précipitation historique et future donne lieu à un coefficient passé/futur comme décrit par la Figure 3-18 (b). Les valeurs de ce coefficient peuvent varier de 0 à $+\infty$. Ainsi, pour un rang de quantile donné, une valeur de 1 signifie qu'il n'y a pas de changement d'intensité entre la période historique et future. Une valeur de 0.5 signifie que l'intensité de ce quantile dans le futur est 50 % plus petite que son équivalent dans la simulation historique. Enfin, une valeur de 1.4 signifie que l'intensité du quantile futur est 40 % plus forte que son équivalent dans la simulation historique.

3.2.3 Application des coefficients de changement passé/futur à l'évènement de précipitation

La troisième étape de la futurisation, illustrée par la Figure 3-19, consiste à appliquer cette fonction de coefficients de changement à l'évènement de précipitations à futuriser, en utilisant la fonction du jour julien correspondant et le coefficient de changement pour le quantile établi au préalable. Le coefficient de changement varie en fonction du rang de quantile. Comme cela a été décrit dans les résultats du chapitre précédent, il tend à être supérieur à 1 pour les évènements les plus rares.

Une fois l'évènement futurisé au pas de temps journalier, il est désagrégé au pas de temps horaire en suivant la dynamique infra journalière initiale. Le delta issu du CC est ainsi réparti de façon pondérée sur la chronique horaire de précipitation.

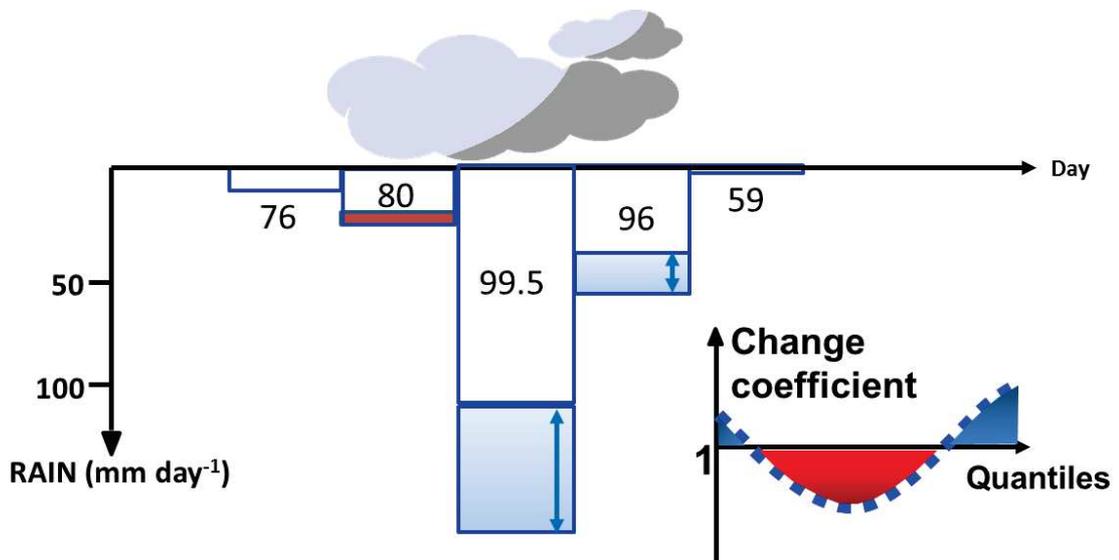


Figure 3-19: Troisième étape de la futurisation. Application des coefficients de changement à l'évènement de précipitations à futuriser en fonction du rang de quantile.

3.3 Futurisation des précipitations du bassin versant de l'Orbieu

La méthode de futurisation est maintenant appliquée aux épisodes phares du bassin versant de l'Orbieu. Six épisodes majeurs ont été sélectionnés de 2005 à 2017 correspondant aux pics de crues les plus intenses enregistrés à la station hydrologique de Luc sur Orbieu. Ces événements phares sont présentés dans le Tableau 3-3.

Tableau 3-3 : Liste des épisodes de crues retenues dans le bassin versant de l'Orbieu pour la futurisation.

Date	Q(m3/s)	P (mm)				
	Luc/O	Bouisse	Lagrasse	Coustouge	Luc/O.	Roquelongue
10/2005	643	119	181	142	84	102
11/2005	846	141	224	230	101	187
02/2006	715	23	142	224	113	268
03/2013	571	138	102	123	101	178
11/2014	784	212	221	353	225	407
02/2017	554	73	109	154	57	125

La futurisation de ces six épisodes est réalisée en appliquant la méthode décrite dans la section 3.2 aux cinq pluviomètres disponibles sur le bassin. Pour chaque pluviomètre et chaque épisode, six équivalents futurs sont établis correspondant aux trois horizons temporels de chaque scénario de CC comme présenté dans le Tableau 3-4. Les épisodes correspondants aux scénarios RCP4.5 sont donc représentés en bleu alors qu'ils sont représentés en rouge pour le RCP8.5. L'épisode historique observé est représenté en noir. Beaucoup de résultats sont présentés seulement pour le pluviomètre de Coustouge pour la démonstration méthodologique. Ce pluviomètre est sélectionné car il présente les changements futurs les plus forts, étant donné sa position sur le front méditerranéen (voir Figure 3-1). De même, l'épisode de novembre 2014 est choisi pour présenter la méthodologie car typique des événements cévenols, ou méditerranéens.

Tableau 3-4 : Nomenclature définissant les scénarios futurs dans les figures sur le CC.

Obs	Historique 1976-2005
R1H1	RCP4.5 en 2011-2040
R1H2	RCP4.5 en 2041-2070
R1H3	RCP4.5 en 2071-2100
R2H1	RCP8.5 en 2011-2040
R2H2	RCP8.5 en 2041-2070
R2H3	RCP8.5 en 2071-2100

3.3.1 Variabilité spatiale et interannuelle des coefficients de changement des précipitations

La futurisation des précipitations est effectuée pour chaque pluviomètre du bassin versant de l'Orbieu en considérant la maille du RCM qui le superpose. Ceci permet de préserver la variabilité spatiale des changements de précipitations. En effet, l'utilisation d'une unique fonction de coefficient de changement pour l'ensemble du bassin versant de l'Orbieu occasionnerait un lissage de ce signal que nous voulons éviter. Pour illustrer cette idée, la Figure 3-20 reprend la figure du résultat de l'impact du CC sur l'Aude décrit dans Colmet-Daage et al. (2018) et la compare à la même figure établie sur la seule maille du pluviomètre de Coustouge (voir article section 2.3.2 pour la compréhension de la figure). La Figure 3-20 montre que la variabilité de ces coefficients de changement peut être fortement impactée par le nombre de mailles pris en compte. En effet, le signal des lignes continues, et de l'enveloppe d'incertitude de ces courbes, apparaît plus lissé pour le bassin versant de l'Aude (84 mailles) que pour l'unique maille couvrant le pluviomètre de Coustouge. Les valeurs des coefficients de changement sont plus fortes pour le pluviomètre de Coustouge, et surtout, l'incertitude multi-modèles y est beaucoup plus grande. Ainsi, la variabilité spatiale des changements est préservée lors de la futurisation.

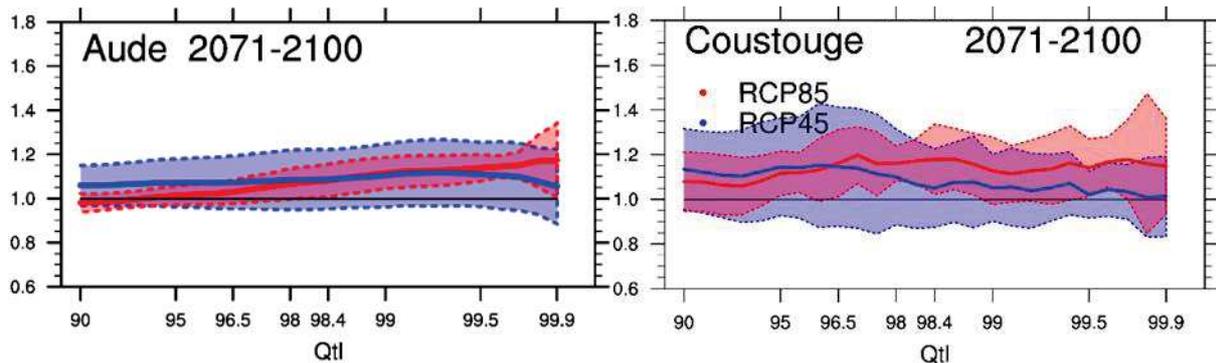


Figure 3-20: Fonction de coefficient de changement de la saison d'automne centré sur les quantiles de rang supérieur à 90 pour les deux scénarios de CC à l'horizon 2071-2100. Cette fonction est établie sur l'ensemble du bassin versant de l'Aude (à gauche) et sur la seule maille recouvrant le pluviomètre de Coustouge dans le bassin versant de l'Orbieu (à droite).

Pour rappel la Figure 3-20 montre à droite la fonction de changement pour une saison de 90 jours. Concrètement, lors de la futurisation, cette fonction est calculée sur chaque pluviomètre et pour chaque jour julien en considérant une fenêtre de 90 jours autour du jour cible. Ainsi la variabilité interannuelle est préservée lors de la futurisation.

3.3.2 Variabilité de la futurisation en fonction des RCMs

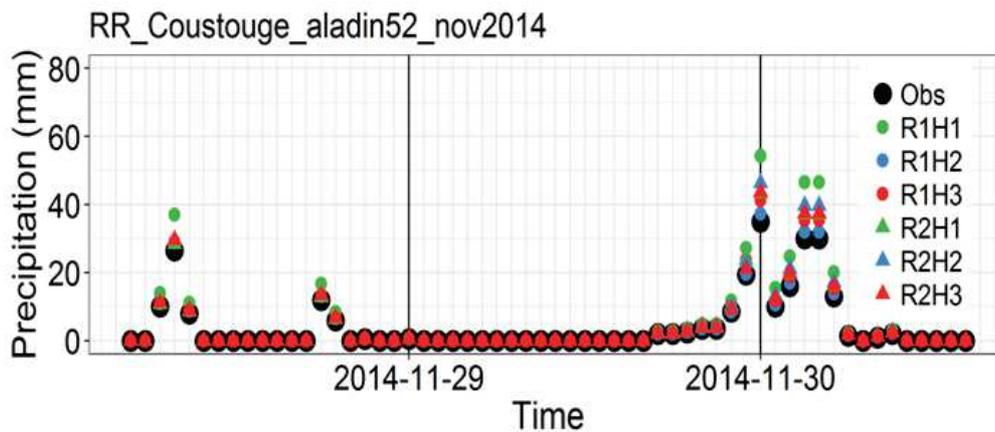


Figure 3-21: Futurisation par ALADIN53 de l'épisode de novembre 2014 enregistré par le pluviomètre de Coustouge

La futurisation par le modèle ALADIN53 de l'épisode de précipitations de novembre 2014 enregistré par le pluviomètre de Coustouge est décrite par la Figure 3-21. La précipitation observée de la période passée est décrite par les grands ronds noirs, alors que les précipitations futurisées sont décrites par les petits triangles et ronds colorés. Cet épisode est divisé en deux phases de précipitations. La première phase a lieu dans la journée du 28 novembre et la seconde plutôt durant le 30 novembre. Selon ALADIN53, le changement des précipitations le plus important apparaît pour en R1H1 (rond vert) avec un pic de précipitation passant de 35mm/h à 50 mm/h. Le changement le plus faible apparaît en R2H3 (triangle rouge), avec une diminution du pic de précipitation à environ 28 mm/h.

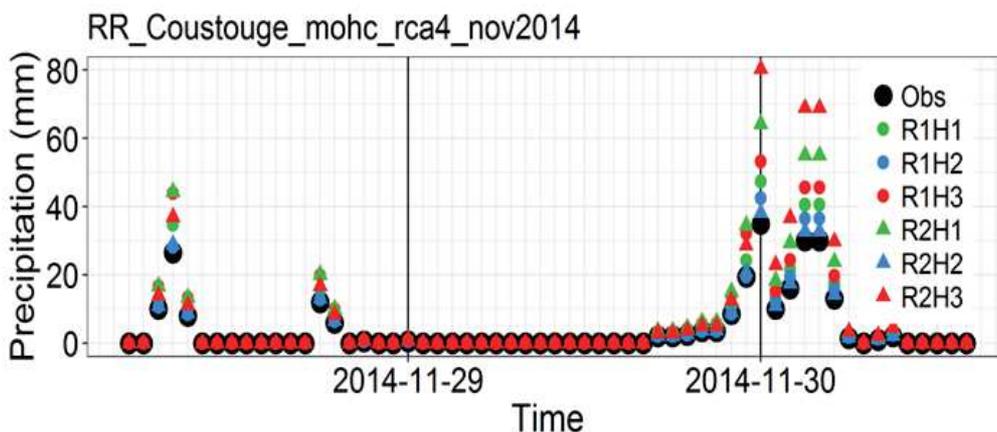


Figure 3-22: Futurisation par ICHEC-RACMO22E de l'épisode de novembre 2014 enregistré par le pluviomètre de Coustouge

La futurisation de ce même épisode par le modèle MOHC-RCA4, décrite par la Figure 3-22, prévoit le plus fort changement en R2H3 (triangle rouge) avec un pic de précipitation atteignant plus de 60 mm/h alors que le changement le plus faible d'environ 42 mm/h concerne R1H1.

Ces deux figures montrent que la futurisation de précipitations à partir de deux RCMs peut donner des changements très différents de l'épisode de précipitations extrême, voir même opposés dans ce cas. Cette variabilité se retrouve aussi dans les 6 autres RCMs comme en Figure 3-23 qui réunit les résultats de la futurisation de cet épisode pour l'ensemble des RCMs. L'analyse de la futurisation d'autres événements montre qu'une classification des modèles en

fonction des changements qu'ils prévoient ne peut être établie car ces derniers varient en fonction de chacun des évènements. Ainsi, une étude multi-modèles apparaît essentielle pour couvrir et préserver la majeure partie des incertitudes liées aux RCMs lors de la futurisation.

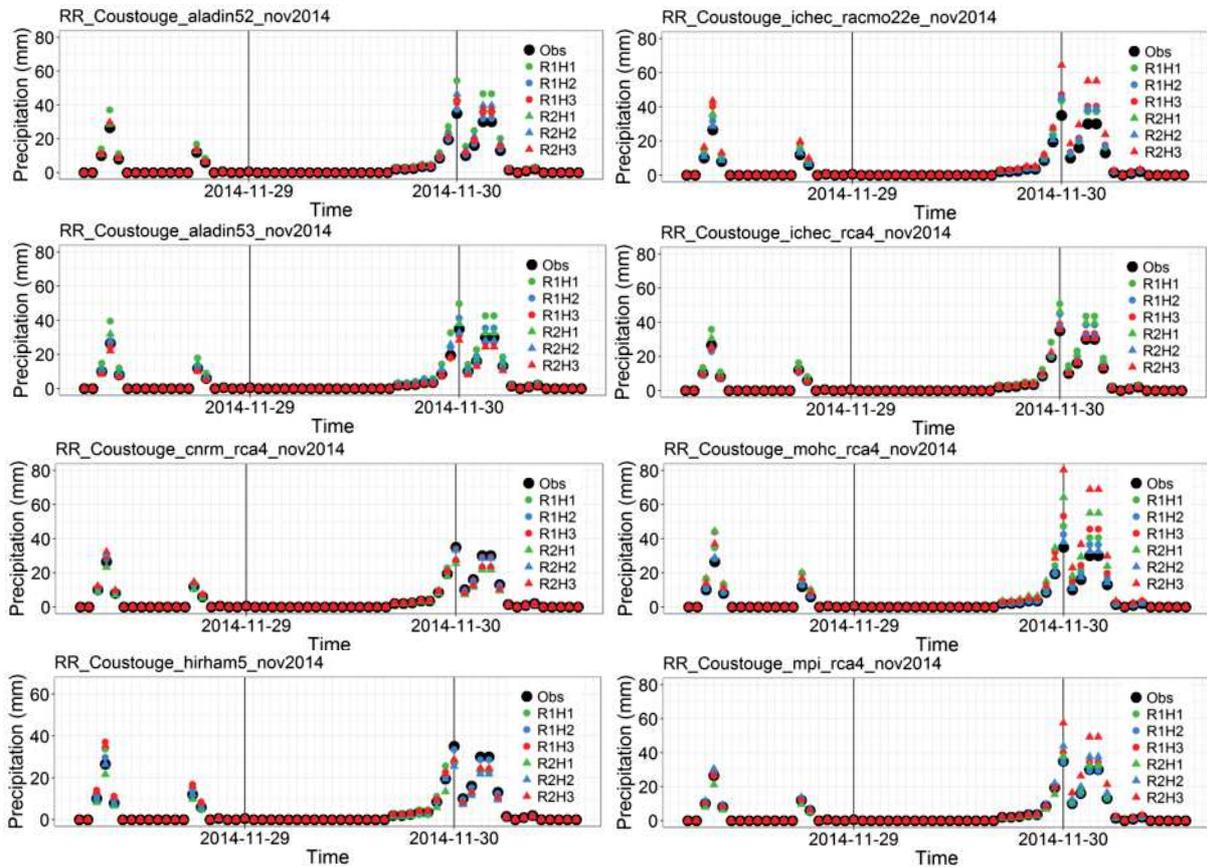


Figure 3-23: Futurisation de l'épisode de novembre 2014 au pluviomètre de Coustouge par l'ensemble des RCMs.

3.3.3 Variabilité spatiale de la futurisation des précipitations

3.3.3.1 La boîte à moustache

Afin de faciliter l'interprétation des résultats issues des huit RCMs pour un épisode et pour un pluviomètre, ces résultats sont rassemblés sous la forme de boîtes à moustaches traduisant le changement du cumul de précipitations et le changement du pic de précipitation.

La Figure 3-24 permet de faire un rappel sur les informations contenues dans une boîte à moustaches :

« Un box-plot est un graphique simple composé d'un rectangle duquel deux droites sortent afin de représenter certains éléments des données.

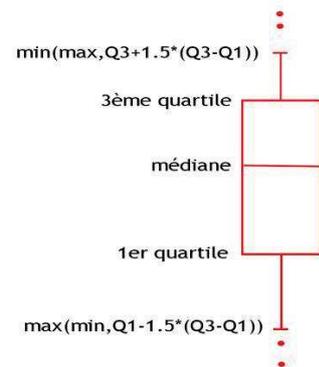


Figure 3-24: Schéma descriptif de l'interprétation des boîtes à moustache. Source : Jackobowicz (2015)

- La valeur centrale du graphique est la médiane (il existe autant de valeurs supérieures qu'inférieures à cette valeur dans l'échantillon).

- Les bords du rectangle sont les quartiles (pour le bord inférieur, un quart des observations ont des valeurs plus petites et trois quart ont des valeurs plus grandes, le bord supérieur suit le même raisonnement).
- Les extrémités des moustaches sont calculées en utilisant 1.5 fois l'espace interquartile (la distance entre le 1er et le 3ème quartile). » (Jackobowicz, 2015)

En complément, lorsqu'une valeur est supérieure ou inférieure à l'intervalle défini par la boîte à moustache, elle est affichée avec un point.

3.3.3.2 Pluviomètre de Coustouge

La Figure 3-25 rassemble les résultats de la futurisation de l'épisode de novembre 2014 au pluviomètre de Coustouge. Les boîtes à moustaches de la figure (a) montrent les changements du cumul de précipitations estimés par les RCMs en fonction de chaque scénario. La médiane et les quartiles de l'ensemble des scénarios sont supérieurs à l'évènement dans le passé, ce qui indique qu'au moins la moitié des modèles prévoient une intensification de cet évènement sous un climat futur. Par contre, l'amplitude de cette intensification varie d'un scénario à un autre. Il est surprenant de noter que les changements médians les plus forts, pour un même horizon temporel, ne sont pas systématiquement attribués au scénario le plus pessimiste comme le montre R1H1 et R2H1. La plus grande dispersion correspond au scénario R2H3, traduisant la plus grande incertitude. Les changements de la valeur maximum de précipitation de la figure (b) sont cohérents avec le comportement de la figure (a). Ce constat est valable pour la majorité des épisodes étudiés dans cette thèse.

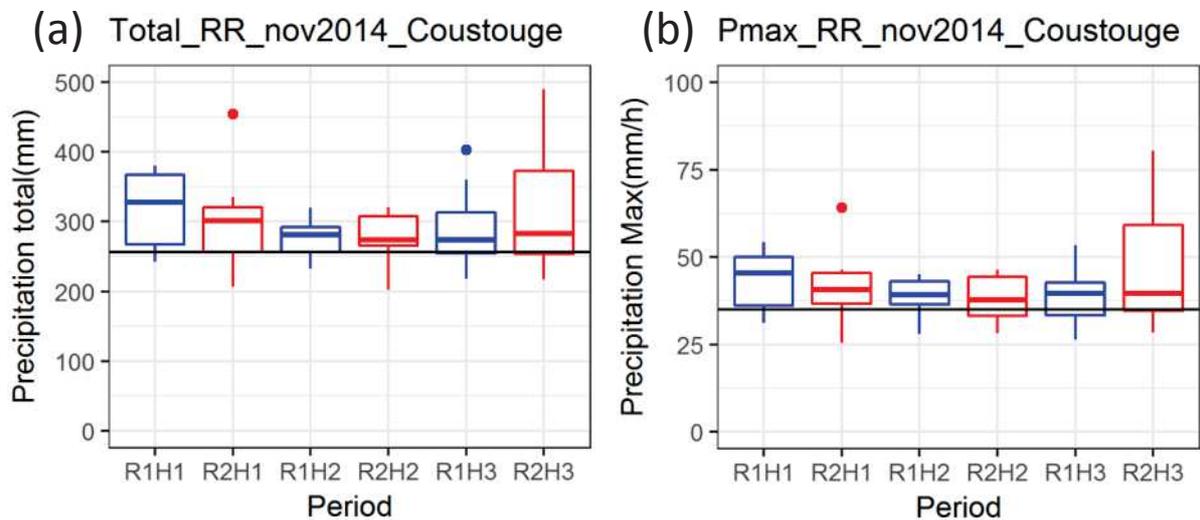


Figure 3-25: Boîtes à moustaches des changements de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. L'évènement de novembre 2014 est présenté pour le pluviomètre de Coustouge. (a) représente le changement de cumul de précipitations et (b) représente le changement du pic de précipitation.

3.3.3.4 Pluviomètres du bassin de l'Orbieu

La Figure 3-25 montre les boîtes à moustaches pour les changements d'un unique pluviomètre (Coustouge). Sur le bassin versant de l'Orbieu, cinq pluviomètres sont disponibles, ce qui permet d'étudier les changements de précipitations en tenant compte de leur variabilité spatiale. Etant donné que le signal du CC sur le cumul de précipitations est semblable à celui sur les maximums de précipitations pour les événements étudiés ici, seuls les cumuls de précipitations sont présentés par la suite.

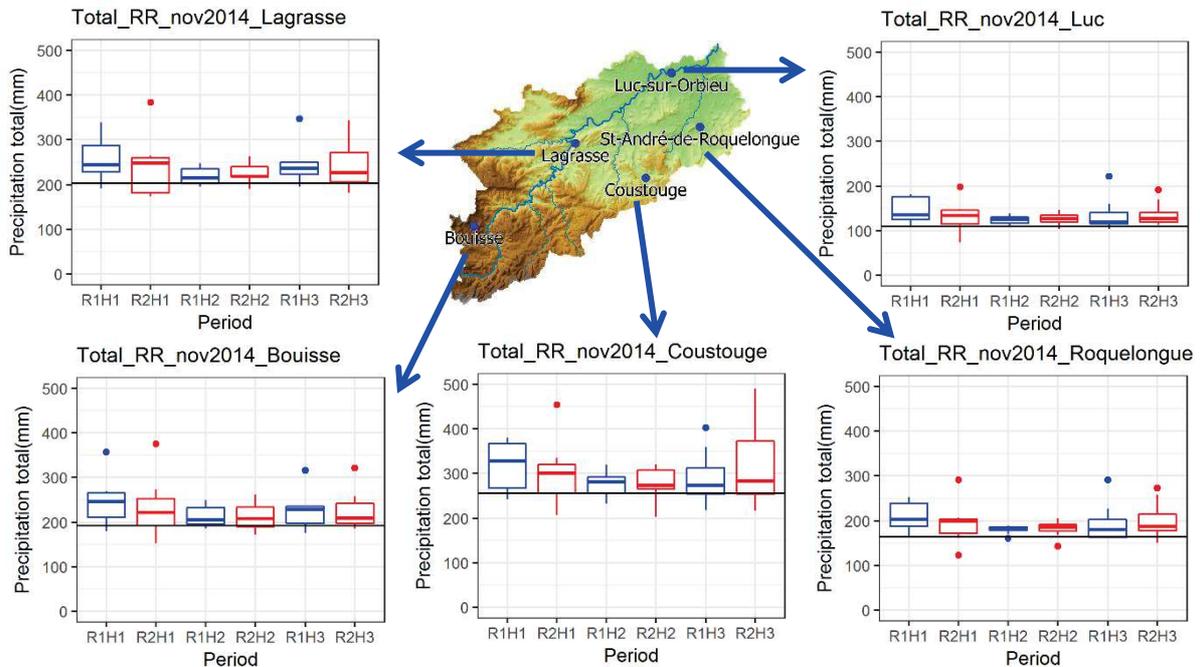


Figure 3-26: Boîtes à moustaches des changements de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. Les changements de cumul de précipitations pour l'événement de novembre 2014 sont présentés pour l'ensemble des pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu. Les flèches indiquent la localisation de chaque pluviomètre dans le bassin versant.

La Figure 3-26 représente, en forme de boîte à moustache, les changements de cumuls de précipitations de l'épisode de novembre 2014 pour les 5 des pluviomètres étudiés sur le bassin de l'Orbieu. Elle montre, dans un premier temps, que tous les pluviomètres n'ont pas été affectés par les mêmes cumuls de précipitations lors de l'épisode historique. En effet, les lignes noires représentant le cumul historique varient de 100mm pour Luc, à plus de 250mm pour Coustouge. Les changements de précipitations affectant chacun des pluviomètres sont différents, traduisant l'hétérogénéité du signal du CC sur les pluviomètres situés en zone montagneuse (Bouisse), par rapport à ceux situés en zone de plaine (Luc). Toutefois, malgré ces différences de signal, les médianes de l'ensemble des pluviomètres et de l'ensemble des scénarios montrent continuellement une intensification. Cela permet de présager des changements importants sur la réponse hydrologique de cet événement sous un climat futur, tant sur l'amplitude liée à l'intensification des précipitations, que sur la dynamique liée à une organisation des apports de chaque zone du bassin qui se distingueront de son équivalent historique.

3.3.4 Variabilité temporelle de la futurisation des précipitations

L'évènement présenté précédemment a eu lieu à l'automne. Comme il a été montré dans Colmet-Daage et al. (2018), le signal du CC sur les précipitations diffère entre l'automne et le printemps à cause de l'origine différente de ces précipitations. Les précipitations d'automne sont majoritairement d'origine convectives alors que les précipitations de printemps sont plutôt d'origine stratiformes (Harader, 2015). Afin d'évaluer si cette différence a un impact sur la futurisation des précipitations, une comparaison de l'évènement précédent est effectuée avec un évènement printanier.

3.3.4.1 Futurisation d'un évènement de printemps

L'évènement de février 2006 est sélectionné pour effectuer cette comparaison car il est caractéristique des épisodes de printemps avec de faibles longues précipitations. Malgré l'absence de mesures du pluviomètre de Bouisse due à un défaut technique, la futurisation des quatre autres pluviomètres est présentée dans la Figure 3-27.

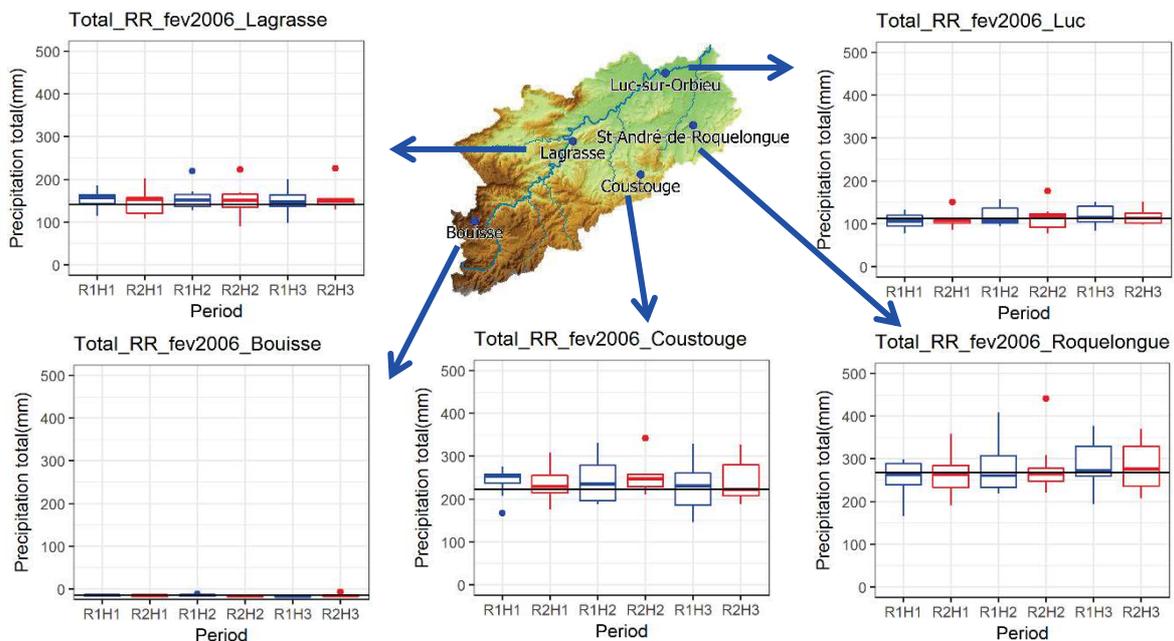


Figure 3-27: Boîtes à moustaches des changements de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. Les changements de cumul de précipitations pour l'évènement de février 2006 sont présentés pour l'ensemble des pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu. Les flèches indiquent la localisation de chaque pluviomètre dans le bassin versant.

La Figure 3-27 représente les changements de cumuls de précipitations de l'épisode de février 2006 pour quatre des cinq pluviomètres étudiés sur le bassin versant de l'Orbieu. Elle montre une importante différence du signal de changement de précipitations entre deux catégories de pluviomètres. Les pluviomètres situés au nord et à l'ouest (Lagrasse et Luc) sont exposés à un climat continental. Ils ont été affectés historiquement par un faible cumul de précipitations et leurs changements de cumul sont assez faibles avec une bonne correspondance des modèles traduite par la compacité des boîtes à moustache. Les pluviomètres situés à l'est (Coustouge et Roquelongue) sont exposés à un climat méditerranéen. Ils ont été affectés historiquement par de plus importants cumuls de précipitation. Leur changement de cumuls sont aussi assez faibles en médiane, toutefois, l'incertitude des modèles autour de cette médiane est très importante comme en témoigne l'étendu des boîtes à moustaches.

Pour cet épisode printanier, certains scénarios affichent des changements médians négatifs pour la première fois, soit inférieurs à l'évènement passé. Aussi, une majorité d'entre eux présentent une part importante de leur intervalle de quartiles dans des valeurs négatives. Il semblerait donc qu'il y ait effectivement une différence significative du signal du CC lors de la futurisation des précipitations d'automne par rapport à celles du printemps.

3.3.4.2 Distinction de la futurisation en automne et au printemps

Afin de vérifier la robustesse de nos analyses, les résultats pour l'ensemble des pluviomètres et des évènements d'automne et de printemps ont été réunis sur un même graphique de boîte à moustaches (Figure 3-28). Afin de s'affranchir des différences d'échelles entre les différents pluviomètres et évènements, les cumuls de précipitations ont été normalisés par la valeur de la simulation historique correspondante. Cela revient à observer le changement relatif de ces précipitations qui peut être assimilé en partie aux coefficients de changements utilisés pour la futurisation. Toutefois, il est important de garder en mémoire que ces changements relatifs se rapportent ici aux cumuls de l'ensemble de l'épisode et non uniquement à un jour.

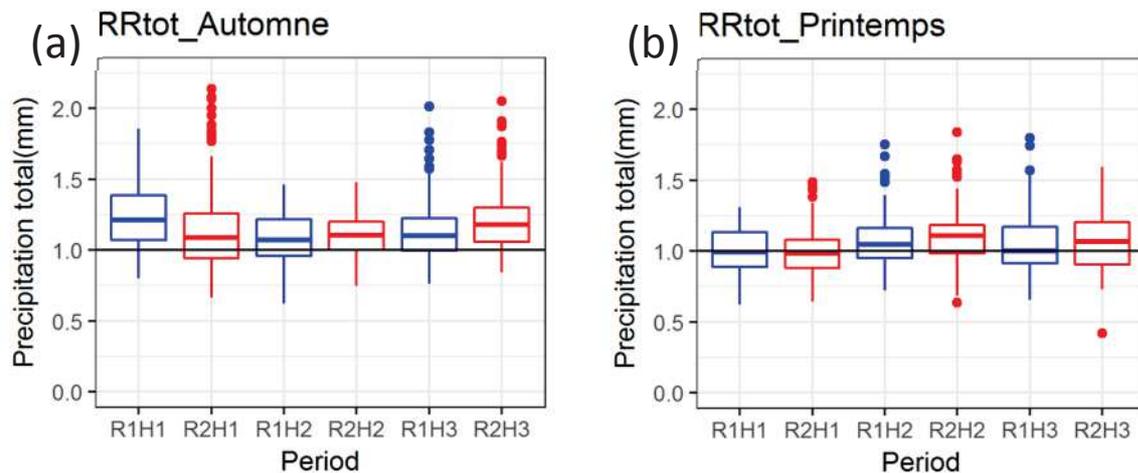


Figure 3-28: Boîtes à moustaches des changements relatifs de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario par rapport à leur équivalent historique. L'ensemble des pluviomètres et des évènements sont assemblés pour la saison d'automne en (a) et pour le printemps en (b).

La Figure 3-28 confirme la différence du signal du CC sur l'ensemble des précipitations d'automne par rapport à celles du printemps. L'ensemble des précipitations d'automne présente un signal médian qui traduit une intensification des précipitations dans le futur. L'intervalle des quartiles est majoritairement supérieur à 1, ce qui indique que plus de la moitié des modèles s'accordent sur cette intensification. L'interprétation de la figure d'automne semble faire ressortir une forme de « V » entre les scénarios, dessinée par des changements forts au premier et au dernier horizon temporel, et des changements moindres à l'horizon temporel intermédiaire, c'est-à-dire au milieu du siècle. Les précipitations du printemps révèlent des changements moins importants, allant même jusqu'à être négatif pour R2H1. Les incertitudes ne sont pas significativement plus importantes que pour l'automne, cependant, pour l'ensemble des scénarios, au moins une part de l'intervalle inférieur de quartile affiche des changements négatifs. Enfin, la forme de « V » citée auparavant ne se retrouve pas, et nous pourrions même considérer qu'elle s'inverse, même si le cela ne semble pas significatif dans ce cas.

3.4 Discussion sur la chaîne de futurisation climatique

La chaîne de futurisation a permis d'établir l'équivalent statistique d'évènements phares de précipitations sous l'impact du CC d'ici la fin du 21^{ème} siècle. Cette méthode prend en compte un ensemble de huit modèles climatiques régionaux de l'exercice EMCORDEX ainsi que deux scénarios d'émissions de GES. Cet ensemble de simulations permet de couvrir une majeure partie de l'incertitude climatique. Cependant, d'autres sources d'incertitudes, provenant des outils, où de la méthode, persistent et sont discutées ci-après.

3.4.1 La futurisation des pluviomètres

Lors de la futurisation des précipitations, les coefficients de changement, établis avec les simulations des RCMs, sont appliqués aux pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu. Ces coefficients sont appliqués aux précipitations enregistrées à cinq pluviomètres couvrant le bassin versant (Bouisse, Lagrasse, Coustouge, St-André-de-Roquelongue et Luc-sur-Orbieu). Ces coefficients sont spécifiques à la maille des RCMs couvrant chaque pluviomètre, dans le but de prendre en compte la variabilité spatiale de ces changements. Cependant, les précipitations futurisées sont interpolées spatialement une nouvelle fois lors de la modélisation hydrologique distribuée. La méthode des « Polygones de Thiessen » (Thiessen, 1911) qui est utilisée par le modèle hydrologique SCS-LR aboutie aux zones décrites sur la Figure 3-29.

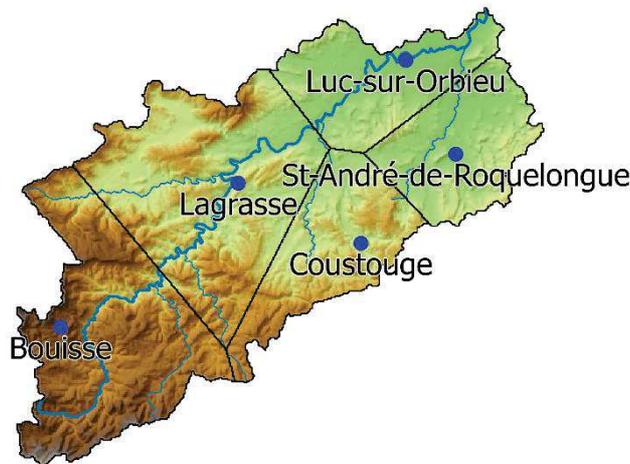


Figure 3-29: Polygones de Thiessen établi par le modèle SCS-LR à partir des cinq pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu.

Les précipitations futurisées de chaque pluviomètre sont appliquées à l'ensemble du polygone qui lui est rattaché tels qu'ils sont définis sur la Figure 3-29. Toutefois, ces précipitations ont été futurisées par les coefficients de changements spécifiques à la seule maille couvrant le pluviomètre. Une alternative à ce choix aurait pu consister à établir des coefficients de changement pour chaque maille des RCMs couvrant le bassin, pour futuriser différemment les précipitations au sein d'un même polygone de Thiessen en fonction des mailles RCMs qui le couvrent. Cependant, nous estimons que ce niveau de précision sur la futurisation serait excessif, puisqu'il serait appliqué à des précipitations observées qui ne sont pas spécifiques à la maille mais bel et bien au pluviomètre du polygone de Thiessen.

3.4.2 Utilisation des pluviomètres comme donnée de référence

Les analyses complémentaires qui suivent ont été réalisées en amont du choix de focalisation sur le bassin de l'Orbieu, c'est pourquoi elles n'ont pas été faites spécifiquement sur ce bassin. Elles ont été réalisées sur le bassin du Lez, dont l'exploitation n'a pas été réalisée par la suite pour l'évaluation de l'impact hydrologique (TR Colmet-Daage et al., 2015). Malgré cela, dans le cadre de cette discussion, ces résultats peuvent être pris en compte pour une discussion générale des perspectives de la méthode de futurisation.

3.4.2.1 Discrétisation des événements phares à partir des pluviomètres

Pour chaque épisode phare futurisé dans le bassin de l'Orbieu, une discrétisation en quantiles a été établie. Comme l'explique la section 3.2.1, un rang de quantile est attribué au cumul de précipitations journalier de chaque jour composant l'épisode. En fonction de ce rang de quantile, le coefficient de changement qui lui est attribué diffère. La détermination de ce rang de quantile est donc un élément clé de la méthode.

Actuellement, pour chaque maille couvrant un pluviomètre à futuriser, 30 années de données SAFRAN sont utilisées pour établir la PDF caractéristique des précipitations de cette maille. Toutefois, dans la section 2.4.2, des faiblesses de SAFRAN dans la simulation des extrêmes de précipitations ont pu être mises en évidence pour le bassin versant du Lez. Une alternative pour se rapprocher de la PDF des précipitations qui soit la plus caractéristique possible de cette maille, serait d'utiliser les données du pluviomètre directement. Pour cela, il est nécessaire d'avoir une longue chronique de données pour pouvoir atteindre les plus hauts rangs de quantiles. Comme pour SAFRAN, une trentaine d'années semble adaptée à la finesse de la discrétisation recherchée.

Cette perspective implique de travailler seulement sur les bassins versant où les stations pluviométriques proposent des chroniques robustes de 30 années de précipitations. A l'inverse, SAFRAN est disponible sur l'ensemble de la France et de l'Espagne avec une qualité reconnue et homogène spatialement.

3.4.2.2 Choix de la base de données pour l'établissement des quantiles

La finesse de la discrétisation des quantiles calculés pour caractériser les précipitations doit permettre de représenter de façon uniforme les épisodes observés, le but étant de ne pas avoir de rang de quantiles sous ou sur représentés par les épisodes observés.

Pour vérifier cela, la Figure 3-30 présente une vérification faite sur le bassin du Lez avec les épisodes sélectionnés dans les travaux de Coustau (2011) et de Harader (2015). Pour construire cette figure, les valeurs des intensités de précipitation, correspondant aux intervalles de quantiles que nous avons choisis, sont établies dans le bassin du Lez à partir de 30 années de données SAFRAN de 1981-2010 (en rouge). Les mêmes intensités sont aussi calculées à partir de 30 années de données du pluviomètre de Prades-le-Lez de 1983 à 2014 (en bleu). Puis chaque valeur journalière d'un épisode est classée selon son intensité dans un de ces intervalles de quantiles. Un total de 21 épisodes de crues est ainsi classé.

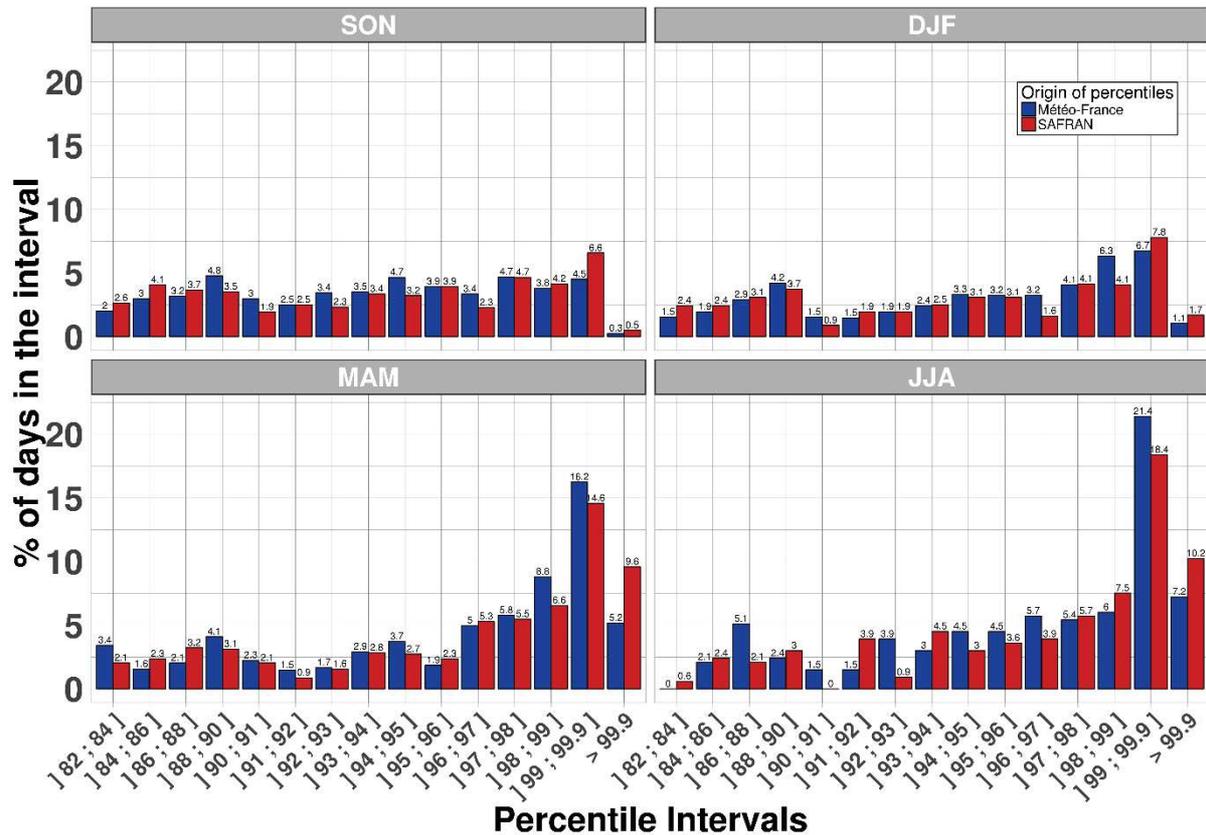


Figure 3-30: Répartition des événements de crue du bassin du Lez selon les intervalles de quantiles calculés avec le pluviomètre de Météo-France à Prades le Lez (bleu) ou les données SAFRAN (rouge). Le premier intervalle correspond aux premières précipitations non nulles. L'unité est en pourcentage du nombre d'événements par saison.

Idéalement, la discrétisation en quantiles représente correctement la distribution si les différents épisodes observés sont équitablement répartis, donc si le diagramme présente un profil plat (Anderson, 1996). Pour la Figure 3-30 les constats sont les suivants :

- Q82 à Q99 : les épisodes se répartissent de façon homogène ;
- Q99 à Q99.9 : pour certaines saisons, il y a beaucoup plus d'épisodes dans cet intervalle. Il doit donc être discrétisé de façon plus fine comme cela a été fait par la suite ;
- Supérieur à Q99.9 : les épisodes dans cet intervalle ne pourront pas être plus finement discrétisés pour des raisons statistiques. Mis à part pour le printemps et l'été, il n'y a que très peu d'épisodes dans cet intervalle.

La répartition des épisodes en quantiles ne diffère pas de plus de 5% entre un intervalle défini avec les données du pluviomètre ou de SAFRAN. Cependant, le nombre d'épisodes dans l'intervalle supérieur au 99.9^{ème} quantile est systématiquement moins élevé selon la discrétisation du pluviomètre. Donc la discrétisation des épisodes journaliers est plus complète avec le pluviomètre dans le bassin du Lez. L'utilisation d'une chronique provenant d'un pluviomètre pourrait donc avoir une plus-value pour la méthode de futurisation.

3.4.3 Données au pas de temps tri-horaire

La méthode de futurisation appliquée dans cette thèse se déroule au pas de temps journalier. Une désagrégation des précipitations journalières au pas de temps horaire est ensuite effectuée en se basant sur la dynamique horaire de l'épisode concerné.

Une amélioration de cette méthode pourrait passer par l'utilisation d'un pas de temps plus fin pour l'application de la méthode de futurisation. Certains groupes de modélisation, qui ont développé les RCMs de l'ensemble EMCORDEX, ont enregistré les sorties des simulations au pas de temps tri-horaire. Nous savons que c'est le cas pour SMHI-RCA4 par exemple. L'utilisation de simulations de précipitations au pas de temps tri-horaire est donc envisageable afin de se rapprocher du temps de genèse des crues éclair sur lesquelles se concentre cette thèse.

Pour effectuer la futurisation au pas de temps tri-horaire, les épisodes futurisés devront être discrétisés à ce même pas de temps. Toutefois, SAFRAN ne fournit pas de données de précipitations à un pas de temps plus fin que journalier. Pour cela, il faudrait utiliser directement les données horaires des pluviomètres agrégés au pas de temps tri-horaire. Des analyses préliminaires à cette perspective ont été mises en place sur le bassin du Lez.

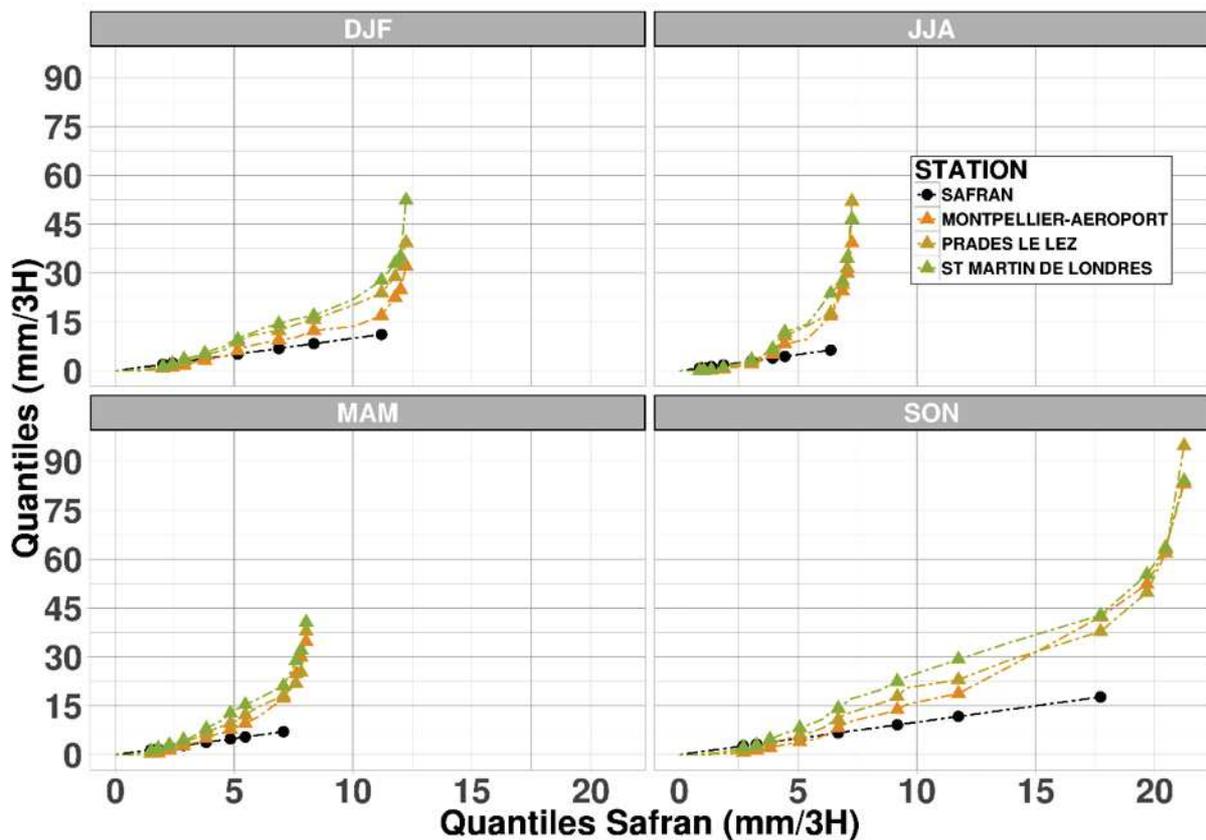


Figure 3-31: Diagramme quantile-quantile entre les pluviomètres du bassin du Lez et les données de SAFRAN pour les quatre saisons. Les quantiles sont calculés pour des précipitations au pas de temps tri-horaire. Les marqueurs représentent, de gauche à droite, les rangs de quantiles 95, 96, 97, 98, 99, 99.5, 99.7, 99.9, 99.95, 99.97 et 99.99.

La Figure 3-31 compare les quantiles tri-horaires issus de SAFRAN et des pluviomètres du bassin versant du Lez. Pour SAFRAN, les quantiles journaliers ont simplement été divisés par huit pour correspondre à un pas de temps tri-horaire. Ce choix peut être discuté mais nous a semblé le plus opportun pour cette analyse. Pour les pluviomètres du bassin versant du Lez,

trois d'entre eux proposent des données au pas de temps horaire. Ces données ont été agrégées au pas de temps trois heures pour des chroniques allant de 1993 à 2012. L'échantillon disponible contient alors environ 15000 valeurs par saison. Cet échantillon permet d'affiner le calcul des intensités de précipitations jusqu'au 99.99^{ème} quantile. Ainsi, trois rangs de quantiles supplémentaires sont représentés sur la Figure 3-31 pour les pluviomètres.

La Figure 3-31 met en évidence une sous-estimation des quantiles SAFRAN par rapport aux trois pluviomètres du bassin versant du Lez. Cette sous-estimation est particulièrement importante pour la saison d'automne lors des orages convectifs. En effet, ce type de précipitation engendre souvent de très fortes intensités horaires. L'utilisation des pluviomètres semble finalement plus adaptée pour définir les intensités des quantiles de précipitations au pas de temps tri-horaire.

La mise en place de la méthode de futurisation pourrait donc être envisagée pour se rapprocher de la résolution temporelle des crues éclair des bassins méditerranéens comme l'Orbieu ou le Lez. Cependant deux limites importantes doivent être prises en compte pour cette approche. D'abord, la disponibilité de longues chroniques de pluviomètres au pas de temps horaire ou tri-horaire sur le territoire reste limitée. Par ailleurs, aucune étude sur les performances des RCMs de l'ensemble EMCORDEX au pas de temps tri-horaire n'a été réalisée pour le moment. Les incertitudes des simulations et les instabilités numériques pour ce pas de temps sont des obstacles encore majeurs au moment de ces travaux. Une étude en modèle parfait pourrait permettre d'approfondir cette méthode et constitue une perspective intéressante à ces travaux.

3.5 Conclusion

L'application de la méthode de futurisation s'est focalisée sur le bassin versant de l'Orbieu dans l'Aude. Malgré une faible connaissance de ce bassin versant, il est régulièrement soumis à des épisodes de crues majeurs dommageables, faisant de la compréhension des impacts du CC sur les crues un enjeu majeur pour la région.

Afin de comprendre le fonctionnement du bassin versant de l'Orbieu et de rassembler les informations nécessaires à la mise en place d'un modèle à base physique, un important travail de terrain a été réalisé et présenté dans la section 3.1. La quantification des performances des mesures aux stations hydrologiques a pu être établie avec le SPCMO. Une caractérisation du fonctionnement géologique, hydrogéologique et hydrodynamique du bassin a été faite à travers une étude bibliographique (Bouchaala, 1991 ; Raynaud, en cours) et des échanges avec le SPCMO et le SMMAR. Le fonctionnement en surface lié à l'occupation des sols a été spécifié à travers l'estimation de coefficient de ruissellement par sous-bassin. Suite à cela, un découpage géographique du bassin a été réalisé, et les caractéristiques hydrodynamiques de chaque zone ont été mesurées in situ à travers la méthode de Beerkan pour la perméabilité, et la mesure des taux de saturation du sol pour la porosité. Des variables prédictives des variations de l'humidité du sol à l'échelle du bassin versant ont été extraites et caractérisées. Enfin, le fonctionnement hydraulique du cours d'eau de l'Orbieu et de ses affluents a été précisé et son comportement a pu être distingué selon une période d'étiage ou de crue.

La méthode de futurisation est appliquée à six épisodes phares de précipitations, mesurés par les cinq pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu. Pour tous les pluviomètres, chaque épisode phare est discrétisé en quantiles en fonction des intensités journalières des précipitations qui le composent. Ces quantiles sont établis à partir de la PDF de 30 années de données SAFRAN, extraites spécifiquement sur la maille couvrant le pluviomètre. Puis, à partir des simulations des RCMs, une fonction de coefficient de changement passé/futur est établie par rang de quantile. Ces coefficients de changement sont appliqués à chaque épisode phare en fonction des rangs de quantiles correspondant. Cette méthode propose ainsi un équivalent statistique de cet épisode phare sous un climat futur. Afin de préserver la variabilité spatiale et temporelle des impacts du CC, cette fonction de coefficient de changement est établie pour chaque jour et pour chaque maille du RCM couvrant le pluviomètre. L'incertitude de la modélisation climatique est couverte par la prise en compte de huit RCMs simulant deux scénarios de CC pour trois horizons temporels du 21^{ème} siècle. Ainsi, pour chaque épisode phare de précipitation, un ensemble de 48 épisodes futurisés est proposé.

L'analyse de ces ensembles de précipitations futurisés a pu mettre en valeur quelques résultats notables :

- Les changements de précipitations les plus importants ne sont pas toujours attribués au scénario de CC le plus pessimiste, à savoir le RCP8.5. Ce résultat traduit la non-linéarité des processus physiques de genèse des précipitations extrêmes.
- La plus grande dispersion des résultats revient au scénario le plus pessimiste pour la fin du siècle. Ce résultat traduit la difficulté des modèles à s'accorder sur la représentation physique des processus précipitants pour des concentrations de GES très élevées.

Chapitre3

- La variabilité spatiale au sein du bassin versant de l'Orbieu est forte, comme entre le pluviomètre de Coustouge sur les reliefs à climat méditerranéen et le pluviomètre de Luc-sur-Orbieu dans la plaine audoise à climat continental.
- Une distinction saisonnière forte des changements de précipitations extrêmes apparaît entre les épisodes d'automne et de printemps.

Dans le chapitre suivant, la mise en place et le choix d'un modèle hydrologique pour évaluer les impacts des pluies futurisées sont présentés. Puis, le calage et la validation de ce modèle sur le bassin versant de l'Orbieu est décrit.

4 Modélisation hydrologique du bassin versant de l'Orbieu

Pour évaluer les impacts hydrologiques des précipitations futurisées, un modèle hydrologique pluie/débit doit être calé sur le bassin versant de l'Orbieu afin de simuler les crues. Plusieurs approches de modélisation hydrologique existent, et un des objectifs de ces travaux est de caractériser et quantifier les limites liées au choix de modélisation dans une étude d'impact.

De nombreuses études d'impact du CC sur l'hydrologie ont déjà été réalisées à partir de modèles hydrologiques conceptuels et à base physique, mais elles s'intéressent principalement au cycle hydrologique dans son ensemble et à la ressource en eau (Collet et al., 2014, Dayon, 2015 ; Ducharme et al., 2004 ; Ruelland et al., 2012 ; Sauquet et al., 2015). Dans le cas de l'utilisation d'une modélisation à base physique, les nombreux processus qui composent le cycle hydrologique peuvent être pris en compte. De fait, les paramètres peuvent s'adapter à certaines non stationnarités à venir. La mise en place d'un tel modèle demande beaucoup de données de terrain qui sont rarement toutes disponibles sur les bassins d'étude (Dakhlaoui et al., 2017) et qui peuvent introduire de nombreuses incertitudes liées à la mesure de ces données. Lorsque toutes ces données sont disponibles et précisément mesurées, la modélisation à base physique paraît plus robuste et mieux adaptée aux études d'impact du CC. Toutefois, Karlson et al. (2014) ont comparé une approche conceptuelle et une approche à base physique pour évaluer les impacts du CC sur différentes composantes hydrologiques d'un bassin versant danois. Ils concluent que les résultats sont très similaires pour les deux types de modélisation.

Pour la modélisation d'épisodes de crues éclair, de nombreux processus sont généralement négligés dans les modèles hydrologiques favorisant une approche perceptuelle (Sivapalan, 2003) qui se concentre sur les processus dominants. En effet, l'évaporation, l'évapotranspiration, la percolation, la fonte des neiges, les échanges nappe-rivière sont des processus qui se déroulent à des pas de temps longs, ou qui concernent des faibles volumes d'eau. Lors de la genèse d'une crue éclair en quelques heures, comme pour le bassin versant de l'Orbieu, les processus d'infiltration et de ruissellement dominant la réponse hydrologique. Dans le cas d'un bassin non jaugé, la modélisation à base physique reste la seule possibilité. Par contre, dans le cas d'un bassin jaugé comme l'Orbieu, des relations conceptuelles entre la pluie et les débits peuvent être établies. Dans ce cas, la valeur ajoutée d'un modèle à base physique semble moins évidente.

Le projet initial de ces travaux visait à caractériser et quantifier les limites liées au type de modèles entre une approche conceptuelle ou une approche à base physique. Cependant les difficultés majeures rencontrées lors de la mise en place du modèle à base physique ont abouti à un modèle peu robuste qui nécessitent encore de nombreuses vérifications et validations pour être utilisé dans une étude d'impact. Le développement de ce modèle et les premiers résultats de sa comparaison avec l'approche de modélisation conceptuelle est tout de même présenté en Annexe II.

Chapitre4

Après une description de nos motivations dans le choix d'une approche conceptuelle, ce chapitre décrit la mise en place du modèle SCS-LR d'ATHYS sur le bassin versant de l'Orbieu pour l'études d'impacts des pluies futurisées.

La mise en place de ce modèle a été possible grâce aux partenariats établis avec le SPCMO, le SMMAR et le SCHAPI. Aussi, ce modèle est établi sous un double objectif : servir de modèle d'impact du CC et servir de modèle opérationnel potentiellement utilisable au sein des organismes précités.

4.1 Transformation pluie-débit à travers une modélisation hydrologique

4.1.1 Choix d'une modélisation hydrologique événementielle

La transformation des précipitations « futurisées » en débits de crues est effectuée à travers une modélisation hydrologique, ou « pluie-débit ». Cette modélisation hydrologique est de type événementiel, avec un pas de temps horaire, pour les motivations scientifiques suivantes :

- La genèse des crues étudiées dure quelques heures dans la plupart des bassins méditerranéens. Une modélisation journalière ne permettrait pas de suivre correctement la dynamique de ces crues rapides ou « éclair » (Coustau et al., 2012) ;
- Contrairement à une modélisation événementielle, une modélisation hydrologique continue nécessite de prendre en compte des processus comme l'évaporation ou l'évapotranspiration qui, à l'échelle temporelle de la genèse d'une crue, sont négligeables. Pour ces processus, l'utilisation d'autres variables issues des RCMs comme la température et la radiation, serait alors nécessaire et exigerait des traitements statistiques de correction de biais multi-varié. Certaines études d'impact ont fait le choix d'une modélisation continue avec ces variables (Collet et al., 2014 ; Dayon, 2015 ; Quintana-Seguí et al., 2011 ; Olsson et al, 2015), mais elles se concentrent sur des débits moyens et maximum avec une modélisation au pas de temps journalier qui n'est pas compatible avec les crues rapides étudiées ici ;
- Une modélisation hydrologique continue des précipitations futurisées à travers la méthode de perturbation des quantiles implique de conserver la chronologie des conditions d'humidité qui précèdent l'évènement. Or, rien ne garantit que les conditions de précipitations et d'humidité qui précèdent l'épisode dans le futur soient les mêmes que par le passé. La modélisation hydrologique événementielle permet d'envisager plusieurs scénarios d'humidité initiale.

D'autres motivations opérationnelles s'y ajoutent :

- Une modélisation hydrologique continue implique de futuriser de longues chroniques de précipitations horaires qui doivent ensuite être modélisées. Les temps et coûts de calcul associés deviennent alors prohibitifs ;
- De longues chroniques de précipitations horaires sont rarement disponibles sur les pluviomètres. Lorsqu'elles le sont, leur acquisition se fait à un coût important. En effet, l'accès aux données des pluviomètres de Météo-France est payant pour une commune, un syndicat de rivières ou un bureau d'étude privé tel que WSP France.

4.1.2 Choix d'une modélisation hydrologique conceptuelle événementielle

La modélisation hydrologique est abordée par Wheeler et al. (1993) et Singh (2002) selon trois approches :

- La modélisation à base physique (Beven, 1989; Beven et Feyen, 2002) vise une représentation fine des processus physiques à travers l'intégration de plusieurs mesures physiques de terrain comme la perméabilité et la porosité des sols, la rugosité du cours

d'eau, etc. Une représentation exhaustive des processus physiques à l'échelle des bassins reste difficile à atteindre, ainsi des simplifications et certains calages demeurent nécessaires ;

- La modélisation conceptuelle vise une représentation simplifiée et parcimonieuse des processus. Cela passe par la mise en place de réservoirs simples traduisant le processus d'infiltration dans le sol (fonction de production) associé à une fonction de transfert traduisant l'acheminement du volume ruisselé à l'exutoire ;
- La modélisation empirique, dite « black box », traduit la transformation de la pluie en débit par des corrélations statistiques établies sur une période d'apprentissage ou de calage (e.g. le modèle GR de Perrin, 2000). Ces périodes d'apprentissage peuvent aujourd'hui être continues dans le temps grâce à l'apparition des réseaux de neurones, permettant à ces modèles d'être constamment en évolution (Dawson et al., 2006).

Les études d'impacts hydrologiques s'appuient généralement sur une modélisation conceptuelle (Boukhris et Willems, 2008 ; Hatterman et al., 2011 ; Kay et Jones, 2012 ; Madsen et al., 2014 ; Veijalainen et al., 2010) ou à base physique (Ducharne et al., 2010). La théorie de la modélisation hydrologique préconise l'utilisation de modèle à base physique pour des études d'impacts hydrologiques du CC. L'argument majeur en faveur de la modélisation à base physique est que seuls les paramètres physiques resteraient inchangés dans le temps. Les relations statistiques et conceptuelles, au contraire, sont calées sur la période passée. Elles ne sont donc représentatives que du fonctionnement du bassin versant sous les conditions passées. Une approche empirique ne serait donc pas adaptée à cette problématique car le CC modifie la distribution des précipitations et d'autres variables comme démontré dans le Chapitre 3. Aussi, les relations statistiques établies dans le passé deviendront certainement caduques pour ces distributions futures.

Par contre, la plus-value de la modélisation à base physique par rapport à la modélisation conceptuelle est moins évidente pour les raisons suivantes :

- La stabilité des paramètres physiques pourrait s'appliquer à des bassins versants totalement naturels. Cependant, les études d'impact hydrologique s'intéressent majoritairement à des bassins versants anthropisés, pour lesquels les changements d'occupation des sols et l'aménagement du territoire peuvent fortement influencer les paramètres physiques au cours du temps ;
- La modélisation à base physique reste soumise à des phases de calages plus ou moins approfondies pour compenser la difficulté d'une description mécaniste exhaustive des processus en jeu dans un bassin versant (Garambois et al., 2013, 2015 ; Vischel et al., 2008). Cela en fait aussi des modèles pseudo-conceptuels ;
- Des incertitudes importantes persistent dans l'estimation des précipitations futures. La transformation de ces dernières en débits aboutit à des valeurs qui doivent être interprétées avec précautions, en tenant compte de leur significativité et de leur précision. A notre connaissance, la valeur ajoutée d'une modélisation à base physique dans ce champ d'incertitudes n'a pas encore été démontrée.

Ces arguments, associés à la contrainte opérationnelle d'application de la futurisation au sein de WSP France, ont entraîné le choix d'une modélisation conceptuelle événementielle pour l'évaluation des impacts hydrologiques du CC à travers la futurisation. En effet, la mise en place de ce type de modélisation dans un bassin quelconque nécessite moins de données de terrain et de temps qu'une modélisation à base physique. Malgré les incertitudes qui lui restent attachées, ce type de modélisation est plus cohérent avec les attentes scientifiques et financières des organes décideurs.

Toutefois, afin de délimiter et d'encadrer les incertitudes liées à ce choix de modélisation, une comparaison des résultats de la futurisation des crues à travers une modélisation conceptuelle avec leur équivalent issu d'une modélisation à base physique est réalisée et décrite dans le Chapitre 5.

4.1.3 Choix d'une modélisation hydrologique conceptuelle événementielle distribuée spatialement

La modélisation conceptuelle événementielle peut être réalisée en considérant les précipitations sous une forme globale ou distribuée spatialement (Refsgaard, 1997). Aucun consensus n'est établi par les diverses études ayant comparé l'utilisation des précipitations spatialisées ou globale pour la modélisation hydrologique d'un bassin versant (Reed et al., 2004 ; Smith et al., 2004 ; Zhang et al., 2004). Lobligeois et al. (2014) constatent que ces divergences sont essentiellement dues au fait que ces études portaient systématiquement sur un nombre réduit de bassins versants, voire un seul. Suite à l'étude des effets de la spatialisation de la précipitation sur 181 bassins versants, sa valeur ajoutée est reconnue. Ce résultat est particulièrement renforcé pour les bassins versants présentant une importante variabilité spatiale de la précipitation, comme les bassins français méditerranéens. Trambly et al. (2011b) s'accordent aussi à reconnaître l'apport de la spatialisation des précipitations pour la modélisation hydrologique, et ce particulièrement pour la modélisation des phénomènes de crues rapides, comme pour le bassin versant du Gardon. Etant donné que cette étude se focalise sur ce type d'évènement, il apparaît nécessaire d'utiliser un modèle hydrologique événementiel conceptuel qui permette de spatialiser la précipitation.

Dans la suite de ce travail, la futurisation des crues, c'est-à-dire l'évaluation de l'impact hydrologique des précipitations futurisées, est effectuée avec un modèle hydrologique conceptuel événementiel distribué spatialement.

4.2 Le modèle SCS-LR

Un modèle simple et parcimonieux est choisi avec une fonction de production de type Soil Conservation Service (SCS, USDA 1999), et une fonction de transfert de type Lag-Route (LR, Maidment, 1993).

Le modèle SCS-LR est construit sur le bassin versant de l'Orbieu à travers la plateforme de modélisation ATHYS (ATelier HYdrologique Spatialisé, Bouvier et Delclaux, 1996, www.athys-soft.org). Ce modèle repose sur 5 paramètres calés sur le bassin via une optimisation algorithmique. Parmi ces paramètres, le déficit hydrique est spécifique à chaque épisode, il traduit le taux de saturation moyen du sol du bassin versant étudié, et qui a un rôle important sur la genèse d'une crue. Le modèle hydrologique a été établi pour la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu qui est proche de l'exutoire. La station de Luc sur Orbieu a été préférée à celle de Villedaigne qui est pourtant à l'exutoire. En effet comme il est décrit dans la section 5.1.2, les mesures de débits à Luc sur Orbieu sont nettement plus fiables que celles de Villedaigne, ce qui est prévalent pour le calage. Le calage et la validation du modèle ont été réalisés à partir de 10 épisodes de 2005 à 2017. Plus de détails sur ces étapes sont décrits dans la section 5.2. Ils ont permis d'établir un modèle robuste avec un coefficient moyen de Nash-Sutcliffe de 0.9.

4.2.1 Fonction de production SCS

La fonction de production SCS a été conçue par le Soil Conservative Service (SCS, USDA-SCS, 1972) pour estimer le volume d'eau produit par une averse donnée à l'échelle de bassins versants de petite et moyenne tailles (< 1000 km²).

La simplicité de ce modèle lui a permis d'être adapté et utilisé dans différentes zones propices aux crues à dynamique rapide. En milieu méditerranéen, Rozalis et al. (2010) l'ont utilisé pour étudier les crues éclair d'un petit bassin israélien (27 km²). En France, ce modèle a permis d'étudier la crue de l'Aude en 1999 (Gaume et al., 2004) ou encore les crues récurrentes qui affectent le Lez et inondent la ville de Montpellier en aval.

La fonction de production SCS est construite avec deux réservoirs représentés par la Figure 4-1. Le réservoir « pluie », de capacité infinie, détermine l'intensité de pluie efficace instantanée via une forme dérivée de l'équation du SCS, (Equation 2 et 3 ; Gaume et al, 2004). Une vidange est appliquée au réservoir de pluie P(t) correspondant à la diminution du coefficient de ruissellement entre deux averses d'un même épisode (Equation 4).

$$i_e(t) = C(t) * i_b(t) \quad (\text{Eq. 2})$$

$$C(t) = \left(\frac{P(t) - 0,2 * S}{P(t) + 0,8 * S} \right) * \left(2 - \frac{P(t) - 0,2 * S}{P(t) + 0,8 * S} \right) \quad (\text{Eq. 3})$$

Avec $i_e(t)$ l'intensité de pluie efficace à l'instant t, en mm/h ; $i_b(t)$ l'intensité de pluie brute à l'instant t, en mm/h ; $C(t)$ le coefficient de ruissellement direct à l'instant t. Dans le cas où $P(t) < 0.2*S$, $C(t) = 0$.

$$\frac{dP(t)}{dt} = i_b(t) - ds * P(t) \quad (\text{Eq. 4})$$

Avec ds le coefficient exponentiel de vidange du réservoir pluie, en j^{-1} . Sa valeur varie entre 0 (pas de vidange) et $+\infty$ (vidange instantanée).

Le réservoir « sol » de capacité S , correspond au déficit hydrique initial du sol et permet de représenter les écoulements retardés ou « ressuyage des sols ». Il se remplit à travers l’infiltration et se vidange proportionnellement à son niveau $stoc(t)$ suivant l’Equation 5. Une part de la vidange du réservoir ne participe pas à l’écoulement retardé (Equation 6), et correspond à une perte qui représente la percolation de l’eau en profondeur.

$$\frac{dstoc(t)}{dt} = i_b(t) - i_e(t) - ds * stoc(t) \quad (\text{Eq. 5})$$

Avec $stoc(t)$ le niveau d’eau dans le réservoir sol à l’instant t , en mm. Par souci de parcimonie, le paramètre ds est le même que celui utilisé pour le réservoir pluie.

$$i_r(t) = \min(1; \omega) * ds * stoc(t) \quad (\text{Eq. 6})$$

Avec : $i_r(t)$ le volume d’écoulement retardé participant à l’écoulement de surface à l’instant t , en mm/h ; ω la proportion du volume vidangé participant à l’écoulement en surface. Sa valeur varie entre 0 (pas de participation) et 1 (tout le volume vidangé participe à l’écoulement de surface).

Le ruissellement total $i_t(t)$ est la somme des ruissellemes directs et retardés (Equation 7) :

$$i_t(t) = i_e(t) + i_r(t) \quad (\text{Eq. 7})$$

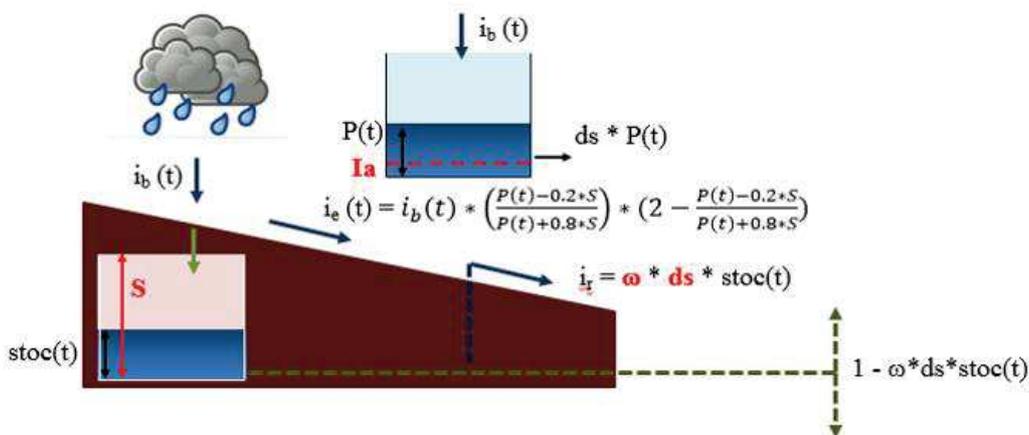


Figure 4-1: Représentation schématique de la fonction de production SCS sous ATHYS.

4.2.2 Fonction de Transfert Lag & Route

La fonction de production définit le volume qui ruisselle sur chaque maille du modèle distribué. La fonction Lag & Route (LR) est choisie pour acheminer ces volumes jusqu'à l'exutoire comme le montre la Figure 4-2. Cette fonction très simple a été utilisée dans plusieurs travaux sur des bassins méditerranéen (Coustau et al., 2012, 2013 ; Harader et al., 2012 ; Trambly et al., 2011b). Elle se rapproche de l'approche de l'onde cinématique, à la différence que la fonction LR considère un hydrogramme élémentaire pour chaque cellule qui se dirige vers l'exutoire, ne prenant en compte aucune interaction entre les cellules. Cette particularité rend cette fonction très simple et beaucoup moins couteuse en temps de calcul que l'onde cinématique. Pour autant, lors de son évaluation dans un bassin versant d'Equateur (Lhomme et al., 2004), les performances de la fonction LR se sont avérées similaires à des approches beaucoup plus complexes qui dérivent des équations de Saint-Venant comme les équations de Manning Strickler.

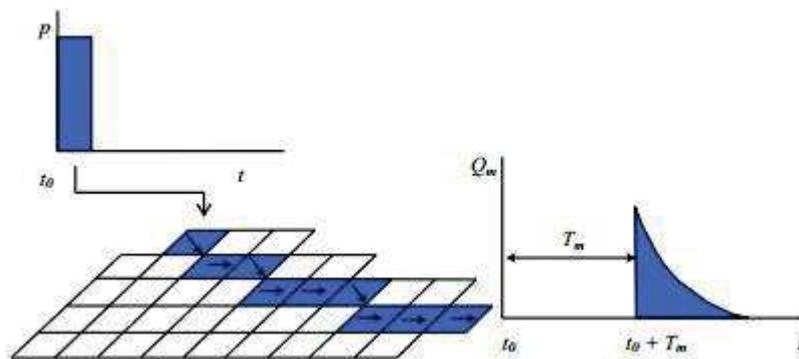


Figure 4-2: Représentation schématique de la fonction de transfert Lag & Route (source : Coustau, 2011)

La fonction Lag & Route est décrite par l'Equation 8 :

$$q_m(t) = \frac{i_e(t_0)}{K_m} * \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) * A \quad (\text{Eq. 8})$$

Avec $q_m(t)$ l'hydrogramme élémentaire généré par la maille m entre les instants $t_0 + T_m$ et t ; t_0 l'instant de production du ruissellement ; K_m la diffusion du signal initial tout au long du transfert (*Lag*) ; T_m le temps de transfert entre la maille m et l'exutoire (*Route*) ; A l'aire de la maille m , en m^2

Deux paramètres constituent cette fonction : la vitesse d'écoulement en surface V_0 (Equation 9) et le coefficient de diffusion K_0 (Equation 10). V_0 est constant sur tout le bassin car il est considéré que la diminution de la pente de l'amont vers l'aval est compensée par l'augmentation du tirant d'eau. Le paramètre K_0 est également constant mais n'est pas réellement quantifiable physiquement. Il dépend de plusieurs facteurs dont la rugosité du cours d'eau et les éventuels stockages latéraux dus aux débordements dans le lit majeur.

$$T_m = \sum_k \frac{l_k}{V_0} \quad (\text{Eq. 9})$$

$$K_m = K_0 * T_m \quad (\text{Eq. 10})$$

Avec l_k la longueur des k mailles entre la maille m et l'exutoire, en m ; V_0 la vitesse de transfert moyenne dans le bassin, en m/s ; K_0 le coefficient de diffusion.

Le modèle SCS-LR sous ATHYS est donc un modèle évènementiel conceptuel et parcimonieux. Il est composé de 5 paramètres qui doivent être calés spécifiquement sur le bassin versant où il est mis en place. Ces paramètres sont S, ω et ds pour la fonction de production, et V_0 et K_0 pour la fonction de transfert.

4.3 Etude de sensibilité du modèle

4.3.1 Sensibilité des paramètres

Une bonne compréhension du rôle de chacun des paramètres à caler sur l'hydrogramme simulé est nécessaire afin de bien encadrer les méthodes de calages pouvant être mises en œuvre. C'est dans ce but qu'une étude de sensibilité du modèle est menée pour certains paramètres.

L'épisode de crue retenu pour l'analyse avec présente un débit élevé et une forme mono-pic, qui facilite l'interprétation des résultats. En effet, la modélisation d'évènements multi-pics avec le modèle SCS-LR présente des difficultés connues et discutées dans Coustau et al. (2013). Le jeu de paramètres initial est issu d'un simple calage manuel. Puis, différentes valeurs des paramètres sont testées autour de ce jeu initial. Pour chaque paramètre, deux valeurs proches de la valeur initiale, puis deux valeurs éloignées (voire extrêmes) sont testées. Le nombre de répétitions pour chaque paramètre est resté limité. En effet, ATHYS fonctionne sous forme de « cliquage-bouton », entravant l'automatisation de l'analyse.

Tableau 4-1 : Valeurs des différents paramètres testées lors de l'analyse de sensibilité. Le jeu de paramètre initial est signalé en gras. L'écart relatif entre une valeur donnée et la valeur initiale est notée en italique.

Paramètres	Valeurs testées				
ds (j ⁻¹)	0,05 (-90%)	0,2 (-60%)	0,5	0,8 (+60%)	2 (+300%)
ω (ad.)	0 (-100%)	0,05 (-50%)	0,1	0,15 (+50%)	0,3 (+200%)
S (mm)	100 (-52%)	180 (-14%)	210	240 (+14%)	350 (+67%)
V ₀ (m/s)	1 (-54%)	1,9 (-14%)	2,19	2,5 (+14%)	3,5 (+60%)
K ₀ (ad.)	0,1 (-80%)	0,3 (-40%)	0,5	0,7 (+40%)	1,5 (+200%)

4.3.2 Fonction objectif

L'impact de la variation de chaque paramètre est quantifié selon deux critères afin de comprendre plus finement le rôle de chacun :

- Nash Sutcliffe Efficiency (NSE)

Le critère le plus couramment utilisé en modélisation hydrologique est le critère de NSE (Nash et Sutcliffe, 1970). Il mesure la proportion de la variance des débits expliquée par le modèle hydrologique (Hingray et al., 2009). Ce critère est optimal lorsqu'il vaut 1, mais une simulation est généralement jugée bonne pour une valeur supérieure à 0.8.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_i (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_i (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (\text{Eq. 11})$$

Avec : $Q_{obs,i}$ le débit observé au pas de temps i ; $Q_{sim,i}$ le débit simulé au pas de temps i ; $\overline{Q_{obs}}$ la moyenne des débits observés.

- Index

L'Index est un critère qui regroupe plusieurs autres critères. Il comprend les erreurs relatives sur le volume écoulé et le débit de pointe, le critère de Nash et un critère de décalage temporel du pic de crue. Cet indice est construit de façon similaire à celui proposé par Ruelland et al.

(2012) et Collet (2013), qui l'ont utilisé pour l'optimisation de modèles conceptuels, avec des résultats probants. La formulation de l'Index est décrite ci-après et sa valeur optimale est 0.

$$Index = (1 - NSE) + |\varepsilon_V| + |\varepsilon_Q| + \frac{1}{10} |\Delta t_{pic}| \quad (Eq. 12)$$

Avec les différents critères définis par :

$$\varepsilon_V = \frac{V_{sim} - V_{obs}}{V_{obs}} \quad (Eq. 13)$$

$$\varepsilon_Q = \frac{Q_{max,sim} - Q_{max,obs}}{Q_{max,obs}} \quad (Eq. 14)$$

$$\Delta t_{pic} (h) = t_{pic,sim} - t_{pic,obs} \quad (Eq. 15)$$

4.3.3 Résultats

Les résultats sont décrits en Figure 4-3 et montrent que les paramètres S et V_0 sont très sensibles. En effet, les variations de leurs valeurs impactent très fortement le critère de NSE et l'Index. Le calage de ces paramètres devra donc être effectué avec beaucoup de précautions.

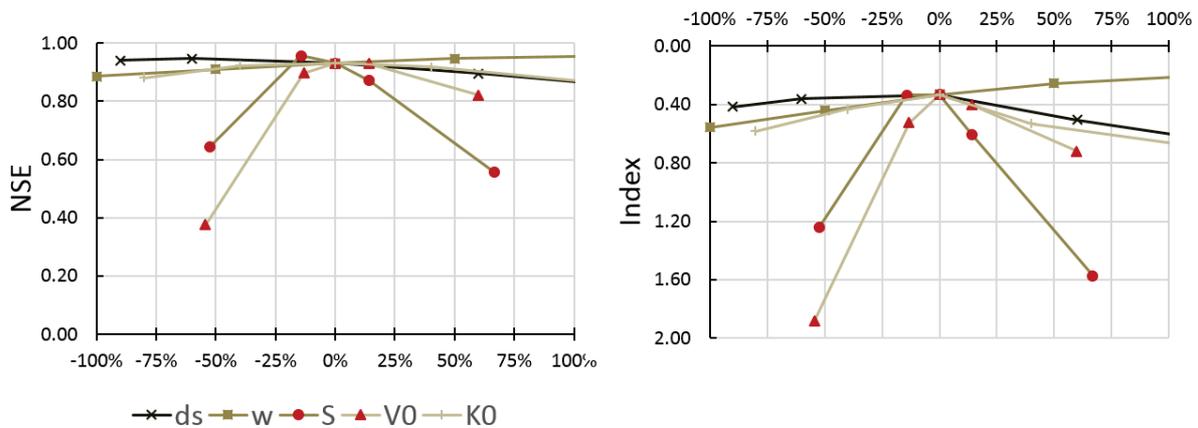


Figure 4-3: Analyse de sensibilité des 5 paramètres du modèle SCS-LR. L'impact des variations de chaque paramètre définis sur l'axe des abscisses est évalué en fonction du critère de NSE (à gauche) et de l'Index (à droite), qui sont définis sur l'axe des ordonnées.

Dans cette analyse de sensibilité, l'interdépendance entre certains paramètres est aussi examinée. L'interdépendance de deux couples de paramètres est décrite par la Figure 4-4.

Pour les variations du couple S et ω , il ressort que pour une valeur de S donnée, la variation du paramètre ω impacte peu le critère de Nash, notamment pour les valeurs basses de S. Une grande zone optimale apparaît également au centre de la figure en vert foncé témoignant d'un critère de NSE supérieur à 0.95. Plusieurs jeux de S et ω dans cette zone optimale pourrait donc aboutir aux mêmes résultats.

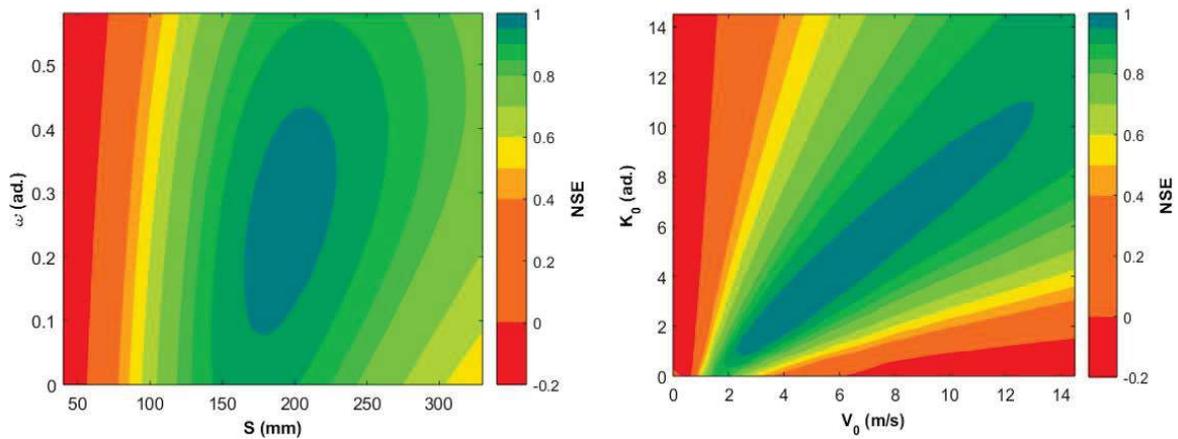


Figure 4-4: Vue 2D des surfaces d'iso-valeurs du critère de NSE pour différentes valeurs du couple $S - \omega$ (à gauche) et du couple V_0 et K_0 .

Pour les variations du couple V_0 et K_0 , la forte dépendance linéaire entre ces deux paramètres ressort de façon évidente à travers la forme de la zone optimale (vert foncé) qui s'étend dans l'axe $x=y$ du graphique. Une zone très sensible apparaît pour de faibles valeurs de V_0 et K_0 . Une petite variation de l'un de ces deux paramètres dans cette zone engendre des variations très fortes du critère de NSE.

Cette analyse a permis de faire ressortir une forte sensibilité des paramètres S et V_0 ainsi qu'une forte dépendance entre V_0 et K_0 . Cette dépendance peut engendrer de nombreuses équifinalités lors du calage du modèle. Les méthodes de calages existantes (Bouvier et al., 2008 ; Coustau et al, 2012 ; Marchandise, 2007) font le choix de fixer arbitrairement K_0 pour palier à cette problématique. Cependant, la Figure 4-4 a montré que le calage de V_0 serait difficile pour des valeurs de K_0 proche de 0. A l'inverse, une forte valeur de K_0 entraînerait des valeurs de V_0 très élevées qui seraient physiquement peu probables. **Il serait donc intéressant d'ajuster le K_0 plutôt que de le fixer arbitrairement.** Un autre résultat clé de cette analyse porte sur l'Index qui a montré une plus grande amplitude de variations que le critère de NSE. L'Index pourrait être plus discriminant dans les zones potentielles d'équifinalité telles que les zones identifiées en vert foncé sur les deux graphiques de la Figure 4-4.

4.4 Calage du modèle

4.4.1 Méthode de calage

Les méthodes de calages existantes (Bouvier et al., 2008 ; Coustau et al, 2012 ; Marchandise, 2007) ont été évaluées au travers d'expériences jumelles sur un épisode fictif du bassin versant de l'Orbieu. Les expériences jumelles consistent à effectuer un calage sur un épisode fictif dont les paramètres sont connus à l'avance. Les différentes méthodes de calage aboutissent à de bons résultats selon le critère de NSE, mais ne permettent pas de retrouver le jeu de paramètres de référence. Des problèmes d'équifinalité semblent persister pour cette expérience. Pour cela, une nouvelle méthode de calage a été mise en place, prenant en compte ces faiblesses et la sensibilité des paramètres présentée auparavant. Cette méthode est décrite ci-dessous :

- Etape 0 : calcul du paramètre ds à partir des courbes de récession des hydrogrammes utilisés pour le calage ;

- Etape 1 : pour une valeur de K_0 donnée, calage du triplet (S , ω , V_0) par optimisation automatique du critère de Nash avec le mode « événements groupés » ;
- Etape 2 : calage du paramètre S par optimisation automatique du critère de Nash sur chaque événement séparément ;
- Etape 3 : réitération des étapes 1 et 2 pour différentes valeurs de K_0 ;
- Etape 4 : comparaison des critères de Nash et des Index obtenus pour les différentes simulations. Le jeu de paramètres donnant les meilleures valeurs de ces deux indices est retenu.

4.4.2 Choix des épisodes Calage/Validation

Les critères suivants sont utilisés pour déterminer les événements de calage :

- Débit maximum supérieur à 200 m³/s à Luc-sur-Orbieu, correspondant approximativement à la hauteur de déclenchement (4,5 m) du premier seuil de vigilance (vigilance jaune) du SPCMO ;
- Données hydrométriques disponibles à Lagrasse et Villedaigne pour un éventuel calage avec distribution des paramètres ;
- Utilisation des données ayant des courbes de tarage fiables pour limiter l'introduction d'erreurs lors de la détermination du jeu de paramètres optimal ;
- Bonne connaissance des conditions initiales d'humidité.

Tableau 4-2 : Synthèse des disponibilités des données de débits aux différentes stations hydrométriques du bassin ayant mené au choix des épisodes de calage. Les croix rouges indiquent les données indisponibles, les coches vertes indiquent les données disponibles.

Episode	N°	$Q_{Luc} > 200 \text{ m}^3/\text{s}$	Villedaigne	Luc/Orbieu	Lagrasse	St Martin	CI connues
02/2005	1	✓	✗	✓	✗	✓	✗
10/2005	2	✓	✗	✓	✗	✓	✗
11/2005	3	✓	✗	✓	✗	✓	✗
02/2006	4	✓	✗	✓	✓	✓	✗
04/2009	5	✗	✗	✓	✗	✓	✗
10/2010	6	✓	✓	✓	✓	✗	✓
03/2011	7	✓	✓	✓	✓	✓	✓
11/2011	8	✓	✓	✓	✓	✓	✓
03/2013	9	✓	✓	✓	✓	✓	✓
02/1990	10	✓	✗	✗	✗	✗	✗
04/1993	11	✗	✗	✗	✗	✗	✗
12/1993	12	✗	✗	✗	✗	✗	✗
12/1995	13	✓	✗	✗	✗	✗	✗
12/2003	14	✓	✗	✗	✗	✗	✗
01/2014	15	✗	✓	✓	✓	✓	✗
04/2014	16	✗	✓	✓	✓	✓	✗
11/2014	17	✓	✓	✓	✓	✓	✓
01/2017	18	✗	✓	✓	✓	✓	✓
02/2017	19	✓	✓	✓	✓	✓	✓

L'application de ces critères à l'ensemble des épisodes disponibles aboutit au Tableau 4-2. Le faible nombre d'épisodes répondant aux critères exigés nous a poussé à faire des compromis. La répartition entre les épisodes de calage et de validation a été réalisée dans le but de garder les épisodes les plus robustes en termes de données et avec les plus fortes crues en calage. Les épisodes de calages retenus sont présentés dans le Tableau 4-3. Ces épisodes couvrent plusieurs conditions initiales d'humidité du sol qui nous ont été rapportées par des témoignages de la population locale, ainsi que des spéléologues qui explorent régulièrement les profondeurs du karst du Mouthoumet. Un équilibre entre des épisodes automnaux et printaniers est aussi respecté. Pour les épisodes de validation, d'autres épisodes sont choisis malgré la moins bonne connaissance de leur condition initiale d'humidité du sol. L'ensemble des épisodes de validation comporte des mesures de débits robustes dues à des courbes de tarage fiables (fruit de discussion avec le SPCMO). Dans le Tableau 4-2, les épisodes retenus pour le calage sont surlignés en orange, et ceux pour la validation sont surlignés en vert.

Tableau 4-3 : Intensités et conditions initiales des épisodes retenus pour le calage.

Episode	Intensité (Q_{\max} à Luc/O.)	Condition initiale d'humidité
Mars 2011	347 m ³ /s	Humide
Novembre 2011	236 m ³ /s	Sèche
Mars 2013	571 m ³ /s	Humide
Novembre 2014	784 m ³ /s	Mixte

4.4.3 Le calage

Les résultats du calage du modèle SCS-LR sur le bassin versant de l'Orbieu sont présentés dans le Tableau 4-4. Pour l'optimisation algorithmique, différents jeux de paramètres initiaux sont testés. Ils n'ont pas abouti strictement aux mêmes valeurs de calage mais les résultats restent très proches. En effet, converger vers une solution unique avec un échantillon d'épisodes de calage aussi réduit est difficile, et il n'est pas surprenant d'être confronté à ces problèmes d'équifinalité. Cependant, l'analyse de l'impact des crues simulées avec les paramètres calés présentée en Figure 4-5 montre que les variations sont négligeables. La moyenne de ces calages est donc retenue comme paramétrisation finale du modèle SCS-LR du bassin versant de l'Orbieu.

Tableau 4-4 : Synthèse des différents calages du modèle SCS-LR sur la station de Luc sur Orbieu du bassin versant de l'Orbieu.

Luc/Orbieu	Initialisation			Optimisation			Critères	
	S (mm)	w	V0 (m/s)	K0	w	V0 (m/s)	NSE	Index (%)
Cal1	200	0.6	3	2	0.17	2.54	0.89	55%
Cal2	300	0.4	1	1.6	0.21	2.3	0.89	56%
Cal3	200	0.5	2	1.7	0.2	2.49	0.90	51%
Cal4	300	0.5	3	1.7	0.23	2.48	0.89	56%
Moyenne				1.8	0.20	2.45	0.89	55%

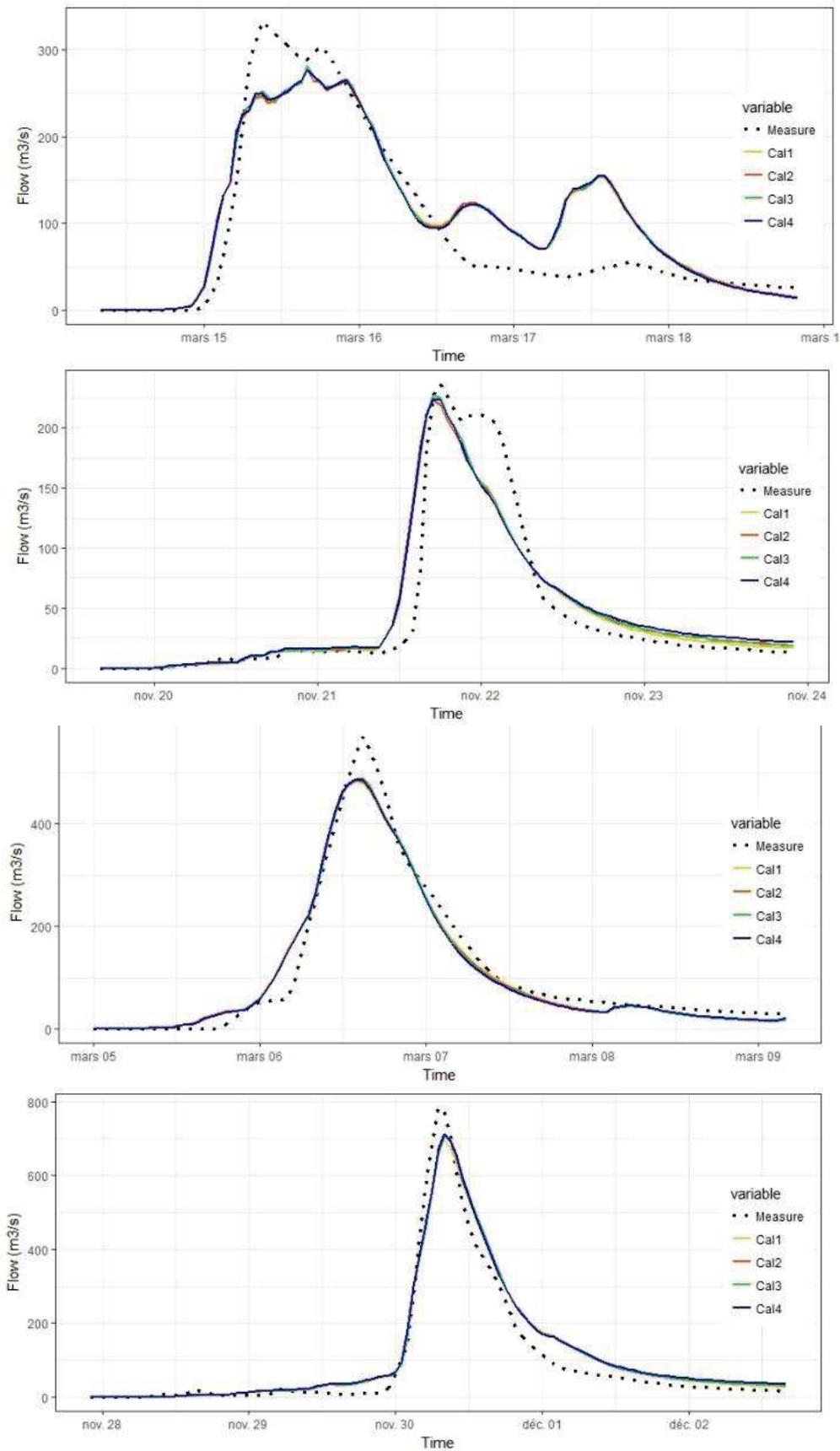


Figure 4-5: Simulation des 4 crues de calages à partir des différents paramètres optimisés. Les crues représentées correspondent respectivement aux événements de Mars 2011, Novembre 2011, Mars 2013 et Novembre 2014.

4.5 Validation du modèle

Le calage du modèle SCS-LR n'a pas abouti à un jeu de paramètres unique et la moyenne de ces calages a été retenue. Selon la sélection effectuée auparavant, un ensemble de quatre épisodes étaient disponibles pour la phase de calage, alors que six épisodes étaient attribués à la phase de validation. Étant donné le faible nombre d'épisodes, nous avons choisi de considérer l'ensemble des épisodes pour effectuer la validation en utilisant la moyenne des paramètres calés. Les étapes de corrélation statistiques avec l'humidité du sol pourront ainsi être effectuées avec un échantillon de 10 épisodes. Cela n'est pas à proprement parlé un échantillon statistiquement suffisant, mais cela correspond au nombre maximum, étant donné les épisodes disponibles et les critères de sélection établis.

4.5.1 Simulation des d'épisodes de validation

La validation consiste, dans un premier temps, à simuler les 10 épisodes sélectionnés avec les paramètres moyens obtenus lors du calage tout en optimisant le déficit initial S (optimisation à Luc sur Orbieu).

Tableau 4-5 : Synthèse des indices de performances de la simulation de l'ensemble des épisodes de calage et de validation aux différentes stations hydrologiques de contrôle. Les valeurs manquantes sont dues à l'absence de données pour l'épisode.

Evènement		Luc/Orbieu		Lagrasse		Villedaigne	
		NSE	Index	NSE	Index	NSE	Index
Calage	Mars_11	0.79	124%	0.58	112%	0.63	182%
	Nov_11	0.87	24%	0.70	160%	0.83	76%
	Mars_13	0.97	32%	0.93	32%	0.78	76%
	Nov_14	0.95	42%	0.74	116%	0.92	46%
Validation	Fev_05	0.85	48%	o	o	o	o
	Oct_05	0.80	84%	o	o	o	o
	Nov_05	0.91	32%	0.89	53%	o	o
	Fev_06	0.92	58%	0.62	123%	o	o
	Oct_10	0.88	106%	0.90	39%	0.74	115%
	Fev_17	0.98	24%	0.71	106%	0.85	86%
Moyenne		0.89	57%	0.76	93%	0.79	97%

Les résultats de la validation sont présentés dans le Tableau 4-5. Dans l'ensemble, les résultats sont bons aux trois stations de contrôle. Les performances à Luc-sur-Orbieu sont plus élevées étant donné que l'optimisation du déficit initial est faite sur cette station.

4.5.2 Corrélation du déficit hydrique initial avec une variable d'état

La validation du modèle hydrologique comprend aussi une étape de vérification de la bonne corrélation du paramètre optimisé S, représentant le déficit hydrique, avec une variable d'état traduisant l'humidité du bassin versant comme proposé dans la section 3.1.6.

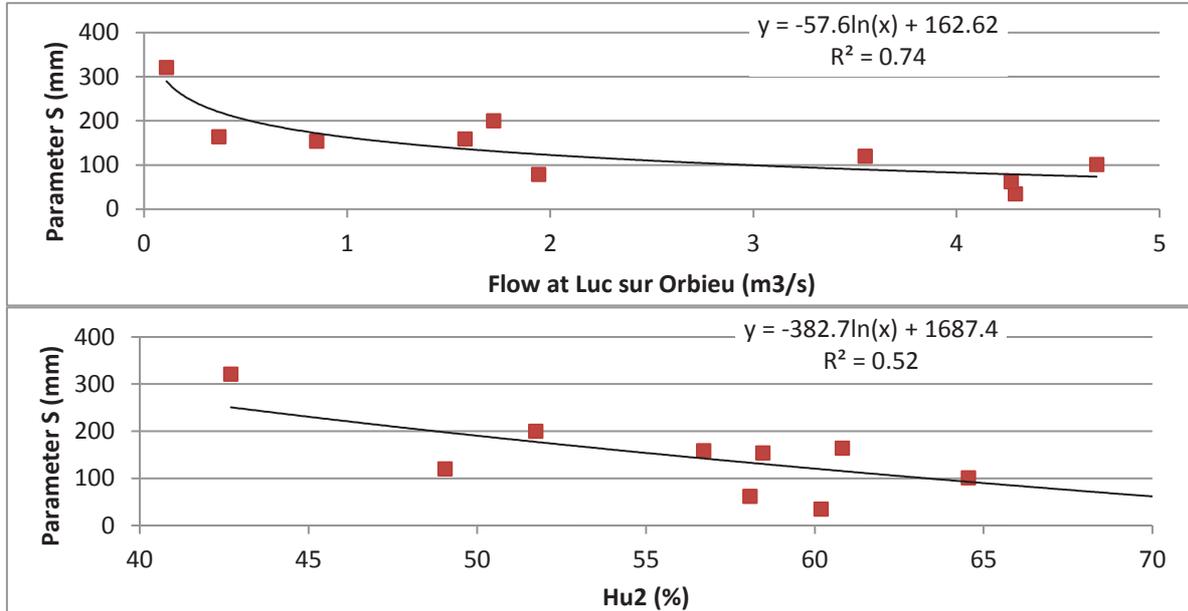


Figure 4-6: Corrélation entre la condition initiale S (mm) le débit à la station de Luc sur Orbieu (m3/s) en haut, et la variable Hu2_SIM2 (%) en bas. Les droites représentent les courbes de tendances logarithmiques associées à ces corrélations. L'équation de la droite et la variance expliquée R² sont affichés en haut à droite de chacune des courbes.

La Figure 4-6 présente les corrélations entre le déficit initial S (mm) optimisé par le modèle et le débit de base à Luc sur Orbieu ainsi que le Hu2 moyen de l'ensemble du bassin. La corrélation avec le débit de base est satisfaisante et explique 74% de la variance. La corrélation avec la variable Hu2 est moins satisfaisante puisqu'elle explique seulement 52% de la variance.

Le débit couvre la plus grande part de la variance et est donc la variable la plus adaptée à la prédiction de la condition initiale de ce modèle. Cependant, une part de la variance non expliquée par ce débit peut l'être par la variable Hu2.

4.5.3 Régression multiple : linéaire et non linéaire

Une analyse statistique a été réalisée en complément pour tenter de trouver une fonction prenant en compte les deux variables prédictives (Débit de base et Hu2) qui puissent expliquer une plus grande part de la variance.

Régression linéaire multiple :

Une régression linéaire multiple est calculée en considérant les deux variables. L'équation qu'il en résulte est :

$$S = 554 - 24.6 * Q_{base} - 6.4 * Hu2_{SIM} \quad (\text{Eq. 16})$$

La variance expliquée par cette régression est de 77%.

Régression non-linéaire multiple :

Etant donné que les régressions simples pour les deux variables prédictives sont de type logarithmique (voir Figure 5-20), une régression multiple intégrant la fonction logarithme pourrait améliorer la corrélation.

Une régression non-linéaire multiple est donc calculée et propose :

$$S = -42.5 * \ln(Qbase) - 276 * \ln(Hu2_{SIM}) + 1268 \quad (\text{Eq. 17})$$

La variance expliquée par cette régression atteint alors 88%.

4.5.4 Synthèse des corrélations

Le rapport entre le paramètre S du modèle et les variables prédictives de l'état initial du sol dans le bassin a été traduit par quatre corrélations. Ces corrélations couvrent des parts variables de la variance des 10 épisodes utilisés. Cependant, il est à noter que ce n'est pas nécessairement la corrélation ayant le meilleur R² qui traduira correctement l'ensemble des épisodes possibles sur ce bassin. En effet, c'est un échantillon d'épisodes restreint et particulier qui est utilisé pour ces corrélations. Cet échantillon n'est donc sûrement pas statistiquement représentatif de l'ensemble des possibilités. Une analyse des résidus des estimations du déficit initial S (mm) ainsi qu'un test d'initialisation du modèle selon les quatre corrélations permet d'approfondir la validité de ces corrélations.

Résidu des estimations du déficit initial :

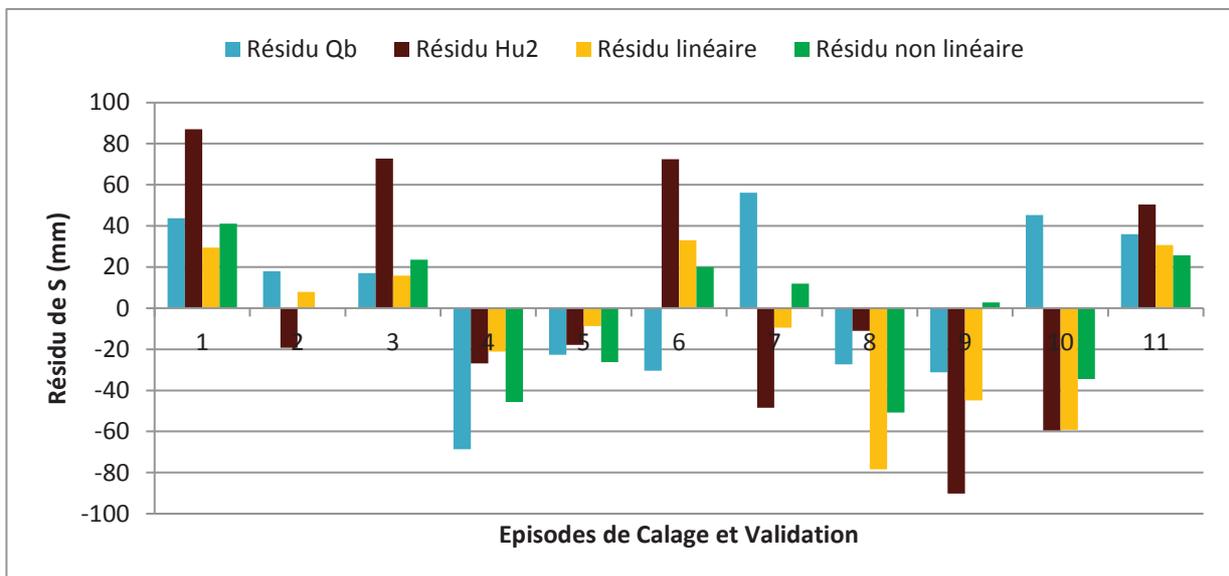


Figure 4-7: Histogramme des résidus de prédictions du déficit initial S des 10 événements de calage et validation en fonction des différentes corrélations établies. Les valeurs du 11ème histogramme correspondent à la moyenne des résidus

Le résidu correspond à la différence entre la valeur de S estimée par une corrélation et la valeur de S optimisée par le modèle. Le résidu d'estimation du paramètre S présenté en Figure 4-27 est important lorsqu'il est estimé par Hu2. Les résidus de l'estimation à partir du débit de base sont plus faibles, mais c'est toujours la relation non-linéaire multiple qui propose le meilleur score moyen.

Test d'initialisation du modèle

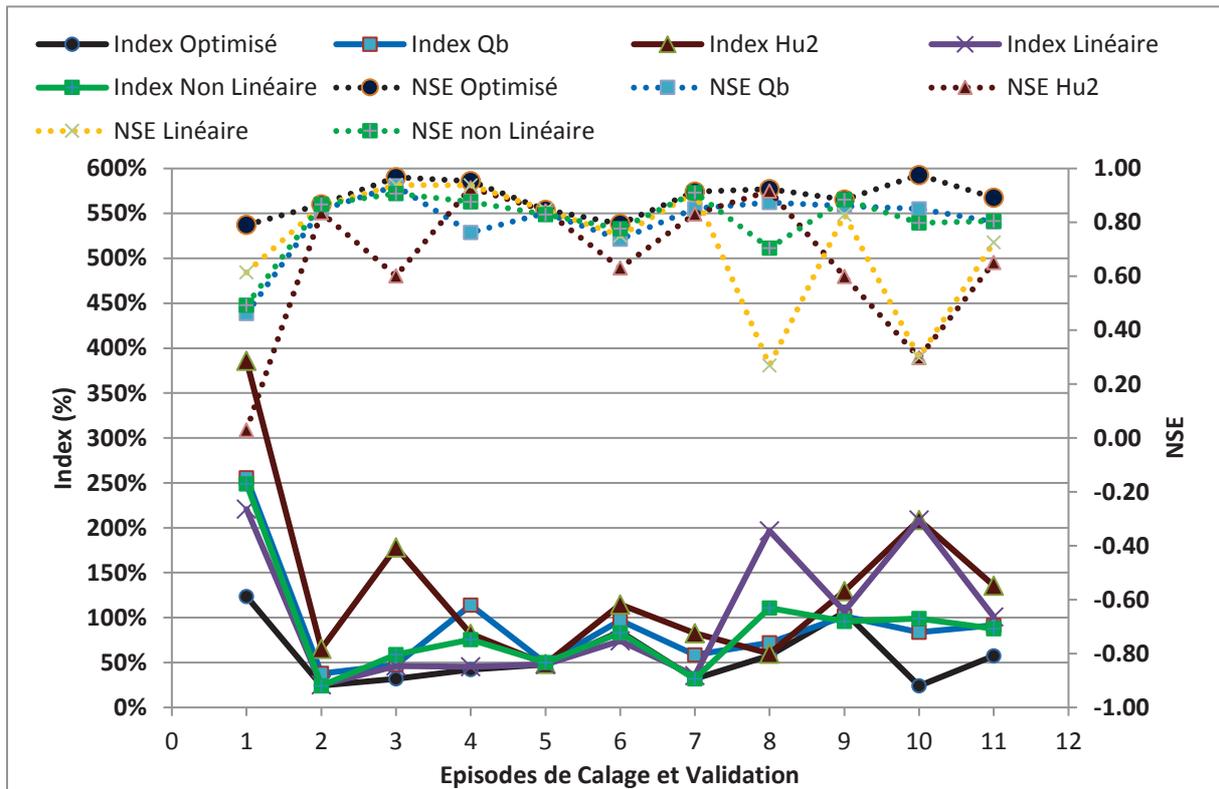


Figure 4-8: Comparaison des critères de performances, Index et NSE, des tests d'initialisation des épisodes de calage et validation avec le déficit initial S optimisé, et ceux estimés avec le déficit initial S estimé à partir des différentes corrélations. Les valeurs des 11^{èmes} correspondent aux moyennes des épisodes.

La Figure 4-8 présente les critères de performances des différents tests d'initialisation en fonction de la corrélation utilisée pour prédire le paramètre de déficit initial S.

Le premier épisode correspond à l'épisode de Mars 2011 dont l'hydrogramme particulier est difficile à simuler pour un modèle simple SCS-LR (voir Figure 4-5). Pour les autres épisodes plus classiques, les performances sont satisfaisantes et ne présentent pas d'erreur majeure provenant de l'une ou l'autre des corrélations. Dans cet ensemble, le débit de base Qb et la corrélation non-linéaire multiple ont des performances similaires pour la majorité des épisodes et en termes de moyenne.

4.6 Conclusion et discussion

Dans cette partie, nous avons donc calé un modèle conceptuel afin de simuler les réponses hydrologiques d'un bassin soumis à des pluies futurisées.

La phase de calage du modèle SCS-LR sur le bassin de l'Orbieu, à travers une nouvelle méthode mise en place conjointement aux travaux de stage de Salesses (2017), n'a pas abouti à un jeu de paramètres unique pour différents jeux de paramètres initiaux. Cependant, ceux-ci ne sont pas très éloignés et caractérisent tous une même dynamique du bassin. C'est donc la moyenne de ces paramètres finaux qui est conservée comme calage du modèle pour la suite avec un NSE moyen de 0.89 et un Index moyen de 55%.

La phase de validation n'a pas pu être effectuée sous sa forme opérationnelle, c'est-à-dire en utilisant les épisodes de calage pour établir une corrélation avec une variable d'état qui prédirait le déficit hydrique initial S pour les épisodes de validation. Etant donné le nombre limité d'épisodes disponibles et fiables pour cette étude, il a été choisi d'utiliser l'ensemble des épisodes de calage et de validation pour établir cette corrélation. Différentes corrélations ont été établies entre le déficit hydrique initial S de l'ensemble de ces épisodes et des variables d'état comme le débit de base ou Hu_2 issue de SIM. Après une série de vérifications, il ressort que le débit de base ainsi qu'une corrélation non-linéaire multiple sont les meilleurs prédicteurs du déficit initial S . Etant donné les limites statistiques de ces corrélations, il est jugé préférable de garder la valeur physique du débit de base pour estimer le déficit hydrique initial S dans le cas d'une utilisation opérationnelle de ce modèle.

La sensibilité du modèle hydrologique au déficit initial hydrique est très importante. Ce déficit est constant sur l'ensemble du bassin alors que d'importantes différences de sols et d'occupation du sol ressortent du travail de terrain de la section 3.1. Une stratégie pour remédier à cela consiste à établir un modèle semi-distribué pour les sous-bassins versants correspondant à chaque station hydrologique. Un modèle semi-distribué a été établi sur le bassin de l'Orbieu en considérant les stations de Lagrasse, Luc-sur-Orbieu et Villedaigne lors des travaux de stage de Salesses (2017). Pour cela, des paramètres différents sont établis pour chaque sous-bassin versant en allant de l'amont vers l'aval, c'est-à-dire de Lagrasse vers Villedaigne. Lors du calage des paramètres, la représentation des épisodes de calage est améliorée seulement au niveau de Lagrasse et de Villedaigne. Après validation, le modèle semi-distribué n'a permis d'améliorer la simulation que de quelques épisodes à Lagrasse et Villedaigne. Par contre, il dégrade la simulation à Luc-sur-Orbieu. De plus, la validation n'aboutit pas à de bonnes corrélations pour la station de Villedaigne, notamment parce que seuls six épisodes sont disponibles sur les trois stations hydrologiques. Ce modèle semi-distribué nous paraît donc bien moins robuste que le modèle global établi précédemment. Dans le but de réduire les incertitudes et de respecter au maximum le principe de parcimonie, le modèle global a été préféré pour réaliser l'étude d'impact qui est présentée dans le Chapitre 5.

Que le modèle soit global ou semi-distribué, les faiblesses intrinsèques aux modèles SCS-LR et aux méthodes hydrologiques de calage/validation sont décrites ci-après afin de mieux percevoir les limites de ce modèle. Elles n'enlèvent rien aux performances du modèle dans le

contexte de cette étude, mais permettent de replacer ce modèle dans un contexte plus large de modélisation hydrologique.

Le modèle SCS-LR est un modèle conceptuel simple dont la structure est destinée à simuler d'importants épisodes de crues rapides, dans des bassins de taille moyenne à petite. Cependant, le caractère événementiel du modèle rend difficile la simulation d'épisodes de crues comprenant plusieurs pics. En effet, le déficit hydrique initial S est défini en fonction de l'état de saturation du sol avant le premier pic de crue. Si l'assèchement du sol dépasse cet état de saturation avant le second pic, le modèle ne peut le reproduire car son seuil minimum est imposé par le paramètre S . Coustau et al. (2013) effectuent le même constat lors de la correction de ce paramètre par assimilation de données dans le bassin versant du Lez.

La validation du modèle passe par la création d'une relation statistique entre une variable prédictive et le déficit initial S afin de l'estimer lors de futures simulations. Cependant, et ceci est inhérent aux méthodes de calage/validation hydrologique de modèles événementiels, le nombre d'événements étudiés est souvent insuffisant pour que l'ensemble des possibilités soit statistiquement couvert. L'ensemble des épisodes de calage reste un petit échantillon, et ce, même en prenant soin d'y intégrer diverses intensités de pics de crue ou conditions initiales d'humidité du sol. Une corrélation statistique est établie sur cet échantillon particulier, et par la suite, elle doit être validée par un échantillon de validation qui est lui aussi particulier. Ceci participe aussi à expliquer les performances moindres des simulations de validation. Aussi, c'est dans ce contexte que le choix d'une corrélation simple avec une unique variable prédictive a été favorisé à une corrélation multiple plus complexe, et ce malgré la plus grande part de la variance couverte par cette dernière.

Dans le dernier chapitre de cette thèse, les impacts hydrologiques des précipitations futurisées sont évalués à travers ce modèle hydrologique. La genèse des crues étant très sensible à l'humidité du sol, des scénarios d'humidité future du sol sont aussi établis et croisés à ces précipitations futurisées pour la simulation de la réponse hydrologique.

5 Impact hydrologique des épisodes de précipitations futurisés

Les impacts hydrologiques des précipitations futurisées peuvent maintenant être évalués dans le bassin versant de l'Orbieu. Cependant, ce modèle est très sensible à l'humidité initiale du sol paramétrée sous forme de déficit hydrique. En effet, un sol sec peut infiltrer une majeure partie des précipitations et ainsi écrêter de façon importante une crue. A l'inverse, un sol humide, voire saturé en eau, implique un ruissellement précoce en surface, et peut provoquer la genèse rapide d'une crue. Ainsi, l'évaluation de l'impact hydrologique des pluies futurisées ne peut se limiter à une même condition initiale d'humidité du sol. En effet, l'impact du CC sur les températures futures aura aussi des conséquences importantes sur l'humidité du sol. Ces variations potentielles d'humidité du sol doivent donc aussi être prises en compte lors d'une étude d'impact du CC sur les crues (Woldemeskel et Sharma, 2016). La hausse de la température devrait réduire la saturation en eau qu'atteint le sol pour certaines saisons. Wasko et Sharma (2017) ont montré que dans la région méditerranéenne, cette réduction, malgré une intensification des précipitations, peut entraîner une diminution des crues futures. Cependant, ces conclusions s'appliqueraient plutôt aux grands bassins versants de plus de 1000 km². Pour les petits bassins versants comme l'Orbieu, l'impact de l'intensification des précipitations l'emporterait sur les changements d'humidité du sol, lors de la genèse des crues futures.

Dans ce chapitre, l'impact du CC sur les débits est analysé pour l'ensemble des précipitations futurisées des six épisodes phares. Dans la première partie, seul l'impact des précipitations est évalué. Pour cela, le déficit hydrique paramétré dans le modèle est maintenu constant donnant lieu à des crues dites « brute ». Puis divers scénarios d'évolution de l'humidité future du sol sont présentés. Enfin, les changements d'humidité du sol sont combinés à l'impact des précipitations futurisées. Pour cela les crues sont rejouées en utilisant des scénarios de déficit hydrique, prenant en compte le CC.

5.1 Crues futurisées du bassin versant de l'Orbieu

L'ensemble des épisodes de précipitations futurisées décrit dans le Tableau 3-1 est utilisé en entrée du modèle hydrologique SCS-LR. Dans cette section, les crues sont simulées en conservant l'humidité initiale de l'épisode passé afin d'analyser seulement l'impact des précipitations. Cela implique que le déficit hydrique paramétré dans le modèle, suite au calage de chaque épisode, est conservé pour simuler la réponse hydrologique des précipitations futurisées de cet épisode. Une grande majorité des analyses sont réalisées à partir de la station hydrologique de Luc sur Orbieu car le modèle hydrologique a été calé pour cette station comme expliqué en section 4.2.

5.1.1 Evolution de la dynamique d'une crue futurisée

L'impact du CC sur les crues futurisées par le RCM MOHC-RCA4 est présenté, à titre d'exemple, en Figure 5-1 pour la crue de novembre 2014 selon chacun des scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Il est important de garder en mémoire que l'humidité initiale paramétrée dans le modèle hydrologique est strictement égale pour tous les scénarios ainsi que pour l'historique. Cette humidité initiale ne diffère qu'entre les épisodes à ce stade de l'étude.

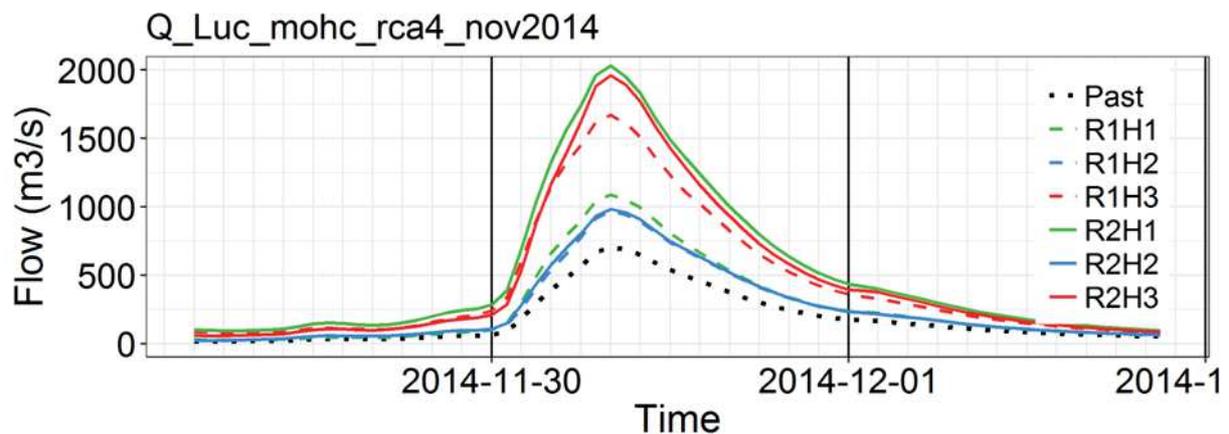


Figure 5-1: Hydrogrammes de crues correspondant à la futurisation de la crue de novembre 2014 par MOHC-RCA4 à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.

La Figure 4-1 permet de relever certaines caractéristiques communes à l'ensemble des crues futurisées. Elles présentent toutes une amplitude supérieure à la crue passée, traduisant l'intensification des précipitations montrée dans la section 3.3.3. De plus, la montée de la crue se déclenche simultanément pour l'ensemble des crues malgré la hausse des volumes précipités, traduisant ainsi la prépondérance de l'humidité initiale du sol sur le déclenchement de la crue, qui demeure inchangé à ce stade.

Une différence notable d'amplitude de la crue peut être relevée avec un pic de crue qui atteint environ $2000\text{m}^3/\text{s}$ en R2H1 et en R2H3 au lieu des $750\text{m}^3/\text{s}$ pour son équivalent passé. Cette écart est bien supérieur à ceux qui ont pu être relevés lors de l'analyse de la futurisation des précipitations mais peut s'expliquer par la position de la station hydrologique. Pour rappel, la station de Luc-sur-Orbieu est proche de l'exutoire du bassin. Ainsi, l'impact des précipitations futurisées des quatre pluviomètres du bassin (Bouisse, Lagrasse, Coustouge et Luc-sur-Orbieu) se conjugue dans le cours d'eau. L'écoulement des ondes de crues des affluents de l'Orbieu est donc concomitant. Une vérification partielle de cette hypothèse peut être réalisée avec la Figure

5-2 qui montre l'évolution de ces hydrogrammes de crues au fur et à mesure des stations hydrologiques disponibles sur le bassin.

La Figure 5-2 présente l'évolution des hydrogrammes historiques et futurisés de la crue de 2014 sur les différentes stations de l'Orbieu. La station hydrologique la plus en amont est celle de Saint-Martin-Des-Puits. Les hydrogrammes de crues historiques et futures y sont très resserrés, mais pour les hydrogrammes de R2H1 et R2H3, un pic de crue se délimite plus nettement que pour l'historique. A Lagrasse, la dispersion entre les hydrogrammes se creuse et le pic de crue apparaît plus nettement pour les plus intenses. Luc-sur-Orbieu a été commenté précédemment. Finalement, l'hydrogramme arrive à Villedaigne, l'exutoire. Le pic de crue aura mis environ huit heures entre la station amont et la station exutoire. A Villedaigne, ce pic de crue ne s'est pas amplifié par rapport à son passage à Luc-sur-Orbieu. Les apports du sous-bassin versant, où se trouve la station pluviométrique de Saint-André-de-Roquelongue, s'y sont pourtant ajoutés. Ces apports semblent être arrivés peu avant le pic de crue principal, engendrant ainsi un élargissement de l'hydrogramme plutôt que son amplification.

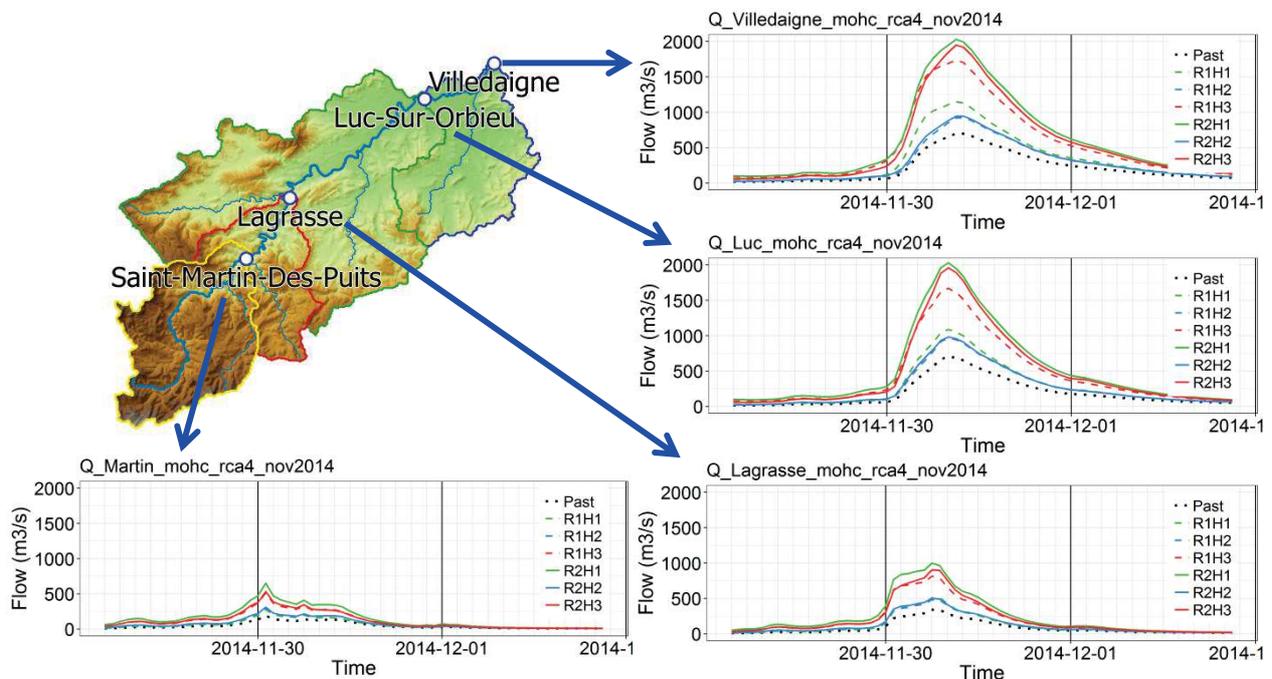


Figure 5-2: Hydrogrammes de crues correspondant à la futurisation de la crue de novembre 2014 par MOHC-RCA4 pour l'ensemble des stations hydrologiques. Les flèches bleues indiquent la position de chacune des stations hydrologiques dans le bassin de l'Orbieu.

Finalement, la dynamique des crues futurisées n'est pas sensiblement modifiée par rapport à leur équivalent passé. Cela se confirme pour les autres épisodes qui ont été futurisés. Ce résultat n'est pas surprenant dans la mesure où la méthode de futurisation s'effectue au pas de temps journalier. Ainsi, elle ne peut modifier la dynamique infra-journalière sur laquelle elle est désagrégée. Cette particularité est discutée dans les perspectives.

5.1.2 Variabilité des changements d'amplitude d'une crue futurisée en fonction du modèle climatique régional

La Figure 5-3 présente la futurisation de la crue de novembre 2014 par l'ensemble des RCMs. Ces résultats correspondent à la réponse hydrologique du modèle SCS-LR pour l'équivalent statistique futur de l'épisode de précipitations de novembre 2014 avec les mêmes conditions d'humidité initiale.

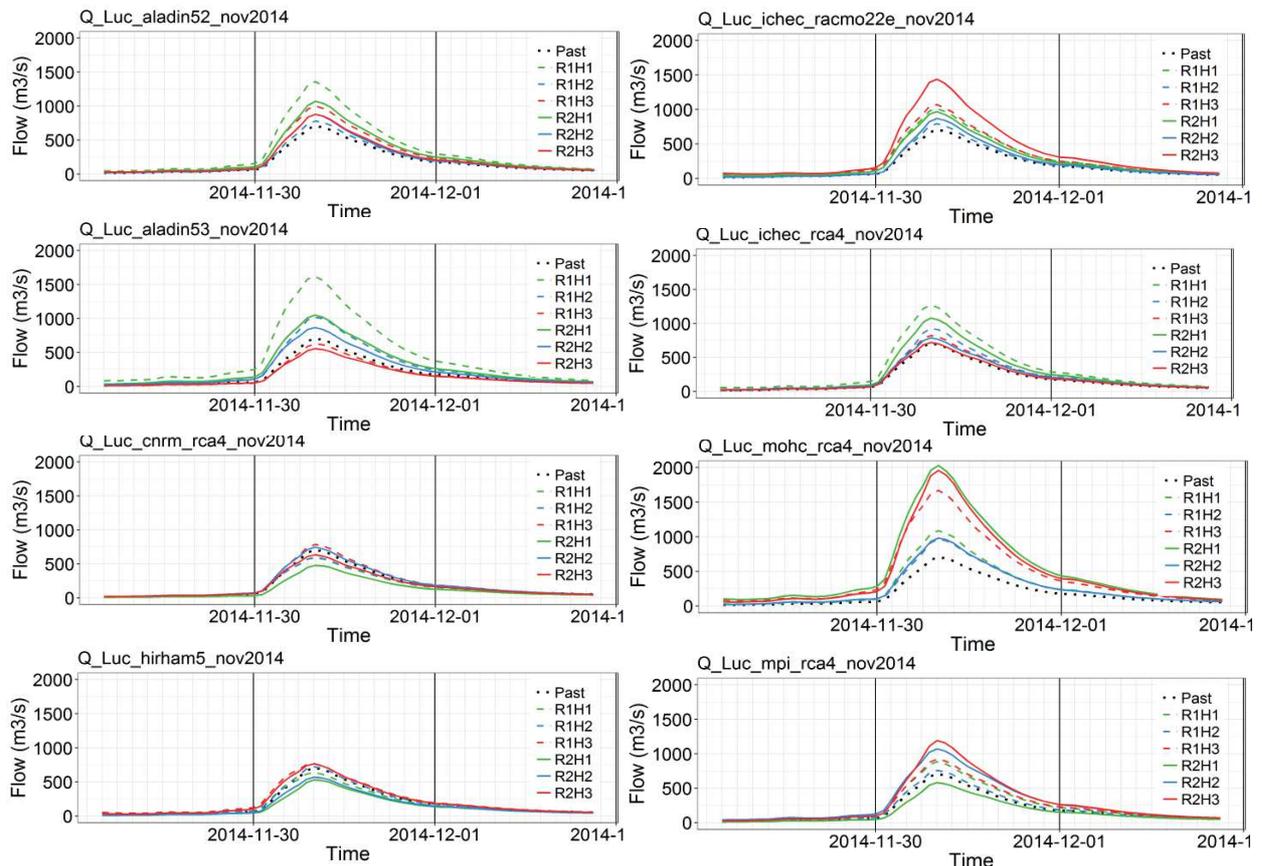


Figure 5-3: Hydrogrammes de crues correspondant à la futurisation de la crue de novembre 2014 par tous les RCMs à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.

A l'image des constats établis dans le chapitre précédent, les réponses hydrologiques de ces précipitations futurisées sont très diverses. L'observation de ce résultat pour les autres épisodes confirme l'impossibilité d'établir une classification des RCMs en fonction de la réponse hydrologique des précipitations futurisés. Pour faciliter l'analyse de ces résultats, leur représentation à travers des boîtes à moustaches est adoptée comme pour l'analyse des précipitations futurisées dans le Chapitre 3.

La Figure 5-4 résume les hydrogrammes de crues de l'épisode de novembre 2014 en réponse aux précipitations futurisées à travers des boîtes à moustaches (voir section 3.3.3.1) représentant le volume total écoulé pour chaque scénario ainsi que leur pic de crue. Les changements de cumul de précipitations médian, représenté en (a), sont systématiquement positifs pour cet épisode de crue. Concernant les valeurs inter-quartiles, soit la moitié des modèles, ils s'accordent aussi tous sur une hausse du volume total écoulé, mis à part pour R2H1. La structure entre les scénarios est similaire à celle établie pour les précipitations de ce même épisode. Ces valeurs de volume total écoulé ne sont pas très parlantes pour un gestionnaire de risque

inondation, mais en observant les valeurs du graphique (b) qui se concentrent sur le pic de crue, l'interprétation des risques associés est plus aisée.

Dès le premier horizon temporel H1, les crues futurisées par les RCMs parviennent à un pic de crue à Luc-sur-Orbieu de plus 1000 m³/s en médiane, et ce quel que soit le scénario de CC. L'incertitude autour de cet horizon est de l'ordre de 1000 m³/s entre le maximum et le minimum, montrant que ce résultat pourrait être inférieur à la crue précédente, tout comme il pourrait atteindre plus de 1500 m³/s.

Ces amplifications médianes du pic de crue sont plus faibles pour les horizons H2 et H3. Pour H2, elles s'accompagnent d'une faible incertitude montrant une convergence importante des réponses hydrologiques des huit précipitations futurisées. Pour H3, l'écart entre les deux scénarios de CC se creuse en termes d'incertitudes, en effet l'incertitude du scénario R1H3 reste faible alors que celle du scénario R2H3 s'élève à environ 1500 m³/s.

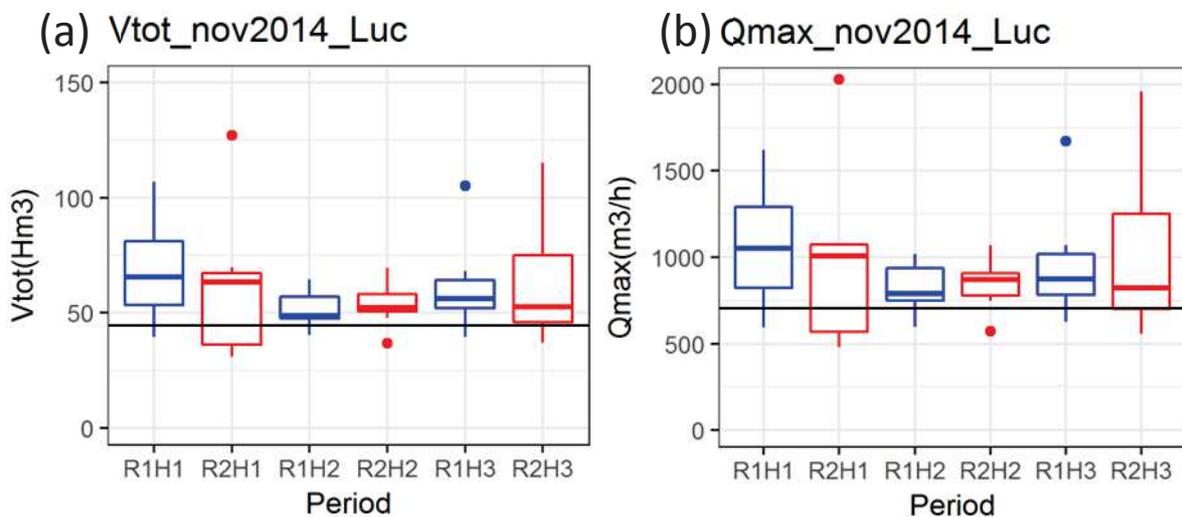


Figure 5-4: Boîtes à moustaches des changements de débits estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. L'épisode de novembre 2014 est présenté pour la station de Luc-sur-Orbieu. (a) représente le changement de volume total et (b) représente le changement du pic de crue.

Cette incertitude semble provenir en grande partie des précipitations futurisées du pluviomètre de Coustouge (Figure 3-25) qui présente une incertitude du même ordre de grandeur. Etant le contributeur majoritaire à cette crue, l'incertitude sur ses précipitations futurisées a un fort impact sur les débits à Luc.

5.1.3 Variabilités des changements entre les différents épisodes de crue futurisés

Pour l'étude de l'ensemble des épisodes de crues futurisées, seule l'évolution du pic de crue est montrée étant donnée la similarité de son signal avec celui des changements du volume total écoulé. Par ailleurs, les épisodes n'ont pas été rassemblés sur le même graphique comme pour les précipitations précédemment (voir section 3.3.4.2). En effet, il semble important de regarder chaque épisode individuellement lors de l'étude des crues, puisque les conséquences opérationnelles peuvent commencer à être interprétées.

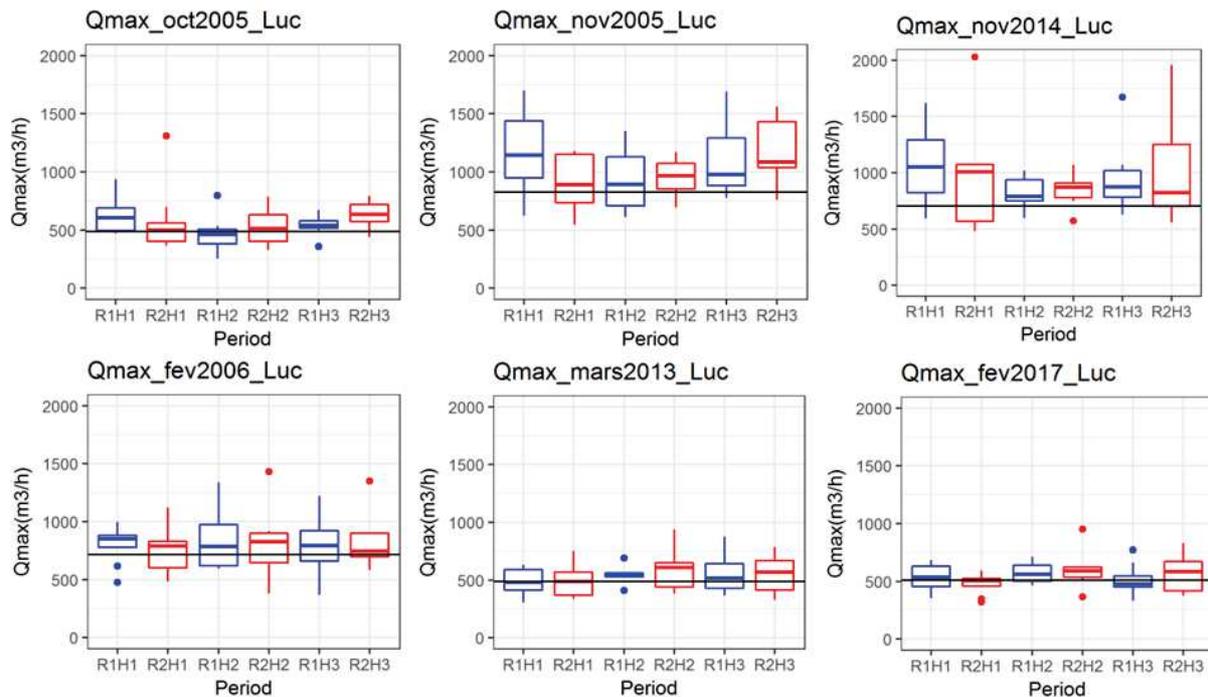


Figure 5-5: Boîtes à moustaches des changements de pic de crues estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. L'ensemble des six épisodes sont présentés pour la station de Luc-sur-Orbieu.

La Figure 5-5 montre les changements du pic de crue pour chaque scénario par rapport à son équivalent historique. Les épisodes d'automne et de printemps y sont représentés. L'analyse de cette figure semble montrer que les changements les plus importants ont lieu pour les épisodes historiques qui étaient déjà les plus importants comme novembre 2005 ou novembre 2014. C'est d'ailleurs aussi pour ces épisodes que l'incertitude des modèles semble la plus importante. Cependant, il est à noter que les pics de crues sont représentés en valeur absolue sur cette figure, ainsi les changements relatifs peuvent apparaître plus importants pour les plus petits pics de crues historiques. Finalement, c'est bien l'impact de ces crues sur les inondations au niveau de Luc-sur-Orbieu qui nous intéresse à termes, justifiant le choix d'une représentation des pics de crues en valeurs absolues.

Du point de vue saisonnier, une distinction apparaît à nouveau entre l'automne et le printemps, attribuant les plus forts changements à la saison automnale. Ceci transparait légèrement pour les petites crues comme octobre 2005, mars 2013 ou encore février 2017. Par contre, la comparaison de novembre 2014 et février 2006, dont les pics de crues historiques sont équivalents, permet de discerner nettement la différence entre ces deux saisons. Cette différence s'explique par deux aspects. Les changements automnaux médians ne sont pas

significativement supérieurs aux printaniers, mis à part pour l'horizon H1. Par contre l'incertitude autour des changements, traduite par les quartiles et les maximums, marque significativement la distinction entre l'automne et le printemps. En effet, la gamme d'incertitude est systématiquement plus grande pour les épisodes d'automne. Pour expliquer cela, une hypothèse se base sur les résultats de Colmet-Daage et al., 2018. Les précipitations automnales sont majoritairement d'origine convective alors que les précipitations printanières sont majoritairement liées à la circulation globale. Les impacts du CC sur la circulation globale sont correctement et explicitement simulés par les RCMs. Les impacts du CC sur la convection ne sont pas explicitement résolus dans les RCMs à 12 km de résolution spatiale. La simulation de la convection est issue d'un choix de paramétrisation qui peut différer en fonction des groupes de modélisateur, et par suite en fonction de chaque RCM. Cette diversité de choix de paramétrisation peut expliquer la plus grande divergence dans la futurisation des précipitations d'automne, et par suite dans leur réponse hydrologique.

5.2 Etablissement des variations futures d'humidité du sol

Dans les travaux d'Harader (2015), l'auteur a fait varier arbitrairement l'humidité du sol de plus ou moins 10% par rapport à la valeur passée de l'épisode futurisé. Cependant, elle conclut, entre autre, qu'une incertitude majeure reste liée à l'évaluation de l'humidité future du sol. Dans ces présents travaux de thèse, une étude sur le changement d'humidité du sol permet d'établir plusieurs scénarios de son évolution, tenant compte des différents horizons temporels et des différents scénarios de CC.

L'idée première, pour établir ces scénarios, est de s'intéresser aux données fournies par les modules de surface imbriqués dans les RCMs de l'exercice EMCORDEX utilisés dans cette étude. Les modules de surface interagissent avec des modèles d'atmosphère et modélisent, entre autres, le comportement de l'eau dans le sol et donc son taux de saturation au cours du temps. Les modules de surface utilisés par ces RCMs sont divers et peu connus. Aussi, leur capacité à fournir des données d'humidité du sol n'a jamais été évaluée à notre connaissance. L'étude de Leroux et al. (2013) a initié ce travail à travers la comparaison de données issues de modèles globaux et de données satellitaires. Cependant, seuls les 7 premiers centimètres de sol, c'est-à-dire la couche de surface, sont analysés dans cette étude. Justement, c'est principalement la couche racinaire qui intervient dans l'infiltration des précipitations qui joue sur l'atténuation des crues. L'utilisation de données provenant des modules de surface de modèles globaux ou des RCMs de l'exercice EMCORDEX pour évaluer l'évolution de l'humidité du sol sous l'effet du CC nous a paru incertaine et difficilement vérifiable.

Le système hydro-météorologique Safran-Isba-Modcou (SIM, Habets et al., 2008) possède un modèle de surface robuste qui a fait ces preuves. Dayon (2015) a étudié les impacts du CC sur la ressource en eau des grands bassins versants français. Pour cela, il a désagrégé statistiquement sur SIM, un large panel de simulations de climat futur de la base de données de CMIP5 (Taylor et al., 2012) en utilisant une méthode d'analogues (Dayon 2015). Les résultats de ces travaux vont être utilisés pour estimer les variations futures d'humidité du sol.

5.2.1 Le système hydro-météorologique Safran-Isba-Modcou (SIM)

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la nivologie) a déjà été présenté dans le chapitre précédent. Différentes variables atmosphériques comme la température à 2 mètres, le vent à 10 mètres, l'humidité spécifique, les précipitations, sont désagrégées sur une grille de 8km de résolution spatiale.

Ces variables servent à forcer le modèle d'Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère (ISBA, Noilhan et Planton, 1989). Il effectue un bilan d'eau et d'énergie à l'interface entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Il permet, dans une configuration couplée, de fournir aux modèles atmosphériques des conditions aux limites de température et d'humidité réalistes. ISBA intègre désormais un schéma multicouche pour le sol (Decharme et al., 2011 ; Boone et al., 2000). La Figure 5-6 présente de façon simplifiée le modèle physique pris en compte dans le modèle ISBA.

Le dernier compartiment de la chaîne est le modèle hydrogéologique MODCOU. Il se charge du routage du ruissellement superficiel à travers le réseau hydrographique et du calcul de l'évolution des aquifères. La chaîne SIM intègre donc déjà un modèle hydrologique, cependant

sa résolution est trop basse (1 à 8km) pour être compatible à l'étude de crues éclair dans des bassins versants méditerranéens.

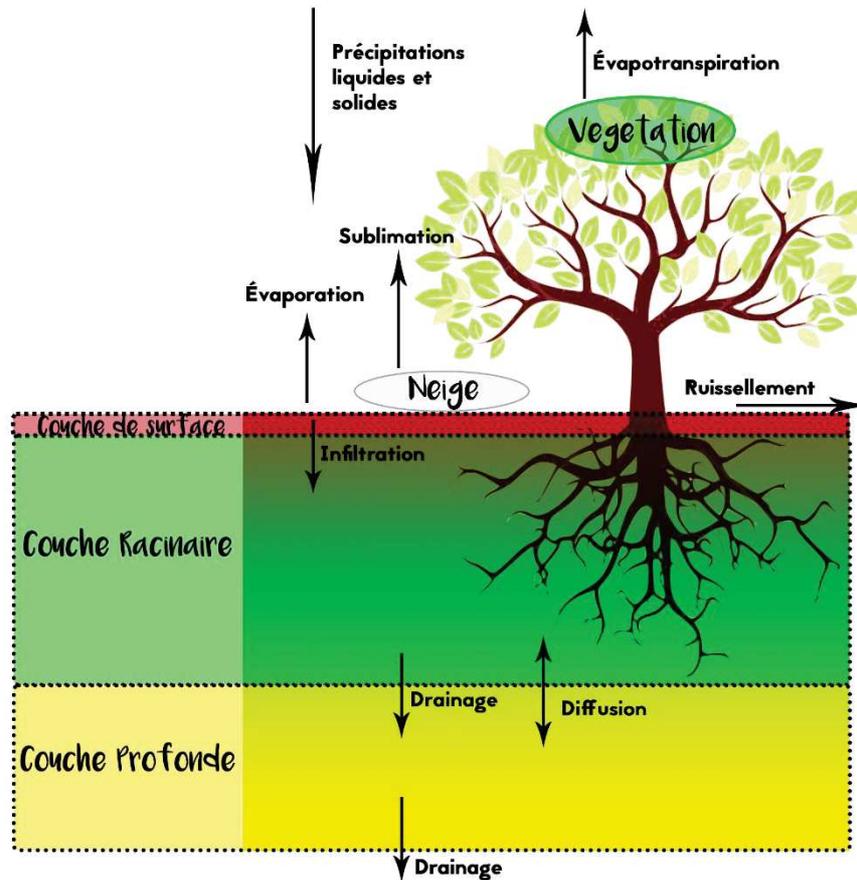


Figure 5-6: Schéma simplifié du modèle ISBA. Source: http://www.cnrm-game_meteo.fr

5.2.2 Les variables d'humidité du sol

ISBA estime l'évolution du taux de saturation en eau du sol dans chacune des mailles couvrant la France. Deux variables traduisent ce taux de saturation.

Le SWI (Soil Wetness Index) est un indice d'humidité du sol permettant d'évaluer les sécheresses agricoles. Il est défini comme suit :

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}}$$

W représente le contenu en eau total du sol, W_{wilt} le point de flétrissement (volume d'eau que le sol garde par capillarité et qui n'est plus prélevable par la plante), et W_{fc} la capacité au champ (volume d'eau retenu par le sol préalablement rempli d'eau après 24 à 48h d'égouttement de l'eau par gravité).

L'estimation du point de flétrissement et de la capacité au champ dépend fortement de la composition du sol, c'est-à-dire du rapport argile/sable du sol défini en chaque maille d'ISBA.

Lors des travaux de Dayon (2015), les débits futurs ont été calculés par SIM sous différents forçages issus des simulations des modèles de CMIP5 en climat futur. Lors de ces simulations, ISBA a calculé les variations du SWI au cours du temps. L'analyse de ces variations du **SWI dans la couche racinaire** a permis d'observer l'évolution de l'humidité du sol future. Avec ces données, différents scénarios d'évolution du SWI ont pu être établis en fonction des scénarios de CC et des horizons temporels. La variable Hu2 n'a pas été calculée dans ces travaux, c'est pourquoi nous nous concentrons sur le SWI.

5.2.3 Estimation des variations futures d'humidité du sol

Le modèle hydrologique SCS-LR traduit l'humidité initiale du sol à travers un paramètre de déficit hydrique, correspondant à la hauteur d'eau pouvant être infiltrée dans le réservoir sol. Ce paramètre appelé S (mm) a un rôle majeur sur le déclenchement et sur l'amplitude d'une crue modélisée. Un sol saturé en eau est traduit par une faible valeur de S et inversement.

La mise en œuvre des scénarios futurs d'humidité du sol à partir des valeurs de SWI de la couche racinaire passe par trois étapes décrites ci-après.

5.2.3.1 Variation future des chroniques interannuelles de SWI

L'établissement des chroniques interannuelles de SWI moyen, maximum et minimum pour chaque scénario et chaque horizon temporel sont établis à partir de la moyenne des différents modèles CMIP5 qui ont été désagrégés avec la chaîne SIM dans l'étude de Dayon (2015).

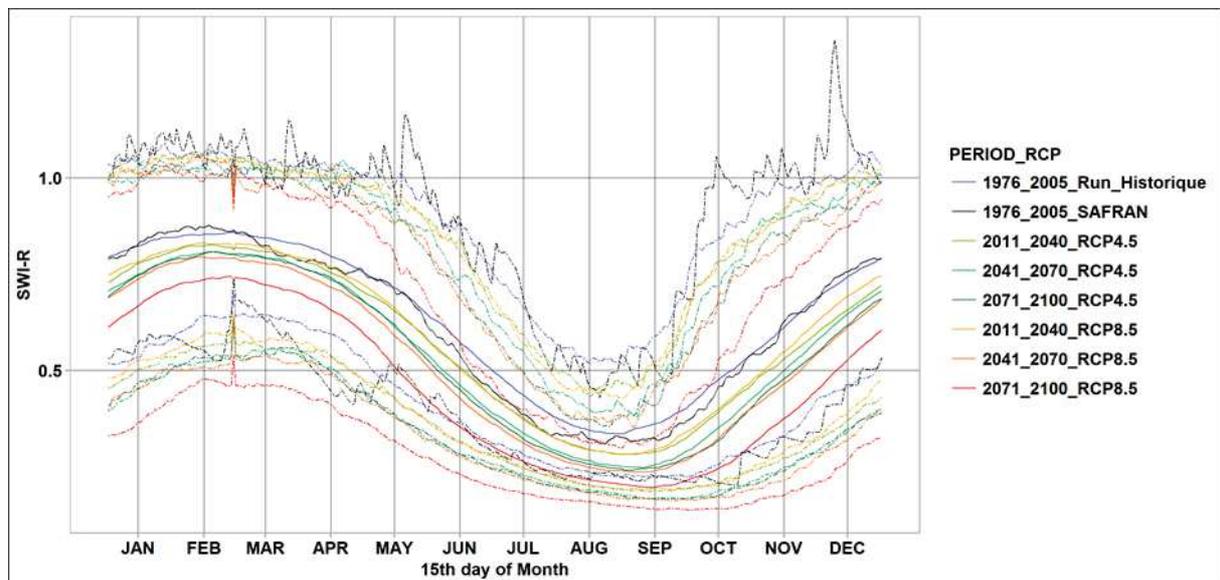


Figure 5-7: Variabilité inter annuelle du SWI dans la couche racinaire d'ISBA forcée par SAFRAN et par les modèles de CMIP5. Les courbes solides représentent la moyenne du SWI pour les différents horizons et scénarios. Les courbes tirées en dessous de ces dernières représentent le minimum du SWI, et les courbes au-dessus représentent le maximum du SWI.

La Figure 5-7 montre le cycle saisonnier du SWI pour la moyenne d'ensemble des modèles CMIP5 pour différents scénarios et périodes temporelles. Il ressort tout d'abord une période sèche estivale et une période humide hivernale. Une dispersion est visible entre les courbes maximales, moyennes et minimales en hiver. La dispersion est moins marquée en été. Les courbes issues des modèles CMIP5 (en couleurs) sont lissées par la moyenne des différents modèles. Les courbes de SAFRAN (noires) sont moins lissées car elles correspondent à un

unique modèle. Les courbes de SAFRAN et de la période historique (bleu) restent très proches et ont le même cycle saisonnier, cela nous conforte dans la capacité de la chaîne SIM à simuler les variations du SWI à l'échelle de ses mailles de 8km.

En se focalisant sur les traits pleins pour un unique scénario comme le RCP8.5, une structure décroissante apparaît du SWI le plus élevé pour la simulation historique en noir, au SWI le plus faible pour l'horizon 2071-2100. En effet, la hausse future de la température engendre une hausse des processus d'évaporation et d'évapotranspiration. La conséquence sur les sols est une réduction moyenne du taux de saturation en eau de la couche racinaire, et donc de la valeur du SWI. La comparaison des scénarios RCP est cohérente aussi, en effet, pour un même horizon temporel, la courbe du SWI est systématiquement plus basse pour le RCP8.5 que pour le RCP4.5.

5.2.3.2 Corrélation entre le SWI et le déficit initial S du modèle

Pour transformer les valeurs de SWI établies précédemment en déficit en eau initial à paramétrer dans le modèle hydrologique, une régression linéaire est établie sur les épisodes simulés dans le passé. La Figure 5-8 relie la valeur du SWI au début de chaque épisode à la valeur du déficit initial S établi pour ce même épisode lors de la phase de calage du modèle hydrologique SCS-LR.

La corrélation obtenue explique seulement 47% de la variance. Ce résultat n'est pas très satisfaisant mais il est conservé pour valider la méthode, faute d'un meilleur produit à utiliser. Il peut s'expliquer, à la fois, par le faible nombre d'épisodes composant l'échantillon, et par l'estimation du paramètre S lors de la phase de calage qui compense un certain nombre d'incertitudes et d'erreurs du modèle hydrologique SCS-LR, ce qui peut le dévier de son rôle théorique de simple déficit initial.

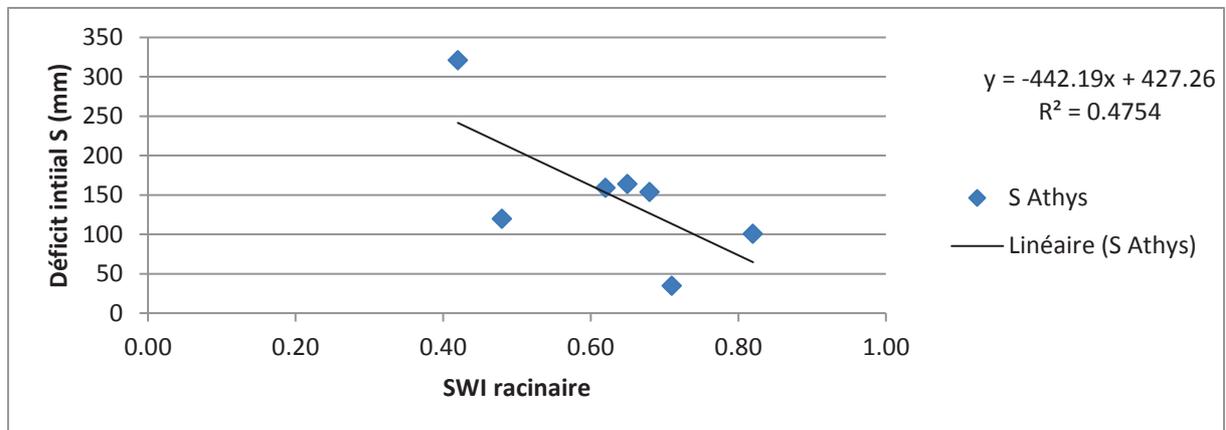


Figure 5-8: Régression entre le paramètre de déficit initial S et la valeur du SWI pour les 7 épisodes disponibles. L'équation exprime la meilleure corrélation linéaire obtenue et le R^2 indique la variance expliquée par cette dernière.

5.2.3.3 Calcul des scénarios futurs de déficit en eau initial à partir de la régression $S=f(SWI)$



Figure 5-9: Calcul des scénarios d'humidité initiale futurs à partir de la corrélation entre le SWI et S (mm). La première colonne représente les valeurs de SWI minimum, moyen et maximum pour chaque épisode et selon chaque horizon et scénario de CC. La seconde colonne représente le delta de déficit initial S correspondant à la colonne précédente. Ce delta correspond, pour un épisode, à la différence entre le SWI du scénario ciblé et son équivalent historique, transformé en S à travers la corrélation établie.

Pour construire la première colonne de la Figure 5-9, la valeur du SWI pour le jour julien de chaque épisode est extrait de chaque courbe de la Figure 5-7. Chaque épisode se voit ainsi attribuer sept valeurs de SWI minimum, moyen et maximum correspondant à la valeur historique et aux six valeurs futures. Ces six valeurs correspondent aux deux scénarios de CC (R1 pour RCP4.5, R2 pour RCP8.5) pour les trois horizons temporels (H1, H2 et H3) comme décrit dans le Tableau 3-4 de la section 3.3). Puis, la valeur du S est calculée à travers la corrélation établie par la Figure 5-8 pour chacune de ces valeurs de SWI. Cela correspond aux valeurs de S qui sont paramétrées dans le modèle hydrologique lors de la futurisation des crues. Pour visualiser la différence d'humidité initiale du sol passé/futur qu'implique cette méthode, la seconde colonne de la Figure 5-9 montre la différence de déficit hydrique sa valeur historique et les six valeurs futures.

La première information clé qui ressort de la Figure 5-9 est qu'il y a une importante différence entre les changements futurs d'humidité du sol estimés en automne et au printemps. Comme le laissait deviner la Figure 5-7, l'humidité du sol est plus faible en automne, à la sortie de l'été sec, qu'au printemps, à la sortie de l'hiver humide. L'écart entre ces deux saisons est plus marqué pour les SWI maximum que pour les SWI minimum.

Comme constaté sur la Figure 5-7, le SWI diminue en allant vers des horizons temporels plus lointains. La première colonne de la Figure 5-9 met en évidence des écarts plus larges en automne, entre horizons temporels successifs, que pour le printemps. Cela montre donc un assèchement progressif des sols au cours du 21^{ème} siècle, avec une plus forte amplitude en automne.

La seconde colonne met en exergue l'ampleur de ces écarts de déficit initial en eau tel qu'il est paramétré dans le modèle hydrologique. La différence entre les deux scénarios de CC ressort plus clairement. Les écarts de déficit hydrique sont plus importants pour le scénario RCP8.5 que pour le scénario RCP4.5. Certains écarts atteignent près de 150mm pour le RCP8.5 à l'horizon 2071-2100, ce qui aura assurément des impacts importants sur la genèse des crues futurisées.

5.3 Impact des scénarios futurs d'humidité du sol sur les crues futurisées

Dans cette section, les impacts hydrologiques des précipitations futurisées sont simulés en tenant compte des changements d'humidité du sol, en utilisant les scénarios de déficit initial en eau en entrée du modèle SCS-LR. Pour effectuer ces comparaisons en préservant la catégorie statistique de chacune de ces simulations, la stratégie suivante est établie. Pour un horizon donné et un scénario donné, la réponse hydrologique de chaque précipitation futurisée est simulée en considérant les trois catégories d'humidité initiale du sol (maximum, moyenne, et minimum). Ces simulations hydrologiques sont ensuite comparées aux simulations historiques réalisées avec les trois catégories d'humidité initiale historiques (maximum, moyenne et minimum). Aussi, les valeurs d'humidité établies lors du calage ne sont plus prises en compte. La comparaison passé/futur est élaborée à travers des épisodes prenant en compte les mêmes catégories statistiques d'humidité du sol entre la période historique et la période future.

5.3.1 Impact des scénarios d'humidité du sol sur une crue futurisée

La Figure 5-10 représente l'impact des scénarios d'humidité du sol sur la futurisation des crues. Les précipitations de novembre 2014 futurisées par MOHC-RCA4 et ALADIN52 selon le scénario R2H3 sont présentées en (a) et (d). La réponse hydrologique de ces précipitations futurisées est présentée selon trois catégories d'humidité en (b) et (c). Chaque crue futurisée pour une catégorie d'humidité initiale est comparée à la crue équivalente simulée sous le climat historique. Trois catégories d'humidité initiale (minimum, moyen et maximum) sont testées lors de l'initialisation du modèle hydrologique SCS-LR. Enfin, pour clarifier cette figure, les humidités du sol futures sont les mêmes, selon la catégorie, pour les deux RCMs. Ainsi, seule la différence des précipitations futurisées explique la différence des crues futures pour une même catégorie.

Les crues futurisées par MOHC-RCA4 sont supérieures à leur équivalent historique pour les trois catégories d'humidité du sol. L'amplification des crues due à l'intensification des précipitations se vérifie donc pour ce RCM quel que soit le scénario d'humidité choisi. Par contre, les crues futurisées par ALADIN52 sont inférieures à leur équivalent historique. Ainsi, l'intensification des précipitations de novembre 2014 montré en (d) est compensé par la réduction de l'humidité du sol, et ce pour les trois catégories d'humidité du sol. En effet, l'intensification des précipitations simulée par ALADIN52 en R2H3 est faible alors que les changements d'humidités du sol prévus pour la fin du siècle sont très forts.

Une réduction de l'humidité initiale du sol peut donc compenser l'intensification des précipitations futurisées et engendrer une diminution des crues futurisées.

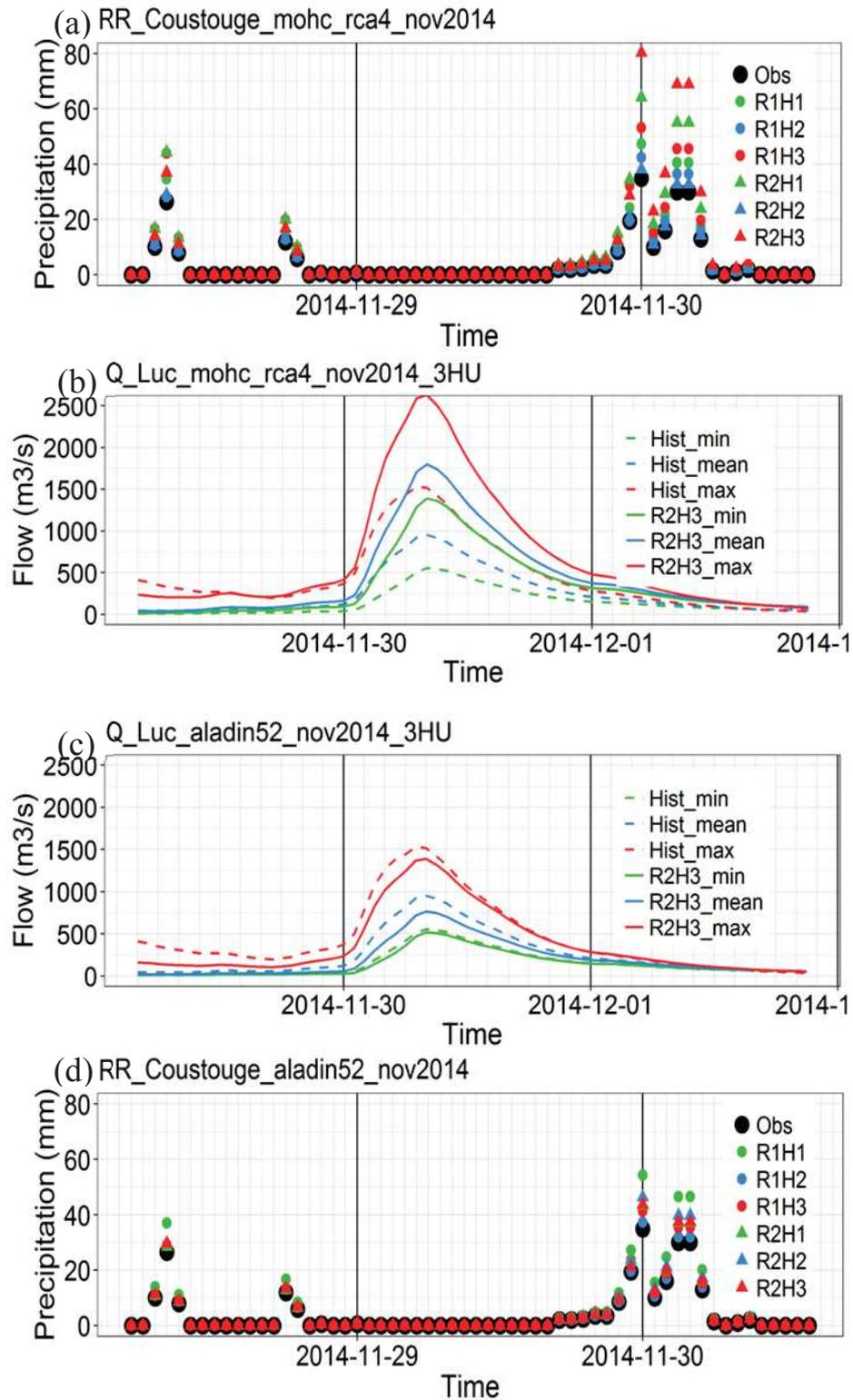


Figure 5-10: Impact de l'humidité du sol sur la simulation hydrologique de l'épisode de novembre 2014 futurisé par deux RCMs pour le scénario R2H3 à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu. (a) Hyétogramme des précipitations historiques et futurisées par MOHC-RCA4. (b) Hydrogrammes des crues historiques et futurisées par MOHC-RCA4, simulées avec l'humidité du sol maximale, moyenne et minimum du jour julien historique (lignes tiretées) et futur (ligne solides) correspondant au début de l'évènement. (c) idem qu'en (b) pour ALADIN52. (d) idem qu'en (a) pour ALADIN52.

5.3.2 Impact des scénarios d'humidité du sol sur une crue futurisée par l'ensemble des modèles climatiques régionaux

Une fois de plus, les boîtes à moustaches sont utilisées pour rassembler l'information de l'impact des catégories d'humidité du sol sur la crue de novembre 2014. La Figure 5-11 montre le changement du pic de crue pour chaque catégorie. La Figure 5-11 (a) correspond au pic des crues futurisées sans changement d'humidité, qui est nommé « brute », tel qu'énoncé dans la section 5.1. Puis, l'impact du changement d'humidité moyen est présenté en (b), celui de l'humidité maximum en (c) et celui de l'humidité minimum en (d).

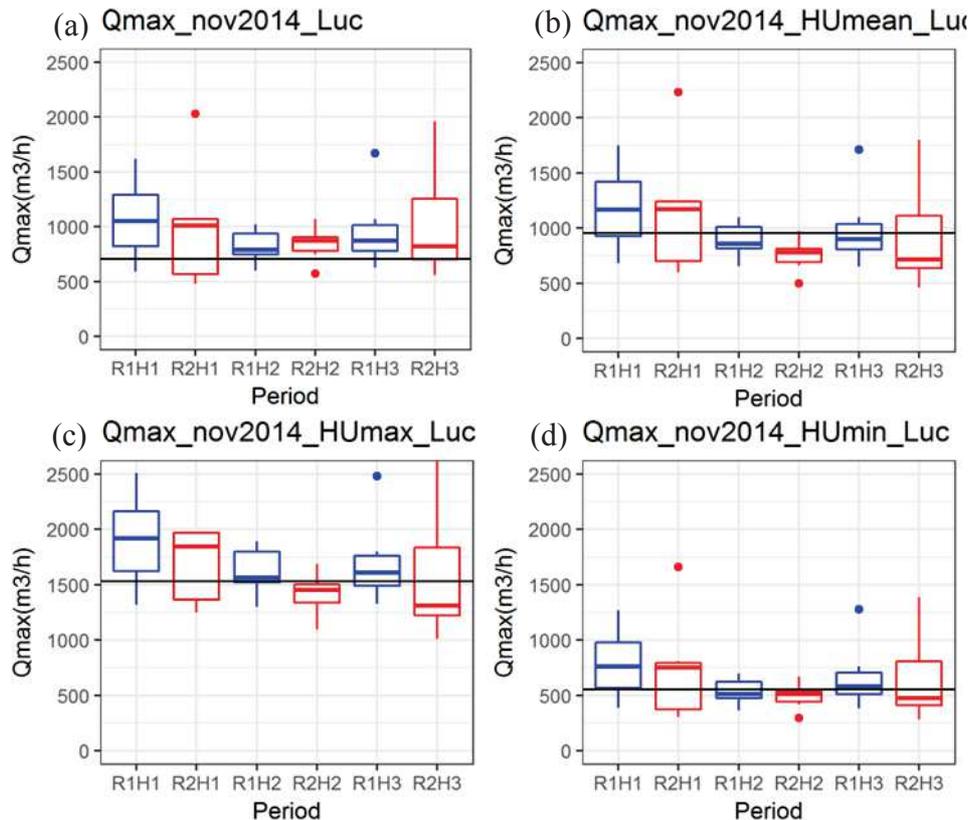


Figure 5-11: Boîtes à moustaches représentant les impacts des différents scénarios d'humidités du sol sur le pic de crue futurisée de l'épisode de novembre 2014 à Luc-sur-Orbieu. (a) représente les changements sans modification de l'humidité du sol, (b) les changements pour la variation de l'humidité du sol moyenne, (c) les changements pour la variation de l'humidité maximum, et (d) les changements pour la variation d'humidité minimum.

5.3.2.1 Comparaison entre humidité moyenne et humidité brute

Le pic de crue historique (ligne noire) de la Figure (b) correspond à la simulation hydrologique de l'épisode historique de précipitations en considérant la condition d'humidité du sol moyenne de ce jour julien. Ce pic de crue est plus intense que pour la Figure (a). Les précipitations historiques étant les mêmes, cela implique que l'humidité moyenne est supérieure à celle observée lors de l'épisode brut.

En observant seulement les boîtes à moustache, la Figure (b) affiche un décalage des pics de crues vers le haut par rapport aux pics de crues brutes (il est important de ne pas regarder la ligne noire historique, mais bien l'échelle verticale). Ce décalage d'environ 500 m³/s est important pour les scénarios du premier horizon temporel R1H1 et R2H1, démontrant que

l'humidité, malgré sa diminution, reste supérieure à l'humidité brute. Cela se vérifie aussi pour les scénarios R1H2 et R1H3. La Figure 4-9 affiche des valeurs de déficit hydrique inférieur à 50mm pour ces scénarios.

Pour les scénarios R2H2 et R2H3, la Figure 4-9 montre des déficits hydriques proches de 100mm. La conséquence est une diminution des pics de crues de ces scénarios sur la Figure 4-11 (b) par rapport aux pics de crues bruts. La forte amplitude du changement d'humidité a engendré une atténuation des pics de crues futurisés pour ces scénarios.

Ensuite, l'observation de l'écart entre le pic de crue historique (ligne noire) et les pics de crues futurisés (boîtes à moustaches colorées) affiche une réduction du changement passé/futur dans la Figure (b). En effet, malgré la hausse de certains pics de crues (R1H1, R2H1, R1H2, R1H3), les humidités moyennes du sol futures sont toujours inférieures à l'humidité moyenne historique de la Figure (b). Il y a donc une compensation de l'intensification des précipitations futurisées par la diminution de l'humidité moyenne du sol. Pour les horizons H2 et H3, cette compensation aboutie à une diminution des pics de crues futurisés médians de novembre 2014 par rapport à leur équivalent historique. Ce constat est particulièrement prononcé pour le scénario R2.

Finalement, en termes d'incertitudes, les boîtes à moustaches respectent la même organisation que pour les crues brutes de novembre 2014 décrites en section 4.2. En effet, la dispersion autour des valeurs médianes de chaque scénario correspond à la même amplitude.

5.3.2.2 Comparaison des crues selon l'ensemble des scénarios d'humidité du sol

Les Figures 4-11 (c) et (d) montrent les résultats pour les déficits hydriques maximum et minimum. Pour rappel, le déficit hydrique maximum correspond à la différence entre l'humidité du sol maximale atteinte pour ce jour julien lors des 30 années passées et l'humidité du sol maximale atteinte pour ce jour julien simulé pour les 30 années futures (idem pour le déficit hydrique minimum).

L'observation de ces deux figures montre, sans surprise, l'influence globale de l'humidité minimum et maximum sur le pic de crue historique et sur l'ensemble des pics de crues futurisés. L'humidité minimum réduit considérablement tous les pics de crues alors que l'humidité maximum les amplifie. Par ailleurs, cette observation valide la présence de l'épisode brut dans la fourchette d'humidité maximum et minimum.

Les résultats sur l'organisation des différents scénarios par rapport au pic de crue historique, sont les mêmes que pour l'humidité moyenne, en tenant compte des différences d'amplitudes des débits.

Ces résultats sont propres à l'épisode de novembre 2014 et peuvent être partiellement généralisés pour les épisodes d'automne. En effet, l'analyse des autres épisodes d'automne aboutie à des résultats similaires mais pas identiques. Par ailleurs, une distinction saisonnière a déjà été mise en avant entre l'automne et le printemps, présumant qu'elle pourrait réapparaître pour ces analyses.

5.3.3 Impact des scénarios d'humidité du sol sur l'ensemble des crues futurisées par l'ensemble des RCMs

La Figure 5-12 présente une grande matrice de résultats qui permet de vérifier si les constats établis précédemment peuvent être généralisés à l'ensemble des six épisodes futurisés. Les trois premières lignes présentent les changements de pic de crue pour les épisodes d'automne alors que les trois dernières représentent ceux des épisodes de printemps. Pour chaque évènement, les trois catégories d'humidité vues dans la section 5.3.2 sont présentées, avec l'humidité brute vue en section 5.1. Il est intéressant d'avoir la Figure 5-9 en tête pour l'analyse de cette figure. La description et l'analyse de cette figure évoluent depuis des résultats plus globaux, vers des résultats plus spécifiques.

La première colonne de graphiques représente les simulations dites brutes, c'est-à-dire prenant en compte la même humidité du sol pour les crues historiques et futurisées. L'analyse de ces graphiques est disponible en section 5.1.

La seconde colonne de graphiques représente les simulations prenant en compte l'humidité du sol minimum passé, et l'humidité du sol minimum future qui varie en fonction de chaque scénario. Dans ce cas, les changements des pics de crues médian sont faibles voire négatifs, i.e., inférieurs aux pics de crues historiques. L'incertitude de chaque scénario est globalement plus faible que pour leur équivalent brut, cependant cette conclusion n'est valable qu'en termes de changements absolus, et pourrait être tout autre en analysant des changements relatifs. Comme précisé auparavant, nous conserverons les valeurs absolues des pics de crues afin de faciliter l'application de ces résultats dans le milieu opérationnel. Du point de vue saisonnier, peu de distinctions apparaissent entre la saison d'automne et la saison de printemps. Ce résultat est cohérent avec la similarité de changement d'humidité du sol minimum pour l'ensemble des évènements.

La troisième colonne de graphiques représente les simulations prenant en compte l'humidité du sol moyenne passée, et l'humidité du sol moyenne future qui varie en fonction de chaque scénario. Les horizons H2 et H3 montrent des changements des pics de crues médians systématiquement négatifs. Aussi, pour certains scénarios, une majeure partie de l'incertitude associée au changement médian est négative aussi, i.e., la quasi-totalité de la boîte à moustaches se situe en dessous de la ligne noire. Ce constat s'applique principalement aux épisodes d'automne pour lesquels les changements d'humidité du sol moyenne sont importants (plus de 50 mm pour certains scénarios). Ainsi, une première distinction saisonnière est mise en évidence. Pour l'horizon H1, il existe une distinction des changements des pics de crues liée plutôt à l'amplitude du pic de crue historique. En effet, pour les pics de crues historiques d'environ 1000 m³/s, les pics de crues futurisés médians, et une majeure partie de leur incertitude, sont supérieurs. A l'inverse, pour des pics de crues historiques inférieur ou égal à 500 m³/s, les pics de crues futurisés médian sont inférieurs.

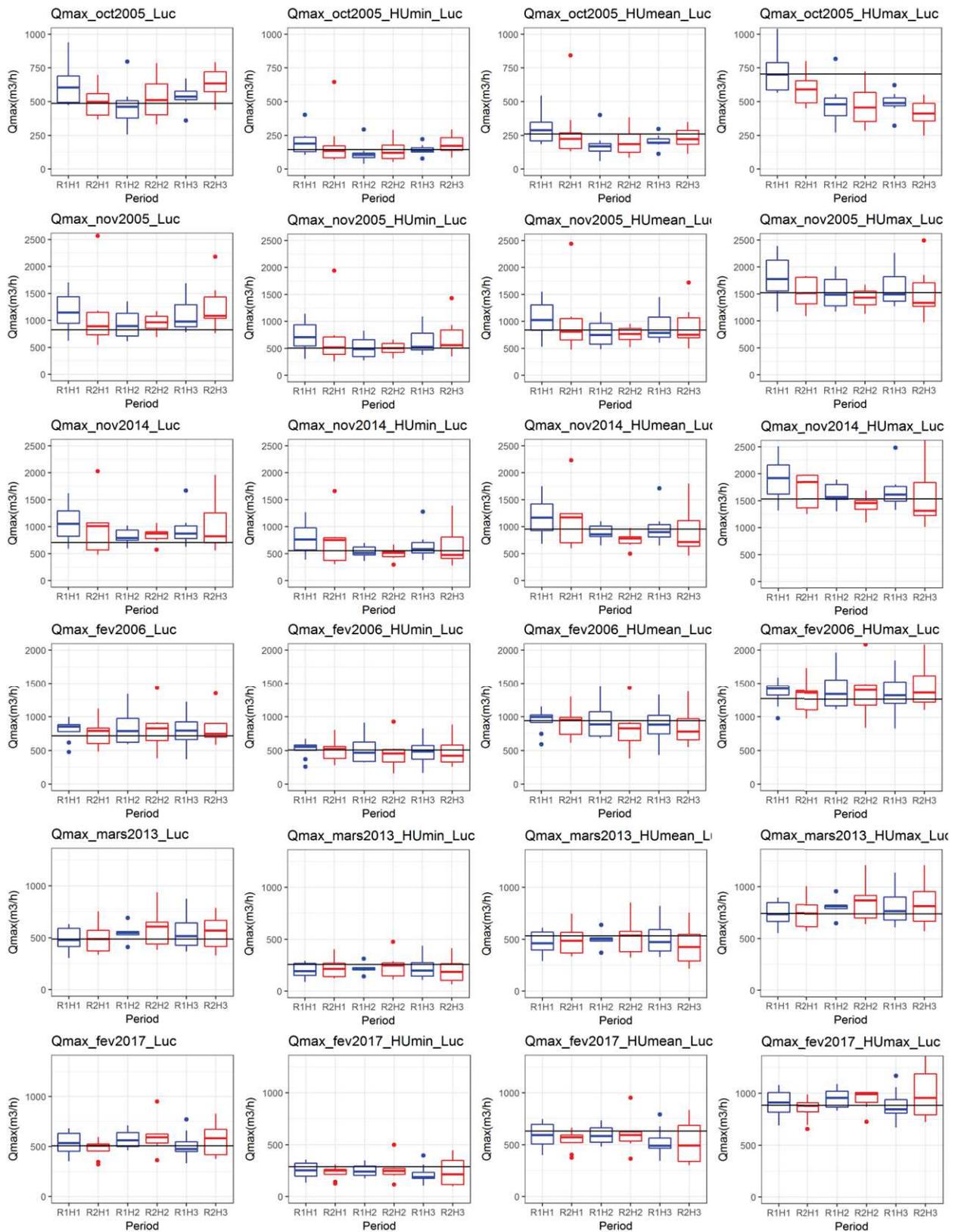


Figure 5-12: Impact de l'humidité du sol sur le pic des crues futurisées par l'ensemble des RCMs pour l'ensemble des évènements. Les six épisodes sont représentés par chaque ligne. La première colonne correspond aux crues futurisées brutes, la seconde avec l'humidité du sol minimale, la troisième avec l'humidité du sol moyenne, et enfin la quatrième avec l'humidité du sol maximale.

La quatrième colonne de graphiques représente les simulations prenant en compte l'humidité du sol maximum passé, et l'humidité du sol maximum future qui varie en fonction de chaque scénario. Cette fois, la distinction saisonnière est très marquée. Pour les horizons H1 et H2, les changements d'humidité sont très importants en automne (plus de 100 mm pour certains scénario) alors qu'ils sont quasiment nuls au printemps. Du coup, les changements de pics de crue médians sont négatifs en automne alors qu'ils sont positifs au printemps. Ce constat ne peut être appliqué aux incertitudes associées qui couvrent le côté positif et négatif, i.e., les quartiles et les maximums des boîtes à moustaches s'étendent de part et d'autre de la ligne noire. Une exception doit être précisée pour l'horizon H1, pour lequel les changements du pic de crues médians, et une majeure partie de leurs incertitudes, sont toujours positifs. En effet, les changements d'humidité pour ce scénario sont assez faibles, et ne suffisent donc pas à compenser l'intensification des précipitations futurisées.

5.4 Discussion sur la chaîne de futurisation hydroclimatiques

5.4.1 Dépendance des épisodes de calages et de futurisations

Le modèle hydrologique SCS-LR utilisé pour simuler la réponse hydrologique aux précipitations futurisées a été calé et validé sur 10 épisodes allant de 2005 à 2017. Ce nombre limité d'épisodes est contraint par la disponibilité et la validité des données mesurées aux différentes stations pluviométriques et hydrologiques. Pour la futurisation, il aurait été préférable d'utiliser des épisodes différents de ceux du calage. Cependant cette disponibilité des données nous contraints à sélectionner les six épisodes futurisés parmi les 10 épisodes de calage. Ce choix contraint, implique que ce modèle simule des épisodes de précipitations dont la dynamique est similaire à ceux avec lequel il a été calé, c'est-à-dire aux épisodes passés. Cela peut avoir un impact sur la généralisation des résultats, notamment lorsque les scénarios de valeurs d'humidité initiale sont appliqués. En effet, les processus majoritaires, traduits par ce modèle pour ces crues, peuvent être différents selon les conditions initiales. Aussi, la capacité du modèle à reproduire la réponse hydrologique d'un épisode sous des conditions plus sèches n'a pas été explorée de façon exhaustive dans cette étude et reste une limitation à considérer dans l'interprétation de la futurisation des crues.

5.4.2 Non-stationnarité des différentes périodes utilisées

Les épisodes de calage du modèle s'étendent de 2005 à 2017. Cette période de 12ans peut correspondre à une période climatiquement particulière et ne pas être représentative de l'ensemble des conditions climatiques auxquelles peut être soumis le bassin versant de l'Orbieu. Ainsi, le calage des processus hydrologiques sur ce bassin versant pourrait être inadapté à la simulation des réponses hydrologiques sous d'autres conditions climatiques. Ceci est d'autant plus vrai pour les conditions climatiques futures, où selon le GIEC, des périodes de sécheresse plus intenses devraient apparaître tout comme les épisodes de précipitations plus intenses. A cela s'ajoute l'évolution de l'occupation du sol et de la végétation qui recouvre le bassin et qui influence la réponse hydrologique à un épisode pluvieux (Chen et li, 2004 ; Miller et al., 2014). Tous ces éléments font partie des incertitudes de la modélisation hydrologique liée à la non-stationnarité du climat. En effet, nous faisons ici l'hypothèse que le modèle hydrologique calé sur la période passée est convenable pour simuler les crues futures. Cette hypothèse est commune à la majeure partie des études d'impact du CC sur les débits, e.g. dans Chiew et al. (2009) et Vaze et al. (2008). Certaines études essayent de caractériser la validité de ces modèles hydrologiques sous des régimes climatiques futurs, la plupart d'entre elles testent les performances du modèle pour différents calages en utilisant une méthode de split-sample-test (Andreassian et al. 2009 ; Klemes, 1986). Cette méthode, aussi appelée test de validation croisée, consiste à répéter le calage et la validation d'un modèle en faisant varier les périodes sélectionnées pour le calage (période humide/sèche, courte/longue). Cependant, Vaze et al. (2010) expliquent que de nombreux facteurs qui vont être impactés par le CC ne peuvent être pris en compte à travers les méthodes de split-sample-test.

5.5 Conclusion

La chaîne de futurisation hydroclimatique a permis d'établir une estimation de l'évolution des crues sous l'impact du CC d'ici la fin du 21^{ème} siècle. Cette estimation considère six épisodes de précipitations qui sont futurisés par un ensemble de huit RCMs de l'exercice EMCORDEX,

ainsi que deux scénarios d'émissions (RCP4.5 et RCP8.5). Cet ensemble de précipitations permet de couvrir une majeure partie de l'incertitude climatique.

La réponse hydrologique à ces précipitations est d'abord estimée sans tenir compte d'éventuels changements des conditions initiales d'humidité du sol. Le modèle SCS-LR étant relativement simple, la comparaison des réponses hydrologiques aux différentes précipitations futurisées est similaire à la comparaison des précipitations futurisées. En effet, il en ressort une intensification globale des crues, avec les pics de crues des épisodes d'automne qui s'intensifient plus fortement que ceux du printemps. Aussi, l'impact des cinq pluviomètres du bassin étant conjugué dans la réponse hydrologique à l'aval, l'amplification des crues peut tripler voire quadrupler dans certains cas, alors qu'elle se limitait au double pour les précipitations.

Puis, l'étude de l'évolution du SWI selon les forçages des modèles climatiques globaux de CMIP5 issue des travaux de Dayon (2015), a permis d'estimer les variations de l'humidité du sol selon trois catégories, minimum, moyenne et maximum, couvrant ainsi une majeure partie de l'incertitude sur l'évolution de l'humidité du sol. A ce stade, la simulation des crues prend en compte toutes les incertitudes identifiées dans chacun des compartiments de la méthode. La comparaison entre les crues passées et futures a été réalisée par catégories d'humidité initiale afin de considérer les mêmes ensembles statistiques. Comme prévu par Wasko et Sharma (2017), les résultats des simulations des crues futures sont fortement impactés par les changements d'humidité du sol. L'intensification de ces crues est globalement réduite par rapport aux crues ne prenant pas en compte les changements d'humidités du sol. Parfois, les crues futures vont jusqu'à devenir inférieures à leur équivalent historique. Malgré la similarité de l'amplitude des changements de tous les événements, une distinction saisonnière forte a pu à nouveau être établie entre l'automne et le printemps, étant donné que les changements d'humidités du sol y sont différents. La forte intensification des précipitations automnales est compensée par un assèchement plus important du sol. Ce constat est amplifié en octobre, puisque la hausse de température estivale impacte plus fortement l'humidité du sol. Au printemps, l'intensification des précipitations est plus faible tout comme la diminution de l'humidité du sol à la sortie de l'hiver. Ainsi, la compensation des précipitations est plus légère et les changements des crues sont similaires à l'automne. Cette distinction saisonnière est particulièrement vérifiée pour les humidités du sol maximum, et de façon moindre pour les humidités du sol minimum.

Finalement, des événements de crues plus intenses que leur équivalent passé extrêmes ressortent pour des probabilités plus faibles. Ainsi, la crue automnale de novembre 2014 pourrait doubler, atteignant plus de 2500 m³/s au niveau de Luc-sur-Orbieu. Un panel de résultats est proposé, comprenant différents degrés d'incertitudes et de probabilités. Ces épisodes ne sont pas les plus représentatifs de l'ensemble des simulations, mais leur probabilité d'apparition n'est pas négligeable pour autant.

Conclusion générale

Ces travaux proposent une méthode d'évaluation des impacts du CC sur les pluies et les inondations de bassins versants méso-échelle méditerranéens. En effet, dans le contexte du CC, la forte vulnérabilité aux pluies et aux crues extrêmes de ces bassins versants pourrait s'accroître avec l'intensification des pluies extrêmes projetée par le dernier rapport du GIEC. Ce constat soulève d'importantes interrogations sur les stratégies à mettre en place pour protéger les populations et les infrastructures. Pour tenter d'apporter une contribution à ces questions, ces travaux s'insèrent dans le contexte opérationnel de la prévention des inondations. Ce cadre particulier de la thèse CIFRE, soutenue par le bureau d'études WSP France, a motivé la mise en place d'une nouvelle méthode prenant en compte les composantes opérationnelles et scientifiques de la problématique. D'une part, cette méthode s'adapte à l'organisation et à la législation opérationnelle de l'intégration du CC dans les politiques publiques de gestion du risque inondation, maintenant traduites par la GEMAPI. D'autre part, elle répond aux exigences scientifiques requises pour la mise en place d'une étude d'impact hydrologique robuste. Cette étude d'impact considère l'ensemble des facteurs climatiques et hydrologiques qui ont un rôle significatif sur le changement des crues, sous l'influence du CC.

La complexe adéquation visée entre ces deux exigences est présentée dans la première partie de cette thèse (Chapitre 1). La protection contre les inondations est actuellement régie par des stratégies et des plans d'action, mis en place à l'échelle des communes ou des collectivités locales (EPTB, EPCI). Ces protections sont dimensionnées en fonction du risque associé, qui définit les crues de référence, ou la période de retour, à considérer. L'intégration du CC dans ces stratégies doit s'accorder à cette échelle d'action et à ces outils. Or, les nombreuses incertitudes, les différentes échelles régionales et la disparité des études d'impacts proposées pour cette région, rendent difficile l'interprétation et la transposition des résultats au sein des stratégies des collectivités locales. La méthode développée dans la suite de ces travaux s'est donc focalisée sur l'évaluation de ces impacts sur les crues de référence, considérées par les collectivités locales. En se basant sur des événements observés, nous estimons qu'il sera plus aisé de transmettre les résultats aux gestionnaires. Afin de transmettre une information complète aux gestionnaires, une attention particulière est accordée à la communication de l'ensemble des incertitudes inhérentes à la méthode.

Pour évaluer les impacts du CC sur les précipitations extrêmes, un ensemble de huit modèles climatiques régionaux issus de l'exercice EMCORDEX a été sélectionné dans le Chapitre 2. Ces modèles à haute résolution spatiale (~12 km) permettent une meilleure représentation de l'orographie de ces régions, ainsi que des processus de genèse des précipitations. La première étape a permis de valider ces performances au sein de trois bassins versants méditerranéens (Lez, Aude, Muga) en termes de précipitations moyennes et extrêmes. Ensuite, les changements de ces précipitations ont été analysés selon les différents scénarios de CC : le RCP4.5 traduit un scénario d'émissions de gaz à effet de serre de « transition », alors que le RCP8.5 traduit le scénario du « laisser-faire ». Ces changements de précipitations mettent en évidence une évolution contrastée des précipitations en fonction de leur intensité, ou de leur fréquence. En termes de cycle annuel de précipitation moyenne, une réduction des cumuls printaniers et estivaux est mise en évidence dans les trois régions étudiées pour le scénario RCP8.5.

Conclusion

Concernant les précipitations extrêmes, des coefficients de changements passé/futur ont été établis. Ils traduisent une intensification moyenne des précipitations extrêmes pour les deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5) dans les trois régions. L'incertitude multi-modèles est traduite par une enveloppe autour du résultat moyen. Pour le scénario RCP4.5, elle peut s'étendre à des valeurs négatives, traduisant une diminution de ces pluies. Par contre, pour le scénario RCP8.5, l'ensemble des modèles climatiques régionaux s'accordent sur l'intensification des pluies extrêmes. Ces coefficients de changement servent de base à la mise en place de la méthode dite de « futurisation » hydroclimatique permettant d'évaluer les impacts hydrologiques de ces changements.

Le bassin versant de l'Orbieu est un sous-bassin versant de l'Aude qui constitue le cas d'étude sur lequel s'est focalisée la suite de ces travaux. L'Orbieu est fréquemment soumis à des crues majeures aux conséquences dommageables, mais son fonctionnement est actuellement peu connu. La compréhension des impacts du CC sur les crues de ce bassin constitue un enjeu majeur, motivant l'application de la méthode de futurisation sur ce bassin (Chapitre 3). Cette méthode consiste à appliquer une correction par quantile aux précipitations ayant généré un épisode de crue phare du bassin versant. En effet, nous avons montré que l'impact du CC sur les précipitations diffère selon le type de précipitation analysé (Chapitre 2). Une correction par quantile permet ainsi de différencier la réponse au CC en fonction de leur intensité. Concrètement, les précipitations enregistrées par les pluviomètres sont discrétisées en quantiles d'intensité journalière, selon une classification établie à partir de 30 ans de précipitations issues de SAFRAN (section 2.2.3). Puis, les coefficients de changements passé/futur sont calculés spécifiquement pour la maille recouvrant chaque pluviomètre, à partir des modèles climatiques régionaux. Ces coefficients sont alors appliqués aux précipitations enregistrées, en fonction de leur rang de quantile. Ainsi, l'épisode de pluie dit « futurisé » correspond à l'équivalent statistique de l'épisode de précipitations phare sous un climat futur.

Un travail de compréhension et de caractérisation du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Orbieu a été mené de pair avec de nombreuses campagnes de terrain (Chapitre 3). Une collaboration avec le service hydrométrique du SPCMO a permis une évaluation qualitative des mesures pluviométriques et hydrologiques disponibles sur le bassin. Les caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et hydrodynamiques du bassin ont été décrites à travers différents outils et produits, disponibles sur le bassin. L'analyse a été complétée par des mesures de porosité et de perméabilité effectuées directement sur le terrain. Suite à cette description du bassin versant de l'Orbieu, les impacts du CC sur les pluies ont été caractérisés à travers six épisodes phares de précipitations futurisées par : (i) les huit modèles climatiques régionaux ; (ii) selon les deux scénarios de CC ; (iii) pour l'ensemble du 21^{ème} siècle scindé en trois périodes (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100). Ainsi, chaque épisode phare de précipitations aboutit à un ensemble de 48 épisodes futurisés (Chapitre 3). Les précipitations des épisodes futurisés traduisent une intensification pouvant atteindre, pour certains modèles, le double de leur équivalent passé. L'analyse de ces épisodes futurisés a aussi mis en évidence une forte variabilité spatiale parmi les cinq pluviomètres étudiés, qui est associée à une forte distinction saisonnière entre les épisodes automnaux et printaniers. Par ailleurs, les changements de précipitation les plus importants ne sont pas toujours attribués au scénario le plus pessimiste (RCP8.5). Cela met en évidence la non-linéarité des processus physiques de

Conclusion

genèse des précipitations extrêmes. Par contre, la plus grande dispersion des résultats est systématiquement attribuée au scénario RCP8.5. Cela reflète la difficulté des modèles climatiques régionaux à s'accorder sur les résultats des processus précipitants, pour des concentrations de GES très élevées.

Pour que cette méthode soit opérationnelle à la suite de cette thèse, l'impact hydrologique des précipitations futurisées des épisodes phares a été évalué à travers un modèle hydrologique conceptuel événementiel SCS-LR sur la plateforme ATHYS (Chapitre 4). En effet, la mise en place de ce type de modélisation est plus rapide et moins coûteuse qu'une modélisation hydrologique à base physique. Il est calé sur le bassin à travers une méthode originale qui résout en partie les problèmes d'équifinalité, détectés par une analyse de sensibilité. Après diverses validations, nous avons jugé le modèle performant avec un Nash moyen de 0.89. En effet, la mise en place de ce type de modélisation est plus rapide et moins coûteuse qu'une modélisation hydrologique à base physique. Dans le cadre de cette thèse, les incertitudes sur une étude d'impact hydrologique liées à ce choix de modélisation par rapport à une modélisation à base physique devaient être évaluées. Cependant, des difficultés majeures dans la mise en place du modèle à base physique TOPKAPI n'ont pas permis de l'aboutir. Le développement en l'état de ce modèle et les premières comparaisons avec l'approche conceptuelle sont présentés en annexe de ce manuscrit.

Un de ces paramètres conditionne l'humidité initiale du sol précédant la simulation de la crue. La réponse hydrologique à ces précipitations a d'abord été évaluée en conservant la même humidité du sol que pour les épisodes passés. Le modèle SCS-LR étant simple et parcimonieux, la comparaison des réponses hydrologiques est similaire à celles des précipitations futurisées. Il en ressort une intensification globale des crues plus marquée pour les épisodes d'automne que pour les épisodes printaniers. Par ailleurs, l'impact des 5 pluviomètres du bassin se conjuguant dans la réponse hydrologique, les répercussions sur les pics de crues varient. En effet, alors que l'intensification des pics de précipitation se limite au double, certains pics de crues simulés atteignent le triple, voire le quadruple de leur équivalent historique. Cependant, pour une estimation robuste des crues futures, l'assèchement de l'humidité du sol résultant du réchauffement climatique doit aussi être pris en compte.

En ce sens, une estimation de l'impact de l'évolution de l'humidité du sol sur la réponse aux pluies futurisées a été menée. Pour cela, l'évolution de la variable SWI issue de la chaîne de modélisation SIM a été analysée afin d'évaluer les variations de l'humidité du sol selon trois catégories : minimum, moyenne, et maximum. Les crues générées par l'ensemble des pluies futurisées ont alors été simulées à nouveau, en considérant chacune des catégories d'humidité du sol, en climat présent et futur (Chapitre 5). L'intensification des crues est globalement réduite par la prise en compte des variations futures d'humidité du sol. Dans certains cas, les crues peuvent même être inférieures à leur équivalent passé. Les changements d'humidité du sol diffèrent entre les saisons, ce qui a mis en évidence une distinction saisonnière entre les crues.

De ces travaux, nous retiendrons que le CC engendre une intensification des précipitations extrêmes dans les bassins méditerranéens. Dans le bassin de l'Orbieu, les pluies de référence automnales peuvent doubler d'ici la fin du siècle alors que les pluies printanières s'intensifient

Conclusion

de façon moins importante. Les six épisodes de crues en réponse aux pluies futurisées conjuguent l'intensification des précipitations de tous les pluviomètres. Les pics de crues à l'exutoire qui en résultent peuvent quadrupler d'ici la fin du siècle si la condition initiale d'humidité reste fixe. Toutefois, la réponse hydrologique à ces précipitations dépend également des variations de l'humidité du sol, qui vont atténuer l'intensification de ces crues en moyenne. Pour l'humidité du sol minimale, le changement des pics de crues médians reste faible, voire négatif, c'est-à-dire inférieur au pic de crue historique. Pour l'humidité du sol moyenne, le changement médian est systématiquement négatif. Pour l'humidité maximale, le changement médian est négatif en automne mais positif au printemps. Ainsi, du point de vue statistique, la prise en compte de l'assèchement futur des sols engendre une diminution des crues futures. Cependant, ce résultat moyen doit être nuancé par de fortes intensifications des crues qui ressortent pour des probabilités plus faibles. Ainsi, selon certaines simulations, la crue automnale de novembre 2014 pourrait doubler, atteignant plus de 2500 m³/s au niveau de Luc-sur-Orbieu. Un panel de résultats est proposé, comprenant différents degrés d'incertitude et de probabilité. Cette thèse apporte donc aux gestionnaires des éléments permettant d'évaluer le changement des précipitations et des crues de références à prendre en compte, en fonction de son analyse coût/bénéfice, pour les aménagements et les stratégies de protections du risque inondations.

Perspectives

La chaîne de futurisation hydroclimatique a donc permis d'estimer localement les impacts du changement climatique sur les précipitations, l'humidité du sol et les crues qui en découlent. Pour cela, plusieurs outils de modélisation ont été impliqués dans la mise en place de chaque étape de la méthode. Que cela concerne les outils ou les méthodes, des perspectives d'amélioration existent afin d'affiner les résultats et leur robustesse.

Les modèles climatiques régionaux

Les modèles climatiques régionaux (RCM) utilisés dans ces travaux ont été sélectionnés dès le démarrage de ces travaux de thèse de doctorat. Depuis, les simulations d'autres RCMs sont disponibles à 12 km de résolution spatiale comme REMO2015, CCLM4-8-17 et WRF311F. L'ajout de ces RCMs pourrait apporter une plus-value à l'étude des changements de précipitations moyennes et extrêmes sous l'impact du changement climatique. De plus, le projet CORDEX prévoit de mettre à disposition une nouvelle génération de RCMs à très haute résolution (2 à 4 km environ). Cette résolution devrait permettre à ces RCMs de résoudre explicitement les processus de convection (Ban et al., 2015 ; Fosser et al, 2017 ; Kendon et al., 2017), qui sont paramétrés dans les RCMs actuels. Ce changement devrait améliorer considérablement la représentation des précipitations extrêmes dans les bassins méditerranéens, puisqu'elles sont majoritairement générées par des processus de convection (Berthou et al., 2018). Lorsque ces nouveaux RCMs seront mis à disposition, il sera intéressant de mener une nouvelle étude sur la caractérisation des performances de ces modèles, pour aboutir à une nouvelle estimation des changements de précipitations futures.

Les épisodes de crues étudiés dans cette thèse ont une dynamique rapide avec des temps de réponse ne dépassant pas quelques heures pour les petits bassins versants. Leur étude et leur modélisation hydrologique exigent des données de précipitations horaires pour reproduire correctement leur dynamique. Cependant, les précipitations issues des RCMs sont au pas de temps journalier. La méthode de futurisation doit donc être appliquée au même pas de temps. Pour cela, les précipitations horaires à futuriser sont agrégées au pas de temps journalier. Puis, après la futurisation, les précipitations sont à nouveau désagrégées au pas de temps horaire en suivant la dynamique infra-journalière historique. Ainsi, la futurisation des pluies ne peut pas changer leur dynamique infra-journalière. Pour améliorer cela, il faudrait avoir accès à des simulations de précipitations des RCMs à des pas de temps plus fins. Certains groupes de modélisateur ont enregistré des données au pas de temps tri-horaire lors des simulations des RCMs. C'est le cas pour le RCM RCA4 issu du laboratoire suédois SMHI. A notre connaissance, aucune étude sur les performances des RCMs à ce pas de temps n'a été réalisée à ce jour. Si ces simulations s'avèrent performantes, la méthode de futurisation pourrait être appliquée au pas de temps tri-horaire. Dans ce cas, SAFRAN ne pourrait plus servir de base de données de référence pour discrétiser les épisodes de précipitations à futuriser. Les données de précipitations horaires enregistrées par les pluviomètres pourraient alors être utilisées directement. Pour cela, elles devront être agrégées au pas de temps tri-horaire. Cette perspective implique de travailler sur des pluviomètres ayant de très longues chroniques de données.

La méthode de futurisation

Les précipitations des pluviomètres sont futurisées par les coefficients de changement établis sur la maille des RCMs couvrant le pluviomètre. Pour l'évaluation des impacts hydrologiques de ces précipitations futurisées, les pluies des pluviomètres sont interpolées spatialement sur l'ensemble du bassin à partir de la méthode des polygones de Thiessen. Lors de cette interpolation, les précipitations futurisées des pluviomètres sont appliquées à des polygones dont la surface peut être supérieure à celle de la maille des RCMs. La variabilité spatiale des changements de précipitations est importante. Pour mieux en tenir compte lors de la futurisation, une alternative pourrait consister à établir les coefficients de changements pour chaque maille du bassin versant, afin de futuriser différemment les précipitations au sein d'un même polygone de Thiessen. Cette méthode aurait tout de même des limites, puisqu'elle serait appliquée à des précipitations observées qui ne sont pas spécifiques à la maille, mais au pluviomètre.

Le bassin versant de l'Orbieu a été choisi comme cas d'étude dans ces travaux. Dans le but de valider la méthode de futurisation pour une application dans un bassin versant quelconque, il serait intéressant de l'appliquer à un autre bassin versant, comme cela a été initié dans le bassin versant du Lez. La comparaison des résultats entre ces deux bassins permettrait d'identifier et d'affiner les limites de la chaîne hydroclimatique.

Les modèles hydrologiques

Les impacts hydrologiques des pluies futurisées ont été évalués à partir d'un modèle hydrologique conceptuel pour des motivations opérationnelles. Ces sorties hydrologiques considèrent l'ensemble des incertitudes climatiques et d'humidité des sols.

Une autre approche de modélisation hydrologique a été testée dans cette thèse et présentée dans les annexes, il s'agit de la modélisation à base physique. Certaines crues ont été modélisées sous les deux approches de modélisation. Cela a permis d'identifier les différences liées à leurs structures. Cependant, une comparaison statistique robuste entre ces deux approches n'a pas pu être effectuée. Il conviendrait maintenant de développer cette approche de façon plus robuste. Pour cela, le modèle TOPKAPI-X devra être calé et validé en tenant compte des différentes préconisations faites. Une fois un niveau de performance jugé satisfaisant atteint, la simulation de l'ensemble des pluies futurisées pourra être effectuée pour une condition initiale d'humidité constante. Puis, une corrélation robuste permettra de relier la condition initiale d'humidité de TOPKAPI-X à la variable SWI issue de SIM. Cette corrélation permettra d'établir les scénarios futur d'humidité du sol. De nouvelles simulations pourront alors être effectuées en intégrant ces scénarios comme condition initiale. Alors, un ensemble de simulation sera à nouveau disponible et permettra d'évaluer les impacts du CC. Comme établi avec ATHYS dans la section 5.3.3, cette évaluation devra considérer l'ensemble des incertitudes climatiques et d'humidité du sol.

La comparaison de ces deux ensembles de simulations permettrait une première estimation de l'incertitude de modélisation hydrologique. A termes, d'autres modèles et approches hydrologiques (MARINE, J2000, SWAT, HEC-HMS, HEC-GEOHMS, etc.) pourraient aussi

être testés en respectant cette procédure. Une analyse multi-modèles hydrologique permettrait une estimation robuste de l'incertitude de modélisation climatique.

La modélisation hydraulique

Une amélioration de cette méthode pourrait passer par le développement, en aval de la chaîne, d'une modélisation hydraulique des écoulements dans les cours d'eau principaux et de ses débordements. D'une part, celle-ci permettrait de propager les débits futurs en respectant davantage les dynamiques d'écoulements (Adamovic et al., 2014), les influences des ouvrages et les dynamiques des zones inondées. D'autre part, elle permettrait une estimation des niveaux d'eau atteints dans les zones à risques (Borrell-Estupina et al., 2015).

Luc-sur-Orbieu et Villedaigne sont des villages avec une population et une activité économique importantes. Une modélisation hydraulique simple et parcimonieuse, avec HEC-RAS par exemple, permettrait d'estimer un ordre de grandeur des hauteurs d'eau dans le village qui seraient atteintes au paroxysme de la crue pour améliorer la prévention des inondations (sans prétendre redéfinir les PPRi toutefois). Des actions de protection des habitations sont déjà menées en ce sens, comme dans le projet « Nim'Alabri ». Dans ce projet, des aménagements allant du batardeau à la construction d'abris en hauteur, sont proposés aux habitations soumises à un risque inondation. Cependant ce risque est évalué avec les données passées. L'application de la méthode de futurisation dans cette région et une propagation hydraulique des niveaux d'eau potentiellement atteints dans le futur permettraient d'intégrer les impacts du changement climatique dans les préconisations d'aménagements.

L'analyse coût/bénéfice pour les gestionnaires

Afin de soutenir le gestionnaire dans sa démarche de prise en compte du CC, une étape manquante à ces travaux est la caractérisation statistique des épisodes de crues futures. En effet, ce travail a été effectué de façon robuste pour les précipitations et l'humidité du sol. Cependant, la période de retour des épisodes de crues estimés sous les impacts du CC n'a pas été évaluée. Cet exercice associerait ainsi le débit futur à une probabilité. Cet élément est essentiel aux gestionnaires afin qu'ils effectuent leurs analyses coûts/bénéfices. Ces analyses permettraient dans un premier temps de préciser le seuil de risque jugé acceptable, et par la suite, de dimensionner les aménagements hydrologiques et hydrauliques dans une perspective de durabilité de la gestion des crues et des inondations.

Bibliographie

Adamovic, M., Branger, F., Braud, I., Krier, R., & Kralisch, S.: Hydro-dynaical data coupling between a distributed hydrological model built in JAMS modelong framework and the MAGE 1D hydraulic model. 11th International Conference on Hydroinformatics, HIC (pp. 17-21), 2014.

Addor, N., Rössler, O., Köplin, N., Huss, M., Weingartner, R. and Seibert, J.: Robust changes and sources of uncertainty in the projected hydrological regimes of Swiss catchments, *Water resources research*, 50(10), 7541–7562, 2014.

Alfieri, L., Feyen, L. and Di Baldassarre, G.: Increasing flood risk under climate change: a pan-European assessment of the benefits of four adaptation strategies, *Climatic Change*, 136(3–4), 507–521, 2016.

Anderson, J. L.: A method for producing and evaluating probabilistic forecasts from ensemble model integrations, *Journal of Climate*, 9(7), 1518–1530, 1996.

Andréassian, V., Perrin, C., Berthet, L., Le Moine, N., Lerat, J., Loumagne, C., Oudin, L., Mathevet, T., Ramos, M. H. and Valéry, A.: Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, (13), p–1757, 2009.

Ayar, P.V., Vrac, M., Bastin, S., Carreau, J., Déqué, M., Gallardo, C.: Intercomparison of statistical and dynamical downscaling models under the EURO-and MED-CORDEX initiative framework: present climate evaluations. *Climate dynamics* 46, 1301–1329, 2016.

Bador, M., Terray, L., Boe, J., Somot, S., Alias, A., Gibelin, A.-L. and Dubuisson, B.: Future summer mega-heatwave and record-breaking temperatures in a warmer France climate, *Environmental Research Letters*, 2017.

Ban, N., Schmidli, J., & Schär, C.: Heavy precipitation in a changing climate: Does short-term summer precipitation increase faster? *Geophysical Research Letters*, 42(4), 1165-1172, 2015

Bandaragoda, C., Tarboton, D. G. and Woods, R.: Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project, *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 178–201, 2004.

Bechtold, P. and Bazile, E.: The 12–13 November 1999 flash flood in southern France, *Atmospheric Research*, 56(1–4), 171–189, 2001.

Berthelot, H.: Fixation d’azote et son devenir dans l’océan de surface: transfert dans le réseau trophique planctonique et influence sur les cycles biogéochimiques de l’azote et du carbone, PhD Thesis, Aix-Marseille., 2015.

Berthou, S., Kendon, E. J., Chan, S. C., Ban, N., Leutwyler, D., Schär, C., & Fosser, G.: Pan-European climate at convection-permitting scale: a model intercomparison study. *Climate Dynamics*, 1-25, 2018

Bibliographie

Beven, K.: Changing ideas in hydrology—the case of physically-based models, *Journal of hydrology*, 105(1–2), 157–172, 1989.

Beven, K. and Feyen, J.: The future of distributed modelling, *Hydrological Processes*, 16(2), 169–172, 2002.

Beven, K. J. and Kirkby, M. J.: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Journal*, 24(1), 43–69, 1979.

Beven, K. J., Kirkby, M. J., Schofield, N. and Tagg, A. F.: Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments, *Journal of Hydrology*, 69(1–4), 119–143, 1984.

Boé, J.: Changement global et cycle hydrologique: Une étude de régionalisation sur la France, PhD Thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III., 2007.

Boé, J. and Terray, L.: Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change, *Geophysical Research Letters*, 35(5), 2008.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T. and Noilhan, J.: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme, *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1544–1569, 2000.

Borrell-Estupina V. : Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair Application à de petits bassins versants du sud de la France, PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse, 2004.

Borrell-Estupina V. : Modélisation des ruissellements et crues extrêmes. Applications aux prévisions sur les bassins peu jaugés, karstiques ou en condition non stationnaire, « Habilitation à Diriger des Recherches », Université de Montpellier, 2017.

Borrell Estupina, V., Raynaud, F., Bourgeois, N., Kong-A-Siou, L., Collet, L., Haziza, E., and Servat, E.: Operational tools to help stakeholders to protect and alert municipalities facing uncertainties and changes in karst flash floods, *Red Book, IAHS Publ.*, 370, 201–208, doi:10.5194/piahs-370-201-2015, 2015.

Bouchaala, A.-E.: Hydrogéologie d'aquifères karstiques profonds et relations avec le thermalisme: Exemple de la partie occidentale du massif de Mouthoumet (Aude, France), Université de Franche-comté. UFR des sciences et techniques., 1991.

Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Joly, A., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M. and Ricard, D.: *Projet Cyprim, partie I: Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne: origines et caractéristiques*, 2009.

Boukhris, O. E. F., Willems, P. and Vanneuville, W.: The impact of climate change on the hydrology in highly urbanised Belgian areas, Kelly Shannon (ed.), Matthew Neville (ed.), *Water and Urban Development Paradigms. Towards an Integration of Engineering, Design and Management Approaches*, 271–276, 2008.

Bibliographie

- Bouvier, C. and DelClaux, F.: ATHYS: a hydrological environment for spatial modelling and coupling with GIS, IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences, 235, 19–28, 1996.
- Bouvier, C., Marchandise, A., Brunet, P. and Crespy, A.: Un modèle pluie-débit distribué événementiel parcimonieux pour la prédétermination et la prévision des crues éclair en zone méditerranéenne. Application au bassin du Gardon d'Anduze., in 13th World Water Congress, 2008.
- Braud, I., De Condappa, D., Soria, J. M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S. and Vauclin, M.: Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method), *European Journal of Soil Science*, 56(3), 361–374, doi:10.1111/j.1365-2389.2004.00660.x, 2005.
- Braud, I., Haverkamp, R., Arrúe, J. L., & López, M. V.: Spatial variability of soil surface properties and consequences for the annual and monthly water balance of a semiarid environment (EFEDA Experiment). *Journal of hydrometeorology*, 4(1), 121-137, 2003.
- Brocca, L., Melone, F. and Moramarco, T.: On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall–runoff modelling, *Hydrological Processes*, 22(5), 629–642, 2008.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T. and Morbidelli, R.: Antecedent wetness conditions based on ERS scatterometer data, *Journal of Hydrology*, 364(1–2), 73–87, 2009.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Naeimi, V., Bartalis, Z. and Hasenauer, S.: Improving runoff prediction through the assimilation of the ASCAT soil moisture product, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10), 1881–1893, 2010.
- Brocca, L., Hasenauer, S., Lacava, T., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Dorigo, W., Matgen, P., Martínez-Fernández, J. and Llorens, P.: Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe, *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3390–3408, 2011.
- Caldwell, P.: California Wintertime Precipitation Bias in Regional and Global Climate Models, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49(10), 2147–2158, doi:10.1175/2010JAMC2388.1, 2010.
- Cannon, A. J.: Multivariate bias correction of climate model output: Matching marginal distributions and intervariable dependence structure, *Journal of Climate*, 29(19), 7045–7064, 2016.
- Chan, S. C., Kendon, E. J., Fowler, H. J., Blenkinsop, S., Ferro, C. A. and Stephenson, D. B.: Does increasing the spatial resolution of a regional climate model improve the simulated daily precipitation?, *Climate dynamics*, 41(5–6), 1475–1495, 2013.
- Change, I. P. O. C.: Climate change 2007: The physical science basis, *Agenda*, 6(07), 333, 2007.
- Chen, J. and Li, X.: Simulation of hydrological response to land-cover changes, *Ying yong sheng tai xue bao= The journal of applied ecology*, 15(5), 833–836, 2004.

Bibliographie

Chiew, F. H. S., Teng, J., Vaze, J., Post, D. A., Perraud, J. M., Kirono, D. G. C. and Viney, N. R.: Estimating climate change impact on runoff across southeast Australia: Method, results, and implications of the modeling method, *Water Resources Research*, 45(10), 2009.

Christensen, J. H., Carter, T. R. and Giorgi, F.: PRUDENCE employs new methods to assess European climate change, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 83(13), 147–147, 2002.

Christensen, J. H., Boberg, F., Christensen, O. B. and Lucas-Picher, P.: On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation, *Geophysical Research Letters*, 35(20), 2008.

Ciarapica, L. and Todini, E.: TOPKAPI: A model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales, *Hydrological Processes*, 16(2), 207–229, 2002.

Clark, M. P., Wilby, R. L., Gutmann, E. D., Vano, J. A., Gangopadhyay, S., Wood, A. W., Fowler, H. J., Prudhomme, C., Arnold, J. R. and Brekke, L. D.: Characterizing uncertainty of the hydrologic impacts of climate change, *Current Climate Change Reports*, 2(2), 55–64, 2016.

Colin, J.: Étude des événements précipitants intenses en méditerranée: approche par la modélisation climatique régionale, PhD Thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier., 2011.

Colin, J., Déqué, M., Radu, R. and Somot, S.: 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*, 62(5), 591–604, 2010.

Collet, L.: Capacité à satisfaire la demande en eau sous contraintes climatique et anthropique un bassin méditerranéen, PhD Thesis, Montpellier 2., 2013.

Collet, L., Ruelland, D., Borrell-Estupina, V. and Servat, E.: Assessing the long-term impact of climatic variability and human activities on the water resources of a meso-scale Mediterranean catchment, *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 59(8), 1457–1469, doi:10.1080/02626667.2013.842073, 2014.

Colmet-Daage, A., Sanchez-Gomez, E., Ricci, S., Llovel, C., Estupina, V. B., Quintana-Seguí, P., Llasat, M. C. and Servat, E.: Evaluation of uncertainties in mean and extreme precipitation under climate change for northwestern Mediterranean watersheds from high-resolution Med and Euro-CORDEX ensembles, *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(1), 673, 2018.

Colmet-Daage, A., Coquart, L., Sanchez-Gomez, E. and Ricci, S. : Interpolation ESMF_Regrid pour l'analyse des simulations précipitations EURO-CORDEX, UMR 5318 CECI, CERFACS-CNRS - WN-CMGC-15-26427, Toulouse, France, Working Note, 2015.

Colmet-Daage, A., Vargel, C., Ricci, S., Sanchez-Gomez, E., Borrell Estupina, V., Servat, E., Llovel, C. and Quintana-Segui, P. : Validation et comparaison des données de précipitation des pluviomètres de Météo-France et de SAFRAN: Application aux bassins du Lez et de l'Aude,

Bibliographie

UMR 5318 CECI, CERFACS-CNRS - TR-CMGC-16-130, Toulouse, France, Technical Report, 2016.

Coustau, M.: 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, Université de Montpellier II, 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, *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(4), 1119–1133, 2012.

Coustau, M., Ricci, S., Borrell-Estupina, V., Bouvier, C. and Thual, O.: Benefits and limitations of data assimilation for discharge forecasting using an event-based rainfall-runoff model, *Natural Hazards and Earth System Science*, 13, pp–583, 2013.

Cubasch, U., Waszkewitz, J., Hegerl, G. and Perlwitz, J.: Regional climate changes as simulated in time-slice experiments, *Climatic Change*, 31(2–4), 273–304, 1995.

Dakhlaoui, H., Ruelland, D., Trambly, Y. and Bargaoui, Z.: Evaluating the robustness of conceptual rainfall-runoff models under climate variability in northern Tunisia, *Journal of hydrology*, 550, 201–217, 2017.

Dankers, R., Arnell, N. W., Clark, D. B., Falloon, P. D., Fekete, B. M., Gosling, S. N., Heinke, J., Kim, H., Masaki, Y. and Satoh, Y.: First look at changes in flood hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project ensemble, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3257–3261, 2014.

Davie, J. C., Falloon, P. D., Kahana, R., Dankers, R., Betts, R., Portmann, F. T., Wisser, D., Clark, D. B., Ito, A. and Masaki, Y.: Comparing projections of future changes in runoff from hydrological and biome models in ISI-MIP, *Earth System Dynamics*, 4(2), 359–374, 2013.

Dawson, C. W., Abrahart, R. J., Shamseldin, A. Y. and Wilby, R. L.: Flood estimation at ungauged sites using artificial neural networks, *Journal of hydrology*, 319(1–4), 391–409, 2006.

Dayon, G.: Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies, PhD Thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier., 2015.

Dayon, G., Boé, J. and Martin, E.: Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(3), 1023–1043, 2015.

Decharme, B., Boone, A., Delire, C. and Noilhan, J.: Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D20), 2011.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M.,

Bibliographie

McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137(656), 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.

Degoutte, G.: *Petits barrages: recommandations pour la conception, la réalisation et le suivi*, Cemagref Editions., 1997.

Déqué, M., Drevet, C., Braun, A. and Cariolle, D.: The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling, *Climate Dynamics*, 10(4–5), 249–266, 1994.

Déqué, M., Jones, R. G., Wild, M., Giorgi, F., Christensen, J. H., Hassell, D. C., Vidale, P. L., Rockel, B., Jacob, D. and Kjellström, E.: Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results, *Climate Dynamics*, 25(6), 653–670, 2005.

Déqué, M.: Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57(1-2), 16-26, 2007.

Déqué, M., Rowell, D. P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J. H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., De Castro, M. and van den Hurk, B.: An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections, *Climatic Change*, 81(1), 53–70, 2007.

Déqué, M., Somot, S. and others: Weighted frequency distributions express modelling uncertainties in the ENSEMBLES regional climate experiments. *Climate Research*, 44(2/3), 195–209, 2010.

Déqué, M., Somot, S., Sanchez-Gomez, E., Goodess, C. M., Jacob, D., Lenderink, G. and Christensen, O. B.: The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: regional climate models, driving general circulation models and interannual variability, *Climate Dynamics*, 38(5–6), 951–964, doi:10.1007/s00382-011-1053-x, 2012.

Deser, C., Knutti, R., Solomon, S. and Phillips, A. S.: Communication of the role of natural variability in future North American climate, *Nature Climate Change*, 2(11), 775, 2012a.

Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V. and Teng, H.: Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability, *Climate dynamics*, 38(3–4), 527–546, 2012b.

Diaconescu, E. P., Gachon, P. and Laprise, R.: On the remapping procedure of daily precipitation statistics and indices used in regional climate model evaluation, *Journal of Hydrometeorology*, 16(6), 2301–2310, 2015.

Dobler, C., Hagemann, S., Wilby, R. L. and Stötter, J.: Quantifying different sources of uncertainty in hydrological projections in an Alpine watershed, *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(11), 4343–4360, 2012.

Bibliographie

- Drobinski, P., Da Silva, N., Panthou, G., Bastin, S., Muller, C., Ahrens, B., Borga, M., Conte, D., Fossier, G., Giorgi, F. and others: Scaling precipitation extremes with temperature in the Mediterranean: past climate assessment and projection in anthropogenic scenarios, *Climate Dynamics*, 1–21, doi:doi:10.1007/s00382-016-3083-x, 2016.
- Ducharne, A., Théry, S., Billen, G., Benoit, M., Brisson, N., Garnier, J., Kieken, B., Ledoux, E., Mary, B. and Mignolet, C.: Influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique et biogéochimique du bassin de la Seine, Rapport intermédiaire du contrat PIREN-Seine, 2004.
- Ducharne, A., Habets, F., Pagé, C., Sauquet, E., Viennot, P., Déqué, M., Gascoin, S., Hachour, A., Martin, E. and Oudin, L.: Climate change impacts on water resources and hydrological extremes in northern France, in XVIII Conference on Computational Methods in Water Resources., 2010.
- Ducrocq, V., Lebeaupin, C., Ricard, D., & Giordani, H.: TORRENTIAL RAIN EVENTS OVER THE CÉVENNES-VIVARAIS REGION. *Hrvatski meteorološki časopis*, 40(40), 254-258, 2005.
- Dunne, T.: Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope hydrology*, 227-293, 1978.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J. and Taylor, K. E.: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958, 2016.
- Fatichi, S., Rimkus, S., Burlando, P., Bordoy, R. and Molnar, P.: High-resolution distributed analysis of climate and anthropogenic changes on the hydrology of an Alpine catchment, *Journal of Hydrology*, 525, 362–382, 2015.
- Fleury, P., Maréchal, J.-C. and Ladouche, B.: Karst flash-flood forecasting in the city of Nîmes (southern France), *Engineering Geology*, 164, 26–35, 2013.
- Fontaine, B., Philippon, N., Trzaska, S. and Roucou, P.: Spring to summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968–1998), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D14), 2002.
- Fossier, G., Khodayar, S., & Berg, P.: Climate change in the next 30 years: What can a convection-permitting model tell us that we did not already know? *Climate Dynamics*, 48(5-6), 2017
- Fowler, H. J., Blenkinsop, S. and Tebaldi, C.: Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling, *International journal of climatology*, 27(12), 1547–1578, doi:10.1002/joc.1556, 2007.
- Francés, F., Vélez, J. I. and Vélez, J. J.: Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models, *Journal of Hydrology*, 332(1–2), 226–240, 2007.
- Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J. and Vidale, P. L.: Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *Journal of*

Bibliographie

Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 111(D6), doi:10.1029/2007JD008619, 2006.

Gao, X., Pal, J. S. and Giorgi, F.: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation, *Geophysical Research Letters*, 33(3), doi:10.1029/2005GL024954, 2006.

Garambois, P.-A., Roux, H., Larnier, K., Castaings, W. and Dartus, D.: Characterization of process-oriented hydrologic model behavior with temporal sensitivity analysis for flash floods in Mediterranean catchments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(6), 2305–2322, 2013.

Garambois, P.-A., Roux, H., Larnier, K., Labat, D. and Dartus, D.: Parameter regionalization for a process-oriented distributed model dedicated to flash floods, *Journal of Hydrology*, 525, 383–399, 2015.

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, *Journal of Hydrology*, 286(1), 135–154, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.015, 2004.

Giorgi, F.: Climate change hot-spots, *Geophysical research letters*, 33(8), 2006.

Giorgi, F. and Lionello, P.: Climate change projections for the Mediterranean region, *Global and planetary change*, 63(2–3), 90–104, 2008.

Giorgi, F. and Mearns, L. O.: Regional climate modeling revisited. An introduction to the special issue, *J. Geophys. Res.*, 104(D6), 6335–6352, 1999.

Giorgi, F., Bi, X. and Pal, J. S.: Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. I. Present-day climate (1961–1990), *Climate Dynamics*, 22(6–7), 733–756, 2004.

Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G. R. and others: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework, *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3), 175, 2009.

Giorgi, F., Torma, C., Coppola, E., Ban, N., Schär, C. and Somot, S.: Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming, *Nature Geoscience*, 9, 584, 2016.

Giuntoli, I., Vidal, J.-P., Prudhomme, C. and Hannah, D. M.: Future hydrological extremes: the uncertainty from multiple global climate and global hydrological models, *Earth System Dynamics*, 6(1), 267, 2015.

Gobiet, A., Suklitsch, M. and Heinrich, G.: The effect of empirical-statistical correction of intensity-dependent model errors on the temperature climate change signal, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(10), 4055, 2015.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.-L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E. and Morel, S.: The SAFRAN-ISBA-MODCOU

Bibliographie

hydrometeorological model applied over France, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D6), 2008.

Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R. J. and Corfee-Morlot, J.: Future flood losses in major coastal cities, *Nature Climate Change*, 3(9), 802–806, doi:10.1038/nclimate1979, 2013.

Harader, E.: L'impact du changement climatique sur les événements hydrologiques extrêmes des petits bassins versants méditerranéens: le cas du bassin versant du Lez, PhD Thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier., 2015.

Harader, E., Borrell-Estupina, V., Ricci, S., Coustau, M., Thual, O., Piacentini, A. and Bouvier, C.: 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*, 16(11), 4247, 2012.

Harding, B. L., Wood, A. W. and Prairie, J. R.: The implications of climate change scenario selection for future streamflow projection in the Upper Colorado River Basin, *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(11), 3989–4007, 2012.

Hattermann, F. F., Weiland, M., Huang, S., Krysanova, V. and Kundzewicz, Z. W.: Model-supported impact assessment for the water sector in central Germany under climate change—a case study, *Water resources management*, 25(13), 3113, 2011.

Hawkins, E., & Sutton, R.: The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics*, 37(1-2), 407-418, 2011.

Held, I. M. and Soden, B. J.: Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *Journal of climate*, 19(21), 5686–5699, 2006.

Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Berz, G., Emanuel, K., Gray, W., Landsea, C., Holland, G., Lighthill, J., Shieh, S.-L. and Webster, P.: Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC assessment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 19–38, 1998.

Herrmann, M., Somot, S., Calmanti, S., Dubois, C. and Sevault, F.: 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 Sciences*, 11, 1983–2001, 2011.

Hewitt, C. D.: Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(52), 566–566, 2004.

Hingray, B., Picouet, C. and Musy, A.: *Hydrologie: Une science pour l'ingénieur*, PPUR presses polytechniques., 2009.

Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H. and Kanae, S.: Global flood risk under climate change, *Nature Climate Change*, 3(9), 816, 2013.

Bibliographie

- Ho, C. K., Stephenson, D. B., Collins, M., Ferro, C. A. and Brown, S. J.: Calibration strategies: a source of additional uncertainty in climate change projections, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(1), 21–26, 2012.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M. and Georgievski, G.: EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research, *Regional environmental change*, 14(2), 563–578, 2014.
- Jakobowicz E., : Le box plot ou la fameuse boîte à moustache, URL <http://www.stat4decision.com/fr/le-box-plot-ou-la-fameuse-boite-a-moustache/>, consulté en décembre 2017, 2015.
- Karlsson, I. B., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C. and Jensen, K. H.: Significance of hydrological model choice and land use changes when doing climate change impact assessment, EGU General Assembly, 2014.
- Kay, A. L. and Jones, D. A.: Transient changes in flood frequency and timing in Britain under potential projections of climate change, *International Journal of Climatology*, 32(4), 489–502, 2012.
- Kendon, E. J., Ban, N., Roberts, N. M., Fowler, H. J., Roberts, M. J., Chan, S. C., Evan, J. P., Fosser, G., Wilkinson, J. M.: Do convection-permitting regional climate models improve projections of future precipitation change?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1), 79-93, 2017
- Klemeš, V.: Operational testing of hydrological simulation models, *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13–24, 1986.
- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J. and Meehl, G. A.: Challenges in combining projections from multiple climate models, *Journal of Climate*, 23(10), 2739–2758, doi:10.1175/2009JCLI3361.1, 2010.
- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Goergen, K., Jacob, D., Lüthi, D., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Schär, C., Teichmann, C., Vautard, R., Warrach-Sagi, K. and Wulfmeyer, V.: Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble, *Geosci. Model Dev.*, 7(4), 1297–1333, doi:10.5194/gmd-7-1297-2014, 2014.
- Kundzewicz, Z. W., Krysanova, V., Dankers, R., Hirabayashi, Y., Kanae, S., Hattermann, F. F., Huang, S., Milly, P. C., Stoffel, M. and Driessen, P. P. J.: Differences in flood hazard projections in Europe—their causes and consequences for decision making, *Hydrological Sciences Journal*, 62(1), 1–14, 2017.
- Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J. M., Cuenca, R., Braud, I. and Haverkamp, R.: Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments—BEST, *Soil Science Society of America Journal*, 70(2), 521–532, 2006.

Bibliographie

- Lasserre, F.: Modélisation du cycle d'aérosols naturels et anthropiques en Asie orientale, PhD Thesis, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II., 2006.
- Lenderink, G., Buishand, A. and Deursen, W. van: Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3), 1145–1159, 2007.
- Leroux, D. J., Kerr, Y. H., Richaume, P. and Fieuzal, R.: Spatial distribution and possible sources of SMOS errors at the global scale, *Remote Sensing of Environment*, 133, 240–250, 2013.
- Lhomme, J., Bouvier, C. and Perrin, J.-L.: Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchments, *Journal of Hydrology*, 299(3–4), 203–216, 2004.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P. and Boscolo, R.: *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier., 2006.
- Liu, Z. and Todini, E.: Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6(5), 859–881, 2002.
- Liu, Z., Martina, M. L. and Todini, E.: Flood forecasting using a fully distributed model: application of the TOPKAPI model to the Upper Xixian Catchment, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(4), 347–364, 2005.
- Lobligeois, F., Andréassian, V., Perrin, C., Tabary, P. and Loumagne, C.: When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation using 3620 flood events, *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 575, 2014.
- Lopes, C. L., Azevedo, A. and Dias, J. M.: Flooding assessment under sea level rise scenarios: Ria de Aveiro case study, *Journal of Coastal Research*, 65(sp1), 766–771, 2013.
- Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M. and Kjeldsen, T. R.: Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe, *Journal of Hydrology*, 519, 3634–3650, 2014.
- Maidment, D. R.: *Handbook of hydrology*, edited by: David, R., Maidment, ISBN 0-07-039732-5, McGraw Hill, 1992.
- Maraun, D.: Bias correcting climate change simulations-a critical review, *Current Climate Change Reports*, 2(4), 211–220, 2016.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T. and Themeßl, M.: Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user, *Reviews of Geophysics*, 48(3), 2010.
- Marchandise, A.: 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, Université de Montpellier II, Montpellier, 2007.

Bibliographie

- Masson, D. and Knutti, R.: Climate model genealogy, *Geophysical Research Letters*, 38(8), 2011.
- McSweeney, C. F., Jones, R. G. and Booth, B. B.: Selecting ensemble members to provide regional climate change information, *Journal of Climate*, 25(20), 7100–7121, 2012.
- Mearns, L. O., Gutowski, W., Jones, R., Leung, R., McGinnis, S., Nunes, A. and Qian, Y.: A regional climate change assessment program for North America, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 90(36), 311–311, 2009.
- Mearns, L. O., Sain, S., Leung, L. R., Bukovsky, M. S., McGinnis, S., Biner, S., Caya, D., Arritt, R. W., Gutowski, W. and Takle, E.: Climate change projections of the North American regional climate change assessment program (NARCCAP), *Climatic Change*, 120(4), 965–975, 2013.
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J.-F., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B. and Riahi, K.: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Climatic change*, 109(1–2), 213, 2011.
- Miller, J. D., Kim, H., Kjeldsen, T. R., Packman, J., Grebby, S. and Dearden, R.: Assessing the impact of urbanization on storm runoff in a peri-urban catchment using historical change in impervious cover, *Journal of Hydrology*, 515, 59–70, 2014.
- Monerie, P.-A., Sanchez-Gomez, E. and Boé, J.: On the range of future Sahel precipitation projections and the selection of a sub-sample of CMIP5 models for impact studies, *Climate Dynamics*, 48(7–8), 2751–2770, 2017.
- Moriondo, M., Good, P., Durao, R., Bindi, M., Giannakopoulos, C. and Corte-Real, J.: Potential impact of climate change on fire risk in the Mediterranean area, *Climate Research*, 31(1), 85–95, 2006.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M. and Kram, T.: The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463(7282), 747, 2010.
- Nabat, P.: Interactions aérosols-rayonnement-nuages et variabilité climatique en méditerranée—Approche par la modélisation régionale couplée, PhD Thesis, École Doctorale Sciences de l’univers, de l’environnement et de l’espace (Toulouse); 159341302., 2014.
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sanchez-Lorenzo, A. and Wild, M.: Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980, *Geophysical Research Letters*, 41(15), 5605–5611, 2014.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles, *Journal of hydrology*, 10(3), 282–290, 1970.
- Noilhan, J. and Planton, S.: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Monthly weather review*, 117(3), 536–549, 1989.

- Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V. and Arbogast, P.: 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*, 137(660), 1812–1827, 2011.
- Olsson, T., Jakkila, J., Veijalainen, N., Backman, L., Kaurola, J. and Vehviläinen, B.: Impacts of climate change on temperature, precipitation and hydrology in Finland—studies using bias corrected Regional Climate Model data, *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(7), 3217, 2015.
- Oudar, T., Sanchez-Gomez, E., Chauvin, F., Cattiaux, J., Terray, L. and Cassou, C.: Respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation, *Climate Dynamics*, 49(11–12), 3693–3713, 2017.
- Paxian, A., Hertig, E., Seubert, S., Vogt, G., Jacobeit, J. and Paeth, H.: Present-day and future mediterranean precipitation extremes assessed by different statistical approaches, *Climate Dynamics*, 44(3), 845–860, doi:10.1007/s00382-014-2428-6, 2015.
- Perrin, C.: Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit, PhD Thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble-INPG., 2000.
- Piani, C., Weedon, G. P., Best, M., Gomes, S. M., Viterbo, P., Hagemann, S. and Haerter, J. O.: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models, *Journal of Hydrology*, 395(3), 199–215, 2010.
- Poulter, B., Frank, D., Ciais, P., Myneni, R. B., Andela, N., Bi, J., Broquet, G., Canadell, J. G., Chevallier, F. and Liu, Y. Y.: Contribution of semi-arid ecosystems to interannual variability of the global carbon cycle, *Nature*, 509(7502), 600, 2014.
- Prein, A. F., Gobiet, A., Truhetz, H., Keuler, K., Goergen, K., Teichmann, C., Maule, C. F., Van Meijgaard, E., Déqué, M., Nikulin, G. and others: Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: high resolution, high benefits?, *Climate dynamics*, 46(1–2), 383–412, doi:10.1007/s00382-015-2589-y, 2016.
- Prudhomme, C., Reynard, N. and Crooks, S.: Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now?, *Hydrological processes*, 16(6), 1137–1150, 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. Meteor. Climatol.*, 47(1), 92–107, doi:10.1175/2007JAMC1636.1, 2008.
- Quintana-Seguí, P., Habets, F. and Martin, E.: 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*, 11(5), 1411–1432, doi:10.1175/2007JAMC1636.1, 2011.

Bibliographie

Quintana-Seguí, P., Peral, C., Turco, M., Llasat, M. C. and Martin, E.: Meteorological Analysis Systems in North-East Spain: Validation of SAFRAN and SPAN., *Journal of Environmental Informatics*, 27(2), doi:10.3808/jei.201600335, 2016a.

Quintana-Seguí, P., Turco, M., Herrera, S. and Miguez-Macho, G.: Validation of a new SAFRAN-based gridded precipitation product for Spain and comparisons to Spain02 and ERA-Interim., , doi:10.5194/hess-2016-349, 2016b.

Rauscher, S. A., Coppola, E., Piani, C. and Giorgi, F.: Resolution effects on regional climate model simulations of seasonal precipitation over Europe, *Climate Dynamics*, 35(4), 685–711, 2010.

Raynaud, F., Borrell-Estupina, V., Pistre, S., Van-Exter, S., Bourgeois, N., Dezetter, A. and Servat, E.: Combining hydraulic model, hydrogeomorphological observations and chemical analyses of surface waters to improve knowledge on karst flash floods genesis, *Proc. IAHS*, 369, 55–60, 2015.

Raynaud, F.: Identification et modélisation du rôle des aquifères karstiques dans les crues éclair en région méditerranéenne. Application au bassin versant du Lez (France). PhD Thesis, Université de Montpellier, en cours.

Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F., Seo, D.-J. and Participants, D.: Overall distributed model intercomparison project results, *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 27–60, 2004.

Refsgaard, J. C.: Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models, *Journal of hydrology*, 198(1–4), 69–97, 1997.

Reifen, C. and Toumi, R.: Climate projections: Past performance no guarantee of future skill?, *Geophysical Research Letters*, 36(13), doi:10.1029/2009GL038082, 2009.

Ribes, A.: Détection statistique des changements climatiques, PhD Thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier., 2009.

Ricard, D., Ducrocq, V., Auger, L.: A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *Journal of applied meteorology and climatology* 51, 468–488. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-017.1>, 2012.

Richardson, C. W.: Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation, *Water resources research*, 17(1), 182–190, 1981.

Rojas, R., Feyen, L., Bianchi, A. and Dosio, A.: Assessment of future flood hazard in Europe using a large ensemble of bias-corrected regional climate simulations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D17), 2012.

Roudier, P., Andersson, J. C., Donnelly, C., Feyen, L., Greuell, W. and Ludwig, F.: Projections of future floods and hydrological droughts in Europe under a+ 2 C global warming, *Climatic Change*, 135(2), 341–355, 2016.

Bibliographie

- 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, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(9), 2567–2582, 2011.
- Rozalis, S., Morin, E., Yair, Y. and Price, C.: Flash flood prediction using an uncalibrated hydrological model and radar rainfall data in a Mediterranean watershed under changing hydrological conditions, *Journal of hydrology*, 394(1–2), 245–255, 2010.
- Ruelland, D., Ardoin-Bardin, S., Collet, L. and Roucou, P.: Simulating future trends in hydrological regime of a large Sudano-Sahelian catchment under climate change, *Journal of Hydrology*, 424, 207–216, 2012.
- Salesses M.: Elaboration d'un modèle hydrologique conceptuel et parcimonieux pour l'étude de l'impact du changement climatique sur les crues extrêmes en région méditerranéenne française, ENGEES, Rapport de Stage, 2017.
- Sanchez-Gomez, E. and Somot, S.: Impact of the internal variability on the cyclone tracks simulated by a regional climate model over the Med-CORDEX domain, *Climate Dynamics*, 1–17, 2016.
- Sauquet, E.: R2D2 2050 Risque, ressource en eau et gestion durable de la Durance en 2050, Direction de la recherche et de l'innovation (DRI) du Commissariat Général au Développement Durable (CGDD), 2015.
- Schmidli, J., Goodess, C. M., Frei, C., Haylock, M. R., Hundscha, Y., Ribalaygua, J. and Schmih, T.: Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D4), 2007.
- Shepard, D.: A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, in *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, pp. 517–524, ACM., 1968.
- Singh, V. P. and Woolhiser, D. A.: Mathematical modeling of watershed hydrology, *Journal of hydrologic engineering*, 7(4), 270–292, 2002.
- Sivapalan, M.: Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? *Hydrological Processes*, 17(5), 1037–1041, 2003.
- Smith, M. B., Koren, V. I., Zhang, Z., Reed, S. M., Pan, J.-J. and Moreda, F.: Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data, *Journal of hydrology*, 298(1–4), 267–286, 2004.
- Somot, S.: Modélisation climatique du bassin méditerranéen: variabilité et scénarios de changement climatique, PhD Thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III., 2005.
- Stoker, T., Dahe, Q. and Plattner, G. K.: *Climate change 2013: the physical science basis*, Links, 12, 2013.

Bibliographie

- Strahler, A. N.: Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920, 1957.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J. and Meehl, G. A.: An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498, 2012.
- Tebaldi, C., Hayhoe, K., Arblaster, J. M. and Meehl, G. A.: Going to the extremes, *Climatic change*, 79(3–4), 185–211, 2006.
- Teutschbein, C. and Seibert, J.: Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods, *Journal of Hydrology*, 456, 12–29, 2012.
- Thiemeßl, M. J., Gobiet, A. and Heinrich, G.: Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal, *Climatic Change*, 112(2), 449–468, doi:10.1002/joc.2168, 2012.
- Thévenot, O., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Lebeaupin Brossier, C., Nuissier, O., Pianezze, J. and Duffourg, F.: Influence of the sea state on Mediterranean heavy precipitation: a case-study from HyMeX SOP1, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(S1), 377–389, 2016.
- Thiessen, A. H.: Precipitation averages for large areas, *Monthly weather review*, 39(7), 1082–1089, 1911.
- Todini, E.: New trends in modelling soil processes from hillslope to GCM scales, in the role of water and the hydrological cycle in global change, pp. 317–347, Springer, 1995.
- Todini, E.: The ARNO rainfall—runoff model, *Journal of hydrology*, 175(1–4), 339–382, 1996.
- Todini, E. and Ciarapica, L.: The TOPKAPI model, *Mathematical models of large watershed hydrology*, 471–506, 2001.
- Tramblay, Y., Bouvier, C., Martin, C., Didon-Lescot, J.-F., Todorovik, D. and Domergue, J.-M.: Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall–runoff modelling, *Journal of Hydrology*, 387(3–4), 176–187, 2010.
- Tramblay, Y., Neppel, L. and Carreau, J.: Brief communication “Climatic covariates for the frequency analysis of heavy rainfall in the Mediterranean region,” *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11(9), 2463–2468, doi:10.5194/nhess-11-2463-2011, 2011a.
- 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, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(1), 157–170, 2011b.
- Tramblay, Y., Badi, W., Driouech, F., El Adlouni, S., Neppel, L. and Servat, E.: Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco, *Global and Planetary change*, 82, 104–114, 2012.

- Tramblay, Y., Ruelland, D., Somot, S., Bouaicha, R. and Servat, E.: High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies: a first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17(10), 3721–3739, doi:10.5194/hess-17-3721-2013, 2013.
- Tramblay, Y., Jarlan, L., Hanich, L. and Somot, S.: Future Scenarios of Surface Water Resources Availability in North African Dams, *Water Resources Management*, 32(4), 1291–1306, 2018.
- USDA-SCS (U.S. Department of Agriculture-Soil Conservation Service), SCS National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology. Chapter 10, Estimation of Direct Runoff From Storm Rainfall. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, D.C., pp. 10.1-10.24. 1972.
- Van der Linden, P. and Mitchell, editors: ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project, Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK, 160, 2009.
- Vaze, J., Post, D. A., Chiew, F. H. S., Perraud, J.-M., Viney, N. R. and Teng, J.: Climate non-stationarity—validity of calibrated rainfall—runoff models for use in climate change studies, *Journal of Hydrology*, 394(3–4), 447–457, 2010.
- Vaze, Z., Teng, J., Post, D., Chiew, F., Perraud, J. M. and Kirono, D.: Future climate and runoff projections (~ 2030) for new South Wales and Australian Capital Territory, 2008.
- Veijalainen, N., Lotsari, E., Alho, P., Vehviläinen, B. and Käyhkö, J.: National scale assessment of climate change impacts on flooding in Finland, *Journal of Hydrology*, 391(3–4), 333–350, 2010.
- Verfaillie, D., Déqué, M., Morin, S. and Lafaysse, M.: The method ADAMONT v1. 0 for statistical adjustment of climate projections applicable to energy balance land surface models, *Geoscientific Model Development*, 10(11), 4257, 2017.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. and Soubeyroux, J.-M.: A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system, *International Journal of Climatology*, 30(11), 1627–1644, doi:10.1002/joc.2003, 2010.
- Vischel, T., Pegram, G. G. S., Sinclair, S., Wagner, W. and Bartsch, A.: Comparison of soil moisture fields estimated by catchment modelling and remote sensing: a case study in South Africa, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12(3), 751–767, 2008.
- Vrac, M. and Friederichs, P.: Multivariate—intervariable, spatial, and temporal—bias correction, *Journal of Climate*, 28(1), 218–237, 2015.
- Wang, B., Liu, J., Kim, H.-J., Webster, P. J. and Yim, S.-Y.: Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008), *Clim Dyn*, 39(5), 1123–1135, doi:10.1007/s00382-011-1266-z, 2012.

Bibliographie

Wasko, C. and Sharma, A.: Global assessment of flood and storm extremes with increased temperatures, *Scientific reports*, 7(1), 7945, 2017.

Wheater, H. S., Jakeman, A. J. and Beven, K. J.: *Progress and directions in rainfall-runoff modelling*, 1993.

Wilby, R. L. and Harris, I.: A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: Low-flow scenarios for the River Thames, UK, *Water Resources Research*, 42(2), 2006.

Woldemeskel, F. and Sharma, A.: Should flood regimes change in a warming climate? The role of antecedent moisture conditions, *Geophysical Research Letters*, 43(14), 7556–7563, 2016.

Zhang, Z., Smith, M., Koren, V., Reed, S., Moreda, F., Kuzmin, V. and Anderson, R.: A study of the relationship between rainfall variability and the improvement of using a distributed model, *IAHS PUBLICATION*, 188–196, 2004.

Liste des Figures

Figure 1-1: Représentation schématique de la formation d'un épisode méditerranéen de précipitations en région méditerranéenne. Source : Site de Météo Languedoc.	4
Figure 1-2: (a) Cumuls de pluie mesurés par les pluviomètres et le radar de Toulouse après correction les 12 et 13 novembre 1999 (Gaume et al., 2004) ; (b) Localisation des cours d'eau dont les crues ont causé le plus de dégâts. Le bassin versant de l'Aude est délimité par le trait plein, tandis que les bassins versants de l'Orbieu et la Cesse sont délimités en pointillés.	5
Figure 1-3: Répartition des SPC sur la France métropolitaine. Source : C. Saint-Martin (Irstea, 2016).	6
Figure 1-4: Changement de cumul de précipitations annuel (%) projeté pour 2071-2100 par rapport à 1971-2000 pour le scénario RCP8.5. Les traits traduisent la robustesse et la significativité du signal du changement selon l'ensemble des modèles EURO-CORDEX. Source : Jacob et al., 2014.	9
Figure 1-5: Changement des précipitations intenses journalières (%) d'automne projeté pour 2071-2100 par rapport à 1971-2000 pour le scénario RCP8.5. Les traits traduisent la robustesse et la significativité du signal du changement selon l'ensemble des modèles EURO-CORDEX. Source : Jacob et al., 2014.	11
Figure 1-6: Schéma issue de Clark et al. (2016) représentant les différentes sources d'incertitudes dans les études d'impact hydrologiques et décrivant dans la troisième colonne, la stratégie de l'auteur pour réduire les incertitudes, et finalement proposer un panel de scénario hydrologique plus resserré.	13
Figure 1-7: Pourcentage de hausse des précipitations quotidiennes intenses pour le scénario RCP8.5 selon deux modèles climatiques régionaux ALADIN et WRF. Source : site du DRIAS.	15
Figure 1-8: Représentation schématique de l'organisation et des outils réglementaires pour la gestion et la prévention du risque inondation en France. Source : Ministère de l'Ecologie, du Développement durable et de l'Energie.	16
Figure 1-9: Représentation schématique d'une ACB basée sur les données historiques (en bleu) et d'une ACB considérant les impacts du CC (en rouge). L'aire sous chacune des courbes représente le coût moyen annuel des inondations.	17
Figure 2-1: Illustration schématique de la structure des modèles climatiques globaux. Source : http://web.lmd.jussieu.fr	21
Figure 2-2: Représentation schématique du fonctionnement des RCMs à aire limitée avec le forçage aux frontières par les GCMs.	23
Figure 2-3: Comparaison de la fréquence d'apparition de différentes gammes de pluies simulées par un GCM et un RCM par rapport aux observations. Source : Richard Jones (Met-Office)	25
Figure 2-4: Comparaison des précipitations moyennes journalières simulées par trois modèles de résolution spatiale différentes. Source : Soutenance d'Elisabeth Harader, 2015 (CERFACS)	26

Figure 2-5 : Schéma des corrections de biais par quantile mapping. La valeur simulée, qui est un quantile de la distribution de la simulation, est remplacée par la valeur équivalente au même quantile dans la distribution observée. (Source : Figure 2 in Maraun, 2016)	27
Figure 2-6: (a,c) Diagramme schématique montrant les deux méthodes pour caler des projections issues de modèles climatiques : correction de biais ou coefficient de changement. (b,d) Exemples de courbes de fonction de densité de probabilité (PDF) d'une variable quelconque. Les PDFs correspondent aux données passées observées (X_o), aux données passées simulées (X_m), et aux données futures simulées (X'_m). Elles sont ici schématiquement représentées à différentes positions et échelles mais pour la même forme. La courbe orange tiretée représente la PDF de la variable future corrigée (X'_o) en fonction de la méthode utilisée. (Source : Figure 1 in Ho et al., 2012).....	29
Figure 2-7 : Evolution des émissions de dioxyde de carbone, depuis l'ère industriel jusqu'à la fin du 21 ^{ème} siècle, selon les différents scénarios RCPs issues du 5 ^{ème} rapport du GIEC (Stocker et al., 2013).....	33
Figure 2-8 : Incertitude totale des anomalies de précipitations projetées pour le 21 ^{ème} siècle par les modèles de CMIP3, séparé à travers ses trois composantes : la variabilité interne (orange), l'incertitude des modèles (bleu) et le scénario. La zone grisée montre l'incertitude de ces mêmes modèles pour le 20 ^{ème} siècle avec la moyenne en blanc. La ligne noire représente les observations. Source : Hawkins et Sutton, 2011.....	34
Figure 2-9 : Comparaison des précipitations moyennes journalières (mm.j^{-1}) simulées et observées pour l'année hydrologique 2004-2005 aux différents points d'observations considérés par SAFRAN. La taille des cercles est proportionnelle à l'amplitude du biais. Source : Quintana-Seguí et al. (2008).....	36
Figure 2-10: Coefficients de changements (A_{qi}) pour les rangs de quantile [95-99.9] calculé pour chaque couple GCM-RCM pour le bassin versant du Lez en 2071-2100 pour le scénario d'émission RCP4.5. La ligne solide noire correspond au non-changement. Les lignes colorées représentent chaque RCM alors que les différents types de lignes correspondent aux différents RCMs.	54
Figure 2-11: Carte des pluviomètres du bassin versant du Lez et des deux mailles SAFRAN qui le couvrent.....	55
Figure 2-12 : Quantiles de précipitations saisonnières issus des pluviomètres du bassin versant du Lez comparés aux quantiles de précipitations saisonnières issu des mailles SAFRAN couvrant ce bassin.	56
Figure 2-13: Fonction analytique résolu sur la grille des RCMs (à gauche) et norme infini entre les champs analytiques brutes et interpolé sur la grille de 8km.	57
Figure 3-1: Bassin versant de l'Orbieu. Les stations pluviométriques et hydrométriques sont représentées par des cercles bleu et blanc. Les sous-bassin versant correspondant à chaque station pluviométrique sont représentés par les lignes colorées. La zone karstique est représentée par la surface grisé qui s'étend en dehors du bassin strictement hydrologique de l'Orbieu. ...	60
Figure 3-2: Présentation des cinq pluviomètres du SPCMO disponibles sur le bassin versant de l'Orbieu.	61
Figure 3-3 : Comparaison de la variabilité spatiale des précipitations issues de l'interpolation de Thiessen (à gauche) et de celle issue de l'interpolation par pondération inverse à la distance (au centre) par rapport aux précipitations du radar de Météo-France (à droite). Les figures	

Liste des Figures

correspondent à l'épisode du 6 au 9 février 2005 en (a), à l'épisode du 13 au 15 octobre 2005 en (b) et à l'épisode du 12 au 17 mars 2011 en (c).	62
Figure 3-4: Présentation des 4 stations hydrométriques du SPCMO disponibles sur le bassin versant de l'Orbieu.	63
Figure 3-5: Jaugeage au saumon (instrument jaune déposé dans l'eau par le bras de poulie rattaché au camion) au niveau du pont de Luc-sur-Orbieu lors de la crue de novembre 2014 (Source: SMMAR).	64
Figure 3-6: A gauche, extrait de la carte géologique du BRGM pour le bassin versant de l'Orbieu (en contour rouge). A droite, la carte simplifiée de la géologie du bassin versant de l'Orbieu avec ses zones karstiques.	65
Figure 3-7: Coupe interprétative dans le massif du Mouthoumet (source : Bouchaala, 1991 modifié).	66
Figure 3-8: Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'Orbieu issue de la base de données de Corine land Cover.	67
Figure 3-9: Coefficients de ruissellement des sous-bassins versant de l'Orbieu estimé pour plusieurs épisodes de précipitations. Source : Modifié depuis Salesses (2017).	67
Figure 3-10: Découpage des sols du bassin versant de l'Orbieu en fonction des caractéristiques géologiques, hydrogéologiques, hydrodynamiques et d'occupation du sol.	68
Figure 3-11: Photo prise sur le terrain de l'Orbieu montrant le dispositif de test de Beerkan et de mesure de l'humidité à saturation du sol.	69
Figure 3-12: Chronique de précipitation, débit de base et de Hu2 pour la période de janvier 2005 à novembre 2013.	73
Figure 3-13: Corrélation entre le débit à la station de Luc-sur-Orbieu et Hu2, et entre les précipitations moyennes du bassin et Hu2, pour des données journalières de janvier 2005 à novembre 2013.	73
Figure 3-14: Rivière de l'Orbieu et ses affluents. Les bassins versants hydrographiques de chaque station hydrométrique sont représentés par un contour coloré.	74
Figure 3-15 : Photographies des cours d'eau en différents points du bassin versant de l'Orbieu. (a) Lit de l'Orbieu dans les gorges en aval de la source de Fourtou ; (b) lit de l'Orbieu et passage en écoulement souterrain à l'aval de Saint-Martin-des-Puits ; (c) lit de l'Orbieu au niveau du pont de Luc-sur-Orbieu ; (d) lit du Libre à la confluence avec l'Orbieu ; (e) lit de l'Alsou en amont de la confluence avec l'Orbieu ; (f) lit de la Nielle au niveau du pont peu avant la confluence avec l'Orbieu.	75
Figure 3-16: Représentation schématique d'un hyétogramme de précipitations enregistré par un pluviomètre sur l'axe des abscisses supérieur. Ce hyétogramme génère un hydrogramme de crue représenté sur l'axe des abscisses inférieur.	78
Figure 3-17: Première étape de la futurisation. Attribution des rangs de quantiles aux précipitations de l'évènement mesurés par le pluviomètre, à partir de la distribution de 30 années de précipitations journalières de la maille SAFRAN recouvrant le pluviomètre.	79
Figure 3-18 : Seconde étape de la futurisation. (a) Représentation des PDFs des précipitations historiques et futures issues d'un RCM. (b) Création de la courbe des coefficients de changement en fonction du rang de quantile à partir de la différence des PDFs des précipitations historiques et futures issues des simulations des RCMs.	80

Figure 3-19: Troisième étape de la futurisation. Application des coefficients de changement à l'évènement de précipitations à futuriser en fonction du rang de quantile.	81
Figure 3-20: Fonction de coefficient de changement de la saison d'automne centré sur les quantiles de rang supérieur à 90 pour les deux scénarios de CC à l'horizon 2071-2100. Cette fonction est établie sur l'ensemble du bassin versant de l'Aude (à gauche) et sur la seule maille recouvrant le pluviomètre de Coustouge dans le bassin versant de l'Orbieu (à droite).	83
Figure 3-21: Futurisation par ALADIN53 de l'épisode de novembre 2014 enregistré par le pluviomètre de Coustouge.	84
Figure 3-22: Futurisation par ICHEC-RACMO22E de l'épisode de novembre 2014 enregistré par le pluviomètre de Coustouge.	84
Figure 3-23: Futurisation de l'épisode de novembre 2014 au pluviomètre de Coustouge par l'ensemble des RCMs.	85
Figure 3-24: Schéma descriptif de l'interprétation des boîtes à moustache. Source : Jakobowicz (2015).	85
Figure 3-25: Boîtes à moustaches des changements de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. L'évènement de novembre 2014 est présenté pour le pluviomètre de Coustouge. (a) représente le changement de cumul de précipitations et (b) représente le changement du pic de précipitation.	86
Figure 3-26: Boîtes à moustaches des changements de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. Les changements de cumul de précipitations pour l'évènement de novembre 2014 sont présentés pour l'ensemble des pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu. Les flèches indiquent la localisation de chaque pluviomètre dans le bassin versant.	87
Figure 3-27: Boîtes à moustaches des changements de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. Les changements de cumul de précipitations pour l'évènement de février 2006 sont présentés pour l'ensemble des pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu. Les flèches indiquent la localisation de chaque pluviomètre dans le bassin versant.	88
Figure 3-28: Boîtes à moustaches des changements relatifs de précipitations estimés par les huit RCMs pour chaque scénario par rapport à leur équivalent historique. L'ensemble des pluviomètres et des évènements sont assemblés pour la saison d'automne en (a) et pour le printemps en (b).	89
Figure 3-29: Polygones de Thiessen établi par le modèle SCS-LR à partir des cinq pluviomètres du bassin versant de l'Orbieu.	90
Figure 3-30: Répartition des évènements de crue du bassin du Lez selon les intervalles de quantiles calculés avec le pluviomètre de Météo-France à Prades le Lez (bleu) ou les données SAFRAN (rouge). Le premier intervalle correspond aux premières précipitations non nulles. L'unité est en pourcentage du nombre d'évènements par saison.	92
Figure 3-31: Diagramme quantile-quantile entre les pluviomètres du bassin du Lez et les données de SAFRAN pour les quatre saisons. Les quantiles sont calculés pour des précipitations au pas de temps tri-horaire. Les marqueurs représentent, de gauche à droite, les rangs de quantiles 95, 96, 97, 98, 99, 99.5, 99.7, 99.9, 99.95, 99.97 et 99.99.	93
Figure 4-1: Représentation schématique de la fonction de production SCS sous ATHYS. ..	103
Figure 4-2: Représentation schématique de la fonction de transfert Lag & Route (source : Coustau, 2011)	104

Figure 4-3:Analyse de sensibilité des 5 paramètres du modèles SCS-LR. L'impact des variations de chaque paramètre définis sur l'axe des abscisses est évalué en fonction du critère de NSE (à gauche) et de l'Index (à droite), qui sont définis sur l'axe des ordonnées.	107
Figure 4-4: Vue 2D des surfaces d'iso-valeurs du critère de NSE pour différentes valeurs du couple $S - \omega$ (à gauche) et du couple V_0 et K_0	108
Figure 4-5: Simulation des 4 crues de calages à partir des différents paramètres optimisés. Les crues représentées correspondent respectivement aux évènements de Mars 2011, Novembre 2011, Mars 2013 et Novembre 2014.	111
Figure 4-6: Corrélation entre la condition initiale S (mm) le débit à la station de Luc sur Orbieu (m^3/s) en haut, et la variable $Hu2_SIM2$ (%) en bas. Les droites représentent les courbes de tendances logarithmiques associées à ces corrélations. L'équation de la droite et la variance expliqué R^2 sont affiché en haut à droite de chacune des courbes.	113
Figure 4-7: Histogramme des résidus de prédictions du déficit initial S des 10 évènements de calage et validation en fonction des différentes corrélations établies. Les valeurs du 11ème histogramme correspondent à la moyenne des résidus	114
Figure 4-8: Comparaison des critères de performances, Index et NSE, des tests d'initialisation des épisodes de calage et validation avec le déficit initial S optimisé, et ceux estimés avec le déficit initial S estimé à partir des différentes corrélations. Les valeurs des 11 ^{èmes} correspondent aux moyennes des épisodes.	115
Figure 5-1: Hydrogrammes de crues correspondant à la futurisation de la crue de novembre 2014 par MOHC-RCA4 à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.	120
Figure 5-2: Hydrogrammes de crues correspondant à la futurisation de la crue de novembre 2014 par MOHC-RCA4 pour l'ensemble des stations hydrologiques. Les flèches bleues indiquent la position de chacune des stations hydrologiques dans le bassin de l'Orbieu.	121
Figure 5-3: Hydrogrammes de crues correspondant à la futurisation de la crue de novembre 2014 par tous les RCMs à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.	122
Figure 5-4: Boîtes à moustaches des changements de débits estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. L'épisode de novembre 2014 est présenté pour la station de Luc-sur-Orbieu. (a) représente le changement de volume total et (b) représente le changement du pic de crue.	123
Figure 5-5: Boîtes à moustaches des changements de pic de crues estimés par les huit RCMs pour chaque scénario. L'ensemble des six épisodes sont présentés pour la station de Luc-sur-Orbieu.	124
Figure 5-6: Schéma simplifié du modèle ISBA. Source: http://www.cnrm-game_meteo.fr ..	127
Figure 5-7: Variabilité inter annuelle du SWI dans la couche racinaire d'ISBA forcée par SAFRAN et par les modèles de CMIP5. Les courbes solides représentent la moyenne du SWI pour les différents horizons et scénarios. Les courbes tiretées en dessous de ces dernières représentent le minimum du SWI, et les courbes au-dessus représentent le maximum du SWI.	128
Figure 5-8: Régression entre le paramètre de déficit initial S et la valeur du SWI pour les 7 épisodes disponibles. L'équation exprime la meilleure corrélation linéaire obtenue et le R^2 indique la variance expliquée par cette dernière.	130
Figure 5-9: Calcul des scénarios d'humidité initiale futurs à partir de la corrélation entre le SWI et S (mm). La première colonne représente les valeurs de SWI minimum, moyen et maximum	

pour chaque épisode et selon chaque horizon et scénario de CC. La seconde colonne représente le delta de déficit initial S correspondant à la colonne précédente. Ce delta correspond, pour un épisode, à la différence entre le SWI du scénario ciblé et son équivalent historique, transformé en S à travers la corrélation établie.	131
Figure 5-10: Impact de l'humidité du sol sur la simulation hydrologique de l'épisode de novembre 2014 futurisé par deux RCMs pour le scénario R2H3 à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu. (a) Hyétogramme des précipitations historiques et futurisées par MOHC-RCA4. (b) Hydrogrammes des crues historiques et futurisées par MOHC-RCA4, simulées avec l'humidité du sol maximale, moyenne et minimum du jour julien historique (lignes tiretées) et futur (ligne solides) correspondant au début de l'évènement. (c) idem qu'en (b) pour ALADIN52. (d) idem qu'en (a) pour ALADIN52.	134
Figure 5-11: Boîtes à moustaches représentant les impacts des différents scénarios d'humidités du sol sur le pic de crue futurisée de l'épisode de novembre 2014 à Luc-sur-Orbieu. (a) représente les changements sans modification de l'humidité du sol, (b) les changements pour la variation de l'humidité du sol moyenne, (c) les changements pour la variation de l'humidité maximum, et (d) les changements pour la variation d'humidité minimum.	135
Figure 5-12: Impact de l'humidité du sol sur le pic des crues futurisées par l'ensemble des RCMs pour l'ensemble des évènements. Les six épisodes sont représentés par chaque ligne. La première colonne correspond aux crues futurisées brutes, la seconde avec l'humidité du sol minimale, la troisième avec l'humidité du sol moyenne, et enfin la quatrième avec l'humidité du sol maximale.	139

Annexes

Figure 1-1: Description schématique du fonctionnement de TOPKAPI. Source : TOPKAPI User manual and references PROGEA.	216
Figure 1-2 : Sensibilité des paramètres de rugosité et de forme du lit du cours d'eau. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hyétogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les traits pleins colorés correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différents coefficients de Strickler, dans un lit triangulaire (T) ou dans un lit rectangulaire (R). La SimBiblio correspond à une estimation terrain. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.	218
Figure 1-3: Sensibilité de la rugosité des différents types d'occupation du sol. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hyétogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les traits pleins colorés correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différents coefficients de Strickler. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.	220
Figure 1-4: Interaction entre la surface et les deux couches de sols. La figure « a » correspond à l'hydrogramme observé (trait pointillé noir) et aux hydrogrammes simulés (traits plein colorés) de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits. Sim1 a les deux couches de sols actives, Sim2 a la couche de subsurface neutralisée, Sim3 a la couche profonde neutralisée et Sim4 a les deux couches de sols neutralisées. Le hyétogramme correspondant	

pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les figures « b », « c », « d », « e » montrent l'évolution de l'humidité du sol pour les quatre simulations successivement. La courbe bleue représente le TSAT de la couche profonde, la courbe rouge représente le TSAT de la couche de subsurface et la courbe verte représente le nombre de cellules saturées. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.	222
Figure 1-5: Sensibilité à la condition initiale d'humidité du sol. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hyétogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les hydrogrammes des simulations correspondant aux différentes conditions initiales sont en trait plein colorés. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.	223
Figure 1-6: Sensibilité de la profondeur des couches de sols. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hyétogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les lignes colorées correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différentes profondeurs de sols pour la couche profonde « CP » et pour la couche de subsurface « CSS ». La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.....	224
Figure 1-7 : Sensibilité de la différence de porosité entre la capacité au champ et l'humidité à saturation. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hyétogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les lignes colorées correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différents écarts de porosités. La simulation « Terrain » correspond aux valeurs mesurées sur le terrain La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.	226
Figure 2-1: Hydrogrammes de crue, en réponse aux pluies de novembre 2014 futurisées par les 8 RCMs, simulés par ATHYS (en haut) et par TOPKAPI-X (en bas). L'hydrogramme en pointillés noirs représente l'hydrogramme simulé pour les pluies historiques.	234
Figure 2-2: Hydrogrammes de crue, en réponse aux pluies de mars 2013 futurisées par les 8 RCMs, simulés par ATHYS (en haut) et par TOPKAPI-X (en bas). L'hydrogramme en pointillés noirs représente l'hydrogramme simulé pour les pluies historiques.	235
Figure 2-3: Hydrogrammes de crues en réponse à la pluie historique de novembre 2014 selon les trois catégories d'humidité du sol (lignes tiretées). Idem pour la pluie futurisée par MOHC-RCA4. La figure du haut montre la réponse hydrologique selon le modèle ATHYS et la figure du bas selon TOPKAPI-X.	237
Figure 2-4: Hydrogrammes de crues en réponse à la pluie historique de mars 2013 selon les trois catégories d'humidité du sol (lignes tiretées). Idem pour la pluie futurisée par MOHC-RCA4. La figure du haut montre la réponse hydrologique selon le modèle ATHYS et la figure du bas selon TOPKAPI-X.	238

Liste des Tableaux

Tableau 3-1 : Description des stations hydrométriques du bassin versant de l'Orbieu.	63
Tableau 3-2: Description des zones du bassin versant de l'Orbieu décrites sur la Figure 5-9, avec les résultats des mesures de perméabilité et de teneur en eau effectuées lors des campagnes de terrain sur ces zones.....	71
Tableau 3-3 : Liste des épisodes de crues retenues dans le bassin versant de l'Orbieu pour la futurisation.	82
Tableau 3-4 : Nomenclature définissant les scénarios futurs dans les figures sur le CC.	82
Tableau 4-1 : Valeurs des différents paramètres testées lors de l'analyse de sensibilité. Le jeu de paramètre initial est signalé en gras. L'écart relatif entre une valeur donnée et la valeur initiale est notée en italique.	106
Tableau 4-2 : Synthèse des disponibilités des données de débits aux différentes stations hydrométriques du bassin ayant mené au choix des épisodes de calage. Les croix rouges indiquent les données indisponibles, les coches vertes indiquent les données disponibles. ...	109
Tableau 4-3 : Intensités et conditions initiales des épisodes retenus pour le calage.	110
Tableau 4-4 : Synthèse des différents calages du modèle SCS-LR sur la station de Luc sur Orbieu du bassin versant de l'Orbieu.....	110
Tableau 4-5 : Synthèse des indices de performances de la simulation de l'ensemble des épisodes de calage et de validation aux différentes stations hydrologiques de contrôle. Les valeurs manquantes sont dues à l'absence de données pour l'épisode.	112

Annexes

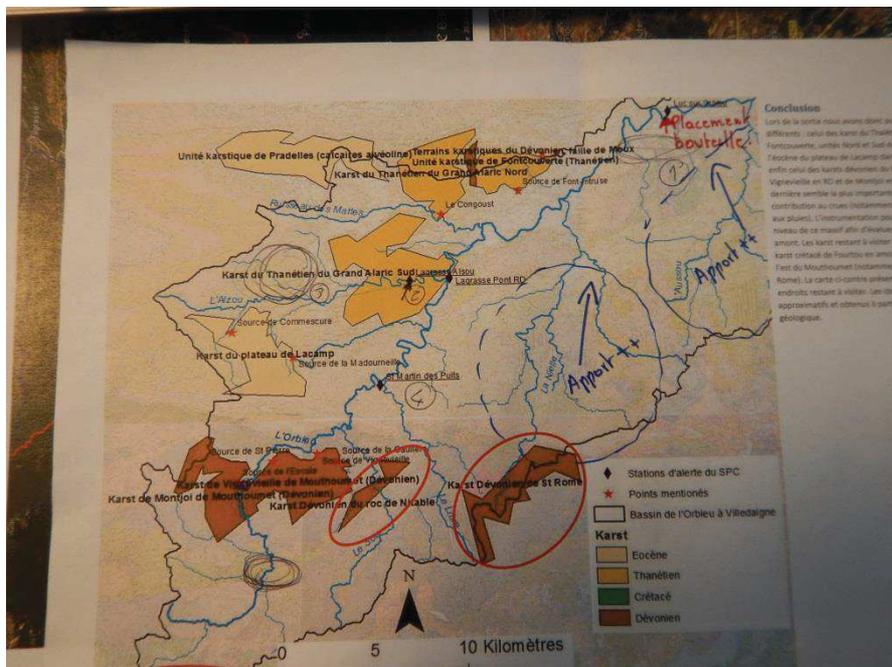
Tableau 1-1 : Simulation des épisodes de calage du modèle TOPKAPI-X à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.....	229
Tableau 1-2 : Simulation des épisodes de validation du modèle TOPKAPI-X à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.....	229
Tableau 2-1 : Valeurs de SWI extraites de la Figure 5-9 et implantées comme CI dans TOPKAPI-X pour simuler les évènements de novembre 2014 et mars 2013.....	236

Annexe I : Rapports terrain

Rapport Terrain du Mardi 13/09/2016 :

Objectif : Au vue des prévisions météorologiques qui annonce un important épisode orageux pour mardi soir et mercredi soir dans la région des Cévennes et sur une partie de l'Aude, il serait intéressant d'échantillonner cette crue. Cela signifie de mettre des bouteilles appelé « Piège à eau » à proximité des stations de mesures limnimétriques dans les bassins d'études. Ces bouteilles positionnées à différentes hauteurs, prélèveront l'eau de la crue lors de sa montée (si elle a lieu). L'analyse chimique de ces bouteilles permettra de connaître la part de l'apport karstique dans la crue et celle provenant exclusivement du ruissellement de surface. L'objectif de cette mission est d'équiper le bassin de l'Orbieu et de la Cesse.

Etape1 : 11h, Pont de Luc sur Orbieu.



Rencontre avec Bastien Sevenier, Technicien SMMAR du bassin de l'Orbieu. Il est très intéressé par notre travail d'autant plus que peu d'études ont été faites sur ce bassin. Plusieurs informations intéressantes :

- Les crues de l'Orbieu sont souvent associées à des précipitations localisées sur le sous bassin de l'Aussou et de la Nielle (Versant ouest).
- Ces précipitations associées au karst du Mouthoumet, qui rejetterait un important volume d'eau, est la configuration catastrophe. L'évènement de nov 2014 correspond à cela, premier pic de crue autour du 20 lié aux apports de l'Aussou uniquement, et second correspondant à la configuration catastrophe.
- Il n'y a pas de crue en mai 2007, ce serait donc bien un artefact de mesure.
- Les données de la station piézométrique de Montjoi pourraient être avec le SPC.

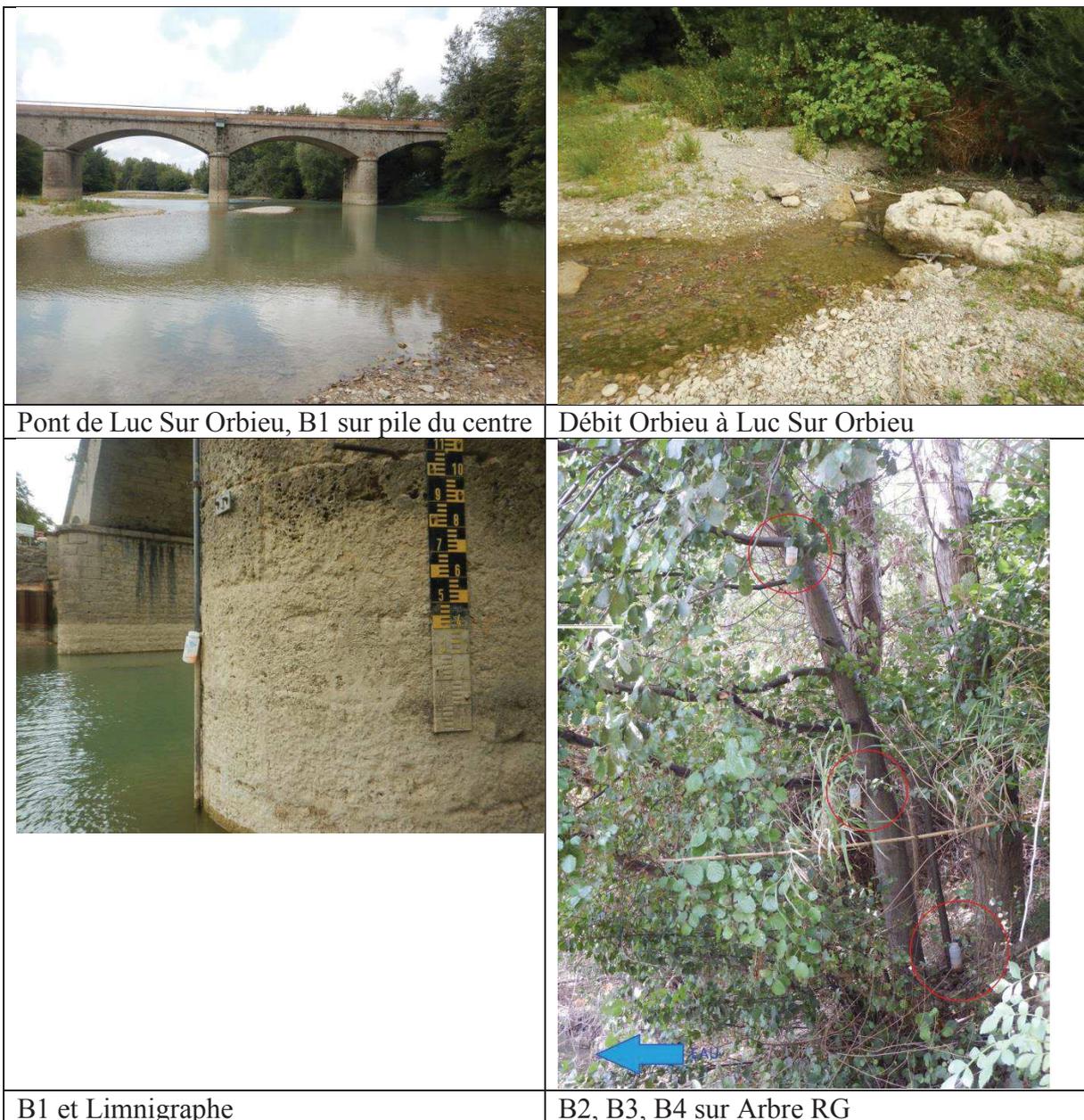
Annexes

- La station de Luc sur Orbieu devrait être déplacée au Pont Ferrat.
- Le SMMAR a prévu d'instrumenter les affluents de l'Aussou et de la Nielle.
- Les prélèvements de cailloux et de graviers dans le lit de la rivière par les riverains ont participé à une érosion régressive du lit et à une fragilisation des berges qui est fortement affecté par les crues maintenant (peu végétalisé).
- Ce pont est monté en charge en 1999 et a été emporté (période de retour estimés à 180ans).

Données Terrain: Q= 10 l/s pH=7.93 T°=24.1° Cond= 534 µS/cm

Berge argilo limoneuse peu végétalisé, quelques ilots de gravier pluri centimétriques.

4 bouteilles placées : B1 sur la pile de pont avec le limnigraphe, B2, B3, B4 sur un arbre RG.



Etape2 : 14h, Pont de Bize

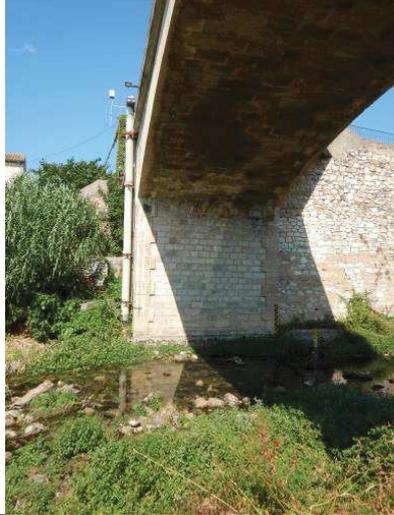
Rencontre avec Robert Barthes, Technicien SMMAR depuis 5 ans dans le bassin de la Cesse. Il y a très peu d'eau au niveau du Pont.

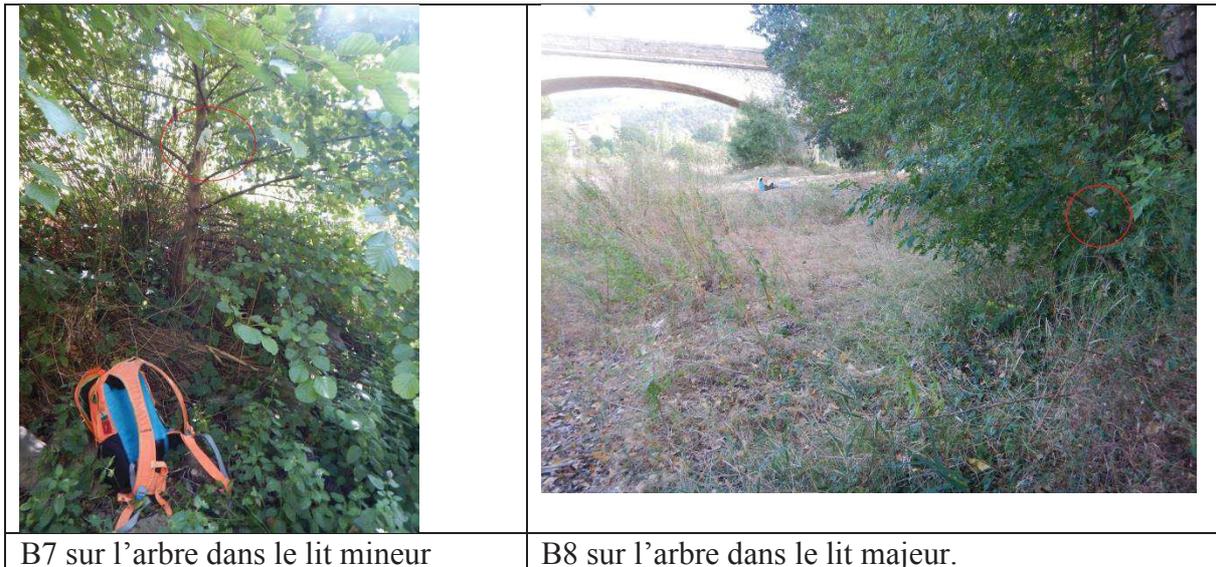
- Le pont n'a pas été emporté par la crue de 99 (période de retour de moins de 50 ans).
- Les dégâts ont été dus à une vague puissante, mais le niveau n'est pas resté haut longtemps.

Données Terrain : $Q=51/s$ $pH=7.44$ $T^{\circ}=22.6$ $Cond= 564 \mu S/cm$

Lit très large, berge végétalisée, des cailloux pluri décimétrique sont présent dans le lit (à sec). Il y a un repère de crue de 99 et de 1995.

4 bouteilles placées : B5 sur la pile de pont la plus RD sur le limnigraphe à l'aval du pont. B6 est 1m au-dessus. B7 sur un arbre 10m en aval dans l'axe de l'arche sur la RG du lit mineur. B8 sur un arbre sur la Rive gauche du lit majeur.

	
<p>Lit mineur de la Cesse à Bize</p>	<p>Lit majeur de la Cesse à Bize</p>
	
<p>B5 et B6 sur l'aval de la pile de pont RD.</p>	<p>Lit mineur vers l'aval</p>



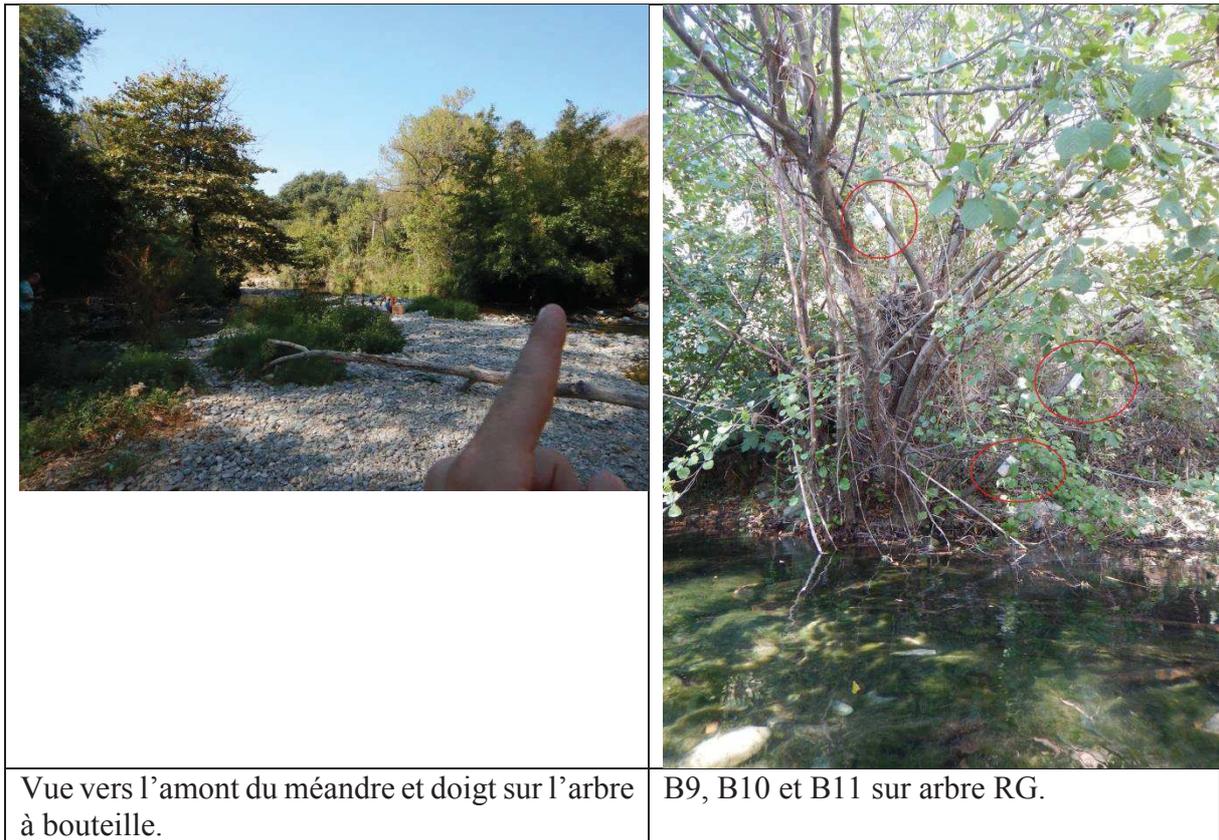
Etape3 : 14h, méandre de Mirepeisset

Robert estime que la station d'Agel est vraiment trop à sec et qu'elle n'est pas prête de réagir. Du coup nous avons rajouté des bouteilles en aval de Bize, à Mirepeisset. Le lieu se trouve au fond du village dans une rue qui fait un cul de sac.

Le débit est plus fort qu'à Bize. Robert pense qu'il est plus diffus à Bize. Le lit est étroit et les berges très hautes. Les cailloux sont plus petit, décimétriques.

Donnée Terrain : pH=7.76 T°= 21.3 Cond= 511 μ S/cm

3 bouteilles placées : B9, B10 et B11 sur un arbre RG dans l'extrados du méandre. Il est en face d'un platane sur un îlot. Il ne sera peut-être pas accessible par le village au retour. Dans ce cas, passer par l'autre rive, dans le vignoble.



Résultats analyse chimique des prélèvements d'eau fait dans les rivières :

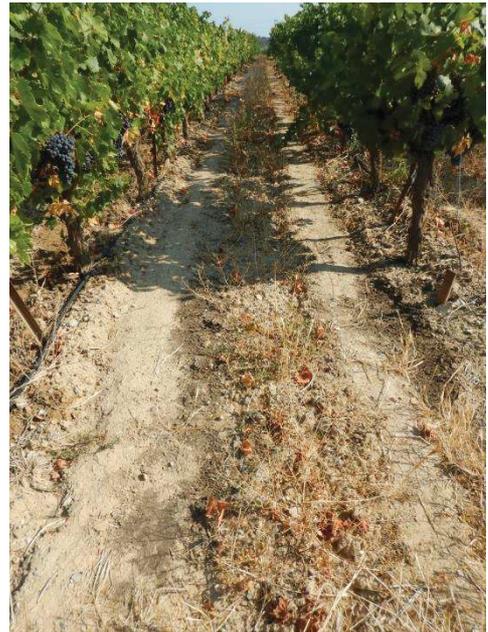
Alcalinités	pH	[HCL]	Ve _q	Vech	[HCO ₃ ⁻]
Lez (prélevé par Sandra)	6.967	0.1	3.016	50	370.388
Luc sur Orbieu	7.965	0.1	2.323	50	285.282
Bize	7.570	0.1	2.774	50	340.669
Mirepeisset	7.980	0.1	2.692	50	330.598

Prochain Terrain :

- Récupérer les données sur les crues auprès de Bastien (presse, photos, rapports) ;
- Apporter une échelle peut être ;
- Apporter une corde pour assurer la descente à Mirepeisset.

Commentaires :

Une photo sur le sol dans les vignes à cette époque :



Rapport Terrain du Mercredi 15/09/2016 :

Objectif : Récupérer les bouteilles après l'épisode orageux. Faire des tests d'infiltration. Equiper la station de Saint Martin des Puits en amont du bassin.

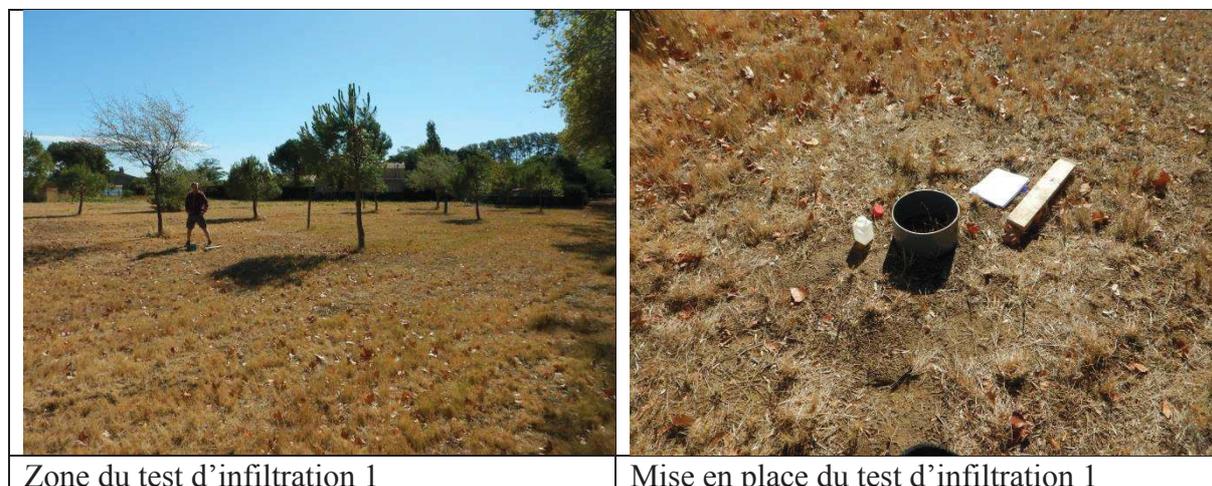
Etape1 : 11h, Luc sur Orbieu et Boutenac

Il n'y a eu aucune réaction du bassin de l'Orbieu. Du coup j'en ai profité pour replacer correctement les bouteilles qui était trop verticales et qui du coup avait pris l'eau de la pluie. Pas de mesures de l'eau ni de prélèvement. Test d'infiltration réalisé à la sortie du village sur une sorte de champ avec des pommiers. Le test d'infiltration a été réalisé avec le grand cylindre d'environ 30cm de diamètre. Le sol était argileux clair.

Un second test d'infiltration a été réalisé dans un champ de vigne juste en dessous du village de Boutenac, proche de l'écaille de calcaire a côté de Luc sur Orbieu. Le sol était retourné et labouré avec quelques cailloux et de couleurs brunes. Le test d'infiltration c'est mal passé car l'infiltration était difficile. Je pense qu'il y avait une semelle de labour en dessous.

L'écaille de calcaire au-dessus de Boutenac n'a que très peu de sol. Je pense qu'il faut la considérer toute comme du calcaire très peu perméable. Il y a peu de végétation dessus, mis à part des broussailles. Cela ressemble à une zone déserte.

Volume (mL)	Temps à Luc sur Orbieu	Temps dans les vignes
200	11''	50''
400	1'4''	3'58''
600	2'28''	8'56''
800	4'13''	14'34''
1000	5'58''	21'53''
1200	7'42''	29'54
1400	9'32	39'54
1600	11'24''	49'16
1800	13'14''	
2000	15'04	



Zone du test d'infiltration 1

Mise en place du test d'infiltration 1



Zone du test d'infiltration 2



Mise en place du test d'infiltration 2



Surface de l'écaille de calcaire au dessus de Boutenac.

Etape2 : 14h, La remonté vers l'amont du bassin.

Plusieurs photos d'observation ont été prises tout le long de la route de Fabrezan à St Martin des puits en passant par Lagrasse et donc en longeant l'Orbieu. Un affleurement de terres noires a été croisé, mais je ne pense pas que ce soit significatif à l'échelle du bassin.

Données Terrain : pH=7.178 T°=14.7°C

Cond= 589 µS/cm

	
<p>Zone de terres noires entre Fabrezan et Lagrasse</p>	<p>Lit de l'Orbieu entre Fabrezan et Lagrasse</p>
	
<p>Paysage entre Fabrezan et Lagrasse</p>	<p>Lit de l'Orbieu à sec avant d'arriver à St Martin des Puits.</p>

Etape3 : 15h, St Martin des Puits.

Petit village d'une dizaine d'habitants, c'est très petit et vraiment dans les gorges de l'Orbieu. A partir de Ribautes, nous avons complètement changé de paysage et nous sommes entrés dans une vallée plus encaissée et plus montagneuse.

Surprise, il y a de l'eau ici alors que juste en aval il n'y avait pas une goutte dans le lit !!

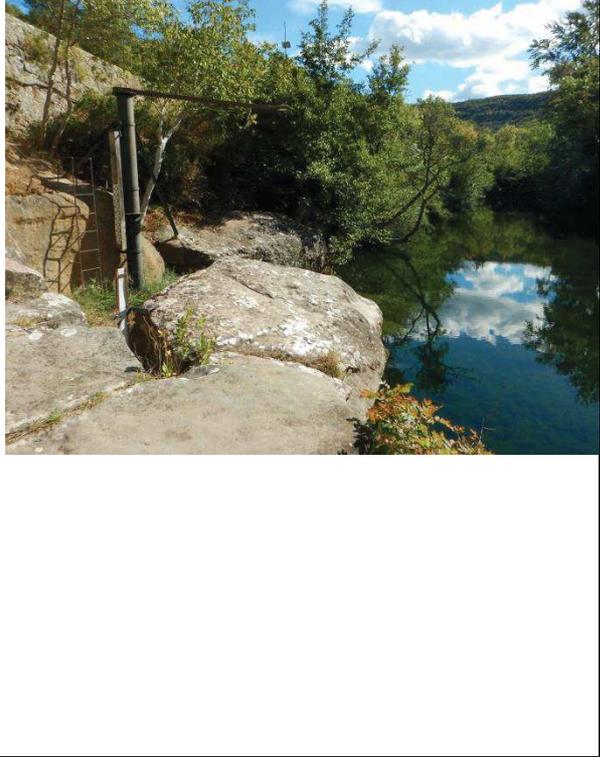
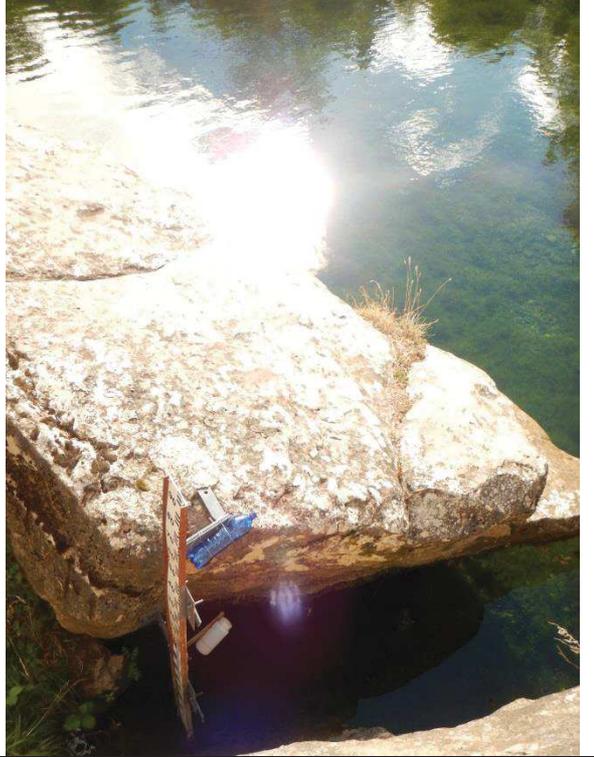
Les analyses ont été faites dans la rivière juste à la sortie du village alors que la station hydro est beaucoup plus en amont. Il a été difficile de trouver la station hydro. Nous avons rencontré un villageois qui nous a aidés à appeler la maire du village (Marie Antoinette Rivière) qui ne savait pas qu'il y avait une station de mesure ici. Finalement elle nous a parlé d'un « truc » en

Annexes

amont du village et en allant vérifié nous avons trouvé la station hydro. Elle est donc à 1km en amont du village, se repère par le panneau solaire perché sur une barre en métal qui doit servir de transmetteur des données. Elle est facile d'accès avec une échelle. Elle a été équipée en bouteille de prélèvement. Très bel endroit.

Donnée Terrain : pH=7.98 T°= 19.4°C Cond= 429 µS/cm Q= 80-100 L/s (lit de 10m de large)

3 bouteilles placées : B12 (80cm), B14(150cm) et B13 (240) sont placés sur l'échelle limni de la station.

	
<p>Lit et point de prélèvement</p>	<p>Lit de la rivière</p>
	
<p>Station Limni a 1km en amont de St Martin des Puits. B13 est sur la grande barre.</p>	<p>B12 et B14 sur échelle limni</p>

 A landscape photograph showing a valley with a dirt road, surrounded by green and brown vegetation, with rocky hills in the background under a blue sky.	 A close-up photograph of a vertical metal pipe attached to a concrete wall. A small white bottle is secured to the pipe with a metal bracket. A ladder is visible in the background.
<p>Paysage à Montjoi en amont de St Martin des Puits.</p>	<p>B13</p>

Prochain Terrain :

- Récupérer les bouteilles

Rapport Terrain du Mercredi 16/11/2016 :

Objectif : Effectuer divers tests d'infiltration sur le bassin de l'Orbieu

Point 1 : Massif secondaire sur l'écaille au milieu du quaternaire.

Mesure sur le massif du secondaire pour vérifier l'infiltration. Une mesure avait été réalisée plus au nord lors de la première sortie mais sur un sol qui était très peu perméable (test irréalisable). Le sol est argileux avec des graviers centimétriques à pluricentimétriques. La végétation est composée de conifère, arbustes et garrigue.

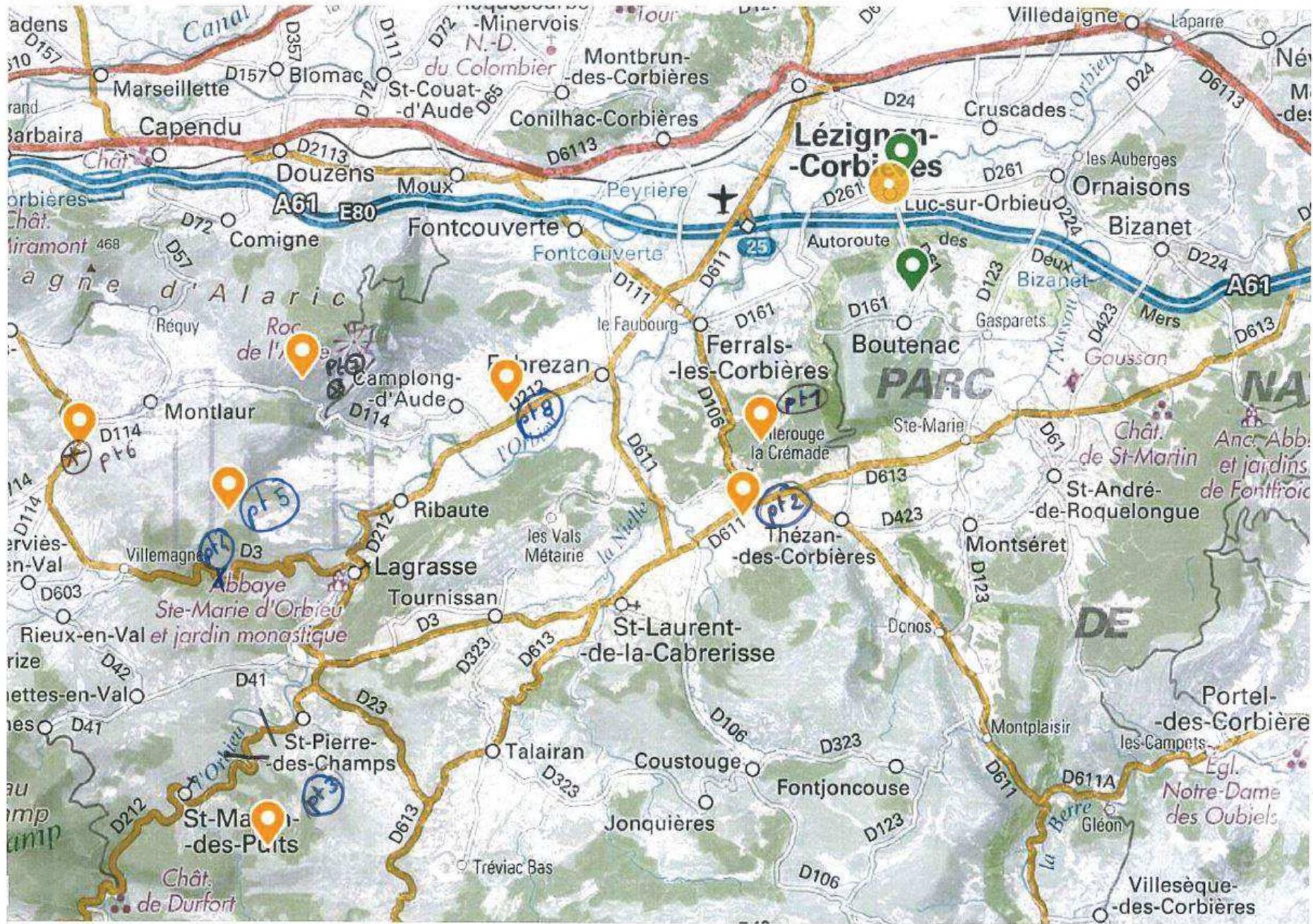
Hu initiale : 263 mV et 20.8% en minéral.

Hu saturation : 592 mV et 41.4% en minéral.





Affleurement au point 1 montrant des argiles jaunes compactées et sèches.



Point2 : Vignes proches de Thézan-des-Corbières.

Mesures d'infiltration réalisées sur deux parcelles viticoles côte à côte. L'une est bio, donc sans traitement entre les rangs, on y voit de l'herbe et des fleurs jusqu'à 30 cm de hauteur, de plus les rangs sont perpendiculaires à la pente. L'autre n'est pas bio et donc désherbé aux produits chimiques, on y voit très peu de traces de végétation entre les rangs de vigne, par contre les rangs sont dans le sens de la pente. Pour ces deux zones de test, le sol est argilo-sableux orange avec des roches pluricentimétriques à décimétriques. Deux tests (un en nettoyant la surface et un sans nettoyage) ont été faits sur la zone non-bio et un test sur la zone bio (surface nettoyée).

Hu initiale bio: 179 mV et 13.6% en minéral.

Hu saturation bio : 707 mV et 49% en minéral.

Hu initiale avec nettoyage: 108 mV et 7.8% en minéral.

Hu saturation avec nettoyage : 533 mV et 38.4% en minéral.

Hu initiale sans nettoyage: 164 mV et 13.4% en minéral.

Hu saturation sans nettoyage : 468 mV et 26.2% en minéral.



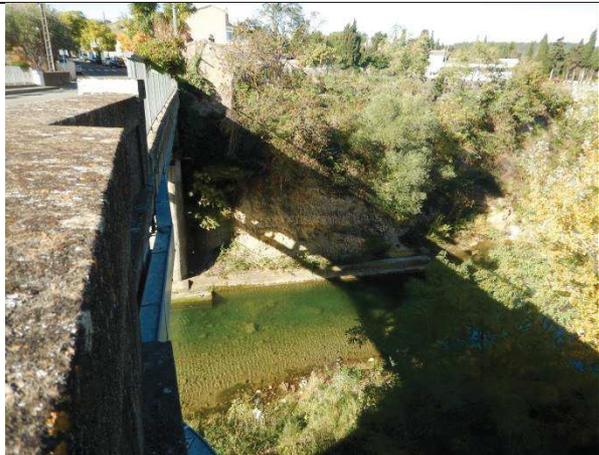
Point3 : St Martin des Puits en remontant un chemin RD avant le Château de Durfort.

Nous avons pu localiser la zone où l'Orbieu à l'étiage se perd sous le lit de la rivière peu avant St Martin des Puits, et ressort environ 3 km plus loin.

Ici le substrat est de la terre noire très organique avec cailloux pluricentimétriques voir décimétriques. La végétation est composée de feuillus et de fragon. Le test est effectué sur une petite zone plate sur un versant en forte pente. L'infiltration est très rapide. Les caractéristiques du sol rendent la mesure de l'humidité à saturation difficile car la surface s'assèche très rapidement.

Hu initiale bio: 162 mV et 13.1% en minéral.

Hu saturation bio : 481 mV et 33.4% en minéral.

	
<p>Lit de la rivière et affleurement au niveau du pont de la Nielle à St Laurent de la Cabrerisse</p>	<p>Lit de la rivière dans la zone sèche.</p>
	
<p>Zone de test 3</p>	<p>Paysage au niveau du point 3</p>



Mise en place du test 3 sur une terre noire organique



Zone de perte diffuse de l'Orbieu sous son lit.



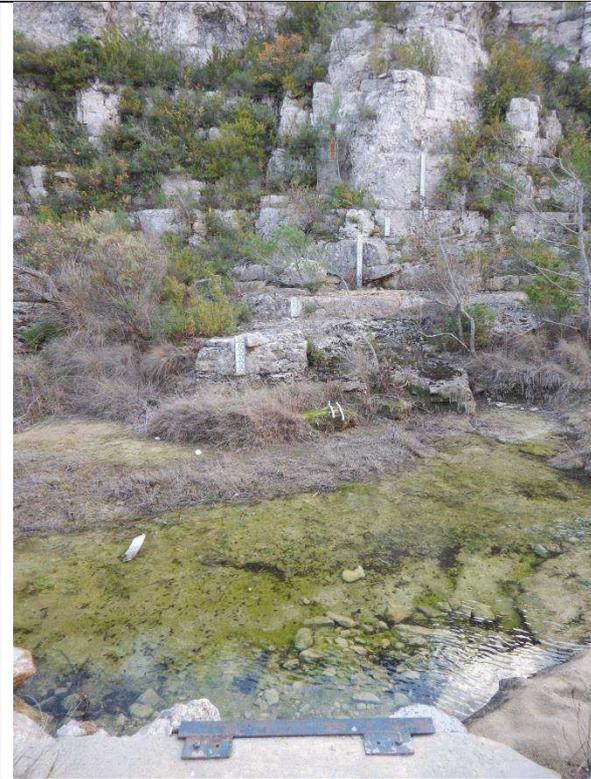
Embâcle dans le lit autour de cette même zone



Laisse de crue à environ 3m de hauteur.

Point 4 : Echelle liminimétrique dans le lit de l'Alzou (affluent de l'Orbieu).

Cette station permet un enregistrement en termes de hauteur. Selon Félix, la courbe de tarage associée ne serait pas bonne. Une idée est de faire un modèle hydraulique simplifié pour recréer cette courbe de tarage.



Vue de l'échelle de l'Alzou sur la RD.

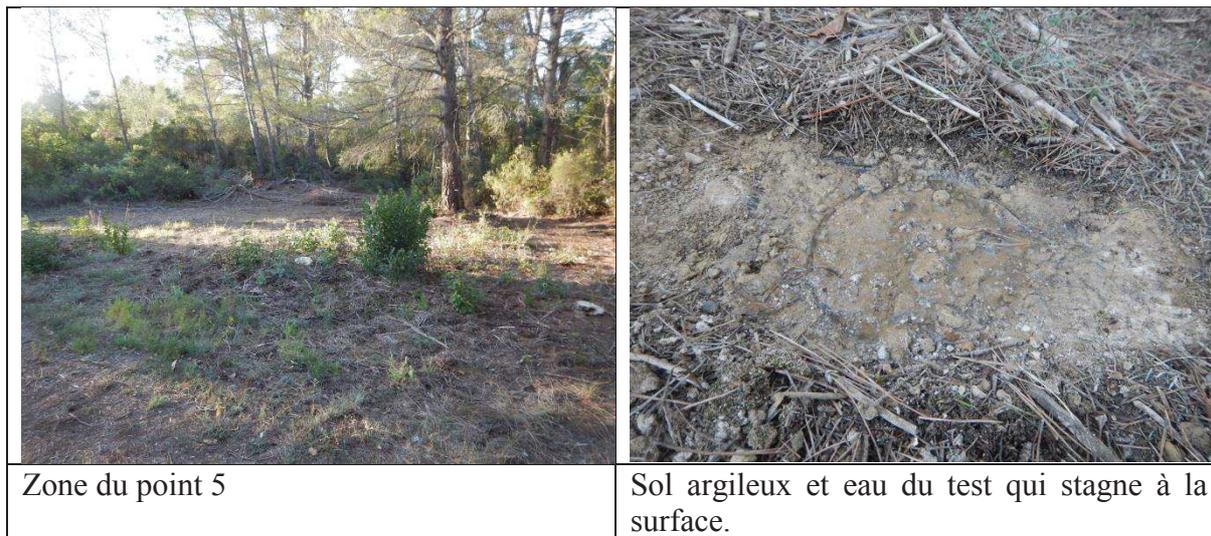


Vu du lit de l'Alzou et de la RG.

Point 5 : Test sur le karst de l'Alaric Sud.

Le sol est de couleur brun-jaune et semble argileux (pas de grains au palais de la bouche) sans présence de gravier. La végétation est composée de pinède et peu de feuillus. Le test n'a pas pu être achevé ici car l'infiltration semble proche de zéro voire nulle. L'eau stagne à la surface et aucune infiltration n'a donc été enregistrée après 15 minutes de test.

Hu initiale: 476 mV.

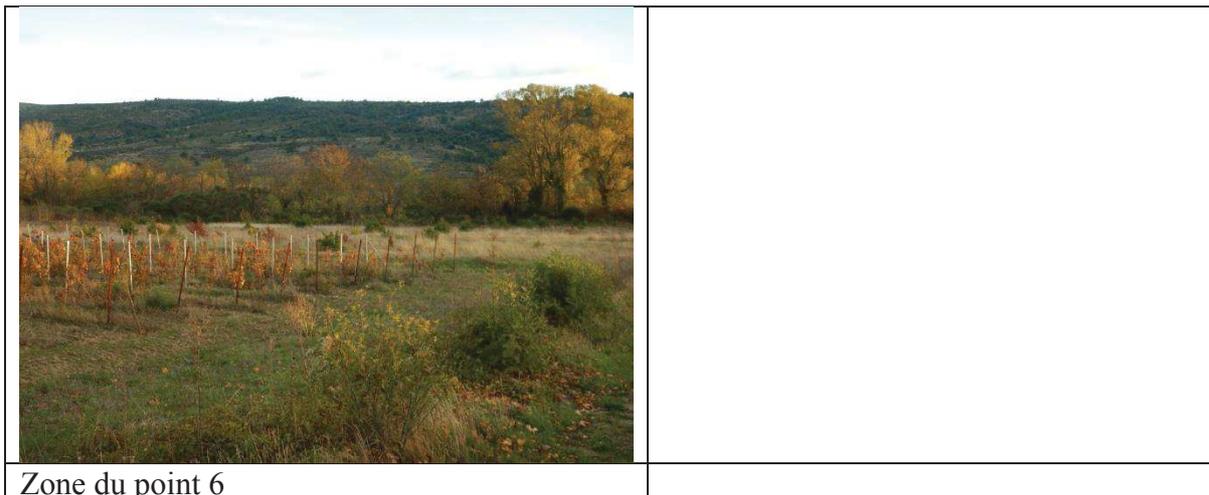


Point 6 : Champ proche de Montlaur.

Le sol est sableux et riche en matières organiques. La végétation est composée de hautes herbes (graminée) uniquement.

Hu initiale: 305 mV.

Hu saturation: 670 mV et 46.1% en minéral.

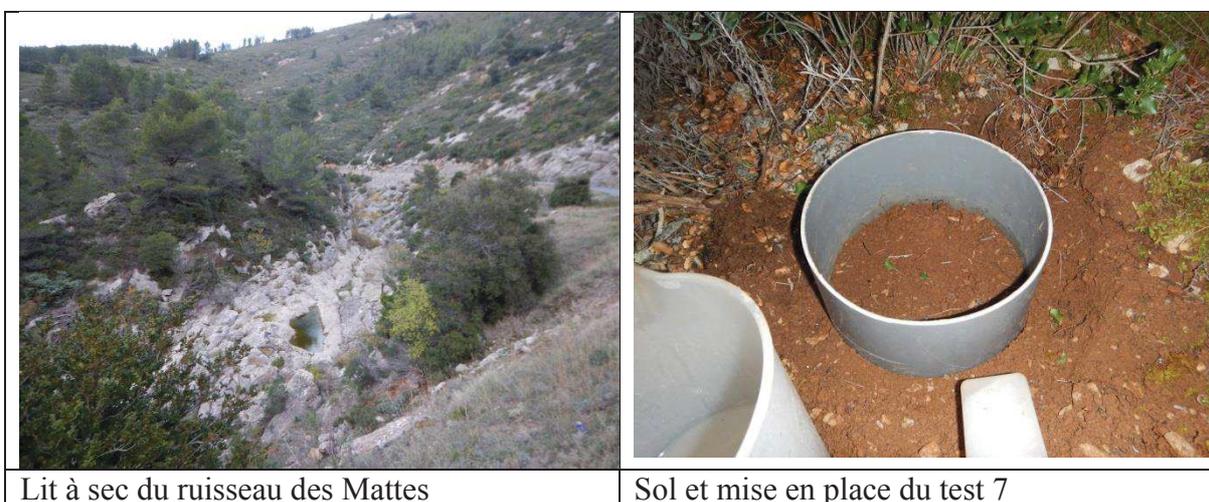


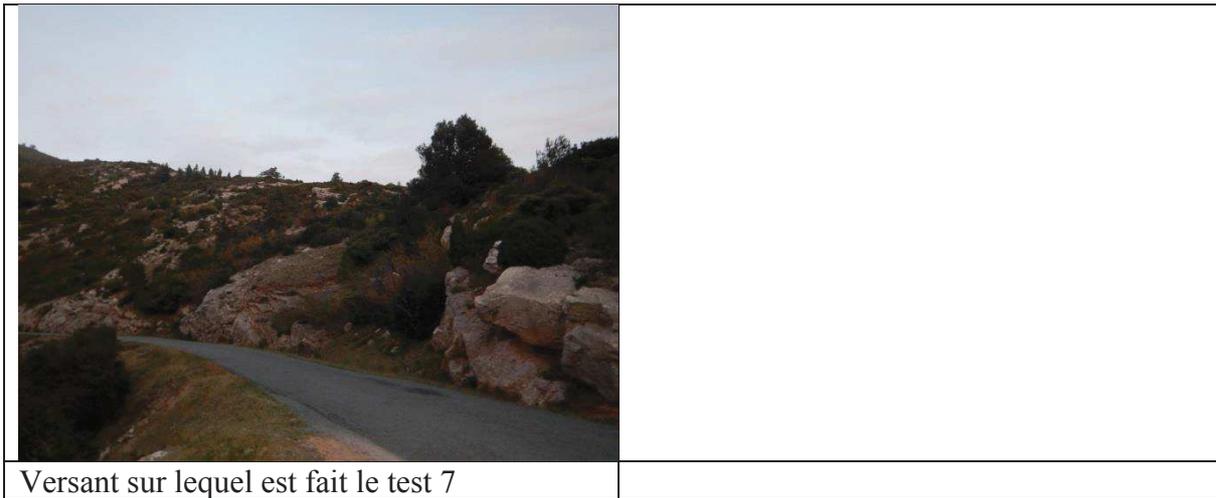
Point 7 : Karst de l'Alaric Nord sur la RG du Ruisseau des Mattes

Zone rocailleuse avec quelques pins et arbustes et surtout de nombreux affleurements. La terre est rouge ocre avec quelques graviers. Le test est réalisé sur une petite zone plate sur un versant très en pente.

Hu initiale: 228 mV et 18.4 % en minéral.

Hu saturation: 609 mV et 42.4% en minéral.





Point 8 : Vignes avant Fabrezan.

Test dans les vignes labourées, ici le sol est plus sableux que dans la zone de vignes précédentes.

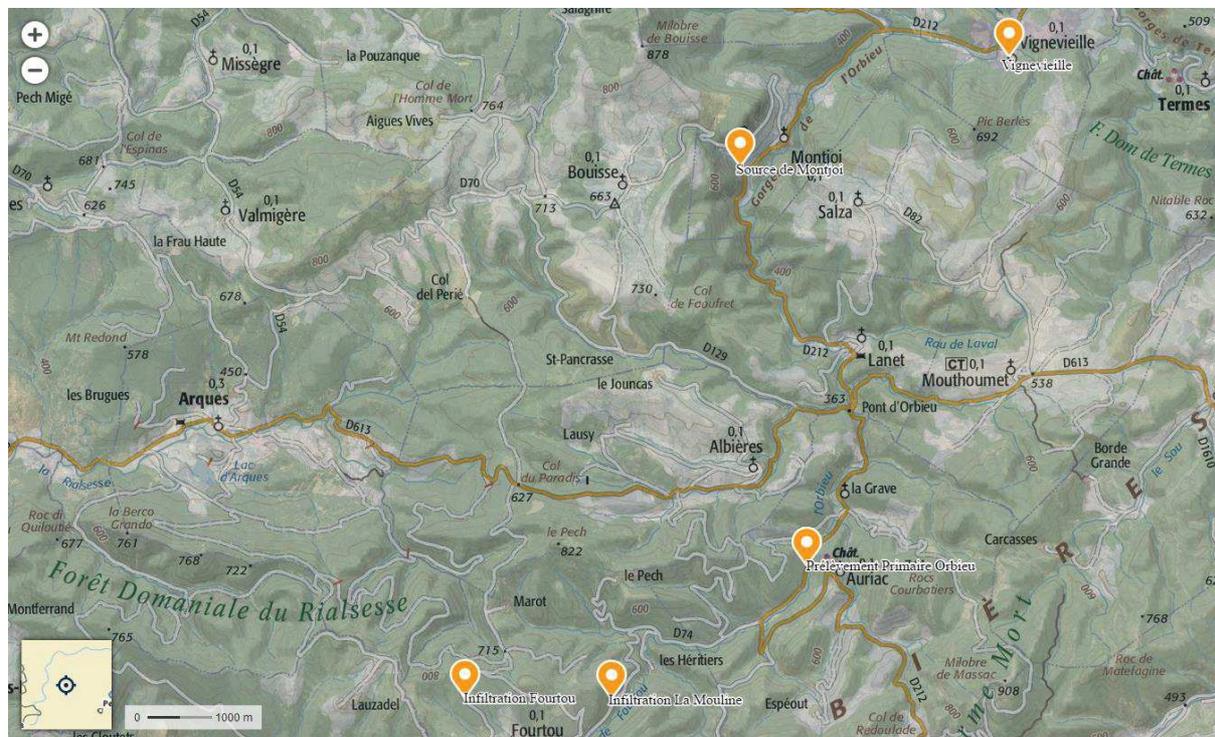
Hu initiale: 98 mV et 6.9 % en minéral.

Hu saturation: 736 mV et 51.4% en minéral.



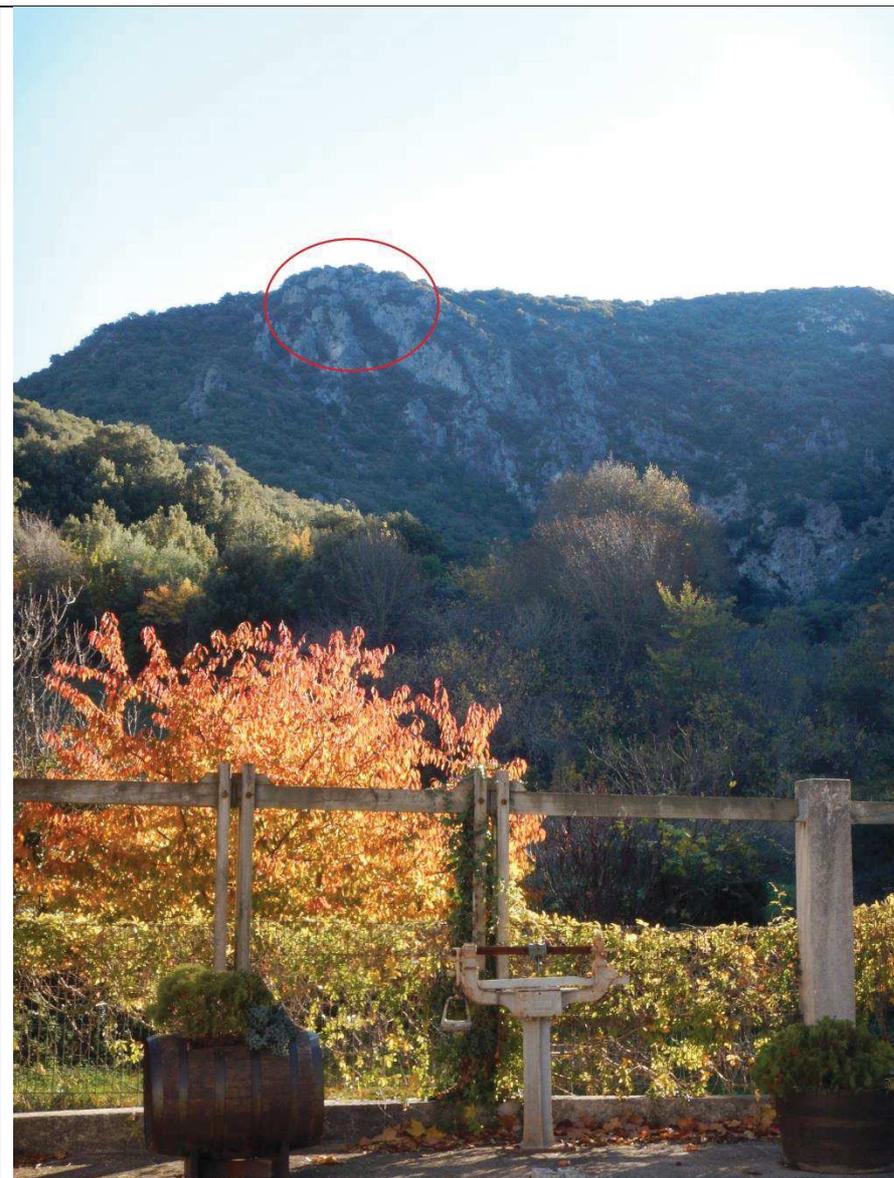
Rapport Terrain du Jeudi 17/11/2016 :

Objectif : Voir les sources du karst du Mouthoumet et effectuer des tests d'infiltrations sur la partie amont du bassin de l'Orbieu.



Stop1 : Vignevielle

De ce village on peut voir une source qui déborde fortement en crue. Cette source est très haute. Le système qui l'alimente est mal connu.



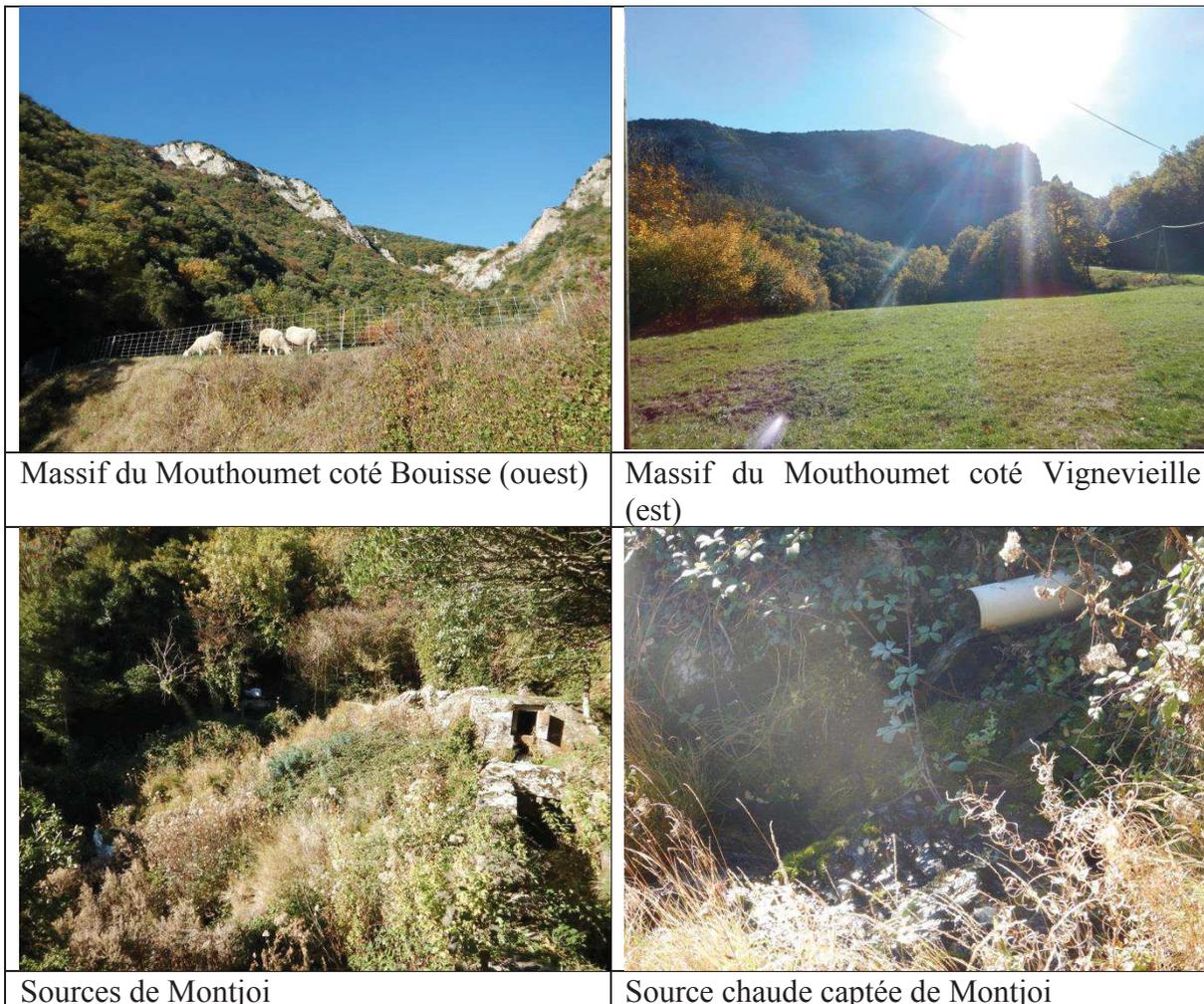
Source perchée du massif karstique du Mouthoumet coté Vignevieille (Est)

Stop 2 : Source de Montjoi.

Au sud de la route de Montjoi se trouve la source du Karst du massif du Mouthoumet côté Bouisse (Ouest). Il y a en fait 2 sources, l'une chaude (profonde) et l'autre froide (surface). La route passe entre les deux massifs. Il y a un pluviomètre coté Bouisse qui permet de faire le lien entre la pluviométrie et le débit à la source. Un prélèvement a été effectué dans la source froide pour la signature de ce karst.

Source chaude : $T^{\circ} = 18.2^{\circ}\text{C}$ Conductivité = $391\ \mu\text{S/cm}$ $\text{pH} = 7.71$

Source froide : $T^{\circ} = 12.4^{\circ}\text{C}$ Conductivité = $359\ \mu\text{S/cm}$ $\text{pH} = 7.35$



Stop 3 : Fourtou en amont du bassin de l'Orbieu.

Etonnamment en arrivant sur cette zone, on retombe sur une sorte de plateau, après être monté dans des gorges très encaissées. Le sol est riche matière organique et plutôt sableux. La végétation est composée de pins.

Hu initiale: 328 mV et 46.8% en peatmix.

Hu saturation: 676 mV et 45.8% en minéral et 60.2% en peatmix.

	
<p>Affleurement autour de Fourtou</p>	<p>Sol et mise en place test 1</p>
	
<p>Paysage autour de Fourtou</p>	

Point 4 : Test d'infiltration proche de La Mouline.

En redescendant de Fourtou, un test d'infiltration a été réalisé dans la zone où les gorges sont plus encaissées. Le sol est ici végétal avec des blocs de schistes. La végétation est composée principalement de chêne. Une zone plate a été retenue pour effectuer ce test sur ce versant très en pente.

Hu initiale: 301 mV et 23.6% en minéral.

Hu saturation: 906 mV et 54.8% en minéral.



Sol et mise en place test 2



Versant ou est fait le test 2

Stop 5 : Prélèvement dans l'Orbieu en amont du karst du Mouthoumet.

On se situe ici entre Lagrasse et Savignan.

Prélèvement Primaire Orbieu : $T^{\circ} = 10.4^{\circ}C$

Conductimétrie= $429 \mu S/cm$ pH = 8.4

Rapport Terrain du Mercredi 08/02/2017 :

Objectifs :

- Suite à la crue non karstique du week-end du 30 janvier 2017, les bouteilles de prélèvement de la station de Luc-sur-Orbieu doivent être vidangées.
- Une station de prélèvement doit être installée en amont du Mouthoumet afin d'avoir la signature Ca/Mg pour l'eau en amont du karst (signature provenant du ruissèlement des zones crétacés en amont)
- Montrer à Martin toutes les stations de prélèvements en cas de crue pendant mon absence.
- Deux tests de BeerKan doivent être faits dans de nouvelles zones qui doivent être redéfinies dans le modèle.
- Des profils de rivières doivent être déterminés en fonction des ordres de Strahler (ST) afin de mieux paramétrer le modèle.

La météo est pluvieuse et le restera toute la journée. De la neige tombe en haut de bassin et de la pluie en bas de bassin. Cette pluie persiste depuis plusieurs jours ce qui explique un sol relativement saturé. Cela peut influencer les tests de BeerKan.

Point 1 : Bouteille de prélèvement en amont de Montjoi + profil de rivière ST2 et ST1

Deux bouteilles de prélèvement numérotées 7 et 8 ont été placées en amont du karst du Mouthoumet et juste en amont du pont de l'Orbieu (voir carte).

Le profil de rivière a été mesuré sur cette section que l'on considère triangulaire. Un tableau final récapitule les différents profils mesurés dans la journée et les angles associés. Un autre profil de rivière est mesuré un peu plus en amont sur un affluent ST1.



Bouteille de prélèvement 7 (bas) et 8 (haut) placées en amont du pont de l'Orbieu sur la RD.

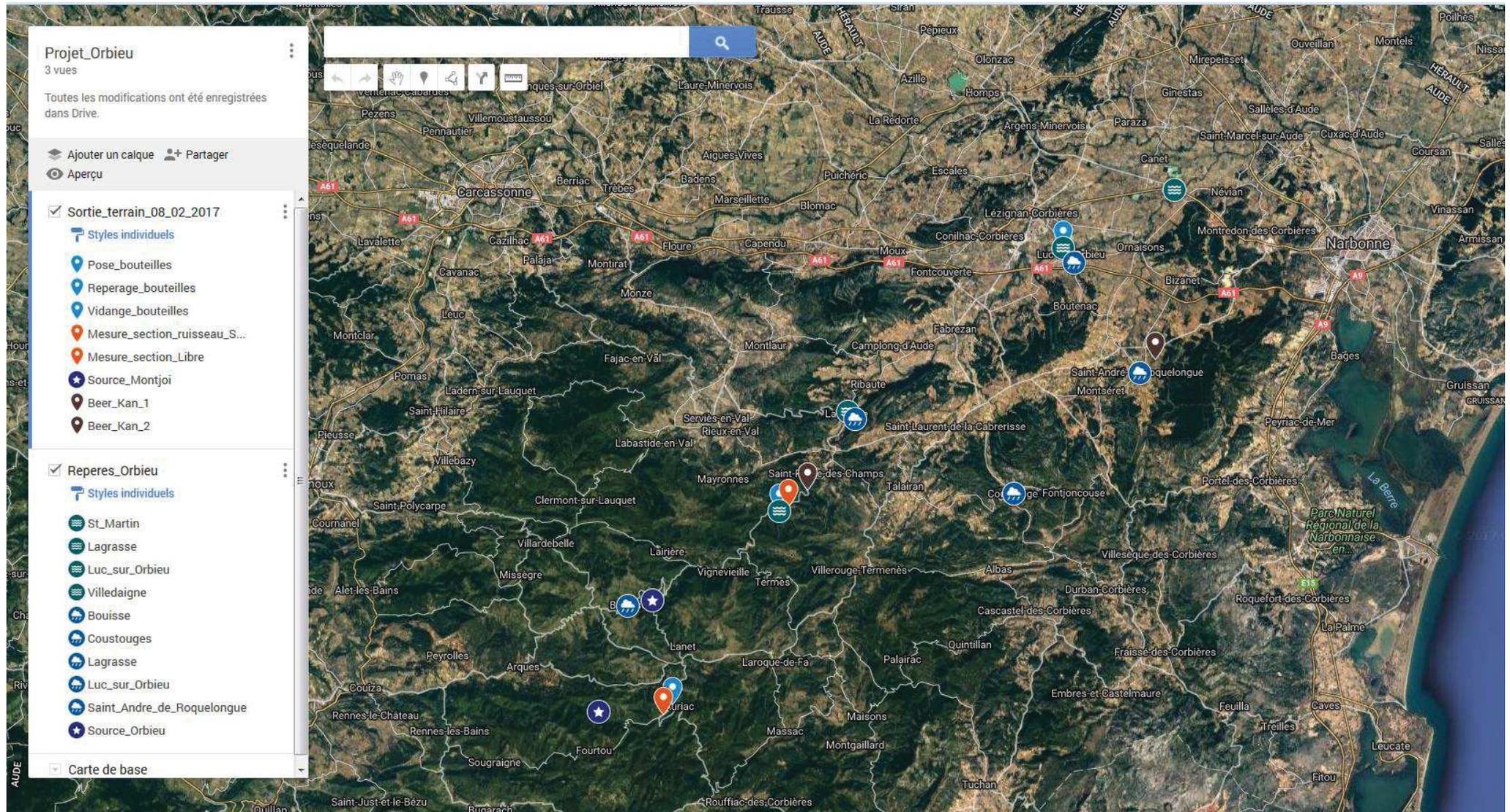


Profil triangulaire de la rivière ST2



Profil de la rivière ST1

Annexes



Point2 : Source de Montjoi et profils de rivières

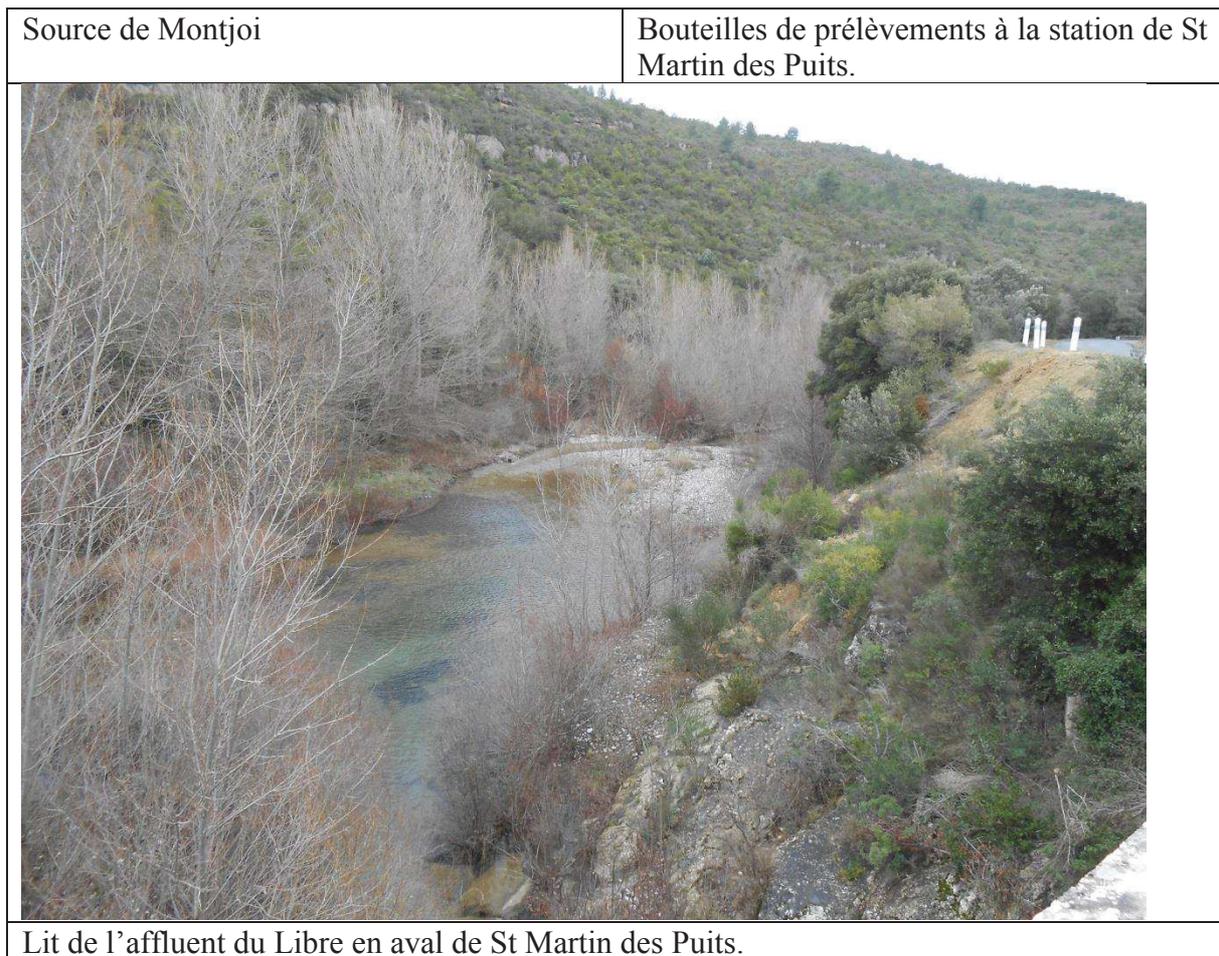
La source de Montjoi coulait plus abondamment que la fois précédente. Le débit est estimé à 0.5m³/s. Selon Victor, et après consultation de la carte, cette source serait bien une source de contact entre le contenant karstique qui repose sur le socle granitique schisteux imperméable. En amont de la source, aucune source de débordement n'apparait, cependant le lit du talweg montre des traces d'écoulements importants (forte traces d'érosion, végétation de zones humides).

La station de St Martin des Puits a été vérifié, les bouteilles sont vides, cela montrent bien que la crue du we dernier ne provenait pas de cette partie du bassin.

Un autre profil de rivière a été fait après le village de St Martin des Puits, à la confluence avec l'affluent du Libre. Cet affluent à un lit très grand, que nous considérons comme rectangulaire. Il semblerait que des débits vraiment importants puissent provenir de cette partie du bassin. A vérifier sur Topkapi, la part de cet affluent par rapport au cours principal avant d'arriver à Lagrasse.

Nom	Largeur (m)	Hauteur (m)	Angle (°)
Amont Montjoi ST2	19	2.5	150
Affluent ST1	9	3.5	105
Confluence libre ST3	35	rectangulaire	
Fabrezan	100 (au niveau du pont mais le lit se rétréci après)	rectangulaire	





Point3 : Test de Beerkan dans les Molasses de Carcassonne et dans la nappe des Corbières.

Un test de Beerkan a été effectué dans les molasses de Carcassonne (test 1) pour vérification après avoir constaté des difficultés dans la modélisation venant de cette région dans TOPKAPI.

$K_s(\text{test1})=6E-5 \text{ m/s}$

Un test a aussi été effectué dans les massifs Est correspondant à la nappe des Corbières (test 2). En effet cette zone a été rajoutée au modèle qui s'étend jusque Villedaigne à présent. Aucune information sur cette zone n'était disponible auparavant.

$K_s(\text{test2})=$

Les valeurs de perméabilités de Lagrasse et du quaternaire doivent être proche. A vérifier. Associer l'Alaric, le secondaire à la mesure effectuée sur le massif des corbières car sol et végétation semblable.

Diamètre cylindre : 22cm

Volume (l)	Temps 1	Temps 2
1	190	20

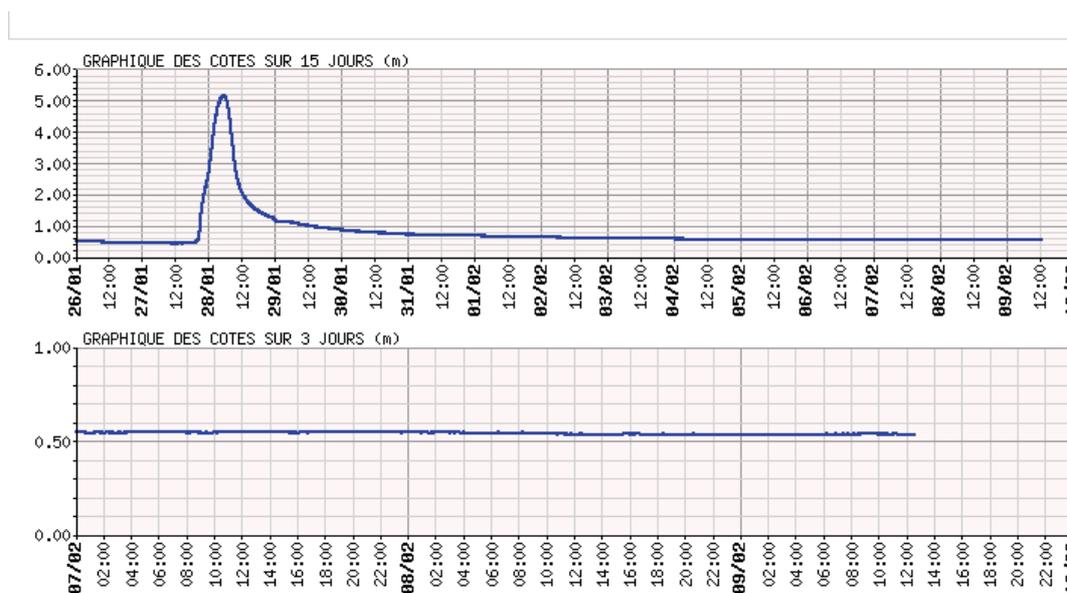
2	517	65
3	902	136
4	1337	299
5	1746	514
6		686
7		864
8		1005

Point 4 : Siphonage des bouteilles à Luc-sur-Orbieu

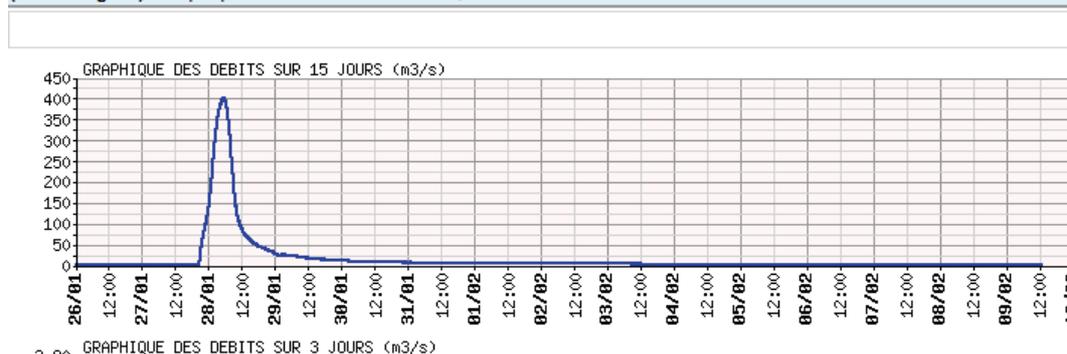
Le siphonage des bouteilles de la station de Luc-sur-Orbieu étaient effectivement nécessaire pour 2 sur 4 d'entre elles. Il a été fait à l'aide d'une durite pour ne pas avoir à déplacer les bouteilles. Le système semble avoir correctement fonctionné en tout cas.

Une conversation avec des habitants a permis de confirmer que la crue du we dernier provenait du versant de l'Aussou, un affluent de l'Orbieu qui arrive après la station de Luc et avant celle de Villedaigne. L'affluent aurait débordé à partir de l'aval du massif de la nappe des Corbières et inondé les vignes tout autour.

Ci-dessous l'enregistrement de la crue à Villedaigne le we dernier.



(Villedaigne) Graphiques des DEBITS en m3/s , dernière valeur 2 44 m3/s le 09/02/2017 à 12:35



Rapport Terrain du Mercredi 28/03/2017 :

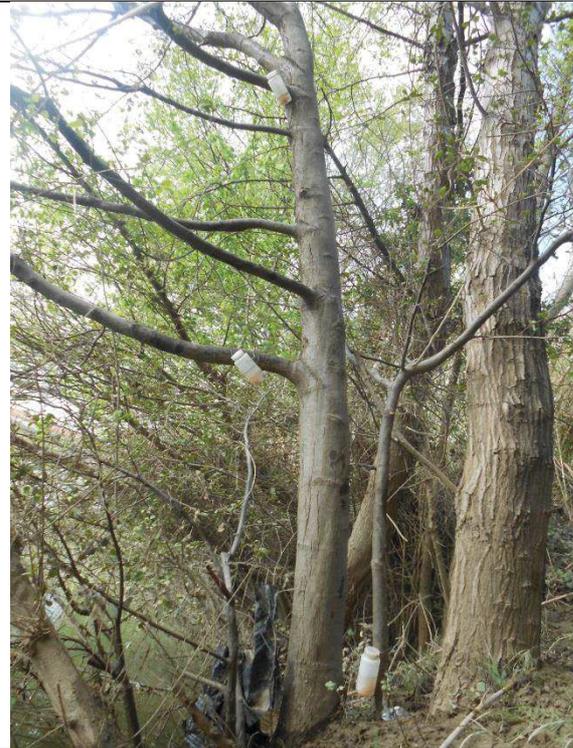
Objectif :

- Suite à la crue du we du 26 mars, les bouteilles de prélèvement doivent être prélevées aux différentes stations.
- Rencontrer Laurent Hermand, spéléologue qui connaît bien le bassin, ses crues et les zones karstiques.
- Faire un terrain avec Xenki (Stagiaire SMMAR) pour échanger sur nos connaissances du terrain.

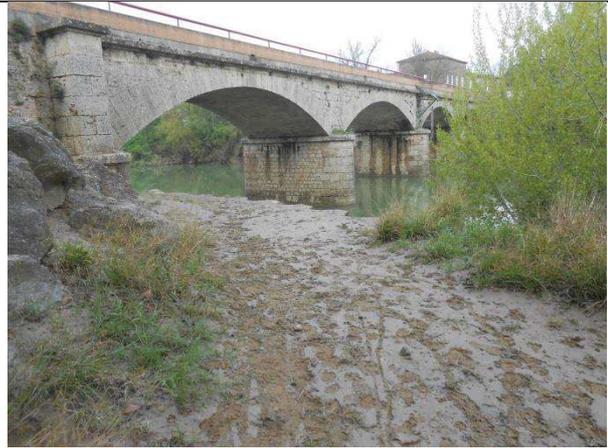
Point 1 : Luc sur Orbieu.

Les trois bouteilles sur l'arbre sont remplies. Cela indique que le niveau de la rivière est monté à plus de 4m environ. Des traces de boues montent jusqu'à des hauteurs équivalentes. Il n'y a pas de laisses de crues. La bouteille accrochée à la pile de pont n'est pas encore émergée et ne pourra pas être prélevée. Le débit de la rivière est encore important, plus de 10m³/s selon la banque hydro.

Nom	Conducti (μS/cm)	Température (°C)
Luc rivière	574	12.7
Luc 1 (bas)	385	11.1
Luc 2 (milieu)	341	11.6
Luc 3 (haut)	297	12.1
Martin 1 (bas)	489	18
Martin 2 (milieu)	244	24.7
Martin Rivière	464	12
Pont Blanc 1 (bas)	376	11.8
Pont Blanc Rivière	387	9.3



Bouteille de prélèvements 1, 2 et 3 replacé à Luc sur Orbieu.



Traces boueuses montrant que la rivière est passée au-dessus de ce niveau au pont de Luc sur Orbieu.



Bouteille de prélèvement 1, 2 et 3 replacées à St Martin des Puits.

Point2 : Rencontre avec Laurent Hermand

Le risque majeur : le cumul des réponses de surface et karstique

Jusqu'à présent, crues n'ont pas fait énormément de dégâts à l'aval (à part lors des événements météo extrêmes comme en 1999) grâce au déphasage des réponses / des pluies dans les différents sous-BV + déphasage ruissellement / karst, voire déphasage de la réponse des différents karsts.

Impact du karst dans les crues

Les épisodes de réponse karstique de référence sont : **Mars 2011**, **Mars 2013** (apparemment que karstique, sans crue de la Nielle et l'Aussou, mais il semblerait graphiquement que l'Aussou ait bien été en crue) et **Novembre 2014** (pour 11/14 : remplissage du karst avec 90 mm puis 150 mm engendrant une première crue, puis dernière réponse marquée avec seulement 30 mm). En Novembre 2014, mise en charge complète du karst de Vigneville (karst le plus haut, avec plusieurs exutoires : si le plus haut déborde, tous les karsts débordent), colonne d'eau estimée à 60 mètres (!!). Station provisoire à St Pierre a fait des enregistrements pour cet événement-là.

Il est difficile d'estimer le débit cumulé des 7-8 exutoires s'ils se mettaient à cracher en même temps. Il est vraiment nécessaire d'en équiper au moins 2 ou 3 avec des piézo pour améliorer la prévention / l'alerte. D'une manière générale, il a l'impression que les crues (et crues karstiques sont plus fréquentes et s'accroissent sur les dernières années).

Infos pluvio et géol complémentaires

Crues sur le bassin sont principalement dues à des épisodes méditerranéens mais il peut aussi y en avoir causées par flux de Nord-Ouest (ex : Déc. 1995, cumul de 200 mm, crues de la Nielle et l'Alsou). Phénomènes pluvio-orageux très variables en terme d'intensité à l'amont (zone karstique). Il pense que la station de Bouisse n'est pas représentative de la zone amont car les épisodes méditerranéens ont perdu en intensité. Pour représenter plus finement le rôle du karst (et de chaque sous-bassin) il faudrait donc plus de pluvio, mais la priorité pour une modélisation plus « simplifiée » serait d'avoir une station pluvio plus représentative de cette zone. (De plus, peut induire des erreurs sur l'interprétation de S dans le modèle, notamment pour l'anomalie de l'automne 2005)

Vallée du Libre correspond à une zone préférentielle pour le passage des lignes d'orage. La crue de 1999 a totalement remodelé le lit. Des troncs d'arbres sont passés par-dessus le pont à la confluence (hauteur d'environ 8 mètres !).

Molasses de Carcassonne (tertiaire) ruissellent énormément et expliquent la contribution importante de la Nielle (+ rôle du karst du système Saint-Rome à l'amont !). Confirmation que le ruissellement est aussi très important sur la partie aval (Aussou).

Des marques de crue du Sou sont visibles dans le village de Termes. Crues les plus marquantes : 1892 et 1940.

Annexe II : Modélisation hydrologique à base physique et premières comparaisons

Introduction

Cette annexe a pour but de présenter la mise en place d'une modélisation à base physique développée lors de ces travaux qui n'a pu aboutir à un modèle robuste. Ce modèle devra donc être perfectionné avant d'être utilisé dans une étude d'impact. Plusieurs perspectives pour le perfectionnement de ce modèle sont présentées dans la discussion de cette partie. Malgré cela, certaines analyses préliminaires sur l'incertitude liée au choix de modélisation hydrologique dans une étude d'impact sont tout de même présentées dans la seconde partie.

1. La modélisation hydrologique à base physique avec TOPKAPI-X

Parmi les modèles à base physique existants (MARINE, SISPAT, SWAT, etc), le modèle TOPKAPI (TOPographic Kinematic Aproximation and Integration – Ciarapica et Todini, 2002 ; Liu et Todini 2002 ; Todini 1995 ; Todini et Ciarapica 2001) est retenu et mis en place sur le bassin versant de l'Orbieu. Ce modèle est issu d'une collaboration entre une entreprise italienne PROGEA (<http://www.progea.net>) et le professeur Ezio Todini de l'Université de Bologne (Italie). Ce modèle a fait ses preuves dans de nombreuses applications de recherches (Liu et al., 2005 ; Todini et Ciarapica., 2001 ; Vischel et al., 2008) et opérationnelles (en Espagne, Italie, Afrique du Sud et Chine). Ces applications opérationnelles sont un atout majeur, dans le cadre de cette thèse CIFRE, parmi les modèles à base physiques. Après quelques années, le développement de ce modèle aurait manqué de retours d'expériences pour progresser. Sa distribution payante étant un frein majoritaire, la mise en place du modèle TOPKAPI-X qui serait distribué gratuitement a été envisagée et développé par l'équipe de recherche du Pr. Todini.

TOPKAPI-X provient du même code source que TOPKAPI. Les quelques variations par rapport au code originel sont décrites dans la section 1.1. Au moment de nos travaux, cette nouvelle version a été très peu utilisée. Ceci aura malheureusement engendré d'importantes difficultés de mise en œuvre. Différentes analyses ont permis d'identifier certains bogues propres au code qui ont nécessité des corrections de la part des développeurs. Le temps de résolution de ces difficultés ne nous a pas permis de réaliser un modèle à base physique aussi robuste que nous le souhaitions. Finalement, une approche plus simpliste a été préférée afin de préserver au maximum le caractère physique du modèle, au détriment des performances des simulations. Pour le modèle TOPKAPI-X de l'Orbieu qui est présenté ici, plusieurs aspects resteront améliorables et sont en partie décrits dans la section 1.5.

1.1 Le modèle TOPKAPI et son évolution en TOPKAPI-X

TOPKAPI provient du croisement de deux modèles semi-distribués que sont TOPMODEL Beven et Kirkby 1979, Beven et al., 1984) et ARNO (Todini, 1996). Il a pour but de croiser le besoin de paramétrisation physique dans les modèles hydrologiques avec la simplicité et la parcimonie des modèles conceptuels. Pour cela, il associe l'approche de l'onde cinématique sur trois réservoirs non-linéaires couvrant un modèle numérique de terrain. Ces réservoirs traduisent, à travers une onde cinématique, le ruissellement de surface, les transferts dans la zone non saturée du sol et le transfert hydraulique dans le cours d'eau. D'autres processus peuvent aussi être activés comme la fonte des neiges, l'évapotranspiration, des apports externes. Dans cette étude, ces processus ne sont pas utilisés car négligeables pour l'étude des crues. Seuls les processus prépondérants sont décrits ci-après. La Figure 1-1 représente l'ensemble de ces processus pris en compte dans TOPKAPI, ainsi que les entrants nécessaires.

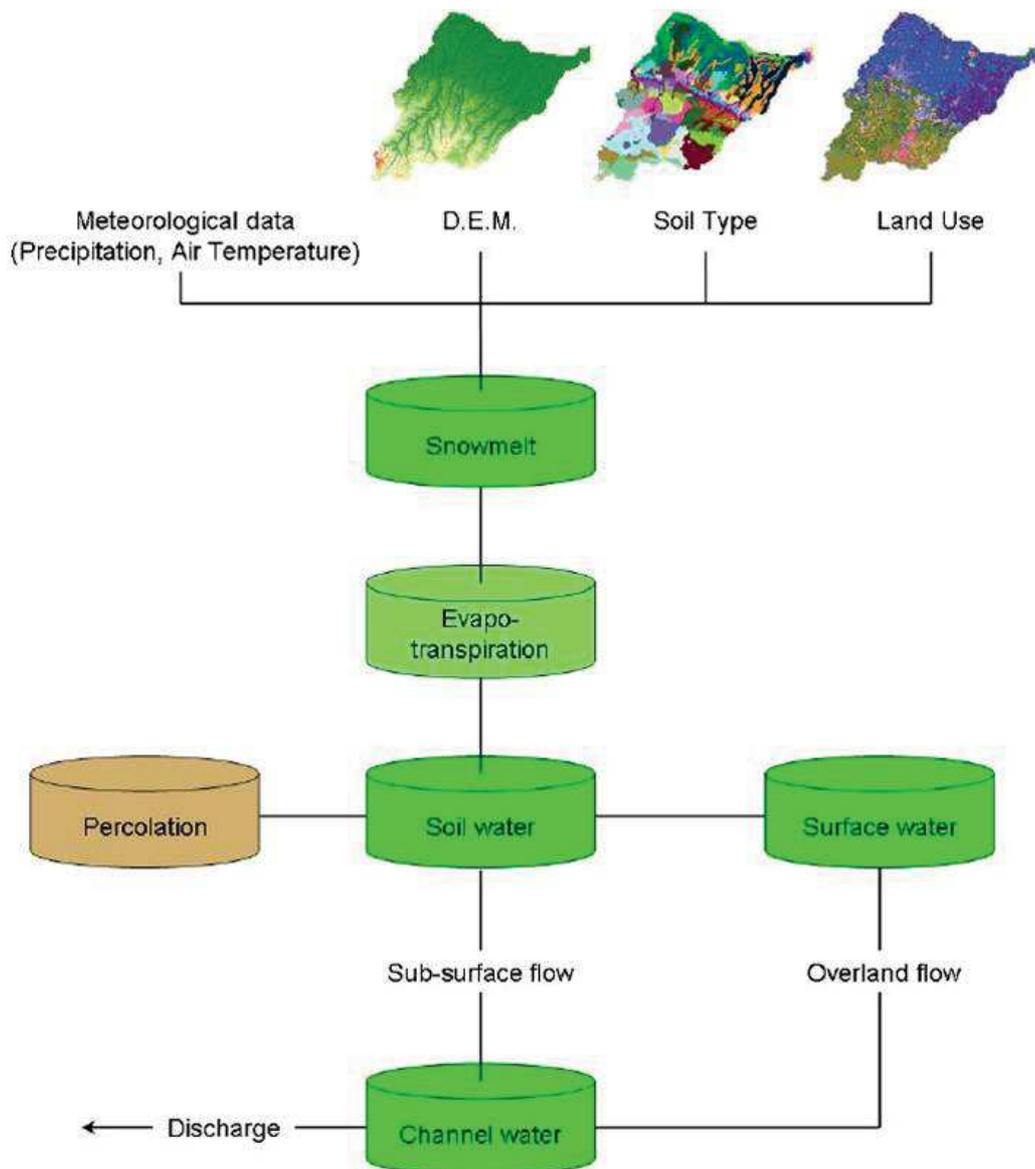


Figure 0-1: Description schématique du fonctionnement de TOPKAPI. Source : TOPKAPI User manual and references PROGEA.

Les transferts latéraux dans la zone non-saturée du sol sont considérés pour un sol d'épaisseur limitée avec une forte conductivité hydraulique. Cette forte conductivité serait due aux nombreuses macroporosités ou chemins préférentiels présents dans cette zone à cause du développement racinaire et de l'activité des micro-organismes. Ces transferts sont donc régis par une première onde cinématique.

Le ruissellement de surface est déclenché par la saturation des sols. Toutes les précipitations commencent donc par s'infiltrer jusqu'à atteindre la saturation. Cette approche est appelée « Dunnienne » (Dunne, 1978). Elle diffère de celle limitant l'infiltration par une trop forte intensité de pluie, appelée « Hortonienne ». En effet, les développeurs considèrent que le phénomène hortonien est applicable à l'échelle d'un point, alors que le phénomène d'excès dunnien est lié à l'accumulation en surface et à une redistribution latérale des volumes d'eau, ce qui serait plus applicable à l'échelle d'un bassin versant (Todini et Ciarapica, 2001). Lorsque le sol est saturé, le ruissellement de surface est déclenché au travers d'une seconde onde cinématique.

Le transfert hydraulique dans les cours d'eau crée un réseau drainant les eaux provenant de la surface et de la subsurface. Il transfère ces volumes jusqu'à l'exutoire par une troisième onde cinématique.

TOPKAPI-X reprend donc ces processus en y ajoutant quelques éléments nouveaux. Les écoulements latéraux peuvent se faire dans huit directions au lieu de quatre précédemment. Une seconde couche de sol est rajoutée après le réservoir sol. Le sol est donc réparti entre une couche appelée de subsurface et une couche profonde. Enfin, une part de l'eau qui s'infiltré dans la couche de sol profonde peut percoler. Ainsi, ces volumes percolés ne participeront pas à l'écoulement dans le réseau de drainage.

1.2 Les paramètres globaux et leur sensibilité

L'ensemble de l'étude de sensibilité des différents paramètres de TOPKAPI-X est faite à partir de la station hydrométrique de Saint Martin des Puits, qui se situe dans la partie amont du bassin.

La configuration de base correspond à celle établie à la suite de l'intégration dans le modèle de l'ensemble des données récoltées sur le terrain. La sensibilité de chacun de ces paramètres est ensuite testée individuellement. Après chaque test, la valeur de base est rétablie dans le modèle afin de garder le même modèle tout au long des analyses de sensibilité. Les sous-sections représentent les différentes interfaces graphiques du logiciel qui doivent être complétées.

1.2.1 Le cours d'eau

La surface drainée pour créer la première cellule du cours d'eau est fixée à 10km² afin de travailler avec trois ordres de Strahler (Strahler, 1957) et de garder une cohérence avec les observations de terrain. Ce paramètre n'a pas d'impact sur les écoulements.

Les largeurs minimale et maximale du cours d'eau sont définies en fonction des mesures établies lors de missions de terrain sur les tronçons correspondant au premier et dernier ordre de Strahler. La largeur minimale et maximale sont respectivement fixées à 4m et 40m. L'évolution de la largeur du cours d'eau entre ces deux valeurs est ensuite établie linéairement pour chaque tronçon.

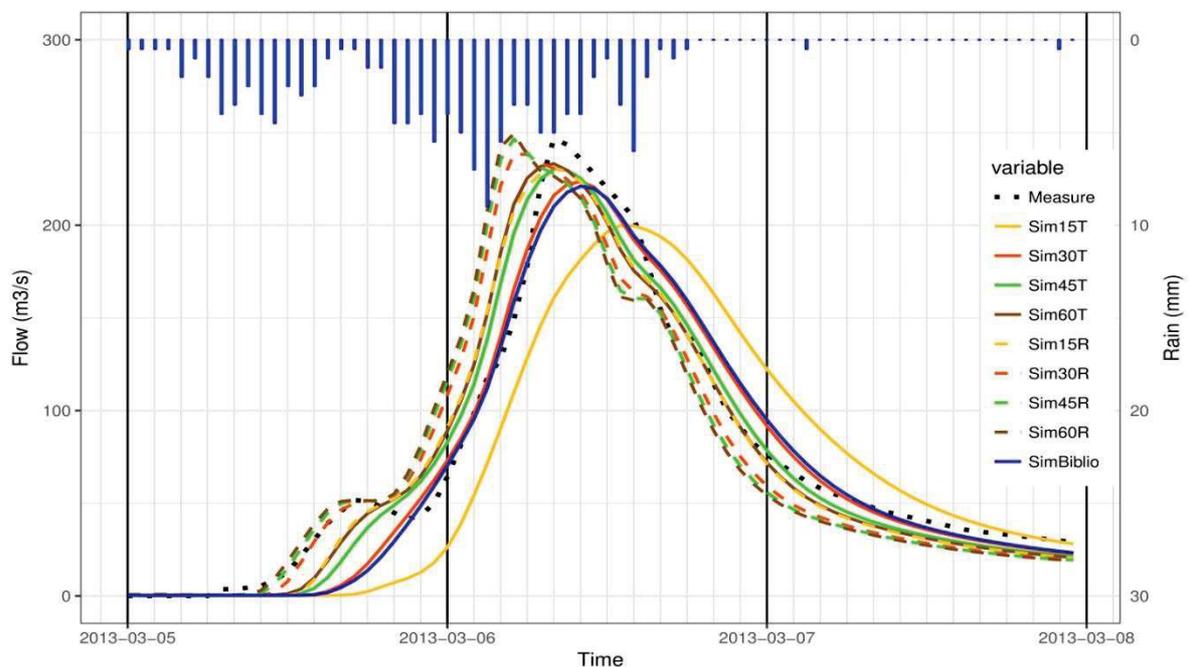


Figure 0-2 : Sensibilité des paramètres de rugosité et de forme du lit du cours d'eau. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillés noirs. Le hétérogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les traits pleins colorés correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différents coefficients de Strickler, dans un lit triangulaire (T) ou dans un lit rectangulaire (R). La SimBiblio correspond à une estimation terrain. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.

Le seuil de pente pour lequel la fonction de transfert de type onde cinématique (pente forte) laisse la place à une fonction de type Muskingum est fixé à 0.0005. Cette valeur fut établie avec le Pr. Todini, au regard des autres calages du modèle qu'il a effectué dans divers bassins.

Les caractéristiques du cours d'eau doivent être établies pour les trois ordres de Strahler. **La rugosité des berges et du lit** est traduite par un unique coefficient de Manning-Strickler. **La forme du cours d'eau** peut être rectangulaire ou triangulaire. Dans ce dernier cas, **l'angle du fond du cours d'eau** doit alors être précisé.

La Figure 1-2 montre d'importantes différences entre des hydrogrammes qui ont des coefficients de Strickler équivalents mais qui diffèrent par la forme du lit. Entre la simulation 15R et la simulation 15T, le décalage temporel peut atteindre 10h au pic de crue. En effet, un lit en forme triangulaire engendre plus de frottements sur les parois. Ces frottements augmentent avec le niveau de l'eau pour atteindre leur maximum au pic de crue. Dans un lit rectangulaire, ces frottements sont constants pour tous les niveaux de l'eau. Le décalage temporel entre les deux formes du lit est réduit lorsque le coefficient de Strickler augmente, c'est-à-dire lorsque la rugosité diminue. En effet, une baisse de la rugosité réduit les frottements. Dans ce cas, des facteurs comme la pente deviennent prépondérants pour l'écoulement dans le cours d'eau.

Les hydrogrammes simulés sont plus sensibles à la rugosité pour un lit triangulaire que pour un lit rectangulaire. Les effets de frottements étant amplifiés pour un lit triangulaire, les modifications de rugosité y ont plus d'impact.

La simulation nommée « simBiblio » correspond aux estimations faites sur le terrain en termes de formes et de rugosités du lit. Etant donné qu'il y a trois ordres de Strahler, la simulation a trois coefficients de rugosité et trois choix de formes de lit. Pourtant, cette simulation est semblable à la simulation 30T. Cela indique, entre autres, qu'une diminution du nombre de paramètres à caler pourrait être envisagée pour des résultats similaires.

1.2.2 Sensibilité de la rugosité des différents types d'occupation du sol

L'Occupation Du Sol (ODS) est établie à partir du classement de Corine Land Cover. Après association des classes similaires, les zones de forêts, cultures et villes ont été définies. Un coefficient de Manning-Strickler est attribué à chacune de ces couches afin de traduire leur rugosité, c'est-à-dire leur résistance au ruissellement de l'eau en surface.

La sensibilité de ces coefficients est évaluée en faisant varier leurs valeurs pour les trois catégories d'ODS. Des valeurs entre 5 et 50 sont établies. Elles correspondent à des coefficients variant de la forêt à l'asphalte (d'après Hingray et al., 2009 ; Liu et al., 2005 ; Lopes et al, 2013).

La comparaison des simulations K5 à K50 sur la Figure 1-3 met en évidence l'accélération de l'hydrogramme à l'exutoire lorsque la valeur du coefficient augmente. En effet, cela correspond à une diminution de la rugosité de la surface, et donc une accélération de l'écoulement de la lame d'eau en surface. Ainsi, pour un coefficient de Strickler élevé, la montée de la crue est plus précoce. Le pic de crue augmente grâce à une plus forte concomitance des écoulements. Le débit en décrue diminue plus rapidement car une majeure partie du volume a déjà transité par l'exutoire. Les écarts en termes de débits peuvent atteindre environ 20 m³/s. Le décalage temporel est moins négligeable, il peut s'étendre à 4h au maximum.

La simulation bibliographique est réalisée à partir de valeurs issues de la littérature pour chaque type d'ODS. La forêt étant largement majoritaire dans cette partie du bassin versant avec un K de 6.5, la simulation bibliographique propose un hydrogramme intermédiaire entre la SimK5 et la SimK10.

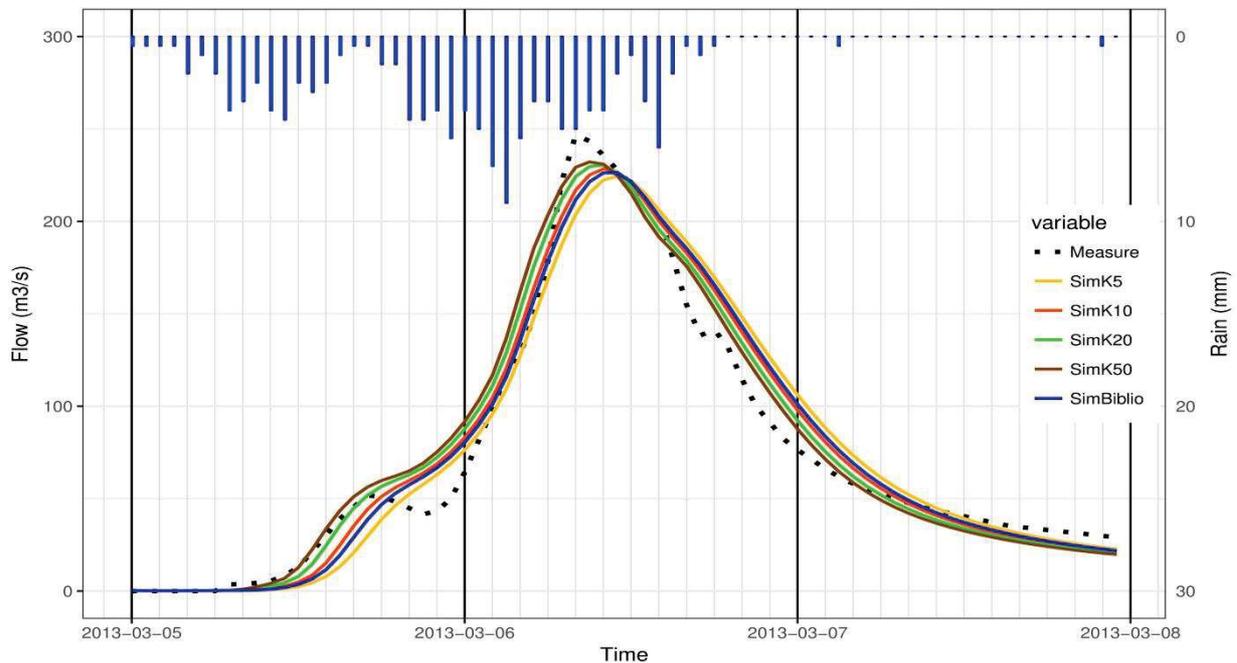


Figure 0-3: Sensibilité de la rugosité des différents types d'occupation du sol. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hétérogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les traits pleins colorés correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différents coefficients de Strickler. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.

1.2.3 Interaction entre la surface et les deux couches de sols

Les interactions entre la surface et les deux compartiments de sol sont identifiées grâce à des tests de sensibilités (Figure 1-4 (a)). La méthode consiste à neutraliser certains compartiments lors de la simulation d'un évènement de crue. Pour mieux comprendre les liens entre les compartiments de sols et l'écoulement à l'exutoire, l'évolution de l'humidité du sol est suivie pendant ces tests à travers les Figures 1-4 (b) à (e). Les courbes d'humidité (courbes bleue et rouge) représentent la moyenne du Taux de Saturation (TSAT) des couches de sol pour les cellules en amont de l'exutoire sélectionné. La courbe du pourcentage de cellules saturées (courbe verte) représente l'évolution du nombre de cellules ayant atteint la saturation, et participant donc à la production de ruissellement. Cette courbe est un proxy de l'évolution du ruissellement.

Interaction entre les trois compartiments

La simulation de l'évènement de crue de mars 2013 permet de mieux comprendre les interactions entre ces trois compartiments de sols. Les Figures 1-4 (a) et (b) montrent que le TSAT de la couche profonde augmente (courbe bleue) alors que le TSAT de la couche de subsurface (courbe rouge) ne commence à croître que tardivement. L'eau qui s'infiltré est directement transférée vers la couche profonde. La saturation de la majeure partie des cellules

et le TSAT maximum de la subsurface sont synchrones. En effet, la saturation de la couche de subsurface est la condition nécessaire à la création du ruissellement. Suite à la fin des précipitations et au passage du pic de crue, les deux couches de sol désaturent rapidement. Le nombre de cellules participant au ruissellement chute alors brusquement. La décrue s'amorce avec la diminution progressive du nombre de cellules saturées et du TSAT des deux couches de sols.

Neutralisation de la couche de subsurface.

Pour la simulation 2, le compartiment de subsurface est neutralisé en lui attribuant une profondeur de 1 mm. Les Figures 1-4 (a) et (c) montrent que le pic de crue est plus important puisque le volume de pluie qui n'est pas absorbée par la couche de subsurface reste à la surface, contribuant directement au débit à l'exutoire. Le départ de crue est avancé et le soutien à la crue diminue. Par contre, il n'y a pas de décalage temporel du pic de crue. Cela peut être dû à la part majoritaire du ruissellement qui prédomine au moment de son passage. En surface, le nombre de cellules saturées augmente plus rapidement dans cette simulation étant donné que la subsurface est saturée instantanément. Les cellules saturées ont alors un signal semblable à celui de la pluie.

Neutralisation de la couche profonde

C'est la couche profonde qui est maintenant neutralisée par une profondeur de 1 mm. La comparaison de la simulation 3 sur les Figures 1-4 (a) et (d) apporte les mêmes constats que lors de la neutralisation de la couche de surface. Ces deux couches ont des comportements qui peuvent se compenser. Leur différenciation doit se faire à travers leur perméabilité horizontale.

Neutralisation des deux couches de sols

La simulation 4 dans laquelle les deux compartiments de sols sont neutralisés, renforce les constats précédents, en cumulant conjointement le comportement des deux compartiments de sols. L'ensemble de ces tests a également été effectué sur les événements de novembre 2005, décembre 2003 et mars 2011. Leur analyse confirme les conclusions sur les interactions entre ces trois compartiments.

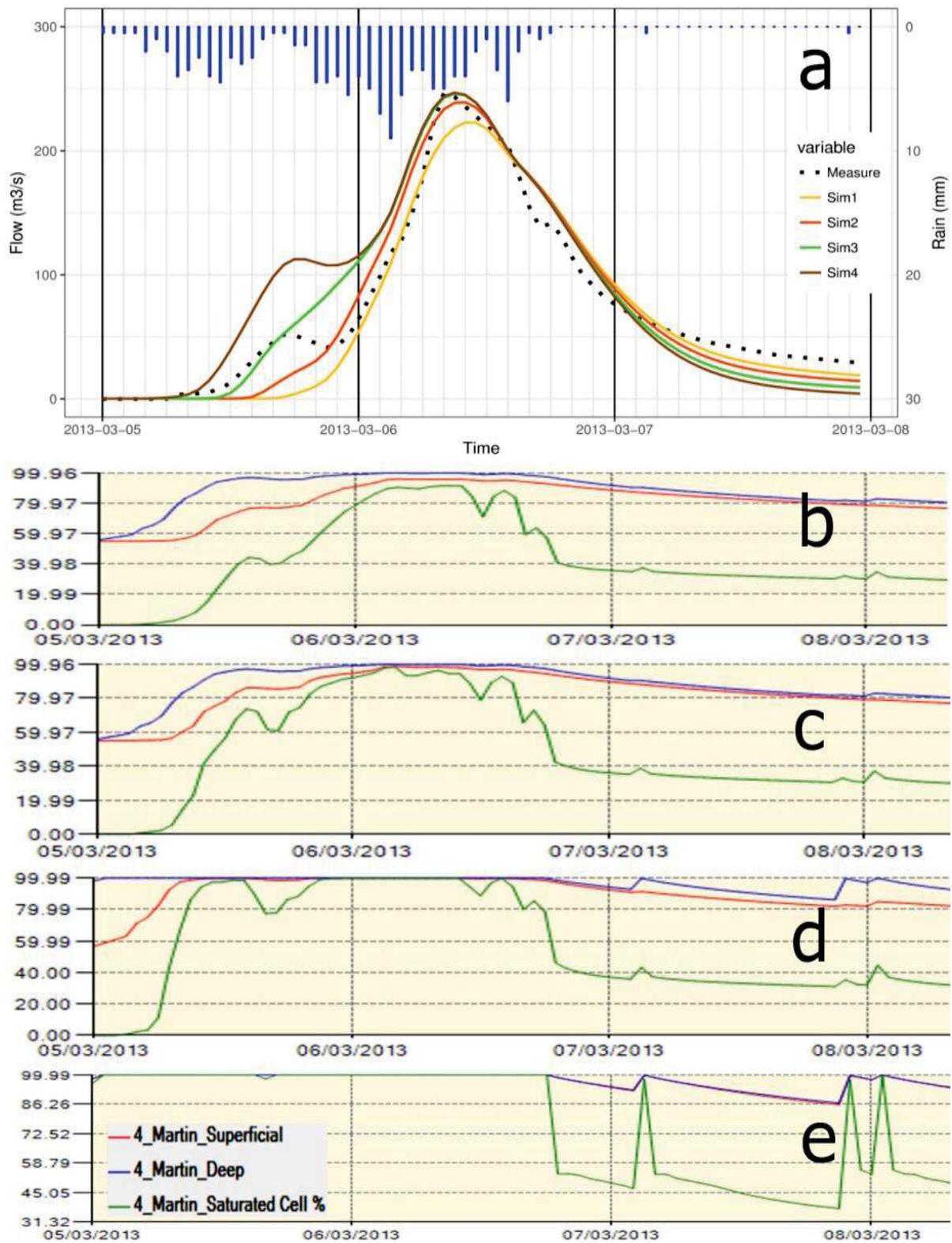


Figure 0-4: Interaction entre la surface et les deux couches de sols. La figure « a » correspond à l'hydrogramme observé (trait pointillé noir) et aux hydrogrammes simulés (traits plein colorés) de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits. Sim1 a les deux couches de sols actives, Sim2 a la couche de subsurface neutralisée, Sim3 a la couche profonde neutralisée et Sim4 a les deux couches de sols neutralisées. Le hétérogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les figures « b », « c », « d », « e » montrent l'évolution de l'humidité du sol pour les quatre simulations successivement. La courbe bleue représente le TSAT de la couche profonde, la courbe rouge représente le TSAT de la couche de subsurface et la courbe verte représente le nombre de cellules saturées. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.

1.2.4 Sensibilité à la condition initiale d'humidité du sol.

La Condition Initiale (CI) d'humidité correspond au remplissage du sol avant l'évènement pluvieux. Elle détermine le volume de pluie potentiellement infiltrable. Cette condition est fixée au départ de chaque évènement. Elle constitue le seul paramètre à faire varier en fonction de l'évènement de crue simulé et détermine le TSAT initial des deux compartiments de sols. Sur la Figure 1-5, la CI varie de 0.01 à 0.99 pour l'épisode de mars 2013.

La Figure 1-5 montre que la hausse de la CI entraîne un gonflement de l'hydrogramme sur toute la phase avant le pic de crue.

Ces variations impactent l'hydrogramme pendant la phase de montée de la crue jusqu'à la saturation du sol, et par suite au pic de crue. L'influence de la CI sur la vitesse de saturation du sol engendre une modification du pic de crue. En effet, il faut atteindre la saturation maximale des sols pour que la majeure partie du ruissellement soit générée. C'est peu après ce moment que le pic de crue passe alors par l'exutoire. Enfin, la courbe de décrue n'est nullement affectée par ces variations. En effet, une fois la saturation atteinte et les pluies achevées, l'évolution de l'humidité du sol est uniquement régulée par sa perméabilité latérale (KsH) qui régit sa vitesse de vidange. Ces constats sont en accord avec l'évolution des TSAT des couches de sols ainsi que du nombre de cellules saturées.

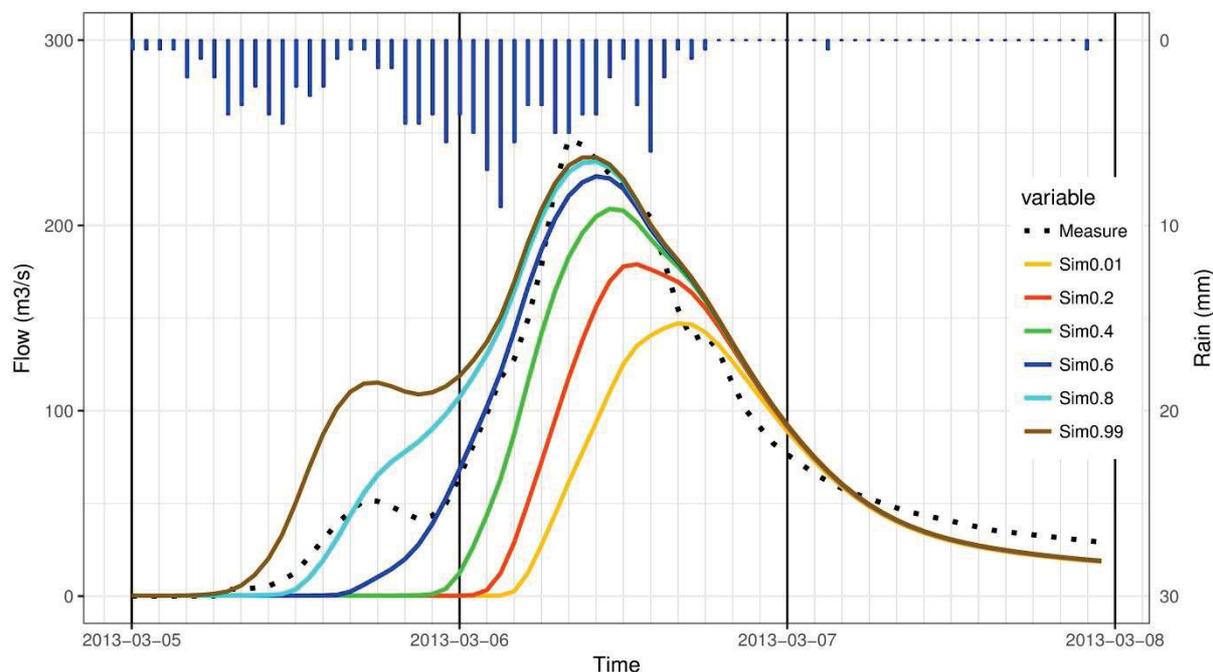


Figure 0-5: Sensibilité à la condition initiale d'humidité du sol. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hétérogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les hydrogrammes des simulations correspondant aux différentes conditions initiales sont en trait plein colorés. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.

1.3 Les paramètres spatialisés et leur sensibilité

Ces paramètres sont intégrés à travers les cartes qui ont été présentés dans la section 2.1 du manuscrit. C'est dans cette partie que des faiblesses du code apparaissent.

1.3.1 Sensibilité des valeurs de perméabilités verticales et horizontales

Dans la configuration actuelle du modèle, la perméabilité verticale (KsV) n'a aucun rôle pour la couche profonde. Des tests la faisant varier de 0 m/s à 1000 m/s n'ont engendré aucune modification de l'hydrogramme ou de l'évolution des TSAT des couches de sols. L'activation de la percolation n'aboutit à aucune modification de l'hydrogramme ou de l'évolution de la saturation des couches de sols. Il semblerait finalement qu'il y ait un bogue dans cette partie du modèle TOPKAPI.

La sensibilité de la perméabilité horizontale a donné des résultats incohérents en lien avec le bogue sur la perméabilité verticale de la couche profonde. Elle n'a donc pas été étudiée plus en profondeur.

1.3.2 Sensibilité de l'épaisseur des couches de sol.

L'épaisseur du sol joue un rôle sur la quantité d'eau stockable par le sol à travers l'infiltration. Sa sensibilité est étudiée ici en conservant un KsH équivalent pour les deux couches de sols, ainsi que les valeurs de porosité mesurées sur le terrain.

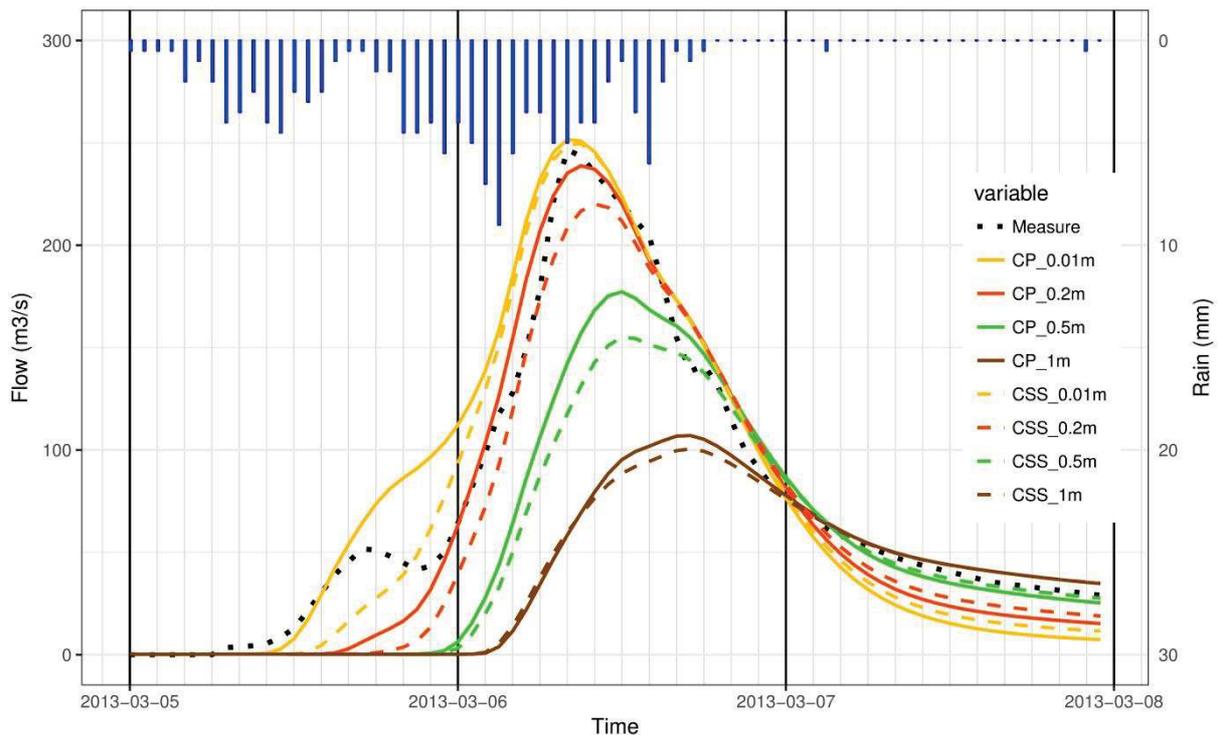


Figure 0-6: Sensibilité de la profondeur des couches de sols. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hétérogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les lignes colorées correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différentes profondeurs de sols pour la couche profonde « CP » et pour la couche de subsurface « CSS ». La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.

La Figure 1-6 présente les hydrogrammes simulés pour les différentes épaisseurs de sols attribuées soit à la couche profonde, soit à la couche de subsurface. L'épaisseur du sol a un

impact important sur les hydrogrammes. En effet, l'augmentation de la profondeur de l'une ou l'autre des couches de sols entraîne une importante diminution du pic de crue, un retard du départ de crue et un soutien à la décrue beaucoup plus important. Comme établi lors des analyses précédentes, le retard de crue est toujours lié à une saturation tardive liée à une plus grande capacité de stockage dans le sol. L'impact sur le pic de crue est aussi la conséquence d'un volume moindre de pluie participant à la production de ruissellement. Enfin, le volume stocké dans le sol est restitué au cours d'eau pendant la décrue, expliquant ainsi pourquoi lorsque la profondeur augmente, le débit restitué en décrue également.

L'analyse des TSATs montre que les variations de l'épaisseur de la couche de subsurface n'ont aucun impact sur la forme et le temps de remplissage de la courbe du TSAT de la couche profonde. Un temps de parcours de l'eau d'infiltration sur une distance de 1m est pourtant différent du temps de parcours d'une distance de 0.01m. Cela témoigne une fois de plus de l'impact nul de la valeur de KsV sur l'infiltration de l'eau. Le fonctionnement correspond plutôt à l'équivalent d'un tube de transfert rapide entre la surface et l'entrée de la couche profonde.

1.3.3 Sensibilité de la porosité

La porosité du milieu définit le volume disponible pour l'eau d'infiltration pour chaque unité de profondeur. Dans ce modèle, elle est traduite par deux ratios (entre 0 et 1) qui expriment le volume d'eau par rapport au volume total de sol :

- « Theta R » représente la capacité au champ de chaque unité spatiale de sol, c'est-à-dire la quantité d'eau qu'il contient une fois l'eau gravitaire écoulé. Cela correspond à l'état « sec » du sol ;
- « Theta S » représente l'humidité à saturation du sol, c'est-à-dire la quantité d'eau qu'il contient lorsqu'il est saturé.

La différence de ces deux ratios permet d'estimer le volume disponible pour l'eau par type de sol. Par contre, pour chaque événement, ce volume peut varier en fonction de la CI qui définit le taux de remplissage du volume disponible. La sensibilité de ces paramètres est établie directement pour la différence de ces deux ratios (Figure 1-7).

L'impact de la différence de porosités sur l'hydrogramme simulé est tout à fait en accord avec le fonctionnement établi précédemment. De manière globale, plus l'écart est grand, plus le volume stocké par le sol est important. La conséquence est un départ de crue retardé et un pic de crue diminué. Le comportement est proche de celui de la CI (Figure 1-5). Cependant, ils se différencient par le soutien à la décrue. En effet, la CI n'a aucun impact sur la phase après le pic de crue. La porosité disponible régit aussi le volume d'eau dans le sol qui pourra être transféré vers le cours d'eau après la phase de ruissellement. Ainsi, lorsqu'elle augmente, le soutien à la décrue est plus important (Figure 1-7).

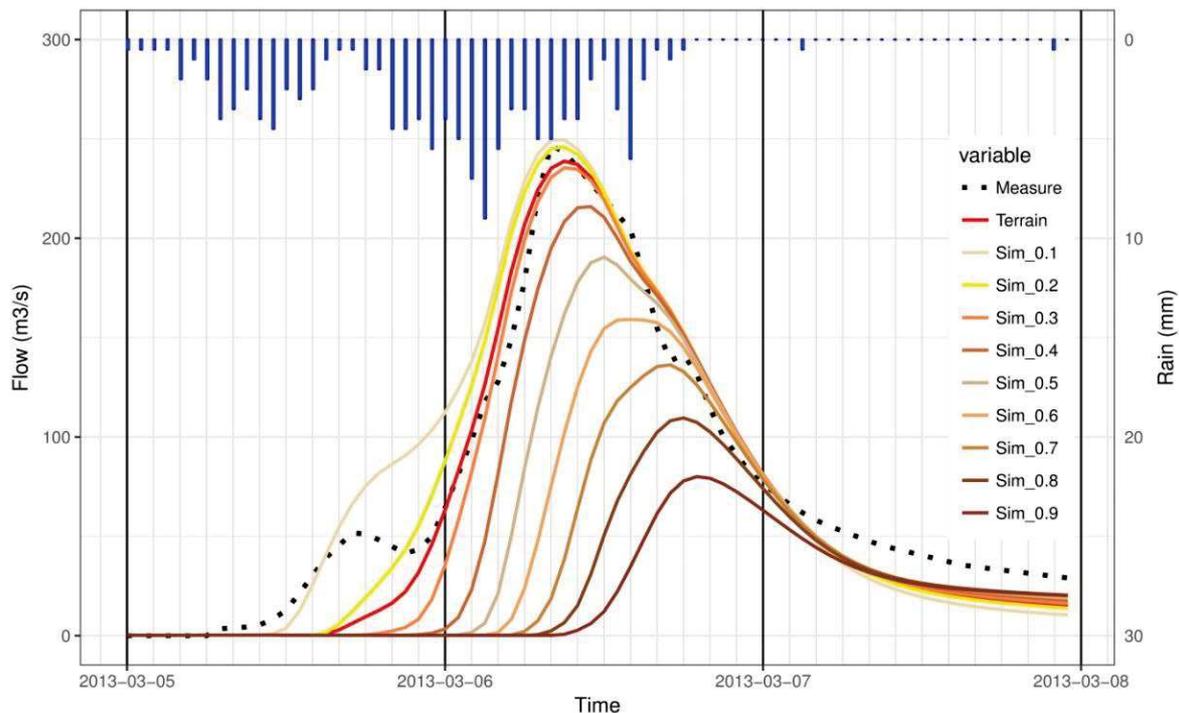


Figure 0-7 : Sensibilité de la différence de porosité entre la capacité au champ et l'humidité à saturation. L'hydrogramme observé de la crue de mars 2013 à la station de Saint Martin des Puits est en pointillé noir. Le hétérogramme correspondant pour la station de Bouisse est tracé avec les barres bleues. Les lignes colorées correspondent aux hydrogrammes simulés, pour différents écarts de porosités. La simulation « Terrain » correspond aux valeurs mesurées sur le terrain. La grille verticale majeure représente les jours et la grille mineure représente des pas de temps de 2 heures.

D'un point de vue physique, la porosité n'est pas reliée à la perméabilité. En effet, si les pores sont déconnectés dans le sol, leur nombre n'influe pas sur la vitesse de transfert de l'eau verticale ou horizontale. Cependant, dans un cas où la porosité disponible serait de 90%, il est évident qu'elle influence la perméabilité. Dans ce modèle, le transfert latéral reste régi par la perméabilité horizontale. L'analyse des TSATs des couches de sols montre que cette vitesse de désaturation reste constante malgré les variations de porosités. Plus simplement, cela signifie que le volume augmente car la surface interstitielle est plus importante pour une épaisseur de sol constante. La vitesse latérale de l'eau n'est par contre pas modifiée puisqu'il n'y a pas de correction de la perméabilité horizontale par la porosité disponible.

1.3.4 Activation de la fonction Green & Ampt dans les couches de sols.

Green & Ampt est une formule d'infiltration activable dans TOPKAPI-X pour la couche de subsurface. La formule de Green & Ampt repose sur l'équation de Darcy (Borrell-Estupina, 2004) et pourrait résoudre les problèmes liés à l'absence de prise en compte de la perméabilité verticale dans les couches de sols, ou du moins pour la couche de subsurface. Ce concept d'infiltration diffère du concept de base par l'idée que la couche de subsurface se saturerait d'abord par le haut de la couche, puis descendrait progressivement selon un front d'humectation régi par le paramètre Psi. Dans ce cas :

- Le ruissellement de surface devrait se déclencher plus rapidement que précédemment ;
- La profondeur de la subsurface aurait une importance capitale pour le remplissage de la couche profonde ;

- L'infiltration serait plus rapide en début d'épisodes lorsqu'elle associe la perméabilité verticale à la force de succion du sol nouvellement paramétrée.

L'activation du modèle d'infiltration Green & Ampt dans TOPKAPI-X ne modifie pas l'hydrogramme simulé et ce malgré des valeurs aberrantes de K_sV (1000 m/s) ou de Ψ (1000m).

1.3.5 Conclusion sur les analyses de sensibilités

L'effet des variations de nombreux paramètres sont similaires. Ce constat permet de considérer qu'une diminution des paramètres peut être envisagée par la suite, réduisant ainsi les risques d'équifinalités. En effet, comme décrit dans Garambois et al. (2015), la complexité et le nombre de paramètres des modèles hydrologiques rendent difficile l'obtention d'un unique jeu de paramètres optimal, favorisant le risque d'équifinalité.

Les paramètres mesurés sur le terrain peuvent être en partie intégrés dans le modèle, apportant un caractère physique à la modélisation des événements de crues. Cependant, il est surprenant de constater que la perméabilité verticale n'a pas d'influence sur les simulations, malgré sa présence dans le panel de paramètres à configurer. Ce même constat peut être fait lorsque l'on active la percolation ou encore le modèle d'infiltration de Green & Ampt.

Un problème dans le code du nouveau modèle TOPKAPI-X semble expliquer ces incohérences. En effet, rien dans les analyses de sensibilités des anciennes versions de TOPKAPI (Liu et Todini, 2002) ne laisse apparaître ces comportements. D'autre part, ces problèmes portent sur la seconde couche de sol, précisément celle qui a été ajoutée lors de la mise en place de cette nouvelle version.

1.4 Mise en place du modèle TOPKAPI-X sur l'Orbieu

Après des échanges avec les développeurs, des corrections relatives aux limites présentées dans la section 1.3.5 sont en cours. En l'état, nous avons décidé d'effectuer un calage en considérant le modèle TOPKAPI-X sous sa configuration originelle, c'est-à-dire comme TOPKAPI. **Nous avons désactivé la seconde couche de sol et la percolation, puis nous avons vérifié que les perméabilités étaient actives pour la première couche de sol restant. Cette version a été approuvée et ne présente pas de bogue.**

Etant donné les forts risques d'équifinalité qui ressortent de l'analyse de sensibilité et le caractère très physique voulu pour ce modèle, une prédétermination des paramètres avec le maximum de données disponibles du terrain et de la bibliographie sont réalisées.

Pour la phase de calage, un seul coefficient multiplicateur de correction est appliqué à certains paramètres spatialisés comme préconisés dans de nombreuses études (Bandaragoda et al., 2004 ; Francés et al., 2007 ; Garambois et al., 2015 ; Roux et al., 2011).

1.4.1 Prédétermination des paramètres

Chaque zone définie sur la carte des sols présentée sur la Figure 3-10 du manuscrit, se voit attribuer une valeur de perméabilité verticale K_sV (m/s), de capacité au champ Theta R et d'humidité à saturation Theta S correspondants aux valeurs mesurées sur le terrain et présentées dans le Tableau 3-2 du manuscrit.

La perméabilité horizontale K_sH est considérée égale à la perméabilité verticale. En effet, cette valeur de perméabilité est estimée à travers un test de Beerkan (section 3.1.5 du manuscrit) qui ne permet pas de distinguer la part verticale de la part horizontale. La mesure ponctuelle de ces perméabilités est ensuite appliquée à l'ensemble de la zone de sols. Cette interpolation d'une mesure ponctuelle à une grande aire implique des incertitudes, mais c'est une méthode qui a déjà été utilisée pour ce type de problématique (Braud et al., 2003). Par ailleurs, malgré l'erreur sur la valeur absolue de perméabilité, l'information de sa variabilité spatiale dans l'ensemble du bassin nous semble une information très riche pour cette approche physique de modélisation.

D'autres paramètres appelés « Exp H » et « Exp V » sont calés en fonction des valeurs conseillées par le Pr. Todini. En effet, il nous a indiqué que ces paramètres sont liés à la stabilité numérique du modèle et n'ont pas de rôle sur la physique du modèle.

Les coefficients de Manning-Strickler représentant la rugosité de chaque ODS sont fixés tels que dans les études Liu et al. (2005).

Le réseau de drainage est établi selon les préconisations présentées en section 5.3.2.1. La forme du cours d'eau et l'angle du lit pour les différents ordres de Strahler, sont établis à partir des observations sur le terrain (voir section 3.1.7 du manuscrit).

1.4.2 Calage du modèle

Lorsque tous les paramètres prédéterminés ont été intégrés au modèle, le calage est réalisé sur les quatre épisodes choisis pour le modèle conceptuel. Ce calage est constitué de deux étapes simples.

Une profondeur de sol commune pour l'ensemble des zones de sol est choisie dans une gamme entre 0 et 1 mètre (Liu et al., 2005). Puis, la CI est calée pour chacun des épisodes de calage. Cette opération est itérée jusqu'à ce que la profondeur de sol soit suffisante pour avoir une CI optimale pour chaque épisode. Le résultat de ce calage est présenté dans le Tableau 1-1.

Tableau 0-1 : Simulation des épisodes de calage du modèle TOPKAPI-X à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.

N°	Episodes	Profondeur (m)	CI	NSE	Coefficient de corrélation
1	mars-11	0.7	0.8	0.75	0.90
2	nov-11	0.7	0.5	0.79	0.92
3	mars-13	0.7	0.65	0.96	0.99
4	nov-11	0.7	0.01	0.85	0.92
			Moyenne	0.84	0.93

Les épisodes de calage ont une alternance d'épisodes en automne et au printemps qui engendre des conditions initiales respectivement sèches et humides. Dans ces conditions, le calage du modèle aboutit à un NSE moyen de 0.84 et un coefficient de corrélation moyen de 0.93. Ces résultats sont satisfaisants et nous permettent de passer à la phase de validation.

1.4.3 Validation du modèle

Pour la validation du modèle, la même stratégie que pour le modèle conceptuel a dû être adoptée. Etant donné le nombre insuffisant d'épisodes de calage pour établir une corrélation, les conditions initiales de ces épisodes sont d'abord calées en maintenant la profondeur de sol provenant du calage. Le résultat de cette étape de validation est présenté dans le Tableau 1-2.

Tableau 0-2 : Simulation des épisodes de validation du modèle TOPKAPI-X à la station hydrologique de Luc-sur-Orbieu.

N°	Episodes	Profondeur (m)	CI	NSE	Coefficient de corrélation
5	févr-05	0.7	0.4	0.37	0.87
6	oct-05	0.7	0.5	0.72	0.91
7	nov-05	0.7	0.1	0.87	0.93
8	févr-06	0.7	0.55	0.84	0.94
9	nov-10	0.7	0.01	0.46	0.90
10	févr-17	0.7	0.57	0.96	0.98
			Moyenne	0.70	0.91

Cette première étape de validation aboutit à des résultats plus variables au sein des épisodes de validation. L'épisode de février 2005 et de novembre 2010 correspondent à des crues multiples, ce qui peut expliquer la difficulté du modèle à les simuler. Le NSE moyen de ces épisodes est de 0.70 et le coefficient de corrélation de 0.91. Ces résultats nous ont permis de passer à la seconde étape de validation qui consiste à établir une corrélation entre les conditions initiales des épisodes de calage/validation et une variable d'état. Pour cette étape, seul le débit mesuré à Luc-sur-Orbieu est utilisé, car nous voulons préserver le caractère physique de ce modèle. La Figure 1-8 présente la corrélation logarithmique établie entre les conditions initiales de

l'ensemble des épisodes et le débit de base qui couvre 58 % de la variance. Une corrélation linéaire a aussi été testée, mais ne couvre qu'une part moindre de la variabilité.

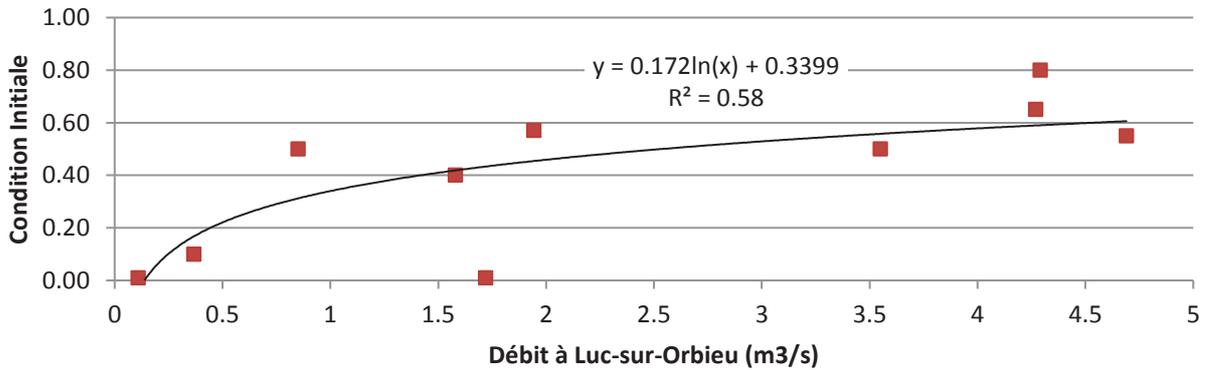


Figure 0-8 : Corrélation entre la condition initiale de TOPKAPI-X et le débit à la station de Luc sur Orbieu (m3/s). La droite représente la courbe de tendance logarithmique associée à cette corrélation. L'équation de la droite et la variance expliquée R^2 sont affichées en haut à droite.

Une estimation de la CI de chaque épisode est faite à partir de cette corrélation. Le résidu, correspondant à la différence entre la CI calée et la CI estimée à partir de la corrélation, est présenté sur la Figure 1-9. Certaines valeurs de résidu sont importantes, comme pour les épisodes 1 et 4. Leur impact sur la simulation est évalué à travers un test d'initialisation.

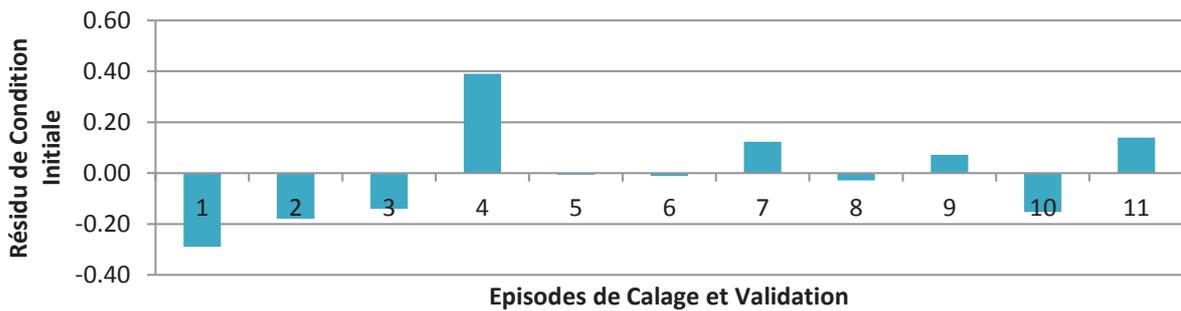


Figure 1-9 : Histogramme des résidus de prédictions du déficit initial S des 10 événements de calage et validation en fonction de la corrélation établie avec le débit de base à Luc-sur-Orbieu. La valeur du 11ème histogramme correspond à la moyenne des résidus.

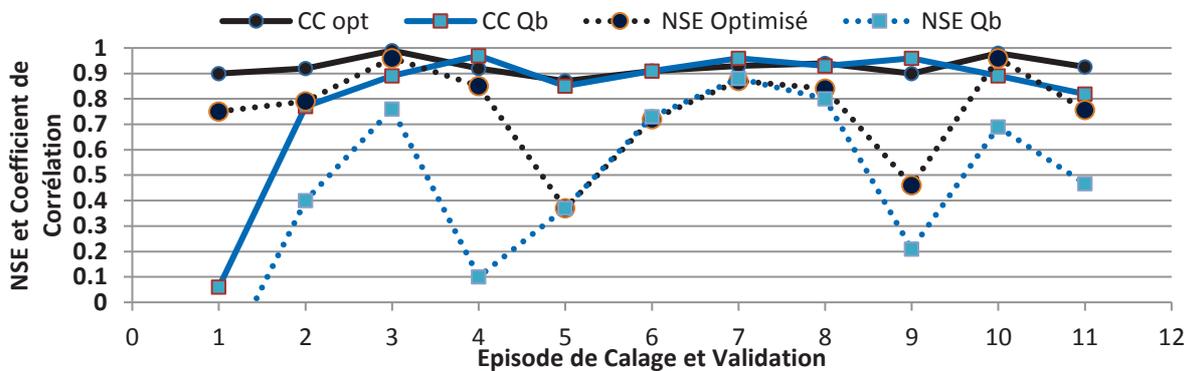


Figure 1-10 : Comparaison des critères de performances NSE et Coefficient de Corrélation, des tests d'initialisation des épisodes de calage et validation avec la CI optimisée, et ceux estimés avec la CI estimée à partir de la corrélation. Les valeurs des 11èmes correspondent aux moyennes des épisodes.

La Figure 1-10 présente un test d'initialisation des 10 épisodes simulés avec la CI estimée. Les coefficients de corrélation sont peu dégradés par le test d'initialisation. Par contre, le NSE est

fortement dégradé pour certains épisodes comme le 1 et le 4. Cela correspond aux deux épisodes identifiés avec un important résidu. Cela démontre ainsi la faiblesse de cette corrélation pour ces épisodes. En moyenne, le NSE des épisodes aboutit à 0.46. Cette valeur est peu satisfaisante et indique une faible capacité du modèle à reproduire les crues de différentes gammes d'intensités.

1.5 Conclusion et discussion

La mise en place du modèle TOPKAPI-X sur le bassin de l'Orbieu a été réalisée dans des conditions particulières. Après une longue prise en main du modèle, l'analyse de sensibilité a révélé des faiblesses sur cette version. En effet TOPKAPI-X est une nouvelle version de TOPKAPI (Liu et Todini, 2002). Cependant, elle n'avait pas encore été publiée, ni suffisamment testée. La prise en compte de ces corrections n'a donc pas pu être réalisée dans le cadre de notre calendrier de thèse. Dans ces conditions, un choix simple et parcimonieux a été fait afin d'aboutir à la méthode développée dans ces travaux.

Les performances du modèle dans ces conditions ne sont pas optimales. Par contre, le modèle conserve au mieux son caractère physique. Cela lui permet de jouer son rôle dans la problématique générale de ce chapitre, à savoir la différence de l'évaluation de l'impact des pluies futurisées entre un modèle hydrologique conceptuel et un modèle hydrologique à base physique.

L'amélioration de ce modèle pourrait être mise en place à travers l'affinement de certains paramètres identifiés lors de l'analyse de sensibilité et du calage du modèle.

La condition initiale est homogène sur l'ensemble du bassin, or les différences géologiques et pédologiques identifiées dans la section 3.1.5 du manuscrit montrent que la vidange des sols doit être différente selon les zones. Pour pallier à cela, une stratégie consisterait à simuler TOPKAPI-X pendant une période sans pluie en démarrant avec un sol totalement saturé. Le sol se vidangerait petit à petit selon les différentes perméabilités établies sur chaque zone. Le modèle permettrait alors d'enregistrer des fichiers de l'état de saturation du sol à différents pas de temps. Divers fichiers pourraient ainsi être créés pour des valeurs de conditions initiales moyennes sur le bassin 0.9, puis 0.8 et ainsi de suite. Cette valeur moyenne du bassin traduirait la variabilité spatiale de cette condition initiale dans le bassin. Pour cet exercice, les processus naturels et anthropiques intervenant dans le fonctionnement du bassin hors crue devraient alors être pris en compte et calés (évapotranspiration et prélèvements par exemple).

La profondeur de sol pourrait être calée par sous-bassin versant à partir des stations hydrologiques disponibles. En effet, la station hydrologique de Lagrasse marque une transition entre l'aval et les gorges de l'Orbieu avec des sols peu épais en amont. La station de Luc-sur-Orbieu permettrait de caler les plaines argileuses qui constituent son sous-bassin versant jusqu'à Lagrasse. Finalement, la station de Villedaigne permettrait de caler une épaisseur plus faible pour le plateau des Corbières à l'Est. En effet, l'analyse de certaines crues et les témoignages de la population locale montrent que la réaction de ce sous-bassin versant est particulièrement rapide (voir section 3.1.4 du manuscrit). Cela traduit une faible infiltration déclenchant un ruissellement rapide. Toutefois, la prise en compte de cette dynamique entre classes nécessiterait de plus amples investigations.

L'occupation du sol n'est pas le facteur le plus sensible du modèle. Elle joue néanmoins sur la vitesse de ruissellement et donc sur l'instant d'arrivée du pic de crue à l'exutoire. Une distinction existe entre les épisodes d'automne et les épisodes de printemps. En automne, les crues simulées ont du retard par rapport à l'observation. Au printemps, elles ont de l'avance. L'influence de la végétation dans une région majoritairement couverte de forêts et marquée par de fortes périodes de sécheresse estivales pourrait expliquer ce phénomène. En automne, la végétation serait peu développée à cause de la sécheresse estivale, et la rugosité des sols en serait alors réduite. Au printemps, la végétation est plus dense grâce aux pluies hivernales, ralentissant les écoulements. TOPKAPI-X permet de mettre des facteurs de correction de la rugosité en fonction des mois. Il serait donc judicieux de réduire la rugosité pour les simulations en automne et de l'augmenter pour les simulations au printemps.

Le comportement du karst du Mouthoumet est étudié par le SMMAR actuellement. Pour le moment, l'hypothèse que le SMMAR émet est qu'il serait négligeable pour les crues majeures mais qu'il pourrait avoir un rôle pour les crues moyennes. La contribution des eaux souterraines du karst lors de ces crues pourrait être quantifiée à travers une méthode développée par Raynaud et al. (2015). Elle consiste à prélever des échantillons d'eau dans la rivière. Ces prélèvements sont faits à différentes hauteurs pendant une crue pour en analyser la signature chimique en carbonates. Une loi de mélange permet alors de quantifier la part provenant de la surface de celle provenant du karst (riche en carbonates). Ces travaux développés dans le bassin versant du Lez (34) ont montré que la contribution du karst ressemblerait plutôt à une réponse rapide qu'à la vidange d'un réservoir. Cette méthode a été implantée dans le bassin versant de l'Orbieu en divers points. Certaines crues ont pu être prélevées permettant de commencer à caractériser le karst du Mouthoumet. Si sa contribution était démontrée et quantifiée, TOPKAPI-X permettrait d'intégrer un apport à l'amont du bassin dans les simulations. Cet apport correspondrait à la part du karst, et viendrait s'ajouter au ruissellement de surface concentré dans le cours d'eau.

2. Comparaison de l'impact hydrologique des pluies futurisées selon l'approche de modélisation

Une comparaison des impacts hydrologiques des pluies futurisées sur le bassin versant de l'Orbieu est présentée ci-après à travers deux approches de modélisation. L'approche de modélisation conceptuelle est traduite par les simulations du modèle SCS-LR mis en place sous ATHYS (voir section 4.2 du manuscrit), alors que l'approche de modélisation à base physique provient des simulations de TOPKAPI-X (voir section 1).

Cette comparaison se limite à quelques analyses qualitatives. Elle ne peut aboutir à la comparaison statistique de la réponse au CC des crues du bassin de l'Orbieu comme présentée en section 5.3.3. En effet, les performances des simulations de TOPKAPI-X lors des phases de calage et de validation ne sont pas suffisantes pour envisager une étude d'impact robuste avec ce modèle. Cependant, une analyse qualitative de certains épisodes permet de caractériser certaines différences entre la réponse hydrologique à une même pluie futurisée dans un premier temps, et en fonction des variations de la condition initiale dans un second temps.

2.1 Impact des pluies futurisées

La comparaison des réponses hydrologiques en fonction des modèles (ATHYS ou TOPKAPI-X) est réalisée pour le scénario RCP8.5 à l'horizon 2071-2100 (noté R2H3). Les pluies futurisées par l'ensemble des RCMs (voir Chapitre 3 du manuscrit) sont appliquées aux deux modèles hydrologiques. Dans ce cas, la condition initiale issue du calage est appliquée selon l'épisode pour la simulation passée et future. Les autres paramètres des modèles sont supposés stationnaires entre la période passée de calage et cet horizon futur.

La Figure 2-1 montre les réponses hydrologiques des modèles ATHYS et TOPKAPI-X aux pluies simulées passées, puis futurisées, de l'épisode automnal de novembre 2014. Concernant la simulation de référence (en pointillés noirs sur la Figure 2-1), la réponse hydrologique à la pluie passée de novembre 2014 est différente selon les deux modèles. Pour ATHYS, l'hydrogramme est plus aplati et centré sur le pic de crue. Pour TOPKAPI-X, l'hydrogramme est plus resserré, avec une montée de crue rapide qui contraste avec une décrue plus lente.

Concernant les réponses aux pluies futurisées, les hydrogrammes de crues présentent des valeurs de débits supérieures ou inférieures aux valeurs des débits de référence. Pour les deux modèles, la tendance correspond plutôt à une augmentation des amplitudes des hydrogrammes. Pour ATHYS, le changement des hydrogrammes correspond à une stricte homothétie verticale, avec les moments de départ et de fin de crue ne variant pas. La vitesse de transfert constante et l'hydrogramme unitaire paramétré dans ce modèle peuvent expliquer ce comportement linéaire. Au sein de de l'intervalle temporel constant de ces crues, le pic de crue et le volume écoulé peuvent doubler.

Pour TOPKAPI-X, seule la fin de la décrue reste inchangée. Pour des pluies plus intenses que l'historique (e.g. mohc_rca4), la forme de l'hydrogramme est modifiée. Le départ de crue est précoce et génère une montée de crue beaucoup plus forte. Le pic de crue peut alors tripler par rapport au pic de crue historique. Son temps de transfert est aussi modifié pouvant anticiper de plus de 3 heures son arrivée à l'exutoire. Pour des pluies plus faibles (e.g. aladin53), l'inverse s'applique, le pic de crue est retardé, et l'hydrogramme se déforme en s'aplatissant.

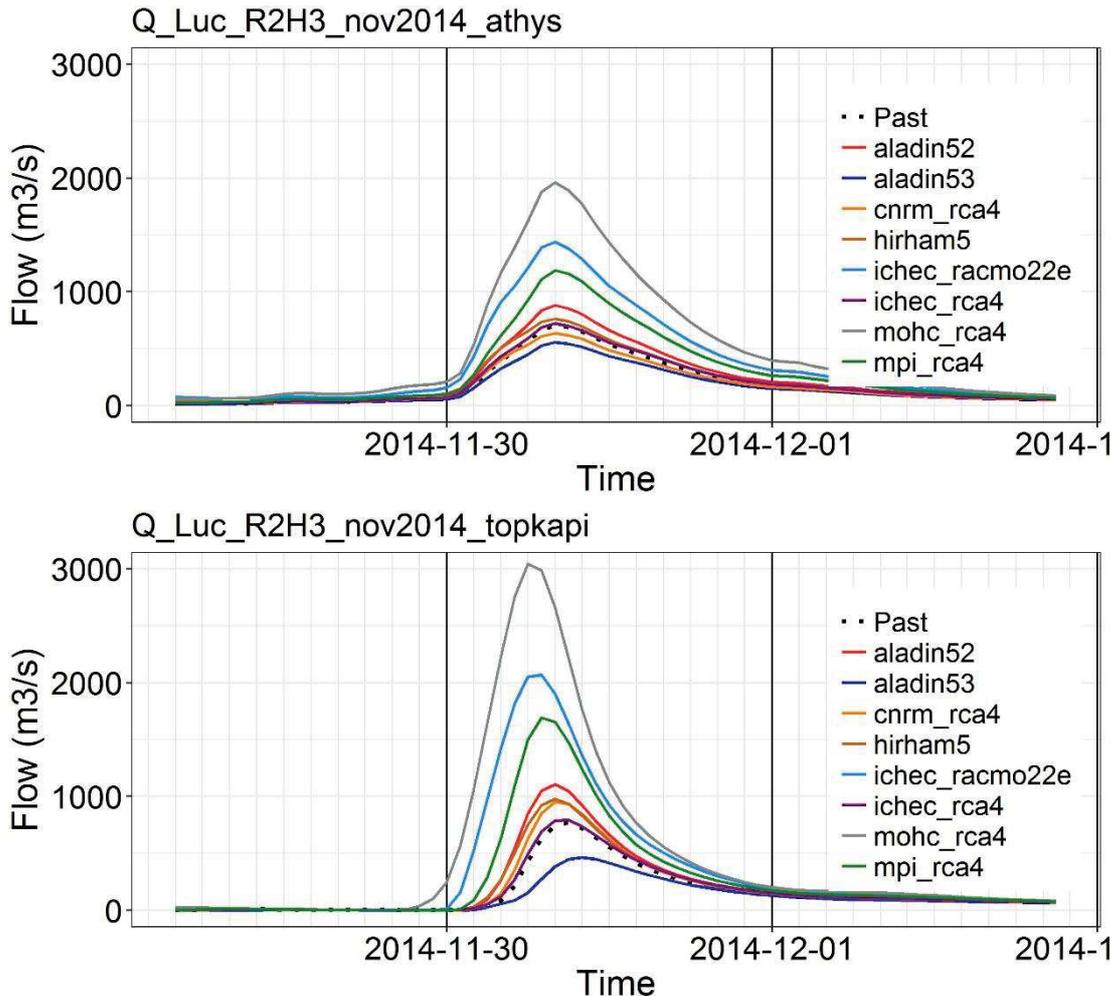


Figure 0-8: Hydrogrammes de crue, en réponse aux pluies de novembre 2014 futurisées par les 8 RCMs, simulés par ATHYS (en haut) et par TOPKAPI-X (en bas). L'hydrogramme en pointillés noirs représente l'hydrogramme simulé pour les pluies historiques.

La différence des simulations de ces deux modèles peut s'expliquer en partie par la fonction de production propre à chacun. Le modèle ATHYS a une fonction de production de type hortonienne. Cela implique que le ruissellement se déclenche dès que l'intensité de pluie dépasse la vitesse d'infiltration. Ainsi, l'intensification des pluies augmente le volume ruisselé, mais ne modifie pas le moment de début du ruissellement.

Le modèle TOPKAPI-X a une fonction de production non linéaire et de type dunnienne. Le ruissellement ne se déclenche que lorsque le sol est entièrement saturé. Ainsi, en fonction de l'intensification de la pluie, la saturation du sol peut être atteinte plus rapidement, déclenchant le ruissellement de surface. Cela explique pourquoi le départ de crue est précoce pour les pluies futurisées les plus intenses. Concernant les pics de crues plus élevés de TOPKAPI-X, ils sont davantage liés à une concentration et un transfert des écoulements plus rapides dus à la paramétrisation des cours d'eau dans le modèle.

Les volumes ruisselés pour ATHYS sont semblables à ceux de TOPKAPI-X, mais l'application d'une unique vitesse d'écoulement en surface à l'ensemble du ruissellement (sur les versants et concentré dans les cours d'eau et ce, quelle que soit la valeur du tirant d'eau qui s'écoule)

ralentit l'arrivée de ce volume à l'exutoire. Le pic de crue est ainsi plus faible avec un hydrogramme plus étalé.

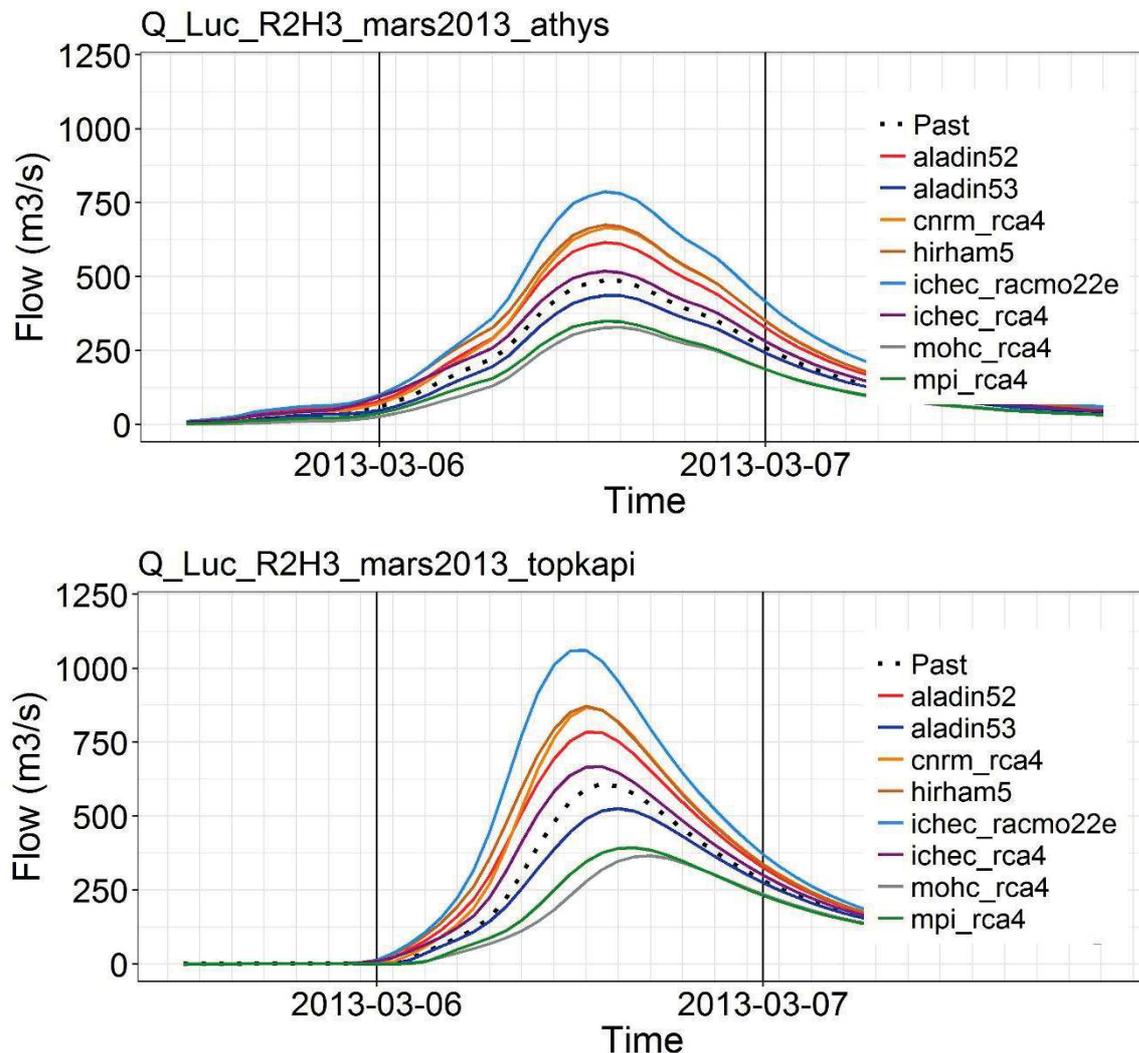


Figure 0-9: Hydrogrammes de crue, en réponse aux pluies de mars 2013 futurisées par les 8 RCMs, simulés par ATHYS (en haut) et par TOPKAPI-X (en bas). L'hydrogramme en pointillés noirs représente l'hydrogramme simulé pour les pluies historiques.

La Figure 2-2 présente le même exercice réalisé pour l'épisode printanier de mars 2013. Les pluies printanières et leur intensification sont souvent moins intenses que les pluies automnales (voir Chapitre 3 du manuscrit), mais peuvent s'étaler sur une plus longue durée. La différence entre le comportement hortonien et dunnien est donc moins marqué pour cet épisode, étant donné qu'il ne présente pas de très fortes intensités de pluies. La longue période de pluies faibles précédant la période de pluies intenses contribue au remplissage du réservoir d'ATHYS ou de la couche souterraine de TOPKAPI-X sans générer de ruissellement de surface. Lorsque les pluies s'intensifient (et déclenchent le ruissellement hortonien), le sol est alors suffisamment gorgé d'eau pour réagir (et déclencher le ruissellement dunnien). Les différences relevées précédemment entre ATHYS et TOPKAPI-X sont toujours présentes mais de façon moins marquée (départ de crue modifié, décalage du pic de crue, déformation de l'hydrogramme).

2.2 Impact des changements d'humidité du sol

Une corrélation robuste entre la variable SWI et la CI de TOPKAPI-X n'a pas pu être établie comme pour ATHYS. Il n'est donc pas possible de comparer quantitativement les réponses hydrologiques de ces deux modèles en fonction des changements futurs d'humidité du sol. Cependant, la CI de TOPKAPI-X correspond à un taux de saturation du sol, qui s'applique à des zones dont le volume à saturation du sol varie selon les mesures faites sur le terrain. Cette CI est donc similaire au SWI. Pour cet exercice, nous faisons donc l'hypothèse que nous pouvons utiliser cette variable (SWI) comme CI du modèle. L'objectif est toujours de définir une simulation de référence par catégories d'humidité du sol, puis de comparer les impacts de leurs variations futures sur la réponse hydrologique. Cependant, la corrélation n'ayant pas pu être établie entre CI et SWI, l'impact des changements d'humidité du sol ne peut être quantifié en termes de débits. Par contre, l'impact du changement de SWI pour une même catégorie statistique d'humidité du sol (voir section 5.3 du manuscrit) peut être décrit qualitativement pour comprendre leur rôle selon la structure du modèle. Le Tableau 2-1 montre les valeurs de SWI qui ont été directement implantées comme CI dans le modèle TOPKAPI pour simuler l'impact des changements d'humidité du sol. Comme constaté dans la section 5.2 du manuscrit, le SWI diminue dans le futur traduisant un assèchement des sols dû à la hausse de la température, et ce, quelle que soit la catégorie observée.

Tableau 0-3 : Valeurs de SWI extraites de la Figure 5-9 et implantées comme CI dans TOPKAPI-X pour simuler les événements de novembre 2014 et mars 2013.

Catégorie d'humidité du sol	nov-14		mars-13	
	Historique	R2H3	Historique	R2H3
Minimum	0.39	0.20	0.64	0.47
Moyen	0.67	0.43	0.85	0.73
Maximum	0.99	0.82	1.00	1.00

La comparaison entre les modèles est faite avec les pluies futurisées les plus intenses pour le scénario R2H3. Ainsi, la pluie de novembre 2014 futurisée par le RCM MOHC-RCA4 est la plus intense (Figure 2-1). En mars 2013, la pluie futurisée par le RCM ICHEC-RACMO22E est choisie (Figure 2-2).

La Figure 2-3 compare les hydrogrammes en réponse aux pluies historiques et futurisées de l'épisode automnal de novembre 2014. Trois catégories statistiques d'humidité du sol sont testées à travers l'utilisation des valeurs de SWI du Tableau 2-1. Les mêmes constats qu'en section 2.1 peuvent être vérifiés sur la forme des hydrogrammes. Concernant, les changements d'humidité du sol, l'impact apparaît plus important avec le modèle ATHYS qu'avec TOPKAPI-X. Dans le modèle TOPKAPI-X, l'écart des simulations hydrologiques pour les trois catégories d'humidité est faible en termes d'impact sur le pic de crue. En effet, les premières pluies contribuent à saturer le sol avant l'arrivée des pluies les plus intenses. A cet instant, tout le volume précipité contribue au ruissellement, et ce pour les trois catégories d'humidité du sol. Pour le modèle ATHYS, le remplissage du réservoir n'est pas complet avant l'arrivée des pluies

les plus intenses. En effet, d'une part l'infiltration est régie par une fonction hortonienne qui limite cette vitesse de remplissage, et d'autre part, le réservoir à une fonction de vidange qui réduit transfère une part du volume vers le ruissellement tout le long de la simulation. Lorsque les pluies s'intensifient, il reste un volume disponible dans le réservoir qui permet l'infiltration d'une partie du volume précipité, et ce, d'autant plus que l'humidité initiale est faible (HIST_min et R2H3_min). Il en résulte un écart de volume et de pic de crue beaucoup plus important entre les catégories d'humidité du sol.

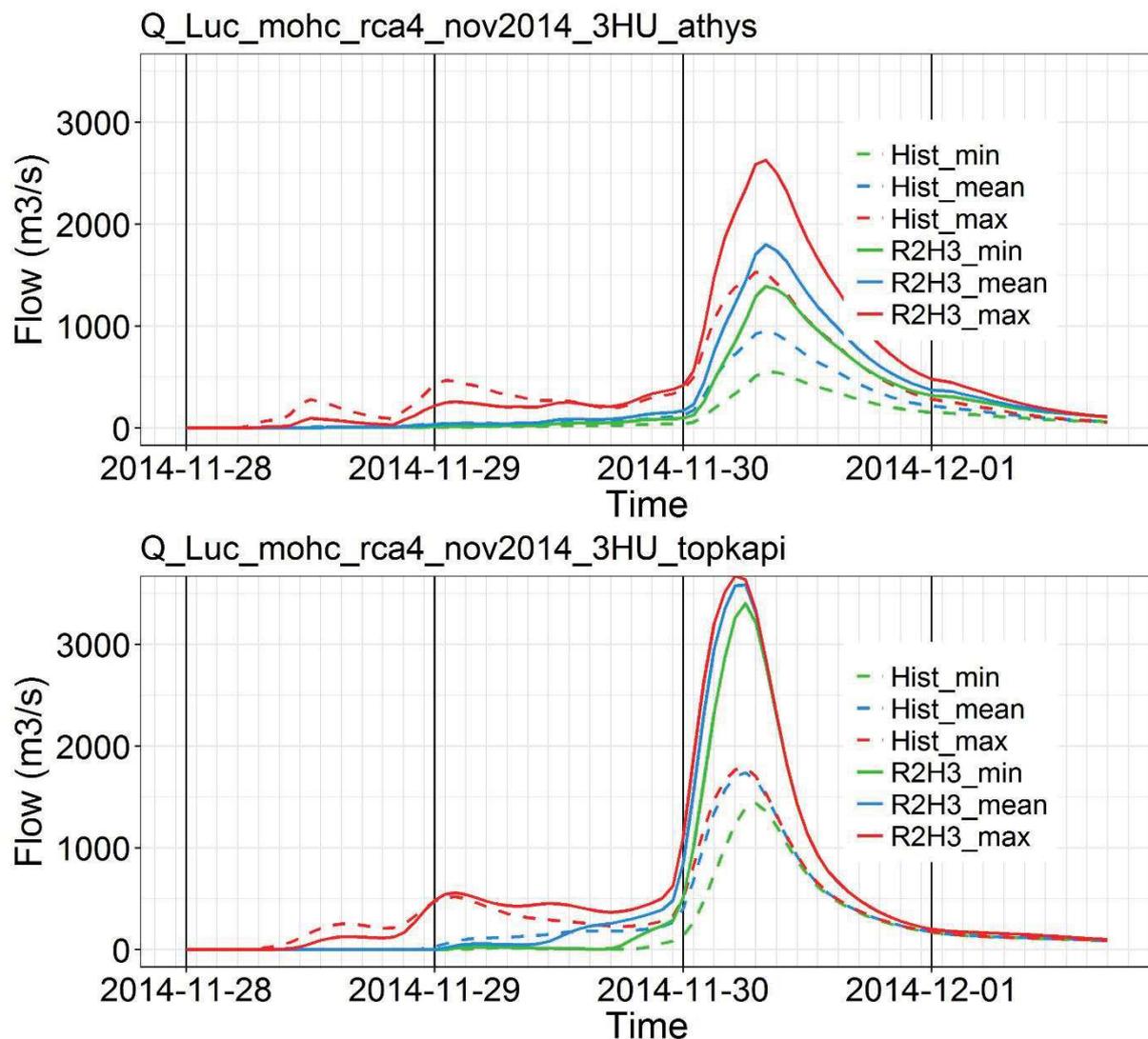


Figure 0-10: Hydrogrammes de crues en réponse à la pluie historique de novembre 2014 selon les trois catégories d'humidité du sol (lignes tiretées). Idem pour la pluie futurisée par MOHC-RCA4. La figure du haut montre la réponse hydrologique selon le modèle ATHYS et la figure du bas selon TOPKAPI-X.

Le même exercice est réalisé pour l'évènement printanier de mars 2013. Cette fois les écarts de SWI sont moins importants (voir Tableau 2-1). En effet, comme décrit dans la section 5.2.3 du manuscrit, les sols sont déjà fortement humides à la sortie de l'hiver. Les hydrogrammes de ces simulations sont présentés sur la Figure 2-4. Le changement d'humidité du sol va jouer un rôle plus important dans ce cas.

Pour la catégorie d'humidité du sol maximale, les réservoirs et couches de sols des modèles sont considérés saturés pour la simulation passée et future. La CI ne variant pas, la différence

entre les hydrogrammes historique et future est uniquement due à l'intensification des pluies futurisées par le RCM ICHEC-RACMO22E. Le changement des premières pluies est faible, ce qui favorise le déclenchement du ruissellement simultané pour la simulation passée et futures. Pour les autres catégories d'humidité du sol, les montées de crues passées et futures se croisent.

Pour les catégories d'humidité initiale moyenne et minimale, le sol s'assèche dans la simulation future. La conséquence en termes de réponse hydrologique est différente selon le modèle. Pour ATHYS, l'infiltration se poursuivant tout le long de l'évènement comme décrit précédemment, l'assèchement du sol compense la faible intensification des pluies printanières. Pour la catégorie minimum cela aboutit à une très faible amplification de la crue. Pour TOPKAPI-X, l'assèchement du sol ne fait que retarder le moment de saturation. Une fois ce seuil atteint, tout le volume ruisselé participe au ruissellement. L'intensification de la pluie impacte alors fortement l'hydrogramme et engendre, même pour la catégorie minimale d'humidité du sol, une amplification importante de la crue.

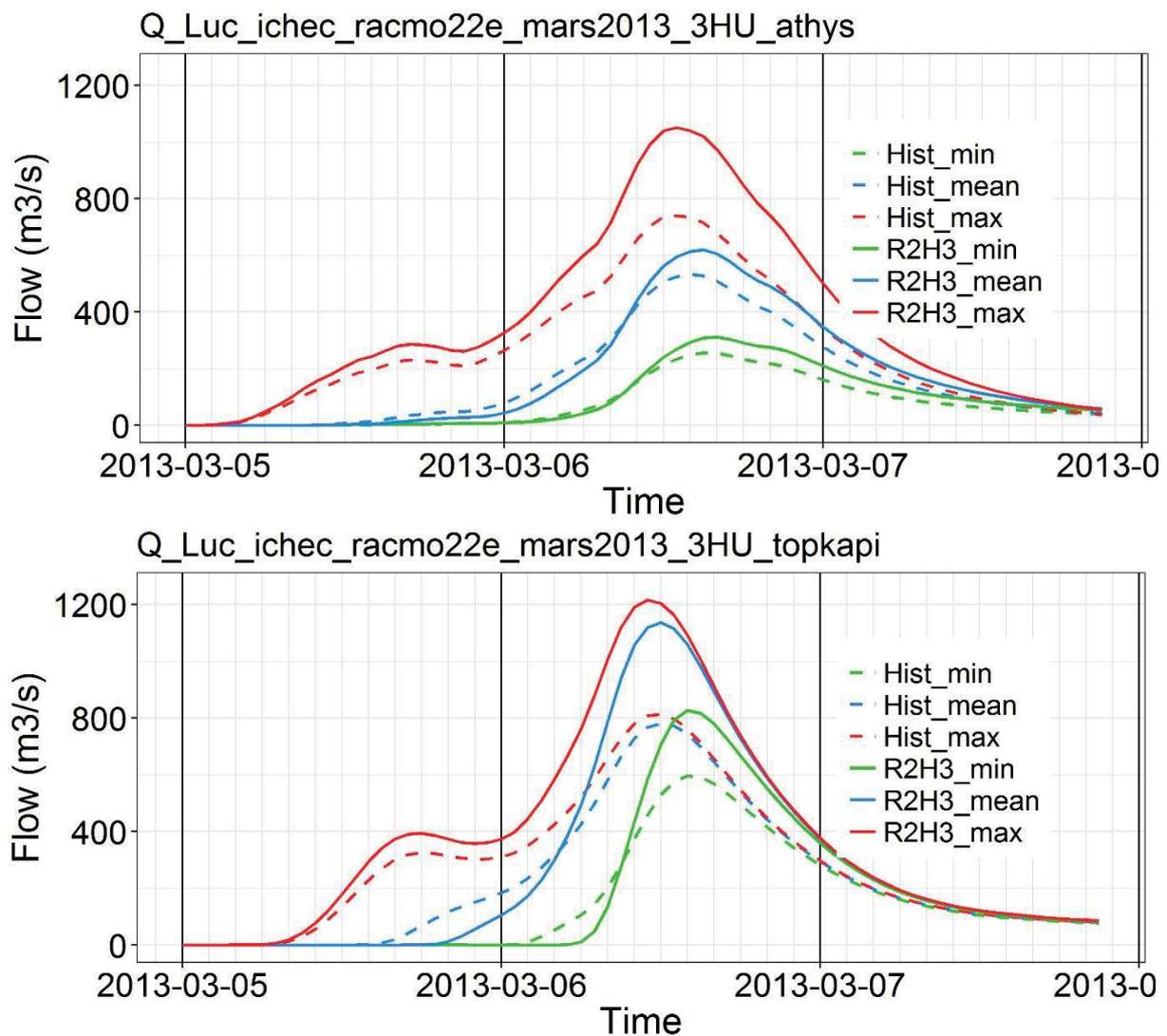


Figure 0-11: Hydrogrammes de crues en réponse à la pluie historique de mars 2013 selon les trois catégories d'humidité du sol (lignes tiretées). Idem pour la pluie futurisée par MOHC-RCA4. La figure du haut montre la réponse hydrologique selon le modèle ATHYS et la figure du bas selon TOPKAPI-X.

2.3 Bilan sur les approches de modélisation hydrologique

La comparaison de l'impact de l'ensemble des pluies futurisées sur les hydrogrammes de crues simulées à travers un modèle conceptuel et un modèle à base physique n'a pas pu être réalisée de manière robuste et quantitative. En effet les performances du modèle à base physique TOPKAPI-X sont insuffisantes pour prétendre modéliser de façon robuste les impacts du CC sur les crues.

Dans cette partie, une analyse qualitative a tout de même été réalisée entre ces deux modèles hydrologiques afin de comprendre l'impact de leur nature différente sur la simulation de pluies futurisées.

Deux éléments principaux ressortent de cette analyse. La vitesse de concentration et de transfert des écoulements varie en fonction du tirant d'eau dans le modèle TOPKAPI-X. Cela permet une représentation numérique plus fiable du processus de propagation des crues plus intenses lorsque la lame d'eau précipitée est importante. Pour des volumes écoulés similaires, le modèle TOPKAPI-X simule un pic de crue plus important que celui simulé par ATHYS, pour lequel la vitesse est maintenue constante pour toutes les crues.

Les fonctions de production dunnienne de TOPKAPI-X et hortonienne d'ATHYS impactent différemment la simulation des crues. Selon la structure de la pluie, l'impact des variations de l'humidité du sol peut être réduit avec TOPKAPI-X. En effet, les premières pluies peuvent suffire à saturer les sols, ce qui déclenche le ruissellement du reste des volumes précipités. Pour ATHYS, ces variations d'humidité du sol ont plus d'impact sur le volume ruisselé et l'intensité du pic de crue. En effet, une part importante des précipitations peut s'infiltrer durant tout l'évènement pluvieux, ce qui réduit l'amplitude de la crue.

Conclusion

Cette annexe a pour but d'initier l'évaluation de l'impact du choix de modélisation hydrologique conceptuelle fait dans la chaîne de futurisation hydroclimatique appliquée au bassin versant de l'Orbieu dans cette thèse. En dépit des approfondissements nécessaires de TOPKAPI-X, la réponse hydrologique aux pluies futurisées est comparée selon une approche de modélisation hydrologique à base physique à travers le modèle TOPKAPI-X, et selon une approche de modélisation conceptuelle avec le modèle SCS-LR sous ATHYS qui a été sélectionnée.

La mise en place du modèle à base physique TOPKAPI-X sur le bassin versant de l'Orbieu s'est avérée difficile. Après une présentation des caractéristiques du modèle, l'analyse de sensibilité de ses paramètres a révélé des faiblesses au sein du code source de ce modèle. La correction de ces dysfonctionnements n'a pas pu être réalisée dans le temps imparti de cette thèse. Des choix parcimonieux ont été faits en conséquence, pour mettre en place un modèle en désactivant les compartiments supposés douteux. Un modèle a ainsi été implémenté sur le bassin versant de l'Orbieu en considérant l'ensemble des données de terrain récoltées et en tenant compte de nombreux conseils du Pr. Todini. Cependant, suite aux phases de calage et validation de ce modèle, ses performances (NSE moyen de 0.47) se sont avérées insuffisantes pour envisager l'étude d'impact du CC.

Une comparaison qualitative des réponses hydrologiques des deux modèles aux pluies futurisées a tout de même été décrite. Les différences de vitesse de ruissellement entre les deux modèles impactent fortement les hydrogrammes de crues. La différenciation des vitesses d'écoulements sur versant et de celles concentrées dans les cours d'eau pour le modèle TOPKAPI-X engendre des pics de crues plus importants et des hydrogrammes plus resserrés que le modèle ATHYS. En effet, ce dernier considère une vitesse unique de ruissellement pour tous les écoulements, reproduisant mal l'accélération des écoulements due à la montée du niveau d'eau dans le cours d'eau. Les deux fonctions de production de ces modèles jouent un rôle sur l'impact des changements d'humidité future du sol. L'approche dunnienne de TOPKAPI-X peut limiter les effets des variations d'humidité du sol. A l'inverse, l'approche hortonienne d'ATHYS peut atténuer les crues futures, dans le cas d'un assèchement des sols.

Pour conclure cette analyse, le processus déclenchant le ruissellement peut avoir un rôle important sur l'intensité des crues futures puisqu'il participe à la possible compensation de l'intensification des précipitations par l'assèchement des sols. Par ailleurs, l'amplitude du pic de crue est favorisée par un modèle aux écoulements plus rapides. Ainsi, des processus comme la formation de croûte de battance, la déforestation ou la mise à nu des sols, favoriseront des forts pics de crues à l'exutoire du bassin versant de l'Orbieu.