

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les personnes qui m'ont permis d'engager ce travail de thèse à Météo-France après une première affectation à la Direction Interrégionale Nord-Est (DIRNE) : Eric Brun, Joël Poitevin et Serge Planton du Centre de Recherches Météorologiques (CNRM), mes supérieurs à la DIRNE, et en particulier Guillaume Leleu et Dominique Landais, ainsi que le service central des ressources humaines de Météo-France. Ma reconnaissance va ensuite naturellement à Michel Déqué, mon directeur de thèse, qui a su orienter judicieusement mon travail tout en me laissant la liberté de faire mes propres choix ; je lui suis reconnaissante pour sa confiance et sa disponibilité, l'aide qu'il m'a apportée par les remarques et conseils pertinents qu'il m'a adressés tout au long de ce travail. Un grand merci également à Samuel Somot pour son engagement dans le co-encadrement de ma thèse. Sa participation aux discussions de fond, ses suggestions éclairées et critiques honnêtes, son enthousiasme et ses encouragements auront été pour moi essentiels. Je remercie plus généralement toutes les personnes qui, d'une façon ou d'une autre, ont collaboré avec moi ou m'ont autorisée à exploiter leurs travaux. Je pense en particulier à Florence Sevault, Sandro Calmanti, Clotilde Dubois, Aurélien Ribes, Mathias De Lozzo, Emilia Sanchez-Gomez, Christian Pagé, Bruno Joly, Olivier Nuissier, Anne-Lise Beulant et Véronique Ducrocq. Je tiens également à remercier Antoinette Alias pour sa précieuse aide technique, les membres de l'équipe de soutien informatique pour leur réactivité et leur gentillesse, et Martine Lemoigne, secrétaire du groupe GMGEC, pour son efficacité et sa jovialité. Merci à Frank Roux, Daniel Caya, Laurent Li et Florence Habets d'avoir accepté de faire partie de mon jury et de s'être déplacé, parfois de loin, pour ma soutenance. Je leur suis reconnaissante d'avoir pris le temps de lire si attentivement mon manuscrit et de m'adresser corrections et critiques qui m'ont permises de l'améliorer. Merci aussi à tous ceux qui auront donné de leur temps pour relire mon manuscrit ou m'aider à préparer ma soutenance. Enfin, je remercie les membres de l'équipe GMEI/SPEA – et en particulier mes responsables, Jean-Christophe Canonici et Alexandre Paci – de m'avoir offert la possibilité d'achever mon doctorat dans de si bonnes conditions.

Sur un plan plus personnel, je n'oublie pas ceux qui ont rendu l'ambiance de travail quotidienne si agréable à GMGEC, au « loft » comme à la pause café ou déjeuner, et lors des traditionnelles sorties du vendredi. Merci enfin à toutes les personnes de mon entourage, amis ou proches collègues, qui m'ont soutenue et accompagnée lorsque j'en ai eu besoin : Aurélie, Julie, Betty, Iris, Illel, Béatrice, Sam, Gilles et Odile.

Résumé

Une étude de la variabilité climatique des événements méditerranéens de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France (HPE : High Precipitation Events) est proposée au travers de l'analyse des performances du modèle de climat à aire limitée ALADIN-Climat. La sensibilité des pluies extrêmes simulées à différents paramètres de configuration du modèle est évaluée dans un cadre d'étude idéalisé ou à travers des expériences pilotées par la ré-analyse ERA-40. Les tests de sensibilité portent sur le couplage dynamique de l'atmosphère avec le modèle de mer Méditerranée NEMOMED8, l'application d'une technique de pilotage spectral, la taille du domaine d'intégration et la résolution horizontale (passage d'une maille de 50 km à 12.5 km).

Il s'avère que seule l'augmentation de la résolution conduit à une modification des précipitations extrêmes, et une étude détaillée de la valeur ajoutée ainsi apportée sur la modélisation des HPE est alors conduite. Elle révèle que l'amélioration induite par une maille plus fine dépasse le seul effet dû à une meilleure spatialisation du champ de pluie et que les différences constatées entre les résultats à 50 km et 12.5 km de résolution sont significativement supérieures à l'amplitude de la variabilité interne du modèle.

Les résultats obtenus avec ALADIN-Climat (forcé par ERA-40) sont ensuite comparés à ceux issus de deux méthodes performantes de descente d'échelle statistique appliquées à ERA-40 : la méthode de désagrégation statistique DSCLIM (Boé et al., 2006) et la méthode statistique de détection des HPE, que nous appellerons ici CYPRIM (Nuissier et al., 2011). L'analyse des résultats indique que l'utilisation d'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution est plus satisfaisant que la première méthode et au moins aussi performant que la seconde. Nous en concluons qu'il constitue un outil adéquat à l'étude de la variabilité climatique des épisodes de précipitations intenses considérés.

Un scénario de changement climatique A1B est alors réalisé à l'aide de cet outil pour la fin du XXI^e siècle (2071-2100) et différentes méthodologies sont proposées pour l'analyse des résultats. Elles suggèrent un accroissement de la fréquence d'occurrence et une intensification des événements méditerranéens de précipitations extrêmes dans le futur.

Abstract

The climatic variability of intense rainfall events in the Mediterranean is studied using the limited area climate model ALADIN-Climate, whose ability to simulate these events in South-East France is explored.

Several sensitivity studies are conducted to assess the impact of various configuration parameters on the model's skill to downscale such extreme precipitation events : coupling with a Mediterranean sea model, use of the spectral nudging technique, size of the domain of integration and horizontal resolution. These studies are either performed within the so-called "Big-Brother Experiment" framework or through hindcast simulations driven by the ERA-40 reanalysis.

The increase of resolution (from 50 km to 12.5 km) is found to be the only parameter affecting the modeling of extreme precipitation. The added value of the higher resolution on the way ALADIN-Climate simulates High Precipitation Events (HPE) in South-East France is carefully studied. We show that the improvement induced by the increase of resolution can not be interpreted as a mere effect of a better spatialisation of the precipitation field and the differences found between the results at the two resolutions are larger than the model's internal variability.

Comparisons of ALADIN-Climate's skills to model HPE to those of two State-of-the-art statistical methods of downscaling and detection of these events – respectively DSCLIM (Boé et al., 2006) and "CYPRIM" (Nuissier et al., 2011) – show that with a resolution of 12.5 km, ALADIN-Climate offers better results than the first statistical method and appears to be at least as good as the second one. This result leads us to consider ALADIN-Climate as an appropriate numerical tool to explore the climatic variability of heavy rainfall events in the Mediterranean.

A climate change scenario (A1B) is then performed with ALADIN-Climate for the end of the XXI^e century and we assess the simulated changes affecting HPE in future climate. Several methods are proposed to analyse and display the results. They suggest an increase of both the frequency and intensity of mediterranean extreme precipitation events in the future.

Table des matières

Remerciements	ii
1 Introduction	1
1.1 Les extrêmes de précipitations étudiés	1
1.1.1 Quelques généralités sur l'étude des extrêmes en climat	1
1.1.2 Typologie des extrêmes de précipitation aux latitudes tempérées	1
1.1.3 Les épisodes méditerranéens de pluie intense dans le Sud-Est de la France	2
1.1.4 Précipitations intenses et changement climatique : processus physiques impliqués et observations des tendances passées	6
1.2 Etat de l'art en modélisation climatique régionale	9
1.2.1 De la nécessité des outils de descente d'échelle	9
1.2.2 Les modèles de climat à aire limitée	9
1.2.3 Les méthodes statistiques de descente d'échelle	14
1.3 Modélisation des extrêmes de précipitation par les modèles régionaux de climat (RCM)	16
1.3.1 Les diagnostics de valeurs extrêmes	17
1.3.2 Validation des performances des RCM en climat présent	17
1.3.3 Projections en climat futur	20
1.3.4 Discussion : avantages et limites des approches envisagées pour l'étude des HPE	21
1.4 Modélisation climatique des HPE : la solution statistico-dynamique envisagée dans le projet CYPRIM	22
1.5 Problématique de l'étude et organisation du manuscrit	24
1.5.1 Questions scientifiques	24
1.5.2 Organisation du manuscrit	25
2 Présentation des outils, données et méthodes	27
2.1 Le modèle régional de climat : ALADIN-Climat, version 5.1	27
2.1.1 Historique	27
2.1.2 Géométrie : espaces physique et spectral	28
2.1.3 Dynamique et physique du modèle	30
2.1.4 Conditions aux limites	31
2.1.5 Pilotage spectral : « <i>spectral nudging</i> »	33
2.1.6 Réalisation d'une simulation	35
2.1.7 Couplage au modèle de mer Méditerranée NEMOMED8	36
2.2 Types de simulations ALADIN-Climat réalisées en climat présent	38
2.2.1 Simulations « hindcast »	38

2.2.2	Expériences en modèle parfait	39
2.3	Diagnostics de valeurs extrêmes des précipitations et tests statistiques associés	40
2.4	Climatologies de référence	42
2.4.1	La climatologie CRU TS 2.1	42
2.4.2	L'analyse SAFRAN	42
2.4.3	Dates des événements précipitants intenses dans le Sud-Est de la France (HPE)	44
2.5	Comparaison des champs simulés aux données de référence	45
3	Recherche d'une configuration optimale	47
3.1	Analyse d'une première simulation : MED50-f	47
3.1.1	Description de l'expérience	47
3.1.2	Validation de la climatologie moyenne	48
3.1.3	Validation des extrêmes de précipitation quotidienne	49
3.1.4	Conclusions	62
3.2	Sensibilité au couplage	65
3.2.1	Simulations réalisées	65
3.2.2	Comparaison de la climatologie moyenne	65
3.2.3	Comparaison des extrêmes de précipitation quotidienne	66
3.2.4	Conclusion	70
3.3	Sensibilité à la taille du domaine et à l'emploi de la technique de pilotage spectral	72
3.3.1	Résumé de l'article	72
3.3.2	Article	73
3.3.3	Complément : significativité des différences pour le Sud-Est de la France	87
3.3.4	Conclusions	89
3.4	Sensibilité à la résolution : un premier aperçu	91
3.4.1	Simulations réalisées	91
3.4.2	Validation des moyennes saisonnières	92
3.4.3	Comparaison des extrêmes de précipitations	92
3.4.4	Conclusion	97
3.5	Conclusions	98
4	Quantification de la valeur ajoutée de la haute résolution : comparaison à des méthodes de descente d'échelle statistiques	99
4.1	Préalables	100
4.1.1	Références climatologiques utilisées : définition d'un HPE dans les observations	100
4.1.2	Présentation des méthodes statistiques de détection et de désagrégation	101
4.2	Reproduction chronologique de l'occurrence des HPE observés : comparaison à la méthode CYPRIM	106
4.2.1	Premier critère de définition des HPE simulés	106
4.2.2	Scores de « détection » obtenus	108
4.2.3	Caractérisation des HPE reproduits, manqués, et des fausses alertes	114
4.3	Correction quantile-quantile	125
4.3.1	Calcul	125
4.3.2	Effet de la correction « quantile-quantile »	127

4.4	Représentation des HPE simulés après correction	129
4.4.1	Représentation des HPE reproduits	129
4.4.2	Représentation des HPE non-reproduits	131
4.4.3	Représentation des fausses alertes	133
4.4.4	Conclusions	133
4.5	Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE et représentation HPE dans les simulations corrigées selon un second critère de définition des HPE simulés : comparaison à DSCLIM	136
4.5.1	Définition d'un critère de définition « absolu » des HPE simulés	136
4.5.2	Reproduction chronologique de l'occurrence des HPE observés	136
4.5.3	Représentation de l'ensemble des HPE simulés, indépendamment de la chronologie	140
4.5.4	Conclusions	145
4.6	Variabilité interne des précipitations dans FRA12	148
4.6.1	Description de l'ensemble de simulations	148
4.6.2	Variabilité interne des précipitations d'automne	149
4.6.3	Variabilité interne des HPE	156
4.6.4	Taille de l'ensemble	165
4.6.5	Conclusions	167
4.7	Conclusions	169
5	Evolution des extrêmes de précipitation dans des projections climatiques à haute résolution pour la fin du XXI^e siècle	175
5.1	Description des simulations réalisées	176
5.1.1	Projection globale ARPEGE-Climat : Scen-GLO	176
5.1.2	Simulations ALADIN-Climat et DSCLIM	176
5.2	Validation des expériences de contrôle	178
5.3	Evolution des températures et précipitations moyennes	180
5.3.1	Températures à 2 mètres	180
5.3.2	Précipitations	182
5.4	Evolution du spectre de précipitations	189
5.4.1	Jours sans pluie	189
5.4.2	Quantiles d'inversion	191
5.5	Evolution des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France	198
5.5.1	Quantiles extrêmes d'automne (SOND)	198
5.5.2	Pluies intenses associées aux HPE	200
5.5.3	Quelques éléments d'interprétation des évolutions simulées par Scen-ALD-corr	206
5.5.4	Conclusions	207
5.6	Application d'une fonction de transfert « changement climatique » aux précipitations de SAFRAN	209
5.6.1	Description de la méthode	209
5.6.2	Etude de l'ensemble des HPE de SAFRAN « futurisé »	211
5.6.3	Comparaison du signal de changement climatique à la variabilité interne de FRA12 : étude des HPE de l'année 1994 dans SAFRAN et SAFRAN « futurisé »	216
5.6.4	Quelques exemples d'événements	218
5.7	Conclusions	221

Conclusions et perspectives	223
Bibliographie	233
Annexes	245
A Glossaire des acronymes	247
B Equations primitives d'ALADIN-Climat	249
C Liste des simulations	251
D Liste de dates de références des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE)	257
E Sensibilité des scores de « détection » à l'ajout d'une condition sur la distance devant séparer les deux points répondant au critère de dépassement « absolu » dans la définition des HPE	261
F Evénements de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France pour l'année 1994 : champs de pluies SAFRAN, FRA12-corr et FRA50-corr des cas observés et simulés	263
G Validation des simulations de contrôle des scénarios de changement climatique	267
G.1 Températures	267
G.2 Précipitations	267
G.3 Episodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE)	275
Table des figures	277
Listes des tableaux	291

Chapitre 1

Introduction

1.1 Les extrêmes de précipitations étudiés

1.1.1 Quelques généralités sur l'étude des extrêmes en climat

Le climat désigne l'ensemble des phénomènes caractérisant l'état moyen de l'atmosphère, sa variabilité et son évolution en un lieu donné. Si la météorologie étudie les phénomènes atmosphériques à l'échelle de temps des processus physiques en jeu, les sciences du climat procèdent donc d'une vision statistique destinée à décrire, comprendre et représenter les évolutions de l'état de l'atmosphère sur des périodes de temps beaucoup plus longues, allant de la saison au millénaire.

Par phénomène extrême, on entend généralement un événement remarquable par sa rareté, son intensité et/ou les dégâts qu'il est susceptible de provoquer : canicule, inondation, tempête, sécheresse, vague de froid, etc.

La modélisation de ces événements en prévision numérique du temps vise à anticiper leur arrivée quelques jours à l'avance en tâchant d'apporter le maximum de précisions quant à leurs caractéristiques (heure de début et de fin, intensité, localisation et extension spatiale, etc.). Du point de vue du climat en revanche, ces phénomènes sont appréhendés par leur fréquence d'occurrence et leur caractéristiques moyennes, ainsi qu'au travers de la variabilité de ces grandeurs (variabilité interannuelle, décennale, voire au delà); et dans le contexte du changement climatique, il faut adjoindre à cette perspective l'éventualité d'une évolution des grandeurs moyennes caractérisant les événements extrêmes – fréquence, intensité, variabilité, etc – ; on parle alors de tendances.

L'exigence de précision dans la représentation de chaque événement sera donc moindre dans un modèle de climat.

1.1.2 Typologie des extrêmes de précipitation aux latitudes tempérées

Le terme « extrême de précipitation » recouvre différents types d'événements, selon que l'on considère la sécheresse ou la pluie, et selon la période de temps sur laquelle la précipitation est intégrée. Sans être diluviennes, des pluies quotidiennes soutenues qui se répètent sur une période de temps inhabituellement longue peuvent conduire à de graves inondations. Inversement, un orage exceptionnellement violent n'entraînera pas nécessairement une augmentation notable de la précipitation à l'échelle de la saison.

Dans cette étude, on ne s'intéressera qu'aux extrêmes – supérieurs – de précipitations quotidiennes. Aux latitudes tempérées, ces événements correspondent essentiellement à trois types de phénomènes :

- des perturbations particulièrement actives, entraînant de fortes pluies stratiformes,
- des systèmes convectifs de méso-échelle,
- des orages isolés.

Les pluies les plus intenses sont généralement associées aux deux derniers types d'événements.

Ce travail se concentre essentiellement sur les phénomènes précipitants donnant lieu aux valeurs extrêmes les plus fortes observées en France : les épisodes méditerranéens de pluies intenses.

1.1.3 Les épisodes méditerranéens de pluie intense dans le Sud-Est de la France

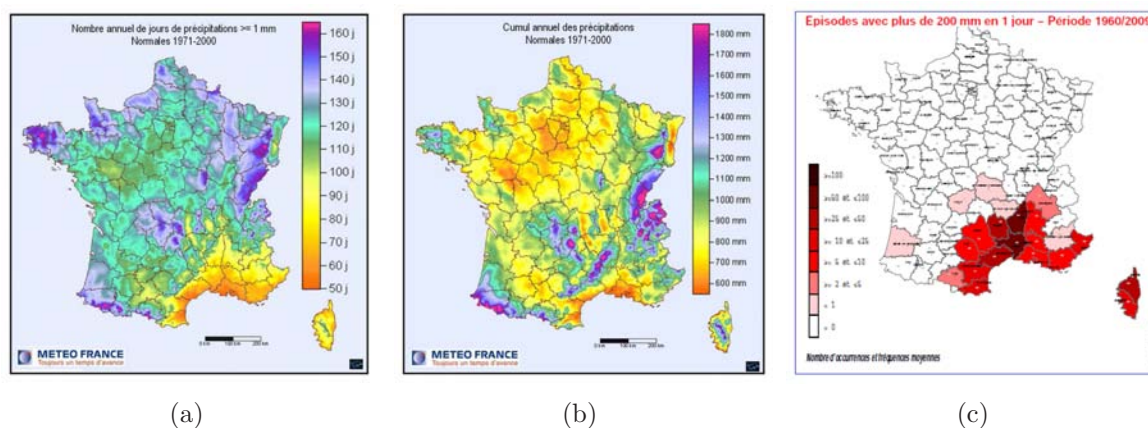


FIG. 1.1 – Pluviométrie en France : moyennes et extrêmes. (a) : Nombre moyen de jours de pluies (cumul quotidien supérieur à 1 mm) sur la période 1971-2000. (b) : Cumuls annuels moyen (mm) sur la période 1971-2000. (c) : Nombre de jours où la précipitation quotidienne excède 200 mm/jour. (Cartes mises à disposition par Météo-France sur le site : <http://pluiesextremes.meteo.fr>)

En France métropolitaine, les précipitations quotidiennes les plus intenses se produisent dans la région Sud-Est du pays. Bien que la pluviométrie moyenne y soit caractérisée par un nombre de jours de pluie plus faible que dans le reste du pays et des cumuls annuels relativement modérés (en dehors des zones de relief), cette région est la seule à assez être régulièrement affectée par des épisodes de pluie dont les cumuls dépassent des valeurs de 200 mm/jour (figure 1.1.c).

Ces événements de pluies intenses peuvent conduire à ce que l'on appelle des « crues éclairs » (*flash-floods* en anglais), qui comptent parmi les phénomènes les plus dangereux en France métropolitaine, dans l'Est de l'Espagne, les contreforts du Piémont en Italie et sur la bordure méditerranéenne de l'Algérie (Hernandez et al., 1998; Romera et al., 2000; Delrieu et al., 2005).

Voici quelques exemples d'épisodes catastrophiques de ce type s'étant produits dans le Sud-Est de la France :

A Nîmes, dans la nuit du 2 au 3 octobre 1988, plus de 300 mm de pluie se sont abattus sur

la ville en quelques heures seulement, et des cumuls supérieurs à 400 mm ont été observés dans les alentours ; la catastrophe a fait 10 morts et les dégâts ont été chiffrés à environ 610 millions d'euros. L'événement était très localisé, puisque à l'aéroport de Nîmes, on relevait seulement 35 mm au cours de la même nuit. (Source : Météo-France, sur le site <http://pluiesextremes.meteo.fr>).

Le 21 septembre 1992, près de 450 mm sont tombés dans le département de l'Hérault. Le phénomène pluvieux s'est ensuite déplacé vers l'Est et le lendemain, il a affecté la ville de Vaison-la-Romaine en amont de laquelle on a enregistré un cumul de 300 mm en moins de 24 heures (Benech et al., 1993; Blancher, 2008). Bilan de l'événement : 47 morts et 80 millions d'euros de dommages (Blancher, 2008).

Les 8 et 9 septembre 2002, un épisode de grande ampleur a touché les départements du Gard, du Vaucluse, de l'Hérault, des Bouches-du-Rhône, de l'Ardèche et de la Drôme. Plus de 5000 km² ont recueilli des précipitations comprises entre 200 mm et 700 mm sur ces deux jours, le cumul enregistré en 24 heures ayant dépassé les 600 mm sur certaines zones (Delrieu et al., 2005; Ducrocq et al., 2004). La catastrophe a fait 24 victimes et a causé plus d'un milliard d'euros de dégâts (Huet et al., 2003).

Les figures 1.2 et 1.3 présentent quelques photographies et cartes de cumuls de précipitations pour ces épisodes.

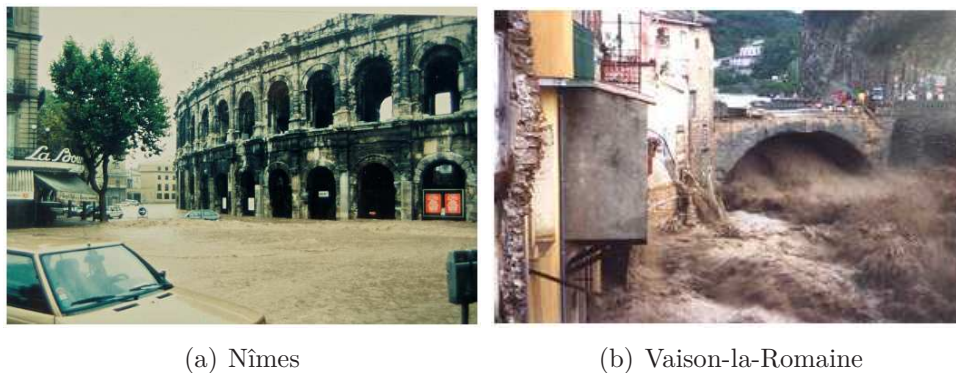


FIG. 1.2 – Photographies des catastrophes de Nîmes les 2 et 3 octobre 1988 (a) et de Vaison-la-Romaine, les 22 et 23 septembre 1992 (b). (Sources : Ville de Nîmes (a), et Blancher (2008) (b).

Certains de ces épisodes, comme celui de Nîmes en 1988, sont dûs à des orages très localisés pour lesquels il n'existe pas de précurseurs de grande échelle caractéristiques. Mais la plupart d'entre eux correspondent à des phénomènes de plus grande ampleur appelés « systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires » (MCS, *mesoscale convective systems* en anglais) qui sont associés à des conditions synoptiques assez spécifiques. L'étude de ces systèmes au cours des 15 dernières années a donné lieu à une littérature assez abondante, on peut citer ici les travaux de Rivrain (1997); Hernandez et al. (1998); Romera et al. (2000); Ducrocq et al. (2003a); Huet et al. (2003); Ducrocq et al. (2004); Delrieu et al. (2005); Nuissier et al. (2008); Ducrocq et al. (2008) (pour une revue plus exhaustive, voir Nuissier et al. (2008)). Nous ne reprendrons ici que les éléments permettant d'accéder à une description générale des situations météorologiques conduisant à ces épisodes de pluies intenses que l'on appellera par la suite HPE (High Precipitation Events, voir annexe A), d'après la terminologie de Nuissier et al. (2008).

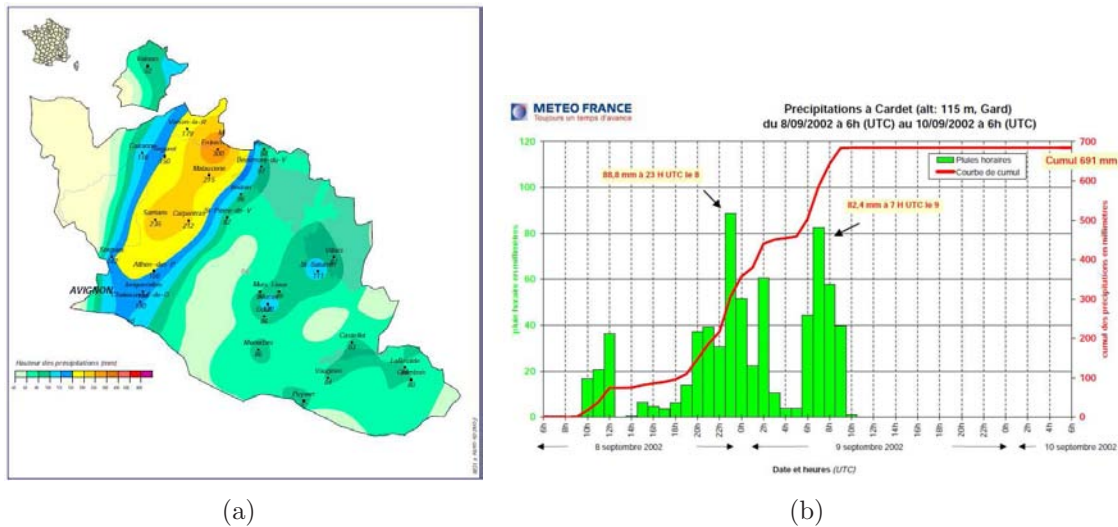


FIG. 1.3 – Cumuls de précipitations enregistrés lors des catastrophes de Vaison-la-Romaine (22 et 23 septembre 1992) et du Gard (8 et 9 septembre 2002). (a) : Cumuls observés sur le Vaucluse entre le 22 septembre 1992 6 H UTC et le 23 septembre 1992 6 H UTC. (b) : Cumuls horaire le 8 septembre 2002 à la station de Cardet, près d'Anduze (Gard). (Cartes mises à disposition par Météo-France sur le site : <http://pluiesextremes.meteo.fr>)

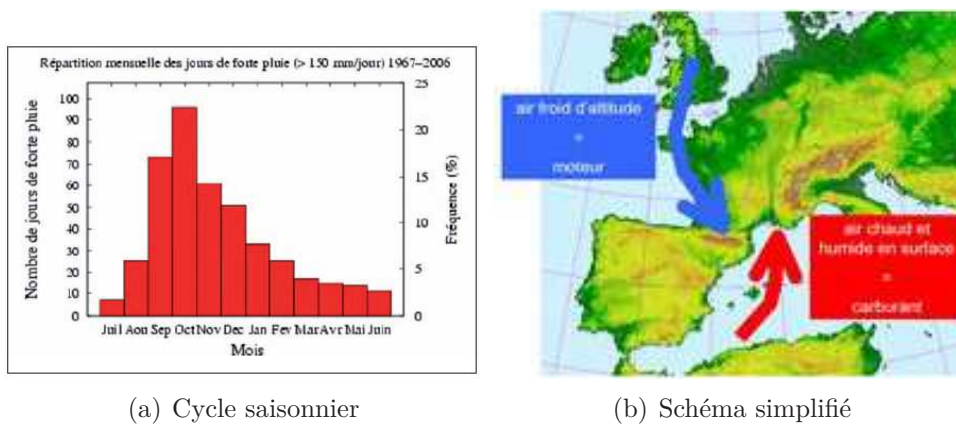


FIG. 1.4 – (a) : Distribution mensuelle (nombre de jours et fréquence) des jours de fortes pluies (cumuls supérieurs à 150 mm/j) dans le Sud-Est de la France pour la période 1976-2006 (figure extraite de Boudevillain et al. (2009)). (b) : Schéma conceptuel des situations de grande-échelle propices aux épisodes méditerranéens de pluie intense (Figure mise à disposition par Météo-France sur le site : <http://pluiesextremes.meteo.fr>). Les figures (1) et (2) correspondent aux deux principaux composites de situations associées aux HPE, tels que définis par la méthode « CYPRIM » détaillée en 1.2.3 et

Les HPE ont lieu principalement en automne, de septembre à décembre (voir figure 1.4.a) lorsque la mer Méditerranée, encore relativement chaude, est susceptible d'alimenter en chaleur et en humidité la région d'occurrence de ces événements (voir le schéma simplifié de la figure 1.4.b).

Ils sont associés à une dépression ou un thalweg situé à l'Ouest de cette zone, qui induit une circulation Sud Sud-Est en provenance de la mer Méditerranée. Cette circulation assure un transport de chaleurs latente et sensible dans les basses couches qui viendra amplifier l'instabilité de la masse d'air située à l'avant de la zone dépressionnaire; elle peut être favorisée et entretenue par la présence d'une anomalie de tourbillon potentiel en altitude localisée au Nord-Ouest de la zone d'action, en amont du flux, qui entraînera une rotation

des vents de basses couches dans le sens du jet Sud Sud-Est qui s'en trouvera ainsi canalisé et intensifié (Boudevillain et al., 2009; Nuissier et al., 2011). La figure 1.5 présente une vision globale de ce type de situations synoptiques, à partir de l'analyse de composites résultant d'une classification statistique de la grande-échelle de la ré-analyse ERA-40 (Up-pala et al., 2005) associée aux occurrence d'HPE (Boudevillain et al., 2009; Nuissier et al., 2011), classification dont il sera question à la section 1.3 de ce chapitre et sur laquelle nous reviendrons plus amplement au chapitre 4.

Enfin, la présence des reliefs du Massif Central, des Alpes et des Pyrénées contribue au déclenchement de la convection par ascendance lorsque le flux de Sud Sud-Est vient buter sur les montagnes et génère en outre une convergence de basse couche aidant à la formation du système (Nuissier et al., 2008; Ducrocq et al., 2008).

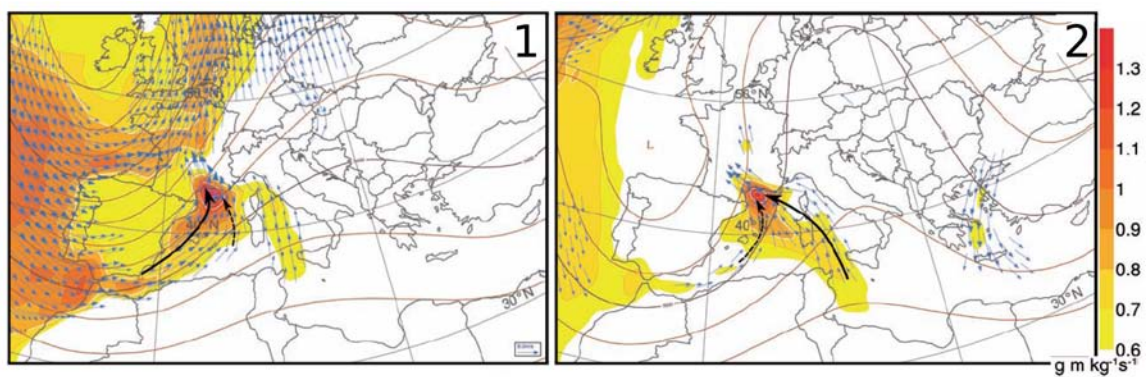


FIG. 1.5 – Situations synoptiques associées aux événements de pluies intenses en Méditerranée : géopotentiels à 500 hPa (isolignes) ; flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleur) ($\text{g.m.kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) ; vent horizontal à 925 hPa (flèches bleues). (Figure extraite de Boudevillain et al. (2009)).

Ces systèmes convectifs (MCS) provoquent des cumuls de précipitations particulièrement élevés lorsqu'ils demeurent quasi-stationnaires, c'est-à-dire lorsque de nouvelles cellules convectives sont générées en leur sein pendant plusieurs heures. La figure 1.6 (Ducrocq et al., 2008) présente une conceptualisation de trois types de processus intervenant dans la quasi-stationnarité des MCS. Dans le premier cas (fig. 1.6.a), c'est le relief qui induit l'entretien du système par la formation continue de nouvelles cellules résultant du soulèvement orographique de la masse d'air chaud et humide. Dans le second cas (fig. 1.6.b), ce soulèvement est provoqué par le système convectif lui-même, qui génère un dôme d'air froid sous la zone de subsidence des précipitations. Le dernier cas (fig. 1.6.c) correspond à une organisation en V caractéristique des systèmes multi-cellulaires à régénération rétrograde (Ducrocq et al., 2003a) : de nouvelles cellules se forment à la pointe du V, elles se développent en se propageant le long des branches du V, puis elles meurent, de nouvelles cellules viennent les remplacer à la pointe du V, et ainsi de suite.

En résumé, on peut dire que ces phénomènes de précipitations intenses sont associés à des situations de grande et moyenne échelle assez précises mais que l'occurrence de cumuls très importants découle de la quasi-stationnarité des systèmes de méso-échelle, laquelle implique des processus d'échelle beaucoup fine, dont nous verrons qu'ils ne sont pas représentés explicitement dans les modèles de climat.

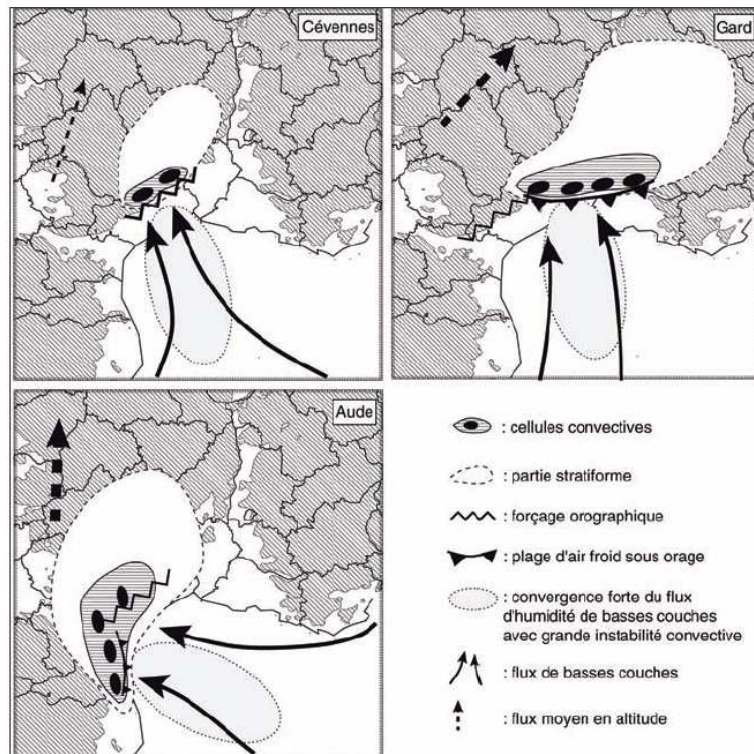


FIG. 1.6 – Schémas conceptuels des différents mécanismes et ingrédients météorologiques expliquant la formation et le caractère stationnaire de l'épisode de pluie intense des Cévennes (13 – 14 octobre 1995) et des catastrophes du Gard (8 – 9 septembre 2002) et de l'Aude (12-13 novembre 1999). (Figure extraite de Ducrocq et al. (2008), reprise dans Ricard et al. (2009))

1.1.4 Précipitations intenses et changement climatique : processus physiques impliqués et observations des tendances passées

Au vu des dégâts importants causés par ce type d'événements, l'étude de leurs possibles évolutions dans le cadre du changement climatique revêt une importance particulière. En effet, il existe de bonnes raisons de penser que le réchauffement du climat est susceptible d'entraîner une intensification de ces phénomènes de pluies intenses.

L'équation de Clausius-Clapeyron (1.1) nous indique que la pression de vapeur saturante croît avec la température. Une atmosphère plus chaude peut donc contenir davantage de vapeur d'eau.

En effet, on a :

$$\frac{dP_{sat}}{dT} = \frac{L}{TV} \quad (1.1)$$

où P_{sat} est la pression de vapeur saturante d'un volume V de gaz à la température T , et L , la chaleur latente de vaporisation.

En faisant l'approximation du gaz parfait, on peut écrire $PV = RT$, où R est la constante des gaz parfaits. D'où il vient :

$$\frac{dP_{sat}}{dT} = \frac{LP_{sat}}{RT^2} \quad (1.2)$$

qui s'intègre en :

$$P_{sat}(T) = P_{ref} e^{\frac{L}{R}(\frac{1}{T_{ref}} - \frac{1}{T})} \quad (1.3)$$

où P_{ref} et T_{ref} sont respectivement la pression de vapeur saturante et la température de l'état pris pour référence dans l'intégration.

Un accroissement de température dans un climat en évolution se traduit donc par une augmentation de la quantité de vapeur d'eau que l'atmosphère peut contenir avant de précipiter. D'où l'hypothèse, formulée dans la communauté scientifique depuis déjà quelques décennies, d'une intensification du cycle hydrologique, et donc de cumuls de pluies intenses plus forts dans un climat plus chaud.

Boer (1993) puis Trenberth et al. (2003) ont estimé le taux d'accroissement de l'humidité spécifique à +7% par degré Kelvin de réchauffement (voir Trenberth et al. (2003) pour le calcul). Ce taux ne saurait être directement traduit en pourcentage d'augmentation des cumuls de pluie, dans la mesure où il existe bien d'autres causes à l'évolution du régime des précipitations dans une région donnée, comme un changement de la circulation générale et/ou des rétroactions locales.

Cependant, en excluant toute considération autre que l'effet thermodynamique relatif à l'équation de Clausius-Clapeyron, il peut être intéressant de remarquer que l'augmentation de la pression de vapeur saturante est susceptible de jouer davantage sur les cumuls de pluies intenses que sur les précipitations plus modérées. A ce sujet, Trenberth et al. (2003) font valoir que la quantité d'eau précipitable contenue dans une colonne d'air n'excède pas 25 mm aux latitudes tempérées et que de surcroît, seule une partie de cette humidité peut effectivement être convertie en précipitation – on appelle « ratio de recyclage » cette proportion –, l'air n'étant jamais totalement asséché après le passage de la pluie. L'essentiel de l'eau précipitée lors de phénomènes plus intenses provient donc d'un apport d'humidité advectée en basses couches, pour laquelle le « ratio de recyclage » peut alors atteindre des valeurs plus importantes. L'augmentation de la pression de vapeur saturante avec la température conduirait donc d'autant plus à une intensification des pluies que la convergence d'humidité associée est importante.

A la lumière de ces hypothèses physiques, on peut à juste titre commencer par se demander si une intensification des pluies intenses a déjà été observée au cours des décennies passées. La détection d'une évolution des phénomènes extrêmes passés reste cependant délicate compte tenu du fait qu'il faut disposer de données homogènes sur une longue période de temps pour pouvoir évaluer la significativité d'éventuels changements. Du reste, cette question sort du cadre de ce travail de thèse.

On peut néanmoins citer les travaux de Easterling et al. (2000); Groisman et al. (2005); Alexander et al. (2006) indiquant que les extrêmes de précipitations se sont intensifiés de manière significative sur une grande partie des continents au cours du XX^e siècle, alors que dans le même temps, la précipitation moyenne augmentait dans une moindre mesure, demeurait constante ou diminuait (voir figure 1.7); résultat qui va dans le sens de l'hypothèse de Trenberth et al. (2003), quoique aucun signal n'apparaisse en Europe et en Méditerranée (voir aussi Klein Tank and Können, 2003). A ce sujet, le dernier rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, IPCC en anglais) précise que « *la fréquence des événements de précipitations intenses a augmenté sur la plupart des régions terrestres, en accord avec le réchauffement et l'augmentation de la vapeur d'eau observés* » (IPCC, 2007b).

Pour ce qui est des épisodes de pluies extrêmes dans le Sud-Est de la France, on n'observe actuellement pas de tendance dans les observations des dernières décennies (voir figure 1.8), ce qui n'exclut pas la possibilité d'une évolution future.

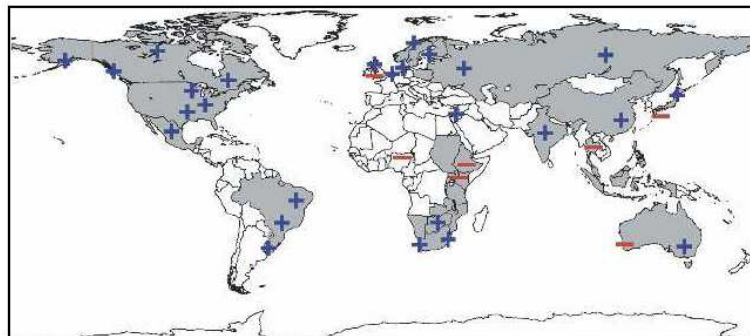


FIG. 1.7 – Figure extraite de Groisman et al. (2005). Légende des auteurs : Régions où une augmentation disproportionnée des pluies intenses et très intenses au cours des dernières décennies a été documentée et comparée à la tendance de la précipitation en moyenne annuelle et/ou saisonnière (mise à jour de la figure de Easterling et al. (2000)). Les signes + (respectivement -) indiquent les zones où l'augmentation (respectivement la diminution) des précipitations intenses est significative alors que l'évolution de la précipitation est moindre, ou non significative. Les seuils définissant les précipitations extrêmes varient selon les saisons et les régions, mais l'augmentation des fréquences d'événements de pluies intenses est toujours supérieure au cumul total de pluie, et dans certaines régions, une intensification des pluies extrêmes a été observé alors que l'on n'a observé aucune augmentation, ou même une diminution, de la précipitation totale. (Les zones grisées correspondent aux résultats de Groisman et al. (2005))

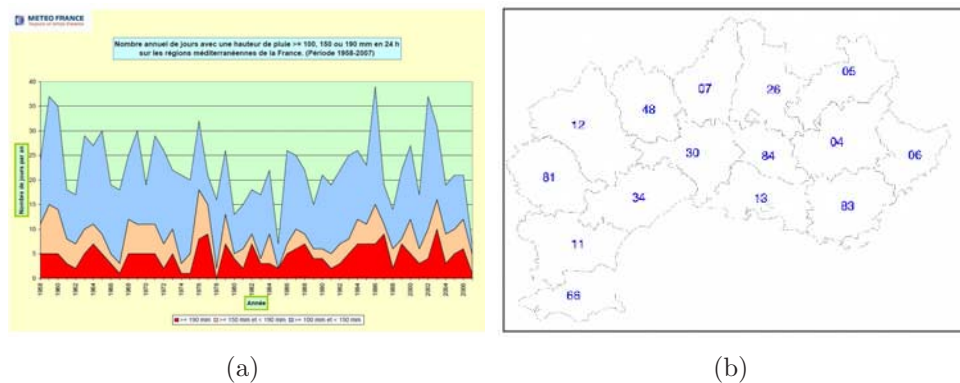


FIG. 1.8 – Evolution du nombre d'événements de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France sur la période 1958-2007 (figure de V. Jacq, communication personnelle, S. Somot (2011)). (a) : Nombre de jours annuel où l'on a relevé en au moins un point de mesure de la zone représentée en (b) un cumul quotidien supérieur à 100 mm (bleu), 150 mm (saumon), et 190 mm (rouge).

En tout état de cause, les considérations physiques exposées en début de paragraphe légitiment l'attention portée ces dernières années à l'évolution des précipitations extrêmes dans des scénarios de changement climatique, et par suite à la modélisation de ces phénomènes à l'échelle de temps climatique.

La section qui suit présente un état de l'art des outils utilisés à cette fin.

1.2 Etat de l'art en modélisation climatique régionale

1.2.1 De la nécessité des outils de descente d'échelle

Les modèles de circulation générale (GCM : *General Circulation Model*) constituent un outil fondamental pour la compréhension du climat passé et présent, ainsi que pour la représentation des évolutions futures du climat à l'échelle de la planète. Cependant, en raison du coût élevé des simulations climatiques qui couvrent de longues périodes de temps, la résolution de ces modèles est aujourd'hui limitée à quelques centaines de kilomètres.

Cette limitation n'empêche en théorie pas les GCM de reproduire correctement la variabilité du climat à grande échelle mais elle en fait des outils inadéquats à l'étude des caractéristiques locales du climat et des processus de plus fine échelle, tels que les précipitations extrêmes. Dans le contexte du changement climatique, s'est par ailleurs fait sentir la nécessité de représenter le climat à une échelle régionale, plus appréhensible pour le grand public et les politiques, et mieux adaptée aux besoins des études d'impacts.

Au cours des dernières décennies, se sont ainsi développés différents outils de « descente d'échelle » des simulations climatiques réalisées avec des GCM. Ces techniques peuvent être regroupées en deux grandes classes : les modèles de climat régionaux (RCM) et les méthodes statistiques de descente d'échelle. La plupart des RCM sont des modèles à aire limitée (LAM : *Limited Area Model*), mais il existe également des modèles globaux à maille variable. L'outil qui sera principalement utilisé dans ce travail étant un LAM, seul l'état de l'art de ces modèles va être présenté dans cette section, et nous nous contenterons d'un bref aperçu des méthodes statistiques existantes.

1.2.2 Les modèles de climat à aire limitée

Dynamique et physique des modèles

Comme leur nom l'indique, les LAM ne traitent qu'une région limitée de l'espace. Il est donc nécessaire de leur imposer des conditions aux frontières, lesquelles proviennent généralement de simulations réalisées avec des GCM à une résolution plus grossière.

Mutatis mutandis, les LAM fonctionnent selon les mêmes principes que les GCM. Le choix des schémas numériques pour la résolution des équations de la dynamique et la mise en place de paramétrisations physiques pour les processus non explicitement résolus soulèvent donc les mêmes questions.

Comme c'est le cas pour les GCM, il existe des LAM « spectraux », c'est-à-dire qui effectuent une partie de leurs calculs après qu'une transformation de Fourier eut été appliquée aux champs définis en points de grille (voir Haugen and Machenhauer (1993)). C'est le cas du modèle utilisé dans ce travail de thèse (tous les détails seront donnés au chapitre suivant).

Pour ce qui est de la représentation des pluies extrêmes, il est important de signaler que la plupart des modèles régionaux de climat suivent l'approximation hydrostatique et ne résolvent donc explicitement la convection, qui est ainsi paramétrée. Il existe bien des modèles de climat non-hydrostatiques depuis une quinzaine d'années (Caya and Laprise, 1999), mais faute d'une résolution horizontale suffisante, on ne peut pas dire qu'il représente explicitement la convection. Une nouvelle génération de modèles de climat non-hydrostatiques à très haute résolution est en train d'être développée et les premières simulations viennent tout juste d'être réalisées (Kanada et al., 2010). L'utilisation de ce type de modèles ne sera

donc envisagée qu'en perspective de ce travail.

Le problème mathématique des conditions aux limites

Le problème des conditions aux frontières (LBC, *Lateral Boundary Conditions*) est souvent présenté comme étant « mal posé », au sens où il n'admet pas de solution sous sa forme non-discrétisée, car les LBC ne sont pas solutions des équations du modèle (McGregor, 1997; Giorgi and Mearns, 1999). Et même dans le cas où une solution parfaite existerait subsistent encore bien des sources d'erreur résultant de l'imposition des LBC : les différences de résolution et de pas de temps entre le LAM et son modèle « pilote », le fait de prendre une fréquence de couplage inférieure au pas de temps du modèle, l'éventualité de schémas numériques et paramétrisations différentes entre les deux modèles, etc. Une contrainte imposée directement aux frontières du LAM provoque donc toutes sortes d'instabilités numériques susceptibles de rendre la simulation inexploitable. La solution la plus couramment utilisée pour pallier ces problèmes – ou tout au moins en limiter les impacts – consiste à définir autour du domaine du LAM une zone « éponge » (appelée aussi zone de relaxation, ou zone intermédiaire), d'une largeur de 4 à 10 points de grille (Rummukainen, 2010), dans laquelle la contrainte imposée par le modèle « pilote » est relaxée jusqu'à la valeur simulée par le LAM à la frontière de son domaine (Davies, 1976).

D'autres modalités et/ou améliorations de cette solution ont été envisagées en prévision numérique (voir par exemple Termonia and Voitus, 2008), mais la technique proposée par Davies (1976) reste la plus usitée dans les modèles régionaux de climat ; les disparités observées entre les modèles portent plutôt sur le choix des fonctions de relaxation et de leurs coefficients.

A une résolution horizontale de 50 km, la fréquence de forçage généralement utilisée est de 6h (Rummukainen, 2010), ce qui d'après l'étude de sensibilité menée par Denis et al. (2003) semble correspondre à un choix optimal : dans leurs expériences, Denis et al. (2003) montrent qu'un forçage imposé toutes les 12 heures conduit à une dégradation des résultats, tandis que le passage à une fréquence de forçage de 3 heures n'apporte pas de bénéfices substantiels à la résolution considérée (50 km)..

Bien que la technique de relaxation proposée par Davies (1976) permette de s'abstraire de la majeure partie de l'instabilité numérique induite par l'imposition des LBC, les LAM produisent toujours un signal plus ou moins bruité au voisinage de leurs frontières, défaut que l'on désigne sous le nom « d'effets de bord ».

Signalons pour terminer qu'il existe également quelques modèles régionaux de climat fonctionnant en mode couplé avec leur « pilote » (Lorenz and Jacob, 2005) ; on parle alors de « *two-way nesting* ». Les résultats obtenus ont pour l'instant surtout été analysés en termes de valeur ajoutée pour la simulation globale dans laquelle le LAM est imbriqué, mais il n'est pas exclu de que cette technique permette aussi d'améliorer les résultats simulés par les modèles régionaux à l'intérieur de leur domaine d'intégration, en limitant les effets de bords.

Variabilité interne

Bien que la contrainte imposée par les conditions aux frontières soit assez forte, les modèles de climat régionaux à aire limitée présentent un degré de liberté propre suffisamment

important pour simuler des structures de petite et grande échelles qui ne soient pas uniquement déterminées par le forçage latéral. On appelle « variabilité interne » (VI) ce degré de liberté, et il peut être mesuré au travers de simulations d'ensemble où l'on impose à chaque membre une perturbation dans son état initial, son forçage latéral et/ou ses conditions de surface (Giorgi and Bi, 2000; Rinke and Dethloff, 2000; Christensen et al., 2001; Caya and Biner, 2004; Lucas-Picher et al., 2008).

Il a été montré que pour un modèle régional donné, l'amplitude de la variabilité interne dépendait de la région, de la saison et des situations synoptiques (Giorgi and Bi, 2000; Caya and Biner, 2004) ainsi que de la taille du domaine d'intégration (Alexandru et al., 2007) : elle tend ainsi à être d'autant plus importante que le domaine d'intégration est étendu et que le flux synoptique entrant est faible (situations de blocage, saison estivale). Etant donné que l'on attend de ces modèles régionaux qu'ils réalisent une descente d'échelle dynamique des simulations globales qui les pilotent, on peut se demander si leur variabilité interne constitue un inconvénient – voire un défaut – qu'il faudrait chercher à minimiser, ou si elle doit plutôt être interprétée comme une valeur ajoutée de la descente d'échelle réalisée avec un modèle à aire limitée. En effet, l'existence de ce degré de liberté interne soulève un certain nombre de questions, que l'on peut résumer ainsi :

- La petite échelle simulée par un LAM correspond-elle à ce que le GCM simulerait s'il n'était pas limité par sa résolution ?
- La grande échelle prescrite se trouve-t-elle inchangée, améliorée ou dégradée par le LAM ?

Dans une étude théorique réalisée dans un cadre idéalisé appelé « *The Big-Brother Experiment* » (Denis et al., 2002-b; de Elía et al., 2002) (voir section 2.2.2 pour plus de détails), Laprise et al. (2008) ont montré qu'un LAM pouvait produire des structures de fine échelle différentes de celles que le GCM qui le pilote simulerait s'il n'était pas limité par sa résolution. D'un point de vue statistique, les valeurs moyennes et la variabilité de la petite échelle du LAM correspondent à celles que le GCM simulerait, mais la reproduction chronologique des champs n'est pas nécessairement assurée (Laprise et al., 2000). Si pour la plupart des études réalisées en climat ce comportement ne présente pas d'inconvénient, il peut toutefois s'avérer préjudiciable dans le cas de simulations « hindcast », c'est-à-dire forcées par des ré-analyses (voir section 2.2.3 pour plus de détails) où l'on s'intéresse précisément à la chronologie des événements passés.

Pour ce qui est de la modification de la grande-échelle prescrite au LAM, Laprise et al. (2008) montrent dans leur étude que celle-ci ne se trouve être ni améliorée ni dégradée par la descente d'échelle, mais reste sensiblement équivalente. Ils indiquent cependant que dans un certain nombre d'applications des RCM, il a été observé que le flux synoptique simulé par un LAM était susceptible de s'écarter de manière ponctuelle de celui qui lui est prescrit (voir par exemple Jones et al., 1997), que cette divergence se traduise ou non en une modification statistique des champs de grande-échelle. D'après certains auteurs, cette divergence peut constituer une amélioration de la grande-échelle par les modèles régionaux, au sens où elle résulterait d'une meilleure représentation de la petite échelle (Mesinger et al., 2002). C'est d'ailleurs cette idée que l'on retrouve derrière le « two-way nesting » où le modèle régional apporterait une valeur ajoutée au modèle global à plus basse résolution (Lorenz and Jacob, 2005). Mais certaines études font plutôt état d'une dégradation de la grande-échelle simulée par le modèle régional, ce dont il est possible de s'apercevoir dans le cas d'un forçage par une ré-analyse (Castro et al., 2004) ou dans un cadre idéalisé (Radu et al., 2008). Notons toutefois que ces dérives ne sont pas

nécessairement le fruit de la variabilité interne du modèle mais peuvent résulter de biais systématiques.

La question de savoir dans quelle mesure la variabilité interne constitue un avantage ou un inconvénient des LAM fait donc encore débat. En l'absence de variabilité interne, on peut arguer que le modèle n'a pas la liberté de créer les processus de fine échelle que l'on attend de lui et qu'il se comporte dès lors comme un simple interpolateur (Christensen et al., 2001). D'un autre côté, une variabilité interne qui conduirait à une dégradation de la grande-échelle serait problématique.

D'un point de vue pragmatique, la variabilité interne est un fait qu'il importe de prendre en considération dans les applications que l'on peut faire des modèles à aire limitée.

Comme mentionné plus haut, elle peut s'avérer problématique lorsque l'on s'intéresse à la reproduction de la chronologie imposée par les conditions aux frontières dans le modèle. Une stratégie d'analyse où la validation des performances du modèle reposerait sur son aptitude à simuler un état de l'atmosphère conforme à la chronologie de la grande-échelle qui lui est prescrite n'aura donc de sens que si la variabilité interne du modèle n'est pas trop importante, et il conviendra donc de réaliser une évaluation de son amplitude.

L'existence de la variabilité interne conduit également à compliquer l'analyse des études de sensibilité à la configuration d'un modèle donné, l'inter-comparaison de modèles, et l'attribution d'un signal au changement climatique dans des projections en climat futur. Dès lors que l'on cherche à étudier l'impact de la modification d'un ou plusieurs paramètres (changement de configuration de modèle, utilisation d'un modèle différent, augmentation des gaz à effet de serre, etc.) sur le climat simulé, on fait en effet la supposition que toute chose est égale par ailleurs. Une interprétation rigoureuse des résultats obtenus dans ce type d'études nécessite donc de comparer l'amplitude du signal observé à celle de la variabilité interne du ou des modèles utilisés (O'Brien et al., 2010).

Pilotage spectral

Une façon de réduire la variabilité interne des modèles à aire limitée et/ou de s'abstraire des éventuels biais systématiques de leur grande-échelle consiste à rappeler les grandes ondes simulées par le LAM vers celles qui lui sont imposées. Cette technique est appelée pilotage spectral (*Spectral nudging* en anglais), elle fut initialement proposée par Waldron et al. (1996); von Storch et al. (2000); Biner et al. (2000). Elle consiste à exercer un terme de rappel sur la décomposition spectrale des variables pronostiques du modèle – après une transformation de type Fourier –, qui ne sera actif que pour les harmoniques de grande longueur d'onde. Toutes les variables pronostiques ne sont pas nécessairement rappelées et en général, le « nudging » n'est appliqué qu'en altitude, à partir d'un certain niveau vertical.

L'utilisation de cette technique permet de corriger avec succès les éventuelles dérives du modèle régional (Radu et al., 2008). En réduisant l'ampleur de la variabilité interne du modèle auquel il est appliqué, le pilotage conduit également à une atténuation de la sensibilité au choix de ses paramètres de configuration tels que la taille et la position du domaine d'intégration (Miguez-Macho et al., 2004). Mais pour les mêmes raisons, certains auteurs signalent que l'emploi de cette technique peut s'avérer préjudiciable à la représentation de certains phénomènes de petite échelle, tels que les extrêmes de précipitation (Alexandru et al., 2009).

Position et taille du domaine

L'utilisation des modèles régionaux au cours des dernières décennies a montré que les performances de ces derniers étaient assez sensibles au positionnement et à la taille de leur domaine d'intégration (Seth and Giorgi, 1998). Il n'existe pas de vérité absolue en la matière mais les études pratiques et théoriques menées sur ce sujet ont conduit à un certain nombre de recommandations.

Il est habituellement conseillé de placer les frontières de son domaine suffisamment loin de la région étudiée pour que celle-ci ne pâtit pas des effets de bords affectant la bordure du domaine. Et pour autant que cela soit possible, on estime préférable d'éviter de définir un domaine dont les frontières seront situées dans une région où la topographie est complexe et/ou interagit fortement avec le flux entrant (Antic et al., 2004).

Les travaux de Leduc and Laprise (2009) montrent en outre que plus le domaine est grand, plus le modèle s'écarte de la grande échelle imposée à ses frontières – ce qui rejoint les considérations relatives à sa variabilité interne. Selon les applications que l'on projette de réaliser, il peut alors apparaître plus judicieux d'appliquer un pilotage spectral, comme le conseille Miguez-Macho et al. (2004). Leduc and Laprise (2009) indiquent qu'à l'inverse, l'utilisation d'un petit domaine (moins de 100x100 points) peut s'avérer nuisible à la création de structures de fine échelle qui soient propres au modèle. C'est ainsi qu'a été introduite la notion de « spin-up » spatial (Leduc and Laprise, 2009), représentant la distance caractéristique nécessaire à un LAM pour créer sa petite échelle à partir du flux entrant. Leduc and Laprise (2009) précisent que cette distance peut être réduite lorsque la petite échelle est fortement contrainte par les conditions de surface (relief, contraste terre-mer), auquel cas la valeur ajoutée du LAM peut entrer en jeu plus rapidement.

A ces recommandations, on peut ajouter ici la préconisation suivante : la résolution effective d'un modèle numérique étant comprise entre 2 et 10 fois sa résolution réelle (selon l'amplitude de la diffusion numérique) et la longueur d'onde maximale des phénomènes représentés dans un LAM étant égale à la plus petite dimension de son domaine d'intégration, il semble opportun de ne pas définir de domaine dont la taille soit inférieure à la résolution effective des LBC imposées à ses frontières, ce afin de ne pas induire de discontinuité trop importante dans le spectre d'énergie.

Résolution

Au cours des dernières années, la résolution usuelle des modèles régionaux de climat est passée d'une centaine de kilomètres à 50/25 km. Le bénéfice apporté par le passage d'une résolution de 50 km à 20/30 km n'apparaît pas de façon évidente dans toutes les études s'étant intéressées à la question. Pour ce qui est des précipitations, certains auteurs constatent une valeur ajoutée (Suklitsch et al., 2008; Boberg et al., 2010) tandis que dans d'autres travaux, l'augmentation de résolution ne conduit pas à des améliorations notables (Almazroui (2010)) ou en tous cas pas systématiques (Rauscher et al., 2010). Mais les comparaisons se trouvent souvent être plus ou moins biaisées par la résolution des climatologies utilisées pour la validation (Rauscher et al., 2010).

Des résolutions de l'ordre de la dizaine de kilomètres commencent à être explorées. De récentes études font état d'une amélioration sensible de la modélisation de processus de plus fine échelle tels que les extrêmes de précipitations quotidiennes (Kanamaru and Kanamitsu, 2007; Déqué and Somot, 2008; Torma et al., 2010; Heikkilä et al., 2010). Cette piste sera explorée en détail dans la présente étude.

Notons qu'à ces échelles, le saut de résolution entre les conditions aux frontières et le modèle régional peut s'avérer problématique. Il est recommandé dans la littérature de ne pas dépasser un facteur d'environ 10 entre les deux résolutions (Denis et al., 2003; Rummukainen, 2010), au delà duquel il est jugé préférable de mettre en place un système d'imbrications multiples (Rojas, 2006).

Le système climatique régional

De plus en plus, la communauté scientifique en modélisation régionale du climat s'oriente vers la mise en place de modèles couplés à des modèles d'océan, de glace, de routage des fleuves, et/ou de surface continentale.

Pour la région d'étude qui nous intéresse ici (Ouest et Sud de l'Europe), il existe deux systèmes incluant un couplage à un modèle de mer Méditerranée (Somot et al., 2008; Artale et al., 2009). Le modèle décrit dans (Somot et al., 2008) a également été couplé à un schéma de surface et un modèle de routage des fleuves.

On peut également citer les systèmes climatiques régionaux mis en place et inter-comparés dans le cadre du projet CIRCE, et notamment ceux développés au MPI (Max Planck Institute) et au LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique).

1.2.3 Les méthodes statistiques de descente d'échelle

Nous n'allons pas présenter ici une revue bibliographique de toutes les méthodes de descentes d'échelle statistique existantes. Ce travail étant principalement basé sur l'utilisation d'un modèle régional de climat, nous nous contenterons d'en détailler le principe général (pour une revue bibliographique complète des méthodes utilisées pour la représentation des précipitations quotidiennes, se référer à l'article de Maraun et al. (2010)).

La majorité de ces techniques reposent sur l'établissement d'un lien statistique entre des variables de grande-échelle et/ou de méso-échelle simulées par les GCM et/ou les RCM et les données observées des paramètres que l'on cherche à représenter localement ; les variables de grande-échelle sont alors appelées « prédicteurs », et les variables locales « prédictands ». Wilby and Wigley (1997) proposent de classer les méthodes statistiques de descente d'échelle en trois grandes familles : les méthodes de régression, les méthodes basées sur les régimes de temps, et les générateurs de temps. Les premières se bornent à établir un lien statistique entre la série des prédicteurs simulés et celle des prédictands observés. Les secondes réalisent au préalable une classification des situations synoptiques en régimes ou types de temps et s'attachent ensuite à relier les valeurs prises par les prédicteurs à celles des prédictands en fonction de cette classification. Les dernières produisent des séquences aléatoires de variables météorologiques semblables à celles observées.

De façon générale, ces méthodes statistiques permettent d'aboutir à des résultats plus proches des observations en climat présent, et d'atteindre une résolution plus fine que celle des RCM. La principale critique qui leur est adressée porte sur la validité de l'hypothèse de permanence du lien statistique dans un climat en évolution. En appliquant ces méthodes à des scénarios de changement climatique, on suppose en effet que la relation statistique établie dans le présent restera valable dans le futur, ce qui n'est pas nécessairement le cas. On peut par ailleurs remarquer qu'en dehors de l'étude du lien qui peut effectivement exister entre les régimes de temps et les variables locales, les simulations résultant de l'emploi des méthodes de descente d'échelle statistique comportent assez peu d'informations exploitables en termes de compréhension du climat et de ses évolutions. Leurs objectifs sont

davantage tournés vers l'utilisation des sorties de modèles de climat pour des applications telles que les études d'impacts, où des données à plus haute résolution sont nécessaires. Elles visent donc avant tout à tenter de pallier les défauts et les limites des modèles de climat régionaux pour ces utilisations et non à se substituer à eux.

Avec l'amélioration croissante des performances des modèles régionaux (RCM) et l'augmentation progressive de leur résolution, se sont développées des techniques de corrections/adaptations statistiques des sorties de modèles (voir par exemple Déqué, 2007). Il ne s'agit alors plus de considérer les prédicteurs simulés par le RCM mais directement la variable d'intérêt (prédictand), que l'on corrige vers le spectre des valeurs observées. On s'intéressera dans ce travail aux avantages et limites de l'application de ce type de correction.

1.3 Modélisation des extrêmes de précipitation par les modèles régionaux de climat (RCM)

Il ne fait pas de doute que les modèles régionaux de climat ont permis d'améliorer considérablement la représentation locale des variables atmosphériques (voir entre autres Giorgi and Bates, 1989; Giorgi, 1990; Christensen et al., 1997), et en particulier des précipitations (Feser, 2006) et de leurs valeurs extrêmes (Durman et al., 2001; Diffenbaugh et al., 2005). Cette section présente une revue bibliographique des techniques d'analyse et de validation employées dans l'étude des extrêmes de pluie quotidienne simulés par les RCM, et des résultats ainsi obtenus sur l'Europe et la Méditerranée, en climats présent et futur.

La majorité des travaux portant sur ce sujet – réalisés antérieurement ou dans le même temps que le présent de travail – ont été menés dans le cadre de projets européens d'inter-comparaison de simulations régionales en climat présent et futur :

- le projet PRUDENCE (*Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects* : <http://prudence.dmi.dk>) qui a pris fin en 2004,
- le projet STARDEX (*Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions*) se basant sur les simulations réalisées dans le cadre de PRUDENCE (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>) qui a pris fin en 2005,
- le projet ENSEMBLES (*ENSEMBLE-based Predictions of Climate Changes and their Impacts* : <http://www.ensembles-eu.org/>) qui a pris fin en 2009.

Dans PRUDENCE et STARDEX, les RCM ont été utilisés à une résolution de 50 km sur la période 1961-1990 pour le climat présent, 2021-2050 et 2071-2100 pour le climat futur. Les projections de changement climatique y suivent le scénario d'émission de gaz à effet de serre B1 et A2 et (Nakićnović et al., 2000) de l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, GIEC en français). Dans ENSEMBLES, les simulations ont une résolution de 25 km de résolution et s'étendent sur la période continue 1951-2050, prolongée jusqu'en 2100 pour certains modèles, la partie projection dans le futur suivant le scénario A1B (Nakićnović et al., 2000). Dans les deux cas, les RCM sont utilisés sur un large domaine couvrant toute l'Europe, et donc entre autres, la région Nord de la Méditerranée qui nous intéresse.

On peut également citer le projet CECILIA (*Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment* : <http://www.cecilia-eu.org/>) – quoique sa zone d'étude soit extérieure à la nôtre –, et plus centrés sur la région méditerranéenne et la France, les projets CIRCE (*Climate Change and Impact Research : the Mediterranean Environment* : <http://www.circeproject.eu/>), HyMeX (*Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment* : <http://www.hymex.org/>), MedUP (*forecast and projection in climate scenario of Mediterranean intense events : Uncertainties and Propagation on environment* : <http://www.cnrm.meteo.fr/medup/>) et SCAMPEI (Scénarios Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomène extrêmes, Enneigement and Incertitudes : <http://www.cnrm.meteo.fr/scampeii/>), dont les travaux sont en cours et dans lesquels s'inscrit partiellement cette étude.

1.3.1 Les diagnostics de valeurs extrêmes

Une multitude de diagnostics peuvent être envisagés pour étudier les extrêmes de précipitations quotidiennes. Pour l'inter-comparaison des simulations, une liste d'indices a été proposée au cours du projet STARDEX :

- *pq90* : quantile d'ordre 90% de pluie (seuls les jours pluvieux – c'est-à-dire ceux où la précipitation excède 1 mm/jour – sont pris en compte dans le calcul de cet indice),
- *pfl90* : pourcentage de la précipitation totale correspondant à des pluies quotidiennes excédant l'indice *pq90*,
- *pnl90* : nombre d'événements pour lesquels la précipitation quotidienne excède l'indice *pq90*.

Les études réalisées dans le cadre de STARDEX se sont donc essentiellement concentrées sur ces diagnostics (voir Frei et al., 2003; Sánchez et al., 2004; Frei et al., 2006; Haylock et al., 2006; Schmidli et al., 2007).

L'intensité et/ou la rareté des événements ainsi caractérisés restent toutefois assez modérées, ce qui fut un choix assumé dans STARDEX, les valeurs plus extrêmes étant plus délicates à manipuler (voir à ce sujet l'introduction au rapport final du projet sur le site indiqué plus haut). D'autres travaux ont donc considéré des valeurs plus extrêmes de pluie dans les RCM. Classiquement, les précipitations quotidiennes y sont alors analysées au travers des diagnostics suivants :

- quantiles d'ordre très élevés (Christensen and Christensen, 2004; Déqué and Somot, 2008; Boberg et al., 2008, 2010; Lenderink, 2010),
- queue de distribution de la fonction de densité de probabilité (PDF) (Boberg et al., 2008, 2010),
- maxima annuels et/ou saisonniers (Räisänen and Joellson, 2001; Beniston et al., 2007),
- événements de durée de retour typique de 5, 10, 20 et/ou 30 ans (Huntingford et al., 2003; Semmler and Jacob, 2004; Frei et al., 2006; Goubanova and Li, 2006; Beniston et al., 2007),
- nombre de jours où la précipitation excède un seuil absolu en mm/jour et contribution de ces cumuls à la précipitation moyenne totale.

Si dans la plupart des cas, quantiles, PDF et valeurs maximales sont directement extraits des séries de précipitations simulées, le calcul des durées de retour fait appel à la théorie des valeurs extrêmes : il résulte de l'estimation des paramètres de la loi de distribution généralisée des valeurs extrêmes (GEV) à partir des maxima annuels et/ou saisonnier.

1.3.2 Validation des performances des RCM en climat présent

Données de référence

Les jeux de données de référence existants se présentent sous deux formes : les séries de données ponctuelles provenant de stations d'observation et les climatologies en points de grille – autrement appelées « gridées » – construites à partir des données de stations et fournissant des valeurs réparties de façon uniforme dans l'espace.

Dans l'analyse des performances des modèles de climat, les climatologies en points de grille sont généralement préférées, car leur format est plus comparable aux sorties de modèles et que les observations sous-jacentes ont fait l'objet d'un traitement d'homogénéisation

dans le temps, essentiel à leur utilisation en climat. Mais rares sont les climatologies qui fournissent des données quotidiennes sur de longues périodes de temps, or c'est précisément cette résolution temporelle qui est visée ici. Les travaux les plus récents de validation des extrêmes simulés par les RCM en Europe utilisent la climatologie E-OBS réalisée par Haylock et al. (2008) pour le projet ENSEMBLES, laquelle couvre toute l'Europe à 25 km ou 50 km de résolution – au choix –, sur la période 1950-2006. Les études antérieures à la construction de E-OBS se sont basées sur la climatologie en points de grille de Frei et al. (2003) à 50 km de résolution sur la région alpine (Frei et al., 2003, 2006; Schmidli et al., 2007) pour la période 1979-1993 ou sur des réseaux de données de stations. Ces derniers couvrent généralement une zone assez limitée dans l'espace, comprenant tout au plus un pays (voir par exemple Räisänen and Joelsson, 2001; Semmler and Jacob, 2004; Beniston et al., 2007), excepté dans les études de Boberg et al. (2008) et Boberg et al. (2010) qui utilisent des observations s'étendant sur toute l'Europe, mais avec une densité plus réduite (données ECA-D (European Climate Assessment and Dataset) Klein Tank (2002)).

Méthodes de comparaison aux données

Les validations qui utilisent des climatologies en points de grille comparent généralement la structure spatiale des indices d'extrêmes et de leur variabilité interannuelle en examinant les champs 2D sur chacune des grilles (modèles et observations). Mais pour calculer des scores de performances, les valeurs simulées et observées sont ensuite moyennées sur des zones géographiques plus ou moins étendues, ou ré-échantillonnées sur des boîtes de dimension supérieure à la résolution. Cette seconde opération consiste à calculer les diagnostics d'extrêmes en considérant les séries de valeurs quotidiennes sur l'ensemble des points de la zone, comme s'il s'agissait de valeurs observées pour des jours différents – cette méthode est appelée « *pooling* » dans la littérature.

Les études qui se réfèrent à des observations de stations effectuent généralement le même type d'opérations, en moyennant les données disponibles dans chaque maille du modèle et/ou en réalisant un « *pooling* » des valeurs simulées et des données observées sur des boîtes plus ou moins étendues.

Résultats obtenus

Les études prenant pour référence une climatologie en points de grilles montrent que la structure spatiale des valeurs extrêmes s'avère être généralement bien représentée dans les modèles régionaux de climat, même dans les régions présentant une orographie complexe. La figure 1.9, extraite de Frei et al. (2006), illustre ce résultat au travers de la modélisation des précipitations quotidiennes de durée de retour 5 ans en automne (SON) dans la région alpine par un ensemble de RCM à 50 km de résolution. Elle indique que les RCM sont capables de représenter des structures de mésoéchelle non triviales, correspondant à des phénomènes de pluies intenses en cette saison, apportant ce faisant une valeur ajoutée substantielle par rapport aux performances des GCM (Frei et al., 2006; Schmidli et al., 2007).

Les RCM sont aussi à même de reproduire de façon satisfaisante la variabilité interne des extrêmes de précipitation (Schmidli et al., 2007).

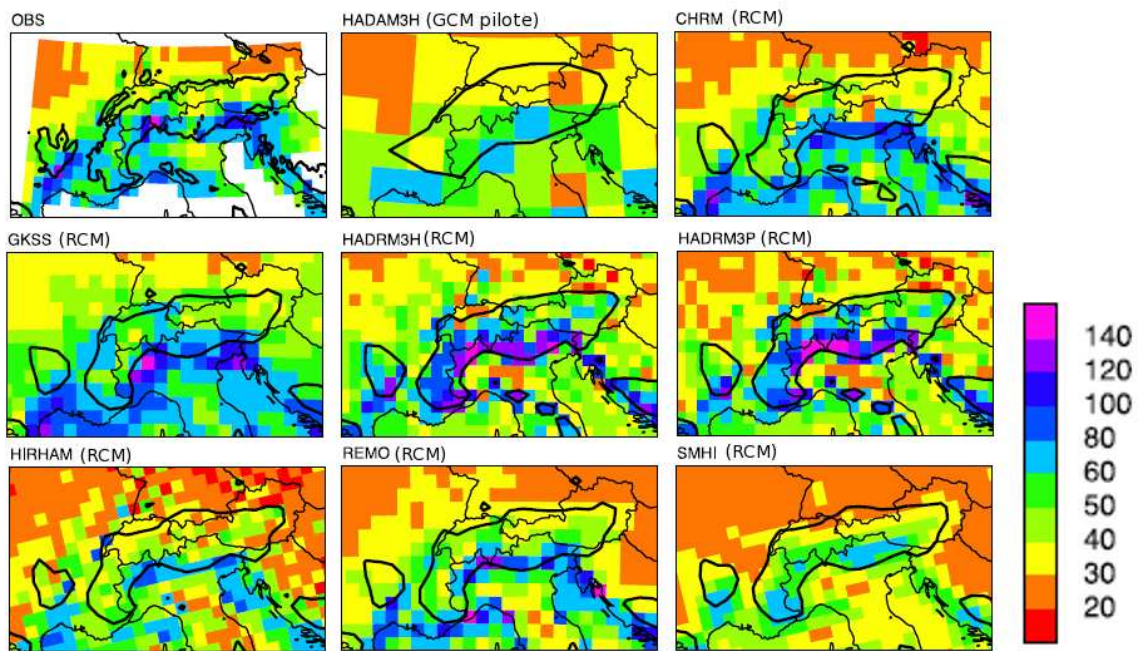


FIG. 1.9 – Figure extraite de Frei et al. (2006) : Précipitation quotidienne de durée de retour 5 ans en automne (SON) dans la région alpine : valeurs observées dans la climatologie de Frei et al. (2003) et simulées par un ensemble de modèles régionaux de climat à 50 km de résolution, forcés par le GCM HADAM3H sur la période (1971-1990), dans le cadre du projet PRUDENCE.

En revanche, l'étude des scores obtenus au terme des diverses opérations de moyennes et/ou ré-échantillonnage des valeurs simulées et observées révèle que les RCM peuvent présenter des biais assez importants en termes de cumulés atteints. Selon les régions, les diagnostics, les données et les modèles considérés, les valeurs extrêmes de précipitation oscillent globalement entre une sous-estimation atteignant au plus 20% à 50% et une surestimation maximale de l'ordre de 20% à 30%.

Les RCM présentent globalement de meilleures performances pour les précipitations hivernales qu'estivales, avec une légère surévaluation dans le premier cas et plutôt une tendance à la sous-estimation dans le second. Ils sont également plus réalistes dans la moitié Nord de l'Europe et en plaine, et tendent à être moins satisfaisants dans les zones de reliefs plus accidentés et dans le Sud de l'Europe. Cette disparité peut s'expliquer par le fait qu'en moyenne, les valeurs extrêmes d'hiver et/ou dans le Nord de l'Europe sont davantage associées à la dynamique des structures de grande et moyenne échelle, tandis que dans le Sud et en été, les pluies intenses sont plus souvent causées par des orages isolés, plus difficiles à représenter dans les RCM.

Par ailleurs, la comparaison des performances des RCM du projet PRUDENCE à celles de différentes méthodes statistiques de descente d'échelle – pour les métriques définies dans STARDEX – ne font pas état de scores significativement meilleurs à tout point de vue des uns ou des autres (Haylock et al., 2006; Schmidli et al., 2007).

D'un point de vue plus méthodologique, on constate à la lecture des travaux qui ont été cités ici qu'il n'existe pas de consensus sur la façon de valider les performances des modèles régionaux de climat dans leur représentation des pluies extrêmes. Si la diversité des approches envisagées permet d'aboutir à une connaissance plus riche de l'aptitude

des modèles à simuler des précipitations intenses, elle conduit aussi à s'interroger sur l'influence du choix des données et/ou méthodes d'analyse sur les conclusions tirées d'une étude de validation.

C'est ainsi que dans leurs inter-comparaisons respectives des extrêmes simulés par les modèles d'ENSEMBLES à 25 km de résolution, Lenderink (2010) et Boberg et al. (2010) parviennent à des conclusions opposées.

Boberg et al. (2010) s'intéressent aux PDF de précipitations quotidiennes résultant de l'intégration (« *pooling* ») des valeurs sur de larges régions couvrant l'ensemble de l'Europe. Les auteurs mettent ainsi en évidence un assez bon accord des extrêmes simulés et observés, avec plutôt une tendance à la sous-estimation dans la queue de distribution.

Lenderink (2010) compare les quantiles d'ordre 99.9% des mêmes simulations à ceux des données de E-OBS, en estimant les valeurs de quantiles par « *pooling* » sur des boîtes d'environ 200 km de côté. Il constate alors que les RCM d'ENSEMBLES surestiment largement ces valeurs (avec un biais moyen de 38%, atteignant plus de 50%, voire même 100%, pour certains modèles et certaines régions). Se basant sur les travaux Hofstra et al. (2009) et Hofstra et al. (2010) ayant montré que la climatologie E-OBS présentait des limites assez importantes pour ce qui est de la validation des pluies extrêmes, Lenderink (2010) conclut que ce jeu de données ne permet pas d'évaluer correctement les extrêmes simulés dans les expériences d'ENSEMBLES, mettant ainsi en évidence la sensibilité des scores de performances aux biais contenus dans les observations et la nécessité de climatologie à haute résolution pour la validation des extrêmes simulés par les modèles régionaux.

1.3.3 Projections en climat futur

Dans les projections climatiques globales et régionales, la région méditerranéenne se distingue par sa forte sensibilité au changement climatique. La plupart des modèles s'accordent en effet à simuler un assèchement et un réchauffement marqués (Somot et al., 2006, 2008; Gibelin and Déqué, 2003), ce qui a amené Giorgi (2006) à qualifier cette région de « *hot spot* » du changement climatique. Mais ce résultat n'implique pas nécessairement une diminution des précipitations extrêmes, comme nous l'avons vu au paragraphe 1.1.4.

Globalement, les scénarios régionaux de changement climatique sur l'Europe simulent un accroissement des précipitations extrêmes hivernales et estivales sur une large partie de la moitié Nord de l'Europe. Si certaines études d'inter-comparaison font état d'une dispersion assez importantes de la réponses des RCM et méthodes statistiques de descente d'échelle, et par suite d'une incertitude assez forte, dans certaines régions (Haylock et al., 2006; Schmidli et al., 2007), on constate un relativement bon accord des modèles à plus grande échelle (Semmler and Jacob, 2004; Christensen and Christensen, 2004; Beniston et al., 2007; Semmler and Jacob, 2004; Boberg et al., 2008, 2010).

Les résultats obtenus en région méditerranéenne sont un peu plus nuancés : dans la littérature, un certain nombre de travaux font état d'un accroissement des épisodes de pluies intenses dans le futur (Sánchez et al., 2004; Gao et al., 2006; Goubanova and Li, 2006), d'autres constatent plutôt une diminution de ces extrêmes (Beniston et al., 2007; Frei et al., 2006), en particulier en été.

Au vu de la diversité des indices, méthodes d'analyse, régions d'agrégation et saisons considérés dans l'ensemble de ces travaux, il serait pour le moins fastidieux de présenter un compte rendu qui se voudrait exhaustif de l'ensemble des résultats obtenus. Ce serait en outre hors de notre propos, dans la mesure où la plupart des études s'intéressent aux évo-

lutions futures des extrêmes de précipitations en Europe (zone méditerranéenne comprise), se concentrent sur les saisons d'hiver (DJF) et d'été (JJA), lesquelles ne correspondent pas à la période d'occurrence des événements méditerranéens de pluies intenses étudiés ici, qui se produisent de septembre à décembre (cf paragraphe 1.1.4). On peut toutefois signaler que les travaux qui examinent la réponse des extrêmes de précipitations d'automne (SON) de cette région au changement climatique font plutôt état d'une intensification de ces derniers dans des simulations climatiques régionales (Gubanova and Li, 2006; Schmidli et al., 2007). A cet égard, on peut également mentionner les résultats de Boberg et al. (2008, 2010) où dans toutes les régions considérées – Méditerranée comprise –, les simulations réalisées dans le cadre de PRUDENCE à 50 km de résolution, puis ENSEMBLES à 25 km de résolution, font état d'une diminution des précipitations dans le futur jusqu'à un ordre de quantile élevé (supérieur à 99%) au delà duquel elles augmentent.

Ces résultats soutiennent l'hypothèse exposée en 1.1.4, selon laquelle un réchauffement du climat entraînerait une intensification des précipitations les plus intenses sans qu'il y ait nécessairement davantage de jours de pluie et/ou une augmentation conjointe des précipitations plus modérées.

1.3.4 Discussion : avantages et limites des approches envisagées pour l'étude des HPE

A l'issue de cette revue bibliographique, il apparaît que les RCM sont susceptibles de représenter des structures spatiales et une variabilité interannuelle assez réalistes de phénomènes extrêmes de méso-échelle (voir figure 1.9), mais que les travaux existants sur le sujet ne permettent pas de dire grand chose de leur aptitude à simuler les événements méditerranéens de pluies intenses que sont les HPE (*High Precipitation Events*, épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France, cf 1.1.3) ni des éventuelles évolutions de ces phénomènes dans le futur.

Les diagnostics envisagés pour la validation des modèles et l'analyse des scénarios de changement climatique ne discriminent pas ces événements du reste des extrêmes ; ou autrement dit, les HPE ne sont pas définis en tant qu'objets que l'on chercherait à étudier de façon distincte. En effet, soit les indices calculés regroupent toutes sortes de phénomènes, soit les valeurs observées et simulées sont agrégées sur des régions ou boîtes qui ne recouvrent pas la zone d'occurrence des HPE ou conduisent à une dégradation de la résolution trop importante pour pouvoir étudier ces événements, soit enfin les saisons considérées ne correspondent pas à la période durant laquelle les HPE sont observés.

Pour autant, les résultats obtenus de façon globale sur les diverses régions européennes et le fait qu'ils soient conformes aux hypothèses physiques exposées en 1.1.4 donnent à penser que les HPE sont susceptibles de s'intensifier sous l'effet du réchauffement climatique, qui affecterait l'atmosphère environnante et les températures de surface de la mer Méditerranée. Il semble donc d'autant plus opportun de chercher à modéliser la variabilité climatique de ces événements.

La section qui suit présente la méthode statistico-dynamique qui a été envisagée à cet effet dans le cadre du projet CYPRIM (CYclogénèse et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne) s'étant spécifiquement intéressé à l'étude de ces phénomènes et à leur modélisation en prévision du temps et en climat.

1.4 Modélisation climatique des HPE : la solution statistico-dynamique envisagée dans le projet CY-PRIM

Comme nous l'avons vu au début de ce chapitre, les HPE sont associés à des situations de grande et moyenne échelle assez précises mais l'occurrence de cumuls véritablement intenses découlent de la quasi-stationnarité des systèmes convectifs de méso-échelle, laquelle fait intervenir des processus que l'on peut difficilement espérer modéliser avec succès dans un modèle de climat hydrostatique qui ne résout pas explicitement la convection.

Partant de ce constat, les travaux réalisés dans le cadre du projet CYPRIM ont abouti à la mise en place d'un algorithme de détection de ces phénomènes à partir de certains des champs de grande et moyenne échelles simulés par un modèle de climat : géopotential à 500 hPa, direction du vent et flux d'humidité à 925 hPa. Cet algorithme repose sur une classification statistique des situations synoptiques propices à l'occurrence des HPE, réalisée à partir d'analyses des champs de ces trois prédicteurs lors d'événements de fortes précipitations dans le Sud-Est de la France. Tous les détails relatifs à cette classification et à l'algorithme de détection qui en découle figurent dans Ricard et al. (2009) et Nuissier et al. (2011), et une présentation plus complète en sera donnée au chapitre 4. L'objectif est ici simplement d'introduire la méthode statistico-dynamique de modélisation des HPE en climat qui découle de ces travaux.

L'idée de cette méthode est la suivante : utiliser l'algorithme pour détecter les jours correspondant à des HPE dans un scénario de changement climatique global ou régional, puis forcer un modèle non-hydrostatique à très haute résolution par le modèle de climat pour les jours ainsi détectés. Cette solution a été appliquée à une simulation régionale couplée à un modèle de mer Méditerranée couvrant la période 1961-2099 avec un scénario A2 d'évolution des gaz à effet de serre (Somot et al., 2008) utilisée comme forçage du modèle Meso-NH (Lafore et al., 1998) à 2.5 km de résolution dans le Sud-Est de la France pour une vingtaine de cas censés correspondre à des HPE en climat présent et futur. Les résultats obtenus sont en cours de publication (Beaulant et al., *Accepté*).

S'il est clair qu'un modèle non-hydrostatique à très haute résolution est plus à même de modéliser les pluies intenses survenant lors de ces événements, la proportion d'événements que l'algorithme est susceptible de détecter avec succès dans une simulation climatique reste modeste. Appliqué aux valeurs observées des prédicteurs considérés (Z500, vent et flux d'humidité en basses couches) sur la période 1960-2000 dans la ré-analyse ERA-40 (Uppala et al., 2005), il permet de détecter avec succès 15% des HPE réellement observés sur cette période, pour un taux de fausse alerte d'un peu moins de 30%. Ces fausses alertes correspondant à des jours de précipitations assez intenses – quoique moins extrêmes que celles survenant lors des HPE – on peut considérer que l'algorithme détecte un peu moins d'un quart des événements de pluies intenses survenant dans le Sud-Est de la France, en estimant que les 30% de fausses alertes peuvent être assimilées à des HPE. La méthode statistico-dynamique aboutit à une modélisation très précise de l'évolution des caractéristiques de ce quart des épisodes extrêmes reproductibles dans une simulation climatique, mais sauf à supposer que les autres cas sont sujets aux mêmes évolutions, elle ne permet pas de déterminer ce qu'il advient des trois-quarts restants d'événements. L'évolution du nombre de jours sélectionnés par l'algorithme en climats présent et futur ne portant que sur une minorité des cas, cette solution statistico-dynamique ne permet pas de répondre à la question de savoir comment la fréquence d'occurrence des HPE est susceptible d'évoluer

avec le changement climatique.

1.5 Problématique de l'étude et organisation du manuscrit

1.5.1 Questions scientifiques

Dans quelle mesure un modèle régional de climat est-il capable de simuler les précipitations extrêmes survenant lors des épisodes méditerranéens intenses dans le Sud-Est de la France ?

C'est la question qui sous-tend l'ensemble de ce travail de thèse, l'objectif étant de déterminer si un modèle de climat peut ainsi atteindre des performances suffisantes en climat présent pour constituer un outil valable à l'étude de l'évolution de ces événements extrêmes dans le futur.

Même si une modélisation fine de ces événements requiert l'emploi de modèles non-hydrostatiques, les résultats obtenus par un ensemble de RCM à 50 km dans une région incluant en partie notre zone d'étude (Frei et al., 2003, 2006; Schmidli et al., 2007, voir section 1.3.2) sont suffisamment encourageants pour s'intéresser à la représentation des événements de pluies intenses affectant le Sud-Est de la France (HPE) dans un modèle de climat à aire limitée.

J'ai fait le choix d'aborder cette question au travers d'un seul modèle : ALADIN-Climat. Non que l'inter-comparaison de différents RCM à l'égard de la modélisation des HPE ne présente pas d'intérêt, mais il m'a semblé plus opportun d'étudier la sensibilité de la représentation de ces événements extrêmes aux différents paramètres de configuration qui définissent une simulation conduite avec un modèle régional à aire limitée (LAM) donné – perspective dans laquelle il était difficile d'inclure une comparaison des résultats obtenus avec un ensemble de modèles pour chaque configuration.

Les études de sensibilité à la configuration d'un LAM qui ont été précédemment réalisées accordant assez peu de place à la modélisation des phénomènes extrêmes, l'évaluation de la capacité d'un modèle à simuler les HPE implique de se poser la question suivante :

Les performances du modèle à simuler les extrêmes de précipitation considérés dépendent-elles de sa configuration et si oui, quelle est celle qui conduit aux meilleurs résultats ?

Ce point rejoint une partie des objectifs du projet MedUP où il est précisément question d'étudier la sensibilité des modèles de climat dans cette perspective.

Ne pouvant pas considérer l'ensemble des paramètres susceptibles d'influer sur la représentation de ces événements dans le temps imparti pour ce travail, je me suis concentrée sur ceux relatifs à ce que l'on pourrait appeler la géométrie du modèle, comprenant : la taille et la position du domaine, le couplage à un modèle de mer Méditerranée, l'utilisation d'un pilotage spectral et la résolution.

Il est clair que le choix des paramétrisations physiques, et en particulier celle de la convection profonde, influe très probablement sur le processus étudié ici, et une des limites de ce travail est de n'avoir pas abordé cette question.

La recherche d'une configuration optimale à la modélisation des HPE nécessite en outre de s'interroger sur les méthodes d'analyses susceptibles de traduire le plus justement et le plus objectivement la performance d'une simulation à représenter ces événements. En effet, nous avons vu précédemment que la façon dont les extrêmes de précipitation sont habituellement abordés dans les simulations climatiques régionales ne permettaient pas – ou difficilement – de s'intéresser aux HPE en tant que phénomènes spécifiques.

Dans cette étude, je m'efforcerai donc d'apporter des éléments de réponse au problème suivant :

Quels diagnostics et analyses des précipitations simulées par un modèle de climat traduisent au mieux la capacité d'une expérience à représenter les événements méditerranéens de pluies intenses ?

Enfin, une fois qu'une configuration jugée optimale aura été fixée, nous pourrons aborder ces deux questions :

Le modèle ALADIN-Climat peut-il être utilisé comme outil d'investigation de l'étude de la variabilité climatique des HPE, et si oui, selon quelles modalités et avec quelle confiance ?

Que permet-il de dire quant à l'évolution de ces événements de pluies intenses en climat futur ?

1.5.2 Organisation du manuscrit

A la suite de ce premier chapitre d'introduction, le manuscrit de ce travail de thèse s'articule selon le plan suivant :

- * Le **chapitre 2** détaille les caractéristiques du modèle de climat à aire limitée utilisé dans ce travail, à savoir ALADIN-Climat, puis celles des jeux de données pris pour référence dans la validation des simulations. Il précise ensuite les bases méthodologiques relatives aux différents types de simulations réalisées, aux diagnostics utilisés pour caractériser les extrêmes de précipitations, à la comparaison des valeurs simulées aux observations, et aux tests statistiques permettant d'évaluer la significativité des différences obtenues dans les études de sensibilité et en scénario de changement climatique.
- * Le **chapitre 3** présente les résultats des différentes études de sensibilité aux paramètres de configuration d'ALADIN-Climat. L'une de ces études a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Tellus A* (Colin et al. (2010)), ce dernier est inclus tel quel dans le manuscrit, après un résumé en français, et quelques compléments sont ensuite apportés.
- * Le **chapitre 4** se concentre sur la valeur ajoutée du passage d'une résolution de 50 km à 12.5 km au travers de simulations forcées par ERA-40. Les performances d'ALADIN-Climat sont alors appréciées au regard de celles obtenues avec l'algorithme de détection CYPRIM (Nuissier et al., 2011) et la méthode de descente

d'échelle statistique DSCLIM (Boé et al., 2006; Boé, 2007; Boé and Terray, 2008-a). Enfin, la variabilité interne du modèle est évaluée afin de comparer son amplitude à celle des différences observées.

- * Le **chapitre 5** présente les résultats de deux scénarios régionaux de changement climatique, réalisés avec ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution et DSCLIM.

Chapitre 2

Présentation des outils, données et méthodes

2.1 Le modèle régional de climat : ALADIN-Climat, version 5.1

2.1.1 Historique

ALADIN-Climat est un modèle spectral, hydrostatique, semi-lagrangien et semi-implicite. Il est issu du modèle de prévision numérique ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique et Développement InterNational) développé à Météo-France en partenariat avec plusieurs pays européens (Bubnova et al., 1993). ALADIN correspond à une version à aire limitée du modèle global de prévision ARPEGE/IFS, développé en collaboration avec le centre européen (CEP, ECMWF en anglais, voir liste des acronymes à l'annexe A).

Déqué et al. (1994) ont adapté ARPEGE aux besoins spécifiques de simulations climatiques, donnant ainsi naissance à la première version du modèle global de climat ARPEGE-Climat. Les principales modifications apportées au modèle opérationnel pour son utilisation en climat consistent en l'adjonction des modalités suivantes : couplage avec l'océan et mise à jour automatique de la concentration de gaz à effet de serre. Par la suite, ces fonctionnalités ont été à leur tour intégrées au modèle opérationnel ARPEGE, de sorte que chacun des deux modèles soit un cas d'utilisation d'un même code intégrant l'ensemble. Les évolutions du modèle opérationnel peuvent ainsi profiter au modèle de climat lors du passage à une nouvelle version de ce dernier, et inversement. Les changements de version ne sont pas synchrones, en raison de la durée caractéristique d'une expérience de simulation de climat (jusqu'à un an pour les expériences réalisées pour les exercices CMIP du GIEC – voir annexe A pour les acronymes).

Initialement, ARPEGE-Climat n'incluait pas la partie du code relative à l'emploi d'ALADIN, et n'offrait ainsi pas la possibilité d'être utilisé en tant que modèle à aire limitée. Les études portant sur la modélisation du climat à échelle régionale se basaient alors sur l'utilisation de géométries étirées basculées de ARPEGE-Climat – configurations qui permettent d'augmenter la résolution dans une région donnée. Cet outil est performant mais présente quelques inconvénients. Les simulations sont relativement coûteuses en temps de calcul et jusqu'à la version 4 du modèle, il était impossible de réaliser avec ARPEGE-Climat des expériences pilotées par une ré-analyse à l'extérieur d'une région définie comme zone d'intérêt comme dans les LAM. Enfin, il s'avère que le coefficient d'étirement de la grille ne peut

dépasser 8, limitant ainsi les augmentations de résolution (Michel Déqué, communication personnelle, 2008) dans la zone d'intérêt à 40-50 km. Ces raisons ont conduit à l'utilisation d'ALADIN-Climat, version à aire limitée d'ARPEGE-Climat.

La première version d'ALADIN-Climat a été testée en 2004. Elle correspond à l'intégration du cycle 24tl du modèle opérationnel ARPEGE/ALADIN, pourvu des spécificités physiques de la version 4 d'ARPEGE-Climat (Spiridonov et al., 2005; Radu et al., 2008; Déqué and Somot, 2008; Farda et al., 2010). Dans ce travail, j'ai utilisé la version 5.1 d'ALADIN-Climat (Colin et al., 2010) basée sur le cycle 32 du modèle opérationnel et la physique climat dite « standard » de la version 4 d'ARPEGE-Climat (Colin et al., 2010). Les documentations relatives aux différentes versions du modèle ALADIN opérationnel sont disponibles sur <http://www.cnrm.meteo.fr/gmapdoc/>. Toutes les informations concernant la version 5.1 d'ARPEGE-Climat figurent dans les documentations accessibles en ligne à l'adresse <http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCI-V5.1/index.html>. Les paragraphes qui suivent en rappellent les principales caractéristiques et détaillent les aspects spécifiques à ALADIN-Climat.

2.1.2 Géométrie : espaces physique et spectral

Dans les modèles à aire limitée, la portion de surface terrestre considérée est projetée dans le plan selon les méthodes classiquement utilisées en cartographie. Plusieurs types de projection sont disponibles dans ALADIN. Par défaut, on utilise dans ALADIN-Climat la projection Lambert conforme où la sphère terrestre est projetée sur un cône tangent à celle-ci (voir figure 2.1).

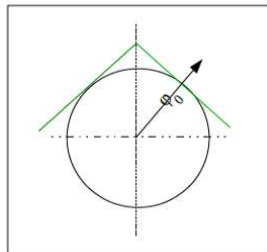


FIG. 2.1 – *Projection Lambert tangente*

Le domaine qui en résulte est rectangulaire. Il se définit à partir des coordonnées du point tangent de la projection Lambert, du nombre de points de grille dans les directions zonale (NDLON) et méridienne (NDGL) et de la résolution horizontale choisie. Il comprend une zone centrale (zone C) qui recouvre la région d'étude, une zone intermédiaire (zone I) où sont relaxées les conditions de grande échelle imposées aux frontières suivant le schéma de Davies (1976), et une zone d'extension (zone E). Classiquement, la zone I est d'une largeur de 8 points et la zone E s'étend vers le Nord et l'Est sur 11 points (voir figure 2.2).

La zone d'extension E constitue une particularité d'ALADIN-Climat. Elle est due au fait que le modèle est spectral, ce qui signifie qu'une partie de ses calculs sont réalisés non plus dans l'espace physique défini en points de grille mais dans l'espace des fréquences après que les champs ont été décomposés en une série de fonctions périodiques. L'avantage de cette technique est qu'elle permet une linéarisation de l'opérateur laplacien dans les équations de la dynamique, ce qui en simplifie son inversion. Mais si son utilisation

apparaît assez naturelle dans un modèle global, elle est plus problématique dans un LAM où les frontières latérales du domaine marquent une discontinuité des champs dans l'espace. La solution retenue dans ALADIN est basée sur la formulation proposée par Haugen and Machenhauer (1993) où le passage dans l'espace spectral est réalisé après une opération appelée « bi-périodisation ». Les champs simulés dans le domaine C+I sont extrapolés sur une zone s'étendant au Nord et à l'Est – la zone E –, de façon à assurer une transition continue avec les valeurs respectivement calculées aux frontières Sud et Ouest du domaine C+I, ce qui revient à définir un espace spectral torique (on obtient un cylindre en joignant le Nord et le Sud du domaine, et la jonction Est-Ouest revient à fermer ce cylindre en tore).

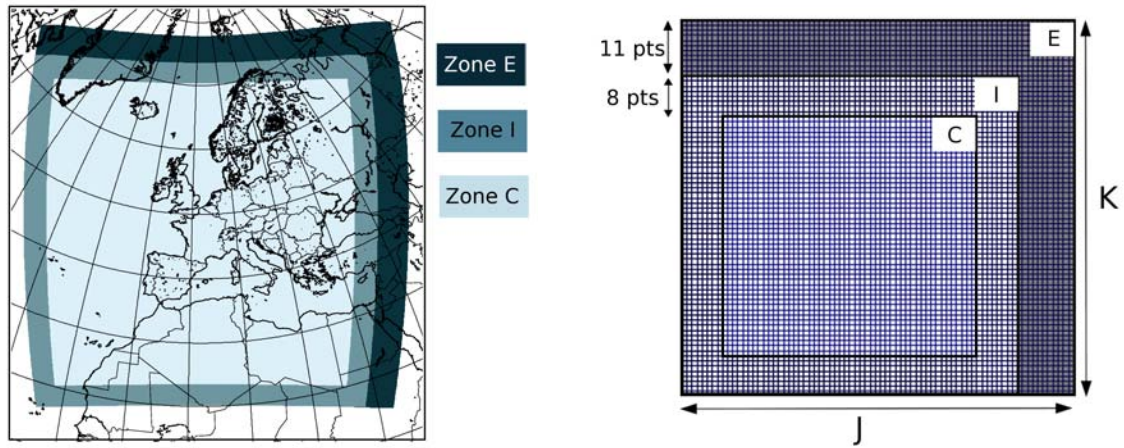


FIG. 2.2 – *Domaine d'intégration dans ALADIN-Climat.*

Le passage dans l'espace spectral revient alors à calculer, pour chaque champ F de l'espace physique, une série de coefficients spectraux A_n^m associés. Ceux-ci sont obtenus en appliquant une double transformée de Fourier rapide (FFT), selon l'équation suivante :

$$A_n^m = \frac{1}{JK} \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^K X_{jk} e^{-2i\pi(\frac{jm}{J} + \frac{kn}{K})} \quad (2.1)$$

où X_{jk} est la valeur du champ X au point de grille d'indice (j, k) , J et K le nombre total de points de grille suivant les directions x et y .

La recomposition du champ X_{ij} dans l'espace physique à partir de la série des coefficients spectraux est obtenue en effectuant une double FFT inverse :

$$X_{jk} = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N A_n^m e^{2i\pi(\frac{jm}{J} + \frac{kn}{K})} \quad (2.2)$$

Les indices spectraux n et m sont liés à la longueur d'onde λ associée au coefficient spectral A_n^m selon la relation :

$$\lambda = 2\pi\sqrt{n^2 + m^2} \quad (2.3)$$

Leurs bornes N et M définissent une troncature dite « elliptique » par l'inégalité :

$$\frac{n^2}{N^2} + \frac{m^2}{M^2} \leq 1 \quad (2.4)$$

Par ailleurs, le choix de J et K est soumis à la contrainte imposée par l'utilisation des transformées de Fourier rapide, à savoir que chacun doit pouvoir s'écrire sous la forme $2^{1+p_1}.3^{p_2}.5^{p_3}$ où $p_i \geq 0$.

Il existe par ailleurs une relation entre les couples (J, K) et (M, N) caractérisant le type de grille choisie : linéaire ou quadratique.

La grille du modèle est dite linéaire lorsque :

$$J = 2(M + 1) \text{ et } K = 2(N + 1) \quad (2.5)$$

Cette grille permet d'accéder à une description complète des champs dans l'espace spectral si la troncature est rectangulaire. Dans le cas de la troncature elliptique, une partie de l'information de petite échelle est perdue mais l'emploi d'une grille linéaire permet de minimiser cette perte. Elle est cependant susceptible de générer un phénomène d'aliasing généré par les termes non-linéaires des équations dynamiques. Cet inconvénient peut être limité en utilisant une grille quadratique, définie comme suit :

$$J = 3(M + 1) \text{ et } K = 3(N + 1) \quad (2.6)$$

Dans toutes les simulations ALADIN-Climat réalisées pour ce travail, les grilles sont linéaires, les effets d'aliasing ayant été réduit par l'utilisation d'un schéma semi-lagrangien.

Sur la verticale, l'atmosphère est divisée en L niveaux de pression p_l tels que :

$$p_l = A_l + B_l p_s, \quad l = 1, \dots, L \quad (2.7)$$

où p_s est la pression de surface et où A_l et B_l sont des constantes pré-définies.

Cette discrétisation verticale va de pair avec l'utilisation d'une coordonnée verticale hybride η , fonction de la pression p et de la pression de surface p_s , qui vérifie :

$$\eta(0, p_s) = 0 \quad (2.8)$$

$$\eta(p_s, p_s) = 1 \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial p}(p, p_s) > 0 \quad (2.10)$$

et définit la pression p par la relation suivante :

$$p = A(\eta) + B(\eta)p_s \quad (2.11)$$

où $A(0) = B(0) = 0$, $A(1) = 0$ et $B(1) = 1$, de façon à ce que les surfaces η suivent le relief.

Dans les simulations réalisées dans ce travail, le nombre de niveaux verticaux est toujours pris égal à 31.

2.1.3 Dynamique et physique du modèle

ALADIN-Climat v5.1 présente la même dynamique et la même physique que ARPEGE-Climat v5.1. Leurs caractéristiques communes étant décrites en détail dans la documentation en ligne d'ARPEGE-Climat v5.1, je me contenterai ici d'en présenter un bref aperçu. L'état de l'atmosphère au cours d'une simulation est décrit par l'évolution dans le temps et dans l'espace des variables pronostiques du modèle que sont : la divergence D et le

rotationnel ζ du vent, la température T , l'humidité spécifique q_s et le logarithme de la pression de surface $\ln p_s$ (le géopotential Φ étant une variable diagnostique déduite de l'hypothèse hydrostatique). Leurs évolutions sont régies par les équations primitives, détaillées à l'annexe B. Ces dernières sont résolues numériquement selon un schéma semi-lagrangien et semi-implicite.

Chacune des équations primitives peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{dX}{dt} = A + F \quad (2.12)$$

où X est la variable pronostique considérée; A désigne l'ensemble des processus qui peuvent être explicitement représentés dans le modèle (dynamique), à savoir les effets dûs à la force de Coriolis (dans l'équation du mouvement B.1), au gradient de pression (idem), au terme de conversion (dans l'équation de la thermodynamique (B.2) et au terme de divergence (dans l'équation de continuité B.4); et F regroupe les termes calculés par les paramétrisations physiques : rayonnement, nuages, turbulence, précipitations de grande échelle, diffusion verticale, convection, frottement des ondes de gravité, surface continentales, neige et végétation.

Le schéma radiatif, appelé FMR15, dérive de Morcrette (1990) et du cycle 15 du modèle ARPEGE/IFS. Il inclut le traitement de quatre gaz à effet de serre (GES) (CO_2 , CH_4 , N_2O et CFC), de la vapeur d'eau, de l'ozone et des aérosols. La paramétrisation de la turbulence et de la diffusion verticale est issue des travaux de Ricard and Royer (1993) (avec une longueur de mélange définie selon Troen and Mahrt (1986)). Les flux turbulents de chaleur et de quantité de mouvement suivent la paramétrisation de Louis (1979). La représentation des nuages et de la convection peu profonde proviennent également du schéma de turbulence et de diffusion de Ricard and Royer (1993), associé aux fonctions de Bougeault (Bougeault, 1982). La précipitation de grande échelle est traitée selon les équations de Smith (1990), excepté pour les changements d'état de l'eau précipitable qui suivent la formulation de Kessler (1969). La paramétrisation de la convection profonde est celle définie par Bougeault (1985). Les interactions de l'atmosphère avec le sol, la neige et la végétation sont calculées à l'aide du schéma de surface ISBA développé par Noilhan and Planton (1989) (pour une description plus récente de ISBA, voir Douville et al. (2000)).

Nombre des paramètres relatifs aux schémas de la physique, mais également au traitement de la dynamique peuvent être réglés à partir de la Namelist – fichier de configuration – du modèle, sans qu'il soit nécessaire de procéder à une compilation du binaire. Il en va de même des variables définissant la géométrie.

L'ensemble des paramétrisations mentionnées ci-dessus proviennent des versions précédentes d'ARPEGE/ALADIN-Climat. La version 5.1 inclut également l'implémentation d'une nouvelle physique, dite « physique pronostique », basée sur des travaux plus récents, que l'on peut activer à partir de la Namelist. Elle n'a cependant pas été utilisée pour les simulations réalisées dans le cadre de ce travail de thèse, car elle faisait alors encore l'objet de réglages et de tests de validation.

2.1.4 Conditions aux limites

La résolution des équations du modèle nécessite de renseigner au premier pas de temps et à chaque redémarrage (voir paragraphe suivant) :

- un état initial,

- une description de l'état de la surface, incluant l'orographie, le masque terre-mer et des valeurs climatologiques des variables de surface (albédo, végétation, etc.),
- une description du champ de SST, d'aérosols et des gaz à effets de serre.

Et il est également nécessaire de fournir régulièrement un jeu de conditions aux frontières du domaine (LBC) rendant compte de l'évolution de la situation synoptique globale.

Etats initiaux

Le premier état initial est obtenu à partir de champs issus d'une autre simulation. Celle-ci peut-être globale ou régionale, pourvu que son domaine géographique recouvre la zone C+I de la géométrie de l'expérience à initialiser. Cependant, pour des raisons de compatibilité, elle doit nécessairement avoir été réalisée avec le code ARPEGE/IFS. Il peut donc s'agir d'une simulation ARPEGE-Climat, ALADIN-Climat, EC-earth ou d'une ré-analyse du centre européen (ERA-15 (Gibson et al., 1999), ERA-40 (Uppala et al., 2005), ERA-interim (Dee and Uppala, 2009)). Les valeurs des champs de cette simulation sont ramenées sur la grille ALADIN-Climat en exécutant une configuration du modèle spécifiquement dévolue à cette tâche : la configuration E927. Le lancement de cette dernière s'effectue à partir du même binaire que celui utilisé pour l'expérience elle-même, en spécifiant en Namelist le choix de cette configuration et les variables définissant la géométrie de la simulation ALADIN-Climat à initialiser.

Aux pas de temps suivants, l'état initial correspond à l'état de l'atmosphère résultant de l'intégration qui précède. Au cours d'une simulation, on sauve un état initial à chaque fin de mois (fichier de *restart*), et l'expérience est redémarrée à chaque début de mois par ce fichier.

Conditions climatologiques de surface

Les variables de surface évoluent mensuellement, à partir de fichiers climatologiques mensuels moyens (12 fichiers). Dans les versions précédentes du modèle, ces derniers étaient créés par une configuration spécifique du modèle (la configuration E923) définie par un choix de clés de Namelist idoines. Dans la version 5.1, ce programme a été externalisé. Il utilise en entrée la base de données GLOBE (Global Land One-km Base Elevation, version 0.1) et fournit en sortie l'ensemble des champs de surface nécessaires (pour la liste complète, voir la documentation en ligne d'ARPEGE-Climat v5.1) sur la grille ALADIN-Climat de la simulation. Ces valeurs mensuelles sont lues et imposée au modèle à chaque redémarrage (c'est-à-dire une fois par mois) par un programme appelé *updcli* qui fait appel aux données de la base ecoclimap à 1 km de résolution (Masson et al., 2003).

SST, aérosols et GES

L'évolution des valeurs de SST et de concentration d'aérosols, d'ozone et de gaz à effet de serre suit un principe similaire : des jeux de données climatologiques globales et mensuelles sont interpolées sur la grille du modèle et lui sont imposées à chaque redémarrage, en début de mois.

Dans les simulations couvrant une période de temps passé, les SST sont extraites des ré-analyses du centre européen ERA-40 (Fiorino, 2004) ou ERA-interim. Pour les scénarios futurs, elles proviennent des simulations globales couplées océan-atmosphère, avec une correction vers les valeurs d'ERA-40 calculée sur la période de contrôle et appliquée à tout le

scénario.

Six classes d'aérosols sont prises en compte, selon leur source et/ou leur localisation : aérosols terrestres et organiques, maritimes, désertiques, émis par les villes, stratosphériques et sulfatés. En climats présents et passés, les cinq premiers types d'aérosols sont extraits des données de Tegen et al. (1997) disponibles en moyennes mensuelles. Les aérosols sulfatés sont tirés de Boucher and Pham (2002), qui fournit une climatologie mensuelle, en moyenne décennale. Pour les scénarios de changements climatique, l'évolution des concentrations d'aérosols proviennent d'un modèle de transport chimique (Boucher and Pham, 2002).

Enfin, l'évolution des concentrations de gaz à effets de serre est fournie par les analyses et les projections du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, IPCC en anglais).

Conditions latérales aux frontières (LBC)

Les fichiers de conditions aux frontières du domaine (LBC) sont produits de la même façon que le premier état initial, c'est-à-dire à partir des champs issus d'une simulation ARPEGE/IFS et ramenés sur la grille ALADIN-Climat par l'exécution de la configuration E927 du modèle.

La fréquence à laquelle les fichiers de forçage sont produits peut être réglée en Namelist. Dans les simulations réalisées pour ce travail, elle a été fixée à 6 heures.

La prise en compte de cette information latérale par le modèle est régie par le schéma de relaxation de Davies (1976). Celui-ci calcule à chaque pas de temps les champs de forçage $X_f(t)$ sur les points de la zone I en interpolant linéairement les valeurs issues des fichiers de LBC aux instants t_1 et t_2 encadrant l'instant t considéré. Les champs d'ALADIN-Climat sont ensuite relaxés sur la zone I afin d'assurer la transition entre les valeurs simulées sur la zone C et celles imposées en bordure de la zone C+I, selon l'équation :

$$X(k) = \alpha(k)X_m(k) + (1 - \alpha(k))X_f(k), \quad k = 1, \dots, 8 \quad (2.13)$$

où $X_m(k)$ est la valeur du champ X calculée par ALADIN-Climat au temps t , au point de la zone I caractérisé par le nombre de points de grille le séparant de la frontière de la zone C ; $X_f(k)$ la valeur du champ de forçage au même point de la zone ; $\alpha(k)$ le profil de relaxation appliqué ; et $X(k)$ la valeur finale du champ ALADIN-Climat, après relaxation.

2.1.5 Pilotage spectral : « *spectral nudging* »

Il est également possible de piloter ALADIN-Climat à l'intérieur de son domaine selon la technique connue de « *spectral nudging* » (voir chapitre 1, section 1.2.2). Comme cela a été précédemment expliqué, l'idée est d'imposer un rappel des ondes de grande-échelle simulées par le modèle régional vers celles issues de son modèle « pilote ». Le calcul s'effectue donc sur les coefficients spectraux.

D'après les équations (2.2) et (2.12), l'évolution de la variable X au point de grille (j,k) peut s'écrire :

$$\sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N \frac{dA_n^m}{dt} e^{2i\pi(\frac{jm}{J} + \frac{kn}{K})} = A + F \quad (2.14)$$

Le spectral nudging consiste à ajouter à cette équation un terme de rappel sous la forme :

$$\sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N \frac{dA_n^m}{dt} e^{2i\pi(\frac{jm}{J} + \frac{kn}{K})} = A + F + \sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N \alpha_m^n(\eta)(A_n^m - B_n^m) e^{2i\pi(\frac{jm}{J} + \frac{kn}{K})} \quad (2.15)$$

où B_n^m est le coefficient spectral d'ordre (n,m) du champ X_f issu de la simulation globale (et interpolé sur la grille ALADIN-Climat par la configuration E927 du modèle) et $\alpha_m^n(\eta)$ le coefficient de rappel d'ordre (n,m) de la variable X au niveau vertical η .

Afin de n'exercer le rappel que sur les ondes de grande échelle, α est pris égal à zéro lorsque les nombres d'onde n et m dépassent un certain seuil, que l'on notera ici (N_2). En deçà de ces bornes, il suit le profil représenté à la figure 2.3 : il est constant pour les nombres d'onde inférieurs à (N_1), et décroît linéairement jusqu'à (N_2).

Le pilotage spectral n'est pas non plus appliqué sur toute la colonne verticale mais seulement à partir d'un certain niveau vertical L_1 . De sorte que le coefficient de rappel α dépend également aussi de la pression p au niveau η considéré (voir 2.3) : il est nul en dessous de L_1 , constant à partir d'un second niveau vertical L_2 ($L_2 > L_1$), et croît de façon linéaire entre L_1 et L_2 . α est ainsi fonction des nombres d'onde n et m , du niveau vertical l et de la variable X . Formellement, ses variations s'écrivent comme suit :

$$\alpha(n, m, l, X) = \begin{cases} 0 & \text{si } n > N_2, m > N_2, \text{ et } l < L_1 \\ \frac{1}{\tau_X} & \text{si } n < N_1, m < N_1, \text{ et } l > L_2 \\ \frac{1}{\tau_X} \frac{(n-N_2)(m-N_2)(l-L_1)}{(N_2-N_1)^2(L_2-L_1)} & \text{sinon} \end{cases} \quad (2.16)$$

où τ_X est la constante de temps du rappel. Le pilotage spectral peut être activé en Namelist où l'on précise alors les bornes L_1 , L_2 , N_1 et N_2 et la valeur de τ_X pour chaque variable pronostique X à laquelle le rappel est appliqué.

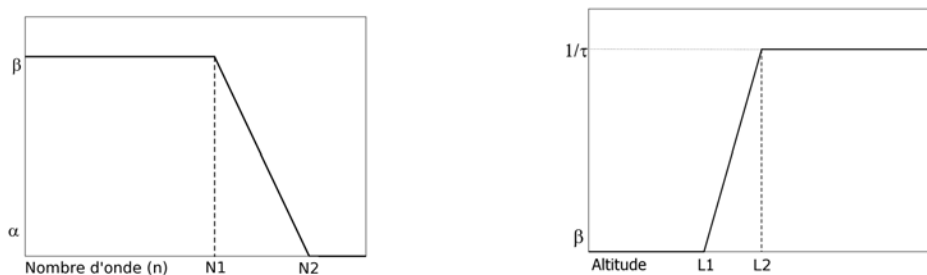


FIG. 2.3 – Profils du coefficient de rappel α : (a) : profil suivant le nombre d'onde n ; (b) : profil suivant l'altitude.

Dans les simulations de ce travail où le spectral nudging a été utilisé, les variables rappelées sont la température T , la divergence D et le rotationnel ζ du vent horizontal, l'humidité spécifique q_v et le logarithme de la pression de surface p_s , avec les constantes de temps suivantes :

$$\tau_T = \tau_D = \tau_{q_v} = \tau_{p_s} = 24 \text{ h}$$

$$\tau_\zeta = 6 \text{ h}$$

$$\tau_D = 48 \text{ h}$$

Ces valeurs imposent un pilotage assez marqué (voir chapitre 3 pour les raisons de ce choix). L_1 et L_2 sont respectivement pris égaux aux niveaux de pression 750 hPa et 880 hPa, et

les bornes spectrales ont été choisies de façon à initier le pilotage à partir des longueurs d'ondes supérieures à environ 300 km et à exercer un rappel complet au delà de 400 km – ordres de grandeurs approximativement égaux au double de la résolution d'ERA-40 (125 km), ce qui correspond à la résolution effective maximale que l'on peut attendre d'ERA-40.

2.1.6 Réalisation d'une simulation

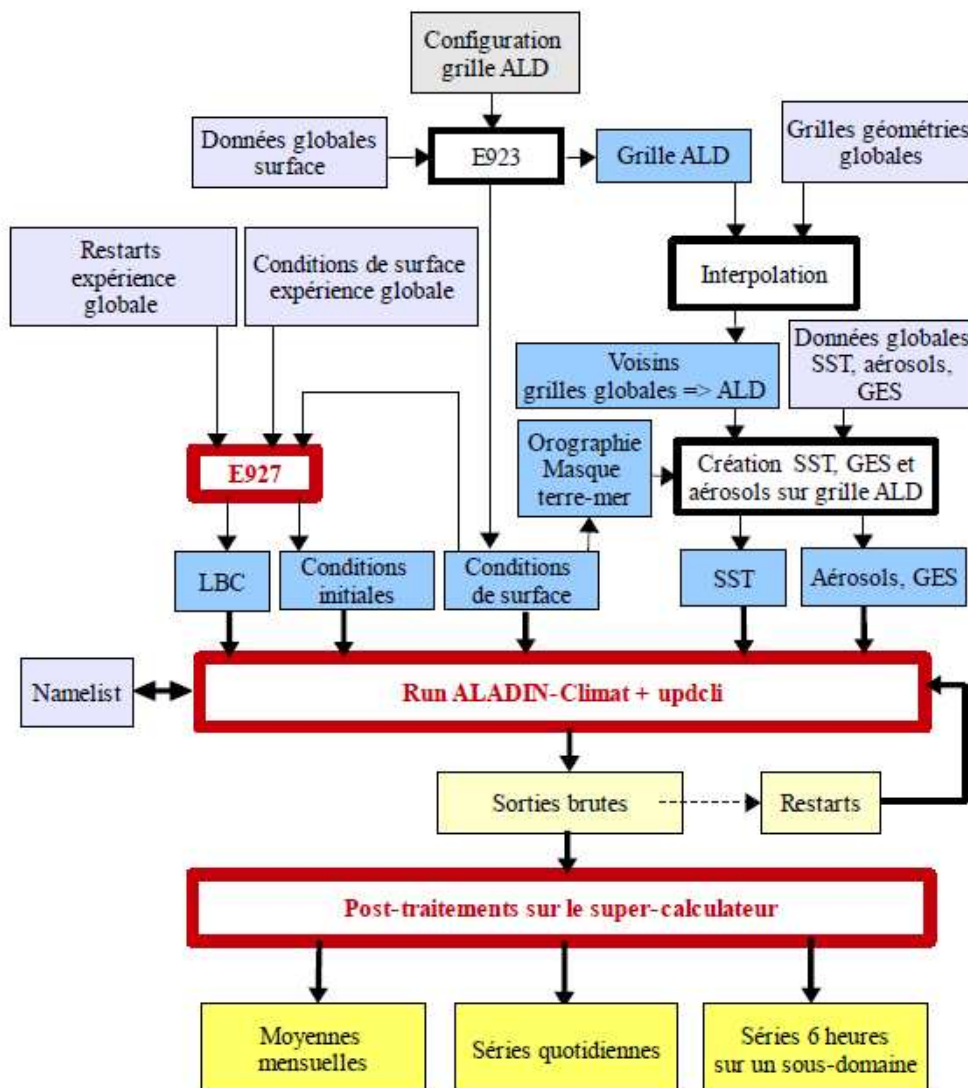


FIG. 2.4 – Schéma de principe d'une simulation ALADIN-Climat (l'abréviation ALD vaut pour ALADIN-Climat). Rectangles en traits gras : programmes externalisés (en noir) et effectués sur le super-calculateur au cours du run (en rouge). Rectangles en traits fins : fichiers d'entrée (en gris), fichiers de pré-traitement (en bleu), fichiers de sorties créés par ALADIN-Climat (en jaune).

Le schéma 2.4 reprend les différentes étapes de réalisation d'une simulation ALADIN-Climat. La première consiste à fixer le jeu de paramètres définissant une géométrie (cf section 2.1.2). La version externalisée de la configuration E923 produit ensuite les fichiers climatologiques de conditions de surface et fournit également en sortie le fichier décrivant la grille du modèle en indiquant la latitude, la longitude, et la valeur du masque terre-mer

pour chaque point. Ces données permettent de créer les fichiers d'aérosols, de SST, et de concentrations de gaz à effets de serre, ainsi que les LBC et le premier état initial (restart). L'ensemble de ces fichiers est fourni en entrée du modèle, qui peut alors être lancé après que l'on a ajusté les paramètres de la Namelist en fonction des options retenues (spectral nudging ou non, physique, etc.) et de la géométrie du domaine.

Les conditions latérales sont imposées à ALADIN-Climat sous la forme de leur coefficients spectraux. Le rappel des variables sur la zone I est effectué en points de grille après transformation spectrale inverse des coefficients de forçage. Sont ensuite réalisés dans l'espace physique tous les calculs relatifs aux différentes paramétrisations ainsi que la détermination des rétro-trajectoires du schéma semi-lagrangien. Une fois ces opérations achevées, les champs sont bi-périodisés (cf section 2.1.2) pour leur passage en spectral. C'est à cette étape qu'est réalisé l'éventuel pilotage spectral. La dynamique du modèle est alors résolue dans l'espace spectral, puis les champs de sortie sont ramenés en points de grille.

2.1.7 Couplage au modèle de mer Méditerranée NEMOMED8

ALADIN-Climat v.5.1 peut également être utilisé en mode couplé avec le modèle de mer Méditerranée NEMOMED8. Dans ce cas, les SST de la Méditerranée ne sont plus créées selon le processus décrit en 2.1.4. mais issues de NEMOMED8.

NEMOMED8 est une version régionale du modèle global NEMO-v2 (Madec, 2008). Il est décrit en détail dans Sevault et al. (2009) et Beuvier et al. (2010), seules ses principales caractéristiques sont rappelées ici.

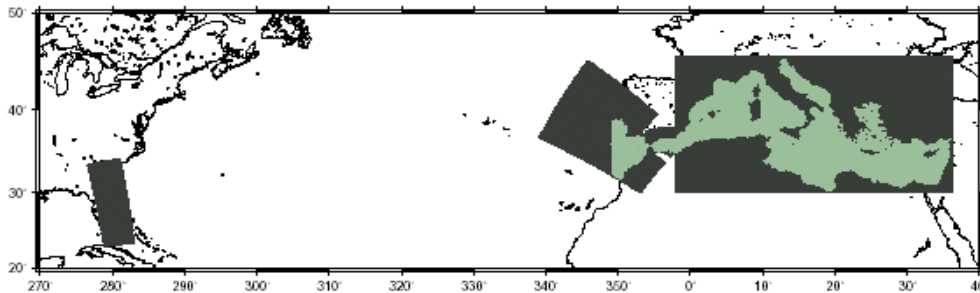


FIG. 2.5 – Grille de NEMOMED8.

Les équations du modèle suivent l'hypothèse de surface libre et d'absence de frottement le long des parois. La grille et la bathymétrie sont les mêmes que celles du modèle OPAMED8 (Somot et al., 2006) (voir figure 2.5 pour la bathymétrie) mais NEMOMED8 inclut la définition de partial cells, ce qui signifie que la profondeur du dernier niveau est ajustée en fonction de la bathymétrie réelle et non plus constante. Sa résolution est d'un huitième de degré (soit environ 12 km au Sud à 9 km au Nord du domaine), ce qui rend le modèle « *eddy-permitting* ». La dimension verticale est divisée en 43 niveaux distribués de façon inhomogène : leur épaisseur varie de 6 mètres en surface à 200 mètres au fond du bassin, avec 25 niveaux dans les 1000 premiers mètres. La grille est déformée au détroit de Gibraltar de façon à suivre la direction Sud-Ouest – Nord-Est, et elle comprend une zone de rappel en Atlantique, derrière le détroit de Gibraltar, où les bilans de chaleur et

de sel sont équilibrés en effectuant un rappel 3D pour la température et la salinité vers la climatologie de Reynaud (Reynaud et al., 1998) ou vers des champs moyens interannuels. La mer Noire n'est pas incluse dans la grille du modèle où elle est considérée comme un fleuve.

Suivant le principe détaillé dans Somot et al. (2008), NEMOMED8 a tout d'abord été couplé à ARPEGE-Climat par F. Sevault dans le cadre du projet européen CIRCE (voir annexe A pour l'acronyme). Il a été ensuite couplé à ALADIN-Climat v.5.1 (Calmanti, 2008) sur un domaine incluant la mer Méditerranée à 50 km de résolution (domaine MED50, voir chapitre 3).

L'interface entre les deux modèles est gérée par le coupleur OASIS3 (Valcke, 2006), logiciel libre développé au CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique). NEMOMED8 reçoit de l'atmosphère les flux de chaleur radiatifs (solaire et infrarouge) et turbulents (chaleur latente et chaleur sensible), la précipitation et le flux de quantité de mouvement simulés par ALADIN-Climat, et ce dernier calcul en retour ces flux à partir de la SST fournie par le modèle d'océan. La fréquence de couplage entre les deux modèles est quotidienne, ce qui signifie que l'information échangée entre les deux est mise à jour une fois par jour.

2.2 Types de simulations ALADIN-Climat réalisées en climat présent

L'objet de ce paragraphe n'est pas de détailler par avance les caractéristiques de l'ensemble des expériences conduites dans le cadre de ce travail de thèse ; celles-ci seront décrites au fur et à mesure (elles figurent également à l'annexe C). Il s'agit simplement de présenter les deux grands types d'expériences réalisées en climat présent, pour l'évaluation des capacités d'ALADIN-Climat à simuler les événements de précipitations intenses selon la configuration du modèle.

La dernière partie de ce travail de thèse présente les résultats d'un scénario de changement climatique réalisé avec ALADIN-Climat, tous les détails seront exposés en introduction du chapitre 5.

2.2.1 Simulations « hindcast »

Les modèles de prévision numérique déterminent, pour chaque simulation réalisée, un état initial de l'atmosphère comprenant les valeurs des paramètres météorologiques en chaque point de grille du modèle. Cet état initial, résultat de l'assimilation des observations disponibles, est appelé analyse. On appelle ré-analyse un ensemble d'analyses couvrant une longue période de temps, réalisées a posteriori avec une version figée d'un modèle global d'atmosphère, de façon à produire des données homogènes. Les ré-analyses constituent ainsi la meilleure estimation de la réalité passée à échelle globale qui soit à même de forcer un modèle de climat régional à aire limitée. Une telle simulation climatique régionale est appelée « hindcast ».

Dans la mesure où ce forçage rend compte a posteriori des situations météorologiques observées au cours de la période considérée, il permet au modèle de suivre la chronologie réelle des événements, si la contrainte imposée à ses frontières est suffisante et la variabilité interne du modèle pas trop importante (voir chapitre 1, section 1.2.2).

Un GCM évoluant librement après qu'un état initial lui a été imposé oublie rapidement l'information qui lui a été transmise au démarrage. De ce fait, un LAM forcé à ses frontières par une simulation de ce type ne peut que produire une succession de situations météorologiques dont l'ensemble constitue une bonne représentation du climat étudié mais qui ne sauraient correspondre à la réalité observée passée ou future – ce que l'on attend pas d'un modèle de climat. Dans ce cas, la validation du modèle se fait au travers d'une comparaison statistique aux données d'observation (moyennes, tendances, variabilité, etc.).

Cette approche s'avère toutefois limitée lorsque l'on s'intéresse à la modélisation de phénomènes rares. En effet, l'estimation d'une fréquence d'occurrence moyenne calculée à partir de quelques dizaines d'années d'observations est entachée d'une incertitude assez importante, et il en sera de même pour les caractéristiques de ces événements. Dans une simulation « hindcast », cette difficulté est contournée puisque l'on peut s'intéresser aux événements observés aux dates où ils se sont produits dans la réalité, et considérer ainsi les performances du modèle dans chaque situation réelle. Cet avantage a fait des simulations « hindcast » un cadre d'expérience assez populaire dans l'analyse des performances des RCM.

Les simulations « hindcast » réalisées pour ce travail sont forcées par la ré-analyse ERA-40 (Uppala et al., 2005), produite par le Centre Européen de Prévision (CEP, ECMWF en an-

glais) avec le modèle IFS, et couvrant la période 1958-2001. La communauté scientifique de modélisation du climat utilise également la ré-analyse développée par le *National Center for Atmospheric Research* et le *National Center for Environmental Prediction* (NCEP/NCAR) (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) disponible sur la période 1948-présent, ainsi que la nouvelle ré-analyse du CEP, ERA-Interim (Dee and Uppala, 2009), sur la période 1989-présent. ALADIN-Climat ne pouvant, à ce jour, être forcé que par des champs produits avec le code ARPEGE/IFS, seuls ERA-40 et ERA-Interim peuvent être utilisées pour le piloter. Ici, seule ERA-40 a été utilisée.

2.2.2 Expériences en modèle parfait

La comparaison de différentes configurations d'ALADIN-Climat au travers de simulations « hindcast » peut présenter un inconvénient : la possibilité d'une compensation d'erreurs entre les défauts des champs de forçage (ici ERA-40) et ceux du modèle à aire limitée (LAM), ce qui pourrait conduire à avantager à tort une des configurations testées. Cette éventualité est certes plus improbable que dans le cas où ALADIN-Climat serait piloté par un modèle de circulation générale (GCM) mais elle n'est pas exclue.

Le cadre d'étude habituellement désigné sous les termes de « *Big Brother experiment* » ou approche en « modèle parfait » permet de s'abstraire de cet inconvénient. L'idée consiste à prendre pour référence non plus la réalité observée mais les évolutions de l'état de l'atmosphère simulées par une expérience ainsi considérée comme « réalité virtuelle ». Dans l'idéal, cette simulation de référence – le « *Big-Brother* » – est réalisée avec un GCM utilisé à la même résolution que celle du LAM. Sa petite échelle est ensuite filtrée afin de produire un forçage basse résolution à imposer aux frontières du LAM. Les résultats de la simulation régionale sont ensuite comparés non pas à des climatologies observées mais à la réalité virtuelle simulée par le « *Big-Brother* ».

Initialement proposé par Denis et al. (2002-b) et de Elía et al. (2002), ce protocole d'expérience était destiné en premier lieu à questionner les présupposés sur lesquels se basent l'emploi des modèles à aire limitée, tels que l'assomption selon laquelle ils devraient reproduire la grande échelle de la simulation qui les pilote. Dans la comparaison des résultats obtenus avec différentes configurations d'un même LAM, il permet en outre d'isoler rigoureusement les effets propres au seul changement de configuration. C'est dans cette perspective qu'il a été utilisé dans ce travail, en prenant ARPEGE-Climat pour réaliser la simulation « *Big-Brother* ». Le couple ARPEGE/ALADIN-Climat fournit en effet un outil particulièrement bien adapté à la conduite d'études en modèle parfait, étant donné que le GCM ARPEGE-Climat partage la physique et la dynamique du LAM ALADIN-Climat. Pour les études de sensibilité à la configuration d'ALADIN-Climat, ce cadre expérimental est plus rigoureux que celui offert par la comparaison de simulation « hindcasts ». Remarquons cependant qu'il ne s'applique pas à tout test de sensibilité, car comme nous le verrons, la simulation « *Big-Brother* » de référence n'est pas toujours réalisable, ni même définissable.

Le choix de réaliser des simulations « hindcast » ou dans une approche modèle parfait prend en compte ces considérations, en fonction des tests de sensibilité conduits.

2.3 Diagnostics de valeurs extrêmes des précipitations et tests statistiques associés

Comme cela été mentionné en introduction, une des questions qui se posent dans ce travail porte sur la recherche de diagnostics adaptés à l'évaluation des performances d'ALADIN-Climat, en termes de représentation des événements de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France (HPE).

Dans un premier temps, je ne vais toutefois m'intéresser qu'aux valeurs extrêmes de pluie simulées par ALADIN-Climat au travers de quantiles d'ordre élevé modélisés à l'échelle du point de grille. Et tant que les tests de sensibilité à la configuration du modèle ne conduiront pas à l'obtention de valeurs significativement différentes de ce diagnostic, il n'apparaîtra pas nécessaire d'envisager des diagnostics permettant de rendre plus précisément compte des HPE, si bien que cette question ne sera en fait traitée qu'à partir du chapitre 4, et les différentes méthodes d'analyses envisagées seront détaillées à ce moment là.

Par ailleurs, les domaines d'intégration des différentes simulations réalisées couvrent des zones plus étendues que le seul Sud-Est de la France, aussi l'analyse des résultats ne se limitera pas toujours à l'étude de cette seule région, et c'est aussi dans cette perspective plus générale que la représentation des pluies intenses sera abordée au travers des quantiles extrêmes de précipitation.

L'ordre des quantiles considérés correspondant à des durées de retour comprises entre environ 1 et 10 ans, on peut légitimement se poser la question de la justesse d'une estimation qui consiste à prendre directement les quantiles simulés par le modèle plutôt que de les déduire de l'ajustement d'une loi statistique d'extrême comme la GEV (voir chapitre 1, section 1.3.1). La raison première de ce choix est sa simplicité. Par ailleurs, dans l'interprétation qui sera faite des valeurs de quantiles simulées, on s'intéressera essentiellement à la comparaison de couples de simulations – que ce soit dans les études de sensibilité ou en scénarios – pour lesquelles on appliquera un test de significativité des différences constatées, et ce test implique en fait une estimation des valeurs de quantiles par ajustement de la série des précipitations simulées à une loi de Pareto Généralisée (GPD).

Dans la littérature, la plupart des études qui s'attachent à tester la significativité de différences de quantiles extrêmes de précipitations emploient des méthodes dite de « *bootstrap* ». Leur principe consiste à ré-échantillonner la série de données en effectuant N tirages avec remise dans les éléments de la série. En résultent N échantillons de même taille que la série d'origine dont on peut calculer les quantiles « bootstrapés ». A partir de la série des N quantiles « bootstrapés », il est possible de réaliser des tests classiques d'égalité et calculer des intervalles de confiance.

Si cette technique est pertinente sur une bonne partie des distributions classiquement étudiées, elle présente des limites assez importantes sur la toute fin du spectre, et donc sur les quantiles extrêmes de précipitations considérés dans cette étude. Premièrement, le ré-échantillonnage ne permet pas d'obtenir une bonne estimation des valeurs extrêmes (pensons par exemple à la valeur maximale qui dans les N échantillons ne pourra jamais excéder le maximum de la série d'origine). D'autre part, le calcul du niveau de confiance du test appliqué aux séries de quantiles « bootstrapés » obtenus après ré-échantillonnage nécessite d'estimer des quantiles d'ordre assez extrême (pour un niveau de confiance de 5%,

il faut estimer les quantiles d'ordre 2.5% et 97.5% de la série de quantiles « bootstrapés », ce qui requiert soit d'effectuer beaucoup de tirages dans le ré-échantillonnage afin d'obtenir un N élevé, soit de supposer que les quantiles bootstrapés suivent une loi gaussienne, ce qui sera d'autant plus faux que l'ordre du quantile étudié sera élevé et que la taille de l'échantillon sera petite.

Pour toutes ces raisons, la comparaison des quantiles extrêmes de précipitations sera plutôt testée grâce à une autre méthode, mise en place par De Lozzo (2009).

L'idée consiste à modéliser la queue de distribution par une fonction POT (Peak Over Threshold) F_u représentant les valeurs dépassant le seuil u . Lorsque u tend vers l'infini F_u tend vers la loi de Pareto Généralisée (GPD, Generalized Pareto Distribution) $H(y, \psi, \xi)$ donnée par :

$$H(y, \psi, \xi) = \begin{cases} 1 - (1 + \xi \frac{y}{\psi})^{-\frac{1}{\xi}} & \text{si } \xi \neq 0 \\ 1 - e^{-\frac{y}{\psi}} & \text{si } \xi = 0 \end{cases} \quad (2.17)$$

où ψ est le paramètre d'échelle et ξ le paramètre de forme.

Le quantile extrême d'ordre α , q_α , peut alors s'écrire :

$$q_\alpha = u + \frac{\psi}{\xi} [(m\zeta_u)^\xi - 1] \quad (2.18)$$

où ζ_u est la probabilité qu'une valeur de l'échantillon dépasse le seuil u ($\zeta_u = P(X > u)$). ψ et ξ sont alors estimés par maximum de vraisemblance, et ζ_u est estimé par N_u/N où N est la taille de l'échantillon considéré et N_u le nombre de données de l'échantillon dépassant le seuil u . On obtient ainsi un estimateur de q_α , noté \hat{q}_α .

Par suite des propriétés de l'estimateur du maximum de vraisemblance appliquées à $\hat{\psi}$ et $\hat{\xi}$, on aboutit à :

$$\hat{q}_\alpha \rightarrow \mathcal{N}(q_\alpha, \sigma_{q_\alpha}^2) \quad (2.19)$$

où $(q_\alpha, \sigma_{q_\alpha}^2)$ est la loi normale d'espérance q_α et d'écart type σ_{q_α} , σ_{q_α} étant une notation faisant intervenir l'ensemble des données de l'échantillon, les paramètres ψ , ξ et ζ_u , ainsi que les tailles N et N_u et l'ordre α du quantile q_α (voir De Lozzo (2009) pour l'expression de σ_{q_α}).

L'égalité de deux quantiles d'ordre α , $q_{\alpha,1}$ et $q_{\alpha,2}$ peut alors être évaluée par un test de Student appliqué aux deux lois normales correspondantes $((q_{\alpha,1}, \sigma_{q_{\alpha,1}}^2)$ et $(q_{\alpha,2}, \sigma_{q_{\alpha,2}}^2)$.

Pour le choix du seuil u on prendra la valeur correspondant au quantile d'ordre 98% des échantillons testés.

2.4 Climatologies de référence

Pusieurs jeux de données sont utilisés pour la validation des expériences réalisées (simulations « hindcast », « *Big-Brother* » ou période de contrôle des scénarios de changement climatique). L'essentiel de l'analyse des résultats prendra pour référence les climatologies CRU TS 2.1 et SAFRAN. Elles présentent toutes deux l'avantage d'être des climatologies en points de grille, et comme nous l'avons mentionné au chapitre 1, ce format facilite l'analyse des sorties de modèle dans la mesure où il fournit une couverture spatiale homogène, plus aisément comparable aux champs simulés. Ce faisant, il implique un traitement des données – interpolation ou assimilation – qui interdit de pouvoir parler stricto sensu d'observations pour qualifier ces données qui représentent davantage une valeur moyenne sur les mailles de leur grille qu'une observation ponctuelle.

2.4.1 La climatologie CRU TS 2.1

Pour la validation des champs moyen, on se basera sur la climatologie CRU TS 2.1 (Mitchell and Jones, 2005). Tous les détails concernant la méthode de construction de cette climatologie figurent dans Mitchell and Jones (2005), seules les caractéristiques du produit final sont rappelées ici.

CRU TS 2.1 fournit des séries mensuelles sur la période 1901-2002 à une résolution de 0.5° sur tout le globe (soit environ 50 km sur l'Europe) pour les variables suivantes : température à 2 mètres, précipitation, variation diurne de température à 2 mètres, température à 2 mètres minimale et maximale quotidienne, fréquence de jours de pluie, fréquence de jours de gel, humidité, pression de vapeur saturante, et nébulosité.

Les données de CRU TS 2.1 sont utilisées ici pour la validation des moyennes mensuelles de précipitations et de températures à 2 mètres. Seules ces deux variables ont donc été extraites de la climatologie, et les moyennes mensuelles sont toutes calculées sur la période 1979-2000.

Si la couverture spatiale offerte par CRU TS 2.1 en fait une référence adéquate pour une validation basique des expériences réalisées, sa résolution spatio-temporelle ne permet pas de s'intéresser aux extrêmes de précipitations quotidiennes, pour lesquelles ce sont les données de l'analyse de SAFRAN qui seront exploitées.

2.4.2 L'analyse SAFRAN

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) fournit des données au pas de temps horaire à 8 km de résolution sur la France, pour la période 1958-présent. Seules les précipitations, ramenées à la fréquence quotidienne, sont utilisées ici.

Dans ses premières versions (Durand et al., 1993, 1999), ce produit était destiné à fournir des paramètres utiles à la prévision du risque d'avalanche par un modèle de neige, il ne couvrait de ce fait que les zones de montagne. Ses spécifications se sont ensuite élargies afin de pouvoir être utilisé comme composante atmosphérique dans l'outil de suivi de la ressource en eau et de prévision des crues et des sécheresses SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) (Habets et al., 2008). L'analyse SAFRAN s'est alors étendue à l'ensemble du territoire de France métropolitaine. La version utilisée ici est celle décrite dans Quintana-Seguí et al. (2008) et Vidal et al. (2009).

Le principe de construction de l'analyse SAFRAN est assez similaire au processus d'assimilation de données dans un modèle de prévision numérique opérationnel : elle résulte de l'intégration d'observations de stations à des ébauches issues de ré-analyses produites par le centre européen (ECMWF). Le domaine couvert est divisé en 612 zones d'environ 1000 km^2 où le climat est homogène (voir figure 2.6), chacune de ses zones contenant en moyenne 5 à 6 points d'observation de précipitation (Vidal et al., 2009). L'analyse en tant que telle conduit à l'estimation d'une valeur par zone et par variable, et ce pour différents niveaux d'altitude. Cette opération est effectuée à une fréquence quotidienne pour les précipitations, ces dernières sont ensuite interpolées au pas de temps horaire. Pour terminer, les données sont interpolées spatialement sur une grille de $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$ en tenant compte de l'orographie (dérivée de GTOPO30) via un profil vertical linéaire.

Dans le premier chapitre, il est fait référence à la climatologie en points de grille E-OBS

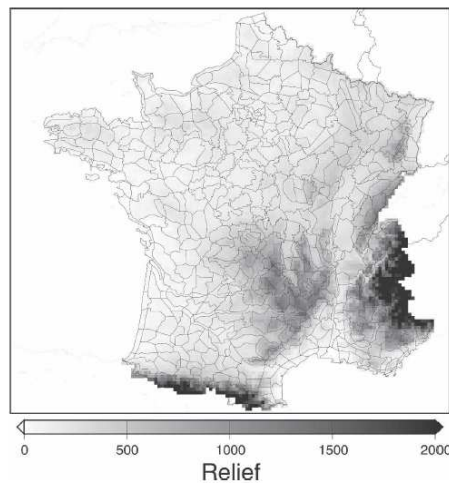


FIG. 2.6 – Zonage et orographie utilisés pour l'analyse SAFRAN (figure extraite de Quintana-Seguí et al. (2008))

(Haylock et al., 2008) disponible à 25 km de résolution sur l'Europe, et nous avons mentionné que celle-ci n'était pas des plus appropriées pour ce qui est de la validation des extrêmes de pluie. Hofstra et al. (2009) et Hofstra et al. (2010) ont en effet montré que E-OBS présentait des limites assez importantes à cet égard, en raison du fait qu'un certain nombre de maille contiennent trop peu de données de stations – et même aucune dans certains cas – et que les opérations d'interpolation réalisées pour la construction de la climatologie en points de grille conduisent à une sous-estimation des extrêmes de pluie ; les deux effets conjugués générant des biais atteignant -19% à -50% .

La densité des observations incluses dans SAFRAN et la résolution finale du produit en font donc un outil précieux de validation des extrêmes de précipitation simulés, en particulier dans l'étude de la valeur ajoutée de l'emploi d'une très haute résolution (12.5 km) (voir chapitre 4).

Signalons cependant que par comparaison aux données de stations d'observation, SAFRAN sous-estime parfois les cumuls de pluies les plus importants dans le Sud-Est de la France. Mais pour l'utilisation qui est en faite dans ce travail, cet inconvénient est moindre par rapport à ceux qui découleraient du fait d'utiliser des valeurs ponctuelles et disparates dans l'espace.

2.4.3 Dates des événements précipitants intenses dans le Sud-Est de la France (HPE)

Pour l'étude détaillée de la représentation des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE), je me référerai également à une liste de dates d'occurrence de ces événements sur la période 1960-2000 (voir annexe D). Cette dernière résulte de l'analyse d'observations de stations réalisée par Nuissier et al. (2011) dans le cadre du projet CYPRIM. Les critères objectifs permettant de définir précisément ces événements seront détaillés au chapitre 4.

2.5 Comparaison des champs simulés aux données de référence

La comparaison des sorties de modèle à une climatologie de référence implique de réaliser une forme ou une autre d'interpolation des premières vers les secondes, ou inversement. En modifiant ainsi les données à comparer, cette opération est susceptible d'introduire un signal qui biaiserait l'interprétation des résultats. Pour la construction de la climatologie en points de grille E-OBS de Haylock et al. (2008), Hofstra et al. (2008) ont comparé les erreurs induites par six méthodes différentes d'interpolation et ont ainsi montré que la détermination de la meilleure méthode à appliquer dépendait du paramètre et du diagnostic considéré (température ou pluie, valeurs moyennes ou extrêmes, etc.).

La validation des moyennes saisonnières de température et de précipitation se fera après interpolation par triangulation des champs simulés vers la grille de CRU TS 2.1. Celle-ci consiste à calculer en chaque point de CRU TS 2.1 une moyenne pondérée des valeurs simulées aux trois points de la grille (modèle) les plus proches du point d'observation (pour plus de détails, voir la documentation en ligne : <http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-V5.1/docm/interpolation.pdf>). Cette technique n'induit pas de biais significatif dans l'évaluation des valeurs moyennes (voir Hofstra et al. (2008)), ce qui peut s'expliquer par le fait que les disparités spatiales sont lissées par l'opération de moyenne temporelle (pour autant que la résolution des données reste proche de celle du modèle).

La question du choix de la méthode d'interpolation est plus délicate dès lors que l'on s'intéresse à des données quotidiennes, et en particulier aux extrêmes de précipitation. La méthode de triangulation, par exemple, est susceptible d'induire un lissage des valeurs extrêmes qui pourrait s'avérer préjudiciable à l'analyse des résultats.

Dans la mesure où l'on admet généralement que les variables simulées par un modèle en chacun de ses points de grille se veulent représentatives d'une valeur moyenne sur la maille correspondante, le choix de la méthode d'interpolation à appliquer pose en fait la question suivante :

Cherche-t-on à évaluer la capacité du modèle à reproduire la moyenne des valeurs observées sur sa maille ou à mesurer son aptitude à représenter la réalité telle qu'elle est observée ? Dans le premier cas, la validation d'une simulation implique de comparer les valeurs simulées à une moyenne des observations sur chaque maille. Dans le second cas, il s'agit d'évaluer l'erreur absolue commise par le modèle, ce qui implique de comparer les valeurs simulées à un jeu de données traduisant au mieux la réalité en termes de couverture spatiale et de précision. La problématique de la présente étude situe plutôt l'analyse des résultats dans cette seconde perspective – et c'est aussi une raison pour laquelle SAFRAN est préférée à la climatologie à plus basse résolution ou à des données de stations ponctuelles.

Pour la partie de l'étude se basant sur les valeurs de quantiles extrêmes (cf section 2.3), les quantiles simulés par ALADIN-Climat seront comparés à ceux de SAFRAN après interpolation au plus proche voisin sur la grille SAFRAN. Bien que cette technique d'interpolation ne soit doute pas celle que l'on puisse considérer comme étant la plus juste, elle a le mérite de ne pas lisser les valeurs simulées. Et compte tenu du fait qu'à la résolution envisagée dans cette partie de l'étude (50 km), ALADIN-Climat sous-estime assez largement les pluies les plus fortes, la question sera surtout de savoir quelles configurations conduisent aux quantiles extrêmes les plus forts. Dès lors, on s'intéressera davantage à la comparaison des valeurs de quantiles entre les expériences ALADIN-Climat, laquelle pourra se faire sans interpolation puisque les grilles qui seront alors considérées se surperposent.

Une autre méthode de comparaison des quantiles extrêmes sera envisagée à la section 3.3 où les simulations considérées présentent des grilles qui ne se recouvrent pas, bien que leur résolution soit la même. Cette fois, aucune interpolation n'est réalisée et l'on utilise la méthode de ré-échantillonnage « pooling » exposée au chapitre 1 (1.3.1) sur des boîtes de petite taille.

La question de l'interpolation des valeurs extrêmes se complique encore lorsqu'il s'agit de comparer les performances d'ALADIN-Climat à différentes résolutions. Les difficultés posées par le souci d'opérer une comparaison honnête du bénéfice apporté par une plus haute résolution sont au coeur du chapitre 4 qui proposera à cette fin différentes méthodes d'analyse.

Chapitre 3

Recherche d'une configuration optimale

Ce chapitre traite de la recherche d'une configuration d'ALADIN-Climat qui soit optimale pour la modélisation des précipitations extrêmes sans pour autant nuire à la représentation de l'état moyen de l'atmosphère. Comme indiqué en introduction, le nombre de paramètres à étudier étant très important, cette recherche a été limitée à un certain type de paramètres. J'ai ainsi laissé de côté tout ce qui a trait aux paramétrisations physiques et schémas de surface pour me concentrer sur des considérations plus en rapport avec la géométrie du modèle, à savoir le couplage d'ALADIN-Climat avec un modèle de mer Méditerranée, l'emploi de la technique de pilotage spectral, la taille du domaine d'intégration et la résolution horizontale.

Mais avant de présenter ces études de sensibilité, nous allons examiner les performances d'ALADIN-Climat par rapport aux observations et à d'autres modèles régionaux de climat (RCM) à aire limitée (LAM). Pour ce faire, on se place dans une première configuration qui sera notre point de départ pour les tests à venir.

3.1 Analyse d'une première simulation : MED50-f

3.1.1 Description de l'expérience

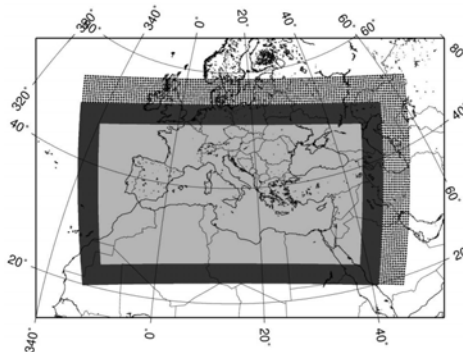


FIG. 3.1 – *Domaine d'intégration de la simulation MED50-f. En gris clair : zone centrale (C) ; en noir : zone intermédiaire (I) ; en pointillés : zone d'extension (E).*

Pour cette première simulation, baptisée MED50-f, ALADIN-Climat est utilisé en mode

forcé par les températures de surface de la mer (SST, Sea Surface Temperature). Les SST qui lui sont prescrites sont des moyennes mensuelles provenant de la ré-analyse ERA-40 du centre européen de prévision (Fiorino, 2004). Le domaine d'intégration est centré sur un point situé au Nord de la Sicile (39°N-14°E) et couvre l'ensemble de la mer Méditerranée avec une résolution horizontale de 50 km (voir figure 3.1). La grille de la zone centrale compte ainsi 101 x 53 points. Le pas de temps est de 1350 secondes. Toutes les autres caractéristiques sont celles qui ont été détaillées dans le chapitre 2. Le modèle est piloté à ses frontières par ERA-40 sur la période 1958-2001.

3.1.2 Validation de la climatologie moyenne

Les figures 3.2 et 3.3 présentent respectivement les cartes de différences des moyennes saisonnières de température à 2 mètres et de précipitations (mm/jour) de MED50-f par rapport à la climatologie CRU TS 2.1 (voir chapitre 2).

Elles montrent que le modèle est globalement trop froid et trop pluvieux.

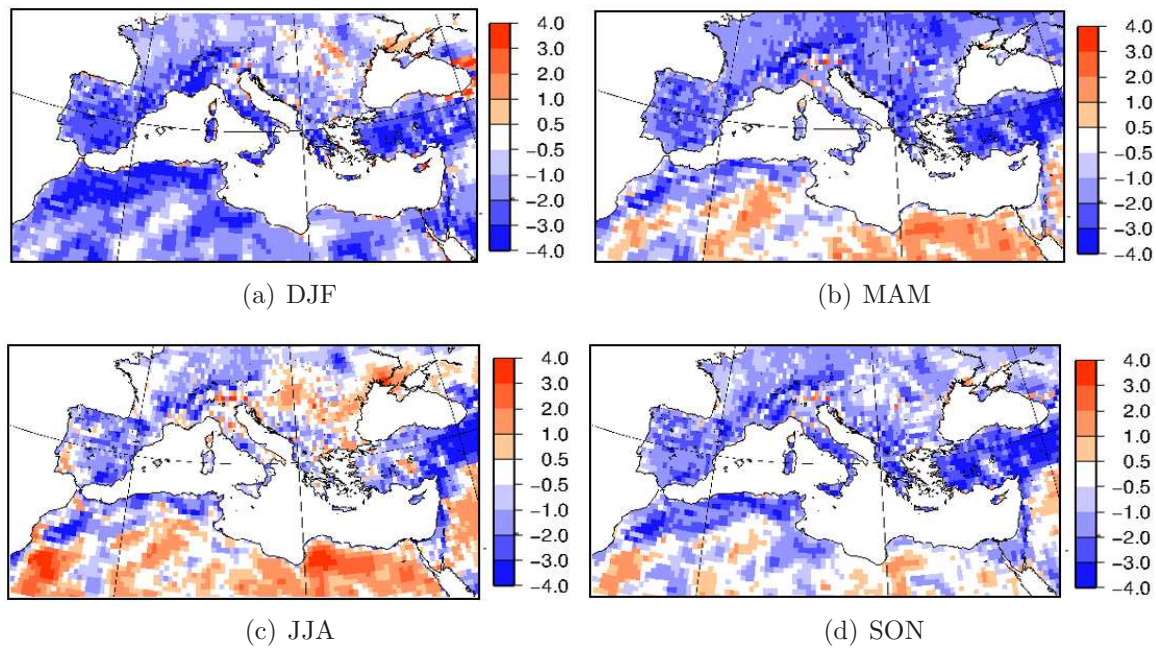


FIG. 3.2 – Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres (°C) : Modèle - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Été (JJA); (d) : Automne (SON).

Il présente un biais négatif de température en hiver, au printemps et à l'automne sur l'Europe, la Turquie et le nord du Maghreb où l'erreur moyenne varie entre -1°C et -3°C pour atteindre localement des valeurs inférieures à -3°C , tandis qu'en été, la température est plus proche de la climatologie de référence avec des différences comprises entre -2°C et $+1^{\circ}\text{C}$ presque partout dans ces régions. Sur le reste du domaine (sud du Maghreb, Nord de l'Égypte et de la Lybie), la simulation est trop chaude au printemps et en été où les biais moyens sont compris entre $+1^{\circ}\text{C}$ et $+3^{\circ}\text{C}$. En hiver, les différences y sont similaires à celles relevées en Europe, et en automne, elles restent inférieures à $\pm 1^{\circ}\text{C}$.

Pour les précipitations, l'erreur en moyenne saisonnière se situe entre -1 mm/jour et $+2$ mm/jour. Elle est maximale au printemps sur l'Europe et en été sur le Nord du domaine,

et reste ailleurs inférieure à 1 mm/jour en valeur absolue. Toutefois, ces biais sont compris dans la fourchette d'erreurs de l'état de l'art des modèles climatique régionaux (RCM) à cette résolution (Gibelin and Déqué, 2003; Giorgi et al., 2004-a; Jacob et al., 2007). Ils restent notamment proches de ceux obtenus avec d'autres RCM dans des expériences similaires (i.e. forcées par ERA-40) réalisées dans le cadre du projet d'inter-comparaison ENSEMBLES (Voir les cartes de biais moyens sur le site du projet : <http://sites.google.com/site/rt3validation/europe/mean-biases>).

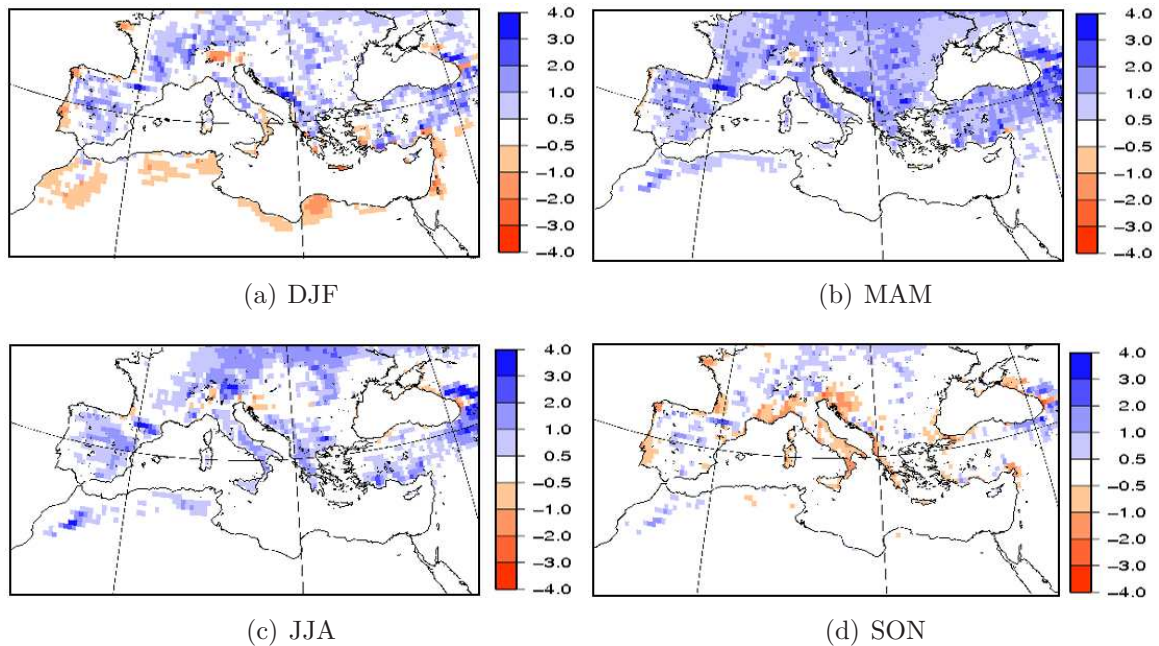


FIG. 3.3 – Différences de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : Modèle - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

3.1.3 Validation des extrêmes de précipitation quotidienne

Inter-comparaison avec d'autres modèles régionaux

L'analyse qui suit se base sur les résultats de trois des études mentionnées en introduction – Frei et al. (2003), Frei et al. (2006) et Schmidli et al. (2007) – qui présentent une inter-comparaison des extrêmes de pluie modélisés par différents RCM à 50 km de résolution sur le relief alpin. Cette zone d'étude inclut en réalité une bonne partie du quart du Sud-Est de la France. Les autres exercices de comparaisons qui figurent dans la littérature se prêtent moins à l'évaluation d'ALADIN-Climat que l'on cherche à réaliser ici, soit que les résolutions des modèles qui y sont comparés sont plus fines (Arnold et al., 2009), soit qu'elles portent sur des régions plus éloignées de celle sur laquelle ce travail de thèse se concentre. La région alpine présente en outre l'avantage d'avoir une orographie complexe et des cumuls de précipitations quotidiennes importants difficiles à modéliser, ce qui rend l'évaluation et l'inter-comparaison de RCM d'autant plus pertinente.

Frei et al. (2003) étudient des simulations « hindcast » forcées par la ré-analyse ERA-15 (Gibson et al., 1999), produite par le centre européen (CEP/ECMWF) antérieurement

à ERA-40. Les RCM utilisés sont les suivants : le modèle suisse CHRM, le modèle HADRM3 du *Hadley Centre*, le modèle danois HIRHAM et le modèle allemand REMO (pour les références, voir Frei et al. (2006)). Schmidli et al. (2007) ajoutent à cette comparaison les résultats obtenus par différentes méthodes statistiques de descente d'échelle des champs de la ré-analyse du NCEP/NCAR, (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) : LOCI, CCA, MLR, MAR et ANA (voir Schmidli et al. (2007)). L'inter-comparaison de Frei et al. (2006) inclut davantage de modèles régionaux à aire limitée, toujours à 50 km de résolution (CHRM, HADRM 3H, HADRM3P, GKSS, HIRHAM, REMO et SMHI ; voir les références dans Frei et al. (2006)), mais ceux-ci sont pilotés par des GCM (HADAM3H et HADAM3P) et non par une ré-analyse comme c'est le cas pour notre simulation MED50-f, ce qui rend la comparaison à cette étude un peu moins rigoureuse. Enfin, dans ces trois études, la référence climatologique est une ré-analyse définie sur une grille de 0.5° de résolution, construite à partir de données quotidiennes de stations pour la période d'ERA-15 (1979-1993) (tous les détails sont indiqués dans Frei et al. (2003)). Les diagnostics qualifiant les extrêmes de pluie sont tirés de ceux définis pour le projet STARDEX (voir chapitre 1).

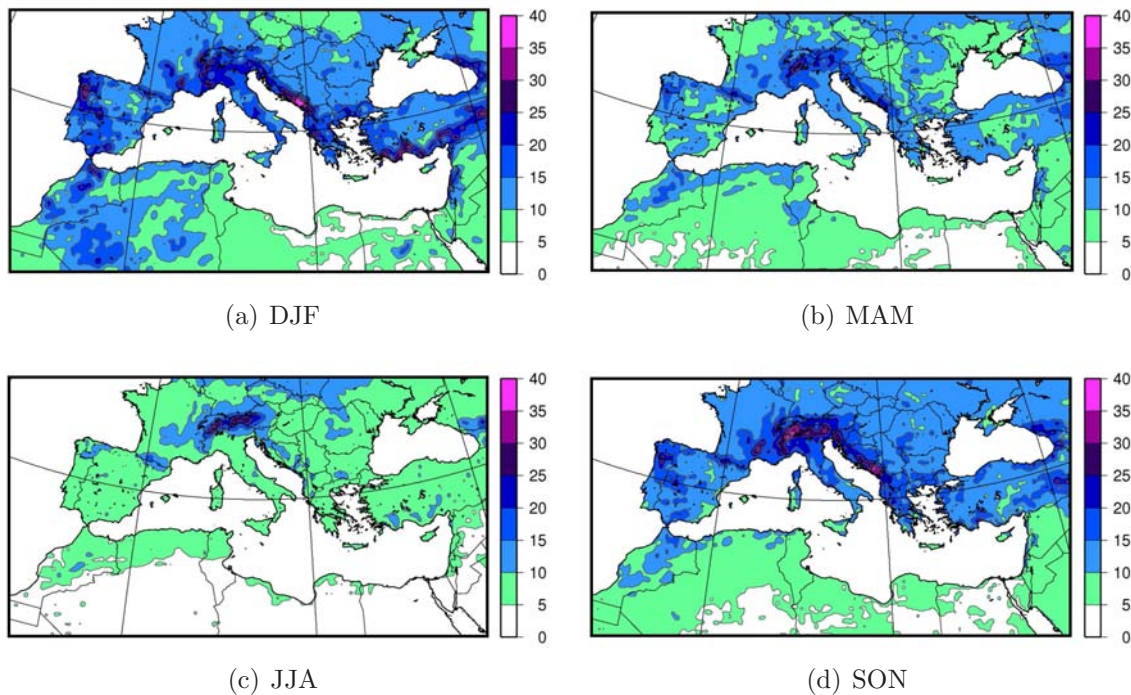


FIG. 3.4 – Quantile 90% de précipitations quotidiennes (mm/jour) supérieures à 1 mm/jour de la simulation ALADIN-Climat MED50-f sur l'ensemble du domaine : (a) : Hiver (DJF) ; (b) : Printemps (MAM) ; (c) : Eté (JJA) ; (d) : Automne (SON).

Dans leur analyse des précipitations quotidiennes simulées, Frei et al. (2003) et Schmidli et al. (2007) s'intéressent aux quantiles saisonniers d'ordre 90% des jours pluvieux (précipitations quotidiennes supérieures à 1 mm/jour), tandis que Frei et al. (2006) se concentrent sur les valeurs saisonnières de la précipitation de durée de retour 5 ans. On calcule donc ces deux indices – que l'on désignera respectivement par Q90 et RR-5_ans – pour notre simulation MED50-f (figures 3.4 et 3.5).

Dans MED50-f, les valeurs les plus élevées de Q90 sont atteintes en automne et sont situées dans les Alpes, le Sud-Est de la France, et sur la côte est de l'Adriatique (voir figure 3.4).

Au printemps, Q90 est moins fort mais ses maxima sont localisés aux mêmes endroits qu'en automne, et l'on retrouve à nouveau en hiver ces mêmes zones d'intensité, auxquelles il faut ajouter la côte atlantique de l'Espagne, ainsi que la Grèce et le Sud de la Turquie.

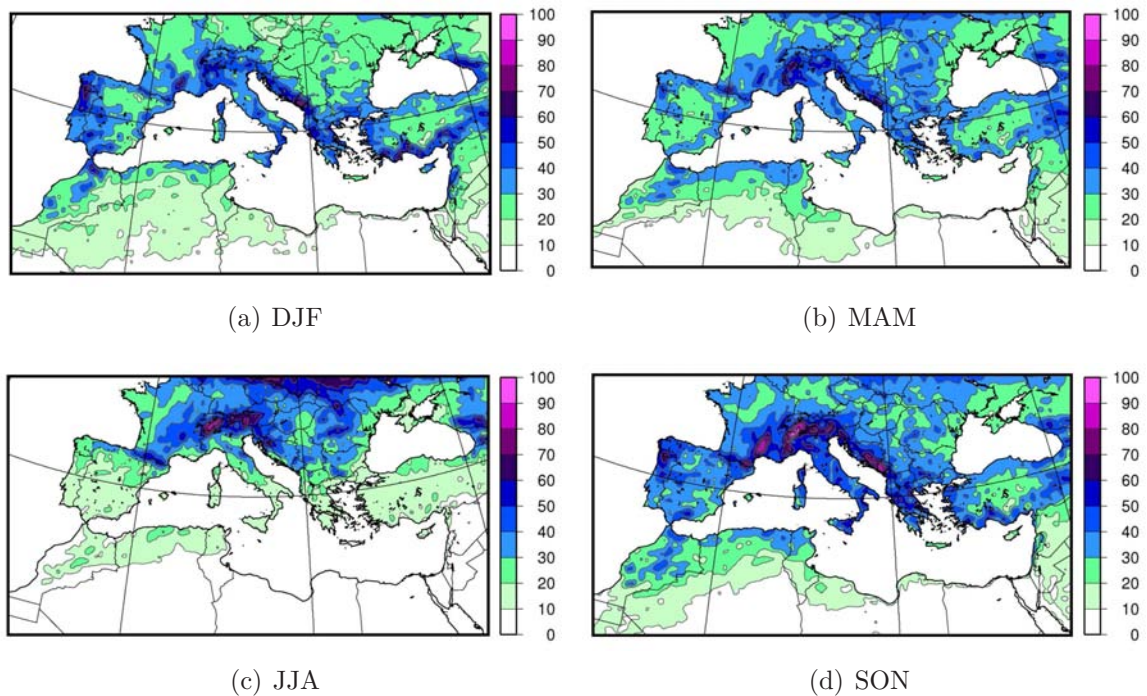


FIG. 3.5 – Pluie quotidienne (mm/jour) de durée de retour 5 ans de la simulation ALADIN-Climat MED50-f sur l'ensemble du domaine : (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Été (JJA); (d) : Automne (SON).

Le second indice d'extrême, RR-5_ans, présente un comportement similaire, sauf en été où l'on trouve des valeurs relativement importantes au Nord du domaine (voir figure 3.5), mais ces dernières sont en fait dues à une contamination des effets de bord du modèle. Ces variations saisonnières correspondent à celles mises en évidence dans Frei et al. (2003) et Frei et al. (2006) pour la région alpine. Elles s'accordent également aux observations disponibles sur le reste de la France, comme nous le verrons plus loin.

Dans leurs inter-comparaisons respectives, Frei et al. (2003), Schmidli et al. (2007) et Frei et al. (2006) se focalisent sur les valeurs d'automne des deux indices Q90 et RR-5_ans, car c'est la saison durant laquelle ils sont les plus forts. C'est donc sur cette saison que la capacité de MED50-f à simuler des valeurs correctes de Q90 et le RR-5_ans est comparée aux performances des modèles considérés dans ces trois études.

Les cartes des Q90 d'automne issus des RCM et des méthodes statistique de descentes d'échelle évalués dans Frei et al. (2003) et Schmidli et al. (2007) sont reprises à la figure 3.6 où l'on reporte les valeurs de ce même champ pour la simulation MED50-f.

En premier lieu, on peut constater sur cette figure l'importante valeur ajoutée apportée par la descente d'échelle régionale sur les extrêmes de précipitation : les valeurs simulées par ERA-40 sont en effet beaucoup plus éloignées des observations que ne le sont celles obtenues avec les RCM et les méthodes statistiques.

En entrant plus dans le détail, il apparaît qu'ALADIN-Climat place correctement les

trois maxima observés sur les Alpes et les Cévennes mais qu'il les sous-estime en intensité (biais relatif de -20%). Sur le reste du pourtour méditerranéen, le biais de MED50-f est d'environ -30%.

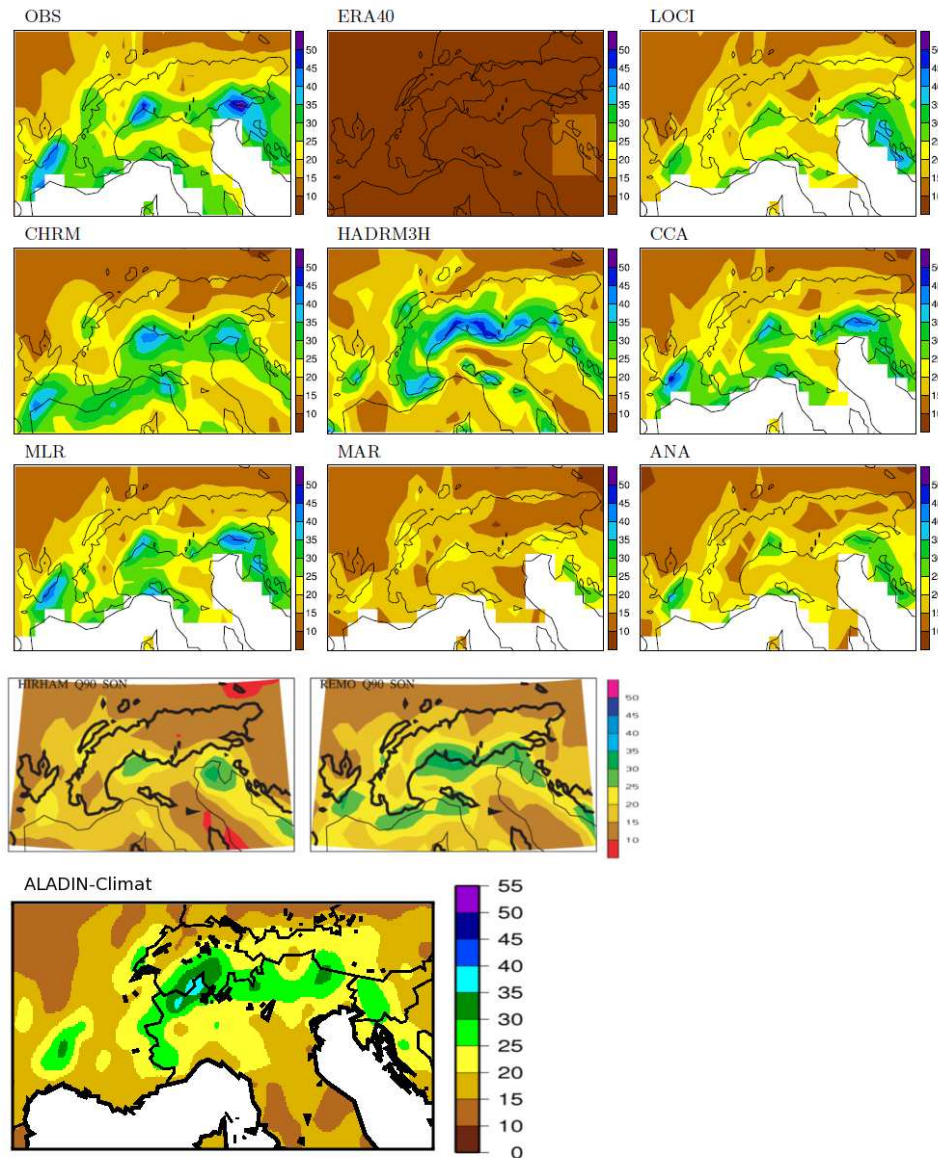


FIG. 3.6 – Quantile 90% de précipitations quotidiennes (mm/jour) d'automne supérieures à 1 mm/jour sur les alpes : comparaison à d'autres RCM et méthodes de downscaling statistiques. Les 9 premières cartes sont extraites de Schmidli et al. (2007), les deux suivantes de Frei et al. (2003), la dernière montre la valeur du champ pour la simulation MED50-f d'ALADIN-Climat.

Les deux modèles CHRM et HADRM3H simulent des extrêmes plus intenses qui se rapprochent davantage des valeurs observées. Cependant, CHRM décale légèrement vers le Sud le maximum observé sur le relief cévenol et HADRM3H tend à surestimer légèrement les extrêmes dans les Alpes. A l'inverse, HIRHAM et REMO sous-estiment plus largement ces maxima locaux et présentent un biais négatif équivalent à celui de MED50-f sur les côtes françaises et italiennes.

Par comparaison aux méthodes statistiques, MED50-f se situe également dans la moyenne,

avec une meilleure représentation des extrêmes que celle fournie par les méthodes MAR et ANA, tandis que CCA et MLR s'avèrent plus justes que MED50-f et LOCI.

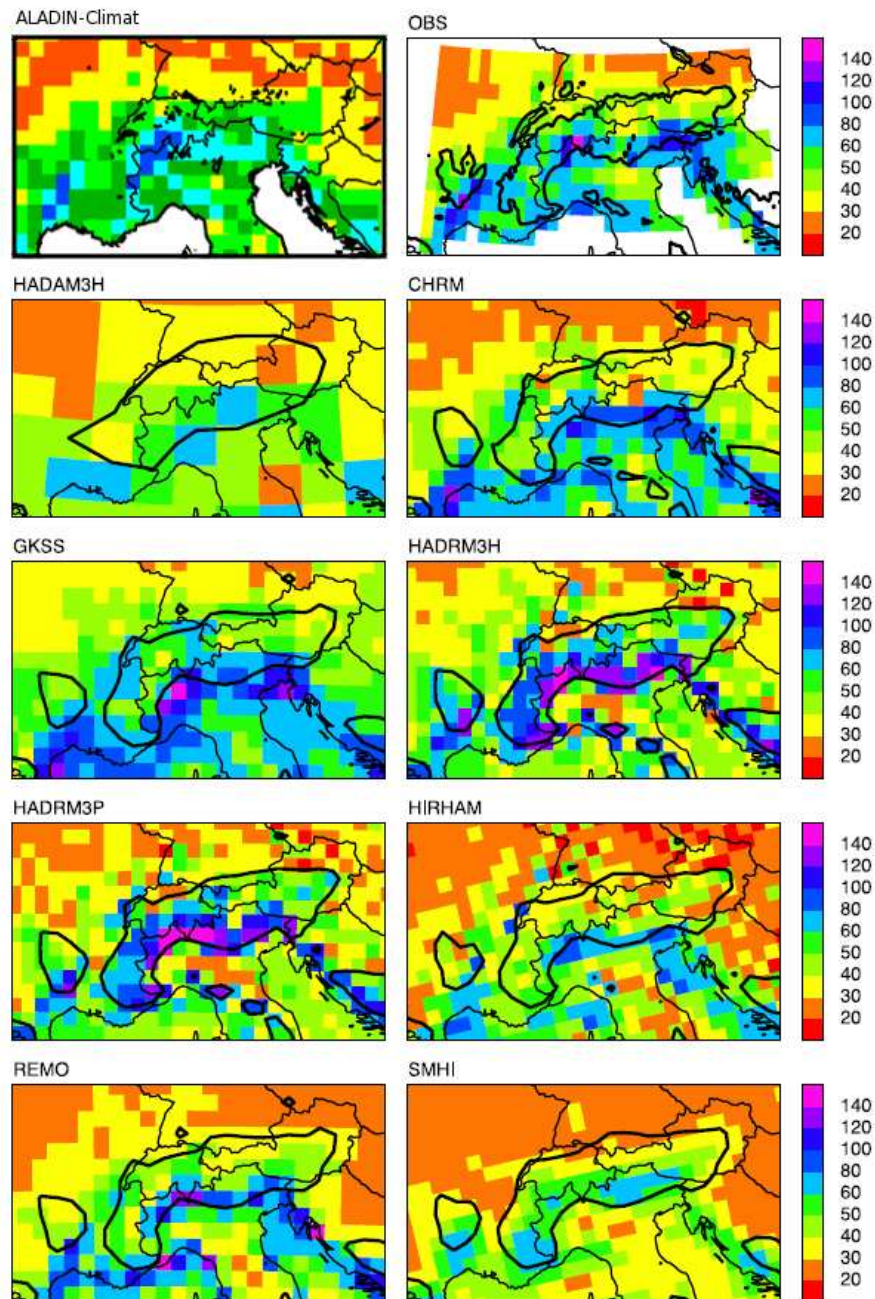


FIG. 3.7 – Pluie quotidienne (mm/jour) automnale de durée de retour 5 ans sur les Alpes : comparaison à d'autres RCM. La première carte montre la valeur du champ pour la simulation MED50-f d'ALADIN-Climat, les suivantes sont extraites de Frei et al. (2006).

La même comparaison est faite pour le champ de RR-5_ans de MED50-f en automne à la figure 3.7 où sont reprises les cartes du même indice pour les RCM analysés dans Frei et al. (2006). Rappelons que dans l'étude de Frei et al. (2006), les modèles régionaux ne sont plus forcés par une ré-analyse comme c'est le cas pour MED50-f (et dans Schmidli et al. (2007) et Frei et al. (2003)) mais un GCM. Cette différence rend leur comparaison à MED50-f

un peu moins rigoureuse que celle effectuée entre MED50-f et les simulations de Schmidli et al. (2007) et Frei et al. (2003) , mais elle reste toutefois intéressante car le nombre de RCM pris en compte y est supérieur et que les valeurs observées de cet indice sont plus élevées. La figure 3.7 indique que MED50-f sous-estime également l'intensité de ce second indice dans le Sud-Est de la France et le Nord-Est de l'Italie, avec un biais compris entre -15% et -30%. On retrouve aussi une bonne localisation des valeurs maximales (situées aux mêmes endroits que pour Q90) mais avec une légère sous-estimation, ici comprise entre -10% et -20%. Ces erreurs sont nettement plus faibles que celles des modèles SMHI et HIRHAM. REMO se rapproche davantage des valeurs maximales observées que ce n'était le cas pour le précédent indice. En revanche, il présente un biais négatif supérieur à celui de MED50-f dans le Sud-Est de la France et le Nord de l'Italie, et il surestime les valeurs observées dans le golfe de Gênes. HADRM3H simule quant à lui un RR-5_ ans trop intense sur les Alpes où son erreur relative oscille entre +20% et +85% mais représente avec succès le maximum cévenol. Enfin, GKSS et CHRM sont les deux RCM les plus proches de la réalité pour cet indice, mais ils placent un peu trop au Sud le maximum observé sur les Cévennes.

Il ressort de ces comparaisons que les performances d'ALADIN-Climat dans sa représentation des pluies extrêmes les plus intenses – tout au moins dans la simulation MED50-f – se situent dans une bonne moyenne par rapport l'état de l'art de la modélisation régionale à 50 km de résolution. Le modèle sous évalue les extrêmes les plus forts mais l'amplitude de ses biais reste tout à fait acceptable au regard des erreurs commise par les principaux RCM européens.

Validation par rapport à la ré-analyse SAFRAN sur la France

Les extrêmes de précipitations dans MED50-f sont à présent comparés aux données SAFRAN sur la France. Cette climatologie offre une meilleure résolution que celle considérée dans la section précédente. Par conséquent, elle fait état de cumuls de pluies extrêmes plus élevés dans le Sud-Est de la France où les événements sont les plus intenses, ce qui permet une validation à la fois plus fine et plus exigeante.

En première approche, on peut examiner localement le spectre total de précipitation du modèle pour certains points de grille et le comparer à celui issu de SAFRAN. Deux séries de diagrammes quantiles-quantiles saisonniers (quantiles d'ordre 0.1% à 99.9%) sont présentées aux figures 3.8 et 3.9, pour deux points correspondant respectivement aux villes de Paris et Marseille. Ils indiquent un comportement assez différent du modèle en chaque point.

A Paris, MED50-f reste très proche des valeurs de SAFRAN sur quasiment l'intégralité du spectre au printemps et en automne. En été, les précipitations y sont sous-estimées à partir du quantile d'ordre 90%, tandis qu'en hiver, cette portion du spectre est assez largement surestimée.

Sur le point de Marseille – où les extrêmes sont plus élevés – MED50-f présente un biais négatif à partir du quantile d'ordre 90% en toute saison, excepté au printemps. Ce biais est particulièrement marqué en automne où les cumuls les plus importants sont atteints.

Remarquons par ailleurs que pour les deux points, MED50-f surévalue les précipitations les plus faibles et tend même à simuler plus de jours de précipitations modérées qu'il n'en existe dans les observations. Ce défaut se retrouve en réalité sur la plupart des points

de grille du modèle. Il est susceptible d'influer sur les valeurs de quantiles pluvieux tels qu'ils ont été calculés au paragraphe précédent (quantiles des jours de pluies supérieures à 1 mm/jour) sans que cela soit nécessairement le signe d'une erreur due seulement à la mauvaise représentation des précipitations les plus intenses. En effet, le nombre de jour de pluie faible (mais supérieure à 1 mm/jour) étant surestimé, il se trouvera davantage d'ordre de quantiles correspondants à ces faibles valeurs et par suite, une sous-estimation des valeurs de quantiles plus élevés.

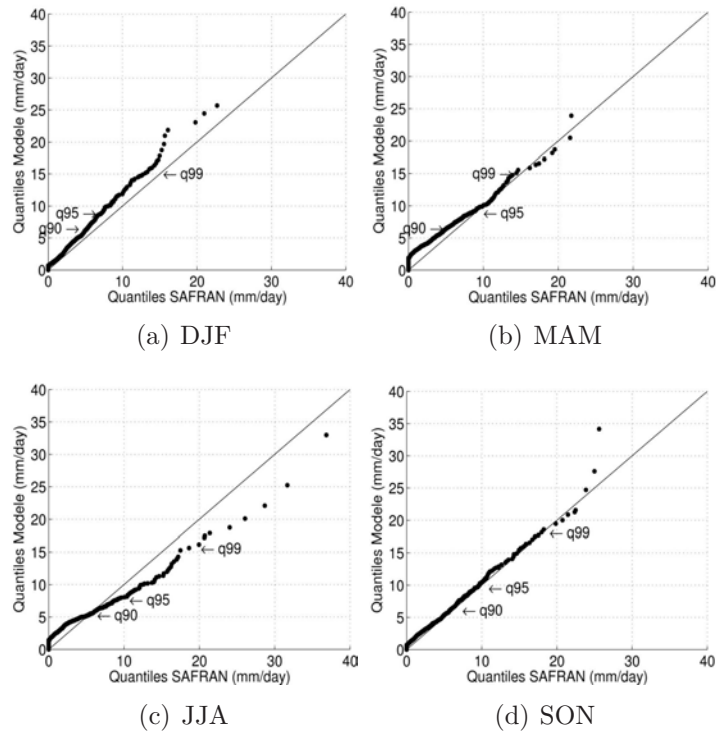


FIG. 3.8 – Diagrammes quantiles-quantiles de précipitations quotidiennes à Paris. En abscisse sont portées les valeurs des quantiles SAFRAN, et en ordonnée, celles des quantiles modèle. (a) : Hiver (DJF) ; (b) : Printemps (MAM) ; (c) : Été (JJA) ; (d) : Automne (SON).

C'est pourquoi on préférera désormais considérer des diagnostics basés sur les valeurs de quantiles prenant en compte tous les jours des simulations ALADIN-Climat, et non les seuls jours pluvieux.

On s'intéresse à présent aux valeurs extrêmes du spectre de précipitation de MED50-f que l'on cherche à comparer spatialement à celui de SAFRAN (sur la période 1958-2008 pour SAFRAN).

Les cartes des figures 3.10 et 3.11 montrent, sur la France, les valeurs de quantiles saisonniers 99% et 99.8% de MED50-f et de SAFRAN, ainsi que leurs différences relatives à SAFRAN. Les valeurs des quantiles de MED50-f et SAFRAN sont représentées sur leurs grilles respectives, sans calcul d'interpolation. Le tracé de plages de couleurs nécessite toutefois un traitement graphique faisant intervenir de paramètres (pour tous les détails, voir le manuel de la fonction "surface" du logiciel libre GMT), mais les valeurs de ces deux paramètres ont été choisies pour ne pas entraîner de modification sur les valeurs

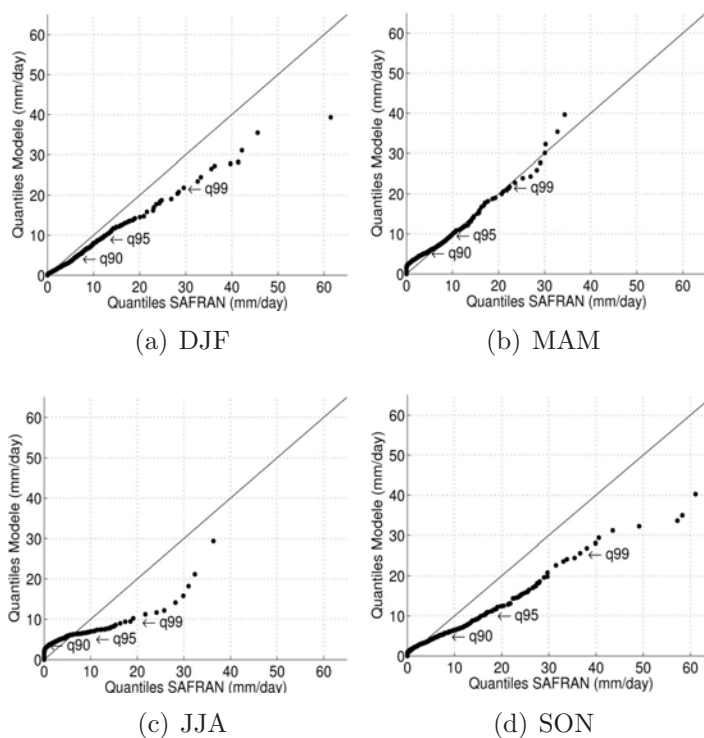


FIG. 3.9 – Identique à la figure 3.8 pour la ville de Marseille.

maximales (pas de lissage notable des valeurs ni apparitions de faux maxima). Pour le calcul de la différence, les quantiles de MED50-f ont été interpolés sur la grille SAFRAN en prenant pour chacun de ses points le plus proche voisin de la grille d'ALADIN-Climat (voir chapitre 2). Le quantile 99% correspond à une durée de retour d'environ un an, et le quantile 99.8% à la durée de retour 5 ans précédemment étudiée.

De façon générale, on constate que MED50-f présente une bonne structure spatiale de ces quantiles extrêmes. Les valeurs maximales sont atteintes en hiver et en automne dans le Sud-Est de la France, avec une sous-estimation des intensités modélisées par MED50-f, comme indiqué précédemment. Par ailleurs, la différence de comportement du modèle entre le Nord et le Sud suggérée par l'analyse des diagrammes quantiles-quantiles se confirme : globalement, les extrêmes sont légèrement trop forts dans le Nord (entre + 10% et + 20% de biais, localement davantage) et trop faibles dans le Sud (mêmes ordres de grandeurs dans le Sud-Ouest, et jusqu'à -50 % – localement -70 % – dans le Sud-Est). Il est toutefois assez remarquable que l'erreur relative n'augmente quasiment pas à mesure que l'on avance dans le spectre ; on observe même une diminution du biais en été dans le Sud de la France.

Le reste de cette analyse se focalise sur notre région principale d'étude : le Sud-Est de la France. Celle-ci est définie par le boîte de coordonnées 1°30'E–10°E/41°N–45°N (voir figure 3.12).

On s'intéresse tout d'abord au cycle annuel des précipitations les plus intenses dans cette région. Pour ce faire, on calcule en chaque point de grille de la boîte Sud-Est la série des maxima quotidiens de précipitation sur toute la période de simulation 1958-2001,

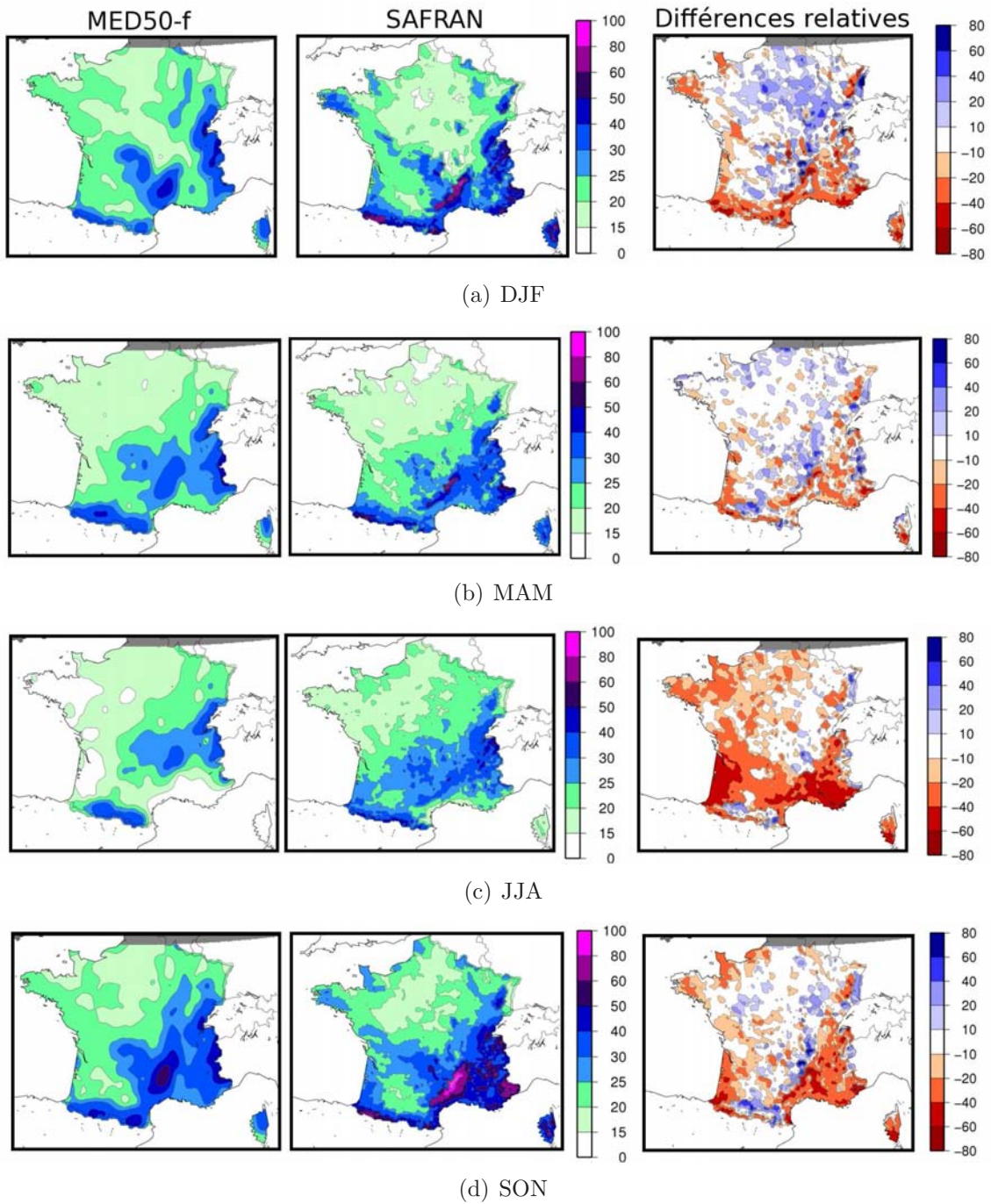


FIG. 3.10 – Quantiles saisonniers d'ordre 99% (mm/jour) dans SAFRAN (à gauche), MED50-f (à droite) et différences relatives (MED50-f - SAFRAN). (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

$max(jj, k)$, donnée par :

$$max(jj, k) = \max_{1958 \leq y \leq 2001} RR(jj(y), k) \quad (3.1)$$

où k est le numéro du point de grille considéré dans la boîte Sud-Est, y l'année, $jj(y)$ le jour de l'année y , et $RR(jj(y), k)$ la précipitation au point k pour le jour jj de l'année y . Cette série est ensuite moyennée spatialement sur tous les points de boîte et l'on obtient

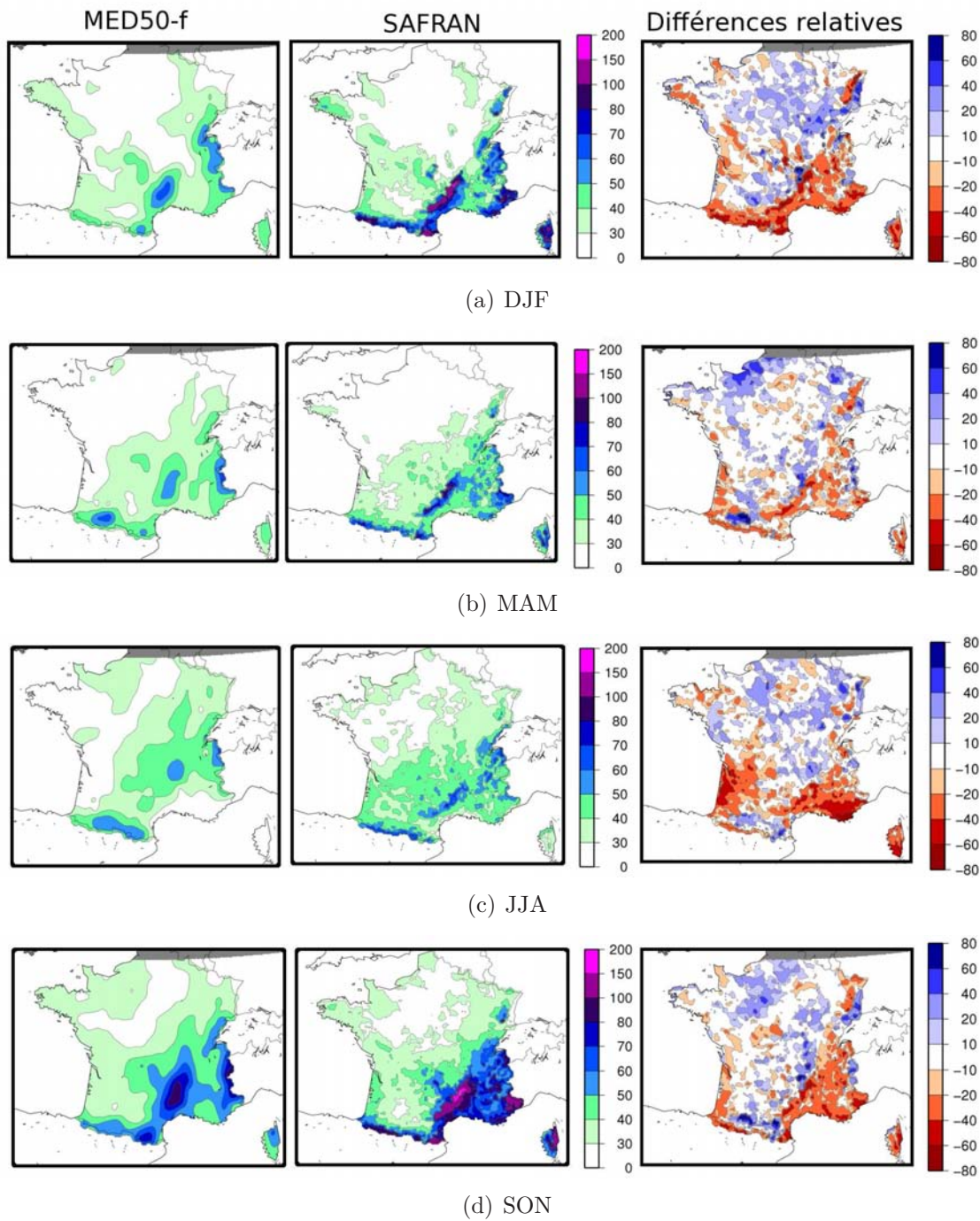


FIG. 3.11 – Identique à la fig. 3.10 pour les quantiles d'ordre 99.8%.

ainsi la grandeur $m(jj)$:

$$m(jj) = \overline{\max(jj, k)}^k = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \max(jj, k) \quad (3.2)$$

où N est le nombre de points de grille appartenant à la boîte Sud-Est dans la grille considérée (SAFRAN ou MED50-f).

Le cycle annuel de $m(jj)$ pour MED50-f et pour SAFRAN est représenté à la figure 3.13.

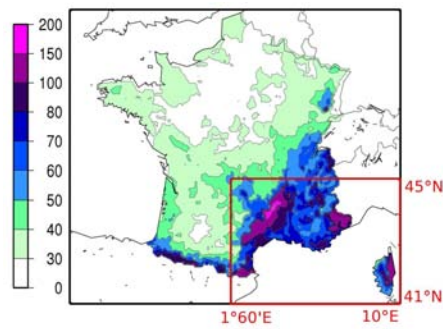


FIG. 3.12 – Boîte Sud-Est de la France ($1^{\circ}30'E-10^{\circ}E/41^{\circ}N-45^{\circ}N$) tracée en rouge sur la carte du quantile d'automne (SOD) SAFRAN d'ordre 99.8%.

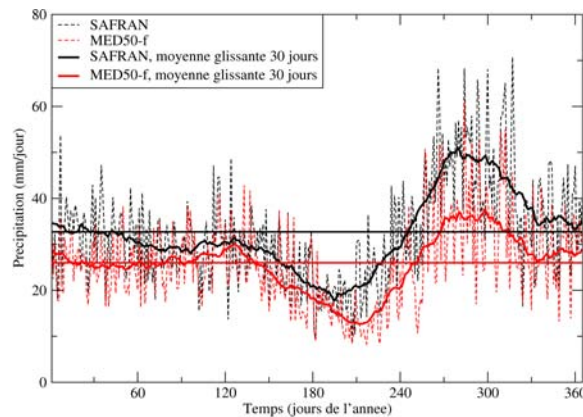


FIG. 3.13 – Cycle annuel $\overline{\max(jj, k)^k}$ (mm/jour) sur la boîte Sud-Est (figure 3.12). En noir : SAFRAN ; en rouge : MED50-f. En traits tiretés : valeurs quotidiennes ; en traits pleins : moyenne glissante sur 30 jours. Les traits horizontaux indiquent la valeur moyenne de m pour SAFRAN et MED50-f.

Afin de lisser la forte variabilité se produisant d'un jour à l'autre et de mettre en évidence les variations mensuelles, une moyenne glissante de 30 jours est opérée sur les courbes. Il apparaît alors que dans cette région, les extrêmes les plus intenses sont bien observés durant les mois de septembre, octobre, novembre et décembre, ce qui correspond à la période d'étude de ces événements dans le projet CYPRIM (voir chapitre 1). La simulation MED50-f modélise correctement ces variations saisonnières, bien qu'elle sous-estime l'intensité des maxima. Par la suite, on retiendra donc la saison SOND pour l'analyse de ces événements extrêmes.

La figure 3.14 présente des cartes de quantiles similaires à celles de la figure 3.11 mais pour la saison SOND dans le Sud-Est de la France et pour les ordres de quantiles suivants :

- 97.5%(durée de retour : 3 fois par an),
- 98.4%(durée de retour : 2 fois par an),
- 99.2%(durée de retour de 1 an),
- 99.6%(durée de retour de 2 ans),
- 99.8%(durée de retour de 4 ans),
- 99.9%(durée de retour de 8 ans).

Cette exploration plus fine des précipitations extrêmes montre que jusqu'au quantile 98.4%,

les fortes valeurs de quantiles SAFRAN sont concentrées sur le relief cévenol. Ce n'est qu'ensuite qu'elles s'étendent dans l'Aude, les Pyrénées orientales, les Alpes maritimes, la Corse et dans une moindre mesure sur le reste du littoral méditerranéen. Ce comportement est relativement bien modélisé par MED50-f, qui localise correctement les maxima de quantiles extrêmes malgré une sous-estimation marquée (en particulier à l'Est du domaine et sur la Corse). On retrouve par ailleurs la relative stabilité des erreurs relatives précédemment relevée. En effet, elles n'augmentent pas, ou peu, à mesure que l'on progresse vers la fin du spectre et le biais du modèle n'est ainsi pas plus important pour une durée de retour de 1 ou 8 ans.

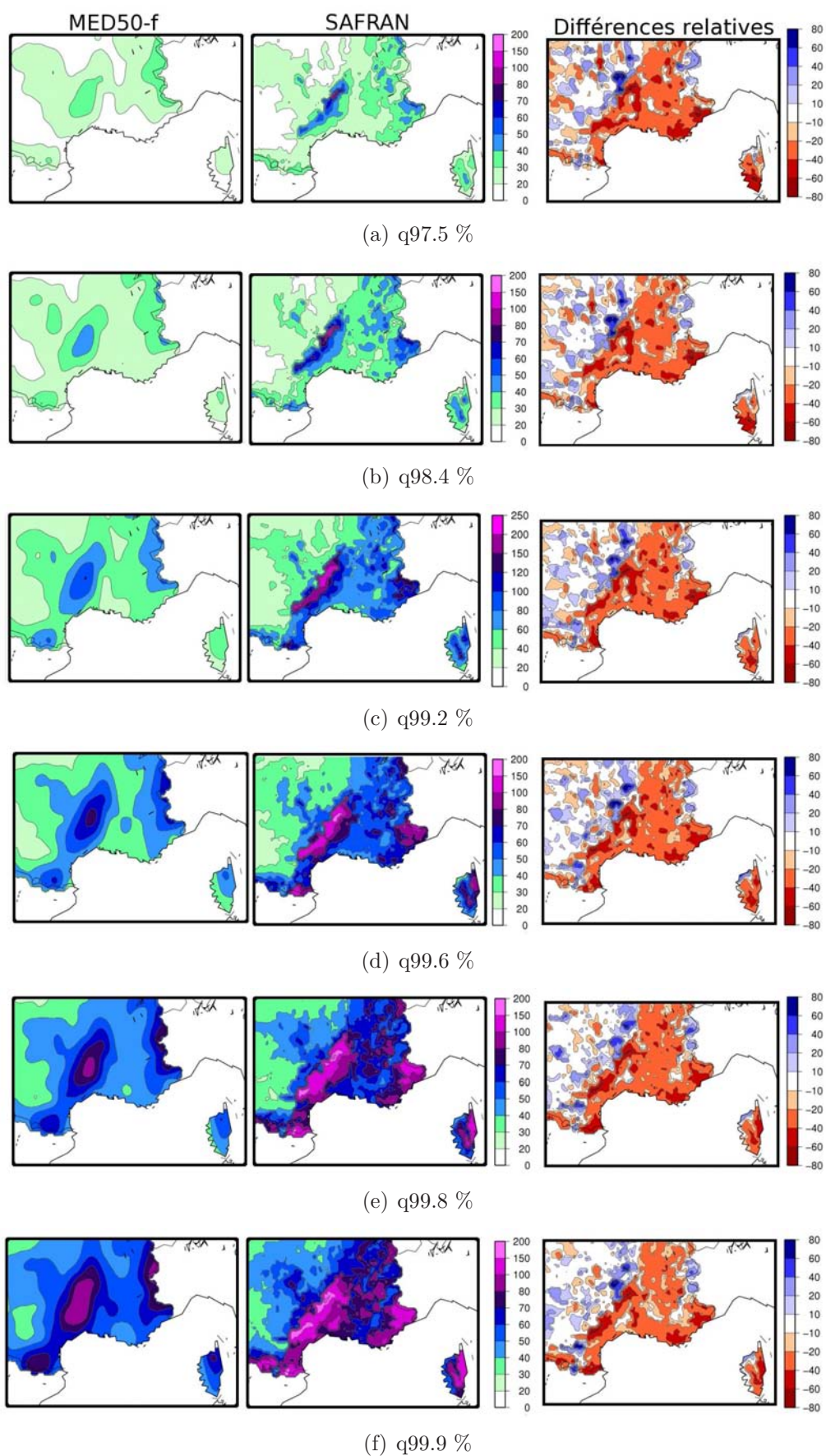


FIG. 3.14 – Quantiles extrêmes de précipitations quotidiennes (mm/jour) pour la saison SOND dans le Sud-Est de la France. A gauche : MED50-f ; au centre : SAFRAN ; à droite : différence relative (Modèle - SAFRAN) (%).

Pour clore cette partie de validation, on examine rapidement la variabilité interannuelle des extrêmes de précipitation simulés par MED50-f. Un diagnostic permettant de rendre compte de la structure spatiale de son amplitude est représentée sur les cartes de la figure 3.15. Il s'agit de la valeur de l'écart type de la série des maxima annuels de pluie quotidienne pour la saison SOND (écart type de $\max(k, jj(y))$).

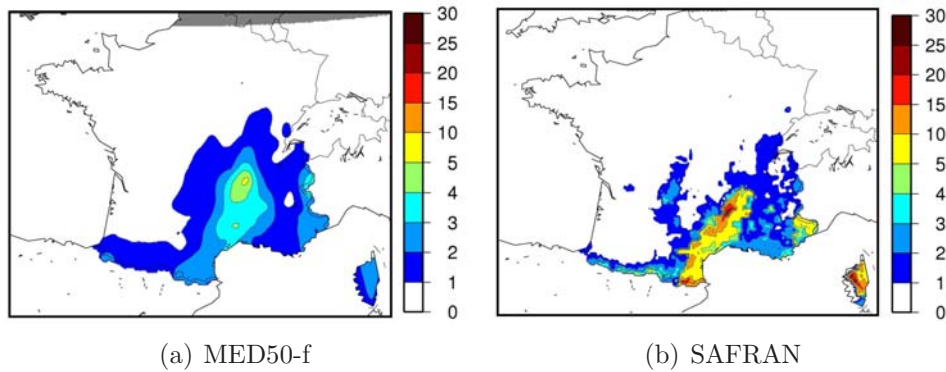


FIG. 3.15 – Variabilité interannuelle des précipitations quotidiennes extrêmes (mm/jour) : écart type du maximum annuel de précipitation pour la saison SOND. (a) : MED50-f; (b) : SAFRAN.

Il apparaît que c'est dans le Sud-Est de la France et dans les Pyrénées – là où l'on observe les intensités de précipitation les plus fortes – que la variabilité des maxima de pluie est la plus grande dans les observations SAFRAN. Les valeurs les plus importantes sont atteintes dans les Cévennes, en Corse et dans le Languedoc-Roussillon. MED50-f sous-estime ces amplitudes mais présente une structure spatiale de variabilité des pluies relativement proche des observations, quoique les maxima présents sur la Corse et le Languedoc-Roussillon ne se détachent pas aussi nettement.

3.1.4 Conclusions

Cette validation préliminaire aux études de sensibilité indique que la version 5.1 ALADIN-Climat à 50 km de résolution sur la Méditerranée présente des caractéristiques conformes à l'état de l'art de la modélisation climatique régionale à cette résolution, tant dans les valeurs moyennes que dans les extrêmes de précipitations.

La ré-analyse SAFRAN a permis de réaliser une validation plus fine de la représentation des précipitations intenses se produisant dans le Sud-Est de la France à l'échelle de temps climatique. Elle montre que si ALADIN-Climat en simule correctement le cycle annuel et la localisation, il en sous-estime assez fortement leur intensité. Pour autant, cette limitation ne l'empêche pas nécessairement de représenter les HPE. En effet, si l'on se place du point de vue des extrêmes du modèle, on s'aperçoit que pour des événements réellement observés, les précipitations simulées correspondent à des ordres très élevés de quantiles. C'est ce que les figures 3.16 et 3.17 illustre pour la situation des 19 et 20 octobre 1994 : les cumuls de précipitation de MED50-f sont certes plus faibles que ceux de SAFRAN mais les ordres des quantiles coïncident.

L'examen d'un cas unique ne permet pas de conclure à l'existence et la validité du lien statistique qui semble se dessiner. Cette question sera traitée en détail dans le chapitre suivant. Mais cette illustration confirme néanmoins qu'en dépit de la sous-évaluation des

valeurs extrêmes de précipitation, il n'est pas vain de chercher une configuration du modèle qui permette de représenter au mieux les extrêmes de précipitation pour étudier ces évènements intenses dans ALADIN-Climat.

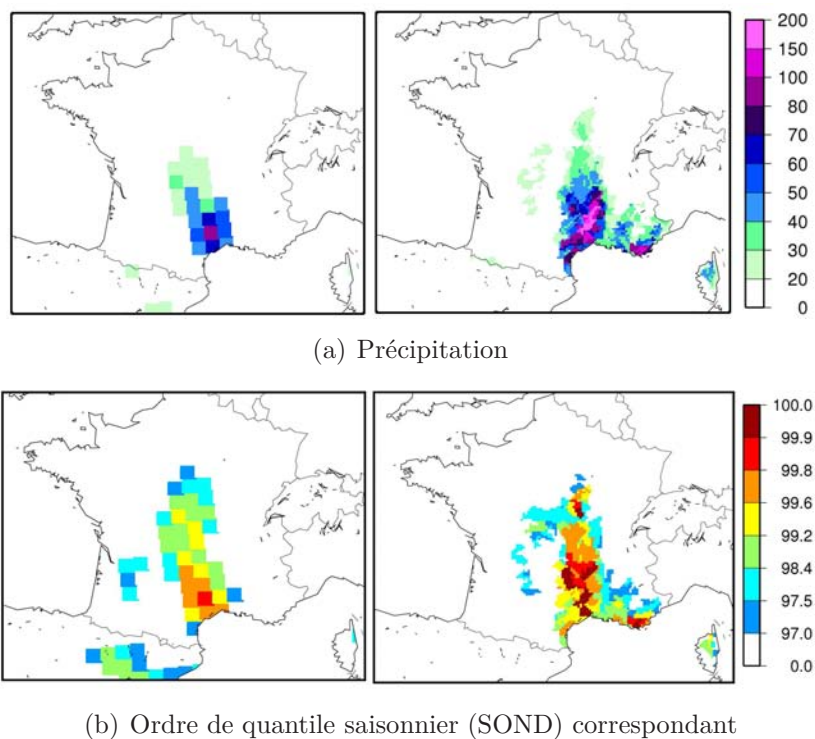
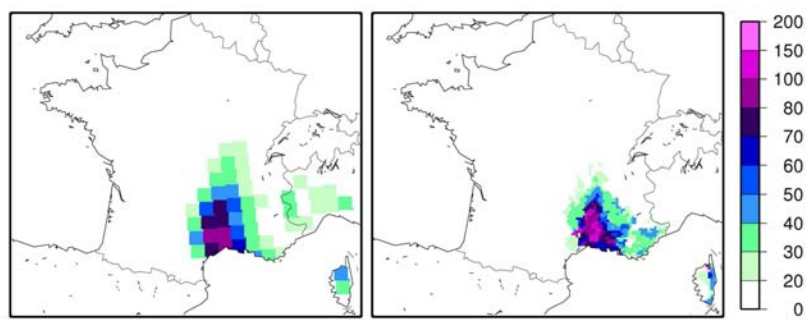
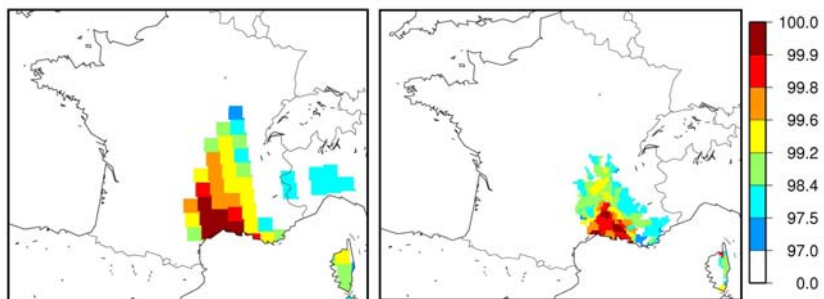


FIG. 3.16 – Situation du 19 octobre 1994. (a) : Cumul de précipitation (mm); (b) : ordre de quantile saisonnier (SOND) correspondant (%). MED50-f à gauche et SAFRAN à droite.



(a) Précipitation



(b) Ordre de quantile saisonnier (SOND)

FIG. 3.17 – Identique à 3.16 pour la situation du 20 octobre 1994.

3.2 Sensibilité au couplage

Comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, les processus physiques en jeu lors des événements précipitants intenses en Méditerranée dépendent en partie des paramètres de surface de la mer, par le biais des flux turbulents océan-atmosphère. Lebeaupin-Brossier et al. (2006) ont notamment montré que dans un modèle non-hydrostatique à haute résolution, une augmentation (respectivement une atténuation) de la SST provoquait une intensification (respectivement une diminution) des cumuls de précipitations modélisées lors de ces événements. Le couplage d'ALADIN-Climat au modèle de mer Méditerranée NEMOMED8 est donc susceptible de jouer sur la représentation de ces pluies. Lebeaupin-Brossier et al. (2006) indiquent toutefois qu'en faisant varier la SST sous l'influence des flux océan-atmosphère au cours de leurs expériences, ils n'obtiennent pas d'impact de cette rétroaction sur la prévision à court terme des événements de précipitations intenses étudiés. Cependant, ce résultat se fonde sur des études de cas particuliers avec un modèle de prévision numérique à courte échéance. Il ne permet donc pas de préjuger de l'influence du couplage du point de vue statistique qui est le nôtre en climat, au travers de simulations menées sur de longues périodes de temps.

3.2.1 Simulations réalisées

Pour cette première étude de sensibilité, on compare deux simulations forcées par ERA-40 :

- la simulation MED50-f étudiée dans la section précédente,
- la simulation couplée équivalente : MED50-c.

Hormis le couplage à NEMOMED8 (réalisé à une fréquence quotidienne), MED50-c présente exactement les mêmes caractéristiques que MED50-f (voir 3.2.1) .

Le choix du forçage latéral par ERA-40 plutôt qu'en configuration « modèle parfait » (cf chapitre 2) se justifie ici par l'impossibilité de définir une réalité virtuelle que l'on pourrait prendre pour référence « parfaite ». En effet, la question qui se poserait dans ce cadre d'étude serait de savoir si la simulation « *Big Brother* » devrait être forcée ou couplée, ce qui dans un cas comme dans l'autre reviendrait à poser par avance la conclusion de l'étude de sensibilité.

3.2.2 Comparaison de la climatologie moyenne

Comme l'indiquent les figures 3.18 et 3.19, les différences de moyennes saisonnières de précipitations et de températures à 2 mètres entre MED50-f et MED50-c sont quasiment nulles sur terre, et elles sont modérées sur mer. Ce résultat rejoint ceux mis en évidence par Somot (2005), Somot et al. (2008) et Artale et al. (2009). Ces auteurs montrent qu'en climat présent, le couplage d'un modèle de mer Méditerranée à un RCM sur cette région ne modifie pas la climatologie des variables atmosphériques sur terre. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'à cette échelle de temps, le climat modélisé est avant tout régi par le forçage aux frontières du RCM et la valeur moyenne de la SST. Ainsi, dès lors que le modèle d'océan simule des SST moyennes proches de celles prescrites par ERA-40 en mode forcé, il est naturel de retrouver des moyennes saisonnières sensiblement égales à celles issues du modèle forcé, et cette similitude indique une bonne stabilité du modèle couplé.

L'éventuelle valeur ajoutée du couplage est davantage attendue sur des processus d'échelle spatio-temporelle plus fine, tels que les événements précipitants intenses en Méditerranée.

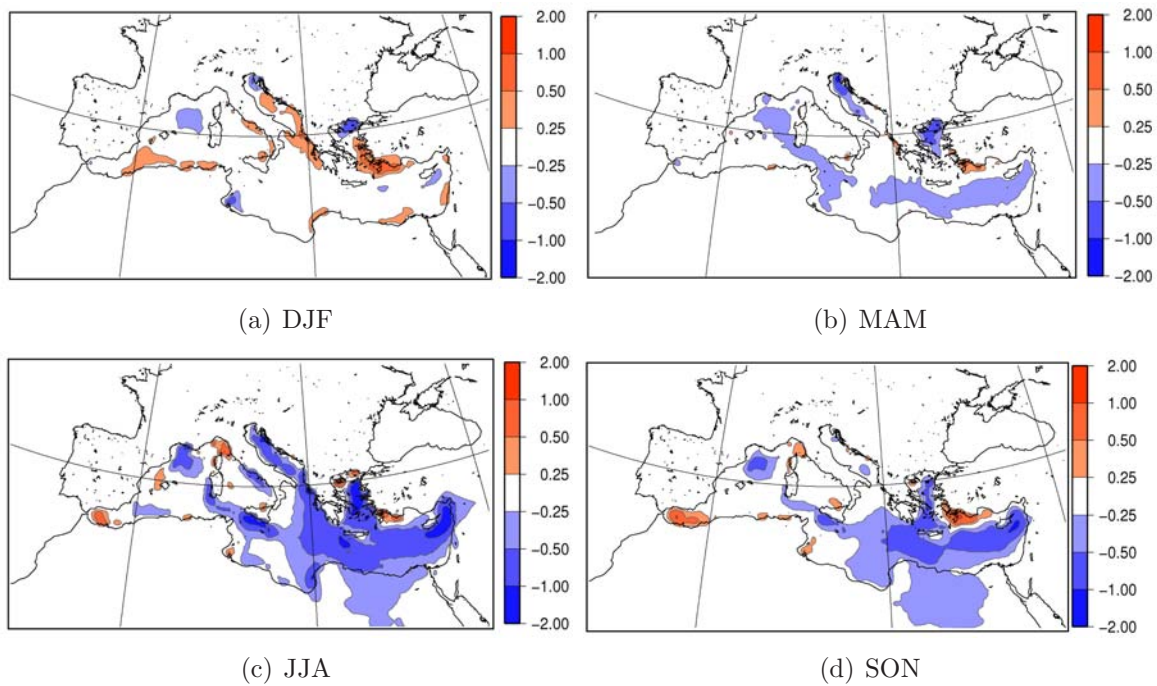


FIG. 3.18 – Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres ($^{\circ}\text{C}$) : Couplé - Forcé. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

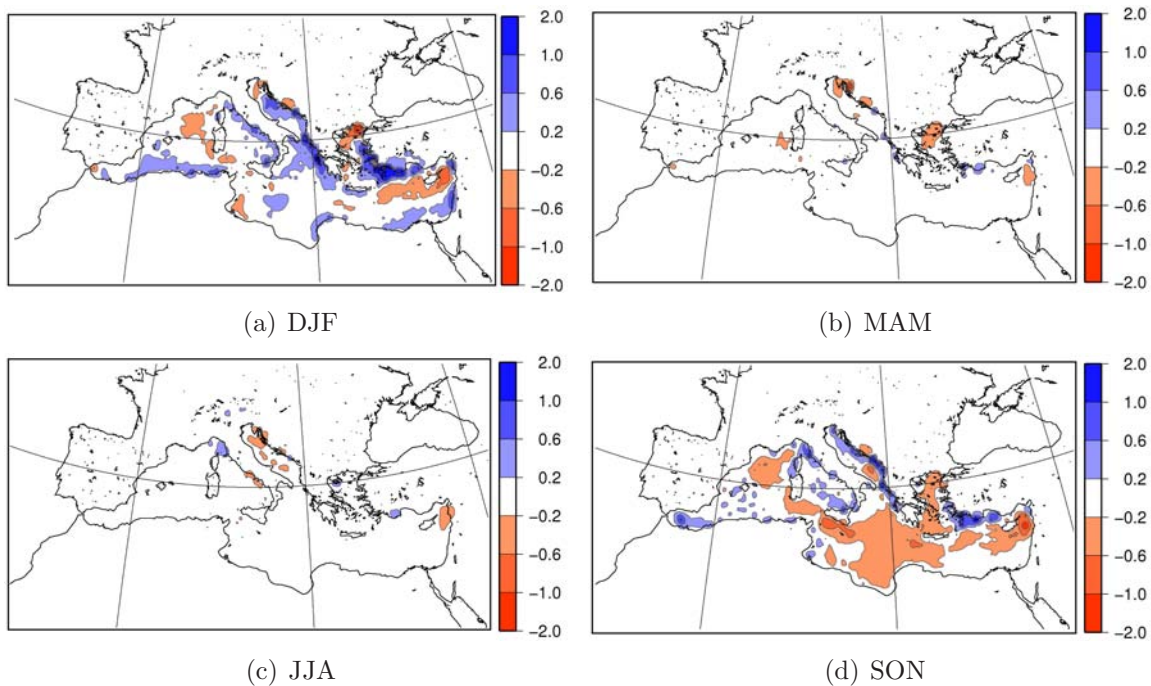


FIG. 3.19 – Différence de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : Couplé - Forcé. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

3.2.3 Comparaison des extrêmes de précipitation quotidienne

Extrêmes sur l'ensemble du domaine

Avant de se focaliser sur les événements intenses dans le Sud-Est de la France, on considère les précipitations extrêmes sur l'ensemble du domaine de nos deux simulations. Pour

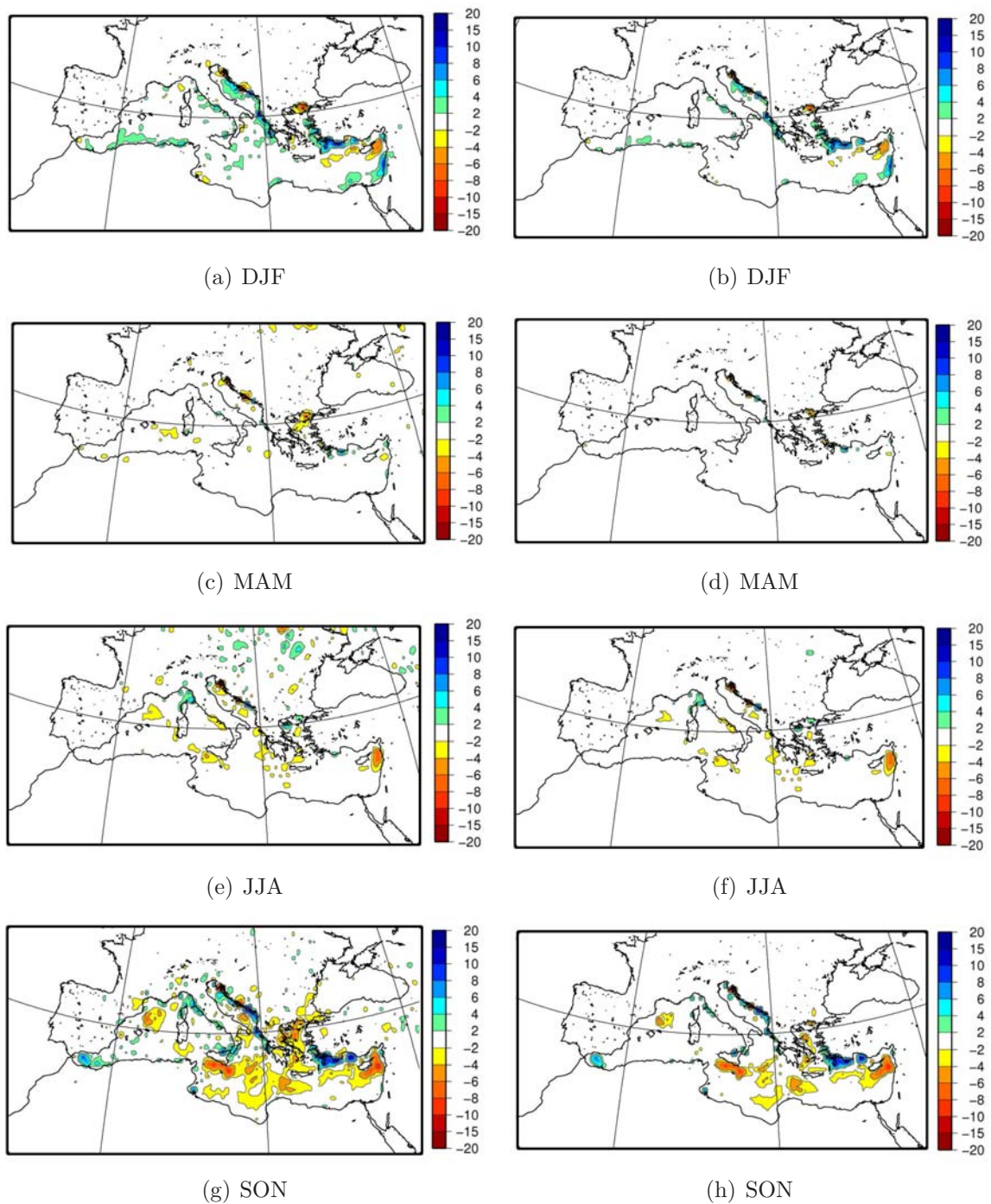


FIG. 3.20 – Différence de quantile 99% saisonnier de précipitations quotidiennes (mm/jour) : Couplé - Forcé. A gauche ((a), (c), (e), (g)) : différences. A droite ((b), (d), (f), (h)) : différences statistiquement significatives. (a) et (b) : Hiver (DJF); (c) et (d) : Printemps (MAM); (e) et (f) : Eté (JJA); (g) et (h) : Automne (SON).

ne pas alourdir l'analyse de ce premier aperçu de l'impact du couplage sur ce paramètre, on se limitera à la représentation du quantile saisonnier d'ordre 99%.

Les cartes de la figure 3.20 présentent les différences observées entre MED50-f et MED50-c pour ce quantile et précisent celles qui sont significatives à 5%. Le test statistique réalisé à cette fin est celui détaillé au chapitre 2. On constate que si les différences peuvent atteindre des valeurs assez élevées, notamment sur mer en hiver et en automne, elles ne sont que très

rarement significatives à ce niveau de confiance du test, exception faite de la diminution observée sur mer dans l'Est du bassin en automne.

L'analyse des quantiles d'ordre supérieur conduit à la même conclusion : le couplage ne joue quasiment pas sur les valeurs des quantiles extrêmes de précipitations sur terre. Il importe cependant d'examiner de plus près les différences observées pour le Sud-Est de la France.

Extrêmes dans le Sud-Est de la France

A titre d'illustration, on considère un événement (HPE) particulier : le cas des 19 et 20 octobre 1994, envisagé en conclusion dans le paragraphe de validation de MED50-f. Les cartes des figures 3.21 et 3.22 montrent qu'en termes de cumuls de précipitations, les deux simulations restent assez proches pour cet événement.

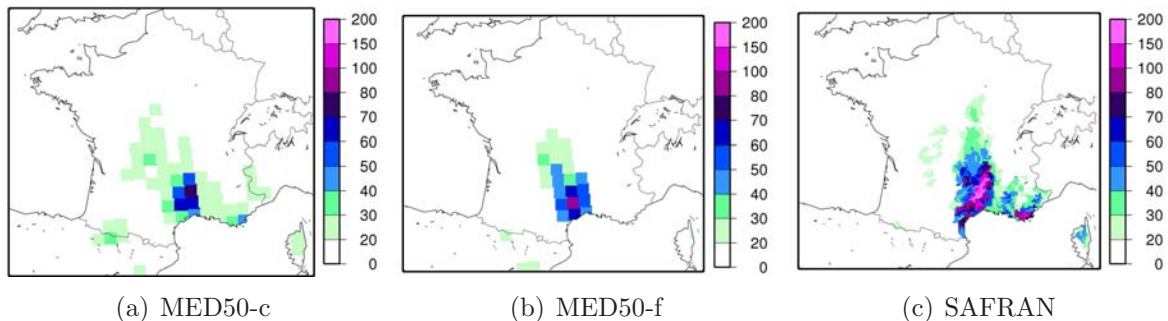


FIG. 3.21 – Cumuls de précipitation quotidienne (mm) pour la situation du 19 octobre 1994. (a) : MED50-f; (b) : MED0-c; (c) : SAFRAN.

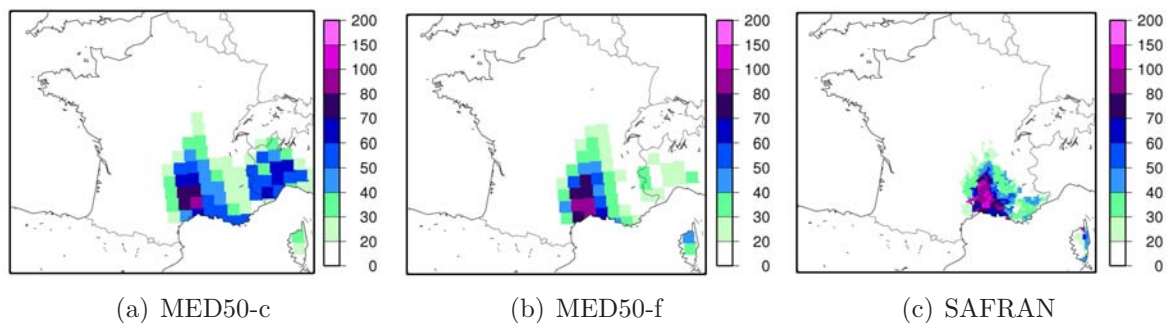


FIG. 3.22 – Identique à 3.21 pour la situation du 20 octobre 1994.

La simulation couplée produit un cumul moins important – et donc moins réaliste – aux points de grille où les pluies sont les plus intenses. Elle parvient cependant mieux à reproduire les précipitations sur la côte varoise du 19 octobre, mais elle les surestime le lendemain. La différence de SST (voir figures 3.23) permet d'expliquer en partie ces différences : MED50-c simule une température de surface plus froide dans le golfe du Lyon, ce qui conduit à des flux de chaleur moins importants pour alimenter la zone de précipitations maximales. En particulier, le flux de chaleur latente s'en trouve fortement réduit (cf figure 3.23).

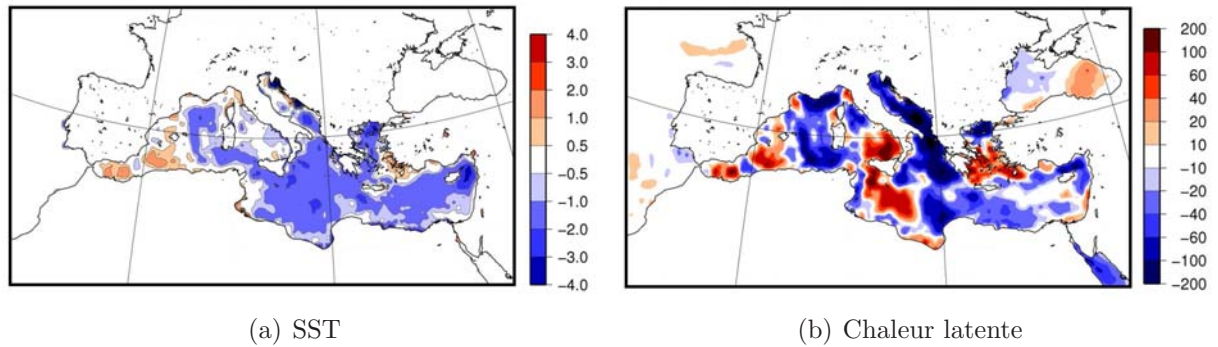


FIG. 3.23 – Situation du 20 octobre 1994. (a) : différences de SST ($^{\circ}\text{C}$) entre MED50-c (couplé) et MED50-f (forcé). (b) : Différence de flux de chaleur latente (W/m^2) entre MED50-c (couplé) et MED50-f (forcé) (Couplé - forcé).

Nous n'entrerons pas plus avant dans le détail des processus physiques en jeu pour cet évènement précis, car le propos est ici d'évaluer l'impact du couplage sur l'ensemble de la simulation, autrement dit, d'un point de vue statistique.

Pour ce faire, on s'intéresse aux quantiles extrêmes de précipitation pour la saison SOND, après avoir vérifié que le couplage ne modifiait pas le cycle saisonnier des pluies intenses (voir figure 3.24).

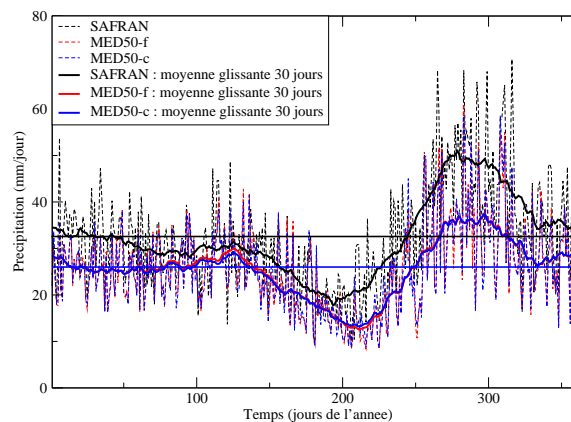


FIG. 3.24 – Cycle saisonnier du maximum temporel des précipitations quotidiennes (mm/jour) dans le Sud-Est de la France (moyenne spatiale des maxima locaux). En noir : SAFRAN; en rouge : MED50-f; en bleu : MED50-c. En traits tiretés : valeurs quotidiennes; en traits pleins : moyenne glissante sur 30 jours.

Les différences des quantiles d'ordre 98.4%, 99.2%, 99.6%, 99.8% et 99.9% entre les deux simulations sont représentées sur la figure 3.26 qui détaille pour chacun d'entre eux :

- la p-value du test de significativité des différences (plus la p-value est faible, plus la probabilité que la différence soit due au hasard est faible, i.e. plus le niveau de confiance du test est grand),
- la valeur des différences relatives (par rapport à MED50-c) aux points où la p-value est inférieure à 20%,
- la valeur des différences relatives aux points où la p-value est inférieure à 5% , ce qui correspond au niveau de confiance retenu précédemment.

Cette analyse montre que si les p-value sont plus faibles pour les premiers quantiles, les différences relatives restent minimales (inférieures à 2% presque partout). Elles sont un peu plus importantes en fin de spectre (sans toutefois dépasser 10%) mais avec des valeurs de p-value correspondantes plus élevées (et donc moins significatives).

La sensibilité des valeurs extrêmes de précipitations au couplage avec l'océan reste minimale. Ce résultat n'empêcherait pas nécessairement d'observer une modification de la variabilité interannuelle de ces pluies intenses entre les deux simulations. Mais là encore (figure 3.25), on s'aperçoit que le couplage n'a que peu d'influence.

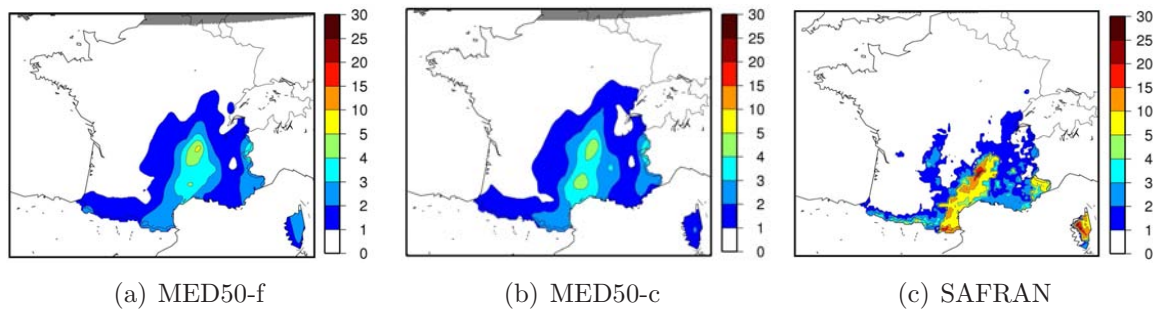


FIG. 3.25 – Variabilité interannuelle des précipitations quotidiennes extrêmes (mm/jour) : écart type du maximum annuel de précipitation pour la saison SON. A gauche : MED50-f; au centre : MED50-c; à droite : SAFRAN.

3.2.4 Conclusion

En définitive, il s'avère que le couplage d'ALADIN-Climat à 50 km de résolution avec NEMOMED8 n'influe quasiment pas sur la représentation des précipitations intenses, notamment dans le Sud-Est de la France. Il peut certes conduire à quelques différences lors de certains épisodes mais statistiquement, on n'observe pas de changements qui soient significatifs. Il est probable qu'une fréquence de couplage plus fine serait nécessaire pour pouvoir simuler une véritable rétroaction de la surface de la mer Méditerranée sur l'atmosphère lors de ces brefs épisodes de pluies intenses, comme l'ont montré Lebeaupin-Brossier et al. (2009) dans un autre cadre d'étude. Auquel cas, il faudrait s'attendre à une atténuation des extrêmes dans le modèle, par suite du refroidissement de SST provoqués par les événements précipitants. Or si du point de vue des processus, ce raffinement serait plus proche de la réalité, il aggraverait malheureusement le défaut majeur d'ALADIN-Climat dans la représentation de ces extrêmes, à savoir la sous-estimation de leur intensité, outre que le coût numérique des simulations s'en trouverait substantiellement augmenté.

C'est ce qui motive le choix de la configuration en mode forcé pour la suite des tests de sensibilité.

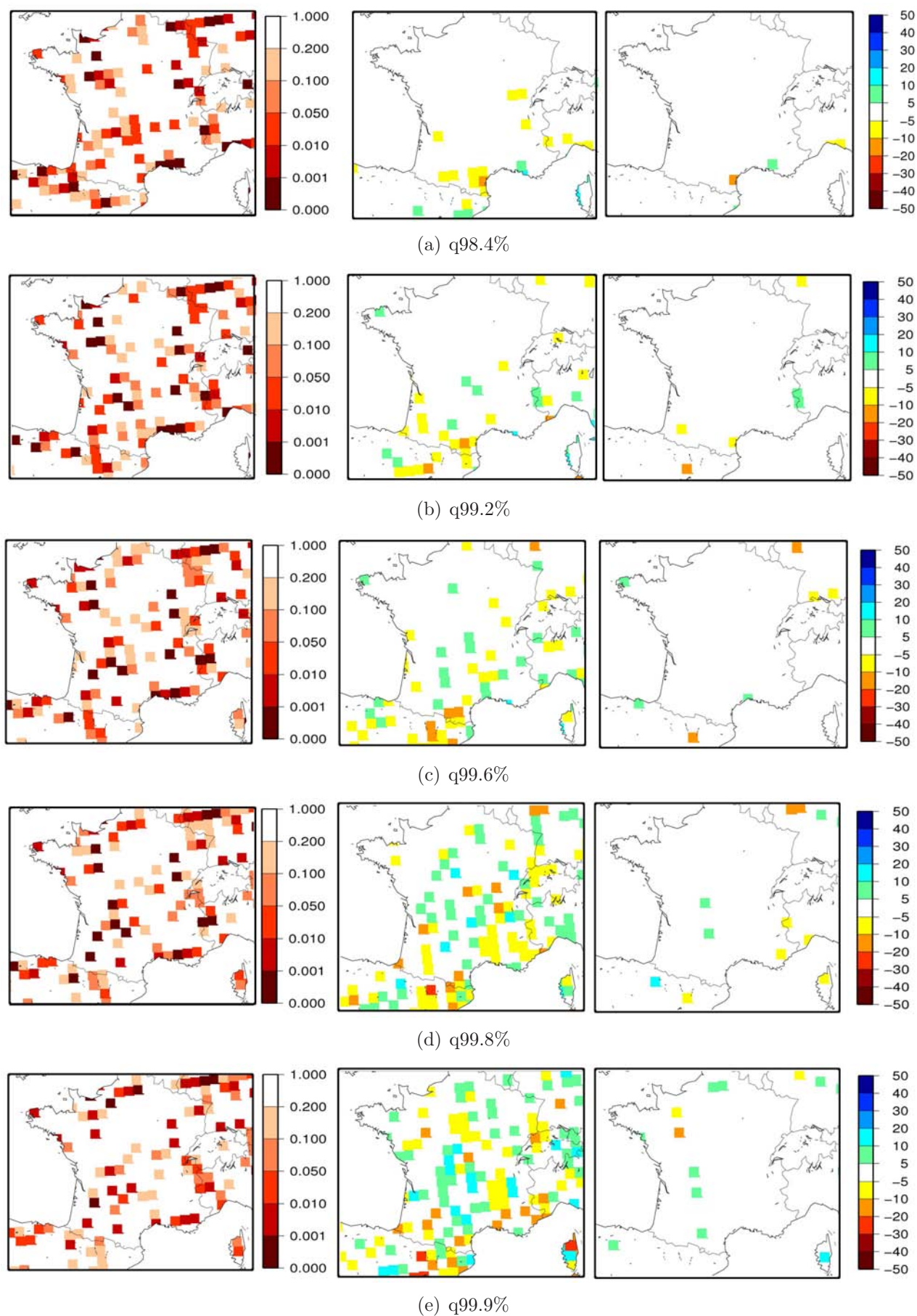


FIG. 3.26 – Différences relatives (%) de quantiles extrêmes d'automne (SOND) de précipitations quotidiennes entre MED50-c et MED50-f (couplé - forcé). A gauche : P-values des différences. Au centre : Différences. A droite : Différences statistiquement significatives à 5%.

3.3 Sensibilité à la taille du domaine et à l'emploi de la technique de pilotage spectral

La présente section porte sur les impacts respectifs de la taille du domaine d'intégration et de l'utilisation de la technique de pilotage spectral (« *spectral nudging* ») détaillée dans le chapitre 2. Ce travail a fait l'objet d'un article scientifique publié dans la revue Tellus A. Il figure tel quel à la suite d'un résumé de l'étude en français. Il est ensuite complété par l'examen de la significativité statistique des différences observées pour les précipitations extrêmes se produisant dans le Sud-Est de la France.

3.3.1 Résumé de l'article

Deux sources d'incertitude des modèles de climat régionaux à aire limitée (LAM) sont explorées dans cette étude : l'emploi du pilotage spectral et la taille du domaine d'intégration. Plus précisément, on s'intéresse à la sensibilité des précipitations extrêmes du modèle ALADIN-Climat à ces deux paramètres. Un jeu de trois simulations est réalisé à cette fin. Elles sont conduites dans le cadre idéalisé d'étude désigné sous le nom de « approche en modèle parfait » ou « *Big-Brother* », où ALADIN-Climat est piloté par son modèle « père » global, ARPEGE-Climat, utilisé à la même résolution. Les résultats relatifs à la climatologie moyenne sont conformes à ceux obtenus dans des études antérieures : le pilotage spectral permet de réduire les éventuels biais systématiques du modèle et le domaine d'intégration doit être suffisamment étendu pour que la zone d'intérêt se trouve à bonne distance des frontières latérales. Pour ce qui est de l'impact de ces deux paramètres sur les précipitations extrêmes, les résultats indiquent que ni l'emploi du pilotage spectral ni l'utilisation d'un domaine relativement petit ne détériore les extrêmes du modèle – excepté à proximité des frontières latérales pour le petit domaine.

3.3.2 Article



PUBLISHED BY THE INTERNATIONAL METEOROLOGICAL INSTITUTE IN STOCKHOLM

SERIES A
DYNAMIC
METEOROLOGY
AND OCEANOGRAPHY

© 2010 The Authors
Tellus A © 2010 International Meteorological Institute in Stockholm

TELLUS

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

By JEANNE COLIN^{1*}, MICHEL DÉQUÉ¹, RALUCA RADU² and SAMUEL SOMOT¹,
¹Météo France CNRM/GMGEC CNRS/GAME, 31057 Toulouse, France; ²National Meteorological Administration LNM, Bucharest, Romania

(Manuscript received 27 October 2009; in final form 21 May 2010)

ABSTRACT

We assess the impact of two sources of uncertainties in a limited area model (LAM) on the representation of intense precipitation: the size of the domain of integration and the use of the spectral nudging technique (driving of the large-scale within the domain of integration). We work in a perfect-model approach where the LAM is driven by a general circulation model (GCM) run at the same resolution and sharing the same physics and dynamics as the LAM. A set of three 50 km resolution simulations run over Western Europe with the LAM ALADIN-Climate and the GCM ARPEGE-Climate are performed to address this issue. Results are consistent with previous studies regarding the seasonal-mean fields. Furthermore, they show that neither the use of the spectral nudging nor the choice of a small domain are detrimental to the modelling of heavy precipitation in the present experiment.

1. Introduction

Over Europe, intense precipitation episodes are among the most destructive weather events in terms of human losses and material damages. Consequently, the possible evolution of their frequency and/or intensity in the context of climate change is of great concern. A number of studies addressed this issue by presenting climate change scenarios (e.g. Sánchez et al., 2004; Semmler and Jacob, 2004; Gao et al., 2006; Christensen and Christensen, 2007; Beniston et al., 2007; Boberg et al., 2009). Overall, they suggest a future increase of extreme rainfall in northern Europe in summer as well as in winter, whereas in the South, extreme summer precipitation in the Mediterranean region would become more frequent (for complete review on this specific region, see Giorgi and Lionello, 2007). Nonetheless, there are still efforts to be put in the assessment of our abilities to simulate such features in present-day climate. Research has been led to determine their sensitivity to some of the sources of uncertainties implied in their modelling at climatic time scales. For example, Räisänen and Joëlsson (2001) compared the modelling of extreme precipitation in two regional climate models,

Boberg et al. (2009) further questioned this issue by considering the precipitation spectra in the PRUDENCE ensemble, Schmidli et al. (2007) assessed the respective performances of several statistical and dynamical downscalings of precipitation over the European Alps and Déqué and Somot (2008) focused on the impact of a model's resolution on its representation of extreme precipitation over France. However, these sensitivity studies have not covered all the sources of uncertainties yet. In particular, the respective influences of the domain size and the use of the spectral nudging technique in regional climate models (RCMs) on heavy rainfall have not been thoroughly investigated yet.

Most of heavy precipitation events involve small-scale processes and local orography effects which cannot be taken into account with coarse meshes. For this reason, global circulation models (GCMs) are unable to represent them properly. Indeed, performing global simulations covering long periods of time is still computationally too expensive to allow resolutions finer than 100 km. This limit may not prevent GCMs from successfully reproduce large-scale features of climate but it makes GCMs inadequate tools to simulate local characteristics. Since regional climate modelling issues have drawn an increasing attention over the past two decades, several ways to produce affordable high-resolution simulations over a given area of interest have been designed. Here, we only consider the most popular and commonly used one: limited area models (LAMs). And we

*Corresponding author.
e-mail: jeanne.colin@cnrm.meteo.fr
DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x

question some of the specificities of this method, regarding the simulation of heavy rains.

The LAM technique consists in nesting a limited-area circulation model inside a coarser GCM. The global synoptic circulation is prescribed by the GCM through lateral boundary conditions (LBC) and the LAM computes the weather evolution within its domain at a higher resolution. LAMs were first developed some 40 yr ago and have been used for climate purposes for 20 yr. Several studies then demonstrated they were able to improve the simulation of local features (e.g. Giorgi and Bates, 1989; Giorgi, 1990; Jones et al., 1995) and they have been further refined and validated with observations ever since (e.g. McGregor, 1997; Giorgi and Mearns, 1999; Bärring and Laprise, 2005). However, since this approach has a relatively short history, there is still much to explore in its limitations and the additional sources of uncertainties and specific difficulties it arouses (de Elía et al., 2008).

In particular, it appeared that nested models could produce large scales significantly different from those imposed by the LBC. Whether this effect should rather be considered as a desirable added value or a detrimental drawback is still open to criticism (see Lorenz and Jacob, 2005; Laprise et al., 2008; Alexandru et al., 2009). Indeed, it is not clear whether LAMs might improve the prescribed large-scale or necessarily degrade it in the case they actually affect it. However, in order to limit these potential errors in the use of LAMs, it has been proposed to relax the long waves within the domain towards those of the driving model, in addition to the forcing at the lateral boundaries. This technique, named Spectral Nudging, was initially designed by Waldron et al. (1996) and later developed by von Storch et al. (2000) and Biner et al. (2000). Its strengths and efficiency to reduce LAM large-scale error has been pointed out in several studies (e.g. Miguez-Macho et al., 2004; de Elía et al., 2008; Radu et al., 2008). Nevertheless, it is still argued that it might induce detrimental side effects, mainly on the development of the nested model's small-scale features such as extreme precipitation. In Radu et al. (2008), the spectral nudging applied to the wind components and the temperature caused a slightly enhanced negative bias of the upper quantiles of precipitation which was resolved by nudging the specific humidity. Alexandru et al. (2009) found a noticeable decrease in extreme precipitation when using spectral nudging in their set of experiments. However, they only considered the maximum amount of six-hourly cumulated rainfall over their domain and period of integration, and concluded that more work was necessary to confirm the robustness of their result.

Another particularity of LAMs is their sensitivity to the geometry and the location of the chosen domain of computation. This can be explained by the fact the lateral boundary conditions problem is mathematically ill posed as detailed in Miguez-Macho et al. (2004). According to Jones et al. (1995), or Leduc and Laprise (2009) the domain of integration must be wide enough to allow the LAM to develop its small scales. Seth and

Giorgi (1998) also indicated that the area of interest should not be too close to the borders in order to keep away boundaries effects. On the other hand, Miguez-Macho et al. (2004) showed the use of large domains were more likely to lead to synoptic scales diverging from the driving model and that this drawback could be avoided with the application of a spectral nudging. They consequently recommended to do so when performing LAMs simulations over areas larger than a few thousands kilometres.

This study further investigates these two issues—use of the spectral nudging technique and size of the domain—as far as the representation of intense precipitation events at a climatic timescale is concerned, which, to our knowledge, has never been done in the literature. We aim at answering the following two questions:

- (i) Does the spectral nudging technique deteriorate the modelling of these heavy precipitation events?
- (ii) Is it preferable to use a relatively large or small domain to properly simulate this feature?

We use the LAM ALADIN-Climate and we focus on the southwestern region of Europe and more specifically on the areas bordering the Mediterranean sea where the most severe events occur. We proceed in a framework similar to the so-called Big-Brother Experiment based on the perfect-model approach developed by Denis et al. (2002) (see also e.g. de Elía et al., 2002; Laprise et al., 2008; Radu et al., 2008; Leduc and Laprise, 2009). It consists in creating an experiment which can be considered as an ideal reference (the Big-Brother run) to which the LAM's simulations are compared. The goal is to isolate the uncertainties due to the nesting method from all other sources of error.

The paper is organized as follows. In Section 2, we describe our methodology: the Big-Brother experimental setup, the models we used, the observed data, and the way we computed the interpolations that were required to compare our simulations. Section 3 shows a brief validation of our Big-Brother simulation. In Section 4, we consider the seasonal mean differences between our pairs of regional simulation and Section 5 details our results concerning intense precipitation. Section 6 is an additional paragraph in which we confirm our conclusions in a less theoretical framework, which correspond to the common use case of LAM. We conclude in Section 7 where we recall our main results and suggest further perspectives.

2. Model, experimental setup and data

In this study, we carry out a set of simulations over Western Europe with the LAM ALADIN-Climate (Radu et al., 2008) at a 50 km resolution. The model is forced with the ERA40 monthly sea surface temperature (SST) (Fiorino, 2004 and lateral boundary conditions provided by the GCM ARPEGE-Climate (Déqué and Piedelievre, 1995; Déqué, 2007).

2.1. The models

ALADIN-Climate can actually be considered as a version of ARPEGE-Climate since they share the same computer code. Therefore, they can be run with the same physical parametrizations and dynamical schemes. ARPEGE-ALADIN-Climate is a spectral, semi-implicit and semi-Lagrangian model. In this study, we use its last version (V5.1), which has been recently released. The major characteristics of the physics and dynamics mentioned in Radu et al. (2008) remain valid for the present version and more details about ALADIN-ARPEGE-Climate V5.1 can be found at <http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-V5.1/index.html>.

2.2. The idealised framework

As explained in Section 1, we chose a perfect-model type of approach. Our method is almost equivalent to the one detailed in Radu et al. (2008) except that we use the next version of the model and that our Big-Brother simulation is run with a different configuration of ARPEGE-Climate. Here is how we proceeded.

First, we performed a 23-yr-long global simulation (ARP50) in present-day climate (1979–2001) with a variable resolution version of ARPEGE-Climate. The geometric configuration we used is similar to the one described in Gibelin and Déqué (2003). We just recall here some relevant features: the spectral truncation is T159, with 31 vertical levels located mainly in the troposphere. The pole of stretching is located at the centre of the Mediterranean basin (40°N, 12°E) and the stretching factor is 2.5. The grid has 160 pseudo-latitudes and 320 pseudo-longitudes. As a result, the maximum horizontal resolution reaches 50 km over Europe and has a minimum of 300 km in the Pacific.

Then we filtered out the small scales of the ARP50's fields to create coarser resolution (around 300 km) LBC we used to force ALADIN-Climate. This driving of ALADIN-Climate through low resolution LBCs consists in imposing the large-scale prognostic variables at the boundaries of the LAM's domain every 6 h. We follow the classical Davies relaxation scheme (Davis, 1976) based on a spatial interpolation of the variables in a buffer zone around the domain (see Fig. 1 for the buffer zone).

ARP50 constitutes the 'virtual reality' we consider as an ideal reference in the comparison of our regional simulations. In other words, our ALADIN-Climate simulations will not be validated against a climatology but compared to ARP50. This approach relies upon the assumption that we cannot expect ALADIN-Climate to reach better performances than ARP50 in its domain of computation. In other words, we presume that a minimum error due to the LAM's configuration and the nesting technique leads to a minimum difference between the regional simulation and the global ARP50 run. Even though ARP50 can not be considered as a truly perfect Big-Brother, we think this hypothesis is reasonable since ALADIN-Climate and ARPEGE-Climate both

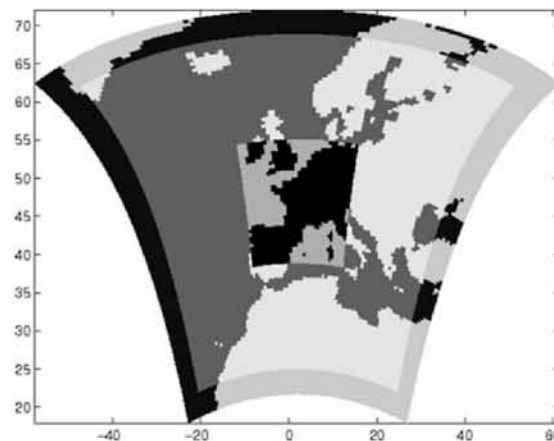


Fig. 1. Domains of integration for the ALADIN-Climate runs. Large domain: EUB50 (buffer zone shown). Small domain: FR50.

use a resolution of 50 km over the area of interest and share the same physics and dynamics.

2.3. The set of regional simulations

Three ALADIN-Climate experiments are run over the 1979–2001 period with the 300 km resolution LBCs.

1. *FR50*: run over a relatively small domain.
2. *EU50*: run over a bigger domain, twice as large as the previous one.
3. *EU50-n*: run over the large EU50 domain, using the spectral nudging technique.

The two domain sizes we chose correspond to commonly used extensions in regional climate modelling over Europe. The size of EU50's domain is equal to the one defined for the intercomparison project FP6-ENSEMBLES, whereas the FR50 one matches those used in projects focusing on the modelling of local climate features at high resolutions, such as the FP6-CECILIA and the ANR-SCAMPEI projects. Both our domains are squared and centred at the same point (47°N, 2°E) so that their meshes overlap. FR50 (respectively EU50) has 37×37 grid points— 53×53 including the buffer zone (respectively 101×101 and 117×117 grid points) which corresponds to a domain size of approximately 2000^2 km² (respectively 5000^2 km²) (see Fig. 1). Thus the area of interest of this study is the central zone of the smaller domain. All the following results are presented and analysed over this region only.

All details concerning the spectral nudging of ALADIN-Climate towards ARPEGE-Climate can be found in Radu et al. (2008). In the EU50-n simulation, we nudge all prognostic variables with the following e-folding times: the wind's vorticity (6 h) and its divergence (48 h), the temperature (24 h), the surface pressure (24 h) and the specific humidity (24 h). The

function we used is quite simple. There is no relaxation below the 880 hPa pressure level, a linear increase between 880 and 750 hPa, and a constant rate above. Similarly, the wavelengths shorter than 300 km remain free, the full nudging is applied to the ones longer than 400 km with a linear transition in between. Compared to other studies, this spectral nudging can be considered as rather constraining in terms of dimensions and variables involved. Generally, only scales larger than approximately 1000 km are nudged, with a bottom limit ranging from 850 to 500 hPa (Alexandru et al., 2009) and it is not a frequent practice to nudge all prognostic variables. This was a deliberate choice, since we intended to investigate the drawbacks of the nudging's constraints.

2.4. The data

The ARP50 simulation is validated against the CRU2.1 global time-series (Mitchell and Jones, 2005). The CRU2.1 dataset provides monthly averaged atmospheric variables from 1901 to 2002, gridded at a 0.5° resolution over land areas only. Here, we use the 2-m temperature and precipitation for the 1979–2001 period.

In addition, we use the SAFRAN high-resolution analysis (Quintana Seguí et al., 2008), in order to briefly assess the ARP50's performances in simulating heavy precipitation. The SAFRAN analysis consists of $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$ gridded hourly interpolated data over France for the 1958–2008 period. In this study, we consider daily precipitation.

2.5. The interpolation methods

The ARPEGE-Climate grid used for ARP50 differ from those of the CRU2.1 and SAFRAN datasets, and does not superimpose to the ALADIN-Climate ones either. As a consequence, the validation of ARP50 and the comparison of FR50, EU50 and EU50-n to ARP50 both require to perform interpolations of the models outputs.

For the validation part (Section 3), we carry out a barycentric interpolation of the ARP50 fields over the CRU2.1 and SAFRAN grids: for each grid point of the climatology, we compute a weighted mean of the nearest three points of the ARPEGE-Climate's grid. And we do so for each diagnosis we consider, that is to say the seasonal-mean precipitation and temperature, and the upper quantiles of daily precipitation. The same method is used for the comparison of our regional simulations (FR50, EU50 and EU50-n) to the Big-Brother (ARP50) (Sections 4 and 5) where we interpolate the results of ARP50 over the FR50's grid, which happens to be a subgrid of the EU50 and EU50-n one.

This kind of calculation usually raises no problem when comparing mean fields. But it can be detrimental to the evaluation of extreme events, especially when the resolutions are different— as it is the case with ARP50 and SAFRAN—since it may result

in a smoothing effect of the interpolated fields. In order to remain as objective as possible in our validation of ARP50 regarding this matter, we perform a second type of interpolation we will refer to as the 'nearest neighbour' one: for each grid point of ARP50 located in the SAFRAN domain, we compute the difference between the upper quantiles of ARP50 and those of the nearest SAFRAN grid point. The comparison of FR50, EU50 and EU50-n to ARP50 is less problematic since the resolutions of ALADIN-Climate and ARPEGE-Climate we used are equals even though the meshes do not overlap. Nonetheless, we also carry out another comparative analysis where no spatial interpolation is performed (see Section 5.2).

3. Validation of the ARP50 simulation against reality

Although the so-called perfect-model approach implies to compare results to the 'virtual reality' (Big-Brother) instead of the observed reality, it would make little sense if the Big-Brother's simulated climate were too different from the observed one. Consequently, we first need to make sure the ARP50 simulation is realistic enough to enable the use of an idealised framework. We do so by comparing ARP50 to the CRU2.1 climatology above-mentioned. Such a validation involves the choice of a benchmark setting the level of differences to the climatology which are acceptable regarding this matter. The state of the art in regional climate modelling at a resolution 50 km over Europe provides a relevant reference.

3.1. Seasonal means

Table 1 indicates the spatially mean biases and spatial root mean square errors (RMSE) of ARP50 against CRU2.1 over the area of interest (FR50) for the four following seasons: winter (DJF), spring (MAM), summer (JJA) and autumn (SON). The temperature mean bias is negative and inferior to 1°C except in spring where it reaches -1.5°C . The RMSE stay under 2°C . The daily precipitation biases range from -0.3 mm d^{-1} (SON) to

Table 1. Comparison of ARP50's seasonally averaged 2-m temperature ($^\circ\text{C}$) and Precipitation (mm d^{-1}) against CRU2.1 data (ARP50 - CRU2.1), over the FR50 domain: spatially averaged biases and root mean squared errors

Season	2-m temperature ($^\circ\text{C}$)		Precipitation (mm d^{-1})	
	Bias	RMSE	Bias	RMSE
Winter (DJF)	-0.5	1.5	0.6	1.3
Spring (MAM)	-1.5	1.9	0.6	1.1
Summer (JJA)	-0.5	1.1	0.2	0.8
Autumn (SON)	-0.8	1.5	-0.3	1

Table 2. Comparison of ARP50's heavy precipitation against SAFRAN database (ARP50 - SAFRAN), over the SAFRAN domain (France), using the barycentric interpolation: mean observed values, spatially averaged biases and root mean squared errors of the 95% and 99% quantiles of Daily Precipitation (mm d^{-1})

Season	95% Quantile (mm d^{-1})			99% Quantile (mm d^{-1})		
	SAFRAN	Bias	RMSE	SAFRAN	Bias	RMSE
Winter (DJF)	13.6	0.7	4.6	24.6	-1	8.2
Spring (MAM)	12.2	-0.3	3.3	22.4	-0.9	5.2
Summer (JJA)	11.5	-3.2	4	23.6	-4.2	6.7
Autumn (SON)	15	-3	5.3	30	-5.4	10.2

0.6 mm d^{-1} (winter and spring), the RMSE is close to 1 mm d^{-1} for all seasons. These results are similar to those found in the regional climate modelling literature (e.g. Gibelin and Déqué, 2003; Giorgi et al., 2004; Somot et al., 2008; see also chapter 11 of the 4th Assessment IPCC Report, 2007 at http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch11.html). In particular, the biases are not larger than those computed for 10 RCMs in the PRUDENCE project (Jacob et al., 2007).

3.2. Extremes of precipitation

Since this paper focuses on the extreme precipitation feature, we now examine ARP50's performances in simulating it. We compute the differences of upper quantiles of precipitation between ARP50 and SAFRAN following the two interpolation methods explained in Section 2.5. Table 2 proceeds from the barycentric interpolation of ARP50's quantiles over the SAFRAN's grid. For each season, it gives the SAFRAN's 95 and 99% daily precipitation quantiles and the corresponding spatial bias and RMSE between ARP50 and SAFRAN. Table 3 displays the equivalent results obtained with the nearest neighbour interpolation method over the ARP50's grid.

It appears that both methods give similar results: ARP50 notably underestimates the heaviest precipitation events, in particular during the summer and autumn seasons. To take a closer look at these differences, we considered their spatial repartitions

by plotting maps of relative differences of the same quantiles (not shown). It revealed that the larger errors were located over mountains and in Southeast France, around the Mediterranean sea where the most severe events take place. Elsewhere, they stay inferior to -20% . This pattern is in good agreement with the state of the art (see Semmler and Jacob, 2004; Ricard et al., 2009). The rather poor results of ARP50—as any RCM at this resolution—over the aforementioned regions can be explained by their complex orography insufficiently represented at a 50 km resolution and the importance of very small-scale non-hydrostatic processes (Ducrocq et al., 2008) which are not resolved in any climate model. However, this does not mean RCMs are by no means unable to capture any features of this kind of events. The French project CYclogénèse et PRécipitations Intense en Région Méditerranéenne (CYPRIM) showed that it is possible to successfully reproduce the occurrence of these catastrophic rainfall events (above 200 mm d^{-1}) with the high-resolution non-hydrostatic model MESO-NH forced by ARPEGE-Climate with an appropriate selection of synoptic-scale situations in the climate run. This means that ARPEGE-Climate is able to properly simulate the triggering features of the mesoscale processes involved in these events of extreme rainfall (Beulant, personal communication). Furthermore, it happens that the appropriate situations selected in CYPRIM with statistical methods (considering pressure and moisture-flow parameters) match the ARPEGE-Climate extremes of precipitation (Somot, personal

Table 3. Comparison of ARP50's heavy precipitation against SAFRAN database (ARP50 - SAFRAN), over the SAFRAN domain (France), using the 'nearest neighbour' interpolation over the ARP50's grid: mean observed values, spatially averaged biases and root mean squared errors of the 95 and 99% quantiles of Daily Precipitation (mm d^{-1})

Season	95% Quantile (mm d^{-1})			99% Quantile (mm d^{-1})		
	SAFRAN	Bias	RMSE	SAFRAN	Bias	RMSE
Winter (DJF)	13.9	0.6	4.9	25.1	-1.3	8.3
Spring (MAM)	12.6	-0.2	4	23.2	-0.9	6
Summer (JJA)	12.1	-3.3	4.5	24.5	-4.3	7.5
Autumn (SON)	15.3	-2.9	5.7	30.2	-5.4	10.6

communication, 2008) even though the amount of rain are underestimated.

From this short validation section, we conclude that ARP50 constitutes a suitable Big-Brother simulation. Thus, we now consider it as the reference for the rest of the study: in agreement with the idealised framework, the respective performances of the three ALADIN-Climate experiments will be evaluated by comparing each of them to ARP50 only.

4. Comparison of the regional simulations: seasonal-mean temperature and precipitation

A first comparison of the three regional simulations is made by considering their seasonal means of temperature and precipitation, averaged over the 23 yr of integration.

Table 4 presents the spatially averaged biases and RMSE of these seasonal-mean fields with respect to ARP50 (the spatial averages are computed over the land grid points of the common domain, as in Table 1). Except for the EU50's summer temperature, all three ALADIN-Climate experiments are quite similar and show small differences to ARP50. The biases of temperature (respectively precipitation) do not exceed $+1^\circ\text{C}$ (respectively -0.3 mm d^{-1}) and the RMSE stay under $+0.8^\circ\text{C}$ (respectively $+0.6\text{ mm d}^{-1}$).

Figures 2 and 3 show the spatial distribution of winter (DJF) and summer (JJA) differences of the mean 2-m temperature and daily precipitation. For the mean precipitation, FR50 (small domain), unlike EU50 and EU50-n (large domain), shows a significant dry bias in winter (up to -2 mm d^{-1}) close to the western border of its domain, due to a boundary effect. This pattern is also present during summer but it is much weaker, the westerly flow coming from the Atlantic Ocean being enhanced in winter. Apart from this feature, all three ALADIN-climate experiments show similar behaviours and small differences to ARP50 (between -0.5 and $+0.5\text{ mm d}^{-1}$) in both seasons.

Concerning the 2-m temperature, FR50 and EU50-n both stay fairly close to the reference in summer as well as in winter. Their respective biases are limited to $\pm 0.5^\circ\text{C}$ in winter and reach $+1^\circ\text{C}$ ($+1.5^\circ\text{C}$ over small areas) in summer. In some very

localized spots (in the Alps or along the Mediterranean coast of France) however, all three simulations show a severe negative bias to ARP50 but this is a spurious effect to the differences in the orography of ALADIN-Climate and ARPEGE-Climate grids. Outside these spots, EU50 shows a significant warm bias, especially in summer where it is superior to $+0.5^\circ\text{C}$ everywhere except in the Iberian Peninsula and the British Isles and reaches $+2$ to $+4^\circ\text{C}$ in some other parts of the area of interest. This pattern is not due to an increased internal variability of the LAM (random error) in the larger domain during summer. There is strong evidence that it rather results from a systematic error. Indeed, it appears in other experiments we have carried out over similar domains (see e.g. Radu et al., 2008), and multiple simulations run with ALADIN-Climate over the ENSEMBLES domain (same size as EU50) show that a random error would at most reach $+1.6^\circ\text{C}$ (Sanchez-Gomez, personal communication, 2010). And besides, this warm bias is a well-known feature of other RCMs in Europe (Jacob et al., 2007). The fact that it arises here within the perfect-model paradigm is not easy to interpret. However, this indicates that the bias can not be looked at as an intrinsic defect of the model only (for instance in the treatment of the dynamics, the physical parametrizations or the surface scheme) but is somewhat related to the way the LAM is forced at its boundaries: the LAM produces a solution different from the Big-Brother's. Consequently, the less the LAM is constrained by its forcing, the more its solution is likely to differ. This statement is consistent with the finding of a stronger bias during summer, when the large-scale advection is weaker. And it also explains why the drift is significantly lower over a smaller domain of integration (FR50), or when applying a spectral nudging (EU50-n) as it has already been shown in Radu et al. (2008). Additional investigations would be required to fully explore and understand the reasons why, under certain circumstances, a difference of solution between our LAM and the Big-Brother tends to result in this systematic error, but it would go beyond the scope of this paper. Here, we just confirm former results regarding one of the problems that might occur when running a LAM over a large domain and the ways it can be avoided. We are now going to deal with the possible negative side-effects of the spectral nudging

Table 4. Comparison of FR50, EU50 and EU50-n seasonally averaged 2-m temperature ($^\circ\text{C}$) and Precipitation (mm d^{-1}) against ARP50, over the FR50 domain: spatially averaged biases and root mean squared errors (ARP50 - ALADIN-Climate)

Season	2-m temperature ($^\circ\text{C}$)						Precipitation (mm d^{-1})					
	Bias			RMSE			Bias			RMSE		
	FR50	EU50	EU50-n	FR50	EU50	EU50-n	FR50	EU50	EU50-n	FR50	EU50	EU50-n
Winter (DJF)	-0.03	0.2	-0.1	0.7	0.8	0.7	-0.08	-0.001	0.04	0.6	0.6	0.6
Spring (MAM)	0.05	0.3	0.03	0.6	0.7	0.6	-0.1	-0.1	0.03	0.6	0.6	0.6
Summer (JJA)	0.4	1	0.4	0.8	1.3	0.8	-0.1	-0.3	-0.2	0.5	0.6	0.5
Autumn (SON)	0.05	0.3	-0.02	0.7	0.8	0.6	-0.13	-0.2	-0.05	0.6	0.6	0.5

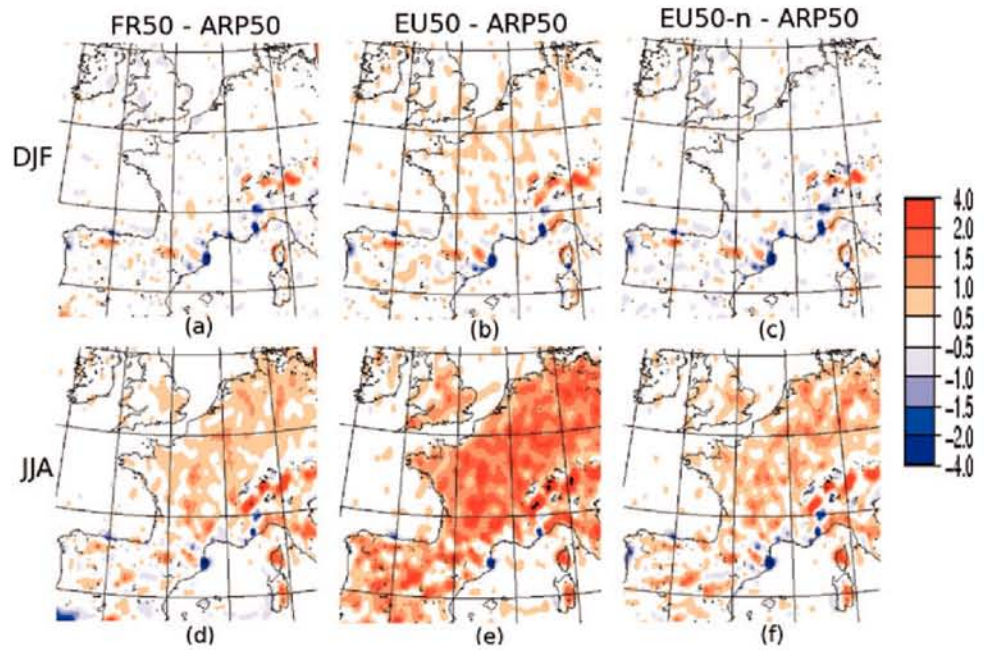


Fig. 2. Mean winter (DJF) 2-m temperature ($^{\circ}\text{C}$) differences to ARP50 for: (a) FR50, (b) EU50, and (c) EU50-n. (d), (e), (f) are the respective fields for the summer (JJA) season.

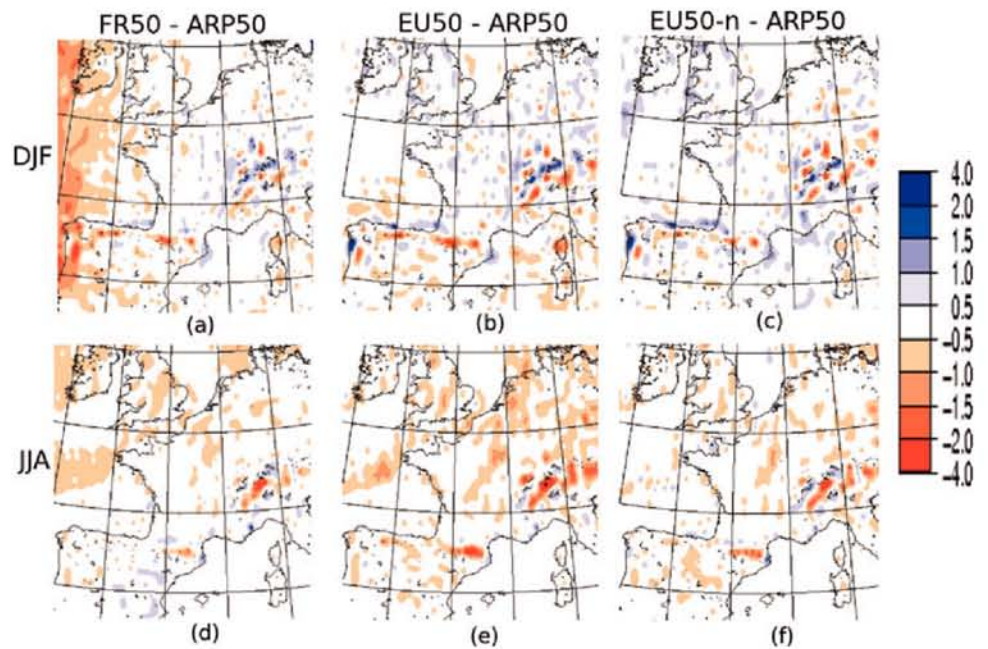


Fig. 3. Same as Fig. 2 for daily precipitation (mm d^{-1}).

and/or the use of a smaller domain could have on the modelling of extreme precipitation.

5. Comparison of the regional simulations: intense precipitation events

5.1. Spatial patterns

As we did in Section 3.2 with ARP50 and the SAFRAN database, we compute the 95–99% quantiles' differences between the ALADIN-Climate simulations and ARP50. Here, we only show the results obtained with the barycentric interpolation over the ALADIN-Climate grid.

Table 5 presents the seasonal-mean biases and RMSE of these differences, spatially averaged over the common domain. Overall, FR50, EU50 and EU50-n stay fairly close to ARP50 for this feature. FR50 and EU50 slightly underestimate both quantiles (with biases staying under the local maxima of -10% for the 95% quantile, and -16% for the 99% quantile) whereas EU50-n overestimates the 95% quantile except in summer and underestimates the 99% quantile except in winter (with similar absolute values of biases).

We also consider the spatial patterns of intense precipitation. Figure 4 shows the relative differences (in percentage) to ARP50 of daily precipitation's 99% quantiles (mm d^{-1}) for two extended seasons: winter and spring (DJFMAM) we will refer to as the advective season, and summer and fall (JJASON) we will refer to as the convective season. We added the 99% quantile field of ARP50 on its original grid for both seasons (Figs. 4a and b).

We define these seasons because over the region of interest, most the heavy rainfall occurring in winter and spring are due to synoptic-scale disturbances whereas in summer and autumn they are mainly caused by convective storms. Furthermore, this choice of seasons follows the pattern of ARP50 high and low bias from SAFRAN heavy precipitation, as shown in Section 3.2.

In the advective season, noticeable differences to ARP50 can be found in the western part of the common domain (Portugal, Western Spain and Ireland), in Western France, Corsica and Sardinia. At the western border, FR50 rather strongly

underestimates intense precipitation (up to -40%) as it does for the whole spectrum because of boundaries effects (see previous section). In Western France, EU50 simulates slightly enhanced heavy precipitation. In Corsica and Sardinia, all three ALADIN-Climate simulations underestimate extreme precipitation and EU50-n shows the smallest bias. Elsewhere, FR50, EU50 and EU50-n's behaviours are similar, close to the one of ARP50.

During the convective season, FR50 shows a negative bias over the western border of the domain which is slightly stronger than in the advective season, in agreement with Figs. 3a and d. On the contrary, FR50 overestimates the 99% quantile over Catalonia whereas EU50 and EU50-n's patterns are not clear-cut. EU50 no longer simulates enhanced precipitation over Western France but it significantly lessens intense precipitation in the northeastern corner of the common domain. Differences on Corsica and Sardinia have the same sign as in the advective season but seem to be slightly larger.

Many other indexes can be computed. Basically, one can either consider precipitation over a given threshold (numbers of days for which the precipitation is above the threshold, mean precipitation superior to the threshold, etc.) or calculate upper quantiles of precipitation. Thoroughly examining all these indicators, we found no more additional significant information.

From this first analysis, it appears that except by the western and eastern boundaries of our common domain, the differences are quite small. Yet, the signal is rather unclear around the Mediterranean sea. In order to further investigate the strengths and weaknesses of our experiments over this region in terms of heavy precipitation, we now consider another approach based on quantile–quantile diagrams.

5.2. Quantile–quantile analysis

Quantile–quantile diagrams can either be plotted on grid points or over boxes. The second approach has two advantages: it allows a more systematic comparison than single random points and offers a possibility to avoid any interpolating potential side effects with the use of the so-called 'pooling' method

Table 5. Comparison of FR50, EU50 and EU50-n's heavy precipitation against APR50, over the FR50 domain: mean observed values, spatially averaged biases and root mean squared errors of the 95 and 99% quantiles of Daily Precipitation (mm/day) (ARP50 - ALADIN-Climate)

Season	95% Quantile (mm d^{-1})							99% Quantile (mm d^{-1})						
	ARP50	Bias			RMSE			ARP50	Bias			RMSE		
		FR50	EU50	EU50-n	FR50	EU50	EU50-n		FR50	EU50	EU50-n	FR50	EU50	EU50-n
Winter (DJF)	13	-0.6	-0.2	0.2	2	1.6	1.6	21.9	-0.6	-0.05	0.2	2.9	2.7	2.4
Spring (MAM)	10.2	-0.5	-0.3	0.03	1.5	1.5	1.5	19	-1	-0.4	-0.2	2.6	2.6	2.2
Summer (JJA)	7.3	-0.6	-0.8	-0.3	1.2	1.5	1.2	16	-1.2	-1.6	-0.9	2.7	3	2.4
Autumn (SON)	11.8	-0.7	-0.6	0.3	1.8	1.7	1.5	23.3	-1.2	-0.6	-0.3	3.8	3	2.8

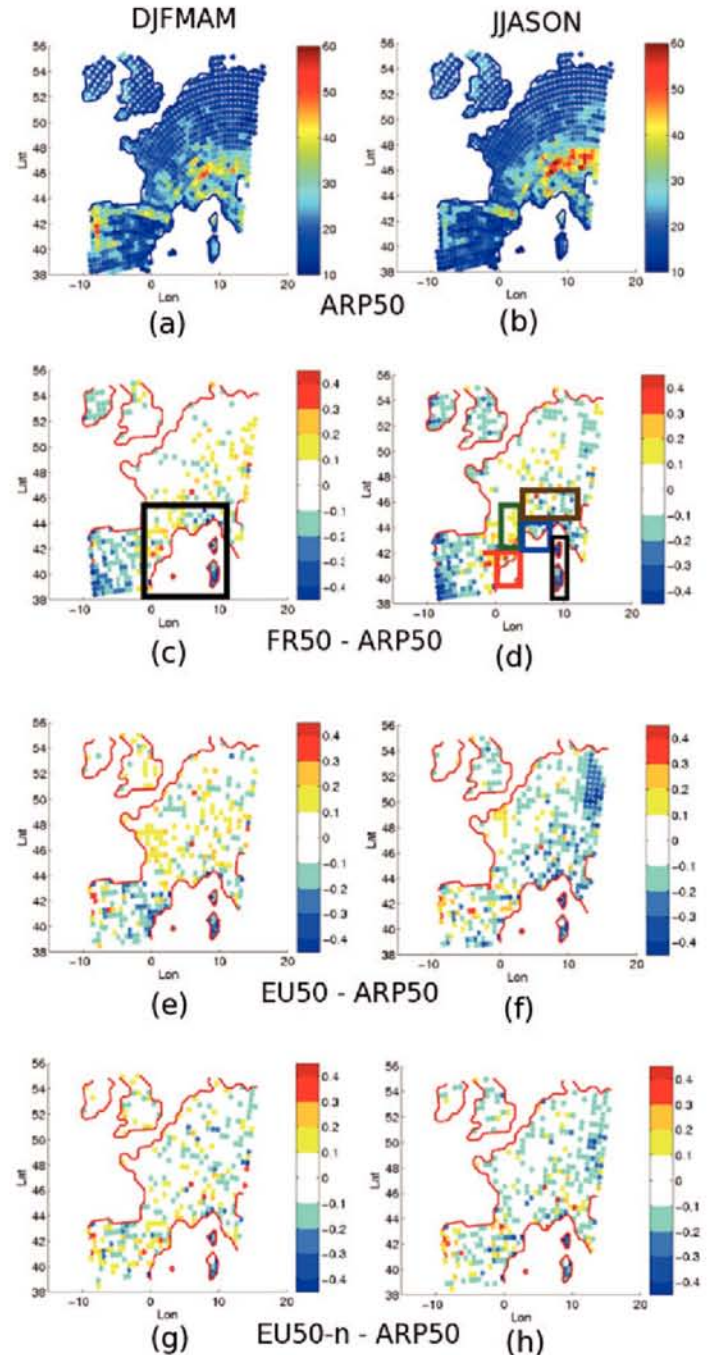


Fig. 4. Advective (DJFMAM) (left-hand panel) and convective (JJASON) (right-hand panel) 99.9% quantiles of daily precipitation (mm d^{-1}). (a) and (b) show the ARP50 99.9% quantile for each season. Advective season's relative differences to ARP50 are plotted for: (c) FR50, (e) EU50, and (g) EU50-n. (d), (f), and (h) are the same fields for the convective season. (c) and (d) also show the boxes for the quantile–quantile diagrams in Figs. 5 and 6. The large box *Medit* is drawn on (c). (d) displays the smaller boxes, drawn on the same plot: *Catalonia* in red, *Roussillon* in green, *Provence* in blue and *Alps* in black.

(Déqué and Somot, 2008). Within a given box, we sort the daily precipitation of all grid points for each simulation (ALADIN-Climate and ARPEGE-Climate) on its original grid, regardless of the days of occurrence. Then we select quantiles from this sorted

series to obtain quantile–quantile diagrams of FR50, EU50 and EU50-n versus ARP50. According to Déqué and Somot (2008), this method is more adequate to compare extreme parameters of simulations run at different resolutions. But although this is not

Table 6. Characteristics of the quantile–quantiles boxes: coordinates of the boundaries and number of grid points

Boxes	West longitude	East longitude	South latitude	North latitude	ARPEGE-Climate number of grid points	ALADIN-Climate number of grid points
<i>Medit</i>	0	10E	38N	46N	146	126
<i>Catalonia</i>	1W	4E	40N	42N	23	18
<i>Roussillon</i>	2E	4E	42N	46N	24	27
<i>Provence</i>	4E	8E	42N	45N	27	19
<i>Alps</i>	6E	12E	45N	48N	74	60
<i>Corsica-Sardinia</i>	0E	10E	38N	43N	15	13

the case in this study, we do have different grids and this method also constitutes a satisfying solution in our case.

In order to take a closer look at the some of the regions surrounding the Mediterranean sea in our domain, we define 6 boxes: a rather large box we call *Medit* (shown in Fig. 4c) and several smaller ones (shown in Fig. 4d), as spatially homogenous as possible regarding the intense precipitation parameter. Table 6 details the exact coordinates of their boundaries and the number of grid points they include.

Figure 5 presents the convective (JJASON) quantile–quantile diagrams (ALADIN-Climate runs versus ARP50, quantiles per thousand) over each box, and Fig. 6, the same plots for the advective season (DJFMAM). Overall, FR50, EU50 and EU50-n all stay fairly close to the ARP50 reference over the whole spectrum of precipitation, except in Corsica and Sardinia. Over the large box *Medit* (a), all simulations slightly underestimate heavy rains with enhanced differences in the convective season. EU50-n shows the smallest errors and EU50 the largest, FR50 being in between. We find similar behaviours over *Provence* (d) and *Alps* (e). In *Catalonia* (b) and *Roussillon* (c), the results are a little different: In the advective season, EU50-n overestimates precipitation heavier than approximately 7 mm d^{-1} which corresponds to the 95% quantile whereas EU50 largely underestimates rainfall superior to 5 mm d^{-1} (90% quantile) and FR50 stays close to ARP50. During the convective season on the contrary, FR50 overestimates the upper quantiles (over 98%) whereas EU50 and EU50-n both simulate fairly good extremes, except for the very last quantiles. Finally, the *Corsica-Sardinia* box (f) shows a specific pattern: During the advective season, FR50, EU50 and EU50-n stay quite close, with negative differences to ARP50 larger than in any other box, from the 95% quantile to the tail of the spectrum. This result is probably induced by the fact that the representation of the complex orography and land–sea mask of these two small islands are quite different in ALADIN-Climate and ARPEGE-Climate. In the convective season however, EU50 and EU50-n both underestimate intense precipitation over the 99% quantile in the same extent they do over *Provence* (d) (that is to say, less than -5 mm d^{-1}), but FR50's bias is much stronger and exceeds -10 mm d^{-1} for the last quantiles. We know that during this season, many of the high precipitation events occurring over

Corsica-Sardinia (as well as over *Catalonia*, *Provence* and *Roussillon*) are associated with a easterly, or southeasterly, synoptic flow (Nuissier et al., 2008). The relatively poor performances of FR50 in simulating heavy rainfall over this area and for this season, compared to EU50 and EU50-n, can therefore be explained by the eastern border's vicinity in this region for the small domain. And the fact that this defect of FR50 does not appear in the other boxes, located further west, suggests the eastern boundary effect's extension is limited to this region.

To summarize, we can say that except over small areas such as Catalonia, and over Corsica and Sardinia, our three ALADIN-Climate simulations show very similar patterns of heavy precipitation. And this applies to both seasons, although all simulations underestimate extremes more in the convective season than in the advective one.

From these results, we can conclude that in this study, the use of the spectral nudging technique does not degrade the modelling of extreme precipitation. It even seems to improve it over some areas, as shown in the previous section, but the differences are rather small and more work would be required to test their significance. Anyway, whether this improvement is meaningful or not, our results constitute a rather positive support of the spectral nudging since we found it allowed to reduce mean biases without deteriorating the simulation of extreme precipitation.

Regarding the size of the domain, it turns out the small area of integration is not detrimental either to the representation of intense precipitation, except in the vicinity of the western boundary through which the large-scale flow mainly enters the domain, and very close to the eastern border from which come some of the synoptic-scale systems affecting heavy precipitation in South-eastern France and Sardinia. On the contrary, heavy precipitation tends to be underestimated in some regions of the large domain which could be explained by the errors found on seasonal-mean biases.

6. Low resolution forcing

We believe the perfect-model method we adopted for this study was necessary to come to safe conclusions. However, in order

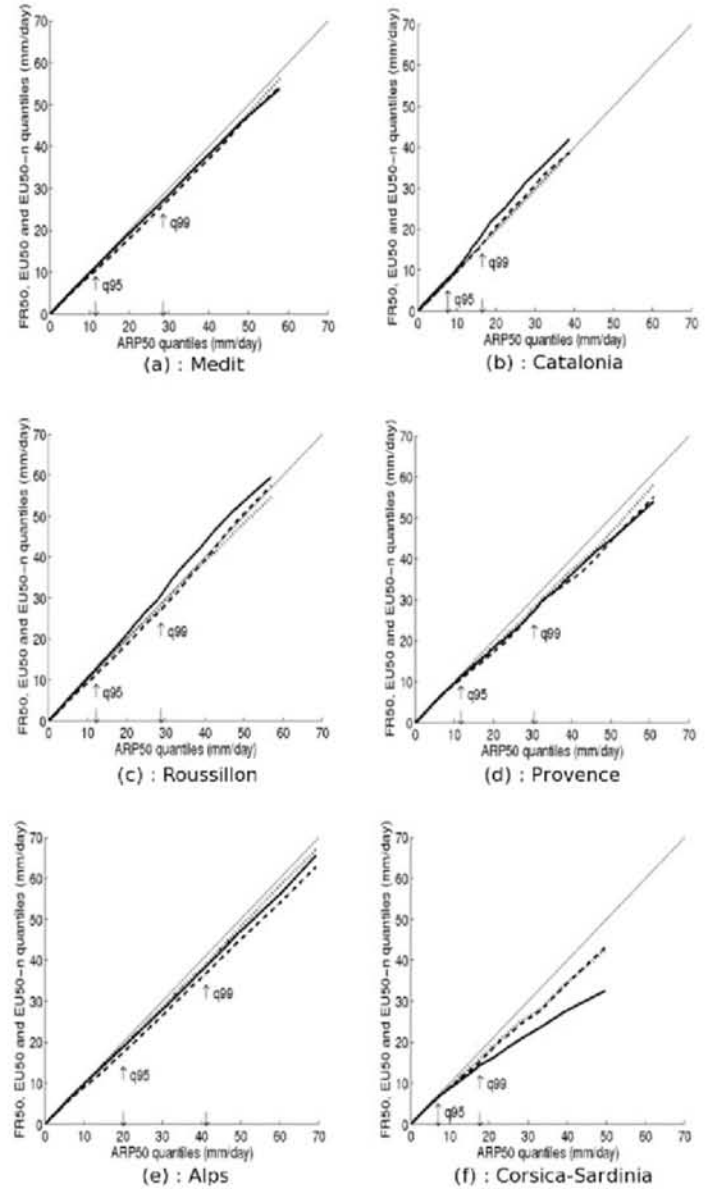


Fig. 5. Convective (JJASON) quantile-quantile (per thousand) plots (mm d^{-1}) over the boxes shown in Figs. 4c and d: (a) Medit, (b) Catalonia, (c) Roussillon, (d) Provence, (e) Alps, (f) Corsica-Sardinia. ARPS0 quantiles are sorted along x -axis and ALADIN-Climate's one along the y -axis. FR50: solid line; EU50: dashed line; EU50-n: dotted line.

to validate our results in a more realistic case, we have also forced ALADIN-Climate with a real T63 (300 km resolution) ARPEGE-Climate global experiment, and compared the results with our ARP50 Big-Brother.

Indeed, LAMs are intended to downscale low-resolution simulations that contain no small-scale information whatsoever. Yet, in this framework, even though ARP50 emulates a coarse resolution, its large scales developed with the fine-resolution information. Our results may thus be biased by the fact that it might be easier for ALADIN-Climate to simulate valid small-scale

features when its low-resolution forcing is perfectly consistent with those. And a similar objection may be raised concerning the domain's size. This possible weakness of our study refers to the question of whether the small scales influence the synoptic circulation or not (see tenet 5 in Laprise et al., 2008). It is not the goal of our paper to address this controversial issue. However, we are willing to verify our conclusions in the case of a regular coarse resolution forcing.

We do not show here the results but simply jump to the conclusion. Although in this case, each ALADIN-Climate experiment

602

J. COLIN ET AL.

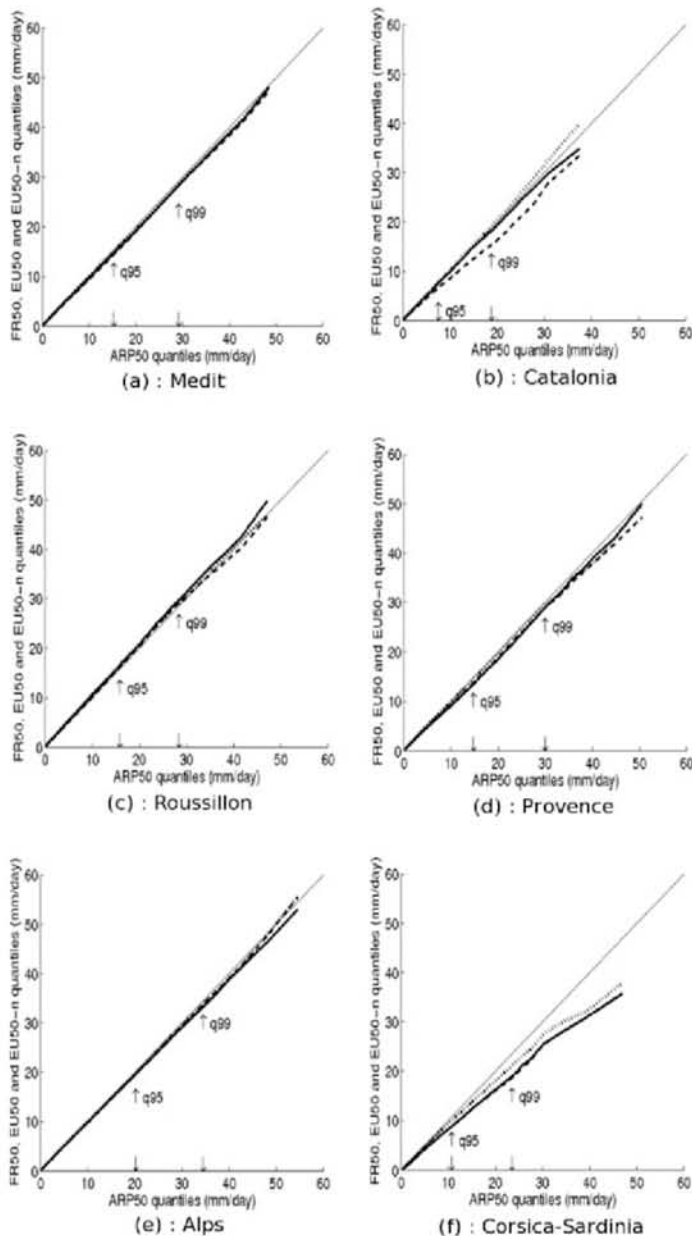


Fig. 6. Same as Fig. 5 for the advective season (DJFMAM).

may show stronger biases to ARP50 regarding extreme precipitation, the results remain the same regarding the sensitivity of the heavy rainfall to the domain size and the use of the spectral nudging technique: a small domain does not prevent the development of intense precipitation in our region of interest, except in the close vicinity of its eastern border, and neither does the spectral nudging.

7. Conclusion

The aim of our study was to assess the impact of two sources of uncertainties in the modelling of extreme precipitation at climatic time scales with the LAM ALADIN-Climate: the size of the domain of integration, and the use of a spectral nudging technique. This objective relates to the following questions:

Is a rather small domain detrimental to the representation of extremes? And does the application of a spectral nudging necessarily degrade the model's ability to generate such events? We addressed both questions with regard to the extremes of precipitation occurring in Western Europe and more specifically around France.

We proceeded with a perfect-model approach close to the Big-Brother Experiment because this method allows to carefully isolate the influence of the designated factors from any other source of uncertainty. As a first step, we performed a global simulation with ARPEGE-Climate at a resolution of 50 km over Europe (the Big-Brother). Then we filtered out its small scales to obtain a low-resolution forcing (300 km) for ALADIN-Climate. Finally, three regional simulations were carried out at a 50 km resolution: one over a small domain of integration (2000² km²) centred over France (FR50), a second one over a larger domain (5000² km²) including the previous one (EU50) and a third one run over the large domain to which we applied a rather strong spectral nudging on all prognosis variables (EU50-n). After having verified our ARPEGE-Climate high-resolution (50 km over Europe) simulation was a suitable Big-Brother run, we analysed the performances of the three ALADIN-Climate runs by comparing each of them to the Big-Brother reference.

Regarding the seasonal-mean fields, the results confirm the conclusions of previous studies conducted on this subject. Indeed, EU50 shows a rather important bias of seasonal 2-m temperature in summer which is significantly reduced in both FR50 and EU50-n, where the differences to the Big-Brother are thus quite similar. This finding indicates that the spectral nudging technique allows to avoid such limitations in the use of rather large domains of integration. Besides, FR50 was found to be too dry in winter over the western border of our area of interest, close to the boundary of the small domain. So, as advised in Miguez-Macho et al. (2004), we recommend not to set the boundaries of the domain at the vicinity of the considered region.

Concerning the extremes of precipitation, all three ALADIN-Climate simulations are quite similar. The most distinct patterns of differences can be linked with the large-scale errors we just detailed: FR50 underestimates the upper quantiles of precipitation close to its western and eastern boundaries and EU50 shows a similar behaviour over the eastern part of the common domain in summer. Elsewhere, we found no evidence that FR50 or EU50-n would be worse than EU50 to this regard.

From these results, we draw two conclusions. The first one is that the application of the spectral nudging technique does not systematically degrade the representation of a climate model's extremes. Although this study cannot be generalized to any model or any region, it questions one of the warnings sometimes made about the use of this technique. In addition, our results suggest that using a small domain may not prevent the model from simulating extremes of precipitation which are at least as valuable as those computed over a much larger area, with the same resolution. This second conclusion contributes to justify

the relevance of very high resolution experiments run over small domains, such as in Déqué and Somot (2008) or for the FP6-CECILIA project where ALADIN-Climate is run at a 12 km resolution over France and several Eastern European countries. A perspective of this study could consist in leading further sensitivity tests regarding the added value of the resolution on the modelling of heavy precipitation, by comparing the FR50 simulation to an equivalent experiment at a 12 km resolution.

8. Acknowledgments

This work was partly supported by SCAMPEI (French Program ANR-08-VULN-009-01) and MEDUP (Forecast and projection in climate scenario of Mediterranean intense events: Uncertainties and Propagation on environment. ANR-07-VULN-001). The authors are indebted to Météo-France and ECMWF for providing and maintaining the ARPEGE-IFS code, and to the ALADIN modellers community.

References

- Alexandru, A., de Elía, R., Laprise, R., Separovic, L. and Biner, S. 2009. Sensitivity study of regional climate model simulations to large-scale nudging parameters. *Mon. Wea. Rev.* **137**, 1666–1686.
- Bärring, L. and Laprise, R. 2005. High resolution climate modelling: assessment, added values and applications. *WMO/TD No. 987* **30**, 7.3–7.4.
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A. T., Frei, C. and co-authors. 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Clim. Change* **81**, 71–95.
- Biner, S., Caya, D., Laprise, R. and Spacek, L. 2000. Nesting of RCM by imposing large scales. *Res. Activit. Atmos. Oceanic Modell., WMO/TD, No. 987* **30**, 7.3–7.4.
- Boberg, F., Berg, P., Thejll, P., Gutowski, W. J. and Christensen, J. H. 2009. Improved confidence in climate change projections of precipitation evaluating using daily statistics from PRUDENCE ensemble. *Clim. Dyn.* **32**, 1097–1106.
- Christensen, J. H. and Christensen, O. B. 2007. A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Clim. Change* **81**, 7–30.
- Davis, H. 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **102**, 405–418.
- de Elía, R., Laprise, R. and Denis, B. 2002. Forecasting skill limits of nested, limited area models: a perfect model approach. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 2006–2023.
- de Elía, R., Laprise, R., Denis, B. and co-authors. 2008. Evaluation of uncertainties in the CRCM-simulated North American climate. *Clim. Dyn.* **30**, 113–132.
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D. and Cote, J. 2002. Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother experiment. *Clim. Dyn.* **18**, 107–126.
- Déqué, M. 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Global Planet. Change* **57**, 16–26.

- Déqué, M. and Piedelievre, J. 1995. High-resolution climate simulation over Europe. *Clim. Dyn.* **11**, 321–339.
- Déqué, M. and Somot, S. 2008. Analysis of heavy precipitation for France using ALADIN RCM simulations. *Idojaras* **112**, 179–190.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeauin, C. and Thouvenin, T. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitation events over southern France. II: mesoscale triggering and stationary factors. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **134**, 131–145.
- Fiorino, M. 2004. A multi-decadal daily sea surface temperature and sea ice concentration data set for the ERA-40 Reanalysis. *ERA-40 Project Report Series* **12**, 1–16.
- Gao, X., Pal, J. S. and Giorgi, F. 2006. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L03706.
- Gibelin, A.-L. and Déqué, M. 2003. Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dyn.* **20**, 327–339.
- Giorgi, F. 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate* **3**, 941–963.
- Giorgi, F. and Bates, G. T. 1989. The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 2325–2347.
- Giorgi, F., Bi, X. and Pal, J. 2004. Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. I. Present-day climate (1961–1990). *Clim. Dyn.* **22**, 733–756.
- Giorgi, F. and Lionello, P. 2007. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global planet. Change* **63**, 90–104.
- Giorgi, F. and Mearns, L. O. 1999. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *Geophys. Res. Lett.* **104**, 6335–6352.
- Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O. B., Christensen, J. H., de Castro, M. and co-authors. 2007. An inter-comparison of regional climate models in Europe: model performance in present day climate. *Clim. Change* **81**, 31–52.
- Jones, R. G., Murphy, J. and Noguer, M. 1995. Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. I: assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **121**, 1413–1449.
- Laprise, R., de Elía, R., Caya, D., Biner, S., Lucas-Picher, P. and co-authors. 2008. Challenging some tenets of Regional Climate Modelling. *Meteorol. Atmos. Phys.* **100**, 3–22.
- Leduc, M. and Laprise, R. 2009. Regional climate model sensitivity to domain size. *Clim. Dyn.* **32**, 833–854.
- Lorenz, P. and Jacob, D. 2005. Influence of regional scale information on the global circulation: a two-way nesting climate simulation. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L18706.
- McGregor, J. L. 1997. Regional climate modelling. *Meteorol. Atmos. Phys.* **63**, 105–117.
- Miguez-Macho, G., Stenchikov, G. L. and Robock, A. 2004. Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **109**(D13104).
- Mitchell, T. D. and Jones, P. D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Phys. Climatol.* **25**, 693–712.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeauin, C. and Anquetin, S. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitation events over southern France. I: numerical framework and synoptic ingredients. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **134**, 111–130.
- Radu, R., Déqué, M. and Somot, S. 2008. Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus A* **60A**, 2461–2481.
- Räisänen, J. and Joellson, R. 2001. Changes in average and extreme precipitation in two regional climate model experiments. *Tellus A* **53A**, 507–566.
- Ricard, D., Beaulant, A.-L., Boé, J., Ducrocq, V., Joly, A. and co-authors. 2009. Impact du changement climatique sur les événements de pluie intense du bassin Méditerranéen. *La Météorologie* **67**, 19–30.
- Sánchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M. A., Arribas, A. and Castro, M. 2004. Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach. *Global Planet. Change* **44**, 163–180.
- Schmidli, J., Goodess, C. M., Frei, C., Haylock, M. R., Hurrell, J. W. and co-authors. 2007. Statistical and dynamical downscaling of precipitation: an evaluation and comparison scenarios for the European Alps. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **112**, D04105.
- Seguí, P. Q., Moigne, P. L., Durand, Y., Martin, E., Hobbets, F. and co-authors. 2008. Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **47**, 769–798.
- Semmler, T. and Jacob, D. 2004. Modeling extreme precipitations events—a climate change simulation for Europe. *Global Planet. Change* **44**, 119–127.
- Seth, A. and Giorgi, F. 1998. The effect of the domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J. Clim.* **11**, 2698–2712.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M. and Crépon, M. 2008. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled ocean-atmosphere regional climate model. *Global Planet. Change* **63**, 112–126.
- von Storch, H., Langenberg, H. and Feser, F. 2000. A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 3664–3673.
- Waldron, K., Paegle, J. and Horel, J. 1996. Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited area model to outer model options. *Mon. Wea. Rev.* **124**, 529–547.

3.3.3 Complément : significativité des différences pour le Sud-Est de la France

La question de la significativité statistique des différences observées entre les trois simulations EU50, EU50-n et FR50, a été laissée en suspens dans cet article. Le propos de l'étude était avant tout de déterminer si le pilotage spectral et l'emploi d'un petit domaine d'intégration étaient ou non nuisibles à la représentation des extrêmes de précipitation et il s'est avéré que ce n'était pas le cas. Les diagrammes quantiles-quantiles suggèrent cependant que la représentation des précipitations extrêmes connaît une légère amélioration dans les simulations EU50-n (grand domaine avec pilotage spectral) et FR50 (petit domaine) par rapport à la simulation EU50 (grand domaine, sans pilotage spectral). En complément de ce travail, on s'intéresse à présent à la question de savoir si ces différences sont statistiquement significatives ou non.

Par souci de cohérence avec le reste de ce travail de thèse, la présente analyse se concentre sur les précipitations intenses se produisant en automne (saison SOND) dans le Sud-Est de la France. La question étant de savoir si le pilotage spectral (respectivement la diminution de la taille du domaine) influe significativement ou non sur ces extrêmes, on s'attachera à comparer les quantiles respectivement simulés par EU50-n et FR50 à ceux de EU50.

Pilotage spectral

La figure 3.27 montre les différences significatives à un niveau de confiance du test de 5% pour les quantiles d'ordre 98.4%, 99.2%, 99.6%, 99.8% et 99.9%. On constate que jusqu'au quantile d'ordre 99.6% (durée de retour de 2 ans), ces différences restent assez faibles dans le Sud-Est de la France (moins de 10% de différences, localement 20%), elles s'accroissent dans la toute fin du spectre, mais sans que l'on puisse observer de tendance nette à l'accentuation ou à l'atténuation. La seule tendance claire qui semble se dégager concerne l'Ouest de la France où EU50-n modélise des valeurs d'extrêmes moins fortes que EU50. Or il a été précédemment établi que pour cette région, EU50 simulait des extrêmes de précipitations trop importants par rapport à la simulation de référence « *Big-Brother* » (voir figures 4-e et 4-f de l'article et figure 3.29 ci-après). Le pilotage spectral y améliore donc quelque peu la représentation des extrêmes de pluies. Ailleurs, l'absence de dégradation significative est confirmée.

Taille du domaine

Une analyse identique est conduite pour les différences observées entre les simulations FR50 et EU50 (figure 3.28). On constate alors que l'atténuation marquée (jusqu'à -50% de différence) des précipitations sur le bord Ouest du domaine est bien statistiquement significative, comme on pouvait le suspecter. Mais en dehors de cette zone, on n'observe aucun signal à ce niveau de confiance du test. La très légère amélioration que l'emploi du petit domaine d'intégration semblait apporter sur la représentation des valeurs extrêmes dans le Sud-Est de la France n'est donc pas significative.

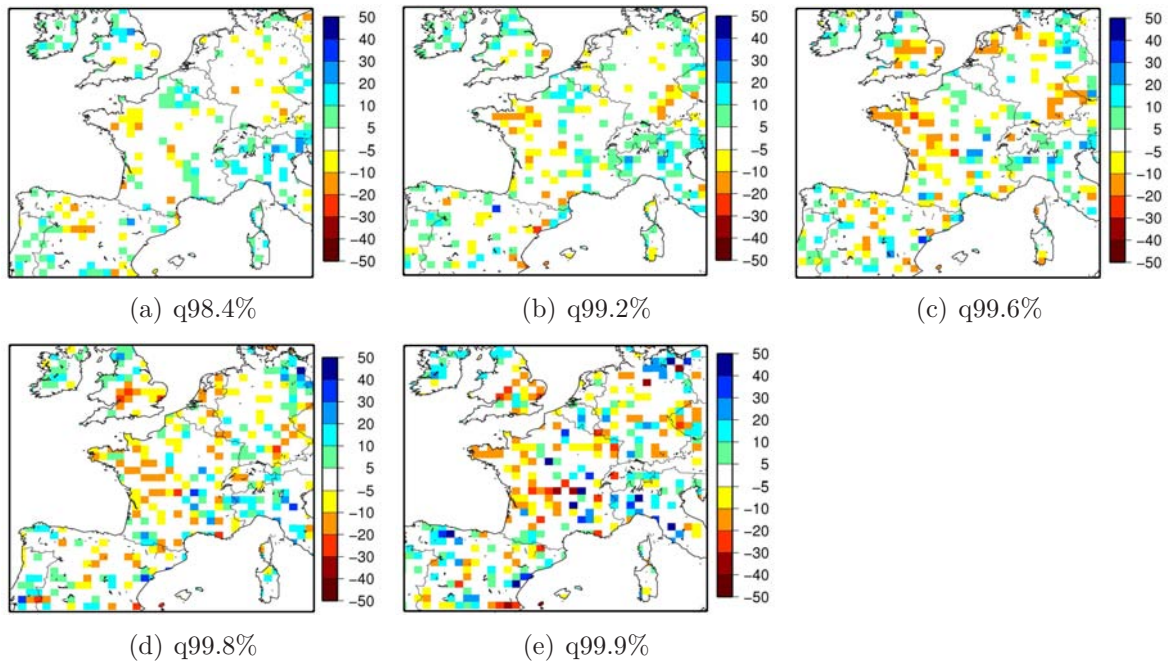


FIG. 3.27 – Significativité de l'impact du pilotage spectral sur les quantiles extrêmes de précipitations pour la saison SON : Différences relatives (%) significatives au niveau de confiance 5% entre EU50-n (avec pilotage spectral) et EU50 (sans pilotage spectral).

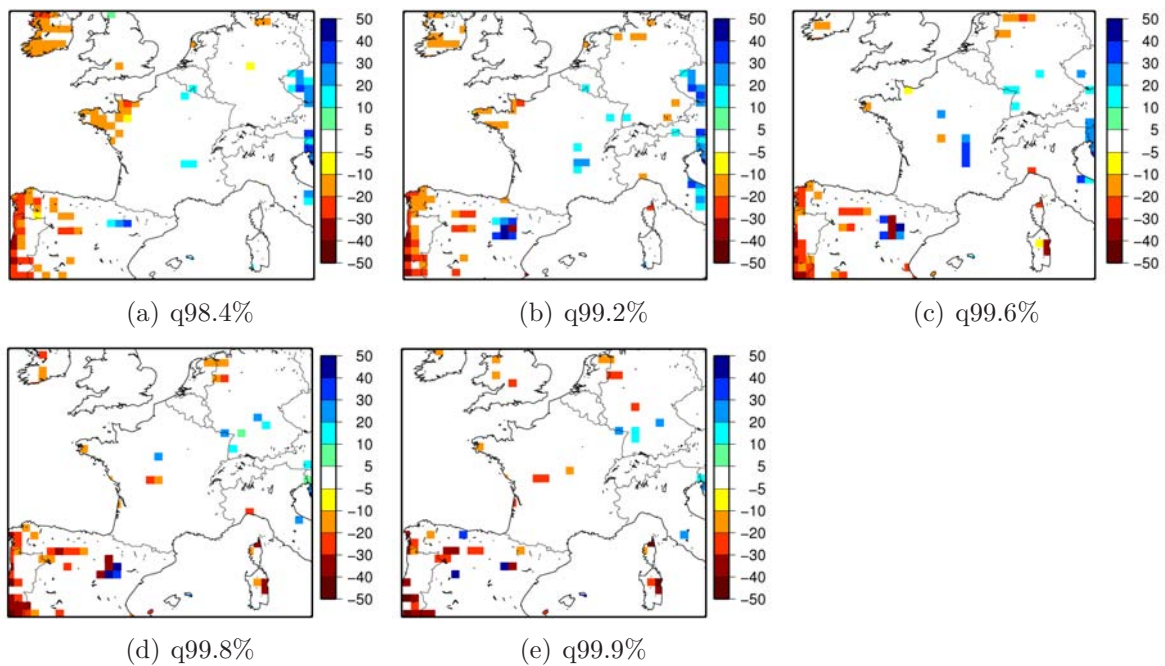


FIG. 3.28 – Significativité de l'impact de la taille du domaine sur les quantiles extrêmes de précipitations pour la saison SON : Différences relatives (%) significatives au niveau de confiance 5% entre EU50 (grand domaine) et FR50 (petit domaine).

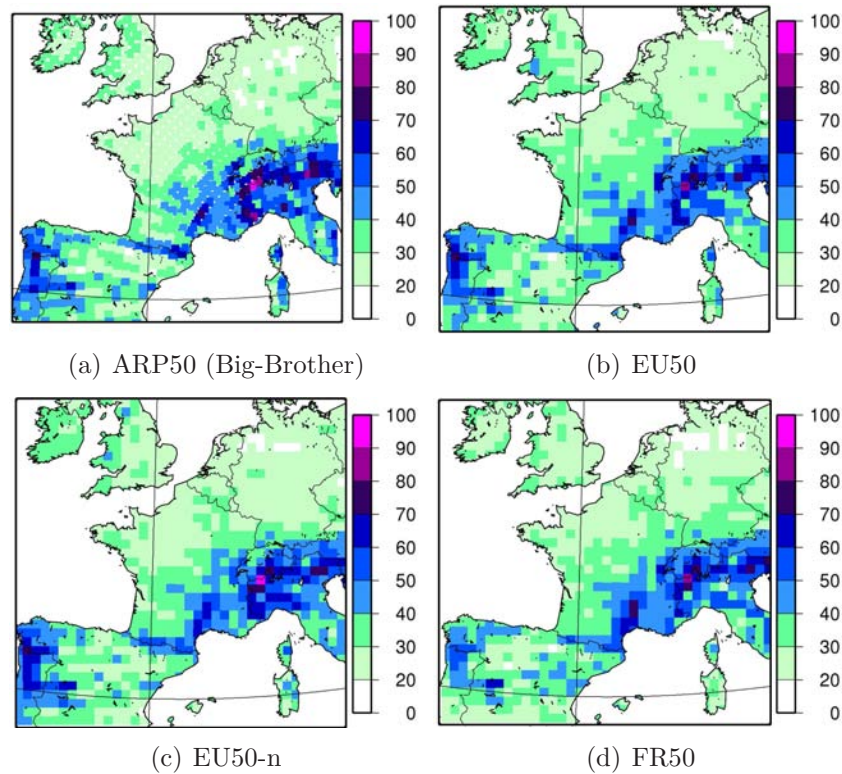


FIG. 3.29 – Quantile 99.8% de précipitations (mm/jour) pour la saison SOND. (a) : Simulation de référence « Big-Brother » (ARP50); (b) : Simulation sans pilotage spectral sur le grand domaine (EU50); (c) : simulation avec pilotage spectral sur le grand domaine (EU50-n); (d) : simulation sans pilotage spectral sur le petit domaine (FR50).

3.3.4 Conclusions

Cette étude a montré que la technique de pilotage spectral permettait de réduire les éventuels biais systématiques d'ALADIN-Climat sans pour autant nuire à la représentation des précipitations extrêmes. Celle-ci s'en trouve même améliorée dans certaines régions du domaine d'étude. Pour ce qui est de l'impact de cette technique sur les pluies intenses dans le Sud-Est de la France, on n'observe pas de tendance significative à l'augmentation ou la diminution des quantiles extrêmes de précipitation en automne. Le signal n'y est pas nul, mais indistinct quant à son signe.

L'analyse de la sensibilité à la taille du domaine d'intégration indique que le choix d'un domaine relativement peu étendu (FR50) ne détériore pas non plus les extrêmes de précipitations simulés dans cette région, exception faite de la Corse qui se trouve dans cette configuration trop proche du bord Est. L'utilisation du domaine FR50 présente des biais de précipitations (moyennes et extrêmes) significatifs au voisinage de son bord Ouest, mais celui-ci reste assez éloigné de notre zone d'intérêt pour que ce défaut ne présente pas d'inconvénient pour les analyses ultérieures.

Ces résultats m'ont amenée à retenir le domaine FR50 sur lequel l'impact d'une augmentation de la résolution horizontale va à présent être évalué. Ce choix conduit cependant à exclure la Corse de la région d'étude. C'est une des limites de ce travail, elle s'accorde toutefois avec les orientations qui ont été prises dans le projet CYPRIM où la Corse a également été écartée de la région d'étude car les situations synoptiques correspondant aux

épisodes de pluies intenses affectant la Corse différant trop des autres, il s'est avéré qu'une étude spécifique à cette seule région aurait été nécessaire.

3.4 Sensibilité à la résolution : un premier aperçu

Dans cette dernière partie, on s'intéresse à la sensibilité des pluies extrêmes d'ALADIN-Climat à la résolution horizontale du modèle. L'extension géographique du domaine FR50 permet en effet de réaliser des expériences à haute résolution, pour un coût numérique raisonnable.

Le travail réalisé dans le cadre du projet ENSEMBLES a montré que le passage d'une résolution de 50 km à 25 km présentait pour ALADIN-Climat un intérêt limité (S. Somot et M. Déqué, communication personnelle (2008), Sanchez-Gomez et al. (2009)). Pour ce qui est des précipitations extrêmes, les travaux de Arnold et al. (2009) indiquent qu'à 25 km de résolution, ALADIN-Climat simule des cumuls semblables à ceux qui viennent d'être examinés dans les expériences à 50 km de résolution. C'est pourquoi nous avons choisi de passer directement d'une maille de 50 km à 12.5 km de résolution.

3.4.1 Simulations réalisées

Pour des questions de stabilité numérique, l'augmentation de la résolution nécessite de prendre un pas de temps plus court que celui défini pour les précédentes simulations, qui était de 1350 secondes. Pour pouvoir mesurer convenablement la sensibilité à la résolution, trois simulations sont réalisées pour cette comparaison :

- FRA50_1350, à 50 km de résolution sur le petit domaine « France » de la précédente étude, avec un pas de temps de 1350 secondes,
- FRA50_600, à 50 km de résolution sur le même domaine, avec un pas de temps de 600 secondes,
- FRA12, à 12.5 km sur le même domaine, avec un pas de temps de 600 secondes.

Les différences dues au changement de pas de temps pourront ainsi être séparées de celles imputables à la seule augmentation de résolution horizontale.

L'orographie des deux grilles est représentée à la figure 3.30.

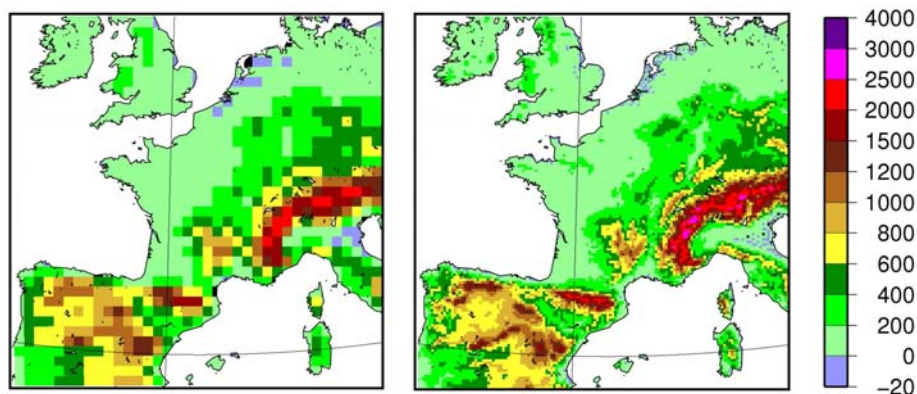


FIG. 3.30 – Orographie des grilles FRA50 et FRA12.

Les trois simulations sont pilotées à leurs frontières par ERA-40 sur toute la période de ré-analyse (1958-2001) et aucun pilotage spectral n'est appliqué. Les SST prescrites sont issues d'ERA-40, comme pour les précédentes simulations forcées. La résolution verticale

est la même que pour les simulations précédentes (31 niveaux verticaux), son impact n'a donc pas été testé.

De même que pour l'étude de l'impact du couplage d'ALADIN-Climat avec le modèle de mer Méditerranée NEMOMED8, le choix du forçage par une ré-analyse plutôt qu'en configuration « modèle parfait » se justifie par l'impossibilité de produire la simulation « *Big-Brother* » de référence, cette fois pour une question de temps de calcul. En effet, il aurait fallu réaliser une simulation globale d'une résolution d'au moins 12.5 km, ce qui représentait un coût numérique prohibitif.

3.4.2 Validation des moyennes saisonnières

En premier lieu, on s'attache à vérifier que les expériences FRA50_1350, FRA50_600 et FRA12 ne présentent pas de biais moyens plus importants que ceux observés dans les expériences précédentes. L'analyse des moyennes saisonnières d'ALADIN-Climat à 50 km sur le domaine France a déjà été traitée en 3.3.2 dans le cadre d'étude en modèle parfait. Il est toutefois préférable d'examiner si le forçage par ERA-40 ne conduit pas à une dégradation de l'état moyen du climat simulé – par comparaison aux autres simulations pilotées par ERA-40 : MED50-f et MED50 – et de vérifier que la diminution du pas de temps n'entraîne pas de modification. La configuration à 12.5 km, quant à elle, n'a pas encore fait l'objet d'une quelconque validation.

Les figures 3.31, 3.32, 3.33 et 3.34 présentent les biais de température à 2 mètres et de précipitation de FRA50_1350 et FRA12 par rapport à la climatologie CRU TS 2.1 pour les quatre saisons (FRA50_600 présentant ici un comportement identique à FRA50_3150, seules les cartes de biais de FRA50_3150 sont montrées).

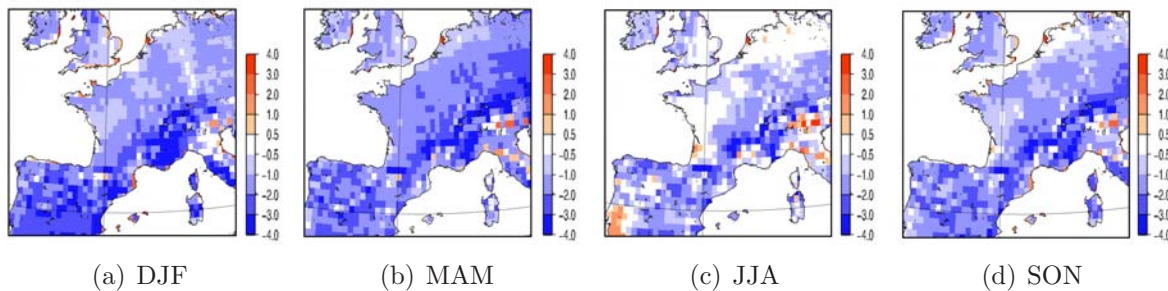


FIG. 3.31 – Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres ($^{\circ}\text{C}$) : FRA50 (FRA50_1350) - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

On constate que les simulations à 12.5 km et 50 km de résolution accusent des biais sensiblement équivalents en toute saison. Ceux-ci sont très proches de ceux constatés dans les simulations MED50, à l'exception de l'assèchement observé au voisinage du bord Ouest de ce domaine en hiver et à l'automne dont il a déjà été question en 3.3.2.

3.4.3 Comparaison des extrêmes de précipitations

L'étude de la simulation MED50-f a montré qu'à 50 km de résolution, le principal défaut d'ALADIN-Climat au regard de sa représentation des précipitations extrêmes consistait en

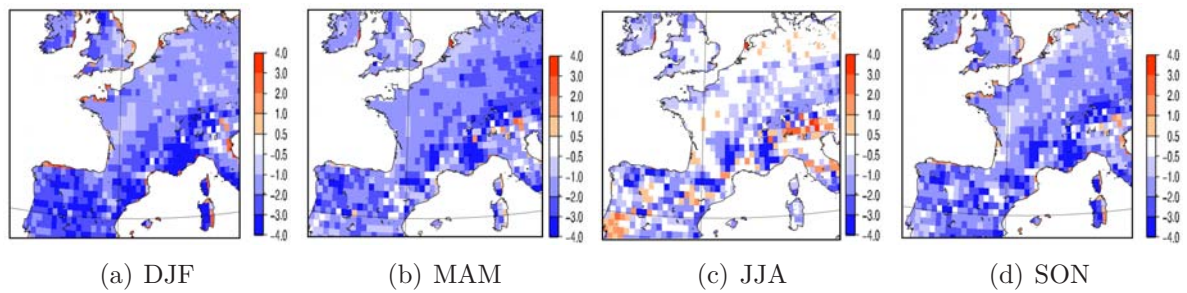


FIG. 3.32 – Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres ($^{\circ}\text{C}$) : FRA12 - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

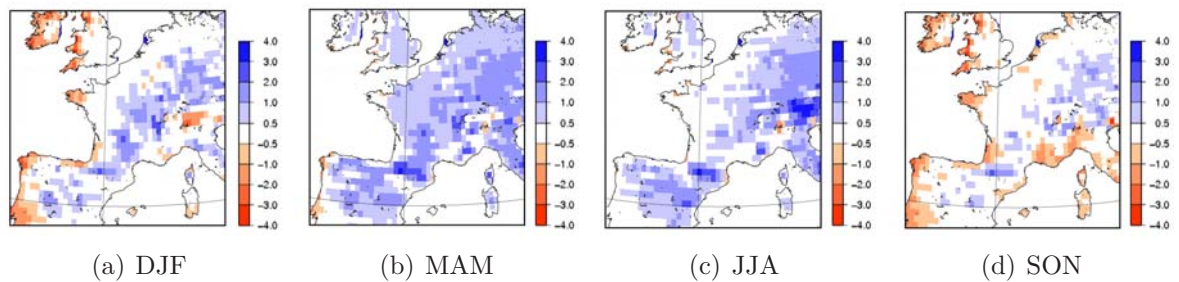


FIG. 3.33 – Différences de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : FRA50 (FRA50_1350) - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

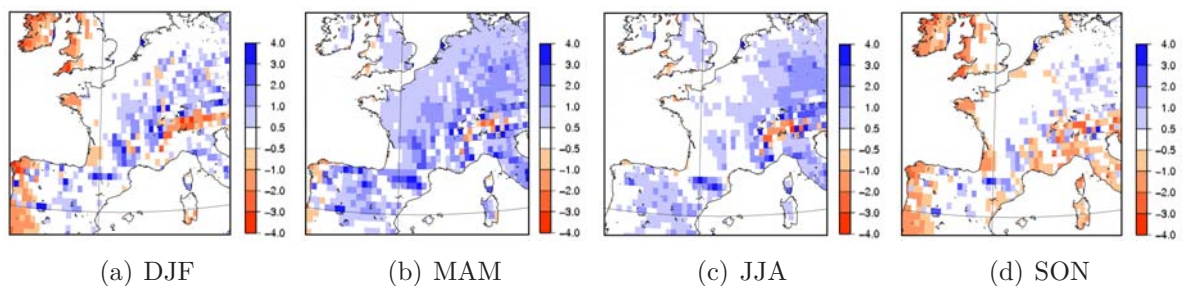


FIG. 3.34 – Différences de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : FRA12 - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).

une sous-estimation des événements les plus intenses, lesquelles se produisent dans le Sud-Est de la France en automne (saison SOND).

Afin de se faire une idée des impacts respectifs de la diminution du pas de temps et de l'augmentation de la résolution, on considère les valeurs du quantile d'automne (SOND) d'ordre 99.8% des trois simulations FRA50_1350, FRA50_600 et FRA12 sur leurs grilles respectives. Elles sont représentées à la figure 3.35 où est également représenté le quantile 99.8% de SAFRAN.

On remarque que si la réduction du pas de temps n'entraîne pas de changement en moyenne sur une saison, il conduit à une légère augmentation du quantile d'ordre 99.8%. Mais cette intensification des extrêmes de pluie ne présente pas de significativité statistique (à un niveau de 5%) dans le Sud-Est de la France, là où ces précipitations sont les plus intenses (figure 3.36). Elle est en revanche significative dans le Sud-Ouest et le Nord-Ouest de la France où la réduction du pas de temps conduit à un accroissement relatif des précipitations extrêmes de 5% à 20%, pour des valeurs d'extrêmes comprises entre 10 mm/jour et 50

mm/jour (dans les observations comme dans le modèle).

L'impact de l'augmentation de résolution est nettement plus marqué, en particulier dans les Cévennes et dans une moindre mesure dans les Pyrénées orientales et la côte des Alpes maritimes. Outre le bénéfice d'une spatialisation plus fine, on note un accroissement de l'intensité des extrêmes simulés, qui se rapprochent ainsi davantage des observations.

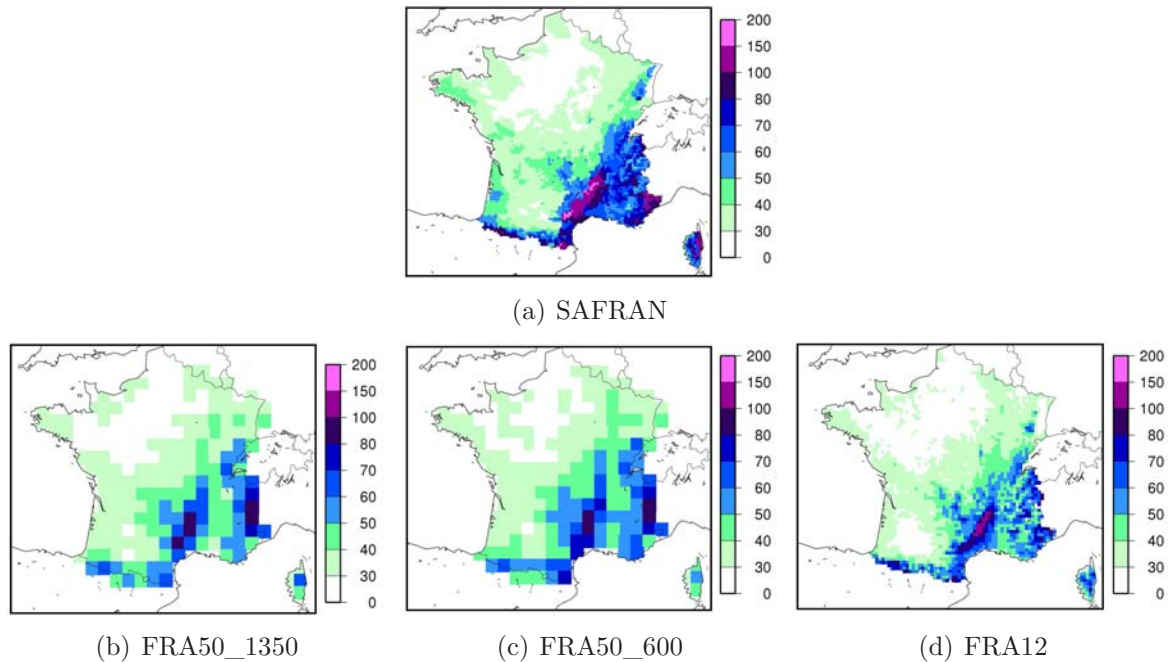


FIG. 3.35 – Quantile de précipitations quotidiennes (mm/jour) à 99.8% pour la saison d'automne (SOND). (a) : SAFRAN. (b) : FRA50_1350. (c) : FRA50_600. (d) : FRA12.

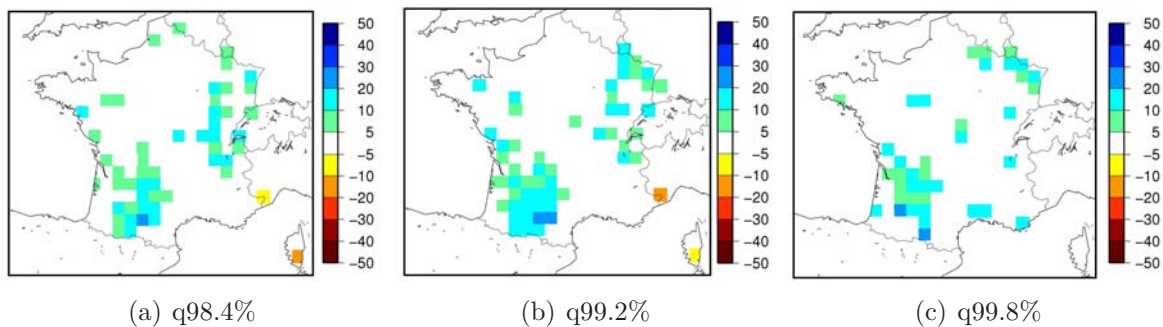


FIG. 3.36 – Impact du changement de pas de temps sur les quantiles extrêmes de précipitations pour la saison SOND : Différences relatives (%) significatives au niveau de confiance 5% entre FRA50_1350 et FRA50_600 (FRA50_600 - FRA50_1350).

Afin de fournir un aperçu de la façon dont l'augmentation de résolution est susceptible de jouer sur la représentation des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France, on s'intéresse à trois événements de ce type : la situation du 3 novembre 1994, celle du 4 novembre 1994 et celle du 17 décembre 1997. Pour chacune d'entre elles, on procède à une dégradation du champ de précipitations quotidiennes de FRA12 – que l'on appellera FRA12-dégradé – destinée à le ramener à la résolution de FRA50. L'opération consiste

à calculer, en chaque point de la grille à 50 km, la moyenne des valeurs simulées par FRA12 aux points de la grille à 12.5 km contenus dans la maille à 50 km (les deux grilles ayant été construites de façon à être superposables). L'objectif n'est pas de chercher à quantifier l'éventuelle valeur ajoutée de FRA12 à 50 km de résolution (ce qui supposerait une comparaison à un SAFRAN dégradé à cette résolution) mais d'illustrer le bénéfice apporté par la représentation sous-maille des pluies à 12.5 km de résolution et de déterminer si cet effet est le seul en jeu dans l'amélioration de la représentation de ces événements intenses dans FRA12.

Les figures 3.37, 3.38 et 3.39 présentent les cartes de précipitations quotidiennes de FRA12, FRA12-dégradé, FRA50_600 et SAFRAN pour chacun de ces trois événements, ainsi que les ordres de quantiles correspondant (les quantiles de FRA12-dégradés sont calculés à partir des pluies dégradées).

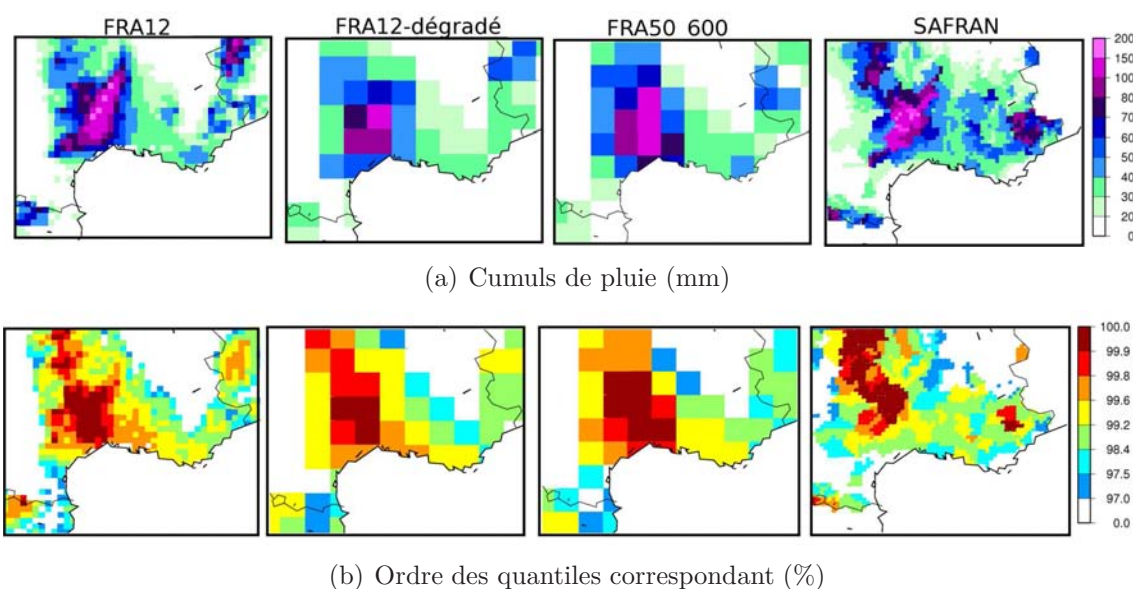


FIG. 3.37 – Situation du 4 novembre 1994. Cumuls de précipitation (en haut) et ordres du quantile saisonnier (SOND) correspondant (%) (en bas) pour FRA12, FRA12-dégradé, FRA50_600 et SAFRAN.

Pour la situation du 4 novembre 1994, FRA12 produit des précipitations un peu plus intenses que FRA50_600, mais les valeurs maximales restent assez proches dans les deux cas (entre 120 et 150 pour FRA50_600, idem pour FRA12 avec quelques points à plus de 150 mm), et elles s'accordent plutôt bien avec SAFRAN (autour de 130 mm, avec des maxima très locaux à 200 mm) avec cependant un léger décalage spatial de la zone des précipitations les plus intenses dans les deux simulations. Ces cumuls correspondent à des ordres de quantiles très élevés, dans FRA50_600 et FRA12 comme dans SAFRAN. Cet événement est donc correctement vu par ALADIN-Climat quelle que soit sa résolution. FRA12-dégradé produit ainsi des champs semblables à ceux de FRA50_600, avec cependant des valeurs maximales légèrement plus faibles, et donc plus éloignées de la référence.

Le 3 novembre 1994, les précipitations intenses observées sont beaucoup plus localisées que dans le cas précédent, ce qui conduit à une réponse du modèle plus dépendante de sa résolution. FRA50_600 ne parvient pas à rendre compte de cet épisode alors que FRA12 simule très localement des cumuls relativement élevés : pour FRA50_600, les précipitations restent en deçà de 50 mm, ce qui correspond à des ordres de quantiles compris entre 97% et

97.5% (événements se produisant deux à quatre fois par saison), tandis que les cumuls de FRA12 atteignent plus de 100 mm, avec des ordres de quantiles correspondants supérieurs à 99.6% (durée de retour de 2 ans). La dégradation de FRA12 à 50 km de résolution conduit cette fois à des valeurs à peine plus fortes que celles modélisées par FRA50_600. Ce résultat montre que l'information sous-maille n'apporte ici pas seulement un raffinement spatial mais s'avère nécessaire pour que le modèle simule un événement.

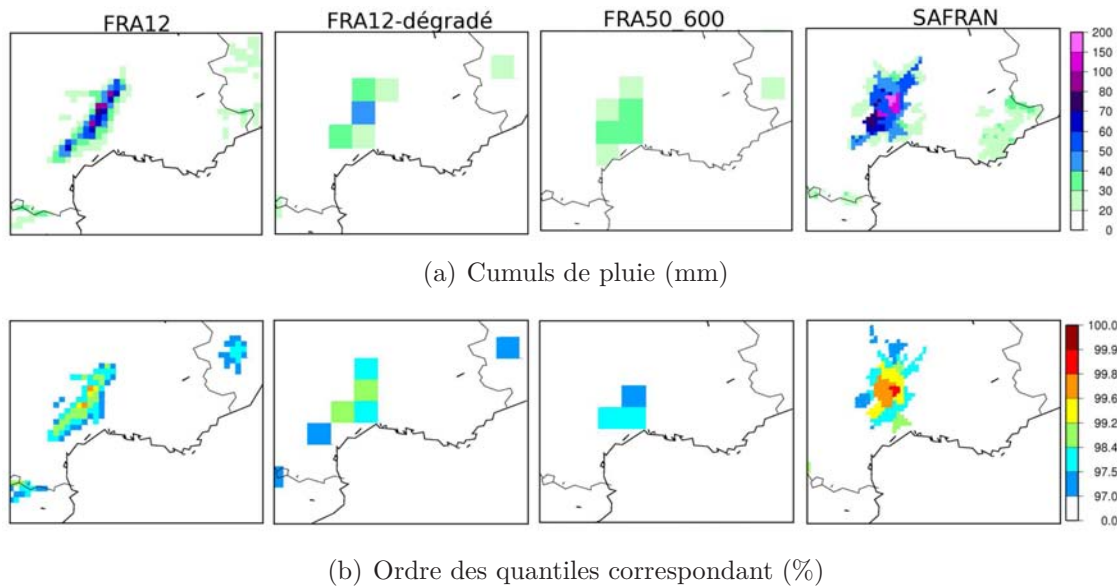


FIG. 3.38 – Situation du 3 novembre 1994. Cumuls de précipitation (en haut) et ordres du quantile saisonnier (SOND) correspondant (%) (en bas) pour FRA12, FRA12-dégradé, FRA50 (FRA50_600) et SAFRAN.

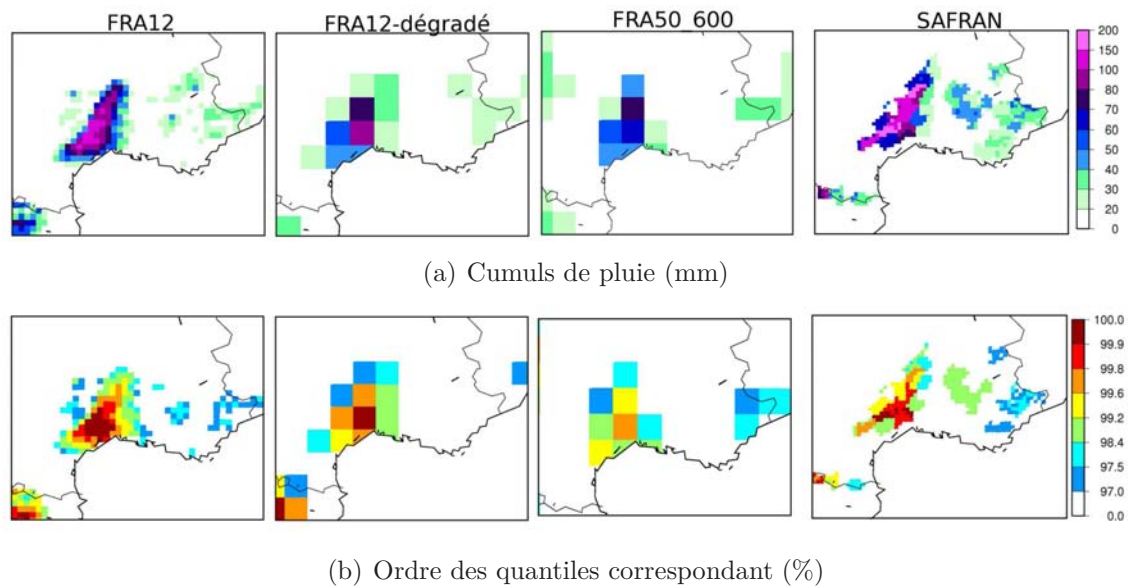


FIG. 3.39 – Situation du 17 décembre 1994. Cumuls de précipitation (en haut) et ordres du quantile saisonnier (SOND) correspondant (%) (en bas) pour FRA12, FRA50 (FRA50_600) et SAFRAN.

Enfin, le cas du 17 décembre 1997 – moins localisé que le précédent – est repéré par les deux

simulations mais FRA12 le voit comme étant plus extrême, ce qui se rapproche davantage de la réalité observée. En effet, FRA50_600 modélise des cumuls maximaux proches de 70 mm ce qui revient à des ordres de quantiles de 99.2% à 99.6% (durée de retour de 1 à 2 ans) alors que dans FRA12, les précipitations atteignent 100 à 120 mm (c'est à dire des quantiles d'ordre 99.9%, comme pour SAFRAN). Dans FRA12-dégradé, les maxima d'intensité de pluie sont certes lissés par rapport à FRA12 mais ils demeurent plus forts que dans FRA50_600, et du point de vue des ordres de quantiles, on retrouve les valeurs de FRA12 et de SAFRAN. La description sous-maille ne semble donc pas être ici aussi intrinsèquement indispensable à la production de pluies extrêmes qu'elle ne l'était pour le cas précédent. FRA50_600 parvient du reste à simuler des valeurs relativement élevées mais seule la haute résolution permet d'accéder à des valeurs extrêmes qui s'accordent avec les observations en termes de durées de retour.

L'examen de ces trois exemples ne saurait suffire à conclure que l'utilisation d'une résolution plus fine améliore la capacité d'ALADIN-Climat à reproduire les HPE observés (lorsque le modèle est forcé par une ré-analyse) et/ou à simuler des événements de pluies intenses dans le Sud-Est de la France sur une échelle de temps climatique de plusieurs décennies. Cette question va être traitée fait au chapitre suivant, où l'ensemble des événements de la période 1960-2000 seront considérés.

3.4.4 Conclusion

Cette dernière étude de sensibilité montre que l'utilisation d'une résolution de 12.5 km améliore la modélisation des précipitations intenses dans ALADIN-Climat, en particulier dans le Sud-Est de la France. Au delà d'une spatialisation plus précise des champs simulés, la haute résolution permet d'atteindre des valeurs plus élevées d'extrêmes, c'est-à-dire plus proches des observations. La réduction du pas de temps opérée conduit à des valeurs extrêmes légèrement plus fortes – et donc plus réalistes – mais la contribution de cet effet n'est pas significative dans le Sud-Est de la France et reste en tout état de cause négligeable au regard de l'impact de l'augmentation de résolution (ce qui sera vérifié plus rigoureusement au début du chapitre suivant).

L'examen de la situation du 4 novembre 1994 indique cependant que l'accroissement des cumuls de précipitations les plus intenses dans FRA12 n'implique pas nécessairement une meilleure reproduction par la modèle des cas extrêmes observés. En effet, pour cet événement, les deux expériences FRA50_600 et FRA12 simulent des ordres de quantiles égaux. A l'inverse, les deux exemples suivants montrent que la haute résolution peut permettre de simuler des événements locaux qui ne sont pas perceptibles à 50 km de résolution, ou des épisodes que le modèle à 50 km ne voit pas comme étant extrêmes. Il resterait à présent à mesurer l'impact de ces possibles bénéfices d'un point de vue statistique en considérant l'ensemble de la période ERA-40.

Le passage à une résolution encore supérieure pourrait s'avérer avantageux s'il permettait d'accéder à une représentation explicite des processus convectifs en jeu dans ces épisodes de pluie intense. Mais il faudrait pour cela disposer d'un modèle non-hydrostatique, ce qui n'est pas le cas de la version d'ALADIN-Climat étudiée dans ce travail.

3.5 Conclusions

L'objectif de ce chapitre était d'aboutir à une configuration d'ALADIN-Climat v5 que l'on puisse considérer comme optimale au regard de la représentation du climat moyen et des extrêmes de précipitation.

Pour ce faire, j'ai commencé par évaluer les performances du modèle dans une première configuration (MED50) à 50 km de résolution, sur un domaine d'intégration assez grand, couvrant l'ensemble de la mer Méditerranée, sans couplage dynamique avec l'océan ni pilotage spectral (« *spectral nudging* »). L'analyse d'une simulation forcée par la ré-analyse ERA-40 a montré qu'ALADIN-Climat présentait des résultats conformes à l'état de l'art de la modélisation climatique régionale. Une validation plus fine réalisée sur la France avec la climatologie SAFRAN a mis en évidence une sous-estimation assez importante de l'intensité des extrêmes de précipitation les plus forts, et notamment de ceux correspondant aux épisodes de pluies intenses se produisant dans le Sud-Est de la France sur lesquels ce travail se focalise.

Différentes études de sensibilité ont ensuite été menées, en prenant pour point de départ la configuration MED50. Dans un premier temps, on s'est intéressé au couplage avec le modèle de mer Méditerranée NEMOMED8. Celui-ci s'est avéré ne pas avoir d'impact significatif sur la modélisation des extrêmes de précipitation, en tous cas pas sur notre région d'intérêt et à la fréquence de couplage quotidienne envisagée.

Compte tenu de ce résultat, le domaine d'intégration a été recentré sur notre région d'étude – la France – et l'attention a été portée sur l'influence de la taille du domaine ainsi et de l'emploi de la technique de pilotage spectral, qui ont été évaluées dans une approche « modèle parfait ». Cette seconde étude de sensibilité a mis en évidence que le fait de réduire la taille du domaine ou d'appliquer un pilotage spectral permettait de réduire les éventuels biais systématiques du modèle dans sa climatologie moyenne sans pour autant nuire à la représentation des extrêmes de précipitation. La réduction de la taille du domaine a conduit aux mêmes conclusions.

J'ai donc retenu le domaine relativement peu étendu de la simulation FR50. Ce choix a permis de s'intéresser à l'impact d'une plus grande résolution horizontale pour un coût numérique raisonnable, en réalisant un couple de simulations forcées par ERA-40 sur ce domaine, à respectivement 50 et 12.5 km de résolution sur ce domaine.

Il est apparu dans cette dernière étude que le passage à une résolution de 12.5 km, outre qu'elle conduisait naturellement à une représentation spatiale plus fine du champ de précipitation, améliorerait sensiblement l'intensité des extrêmes simulés, en particulier dans le Sud-Est de la France. Enfin, l'analyse de trois événements méditerranéens de pluie intense a montré que la haute résolution était par ailleurs susceptible de permettre une meilleure reproduction des cas réels observés dans la simulation « hindcast », et par suite, d'accéder à une confiance accrue en la capacité du modèle à représenter correctement leur évolution dans un scénario climatique.

A l'issue de ces études de sensibilité, la configuration FRA12 (petit domaine centré sur la France à 12.5 km de résolution, sans pilotage spectral) apparaît donc comme étant optimale au regard des phénomènes considérées et des paramètres testés. C'est donc celle-ci qui a été retenue pour la suite de ce travail.

Le chapitre suivant est consacré à l'analyse détaillée de la valeur ajoutée de la haute résolution, ainsi qu'à l'évaluation des performances et limites de notre configuration optimale quant à sa représentation des événements précipitants intenses dans le Sud-Est de la France (HPE).

Chapitre 4

Quantification de la valeur ajoutée de la haute résolution : comparaison à des méthodes de descente d'échelle statistiques

Le présent chapitre présente une étude approfondie de la valeur ajoutée de la haute résolution dans la représentation des événements de précipitation intenses dans le Sud-Est (HPE).

Les simulations FRA12 et FRA50 (par FRA50, on se réfère à présent à FRA50_600) présentées au chapitre précédent y sont analysées en détail au travers de comparaisons que l'on posera de la façon la plus objective possible. On s'efforcera ainsi de considérer des diagnostics qui ne biaisent pas l'interprétation des résultats, c'est-à-dire qui tirent le meilleur parti de chaque simulation. Afin de quantifier le bénéfice obtenu par l'emploi de la haute résolution, les performances respectives de FRA12 et FRA50 seront en outre appréciées au regard des résultats obtenus avec deux méthodes statistiques de régionalisation : l'algorithme de détection des HPE appelé « *CYPRIM* » et la méthode de désagrégation DSCLIM (décrites ci-après).

Dans les études de sensibilité menées au chapitre 3, je me suis essentiellement intéressée aux valeurs de quantiles extrêmes de précipitation. Celles-ci n'étant pas significativement différentes d'une simulation à l'autre, il n'était pas apparu nécessaire de creuser plus avant la question. Il convient à présent de définir précisément ce que l'on entend par HPE dans la réalité et de poser un critère permettant de discriminer ces événements dans nos simulations, ou autrement dit, de définir les HPE simulés par le modèle. Plusieurs options seront envisagées pour ce critère de définition des HPE simulés.

Les deux simulations FRA12 et FRA50 étant des « hindcasts », il est possible de valider leurs performances respectives en comparant la chronologie des HPE simulés aux observations – en effet, une fois posé un critère de définition des HPE observés et simulés, chaque événement simulé peut correspondre ou non à un HPE observé dans la réalité.

Dans cette perspective, on s'attachera à répondre aux questions suivantes :

- L'emploi d'une meilleure résolution accroît-elle la capacité du modèle à reproduire les HPE observés, et si oui, quels types d'événements en bénéficientnn ?
- Conduit-elle à une amélioration de la représentation du champ de pluie lors de ces HPE ?

- Permet-elle de réduire les erreurs observées sur le champ de pluie en cas d'échec de la reproduction (événements non-reproduits ou fausses alertes) ?

Cette stratégie de validation suppose que la variabilité interne – degré de liberté d'un LAM par rapport à la grande échelle qui lui imposée – d'ALADIN-Climat dans les configurations considérées reste faible, faute de quoi le respect de la chronologie observée ne saurait constituer un idéal à atteindre. De récentes études ont montré que la variabilité interne d'un LAM augmentait avec la taille du domaine d'intégration employé (Alexandru et al., 2007). Compte tenu de la faible extension du domaine de FRA12 et FRA50, elle reste ici modérée. Ce résultat ne sera montré qu'à la fin du chapitre lorsque la sensibilité à la résolution sera comparée à la variabilité interne de la simulation FRA12. Après avoir détaillé et mesuré la valeur ajoutée apportée par l'augmentation de résolution, il conviendra en effet de déterminer si l'amplitude du signal ainsi mis en évidence est contenue ou non dans la plage de variabilité interne du modèle.

Au travers des différentes comparaisons réalisées, cette étude permettra en outre de préciser les performances et les limites d'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution au regard de la modélisation des HPE à l'échelle de temps climatique.

4.1 Préalables

4.1.1 Références climatologiques utilisées : définition d'un HPE dans les observations

Avant de pouvoir analyser les performances respectives de FRA12, FRA50, CYPRIM et DSCLIM à reproduire et représenter les HPE, il importe de fixer une définition précise de ces événements dans les observations pour la période considérée.

Comme annoncé au chapitre 2, je prendrai pour série de référence des HPE observés la liste de dates d'occurrence élaborée par Nuissier et al. (2011) faisant état de 198 événements sur la période 1960-2000 (voir annexe D). Elle résulte d'un traitement des données d'observation dans le Sud-Est de la France et repose sur la définition suivante : un jour est considéré comme étant un jour d'occurrence d'HPE si :

- il appartient à la saison d'automne SOND,
- le cumul journalier de précipitation dépasse la valeur de quantile saisonnier (SOND) de précipitation d'ordre 99.9% en deux stations d'observation du Sud-Est de la France distantes de plus de 60 km, stations pour lesquelles le quantile pluvieux d'ordre 99% est supérieur à 70 mm/jour et pour lesquelles il existe un enregistrement de cumul quotidien supérieur à 170 mm sur la période d'ERA-40 (1958-2001).

Cette définition allie ainsi deux types de critères de dépassement de seuil : un critère absolu qui permet de pré-sélectionner les stations ayant enregistré des pluies très intenses (voir la figure 4.3) et un critère relatif aux valeurs extrêmes définies localement en ces points d'observation.

Pour ce qui est du champ de précipitation observé, nous garderons pour référence l'analyse SAFRAN. Comme cela été précédemment mentionné, SAFRAN tend à sous-estimer les cumuls les plus intenses observés lors des HPE mais cette limitation n'en fait pas une climatologie inappropriée pour notre étude. En effet, en dépit de cette minoration,

la variabilité quotidienne du champ de précipitation de SAFRAN est cohérente avec les dates d'occurrence des HPE, et par suite, avec leur fréquence (voir paragraphe suivant). Par ailleurs, SAFRAN rend correctement compte de la localisation de ces précipitations intenses, pour autant que l'on puisse l'évaluer à partir des données station disponibles (recueil climatologique fourni par la *Direction Interrégionale Sud-Est de Météo-France – DIRSE* –, communication personnelle Ducrocq, 2008). Et dans la mesure où le schéma de convection d'ALADIN-Climat ne permet pas d'atteindre les cumuls les plus extrêmes observés lors des HPE, c'est précisément au regard de ces deux caractéristiques – discrimination des HPE et représentation spatiale du champ de pluie correspondant – que les performances respectives de FRA12 et FRA50 vont avant tout être évaluées. SAFRAN constitue ainsi une climatologie tout à fait adaptée à notre étude.

4.1.2 Présentation des méthodes statistiques de détection et de désagrégation

La comparaison des résultats obtenus avec FRA12 et FRA50 à ceux obtenus au travers de méthodes statistiques de descente d'échelles vise avant tout à évaluer le bénéfice apporté par l'emploi d'une plus haute résolution dans ALADIN-Climat, pour ce qui est de la reproduction des HPE observés et/ou la représentation des événements simulés. En choisissant de m'intéresser aux performances de ce type de méthodes, l'idée n'était pas tant de chercher à montrer qu'ALADIN-Climat surpasserait telle ou telle technique que de disposer de points de référence permettant de mesurer le bénéfice apportée par une résolution de 12.5 km dans une descente d'échelle dynamique.

CYPRIM

On appelle ici « CYPRIM » l'algorithme mis en place par Nuissier et al. (2011) détectant les HPE à partir de l'analyse des champs d'échelles synoptique et sous-synoptique, dont il a déjà été question en introduction (section 1.4).

Il repose sur une classification en clusters de la hauteur du géopotential 500 hPa (Z500) de ERA-40 opérée uniquement sur les jours correspondant à des événements de fortes pluies dans le Sud-Est de la France (SRE : Significant Rainfall Events) au cours de la période 1960-2000. Ces SRE sont définis à partir de données de stations d'observations selon le même critère que les HPE (voir paragraphe précédent) mais en prenant le quantile d'ordre 97% pour seuil relatif de dépassement – les SRE incluent donc les HPE. Ces jours de fortes précipitations sont ensuite classés selon la méthode de Michelangeli et al. (1995) en 4 clusters désignés par les acronymes suivants : CSW (strong Cyclonic South Westerly flow), WL (Westerly Low – cut off –), CNW (Cyclonic North Westerly Flow) et CS (Cyclonic Southerly flow).

La figure 4.1 représente les champs d'altitude (Z500 et de tourbillon potentiel à 2 PVU) pour les 4 clusters, ainsi que les fréquences d'occurrence de SRE et d'HPE qui leur sont associées. En basses couches, ces situations synoptiques correspondent à un flux de Sud Sud-Est dans le golfe du Lyon, alimentant la zone de précipitations intenses en humidité provenant de la mer Méditerranée .

Nuissier et al. (2011) se sont intéressés au pouvoir discriminant de chacun de ces clusters dans la détection des HPE, c'est-à-dire à la possibilité de prédire l'occurrence d'un HPE à partir de la distance de corrélation de la Z500 du jour considéré au centroïde du cluster auquel le jour appartient. CWS, WL et CS se sont avérés discriminants – au sens où les

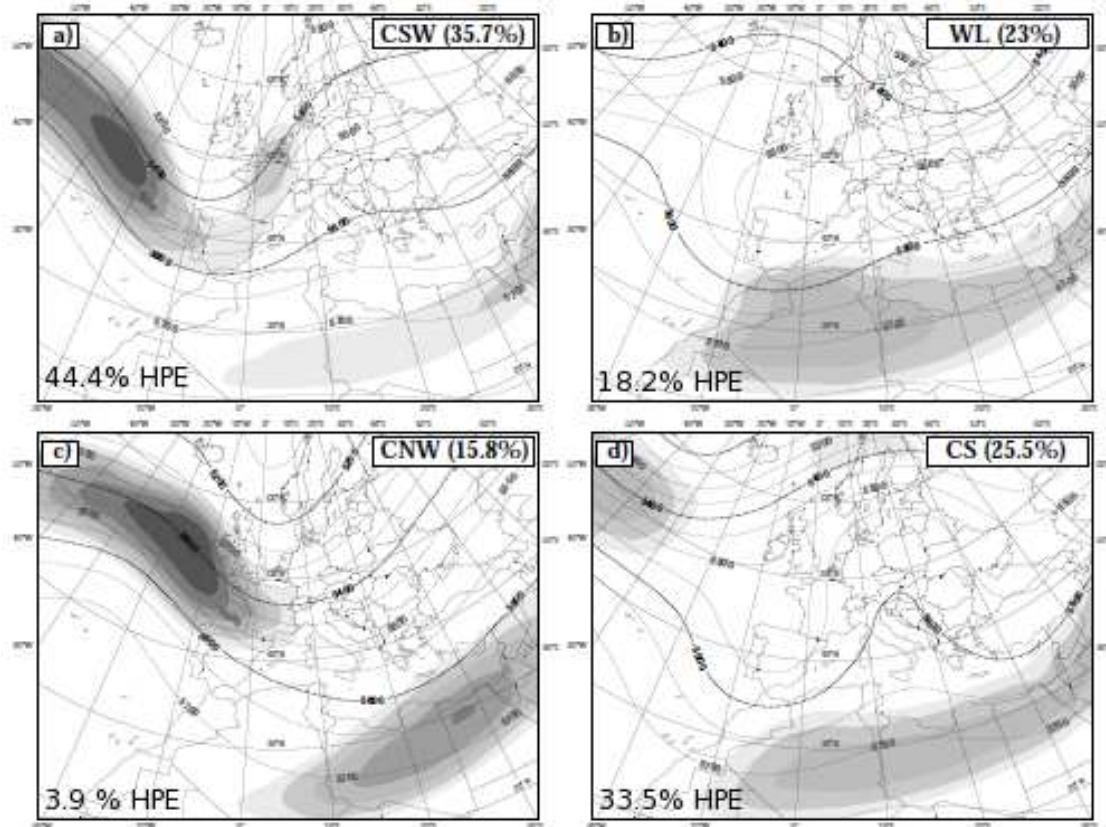


FIG. 4.1 – Z500 et tourbillon potentiel à 2PVU des centroïdes des 4 clusters. (a) : CSW , (b) : WL ; (c) : CNW ; (d) : CS. Les pourcentages en haut à droite des figures indiquent la proportion de SRE dans chaque clusters. Les pourcentages en bas à gauche indiquent la répartition des HPE au sein des clusters (figure transmise par B. Joly, 2011).

HPE appartenant à ces clusters présentent une distance au centroïde plus courte que celle des autres SRE – mais pas CNW, ce qui n'est guère surprenant dans la mesure où ce cluster ne regroupe que 4% des HPE observés.

En partant du constat que dans chaque cluster, les HPE étaient associés à une structure des basses couches induisant un transport d'humidité de la Méditerranée vers le Sud-Est de la France plus intense que pour les autres SRE, Nuissier et al. (2011) ont étudié le lien qu'il pouvait exister entre certains champs de basses couches et l'occurrence d'HPE. Il s'est avéré alors que la direction du vent et le flux d'humidité à 925 hPa – sur un domaine restreint, proche de la zone Sud-Est définie au chapitre 3 – présentaient un pouvoir de discrimination des HPE faisant d'eux de bons prédicteurs de l'occurrence de ces événements.

C'est sur la base de ce travail d'analyse qu'a été proposé l'algorithme de détection des HPE appelé ici « CYPRIM », d'après le nom du projet dans le cadre duquel la méthode a été mise en place. Ses étapes sont les suivantes :

Une première sélection de jours est réalisée sur la base de deux critères portant respectivement sur la direction du vent et le flux d'humidité à 925 hPa sur le domaine restreint. La Z500 des jours ainsi retenus est ensuite projetée sur les centroïdes des clusters CWS, WL et CS (CNW est exclu car il n'est pas discriminant pour les HPE) et le critère de

sélection final porte sur la distance au centroïde le plus proche des trois.

L'algorithme CYPRIM fait ainsi intervenir trois seuils. En appliquant l'algorithme aux champs de ERA-40 et en favorisant plutôt une minimisation du taux de fausse alerte, Nuissier et al. (2011) ont fixé ces seuils aux valeurs suivantes, considérées comme optimales : direction de vent comprise entre 110° et 160° , flux d'humidité supérieur à $1.2 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ et distance de corrélation inférieure à 0.4.

Sur la période 1960-2000, la méthode CYPRIM appliquée à ERA-40 permet ainsi de détecter 16% des HPE, pour un taux de fausse alerte de 30%.

Le travail de Nuissier et al. (2011) est destiné avant tout à caractériser les situations synoptiques et sous-synoptiques propices à l'occurrence d'HPE. L'algorithme de détection en est une application pratique. Les scores de détection d'HPE auquel il conduit constituent néanmoins une référence précieuse de la proportion d'événements qu'une analyse des champs synoptiques permet de discriminer. Dans l'appréciation des performances respectives de FRA12 et FRA50, je m'attacherai donc à déterminer si une discrimination des HPE dans ALADIN-Climat qui serait fondée sur l'analyse des pluies simulées permet de reproduire davantage de cas que la méthode CYPRIM appliquée à ERA-40 n'en détecte, sans pour autant conduire à un taux de fausse alerte trop élevé. La classification en clusters de Nuissier et al. (2011) pourra permettre en outre d'apporter des informations supplémentaires sur le type d'événements que chacune des deux simulations ALADIN-Climat parvient à représenter.

DSCLIM

L'algorithme CYPRIM ne produisant pas de descente d'échelle du champ de pluie des HPE mais seulement une information binaire sur leur occurrence, il est apparu opportun de se tourner vers une autre méthode de descente d'échelle statistique susceptible d'offrir un point de référence dans la comparaison de FRA12 et FRA50 en termes de représentation des précipitations intenses survenant lors des HPE. La méthode DSCLIM m'a paru constituer un bon candidat dans la mesure où elle produit des descentes d'échelle régionales sur la France et que ses performances sont conformes à l'état de l'art dans ce domaine.

DSCLIM est une méthode de descente d'échelle statistique fonctionnant sur le principe des jours analogues. Elle fournit des champs à haute résolution sur la grille SAFRAN. Elle est décrite et validée dans Boé et al. (2006), Boé (2007), Boé and Terray (2008-a) et Boé and Terray (2008-b), une documentation scientifique et technique est également disponible en ligne à l'adresse http://www.cerfacs.fr/~page/dsclim/dsclim_doc-latest.pdf.

Comme toutes les méthodes statistiques de descente d'échelle, elle repose sur l'idée d'un lien unissant la structure de fine échelle d'une variable donnée à la circulation de grande-échelle de l'atmosphère. Classiquement, cette dépendance est calculée au cours d'une période dite « d'apprentissage » où l'on considère la grande-échelle issue d'une ré-analyse globale et un jeu d'observations à plus haute résolution. La relation statistique ainsi établie peut ensuite être appliquée à la grande-échelle d'un modèle de climat pour en déduire une reconstruction de la variable considérée à la résolution du jeu de données utilisé. Dans les méthodes d'analogues, le champ reconstruit ne constitue pas le produit final. Il est utilisé pour extraire du jeu de données observées un jour de la période d'apprentissage pour lequel le champ observé sera analogue au champ reconstruit, et c'est alors la série des observations correspondantes aux jours analogues qui est fournie en sortie.

DSCLIM utilise la ré-analyse du NCEP/NCAR et le jeu de données SAFRAN. La figure 4.2

présente le schéma de principe de l'algorithme, dont nous allons détailler les principales étapes.

La phase d'apprentissage correspond à la période 1981-2000. La grande-échelle du NCEP/NCAR y est décrite suivant une classification en types de temps réalisée pour chaque saison selon la méthode de Michelangeli et al. (1995), en prenant pour prédicteur la pression de surface – à laquelle est ajoutée la température à 2 mètres pour l'été – et pour prédictant la précipitation quotidienne sur la France. Pour chaque jour de la période d'apprentissage, le programme calcule la distance au type de temps le plus proche. Ces distances sont ensuite reliées au champ SAFRAN de précipitations quotidiennes par une méthode de régression, d'où est déduite a posteriori une série de précipitations reconstruites pour la période d'apprentissage.

Pour chaque jour de la simulation climatique à laquelle DSCLIM est ensuite appliqué, la pression de surface du modèle est projetée sur les composantes de la classification en types de temps afin de calculer la distance au centroïde le plus proche. La précipitation du jour considéré est alors reconstruite à l'aide des coefficients de régression calculés auparavant. Enfin, le jour analogue est déterminé en fonction du type de temps et par comparaison du champ de précipitation reconstruit à la série reconstruite de précipitations de la période d'apprentissage. DSCLIM fournit en sortie les séries de champs SAFRAN des jours analogues, produit que l'on désigne également sous le terme de « désagrégation statistique ».

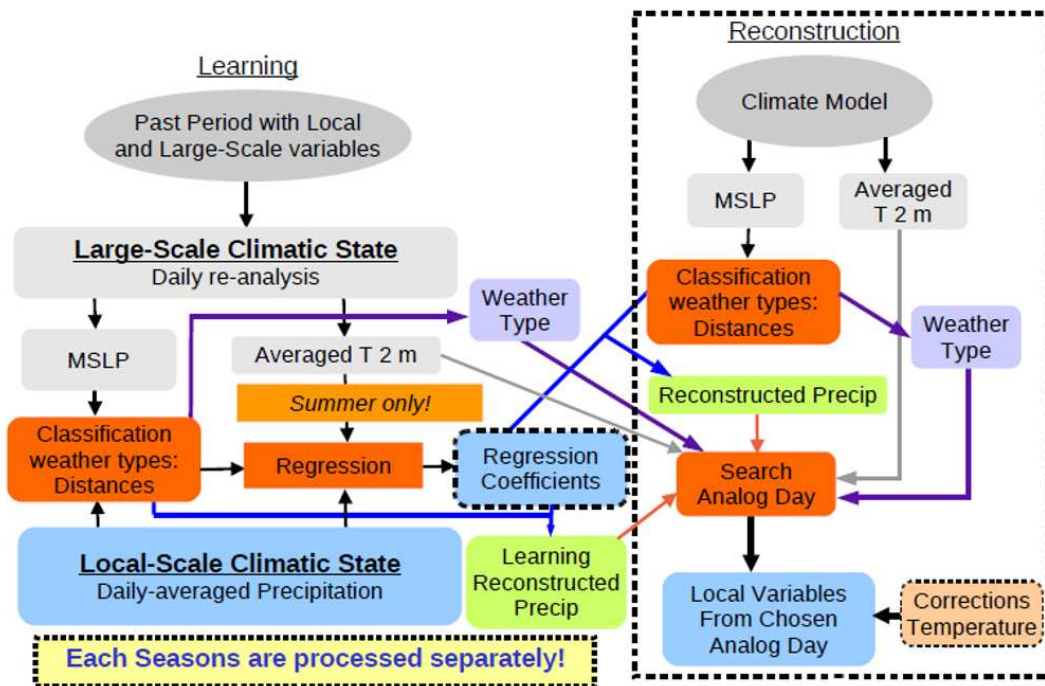


FIG. 4.2 – Schéma de principe de l'algorithme DSCLIM (figure transmise par Christian Pagé, 2011).

Pour la comparaison à FRA12 et FRA50, j'ai utilisé une simulation DSCLIM appliquée à ERA-40 sur la période 1960-1980, réalisée par E. Sanchez au CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique). Les années comprises entre 1981 et 2001 ont été exclues car elles correspondent à la période d'apprentissage de DSCLIM. La recherche des jours analogues aurait donc normalement conduit à reproduire

l'analyse SAFRAN sur 1981-2000. De récents développements de l'algorithme auraient permis d'inclure cette période en appliquant une recherche d'analogie qui exclut l'année comprenant le jour considéré, mais j'ai estimé que cette option désavantagerait DSCLIM pour la comparaison à ALADIN-Climat envisagée (voir section 4.5.2).

4.2 Reproduction chronologique de l'occurrence des HPE observés : comparaison à la méthode CY-PRIM

Cette section traite des performances respectives de FRA12 et FRA50 en terme de reproduction des HPE qui ont été réellement observés au cours de la période 1960-2000, en prenant pour référence des HPE observés la liste . Précisons que par *reproduction*, on entend ici la possibilité de discriminer dans les séries quotidiennes de précipitations simulées les jours correspondant à des HPE dans les observations. Comme précisé en introduction, cette analyse requiert de poser un critère de définition des événements de précipitations intenses dans le modèle. Dans cette section, on définit un premier critère se basant sur les valeurs des quantiles extrêmes de précipitation simulées. Une autre façon de voir les choses sera envisagée plus loin, à la section 4.4, où les résultats obtenus pour FRA12 et FRA50 seront comparés à ceux issus de la méthode CYPRIM .

4.2.1 Premier critère de définition des HPE simulés

Pour définir un critère permettant de sélectionner dans une simulation climatique les jours de pluies intenses dans le Sud-Est de la France s'apparentant à des HPE, l'idée la plus naturelle consisterait à fixer un seuil de dépassement de cumul de pluie quotidien. Mais dans la mesure où le modèle sous-estime les valeurs de précipitations intenses, une valeur de seuil définie à partir des observations ne saurait convenir et il faudrait l'ajuster par rapport aux extrêmes simulés, lesquels diffèrent entre FRA12 et FRA50 comme nous l'avons vu au chapitre précédent. Or une comparaison honnête du pouvoir de reproduction des HPE dans chaque simulation implique de définir un critère commun, qui soit en outre le plus objectif possible. C'est pourquoi j'ai choisi un critère de définition basé sur un seuil en ordre de quantile de précipitation d'ordre élevé : un jour est considéré comme extrême lorsque la précipitation dépasse un certain ordre de quantile en un ou plusieurs points de grille du modèle.

En l'absence de toute autre condition, un tel critère permet de définir des occurrences rares de précipitations, mais celles-ci ne correspondent pas nécessairement à des pluies intenses. Or nous nous intéressons ici aux épisodes de fortes précipitations, à la fois rares et intenses. Afin de pouvoir discriminer ces événements des extrêmes définis localement, il faut donc adjoindre une condition sur les quantités de précipitation (conformément à ce qui a été fait dans Nuissier et al. (2011)). Mais cette condition supplémentaire ne saurait porter sur le champ de précipitation simulé par ALADIN-Climat dont les valeurs absolues de cumuls dépendent de la résolution. D'où l'idée de l'appliquer sur les valeurs de précipitations quotidiennes de SAFRAN, dans le but de sélectionner un ensemble de points de grille sur lesquels faire ensuite porter le critère relatif de dépassement de quantile (la sélection des points FRA12 et FRA50_1350 et FRA50_600 étant obtenue par interpolation au plus proche voisin de la sélection de points SAFRAN).

Etant donné que les résultats obtenus en termes de reproduction des HPE observés seront évalués au regard du nombre d'HPE défini par le critère de Nuissier et al. (2011), il importe de chercher à obtenir un ensemble de points qui se rapproche le plus possible de ceux retenus dans Nuissier et al. (2011) pour la définition des HPE observés. La figure 4.3 présente la sélection de stations de Nuissier et al. (2011) ainsi que les sélections de points

SAFRAN, FRA12 et FRA50 obtenus avec le même critère (quantile pluvieux d'ordre 99% supérieur à 70 mm/jour et cumul maximum supérieur à 170 mm/jour). Elle montre que si les Cévennes, l'Aude, les Pyrénées orientales et les Alpes maritimes sont bien représentées pour ces valeurs de seuils, une partie de la région désignée sur la carte par « Languedoc-Roussillon » se trouve ignorée, de même que certaines parties de la Côte d'Azur. En jouant sur les valeurs de seuils, on peut essayer de combler ces lacunes, sans toutefois parvenir à une solution parfaite. La figure 4.4 présente une sélection de points plus complète, obtenue avec des seuils de dépassement de 55 mm/jour pour la valeur du quantile pluvieux d'ordre 99% et de 140 mm/jour pour le cumul maximal.

Sur chacune de ces sélections de points, on considère alors qu'un jour de la saison SOND

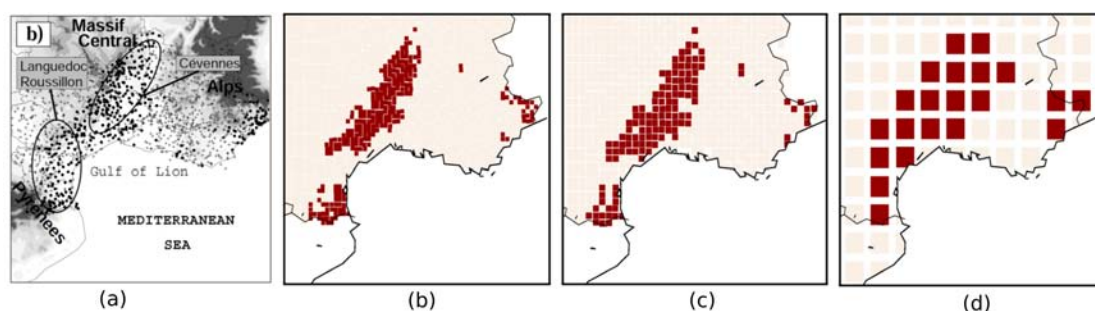


FIG. 4.3 – Sélection des points du Sud-Est de la France retenus pour la définition des événements extrêmes : points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 170 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 90% excède 70 mm/jour. (a) : Référence extraite des données station (Nuissier et al., 2011); (b) : SAFRAN; (c) : FRA12; (d) : FRA50.

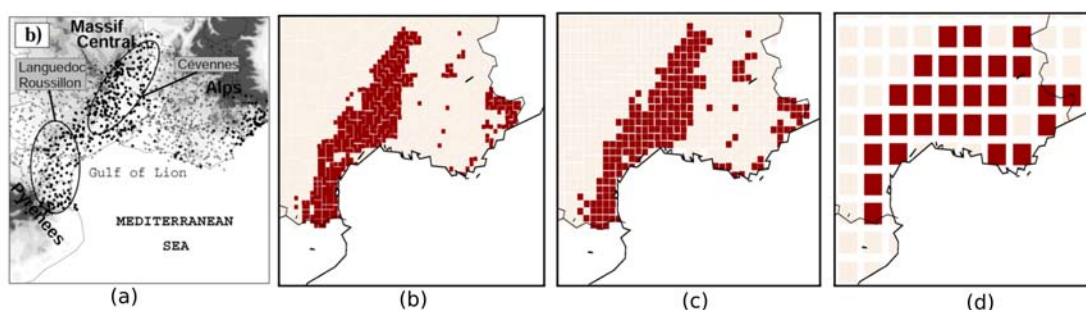


FIG. 4.4 – Sélection des points du Sud-Est de la France retenus pour la définition des événements extrêmes. (a) : Référence (identique à 4.3.a). (b), (c) et (d) : points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 140 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 90% excède 55 mm/jour. (b) : SAFRAN; (c) : FRA12; (d) : FRA50.

correspond à un HPE dans FRA12 et SAFRAN si le cumul de précipitation quotidienne dépasse la valeur du quantile d'ordre q en au moins deux points (afin d'exclure le cas d'événements trop ponctuels), pour q variant de 97.5% (environ 2 occurrences par an) à 99.9% (1 occurrence tous les 8 ans). Pour FRA50_600 et FRA50_1350 en revanche, du fait de la résolution plus grossière, on considère que la présence d'un seul point où la précipitation excède le quantile q suffit à définir un événement intense.

Le fait de retenir dans ce critère un seul point pour les simulations à 50 km de résolution et deux points pour SAFRAN et FRA12 peut sembler quelque peu arbitraire, outre que l'on envisage pas ici de condition sur la distance devant séparer les deux points satisfaisants aux autres conditions, comme c'est le cas dans la définition des HPE observés de Nuissier et al.

(2011) permettant d'aboutir à la liste de cas observés prise pour référence dans ce travail. Nous reviendrons sur ces questions lors de l'application d'un second critère de définition des HPE à la section 4.5.1.

4.2.2 Scores de « détection » obtenus

L'application de ce premier critère de définition des HPE aux séries de précipitations modélisées par ALADIN-Climat permet d'aboutir pour chaque simulation à une série de jours correspondants aux HPE simulés par le modèle. Afin d'évaluer la capacité de bonne ou mauvaise reproduction des HPE observés par la méthode de détection CYPRIM et dans chaque simulation ALADIN-Climat, on peut classer les jours de la période simulée dans quatre catégories :

- jours n'appartenant ni à la série des HPE simulés (ou détectés par CYPRIM) ni à celle des HPE observés,
- jours appartenant à la fois à la série des HPE simulés (ou détectés par CYPRIM) et à celle des HPE observés – on parlera alors d'un HPE reproduit par le modèle (ou détecté par CYPRIM) –,
- jours n'appartenant qu'à la série des HPE observés – on parlera alors d'un HPE non-reproduit par le modèle, ou non-détecté par CYPRIM –,
- jours n'appartenant qu'à la série des HPE simulés (ou détectés par CYPRIM) – on parlera alors d'une fausse alerte –.

On rappelle que la référence prise ici pour définir la série des HPE observés est celle issue de Nuissier et al. (2011), décrite en 4.1.1 et dont les dates sont détaillées à l'annexe D.

La capacité de la méthode de détection CYPRIM et de chaque simulation ALADIN-Climat à reproduire correctement les HPE observés peut alors être explorée au travers de deux scores dits de « détection » que sont le taux de reproduction des HPE et le taux de fausse alerte. Le premier correspond au ratio (en pourcentage) entre le nombre d'HPE observés et le nombre d'HPE reproduits par le modèle (ou détecté par CYPRIM) – on ne prend ainsi pas en considération le cas le plus fréquent correspondant à une absence d'HPE dans le modèle (ou dans CYPRIM) et dans les observations, ces jours étant de loin les plus nombreux, leur intégration dans le calcul du score ferait disparaître le signal relatif à la reproduction (ou détection) des HPE observés. Le second score est quant à lui égal au ratio (en pourcentage) entre le nombre de fausse alerte et le nombre d'HPE simulés par le modèle (ou définis par CYPRIM).

La figure 4.5 présente les taux de reproduction et de fausse alerte ainsi obtenus en fonction de l'ordre de quantile de dépassement et la figure 4.6 indique le nombre d'événements correspondants (seules les valeurs correspondants aux quantiles d'ordre 99% à 99.9% sont représentées).

En premier lieu, remarquons que ces figures indiquent que les deux simulations ALADIN-Climat à 50 km de résolution ont des performances sensiblement égales en termes de reproduction des HPE. Si la diminution du pas de temps permet d'augmenter légèrement les valeurs extrêmes de précipitation comme nous l'avons vu à la fin du précédent chapitre, elle n'influe donc pas pour autant sur la capacité du modèle à représenter ou non les HPE observés, dès lors que l'on considère les cumuls relativement au spectre de pluie simulé et non en valeur absolue.

En revanche, l'augmentation de la résolution horizontale permet bien d'améliorer ce pouvoir de reproduction des HPE observés. En effet, quel que soit l'ordre du quantile de dépassement et le choix de la sélection de points, FRA12 présente un taux de reproduction

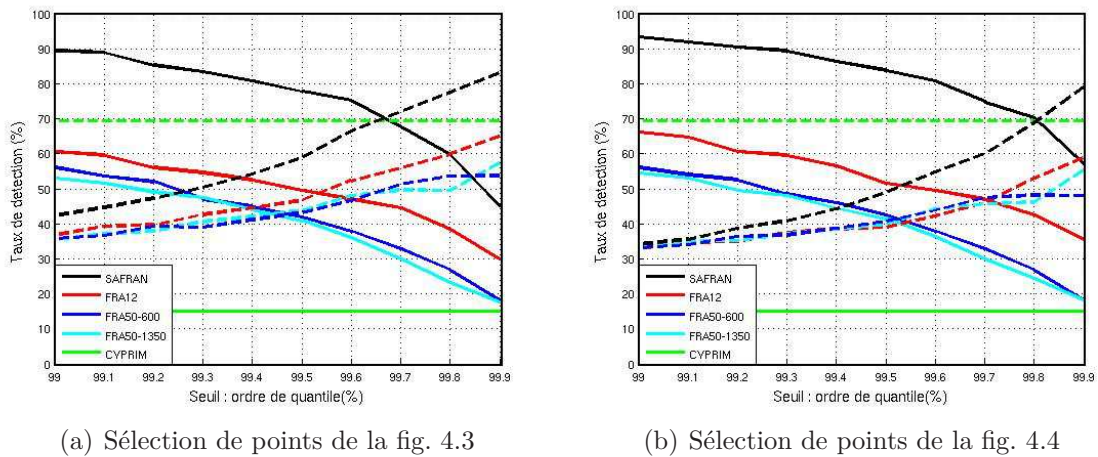


FIG. 4.5 – Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3 (points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 170 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 99% excède 70 mm/jour). (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4 (points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 140 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 99% excède 55 mm/jour). En traits pleins : taux de reproduction; en traits tiretés : pourcentage d'HPE parmi les événements sélectionnés par CYPRIM ou simulés par ALADIN-Climat (100 - taux de fausse alerte). En noir : SAFRAN; en rouge : FRA12; en bleu foncé : FRA50_600; en bleu clair : FRA50_1350; en vert : méthode CYPRIM.

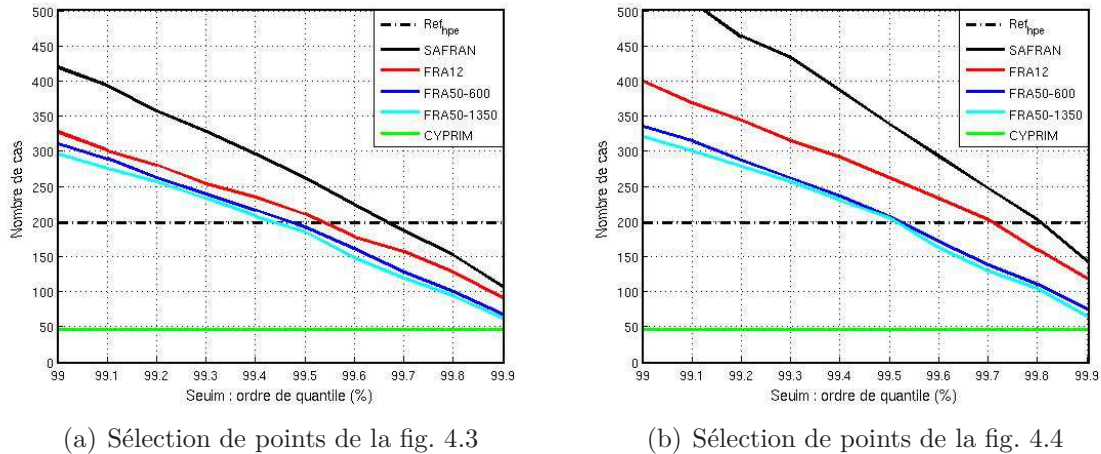


FIG. 4.6 – Nombre d'HPE définis sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition. En trait noir pointillé : Référence; en trait noir plein : SAFRAN; en rouge : FRA12; en bleu foncé : FRA5_600; en bleu clair : FRA50_1350; en vert : méthode CYPRIM. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3; (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4.

nettement supérieur à celui de FRA50, pour une proportion de fausses alertes égale ou inférieure.

La grande majorité des HPE reproduits par FRA50 le sont également par FRA12 (voir figure 4.7). Mais la réciproque n'est pas vraie pour les fausses alertes produites par chaque modèle : environ 50% seulement des cas de fausses alertes de FRA50 et FRA12 sont com-

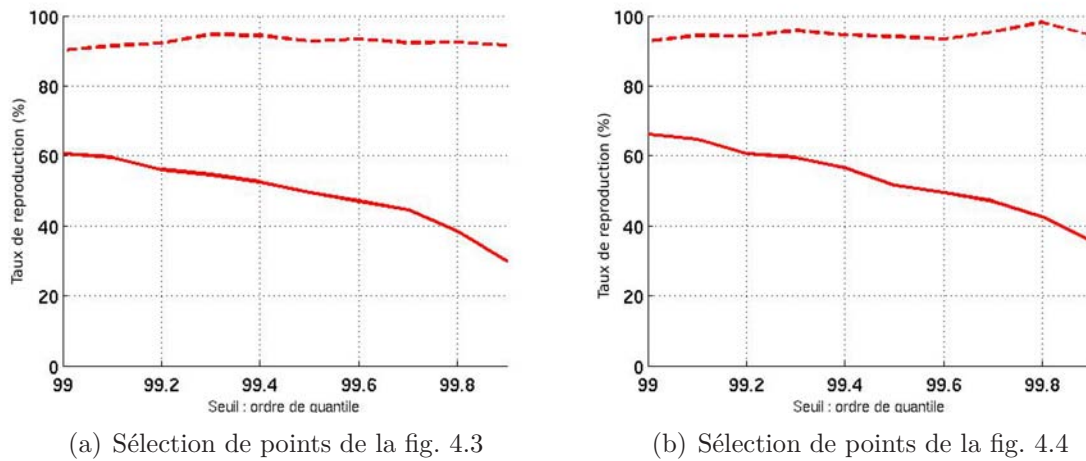


FIG. 4.7 – *Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition pour la simulation FRA12. En traits pleins : pourcentage des HPE reproduits par FRA12; en traits tiretés : pourcentage d'HPE reproduits par FRA12 parmi ceux reproduits par FRA50. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3. (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4.*

muns aux deux simulations.

Comparativement aux résultats issus de la méthode CYPRIM, l'application du critère retenu ici conduit à un plus grand nombre d'HPE simulés dans les FRA12 et FRA50. En résultent de meilleurs taux de reproduction, mais aussi une proportion de fausses alertes globalement plus importante. Ce second score n'atteint des valeurs égales ou proches de celles de la méthode CYPRIM que dans FRA12 pour les ordres de quantiles les plus élevés et pour la sélection de points de la figure 4.3, où FRA12 reproduit alors 30% des HPE (contre 15% dans CYPRIM, FRA50_600 et FRA50_1350).

L'application de l'algorithme CYPRIM aux champs d'ERA-40 se révèle donc plus performante à détecter les HPE observés qu'ALADIN-Climat à 50 km ne permet de les reproduire. Mais FRA12 conduit à de meilleurs scores que CYPRIM, puisque pour un taux de fausse alerte équivalent, FRA12 reproduit davantage d'événements que CYPRIM n'en détecte. La comparaison des simulations FRA12 et FRA50 à la méthode CYPRIM pose en outre la question suivante : ALADIN-Climat, à 12.5 ou à 50 km de résolution, parvient-il mieux à représenter les HPE qui sont également vus par CYPRIM ?

La figure 4.8 compare les taux de reproduction de FRA12 et FRA50 obtenus en considérant l'ensemble des HPE observés (traits pleins) et l'ensemble des HPE détectés par CYPRIM (traits pointillés). Elle montre que si ALADIN-Climat ne reproduit pas tous les HPE détectés par la méthode CYPRIM, FRA12 et FRA50 reproduisent mieux ces derniers que les autres. Ceci est particulièrement vrai pour la simulation FRA12 dans laquelle 55% à 85% des événements détectés par la méthode CYPRIM peuvent être reproduits – selon la valeur du seuil du critère de définition des HPE simulés.

Ce résultat indique qu'ALADIN-Climat à haute résolution est capable de produire de fortes précipitations dans la quasi-totalité des situations où les prédicteurs de grande échelle indiquent l'occurrence d'un HPE, et des pluies intenses dans la majorités de ces cas.

Une façon plus condensée de mesurer le pouvoir de bonne reproduction des HPE d'ALADIN-Climat et de la méthode CYPRIM consiste à calculer un diagnostic unique prenant en compte à la fois le taux de reproduction et le taux fausse alerte : le score de

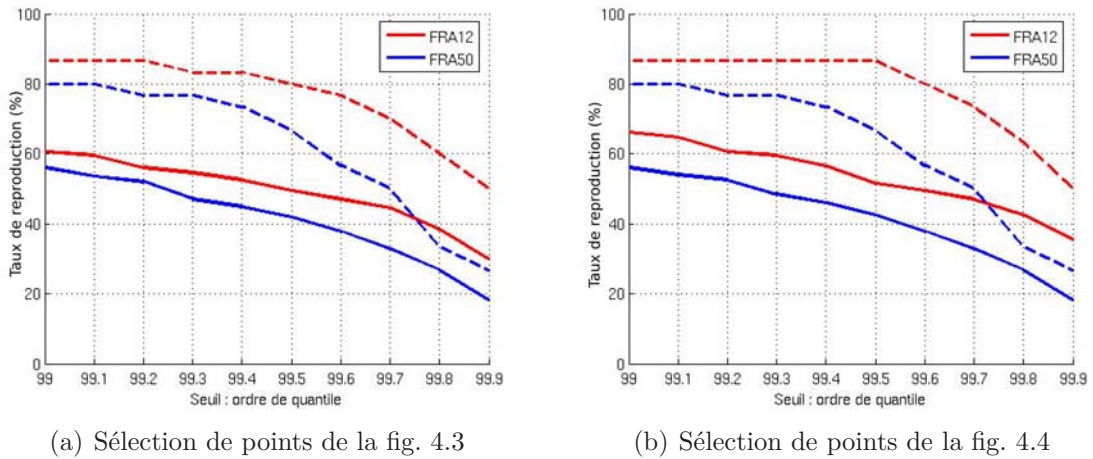


FIG. 4.8 – Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition des HPE simulés. En traits pleins : pourcentage des HPE reproduits ; en traits tiretés : pourcentage d'HPE reproduits parmi ceux détectés par la méthode CYPRIM. En rouge : FRA12 ; en bleu : FRA50. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3. (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4.

Brier (Brier, 1950) (BS). Dans sa formulation générale, il est défini comme suit :

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - o_i)^2 \quad (4.1)$$

où f est l'occurrence prédite par le modèle, o l'occurrence observée et N le nombre d'instances considérées. BS varie donc entre 0 et 1 ; 0 correspondant à une prévision parfaite. Dans notre cas, les instances sont les jours de la saison d'automne SOND de la période 1960-2000, o est égal à 1 ou 0 selon que le jour considéré est ou non un HPE dans les observations, et f prend également la valeur 1 ou 0 selon que le jour considéré a été détecté par la méthode CYPRIM ou reproduit dans les simulations ALADIN-Climat. On a donc :

$$BS = \frac{1}{N} (N_{FA} + N_{HPE} - N_D) \quad (4.2)$$

où N_{HPE} est le nombre d'HPE observés sur la période (ici : 198), N_D le nombre d'HPE détectés/reproduits et N_{FA} le nombre de fausses alertes.

La figure 4.9 montre les valeurs de BS correspondantes aux scores de « détection » représentés en 4.5. On y a également reporté les valeurs BS_{Ref1} et BS_{Ref2} , correspondant respectivement aux deux prévisions suivantes :

- Occurrence nulle d'HPE.
- Sélection aléatoire du nombre observé d'HPE : N_{HPE} .

BS_{Ref1} est égal à :

$$BS_{Ref1} = \frac{N_{HPE}}{N} \quad (4.3)$$

Compte tenu de la rareté des événements considérés, cette première prévision donne un score déjà proche de la valeur nulle, à peine moins bon que le score de Brier de la méthode de détection CYPRIM (voir fig 4.9). D'où l'idée d'une seconde valeur de référence permettant de déterminer à partir de quel seuil ALADIN-Climat, ou CYPRIM, apporte une information plus pertinente que le tirage aléatoire d'un nombre de jours correspondant

à la fréquence d'occurrence observée des HPE.

Cette seconde prévision équivaut à un tirage aléatoire exhaustif de N_{HPE} jours parmi les N jours de la période. La probabilité d'obtenir k jours correspondants à un HPE observé suit une loi de probabilité hypergéométrique dont l'espérance mathématique, E , est donnée par la formule $E = np$, où n est le nombre de jours tirés aléatoirement et p la proportion de l'échantillon présayant le caractère recherché (le fait d'être un HPE).

Ici $p = \frac{N_{HPE}}{N}$ et $n = N_{HPE}$ d'où

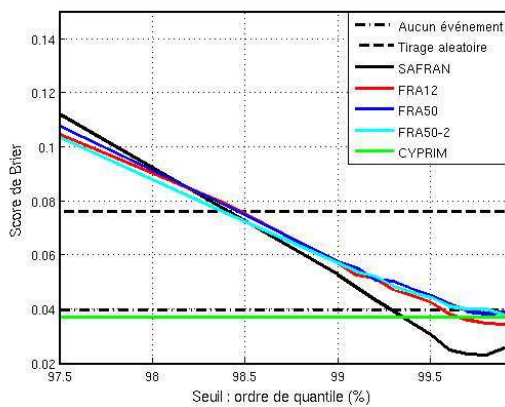
$$E = \frac{N_{HPE}^2}{N} \quad (4.4)$$

Cette espérance représente le nombre N_D d'HPE détectés lors de la sélection aléatoire de N_{HPE} jours, et le nombre de fausses alertes correspondant, N_{FA} , vaut donc $N_{HPE} - N_D$. D'où il vient, d'après (4.2) et (4.4) :

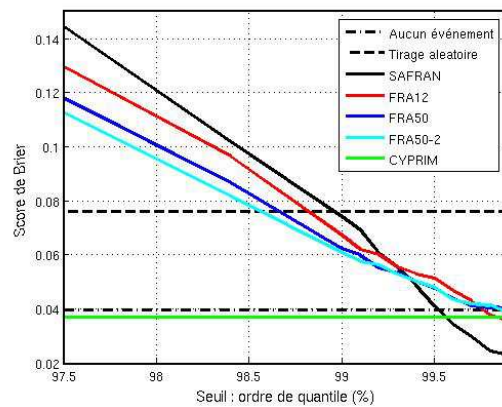
$$\begin{aligned} BS_{Ref2} &= \frac{2}{N}(N_{HPE} - N_D) \\ &= \frac{2N_{HPE}}{N}\left(1 - \frac{N_{HPE}}{N}\right) \end{aligned} \quad (4.5)$$

L'analyse montre que pour les ordres de quantile de dépassement respectivement inférieurs à 98.5% et 99% selon la sélection de points considérée, le score de Brier de SAFRAN est plus mauvais que BS_{Ref2} (cf figure 4.9). Les taux de reproduction correspondants étant assez élevés, ce résultat signifie que pour ces ordres de quantile de dépassement, le critère de définition des HPE n'est pas assez discriminant pour permettre une reproduction des HPE par le modèle qui serait plus pertinente que celle résultant d'un tirage aléatoire du nombre d'HPE réellement observé.

BS_{Ref1} , quant à lui, n'est surpassé par SAFRAN qu'à partir du quantile de dépassement d'ordre 99%.



(a) Sélection de points de la fig. 4.3



(b) Sélection de points de la fig. 4.4

FIG. 4.9 – Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 : Score de Brier en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition. En trait pointillé noir : Score de référence obtenu si aucun événement n'est sélectionné sur la période ; en trait tireté noir : Score de référence obtenu en effectuant un tirage aléatoire de N événements sur la période, avec N égal au nombre observé d'HPE ; en trait plein noir : SAFRAN ; en rouge : FRA12 ; en bleu foncé : FRA50 un pas de temps de 10 minutes ; en bleu clair : FRA50 avec un pas de temps 22 minutes ; en vert : méthode CYPRIM.

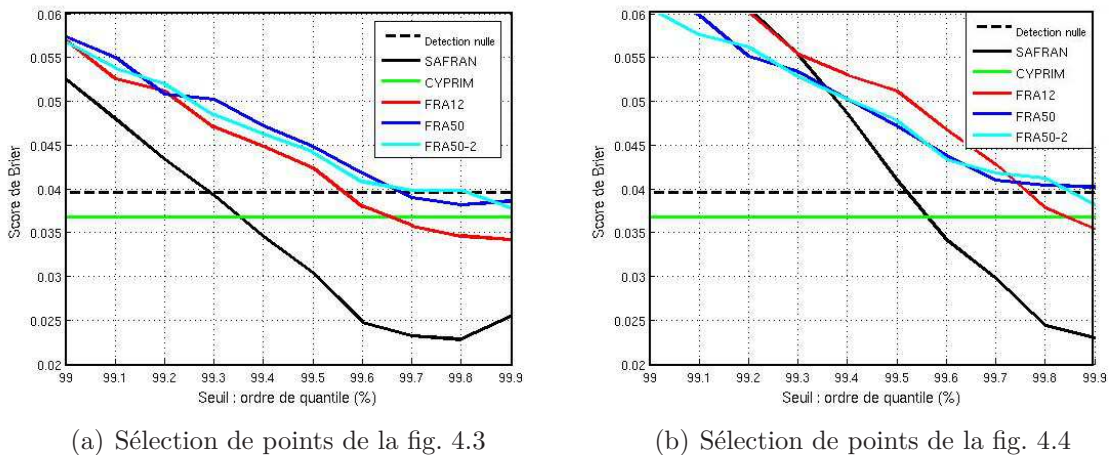


FIG. 4.10 – Détail de la figure 4.9

La figure 4.10 (zoom de la figure précédente à partir du quantile d'ordre 99%) montre ce qu'il en est des scores de FRA12, FRA50_600, FRA_1350, SAFRAN et CYPRIM à partir de cet ordre.

Il apparaît que le score de Brier de FRA50 se stabilise à partir de l'ordre 99.7% du quantile de dépassement. Il est alors meilleur BS_{Ref1} pour la première sélection de point, et moins bon pour la seconde. Et dans les deux cas, il reste plus mauvais que celui de la méthode CYPRIM dont il se rapproche toutefois pour la première sélection de points. FRA12, à l'inverse, voit son score surpasser BS_{Ref1} et le score de CYPRIM à partir d'un quantile de dépassement d'ordre 99.7% pour la première sélection de points, et 99.9% pour la seconde.

Cette analyse confirme les conclusions tirées de l'examen des taux de reproduction et de fausse alerte, à savoir que FRA50 présente des performances proches de celles de la méthode CYPRIM, que FRA12 améliore en reproduisant davantage d'HPE.

Elle indique surtout quels choix de seuils (sélection de points et ordre du quantile de dépassement) conduisent aux meilleurs scores de « détection » d'HPE dans les simulations ALADIN-Climat ainsi que dans SAFRAN, ce qui permet de fixer un critère pour lequel la valeur ajoutée de FRA12 pourra être explorée plus en détails.

Au vu des résultats, nous retiendrons la première sélection de points et l'ordre 99.8% pour le quantile de dépassement. Les résultats de la sélection d'événements issue de l'application de ce critère sont les suivants :

- FRA12 reproduit 76 HPE et produit 51 fausses alertes ; soit un taux de reproduction de 38% et un taux de fausse alerte de 40% ,
- FRA50 reproduit 53 HPE (dont 49 sont également reproduits par FRA12) et produit 46 fausses alertes ; soit un taux de reproduction de 27% et un taux de fausse alerte de 47% ,
- CYPRIM détecte 32 HPE (dont 20 sont reproduits par FRA12) et produit 14 fausses alertes ; soit un taux de reproduction de 16% et un taux de fausse alerte de 30%.

Dans le paragraphe qui suit, nous allons nous attacher à caractériser les événements ainsi reproduits par ALADIN-Climat (ou détectés par CYPRIM) – et par suite, ceux qui échappent à la sélection – ainsi que les cas de fausses alertes obtenus.

FRA50_600 et FRA_1350 présentant des performances similaires, seule la simulation FRA50_600 sera à présent étudiée, et elle sera simplement notée FRA50.

4.2.3 Caractérisation des HPE reproduits, manqués, et des fausses alertes

Les épisodes de pluie intenses considérées ici – HPE reproduits et fausses alertes – peuvent être décrits de deux manières différentes : soit à partir des caractéristiques du champ de précipitation observés dans SAFRAN (localisation géographique des pluies, intensités maximales observées et extension spatiale des fortes précipitations); soit en fonction des situations synoptiques correspondantes, que l'on peut qualifier selon leur appartenance aux différents clusters définis par la classification statistique réalisée par Nuissier et al. (2011). Les ensembles d'HPE simulés par ALADIN-Climat (ou de jours sélectionnés par la méthode CYPRIM), qu'ils correspondent au non à des HPE, seront décrits selon ces deux perspectives. La comparaison des résultats obtenus dans FRA12 et FRA50 par rapport à ceux de la méthode CYPRIM sera étudiée principalement en termes de répartition dans les clusters, puisque c'est sur cette base que fonctionne l'algorithme de détection.

Caractéristiques du champ de pluie des HPE reproduits par ALADIN-Climat ou détectés par CYPRIM

Un premier aperçu des caractéristiques relatives au champ de pluie des HPE reproduits/détectés peut être donné en considérant les composites SAFRAN de pluie quotidienne lors des événements détectés par CYPRIM et ceux reproduits respectivement par FRA12 et FRA50 et en les comparant au composite SAFRAN de la liste de référence des HPE.

La figure 4.11 montre que FRA12, FRA50 et CYPRIM ont tendance à reproduire/détecter les HPE les plus intenses et plus étendus, et donc à manquer les épisodes où les cumuls de précipitations sont plus modérés et/ou plus localisés. FRA12 parviendrait en outre à reproduire des événements légèrement moins intenses que ceux vus par FRA50, qui seraient eux-même moins forts que ceux détectés par CYPRIM, mais les différences observées demeurent assez faibles.

Ces composites étant le résultat de moyennes opérées sur la totalité des HPE reproduits/détectés, ils ne suffisent pas à fournir à une description fine du champ de pluie des événements considérés en fonction de leur localisation. En effet, ces cartes font surtout ressortir les précipitations sur les Cévennes – qui se trouve être la zone géographique où se produisent la plupart des HPE observés –, de sorte qu'il est difficile de déterminer ce qu'il en est des HPE reproduits/détectés dans d'autres régions. Il apparaît donc nécessaire de classer les événements selon le lieu d'occurrence des fortes précipitations.

Les travaux menés dans le cadre du projet CYPRIM ont amené à distinguer trois régions d'occurrence des HPE : les Cévennes, le Languedoc-Roussillon et la région P.A.C.A. (Provence, Alpes, Côte d'Azur), dont les limites figurent sur la carte 4.11.a.

Les HPE observés et reproduits par chaque simulation ou détectés par CYPRIM sont classés en fonction de la localisation des fortes précipitations dans une ou plusieurs de ces

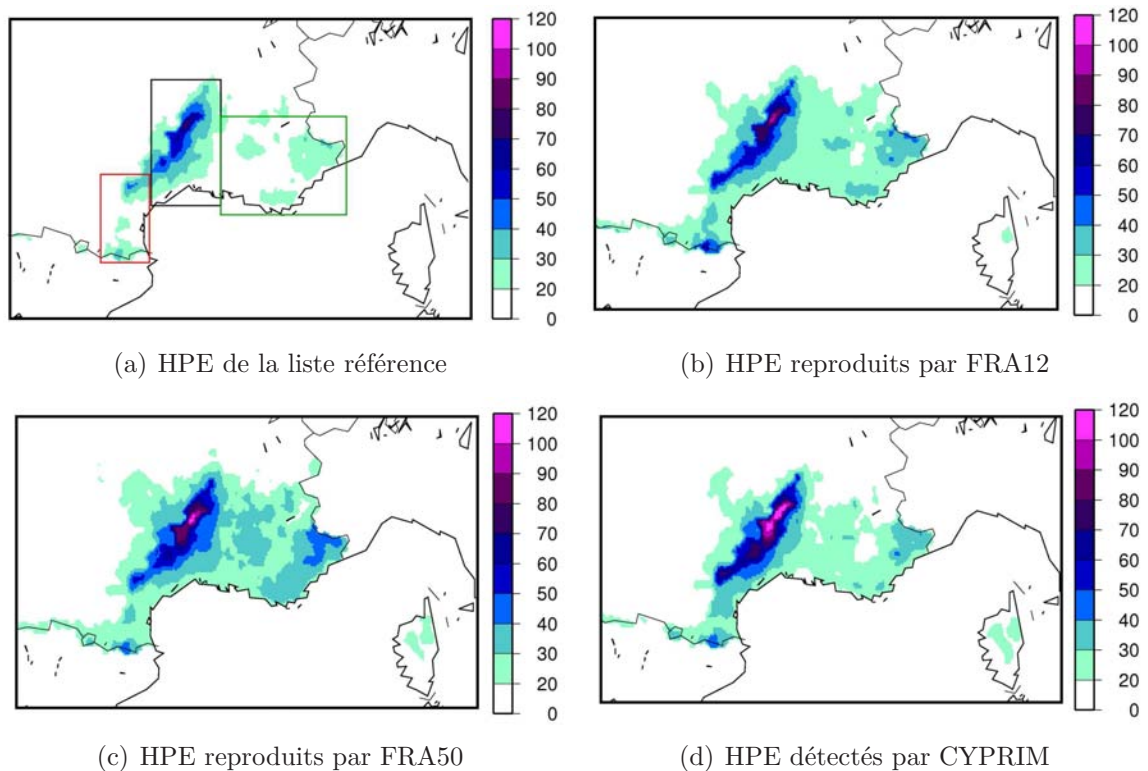


FIG. 4.11 – Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des HPE observés et de ceux respectivement détectés par CYPRIM et reproduits par ALADIN-Climat. (a) : HPE définis par la référence; (b) : HPE reproduits par FRA12; (c) : HPE reproduits par FRA50; (d) : HPE détectés par la méthode CYPRIM. Sur la carte (a) sont également représentées les boîtes définissant les sous-régions utilisées dans la suite du paragraphe : Cévennes en noir, Languedoc-Roussillon en rouge, et P.A.C.A. en vert.

trois régions, localisation que l'on détermine à partir des données stations et des pluies SAFRAN (certains HPE se produisent sur plusieurs de ces trois régions, ils sont alors comptabilisés plusieurs fois, la somme des événements régionaux dépasse donc le nombre total des événements).

Le tableau 4.1 détaille le nombre d'HPE observés dans chaque région, ainsi que les taux de reproduction correspondants. Il en ressort que sur la totalité des HPE référencés dans les observations, la majorité se produisent sur les Cévennes, les régions Languedoc-Roussillon et P.A.C.A. se répartissant à égalité les autres cas. On retrouve cette prédominance des cas cévenols dans les HPE reproduits par FRA12 et FRA50 et dans ceux détectés par CYPRIM, mais cela ne veut pas dire pour autant que ces événements là sont en proportion mieux vus que les autres.

Le calcul des pourcentage de reproduction par région montre que les simulations ALADIN-Climat présentent des taux assez similaires dans les trois zones. Le taux de reproduction de FRA12 est toutefois un peu meilleur dans la région Languedoc-Roussillon – où il atteint 47% – que dans les deux autres zones – où il avoisine les 40%. Pour FRA50, c'est dans la région P.A.C.A. que l'on trouve le meilleur pourcentage d'HPE reproduits (38%). La méthode CYPRIM montre une plus grande disparité régionale : seuls 7% des événements se produisant en région P.A.C.A. sont détectés, pour un taux de 20% dans les Cévennes et dans le Languedoc-Roussillon.

	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.	Total
HPE observés	126	51	52	198
FRA12	47 (37%)	24 (47%)	22 (42%)	76 (38%)
FRA50	34 (27%)	15 (30%)	20 (38%)	53 (27%)
CYPRIM	27 (21%)	10 (20%)	4 (7%)	32 (16%)

TAB. 4.1 – Répartition géographique des HPE reproduits par FRA12 et FRA50, et de ceux détectés par CYPRIM : nombre de cas par région et pourcentage de reproduction correspondants.

Il en découle que la valeur ajoutée de FRA12 sur FRA50 en termes de reproduction des HPE porte essentiellement sur les cas survenant dans les Cévennes et le Languedoc-Roussillon. Tandis que par rapport à la méthode CYPRIM, ALADIN-Climat reproduit davantage de cas dans la région P.A.C.A., puis dans une moindre mesure dans les deux autres sous-régions.

Reste maintenant à s'intéresser à l'intensité et l'étendue des HPE reproduits par ALADIN-Climat ou détectés par CYPRIM dans chaque région par chaque méthode.

La figure 4.12 regroupe les cartes de composites d'HPE reproduits/détectés sur les Cévennes, le Languedoc-Roussillon et la région P.A.C.A. Elle montre que les conclusions tirées à partir des cartes de composites totaux (figure 4.11) semblent se vérifier sur chacune de ses trois régions : FRA12, FRA50 et CYPRIM reproduisent/détectent les HPE les plus intenses et les plus étendus, et ce comportement serait plus marqué dans CYPRIM et FRA50 que dans FRA12.

Deux effets se conjuguent dans le champ de précipitation des composites : celui dû à l'extension spatiale de chaque événement, et celui résultant des intensités de précipitations enregistrées. Afin de distinguer la contribution de ces deux caractéristiques dans les différences observées sur les cartes de la figure 4.12, on calcule pour chaque HPE observé dans chacune des trois régions, le maximum spatial de la précipitation dans la zone considérée ainsi que la surface de la zone sur laquelle l'intensité de la pluie quotidienne excède 100 mm/ jour.

Les tableaux 4.2 et 4.3 présentent les valeurs moyennes de ces deux diagnostics pour les HPE reproduits par chaque modèle, et ceux détectés par CYPRIM, ce sur chaque région. Les résultats indiquent que si FRA12, FRA50 et CYPRIM reproduisent/détectent effectivement des événements plus intenses que la moyenne des HPE, les différences observées entre les trois simulations pour ce critère demeurent assez faibles sur ce diagnostic, hormis en région P.A.C.A. où les épisodes reproduits par FRA12 présentent une valeur moyenne du maximum spatial de 174 mm/jour, alors que celle-ci est de 212 mm/jour pour les HPE vus par CYPRIM.

Les disparités concernant l'extension spatiale des fortes pluies (supérieures à 100 mm/jour) sont plus marquées. Dans les HPE simulés par FRA12, cette zone d'extension est environ 50% plus large que la moyenne des cas, et ce quelle que soit la région d'occurrence des pluies. Pour FRA50, cette augmentation relative varie entre +60% et +92% selon la région, la différence maximale étant atteinte pour les HPE reproduits dans le Languedoc-Roussillon.

Les HPE détectés par CYPRIM ont une extension spatiale proche de la moyenne des cas de la région P.A.C.A. (+14%). Dans une moindre mesure, c'est aussi vrai dans les Cévennes (+30%) tandis que dans le Languedoc-Roussillon, leur étendue est semblable à celle des cas reproduits par FRA50, c'est-à-dire près deux fois supérieure à l'extension

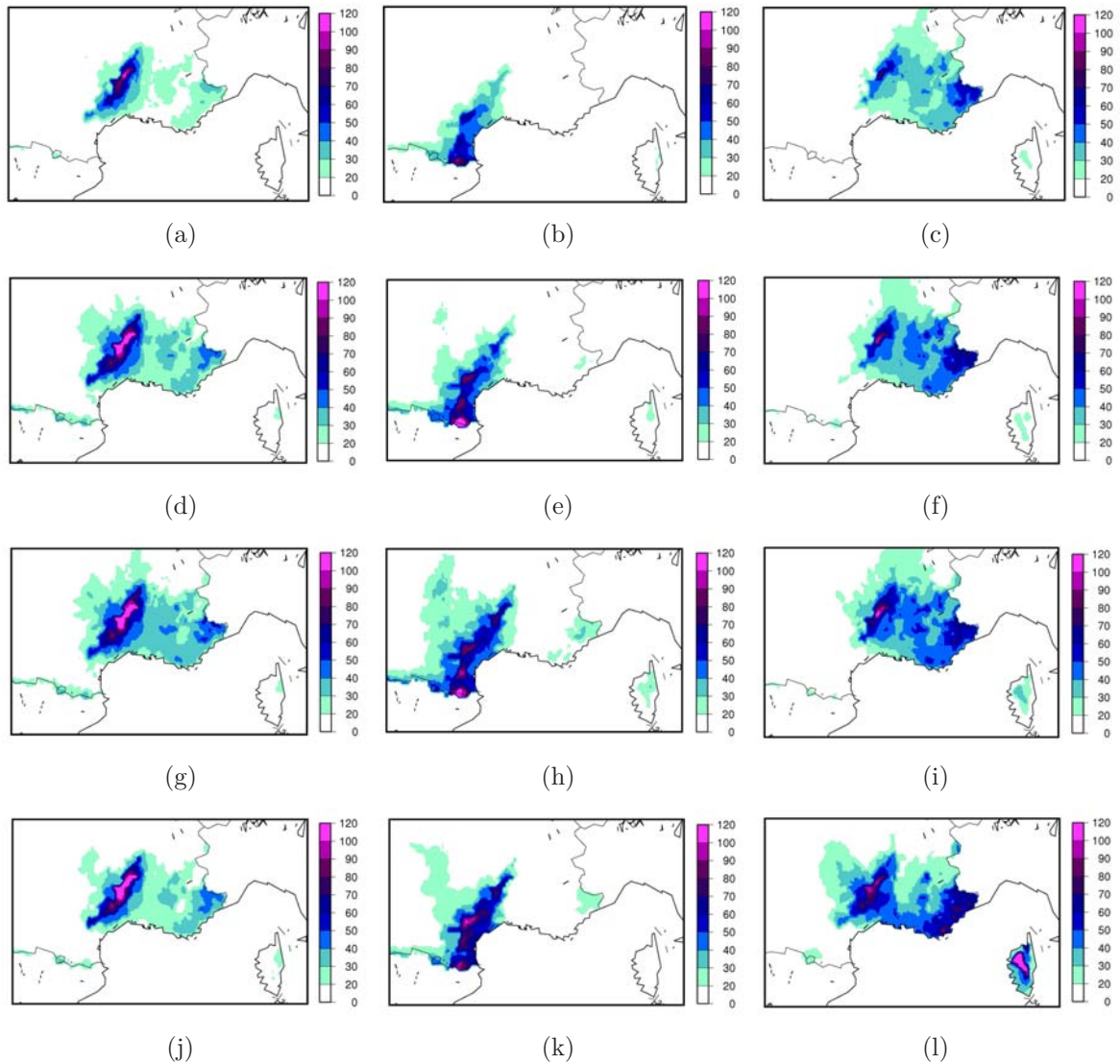


FIG. 4.12 – Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des HPE observés et de ceux reproduits par ALADIN-Climat ou détectés par CYPRIM, selon leur localisation. A gauche : Cévennes ; au centre : Languedoc-Roussillon ; à droite : P.A.C.A. (a), (b) et (c) : HPE de référence ; (d), (e) et (f) : HPE reproduits par FRA12 ; (g), (h) et (i) : HPE reproduits par FRA50 ; (j), (k) et (l) : HPE reproduits par CYPRIM.

moyenne calculée sur l'ensemble des HPE survenant dans cette région.

	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.
SAFRAN	162	173	159
FRA12	180	210	174
FRA50	184	207	189
CYPRIM	183	195	212

TAB. 4.2 – Intensité maximale des HPE reproduits par ALADIN-Climat ou de ceux détectés par CYPRIM, selon leur localisation : moyenne du maximum spatial de pluie quotidienne (mm/jour)

	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.
SAFRAN	2.6	2.7	2.7
FRA12	4 (+54%)	4.2 (+53%)	4.1 (+51%)
FRA50	4.6 (+76%)	5.3 (+93%)	4.5 (+62%)
CYPRIM	3.4 (+30%)	5.2 (+91%)	3.1 (+14%)

TAB. 4.3 – Etendue des HPE reproduits par ALADIN-Climat ou de ceux détectés par CYPRIM, selon leur localisation : surface moyenne de la zone où le cumul de précipitation excède 100 mm/jour (10^3 km^2), et différences relatives à la référence.

En résumé, l'emploi de la haute résolution dans ALADIN-Climat permet donc de reproduire des HPE d'intensité similaire mais moins étendus spatialement, en particulier dans la région Languedoc-Roussillon ; résultat qui apparaît plus clairement dans la figure 4.13 et le tableau 4.4 comparant les événements reproduits conjointement par FRA50 et FRA12 à ceux reproduits uniquement par FRA12.

Du point de vue des caractéristiques du champ de pluie, la comparaison des HPE reproduits par FRA50 et FRA12 à ceux détectés par CYPRIM n'apporte pas d'informations très pertinentes, sinon que comme ALADIN-Climat, l'algorithme CYPRIM détecte des HPE plus forts que la moyenne.

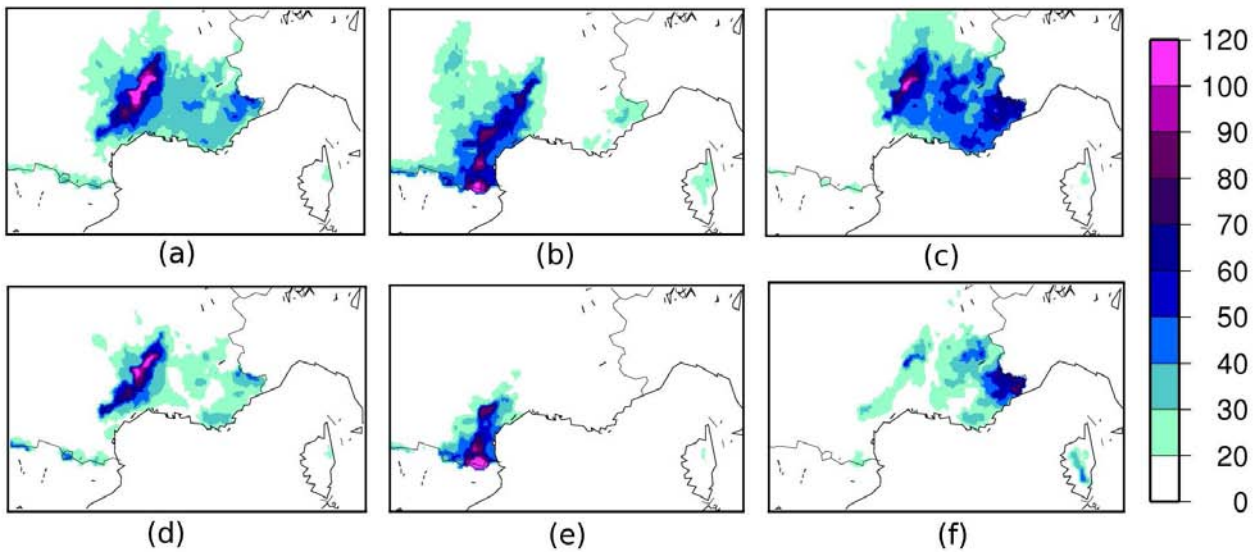


FIG. 4.13 – Composites SAFRAN du champs de précipitation quotidienne des HPE reproduits par FRA12 selon leur localisation. A gauche : Cévennes ; au centre : Languedoc-Roussillon ; à droite : P.A.C.A. (a), (b) et (c) : HPE reproduits par FRA12 et FRA50 ; (d), (e) et (f) : HPE reproduits par FRA12 seulement.

Caractéristiques du champ de pluie des fausses alertes

Les cartes de composites de pluies SAFRAN de la figure 4.14 montrent que pour les cas de fausses alertes de CYPRIM, les précipitations sont moins étendues et plus localisées sur le relief cévenol que dans ALADIN-Climat. Les valeurs de cumuls atteintes par FRA12 semblent en outre être plus importantes pour les fausses alertes de FRA12 que pour celles

	Nombre de cas	Taux de reproduction (%)	Intensité maximale (mm/jour)	Etendue (10 ³ km ²)
Observations	198	.	162	2.3
FRA12	76	38%	185	3.7
FRA50	53	27%	190	4.3
FRA12 et FRA50	49	25%	185	4.4
FRA12 seul	27	14%	183	2.5
FRA50 seul	4	2%	245	3.4

TAB. 4.4 – Caractéristiques des événements reproduits par FRA12 et/ou FRA50 : nombre d'événements et taux de reproduction correspondant ; intensité maximale (valeurs moyennes du cumul maximum de pluie (mm/jour) ; étendue (surface moyenne de la zone où le cumul de précipitation dépasse 100 mm/jour) (10³ km²). Pour les valeurs observées, on considère la liste de référence des HPE pour le nombre d'événements (annexe D) et les champs SAFRAN pour l'intensité maximale et l'étendue de la zone de fortes pluies.

de FRA50 et CYPRIM (figure 4.14).

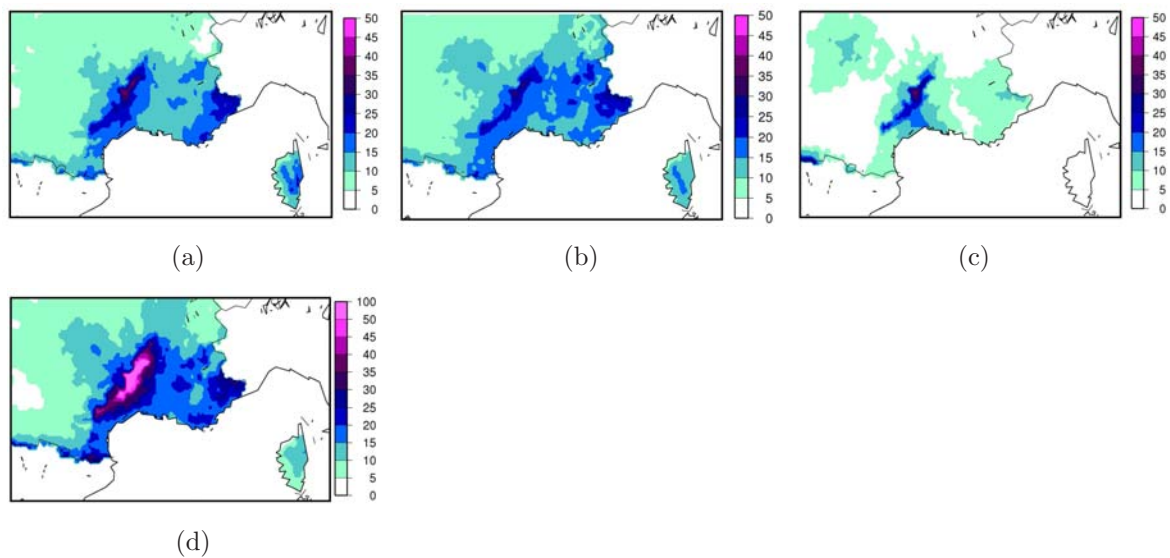


FIG. 4.14 – Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des cas de fausses alertes comparés au composite SAFRAN des HPE observés. (a) : fausses alertes de FRA12; (b) : fausses alertes de FRA50; (c) : fausses alertes de CYPRIM.; (d) : HPE observés.

Le tableau 4.5 précise que les maxima de précipitations observés lors des jours correspondant à des cas de fausses alertes sélectionnées par la méthode CYPRIM sont moins intenses que les cumuls observés lors des cas fausses alertes d'ALADIN-Climat. Par ailleurs, les fausses alertes de FRA12 correspondent à des pluies légèrement plus intenses que celles de FRA50.

	Nombre de cas	Taux de fausse alerte (%)	Intensité maximale (mm/jour)
FRA12	51	40%	98
FRA50	46	47%	90
CYPRIM	14	30%	70

TAB. 4.5 – *Caractéristiques des fausses alertes de FRA12, FRA50 et CYPRIM : nombre d'événements et taux de fausse alerte correspondant ; intensité maximale (valeurs moyennes du cumul maximum de pluie (mm/jour)).*

D'un certain point de vue, on pourrait donc dire que les fausses alertes de FRA12 sont globalement « moins fausses » que celles de FRA50, lesquelles le sont elles-même moins que celles de CYPRIM.

Si l'on distingue à présent les cas de fausses alertes d'ALADIN-Climat selon qu'ils concernent FRA12 et/ou FRA50 (tableau 4.6 et figure 4.15), on s'aperçoit que les fausses alertes survenant simultanément dans FRA12 et FRA50 sont celles pour lesquelles les précipitations observées sont les plus fortes et les plus étendues, se rapprochant ainsi davantage des caractéristiques d'un véritable HPE.

Les fausses alertes produites uniquement par FRA50 présentent des cumuls de pluies nettement moins intenses que celles produites uniquement dans FRA12, l'erreur commise par FRA50 lors de ces mauvaises sélections est donc plus importante.

	Nombre de cas	Intensité maximale (mm/jour)
FRA12	51	98
FRA50	46	90
FRA12 et FRA50	26	102
FRA12 seulement	25	94
FRA50 seulement	30	73

TAB. 4.6 – *Caractéristiques des fausses alertes de FRA12 et/ou FRA50 : nombres d'événements et intensités maximales (valeurs moyennes du cumul maximum de pluie (mm/jour)).*

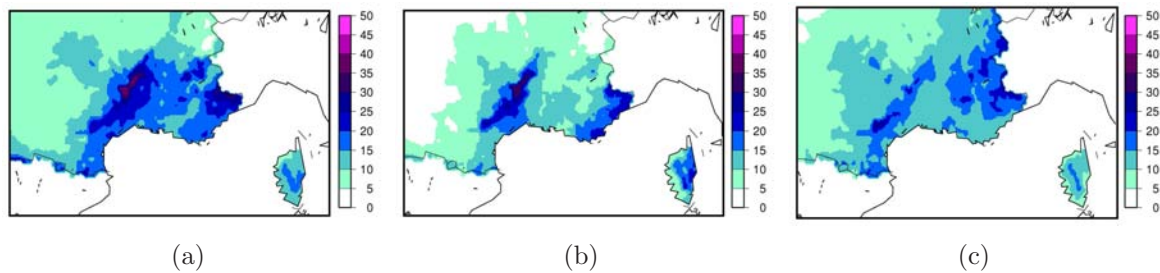


FIG. 4.15 – Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des cas de fausses alertes dans FRA12 et/ou FRA50. (a) : fausses alertes de FRA12 et FRA50; (b) : fausses alertes de FRA12 seulement; (c) : fausses alertes de FRA50 seulement.

HPE reproduits/détectés et fausses alertes : répartition au sein des clusters

Les événements sélectionnés par CYPRIM et simulés par ALADIN-Climat vont à présent être décrits selon leur appartenance aux 4 clusters sur lequel l'algorithme CYPRIM est basé. Pour la dénomination des clusters, on reprend la nomenclature proposée par Nuissier et al. (2011) : CSW, WL, CNW et CS (voir section 4.1.2).

Clusters	CSW	WL	CNW	CS	Total
HPE observés	88 (44%)	35 (18%)	7 (3%)	68 (34%)	198
FRA12	40 (52%)	14 (18%)	1 (1%)	21 (28%)	76
FRA50	29 (54%)	8 (15%)	1 (1%)	15 (28%)	53
CYPRIM	18 (60%)	1 (3%)	0	13 (41%)	32

TAB. 4.7 – Répartition par clusters des HPE reproduits par ALADIN-Climat et de ceux détectés par CYPRIM : nombre de cas par cluster et proportion relative au nombre total d'HPE reproduits/détectés (%).

Le tableau 4.7 montre la répartition par cluster des HPE observés et de ceux respectivement reproduits/détectés par FRA12, FRA50 et CYPRIM en indiquant le nombre d'HPE reproduits/détectés (respectivement observés) par cluster ainsi que les proportions du nombre total d'HPE reproduits/détectés (respectivement observés) correspondantes.

On constate que la quasi-totalité des HPE détectés par la méthode CYPRIM appartiennent aux clusters CSW et CS, un seul événement étant détecté dans le cluster WL (l'absence d'HPE dans CNW résulte du fait que ce cluster caractérisant plutôt la non-occurrence d'HPE, il est exclu dans l'algorithme de détection CYPRIM).

La répartition des HPE reproduits par ALADIN-Climat se rapproche davantage de l'observation, où le cluster CSW est aussi sur-représenté mais de façon moins prononcée qu'avec la méthode CYPRIM, en raison d'une proportion de cas appartenant à WL plus proche de la réalité (en particulier dans FRA12) et d'une légère sous-représentation du cluster CS. La prédominance de la reproduction des HPE dans CSW peut s'expliquer par le fait que les événements de ce cluster sont caractérisés par un transport d'humidité plus important vers la zone de convection que dans WL et CS (Nuissier et al., 2011).

La répartition des cas de fausses alertes dans les différents clusters est indiquée au tableau 4.8.

Clusters	CSW	WL	CNW	CS	Total
FRA12	19 (37%)	13 (25%)	3 (6%)	15 (29%)	51
FRA50	14 (30%)	9 (19%)	3 (7%)	17 (37%)	46
CYPRIM	2 (14%)	1 (7%)	0	8 (57%)	14

TAB. 4.8 – Répartition par clusters des fausses alertes correspondant à des SRE (significant rainfall events (voir section 4.1.2)) dans FRA12, FRA50 et CYPRIM.

La classification ayant été construite à partir de la série observée des événements de fortes pluies (SRE : Significant Rainfall Events), seules les fausses alertes correspondantes à des SRE peuvent être classées. Mais il se trouve que presque tous les cas de fausses alertes de FRA12, FRA50 et CYPRIM sont effectivement des SRE (50 cas sur 51 pour FRA12, 43 cas sur 46 pour FRA50 et 11 cas sur 14 pour CYPRIM), résultat qui corrobore les conclusions tirées au paragraphe précédent, à savoir que les fausses alertes correspondent dans la réalité à des jours de précipitations relativement fortes dans le Sud-Est de la France.

La répartition de ces fausses alertes dans les différents clusters (tableau 4.8 montrent ainsi que l'algorithme CYPRIM produit une majorité d'erreurs dans le cluster CS, alors qu'ALADIN-Climat affiche presque une équipartition de ses fausses alertes au sein des trois clusters discriminants pour les HPE (CSW, WL et CS).

Clusters	CSW		WL		CS		Total	
	R	FA	R	FA	R	FA	R	FA
FRA12	45%	32%	40%	48%	38%	42%	38%	40%
FRA50	33%	33%	23%	53%	27%	53%	27%	47%
CYPRIM	20%	10%	3%	50%	16%	38%	16%	30%

TAB. 4.9 – Taux de reproduction/détection (R) et taux de fausse alerte (FA) dans les clusters CSW, WL et CS. (Pour le calcul du taux de fausse alerte, seuls les événements correspondant à des SRE sont pris en considération).

Afin de pouvoir comparer plus facilement les performances de chaque méthode en fonction des clusters, on calcule les taux de reproduction/détection et de fausse alerte dans chacun des trois clusters discriminants au regard des HPE : CSW, WL et CS (figure 4.9).

On constate que l'augmentation de résolution dans ALADIN-Climat améliore les scores de « détection » dans ces trois clusters : dans CSW, davantage de cas sont reproduits pour un même taux de fausse alerte ; et dans WL et CS, les deux scores sont améliorés. C'est dans WL que l'amélioration de la « détection » dans FRA12 est la plus marquée (+17% de cas) et dans CS que le taux de fausse alerte est le plus réduit (-9%).

Par comparaison à CYPRIM, FRA50 reproduit donc davantage d'HPE dans les trois clusters, mais avec un taux de fausse alerte plus important dans tous les cas. FRA12 reproduit lui aussi plus de cas dans chacun des trois clusters – et dans une plus grande mesure que FRA50 – et ne présente un taux de fausse alerte significativement plus mauvais que celui de CYPRIM que dans le cluster CSW. Le bénéfice de FRA12 par rapport à CYPRIM concerne donc les clusters WL et CS, qui se trouvent être les moins discriminants en termes de détection des HPE, en raison de flux de basses couches ERA-40

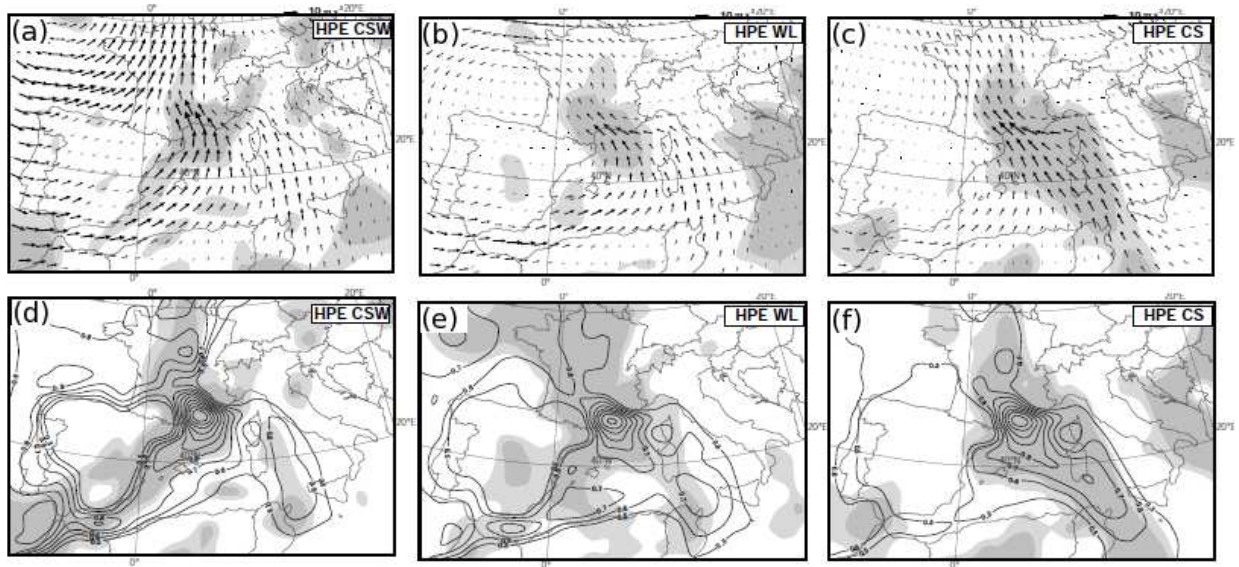


FIG. 4.16 – Vent horizontal (a,b et c) et flux d'humidité à 925 hPa (d, e et f) simulés par ERA-40 pour les HPE appartenant aux clusters CSW (a,d), WL (b,e) et CS (c,f). Figure transmise par B. Joly (2011), issue de Nuissier et al. (2011).

moins prononcés que pour les HPE du cluster CSW (Nuissier et al., 2011).

Il serait sans doute intéressant de creuser ce résultat en considérant la façon dont FRA12 simule les prédicteurs utilisés dans la classification CYPRIM (Z500, direction du vent horizontal et flux d'humidité à 925 hPa) afin de déterminer si la valeur ajoutée de FRA12 peut s'expliquer par une amélioration de la représentation de ces champs et/ou si d'autres prédicteurs pourraient être envisagés.

Pour terminer cette analyse des performances de bonne reproduction des HPE (taux de reproduction et de fausse alerte) de FRA50 et FRA12, il convient également d'évaluer l'ampleur des erreurs commises sur la modélisation du champ de précipitation lors des HPE reproduits et « manqués », ainsi que les cas de fausses alertes. Les questions qui se posent à cet égard sont les suivantes :

Les pluies intenses simulées par FRA12 lors des HPE qu'elle reproduit sont-elles ou non plus réalistes que celles simulées par FRA50 lors des HPE qu'elle reproduit ?

FRA50 est-elle ou non plus éloignée de la réalité que FRA12 en cas d'échec de la reproduction des événements observés (HPE non-reproduits et fausses alertes) ?

Répondre à ces deux questions soulève plus de difficultés qu'il n'y paraît au premier abord, et ce pour deux raisons :

1. L'analyse des erreurs commises dans FRA12 et FRA50 par rapport à SAFRAN implique d'interpoler les champs de précipitations de chaque simulation sur la grille SAFRAN, ou l'inverse, ce qui dans un cas comme dans l'autre risque de biaiser les conclusions par des effets dus à cette opération d'interpolation.
2. Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, les valeurs des quantiles extrêmes de précipitations de FRA50 sont plus faibles que celles de FRA12, ce qui là encore, introduit un biais dans la comparaison des deux expériences dès lors que l'on s'intéresse aux valeurs absolues des pluies intenses pour quantifier les erreurs commises par rapport SAFRAN.

Une façon de contourner ces deux difficultés consiste à appliquer une correction statistique appelée correction « quantile-quantile » dont l'objectif est en quelque sorte de tirer le meilleur parti de chaque simulation, tout en les ramenant sur la grille SAFRAN. Cette opération est expliquée en détail dans le paragraphe qui suit.

4.3 Correction quantile-quantile

La correction définie dans ce paragraphe est appliquée à FRA12 et FRA50 sur la période 1960-1980 où les simulations seront ensuite comparées à la désagrégation statistique d'ERA-40 opérée par DSCLIM sur cette période. Les simulations corrigées seront notées FRA12-corr et FRA50-corr.

4.3.1 Calcul

La correction « quantile-quantile » définie ici est inspirée de la méthode proposée par Déqué (2007).

L'idée est de corriger le spectre des précipitations simulées en chaque point de grille, en ramenant les valeurs des quantiles du modèle à celles données par SAFRAN, comme l'illustre le schéma explicatif de la figure 4.17.

Concrètement, l'opération s'effectue en cinq étapes :

1. On calcule les quantiles – d'ordre 0.01% à 99.9% – des précipitations quotidiennes d'automne (SOND) de la simulation considérée et de SAFRAN, en prenant en compte la même période d'apprentissage que pour DSCLIM (1981-2001).
2. Les quantiles simulés sont ensuite interpolés sur la grille SAFRAN. L'interpolation consiste à prendre pour chaque point de grille SAFRAN la valeur du quantile simulé au point le plus proche de la grille du modèle, ce afin de ne pas lisser le champ par une opération de moyenne.
3. En chaque point i de la grille SAFRAN et pour chaque ordre k de quantile, on calcule alors le coefficient de correction $Corr^k(i)$ donné par la formule suivante :

$$Corr^k(i) = \begin{cases} 0 & \text{si } Q^k(i) = 0 \\ = \frac{Q_{SAF}^k(i)}{Q^k(i)} & \text{si } Q^k(i) \neq 0 \end{cases} \quad (4.6)$$

où $Q^k(i)$ est la valeur au point i du quantile modèle interpolé sur la grille SAFRAN d'ordre k et $Q_{SAF}^k(i)$ la valeur du quantile SAFRAN correspondant.

4. Les précipitations quotidiennes simulées sur la période 1960-1980 sont interpolées sur la grille SAFRAN de la même façon que les quantiles.
5. Pour chaque jour j de la période et en chaque point i de la grille SAFRAN, on cherche l'ordre k du quantile modèle (interpolé) directement inférieur à la valeur de la précipitation quotidienne du jour j au point i ($RR(j, i)$) :

$$k = 0.999 \text{ si } RR(j, i) \geq Q^{0.999}(i) \quad (4.7)$$

Sinon, k est tel que :

$$Q^k(i) \leq RR(j, i) < Q^{k+1}(i) \quad (4.8)$$

6. $RR_{corr}(j, i)$, la précipitation corrigée du jour j au point i , est alors donnée par la formule suivante :

$$RR_{corr}(j, i) = RR(j, i)Corr^k(i) \quad (4.9)$$

Cette méthode ne permet d'apporter aucune rectification à une éventuelle surestimation de l'occurrence de précipitations quotidiennes nulles dans le modèle. Mais cette situation ne concerne pas ALADIN-Climat qui, comme indiqué au chapitre 2, présente justement le défaut inverse.

Cette correction diffère de celle proposée par Déqué (2007) où les valeurs simulées sont ajustées de la façon suivante : les quantiles observés et simulés sont calculés sur une période d'apprentissage où l'on évalue l'erreur commise par le modèle en chaque point de grille et pour chaque ordre de quantile de façon à établir une relation de correspondance entre les valeurs de quantiles observés et simulés. Cette correspondance est ensuite utilisée pour corriger les valeurs simulées sur une autre période où l'on ne considère plus les ordres de quantiles simulés mais seulement leurs valeurs.

Supposons par exemple qu'en un point donné, le modèle simule au cours de la période d'apprentissage un quantile de précipitation d'ordre 95% égal à 20 mm/jour et un quantile d'ordre 99% égal à 30 mm/jour, alors que les observations indiquent des valeurs respectivement égales à 40 mm/jour et 90 mm/jour pour ces deux ordres de quantiles. La correction de Déqué (2007) consiste à ramener toutes les précipitations égales à 20mm/jour à une valeur de 50 mm/jour, et toutes celles égales à 30 mm/jour à 90 mm/jour, indépendamment des ordres de quantile auxquels elles peuvent correspondre dans la période à corriger. La méthode proposée ici ajuste ces valeurs en fonction de l'ordre de quantile auxquelles elles correspondent dans la période à corriger. Si les quantiles sont égaux dans les deux périodes, les deux méthodes sont équivalentes. Mais si, par exemple, la valeur de 30 mm/jour correspond à un quantile d'ordre 95% dans la période à corriger, elle sera ramenée à une valeur de 60 mm/jour, conformément au ratio des quantiles d'ordre 95% observés et simulés au cours de la période d'apprentissage.

Cette seconde méthode permet une correction plus fine de la queue du spectre. Dans le cas où le modèle simulerait dans la période à corriger des valeurs extrêmes supérieures aux derniers quantiles de la période d'apprentissage, Déqué (2007) propose d'extrapoler la correspondance établie sur la période d'apprentissage, ce qui peut être sujet à caution.

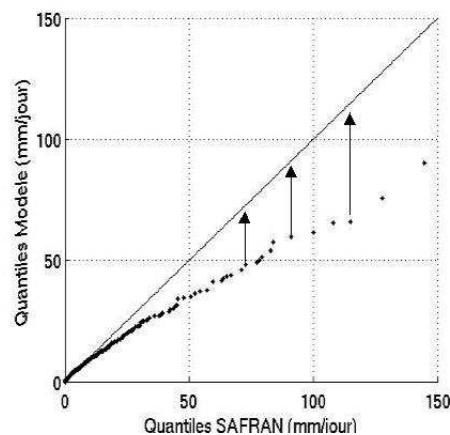


FIG. 4.17 – Schéma explicatif de la correction « quantile-quantile » : diagramme quantile-quantile des précipitations quotidiennes (mm/jour) de FRA50 versus SAFRAN, en un point quelconque du Sud-Est de la France. En abscisse : quantiles saisonniers (SOND) de 1 à 99.9% des précipitations quotidiennes de SAFRAN au point considéré. En ordonnée : idem pour FRA50.

4.3.2 Effet de la correction « quantile-quantile »

Lorsqu'il n'est pas nul, le coefficient de correction varie environ entre 0.3 et 4 pour les deux simulations, avec des extrema un peu plus forts dans FRA50.

Quelques unes de ces valeurs sont représentées aux figures 4.18 et 4.19.

Pour ce qui est du Sud-Est de la France, on retrouve sur ces cartes les résultats précédemment établis, à savoir qu'ALADIN-Climat surestime les faibles précipitations (quantile 80%) et sous-estime les pluies les plus intenses (quantiles 99% et 99.8%), ces erreurs étant plus importantes dans FRA50 que FRA12.

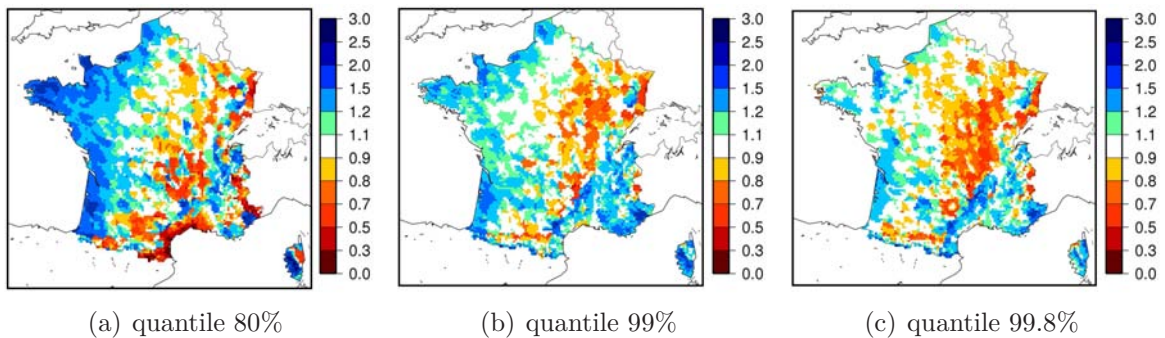


FIG. 4.18 – Coefficients de correction pour FRA50. (a) : Coefficient du quantile 80%. (b) : Coefficient du quantile 99%. (c) : Coefficient du quantile 99.8%.

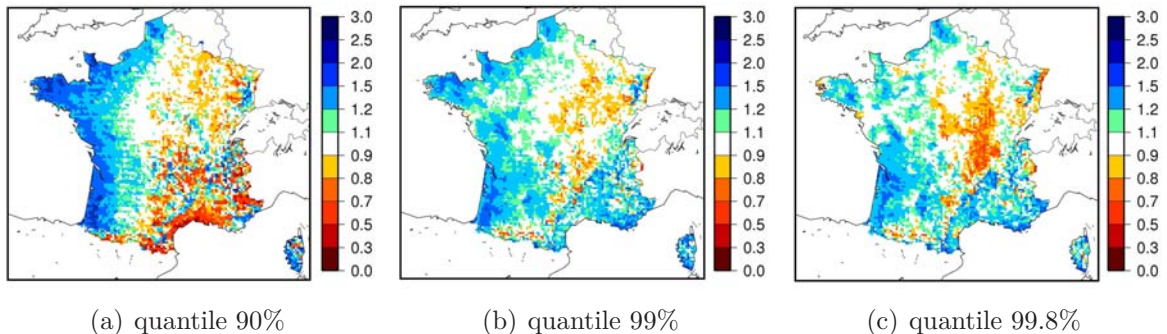


FIG. 4.19 – Coefficients de correction pour FRA12. (a) : Coefficient du quantile 80%. (b) : Coefficient du quantile 99%. (c) : Coefficient du quantile 99.8%.

La figure 4.20 propose une illustration de l'effet de la correction sur chaque simulation, à travers un exemple de situation de précipitation extrême : le cas du 30 octobre 1963. Pour cet épisode de pluies intenses, on observe dans SAFRAN des cumuls s'élevant à 300 mm/jour. Sans correction, les intensités maximales sont de 100 mm/jour dans FRA50 et 140 mm/jour dans FRA12. ALADIN-Climat parvient donc à produire pour cet événement des pluies relativement fortes mais il sous-estime leur intensité, et ce dans des proportions différentes selon sa résolution. L'examen des champs de pluie de FRA12-corr et FRA50-corr sont en revanche très semblables, tant par leur intensité (maxima de l'ordre de 250 mm/jour, atteignant ainsi des valeurs proches de celles de SAFRAN) que par leur structure spatiale.

La correction « quantile-quantile » offre la possibilité de comparer les résultats de FRA50

et FRA12 de façon plus objective que si l'on considérait les sorties brutes de chaque simulation. Dans l'événement pris ici en exemple, elle révèle que les deux simulations présentent en fait des performances assez équivalentes en termes de représentation du champ de pluie. Reste à évaluer ce qu'il en est pour l'ensemble des HPE simulés par FRA12 et FRA50, définis à l'aide du critère que nous avons établi. L'analyse de ces résultats ne pourra évidemment pas inclure de comparaison à la méthode CYPRIM qui ne fournit qu'une information binaire d'occurrence d'HPE, et la comparaison à DSCLIM ne sera effectuée qu'à la section suivante.

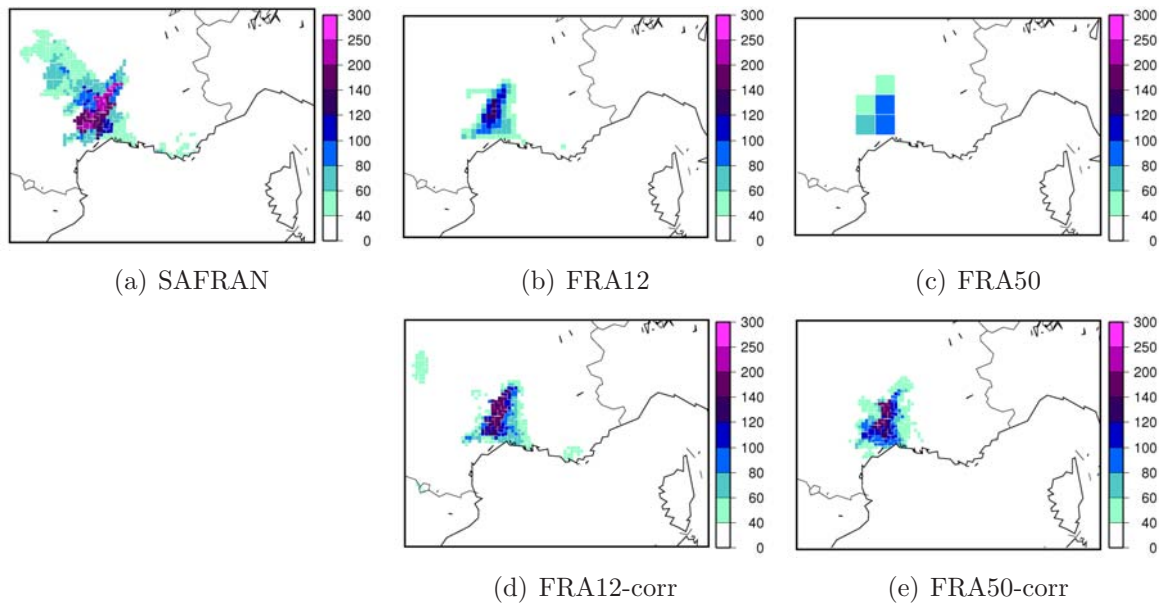


FIG. 4.20 – Cumuls de précipitations (mm/jour) observés (SAFRAN) et simulés pour la situation de 30 octobre 1963. (a) : SAFRAN; (b) FRA12; (c) : FRA50; (d) : FRA12-corr; (e) : FRA50-corr.

4.4 Représentation des HPE simulés après correction

On s'intéresse à présent aux champs de pluie des simulations corrigées en quantiles FRA12-corr et FRA50-corr pour les jours de précipitations intenses. L'analyse se limite donc à la période sur laquelle la correction a été appliquée (1960-1980). Les jours considérés sont répartis en trois groupes traduisant le résultat de la reproduction d'HPE avec le critère défini en 4.2, avec les valeurs de seuils minimisant les scores de Brier que nous avons fixées en 4.2. On distingue ainsi :

- les HPE reproduits,
- les HPE non-reproduits,
- les fausses alertes.

L'objectif est d'évaluer les biais respectifs de FRA12-corr et FRA50-corr par rapport à SAFRAN dans chacune de ces trois situations.

4.4.1 Représentation des HPE reproduits

La figure 4.21 présente pour chaque simulation la carte de composites des précipitations survenues au cours des HPE reproduits par l'expérience. Le biais moyen correspondant (par rapport à SAFRAN) est montré à la figure 4.22.

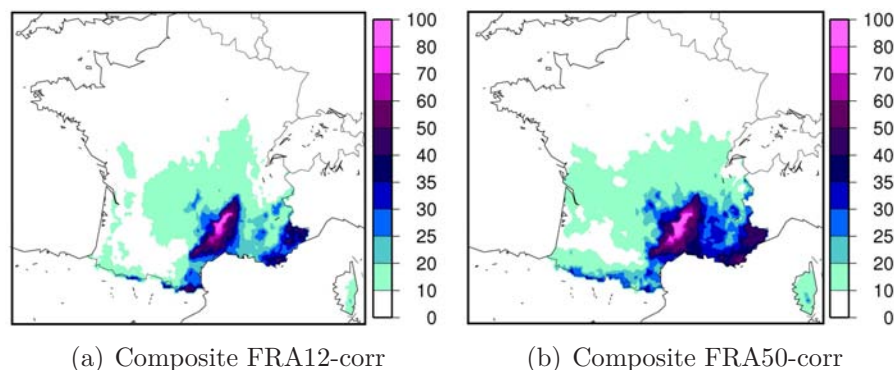


FIG. 4.21 – Composites de précipitations (mm/jour) simulées par FRA12-corr et FRA50-corr lors des HPE respectivement reproduits par chacune des simulations.

On peut constater que le biais de FRA12-corr reste relativement faible (moins de 20 mm/jour). Il est positif sur le relief cévenol et légèrement négatif sur une partie de la région Languedoc-Roussillon. Il est un peu plus important pour FRA50-corr où les précipitations sont davantage surestimées sur les Cévennes, et dans une moindre mesure en région P.A.C.A.

Ces cartes intègrent les erreurs provenant d'un mauvais positionnement géographique de l'événement, et celle dues à une mauvaise représentation de l'intensité des précipitations et/ou de l'étendue de la zone de fortes pluies. Afin de pouvoir évaluer la contribution de ces deux effets, on calcule pour chaque simulation le pourcentage d'événements correctement localisés parmi l'ensemble des HPE reproduits. On considère pour se faire qu'un HPE est correctement localisé lorsque le maximum spatial des cumuls de précipitations simulées se situe dans la même sous-région (Cévennes, Languedoc-Roussillon ou P.A.C.A.) dans le modèle et dans SAFRAN.

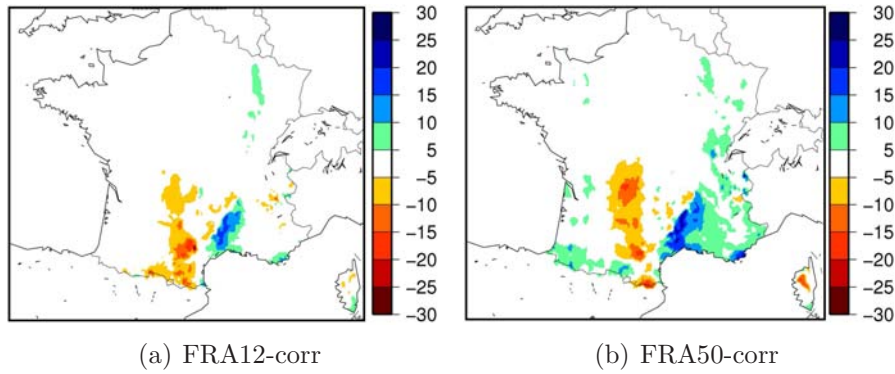


FIG. 4.22 – Biais moyen de précipitation (mm/jour) lors des HPE reproduits par chaque simulation. (a) : FRA12-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA12. (b) : FRA50-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA50.

Simulations	Nombre d'HPE reproduits	Pourcentage de bonne localisation
FRA12-corr	37	76%
FRA50-corr	24	62%

TAB. 4.10 – Pourcentage de bonne localisation des HPE reproduits par chaque simulation. Les sous-régions utilisées sont celles définies par les boîtes représentées à la figure 4.11 et l'on considère qu'un HPE est bien localisé lorsque le maximum des précipitations est situé dans la même boîte dans SAFRAN et dans la simulation.

Simulations	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.
FRA12-corr	87%	67%	71%
FRA50-corr	75%	57%	50%

TAB. 4.11 – Pourcentage de bonne localisation des HPE reproduits par chaque simulation, selon leur localisation observée dans SAFRAN.

Simulations	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.
FRA12-corr	72%	83%	71%
FRA50-corr	64%	67%	50%

TAB. 4.12 – Pourcentage de bonne localisation des HPE reproduits par chaque simulation, selon leur localisation simulée par l'expérience considérée.

Les résultats reportés dans le tableau 4.10 montrent que comparativement à FRA50-corr, FRA12-corr parvient à placer une plus grande proportion des événements qu'elle reproduit dans la bonne sous-région.

Le décalage géographique consiste dans la majorité des cas à représenter sur le relief Cévenol des HPE situés dans l'une des deux autres sous-régions, Languedoc-Roussillon d'abord, puis P.A.C.A. (voir tableaux 4.11 et 4.12).

Cet effet explique donc au moins en partie le dipôle observé sur les cartes de biais (figure 4.22) où le Languedoc-Roussillon est trop sec et les Cévennes sont trop humides. Pour évaluer les limites de chaque simulation en dehors de ce premier type d'erreur, on considère à présent le biais moyen et l'erreur quadratique moyenne (par rapport à SAFRAN)

des événements correctement localisés par le modèle (figure 4.23).

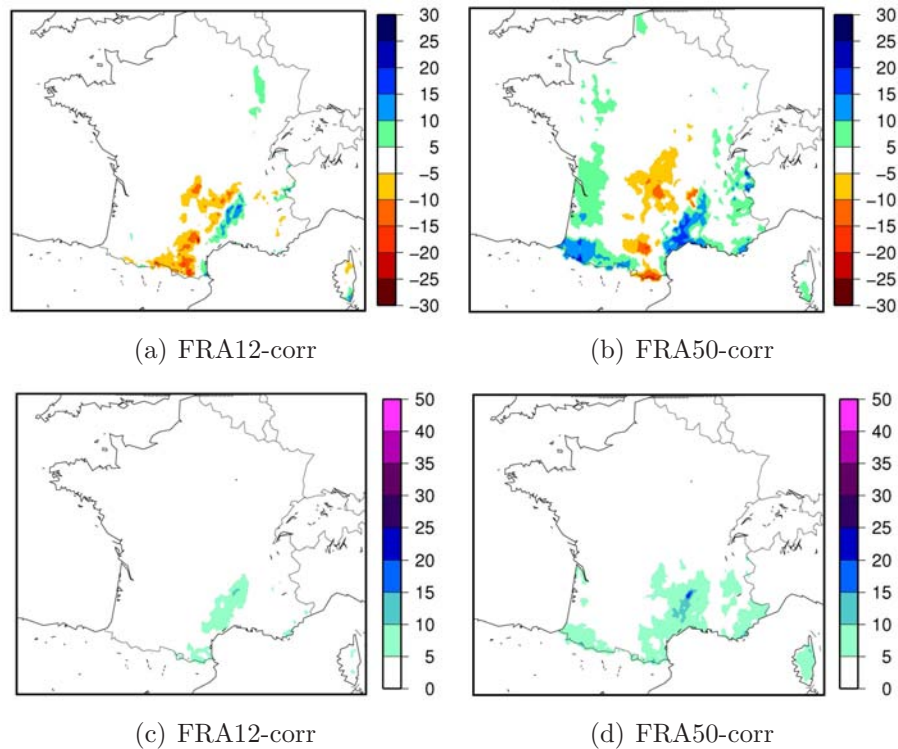


FIG. 4.23 – Biais moyen (en haut) et erreur quadratique moyenne (en bas) de la précipitation quotidienne (mm/jour) lors des HPE reproduits par chaque simulation et représentés dans la bonne sous-région. (a) et (c) : FRA12-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA12. (b) et (d) : FRA50-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA50.

Cette seconde analyse montre que même lorsque les HPE sont correctement placés par la simulation considérée, FRA12-corr présente une erreur plus faible que FRA50-corr. D'après les résultats présentés au tableau 4.13, cette différence est due à une sur-évaluation de l'étendue de la zone de pluie dans la simulation à 50 km de résolution.

	Intensité maximale (mm/jour)		Etendue(10^3 km 2)	
	Moyenne observée	Moyenne simulée	Moyenne observée	Valeur simulée
FRA12-corr	182	202	2.8	2.8
FRA50-corr	182	196	3.3	4

TAB. 4.13 – Intensité maximale de la précipitation quotidienne (mm/jour) et étendue de la zone de fortes pluies (10^3 km 2) lors des HPE reproduits et correctement localisés par FRA12-corr et FRA50-corr : valeurs moyennes observées dans SAFRAN et simulées par FRA12-corr et FRA50-corr.

4.4.2 Représentation des HPE non-reproduits

L'analyse des erreurs dans le cas des événements manqués par chaque simulation est plus simple. En effet, la question de la bonne ou mauvaise localisation de l'événement par

le modèle ne se pose pas, et le fait que chaque HPE non-reproduits corresponde à des pluies plus faibles dans le modèle que dans SAFRAN exclut les compensations d'erreurs. On se limitera donc à examiner les cartes de composites de précipitations simulées pour ces événements (figure 4.24) et les biais moyens par rapport à SAFRAN (figure 4.25).

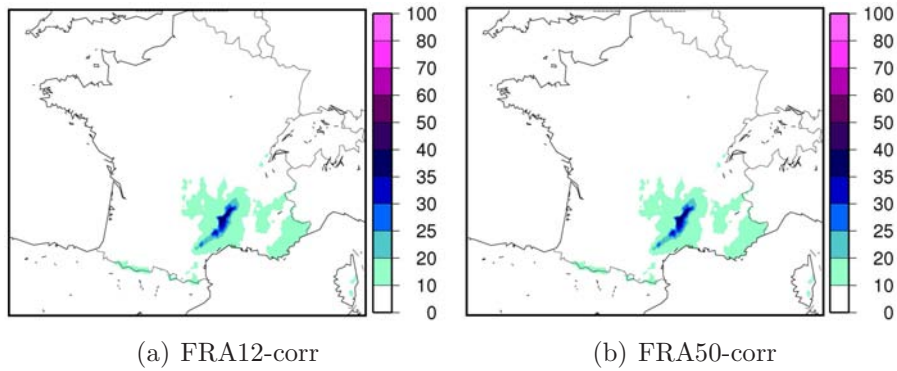


FIG. 4.24 – Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées par FRA12-corr et FRA50-corr lors des événements non-reproduits par chaque simulation.

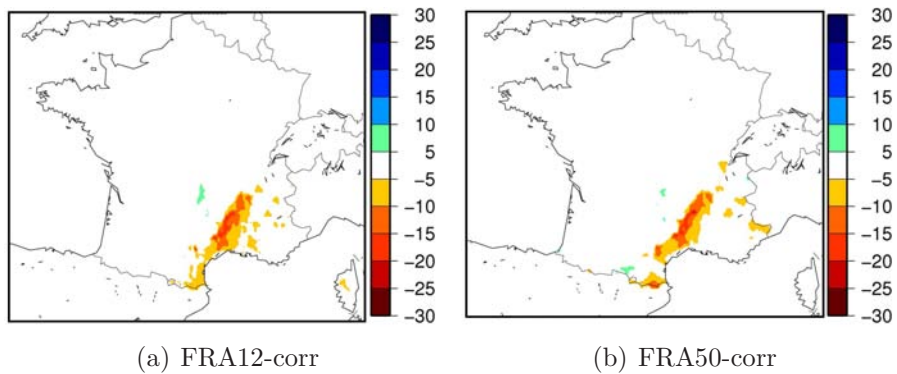


FIG. 4.25 – Biais moyen des précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées lors des HPE non-reproduits. (a) : FRA12-corr - SAFRAN lors des HPE manqués par FRA12. (b) : FRA50-corr - SAFRAN lors des HPE manqués par FRA50.

Celles-ci indiquent que les HPE n'étant pas reproduits par ALADIN-Climat (c'est-à-dire échappant à la sélection sur la base du critère défini) correspondent globalement à des jours de précipitations relativement fortes sur les Cévennes dans les deux simulations, avec un biais moyen qui reste modéré (moins de 20 mm/jour). L'erreur commise par le modèle lors de ces événements n'est donc pas plus importante que pour les HPE qui se trouve être reproduits dans le modèle (c'est-à-dire les événements sélectionnés comme étant des HPE). La non-reproduction des HPE s'apparente ainsi davantage au résultat d'un effet de seuil qu'à un échec total du modèle à « voir » ces événements. Par ailleurs, la comparaison des biais de FRA12-corr et FRA50-corr montrent que les erreurs sont semblables dans les deux simulations. Autrement dit, l'une n'est pas plus « fautive » que l'autre dans les cas de non-reproduction.

4.4.3 Représentation des fausses alertes

Les composites de pluies correspondant à ces événements (figure 4.26) montrent que FRA12-corr et FRA50-corr simulent toutes deux des cumuls assez importants lors de ces cas de fausses alertes. Mais en comparant ces valeurs à celles des précipitation simulées lors des HPE reproduits par chaque simulation (figure 4.21), on s'aperçoit que FRA12-corr et FRA50-corr produisent des pluies moins fortes lors des fausses alertes que lors des HPE qu'elles reproduisent. On retrouve ainsi la présence d'un effet de seuil, comme dans le cas des événements non-reproduits. Mais cette fois, les biais de FRA50-corr sont plus importants que ceux de FRA12-corr (figure 4.27). La simulation à 50 km de résolution est donc plus éloignée de la réalité en cas de fausse alerte.

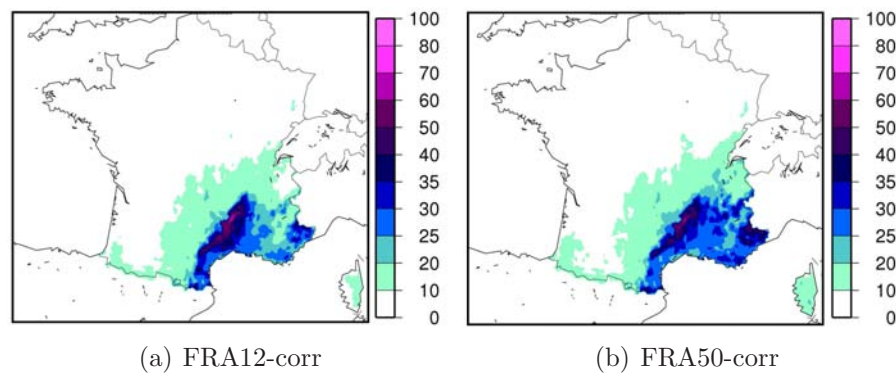


FIG. 4.26 – Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées par FRA12-corr et FRA50-corr lors des fausses alertes de chaque simulation.

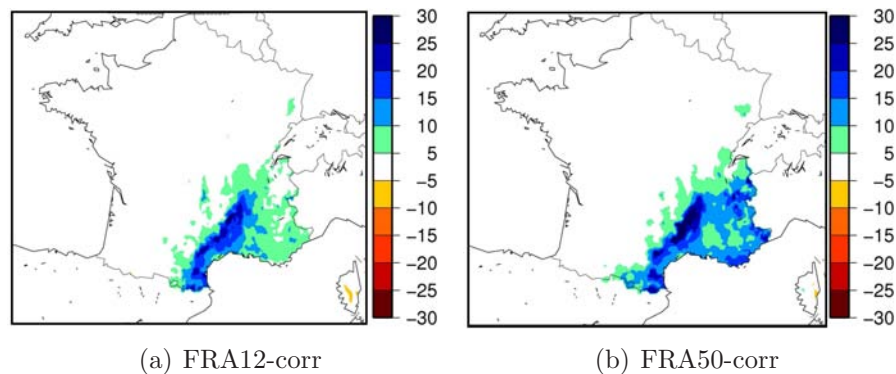


FIG. 4.27 – Biais moyen des précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées lors des fausses alertes de chaque simulation. (a) : FRA12-corr - SAFRAN lors des fausses alertes de FRA12. (b) : FRA50-corr - SAFRAN lors des fausses alertes de FRA50.

4.4.4 Conclusions

En appliquant aux séries quotidiennes de précipitations simulées par ALADIN-Climat un premier critère de définition des HPE simulés, on peut calculer des scores de « détection » des HPE comparables à ceux obtenus en appliquant l'algorithme CYPRIM à ERA-40.

Les résultats indiquent alors que FRA12 présente de meilleurs scores que FRA50 et CYPRIM. FRA50 s'avère moins performante que CYPRIM, en produisant davantage de fausses alertes, tandis que FRA12 reproduit davantage d'événements (+15% à +20%, selon le seuil) que CYPRIM d'en détecte, pour un taux de fausse alerte équivalent.

La proportion d'HPE pour lesquels l'état de l'atmosphère à l'échelle synoptique constitue une condition suffisante à l'occurrence de ces événements dépasse donc le pourcentage détectable par l'algorithme CYPRIM appliqué à ERA-40

Pour un seuil minimisant les scores de Brier de chaque méthode (simulations ALADIN-Climat et algorithme CYPRIM), l'étude des caractéristiques des HPE reproduits et des fausses alertes à tort conduit aux résultats suivants :

- L'emploi de la haute résolution dans ALADIN-Climat permet de reproduire davantage d'événements sur les Cévennes et dans le Languedoc-Roussillon. En termes d'intensité maximale des précipitations, ces derniers sont assez semblables aux HPE également reproduits par la simulation à 50 km de résolution, mais ils sont moins étendus spatialement. Ce résultat concernant l'extension spatiale de la zone de pluie est assez logique et conforte l'analyse des quelques cas particuliers conduite à la fin du chapitre 3, il convenait cependant de vérifier sa validité sur l'ensemble de la période d'observation en considérant toutes les occurrences d'HPE.
- Les fausses alertes produites par ALADIN-Climat et la méthode CYPRIM correspondent presque toutes à des événements de pluies relativement intenses dans le Sud-Est de la France, et les fausses alertes de FRA12 sont marquées par des cumuls de précipitations un peu plus importants que les fausses alertes de FRA50 et de CYPRIM.
- Du point de vue de la classification en clusters utilisée par CYPRIM, la haute résolution dans ALADIN-Climat présente une valeur ajoutée dans chacun des trois clusters discriminants des HPE (CSW, WL et CS). Le bénéfice de FRA12 par rapport à CYPRIM concerne essentiellement les clusters WL et CS, qui correspondent à des situations où le forçage de basses couches est moins marqué (Nuissier et al., 2011) dans ERA-40. L'algorithme CYPRIM y détecte ainsi beaucoup moins d'HPE que FRA12, pour un taux de fausse alerte semblable. Dans ces mêmes clusters, FRA50 sélectionne également plus d'HPE que CYPRIM, mais avec davantage de fausses alertes.

Dans un deuxième temps, l'application d'une correction « quantile-quantile » a permis de comparer de façon plus objective les performances des deux simulations ALADIN-Climat dans leur représentation des HPE simulés – HPE reproduits ou non, et fausses alertes – que l'analyse des champs bruts ne l'aurait autorisée.

Il en ressort que la haute résolution permet d'améliorer la représentation des HPE reproduits : les pluies intenses sont mieux localisées et présentent des biais moins importants, grâce à une meilleure représentation de l'extension spatiale de la zone de fortes pluies pour chaque événement.

Par ailleurs, on aboutit dans FRA12 à une surestimation plus faible des précipitations dans le cas des fausses alertes, c'est-à-dire une erreur moindre dans la mauvaise reproduction. La réciproque n'est toutefois pas vraie pour les événements non-reproduits, où FRA12 et

FRA50 présentent des erreurs du même ordre de grandeur, lesquelles sont sensiblement égales au biais accusé par le modèle en cas de bonne reproduction. Les HPE non-reproduits par ALADIN-Climat ne correspondent donc pas à des situations où le modèle manquerait totalement l'événement. Et les cas de fausses alertes étant pour la plupart des événements de précipitations relativement fortes dans les observations, les échecs de la reproduction des HPE (cas non-reproduits et fausses alertes) dans le modèle résultent davantage d'un effet de seuil que de l'incapacité du modèle à représenter ces HPE moins intenses.

Cette analyse a conduit en outre à préciser les limites de la simulation ALADIN-Climat à haute résolution, notamment au travers de l'étude des cas échappant à la sélection des épisodes de pluies intenses dans FRA12.

Du point de vue des caractéristiques du champs de pluie associé aux HPE, les résultats montrent que le modèle peine à reproduire les événements plus modérés en intensité et les moins étendus spatialement.

Si le temps imparti pour ce travail l'avait permis, il aurait été intéressant d'examiner comment FRA12 simule les prédicteurs utilisés dans la méthode CYPRIM (Z500, vent horizontal et flux d'humidité à 925 hPa), en distinguant, par cluster, les champs simulés lors des HPE reproduits et manqués par FRA12. Dans l'éventualité où des différences significatives seraient apparues, celles-ci auraient pu aider à éclairer des pistes d'amélioration pour la modélisation de ces HPE dans ALADIN-Climat.

Bien que l'augmentation de résolution dans ALADIN-Climat améliore sensiblement la capacité du modèle à « voir » les HPE et conduise ainsi à des résultats plus satisfaisant que l'algorithme CYPRIM, les scores de « détection » de FRA12 restent modestes : pour un taux de fausse alerte proche 30%, le modèle reproduit 30% des événements observés (contre 15% d'épisodes détectés par la méthode CYPRIM appliquée à ERA-40).

Dans la perspective d'une utilisation du modèle dans des scénarios de changement climatique où l'on chercherait à évaluer l'évolution future des HPE, se pose donc la question du réalisme des HPE simulés par ALADIN-Climat lorsqu'ils sont pris dans leur globalité, indépendamment de la bonne ou mauvaise chronologie de leur occurrence. Il se peut en effet que bien que le modèle ne reproduise pas tous les HPE observés et produise des événements correspondants à de fausses alertes, l'ensemble des cas qui en résultent dans FRA12 et/ou FRA50 soit raisonnablement conforme à la réalité observée, pour peu que l'on fixe des valeurs de seuil conduisant à une fréquence d'occurrence correcte des événements.

On pourrait arguer qu'il s'agirait là d'une compensation d'erreurs, mais dans la mesure où les cas de non-reproduction et de fausses alertes traduisent davantage le résultat d'un effet de seuil qu'un échec total du modèle à simuler des fortes précipitations dans les situations où il est attendu qu'il le fasse, il ne paraît pas hors de propos de poursuivre l'analyse dans cette voie. D'autant qu'il est très probable qu'une reproduction parfaite soit impossible dans une quelconque simulation « hindcast », même à très haute résolution avec une représentation explicite de la convection, car cela impliquerait que tous les HPE soient uniquement déterminés par le forçage atmosphérique à l'échelle des ré-analyses globales.

4.5 Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE et représentation HPE dans les simulations corrigées selon un second critère de définition des HPE simulés : comparaison à DSCLIM

Grâce à la correction « quantile-quantile », il est possible d'envisager un critère de définition des HPE simulés qui soit basé sur les valeurs absolues de cumulés simulés et non plus sur les ordres de quantiles extrêmes de pluie. Les résultats obtenus dans ALADIN-Climat en appliquant ce second critère seront comparés à ceux de la méthode DSCLIM appliquée à ERA-40 sur la période 1960-2000, qui fournit un champ de précipitation sur la grille SAFRAN. Pour commencer, on s'intéressera brièvement aux performances de bonne reproduction des HPE dans chaque simulation selon ce critère, puis la comparaison sera orientée selon la perspective « statistique » évoquée en conclusion du paragraphe précédent, c'est-à-dire en faisant abstraction de la bonne ou mauvaise chronologie d'occurrence des HPE simulés.

4.5.1 Définition d'un critère de définition « absolu » des HPE simulés

On considère à présent qu'un jour de la saison d'automne SOND correspond à un HPE si la précipitation quotidienne excède un seuil s en mm/jour, en au moins deux points de la région Sud-Est de la France – les séries de précipitations de DSCLIM, FRA12-corr et FRA50-corr étant définies sur la grille SAFRAN.

Ce critère présente l'avantage de se définir plus simplement et de ne dépendre plus que d'une seule valeur de seuil. Appliqué aux résultats de scénarios de changement climatique, il peut conduire à une analyse de l'évolution des précipitations intenses plus lisible pour le grand public et la communauté scientifique travaillant sur les impacts du changement climatique.

4.5.2 Reproduction chronologique de l'occurrence des HPE observés

Pour la période de simulation considérée ici (1960-1980) la liste de référence des dates d'HPE observés (annexe D) fait état de 102 événements.

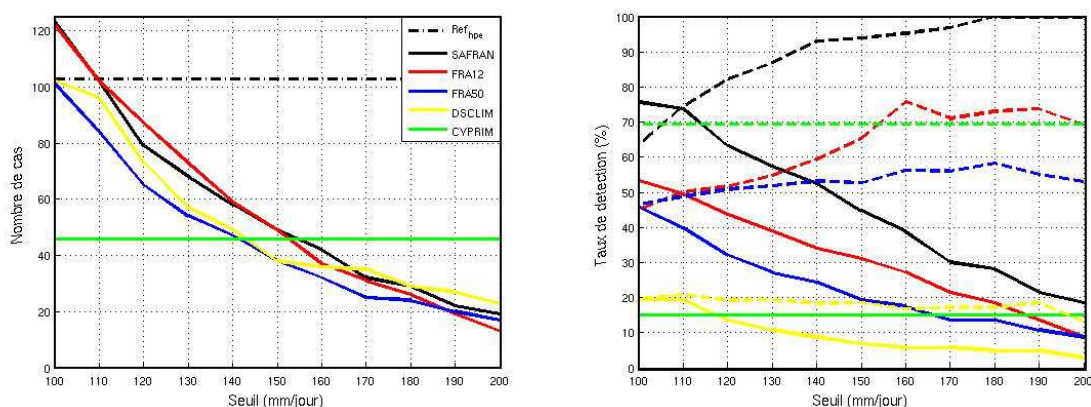
Les graphiques de la figure 4.28 indiquent pour chaque simulation le nombre total d'HPE reproduits sur la période 1960-1980, le pourcentage d'HPE reproduits (taux de reproduction), le pourcentage d'HPE parmi les événements simulés (100% - taux de fausse alerte) et le score de Brier correspondant, pour un seuil de dépassement de précipitation variant de 100 à 200 mm/jour.

Pour FRA12-corr et FRA50-corr, on retrouve bien les valeurs obtenues à la section 4.2.2 avec le premier critère de définition des HPE simulés. Cette similitude était certes attendue, mais elle confirme a posteriori que les deux critères de sélection sont analogues.

Pour DSCLIM, le pouvoir de bonne reproduction des HPE de la simulation s'avère être assez faible : au mieux, 20% des HPE observés sont reproduits par DSCLIM et plus de 80% des cas simulés ne correspondent pas à des HPE dans les observations.

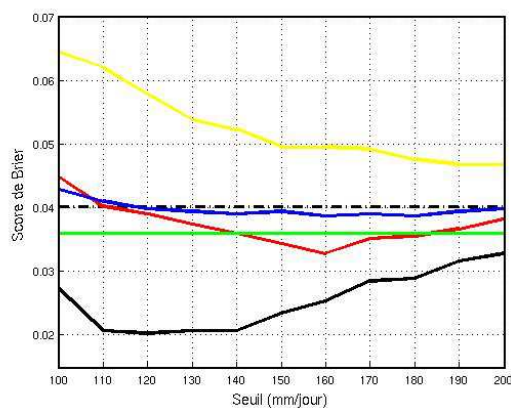
En fixant le seuil de sélection des événements à 110 mm/jour – seuil pour lequel SAFRAN, DSCLIM et ALADIN-Climat simule un nombre d'événements proche des 102 HPE répertoriés sur la période 1960-1980 –, le champ de pluie désagrégée produit par DSCLIM est comparé à celui de SAFRAN pour les trois ensembles de jours suivants : HPE reproduits (19 cas), les HPE manqués (83 cas) et cas de fausses alertes (77 cas).

Les cartes de la figure 4.29 indiquent, pour les 19 HPE reproduits par DSCLIM, le biais moyen et l'erreur quadratique moyenne de la précipitation simulée par DSCLIM, par rapport à SAFRAN.



(a) Nombre de cas définis

(b) Taux de reproduction



(c) Score de Brier

FIG. 4.28 – Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-1980 en fonction du seuil de précipitation. (a) : Nombre d'événements simulés. (b) : pourcentage d'HPE reproduits, en traits pleins, et pourcentage d'HPE parmi les événements simulés (100 - taux de fausse alerte) en traits tiretés. (c) : score de Brier. En noir : SAFRAN; en rouge : FRA12; en bleu : FRA50; en jaune : DSCLIM; en vert : CYPRIM.

Elles montrent que même lorsque DSCLIM parvient à reproduire un HPE, l'analogue choisi par la méthode présente un champ de précipitation assez différent de celui observé. Les erreurs commises par DSCLIM lors des HPE non-reproduits et des cas de fausses alertes sont illustrées par les figures 4.30 et 4.31 présentant les composites de précipitations simulées par DSCLIM et observées dans SAFRAN pour chacune de ces deux situations (non-reproduction et fausse alerte). On constate que, contrairement à ce que l'on a observé dans les simulations ALADIN-Climat, l'échec de la reproduction ne saurait être interprété

dans DSCLIM comme le résultat d'un effet de seuil plus ou moins marqué (voir sections 4.4.2 et 4.4.3). En effet, pour les HPE qu'elle ne reproduit pas, DSCLIM simule des pluies faibles ou inexistantes. Et à l'inverse, les cas de fausses alertes correspondent dans la réalité à des situations où la précipitation est faible ou absente.

Ainsi, au delà du fait que les scores de « détection » de DSCLIM sont assez peu satisfaisants, l'analyse montre que les précipitations simulées reste éloignées des observations quel que soit le cas de figure relatif à la reproduction des HPE observés : HPE reproduits ou non, et fausses alertes.

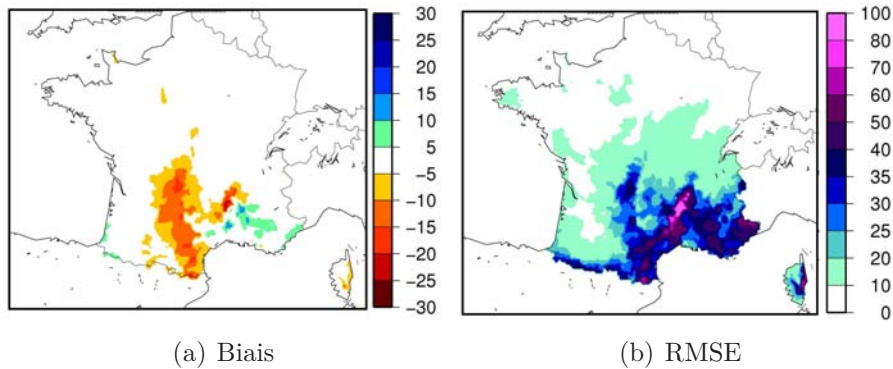


FIG. 4.29 – Biais moyen (a) et erreur quadratique moyenne (b) des précipitations quotidiennes (mm/jour) de DSCLIM lors des HPE reproduits par DSCLIM

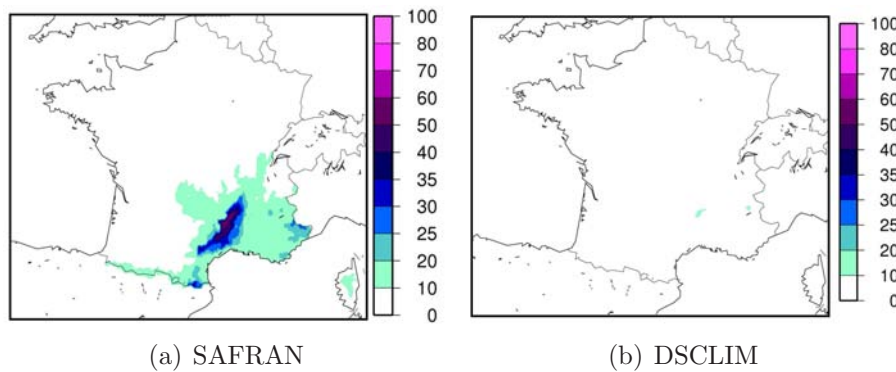


FIG. 4.30 – Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (a) et simulées par DSCLIM (b) lors des HPE non-reproduits par DSCLIM.

Un tel résultat n'est ni étonnant ni alarmant pour la méthode de descente d'échelle statistique mise en oeuvre dans DSCLIM si l'on considère que celle-ci n'est pas destinée à reproduire une quelconque chronologie dans les champs désagrégés qu'elle produit.

Ceci étant, dans la mesure où DSCLIM reçoit ici en entrée l'information grande échelle d'ERA-40 qui respecte la chronologie observée, le fait qu'elle ne parvienne à reproduire qu'un petit nombre d'HPE observé implique l'alternative suivante : soit la grande échelle d'ERA-40 ne contient que très peu d'informations susceptibles de prédire l'occurrence d'HPE, soit la classification des situations synoptiques réalisées dans DSCLIM et/ou la méthode de recherche d'analogues ne permettent pas de produire des HPE qui soient cohérents avec l'information grande échelle.

Or comme les taux de reproduction d'HPE obtenus par la méthode CYPRIM et par

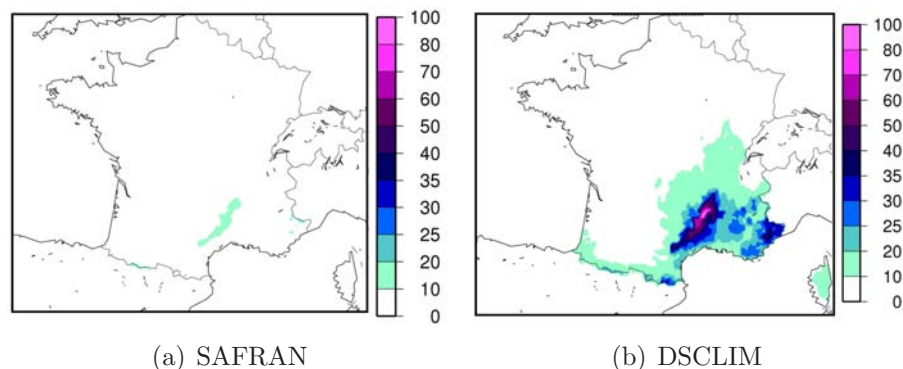


FIG. 4.31 – Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (a) et simulées par DSCLIM (b) lors des cas de fausses alertes de DSCLIM.

ALADIN-Climat indiquent précisément que ERA-40 contient une information grande échelle susceptible d'être utilisée pour prévoir l'occurrence d'au moins un quart des HPE, c'est donc que la méthode employée dans DSCLIM ne discrimine pas les situations synoptiques propices à la survenue d'un HPE. Cette conclusion n'est pas non plus tout à fait surprenante puisque les régimes de temps définis pour cette méthode n'ont pas été orientés à cette fin et que la recherche d'analogues qui en découle intègre les valeurs de précipitations de SAFRAN sur l'ensemble du territoire français et non la seule région Sud-Est. Elle atténue cependant la confiance que l'on peut apporter à la désagrégation statistique d'un scénario de changement climatique par DSCLIM au regard de l'évolution future des HPE. En dépit de cette limitation dans la bonne reproduction des HPE, remarquons que DSCLIM produit des fréquences d'occurrence d'événements réaliste par rapport à celles de SAFRAN. D'un point de vue statistique excluant toute considération chronologique, cette méthode n'est donc pas nécessairement moins performante qu'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution.

Sensibilité des résultats à l'ajout d'une condition sur la distance devant séparer les deux points dépassant le seuil

A l'annexe E, sont présentées les figures d'une brève étude de sensibilité des scores de « détection » chronologique obtenus avec ce critère de définition (détaillés à la section suivante) au fait d'ajouter une condition sur la distance devant séparer les deux points répondant au critère de dépassement – incluant ainsi, en considérant une distance nulle, la possibilité de ne retenir qu'un seul point. Seuls les résultats obtenus pour SAFRAN, FRA12-corr et FRA50-corr ont été représentés, ce au vu des scores de « détection » de DSCLIM.

Les résultats montrent que le fait de choisir deux points plutôt qu'un seul permet de réduire de façon notable le taux de fausse alerte sans pour autant trop dégrader le taux de reproduction. Ce comportement est cohérent avec le fait que la liste de référence des HPE observés (annexe D) a précisément été construite de façon à exclure le cas de phénomènes trop isolés (Nuissier et al., 2011).

En imposant une condition de distance sur les deux points de notre critère de définition des HPE simulés, on observe une diminution du taux de fausse alerte à mesure que la distance augmente. Ainsi, plus l'événement simulé couvre une surface étendue, plus il y a de chance qu'il corresponde à un HPE qui fut réellement observé. Mais dans le même

temps, le taux de reproduction des HPE diminue lorsque la distance augmente. Le choix de la distance minimale à imposer entre nos deux points dépend donc du taux que l'on cherche à optimiser (taux de reproduction ou fausse alerte) ou du compromis auquel on souhaite aboutir entre les deux. L'option qui a été retenue dans ce travail est finalement celle d'une absence de condition sur la distance entre les deux points (distance nulle) car à moins de prendre une distance de 60 km identique à celle du critère de définition de Nuissier et al. (2011), le choix aurait été à la fois assez arbitraire et pas forcément optimal pour toutes les simulations. Or pour cette distance de 60 km, on obtient moins de 80 HPE dans SAFRAN (alors qu'on en observe 102 sur la période), pour un taux de reproduction inférieur à 60%, avec certes un taux de fausse alerte très bas (moins de 10%) mais ces valeurs indiquent que le critère de définition des HPE devient alors trop sévère pour obtenir ne serait-ce qu'une fréquence d'occurrence correcte. Nous opterons donc pour la simplicité, consistant à ne pas imposer de condition sur la distance devant séparer nos deux points.

4.5.3 Représentation de l'ensemble des HPE simulés, indépendamment de la chronologie

On considère à présent l'ensemble des HPE simulés par FRA12-corr, FRA50-corr et DSCLIM (qu'ils correspondent ou non à des HPE effectivement observés) avec des valeurs de seuil conduisant à des fréquences d'occurrence proches de celle issue de la liste de dates de référence des HPE observés (annexe D). D'après la figure 4.28, ce seuil est égal à 110 mm/jour pour FRA12-corr et à 100 mm/jour pour FRA50-corr. Pour DSCLIM, ces deux valeurs conviennent. Le seuil de 110 mm/jour étant également celui pour lequel on aboutit à une fréquence correcte d'événements dans SAFRAN (par rapport aux 102 HPE de la liste figurant à l'annexe D), c'est celui que nous retiendrons ici.

Aperçu général

Examinons en premier aperçu les composites des précipitations modélisées lors des HPE simulés par FRA12-corr, FRA50-corr et DSCLIM (figure 4.32) et la différence de chacun de ces champs à la moyennes des précipitations de SAFRAN lors des HPE observés dans la réalité (figure 4.33).

On constate qu'en moyenne, les HPE de FRA12-corr et DSCLIM produisent des cumuls de pluies assez proches de ceux de SAFRAN pour les HPE réellement observés, alors que le biais de FRA50-corr est plus prononcé.

Le tableau 4.14 donne la répartition géographique des HPE simulés par chaque expérience. Il reprend les sous-régions définies à la section 4.2.3 : Cévennes, Languedoc-Roussillon et P.A.C.A. Comme précédemment, un événement est considéré comme appartenant à une sous-région donnée lorsque le critère de définition des HPE simulés s'applique aux points contenus dans celle-ci (les épisodes concernant plusieurs sous-région sont ainsi comptés plusieurs fois).

Les résultats du tableau 4.14 montrent que les HPE de FRA12-corr se répartissent correctement dans les trois sous-régions, alors que FRA50-corr simule un trop petit nombre de cas en région PACA (ce qui rejoint les résultats obtenus en 4.4.1). DSCLIM, quant à elle, produit un trop grand nombre d'épisodes affectant le relief Cévenol et trop peu d'événements dans la région Languedoc-Roussillon.

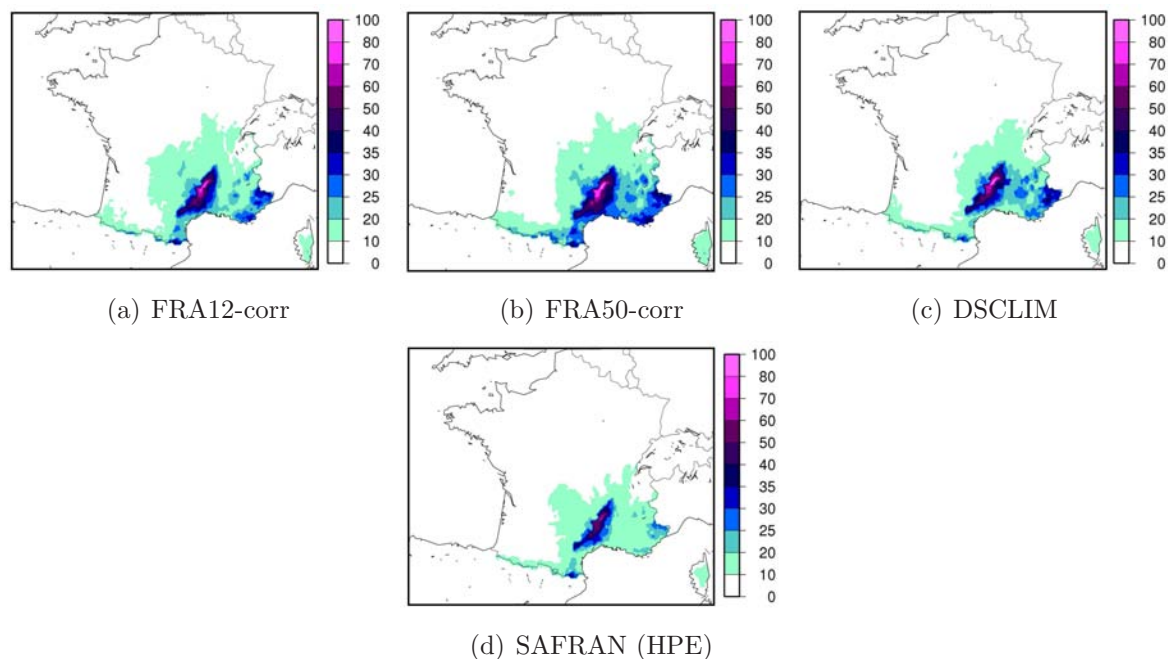


FIG. 4.32 – Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) observées et simulées lors HPE dans chaque simulation avec un seuil de dépassement de 110 mm/jour. (a) : FRA12-corr; (b) : FRA50-corr; (c) : DSCLIM; (d) : SAFRAN.

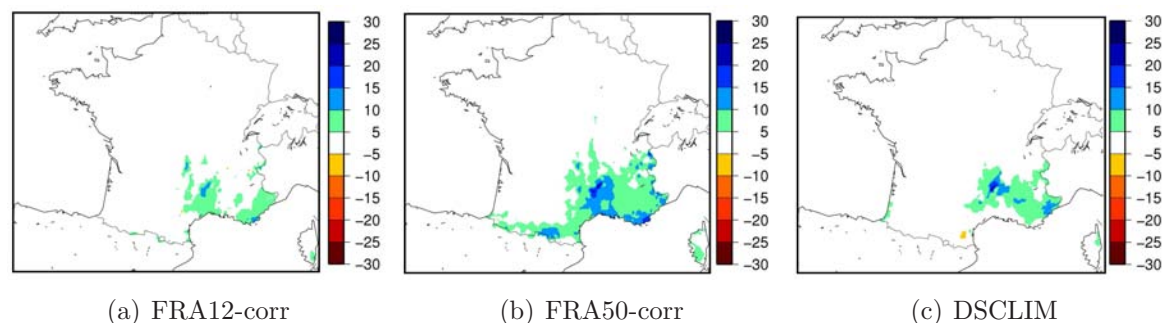


FIG. 4.33 – Biais moyen de précipitations quotidiennes lors des HPE dans chaque simulation avec un seuil de dépassement de 110 mm/jour : Différences des composites de précipitations simulés au composite des précipitations SAFRAN lors des HPE.

	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.	Total
Référence (liste des HPE)	62 (60%)	30 (29%)	25 (24%)	103
FRA12-corr	64 (63%)	33 (32%)	25 (24%)	102
FRA50-corr	52 (62%)	26 (31%)	15 (18%)	84
DSCLIM	73 (76%)	23 (24%)	26 (27%)	96

TAB. 4.14 – Répartition géographique des HPE simulés avec un seuil de 110 mm/jour dans chaque simulation : nombre de cas par région et pourcentage par rapport au nombre total de cas.

Représentation des HPE simulés, par sous-régions

En distinguant les événements simulés selon leur localisation (dans le modèle), on peut à présent comparer les caractéristiques des champs de pluies intenses simulées dans chaque

sous-région avec celles observées dans la réalité lors des HPE s'étant produit dans la même sous-région : intensité maximale des pluies, étendue de la zone de forte pluies, biais moyen aux précipitations observées.

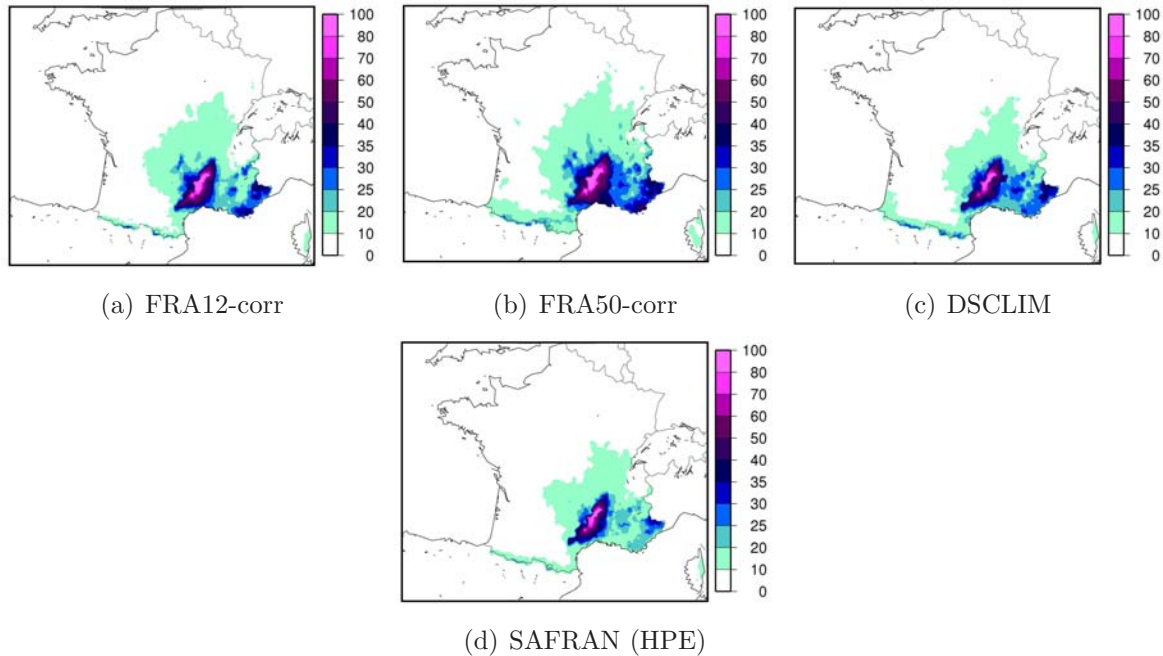


FIG. 4.34 – Identique à 4.32 pour les Cévennes.

La figure 4.34 présente les composites de précipitations simulées lors des événements touchant les Cévennes, par comparaison au composite de pluies de SAFRAN pour les HPE observés dans cette même région.

Les biais correspondants sont représentés à la figure 4.35.

Ces cartes montrent que FRA12-corr et DSCLIM simulent des HPE assez réalistes sur les Cévennes : les biais moyens restent globalement inférieurs à 10 mm/jour, avec toutefois une surestimation plus marquée de FRA12-corr sur une petite partie du relief. Dans FRA50-corr, la surestimation est plus importante, avec des biais compris entre 10 et 30 mm/jour sur une bonne partie de la zone.

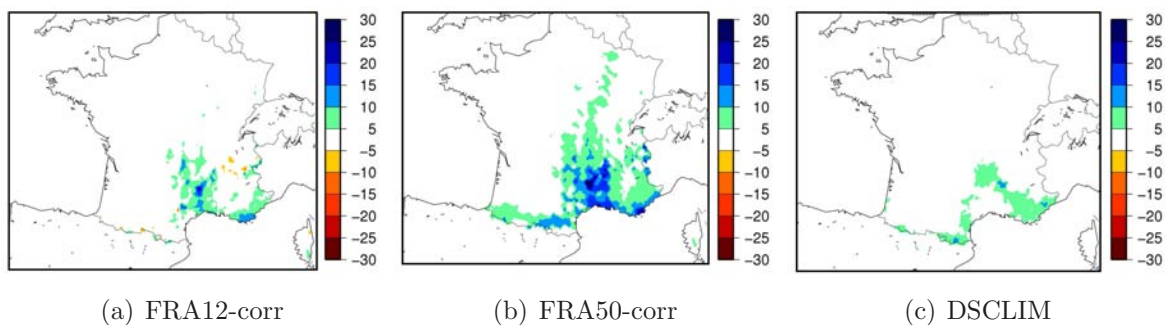


FIG. 4.35 – Identique à 4.33 pour les Cévennes.

D'après les tableaux 4.15, 4.16 et 4.17 – indiquant, pour chaque sous-région, les valeurs moyennes de l'intensité maximale des événements simulés et observés et l'extension

	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.	Total
SAFRAN	162	162	132	159
FRA12-corr	176	168	160	171
FRA50-corr	176	175	150	168
DSCLIM	173	167	157	166

TAB. 4.15 – Intensité maximale des HPE observés et des HPE simulés par chaque modèle, selon leur localisation : moyenne du maximum spatial de pluie quotidienne (mm/jour).

	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.
SAFRAN	2.4	1.9	2
FRA12-corr	2.4 (+3%)	1.8 (-7%)	2.5 (+22%)
FRA50-corr	3.3 (+41%)	2.6 (+33%)	3.2 (+56%)
DSCLIM	2.9 (+24%)	2.9 (+50%)	2.9 (+41%)

TAB. 4.16 – Etendue des HPE simulés par chaque modèle, selon leur localisation : surface de la zone où le cumul de précipitation excède 100 mm/jour (10^3 km^2)

	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.
SAFRAN	9.6	8.1	11.9
FRA12-corr	12.6 (+30%)	8.6 (+6%)	19 (+60%)
FRA50-corr	16.4 (+70%)	10.5 (+29%)	21.6 (+81%)
DSCLIM	13.5 (+40%)	11.5 (+41%)	16.2 (+36%)

TAB. 4.17 – Etendue des HPE simulés par chaque modèle, selon leur localisation : moyenne du nombre de points de grille SAFRAN où le cumul de précipitation excède 50 mm/jour (10^3 km^2).

spatiale moyenne de la zone de fortes pluies – cette différence ne semble pas due à une trop forte intensité des précipitations maximales mais plutôt à une tendance de FRA50-corr à simuler une structure trop étendue des fortes pluies.

Dans le Languedoc-Roussillon (figures 4.36 et 4.37), c'est FRA12-corr qui offre les meilleures performances.

Pour FRA50-corr, on retrouve un biais positif de précipitation pour les HPE simulés par FRA50-corr, que l'on peut cette fois expliquer par l'effet conjoint de maxima trop important et d'une trop grande extension de la zone de fortes pluies (tableaux 4.15, 4.16 et 4.17).

DSCLIM présente un dipôle traduisant une sous-estimation des pluies au Sud de la région et une surestimation au Nord, c'est-à-dire une tendance à situer trop au Nord la zone de précipitations intenses. Et de même FRA50-corr, DSCLIM simule par ailleurs des événements trop étendus et des valeurs maximales de pluies trop intenses.

Enfin, dans la région P.A.C.A, les trois simulations présentent des biais plus ou moins marqués (voir figures 4.38 et 4.39). C'est à nouveau dans FRA50-corr que le biais (positif) est le plus important, atteignant des valeurs supérieures à 20 mm/jour sur toute la partie Est de la zone, en raison de maxima de pluie trop importants et d'événements trop étendus.

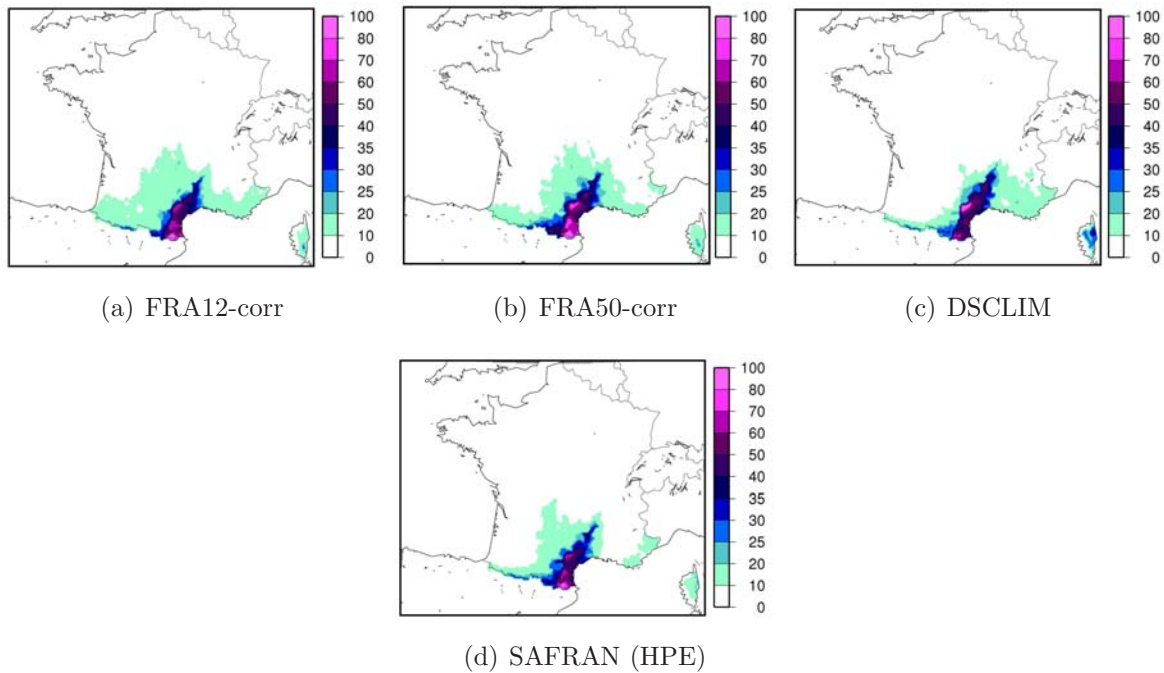


FIG. 4.36 – Comme 4.32 pour le Languedoc-Roussillon.

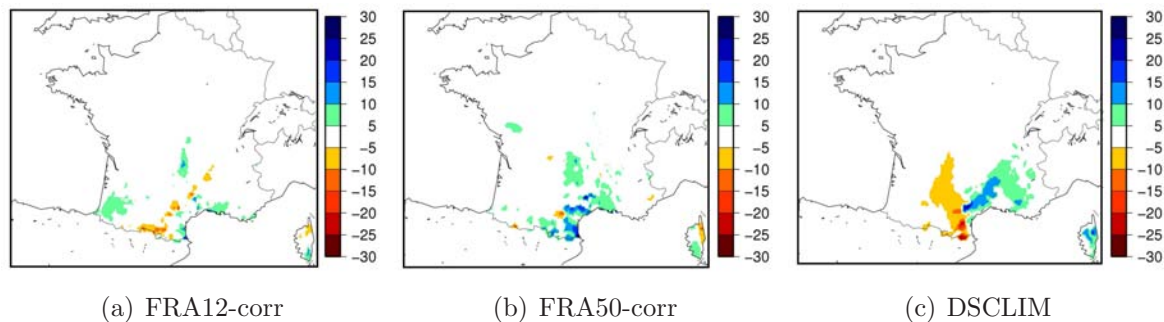


FIG. 4.37 – Comme 4.33 pour le Languedoc-Roussillon.

Dans FRA12-corr et DSCLIM, les biais sont plus modérés. Les erreurs de FRA12-corr sont un peu plus faibles que celles de DSCLIM et se concentrent essentiellement au Sud des Cévennes, ce qui indique en fait une tendance à étendre la zone de pluies fortes à modérées sur une bonne partie du Sud-Est de la France lors des cas affectant la région P.A.C.A. (voir la carte de composites correspondantes à la figure 4.38). Dans DSCLIM en revanche, la surestimation des précipitations se concentre sur les Alpes Maritimes.

Variabilité interannuelle

Pour conclure cette analyse statistique des épisodes de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France simulés par FRA50-corr, FRA12-corr et DSCLIM, on s'intéresse à la variabilité interannuelle de ces événements dans chaque simulation.

Le tableau 4.18 indique les valeurs simulées et observées des diagnostics suivants : nombre moyen d'HPE par année, moyenne annuelle des maxima d'intensité de précipitations atteints lors de chaque événement, et écarts-type correspondants. On constate alors que

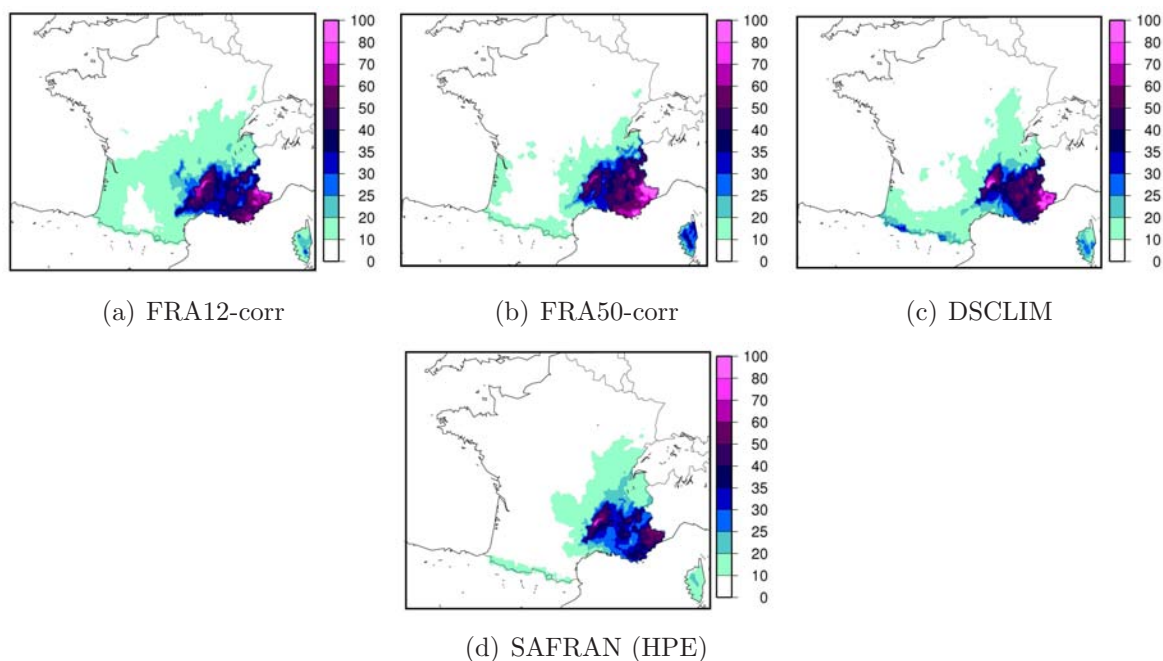


FIG. 4.38 – Comme 4.32 pour P.A.C.A.

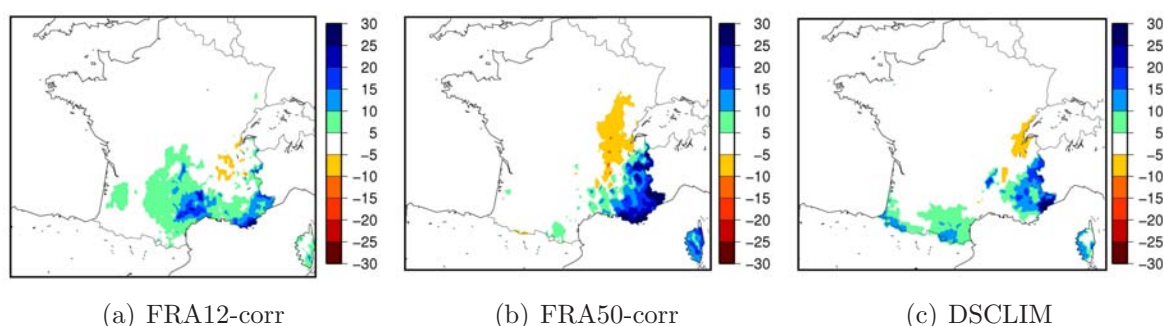


FIG. 4.39 – Comme 4.33 pour P.A.C.A.

FRA12-corr est très proche de la référence observée pour ces 4 paramètres ; FRA50-corr sous-estime d'environ 25% l'écart type du nombre d'événements et de leur intensité maximale ; et DSCLIM surestime de la variabilité interannuelle du nombre d'événements (+20%) et sous-estime celle du maximum d'intensité de -35%. C'est donc FRA12-corr qui présente la meilleure variabilité interannuelle.

4.5.4 Conclusions

Grâce à l'application de la correction « quantile-quantile » définie en 4.3, un nouveau critère de définition des HPE simulés a pu être défini. Il présente l'avantage d'être plus simple et plus lisible, dans la mesure où il se base uniquement sur seuil de dépassement de pluie en mm/jour. Nous avons pu vérifier que ce critère conduisait à des scores de « détection » d'HPE identiques à ceux obtenus précédemment sur les simulations non-corrigées, c'est-à-dire à une amélioration de la bonne reproduction de ces événements dans FRA12.

	Nombre d'HPE par an		Maximum annuel du cumul quotidien de précipitations intenses (mm/jour)	
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
Référence	4.3	2.8	218	73
FRA12-corr	4.3	2.8	219	71
FRA50-corr	3.4	2.1	206	54
DSCLIM	4.1	3.4	212	46

TAB. 4.18 – *Variabilité interannuelle des événements précipitants intenses observés et simulés : moyennes et écarts type du nombre d'événements par an et du maximum annuel de précipitations quotidiennes (mm/jour) survenant lors des HPE.*

Ces résultats ont par ailleurs été comparés à ceux de la méthode de désagrégation statistique DSCLIM qui s'est révélée nettement moins satisfaisante qu'ALADIN-Climat au regard de la bonne reproduction des HPE observés.

A l'issue de la première partie de ce chapitre, il était apparu que la proportion d'HPE que le modèle était susceptible de reproduire demeurait trop faible (moins de 30% de cas reproduits, pour un taux de fausse alerte acceptable) pour ne pas envisager l'analyse des performances de FRA12 et FRA50 sous un angle statistique – c'est-à-dire indépendamment du respect de la chronologie observée – dans la perspective d'une utilisation du modèle dans un scénario de changement climatique. Je me suis donc attachée à comparer la représentation des HPE dans les deux simulations ALADIN-Climat selon cette perspective, en considérant les précipitations corrigées en quantiles afin de ne pas avantager a priori FRA12. Pour ce faire, le seuil de dépassement a été fixé à 110 mm/jour, valeur conduisant dans les simulations à une fréquence d'occurrence des HPE proche de celle observée.

Si l'augmentation de résolution s'était avérée avantageuse dans la bonne reproduction des HPE, il n'était pas certain que le bénéfice s'étende aussi à la représentation des événements pris dans leur globalité. Les résultats ont montré que c'était le cas : même après correction « quantile-quantile », FRA12 simule des événements de pluies intenses plus réalistes que FRA50 dans le Sud-Est de la France, et ce dans chacune des trois sous-régions d'occurrence considérées (Cévennes, Languedoc-Roussillon et P.A.C.A.).

Le passage d'une résolution de 50 km à 12.5 km apporte donc une valeur ajoutée supérieure à l'amélioration que l'on peut obtenir dans une simulation à 50 km à laquelle on applique une correction statistique spatialisée, que ce soit du point de vue de reproduction chronologique des HPE ou de celui de représentation de l'ensemble des HPE simulés. En d'autres termes, le bénéfice de la haute résolution ne se résume pas à une spatialisation plus fine du champ de pluie mais rend les performances du modèle intrinsèquement meilleures.

Cette valeur ajoutée a été appréciée au regard des résultats obtenus avec DSCLIM. L'analyse a alors montré que dès lors que l'on ne considérait plus la reproduction de la chronologie observée de leurs occurrence DSCLIM fournissait une meilleure description des HPE que FRA50-corr, tandis que FRA12-corr présentait à cet égard des résultats globalement équivalents à ceux de DSCLIM.

Avant de conclure cette partie de l'étude, il reste à déterminer si la valeur ajoutée de la haute résolution mise en évidence au travers de l'analyse des simulations FRA12 et FRA50 est comprise ou non dans la plage de variabilité interne du modèle. Car si tel est

le cas, cela signifie que les différences observées entre FRA12 et FRA50 ne peuvent en fait pas être interprétées en termes de valeur ajoutée de l'augmentation de résolution, dans la mesure où le signal peut résulter du degré de liberté interne du modèle.

4.6 Variabilité interne des précipitations dans FRA12

Comme nous l'avons vu en introduction (section 1.2.2), la variabilité interne (VI) d'un modèle à aire limitée (LAM) constitue une mesure de son degré de liberté : plus celle-ci est importante, plus le modèle s'écarte des conditions de grande-échelle qui sont imposées à ses frontières (LBC).

La question de savoir si il est ou non souhaitable qu'un LAM présente un degré de liberté important reste ouverte, et le propos n'est pas ici de se prononcer sur ce sujet de façon absolue. L'objectif premier est ici de comparer la valeur ajoutée de la haute résolution à la variabilité interne du modèle dans sa représentation des HPE.

La variabilité interne d'ALADIN-Climat ne sera évaluée que dans la configuration de la simulation FRA12. Ce choix repose sur la supposition que le modèle n'a pas de raisons de présenter une plus forte variabilité interne à 50 km, hypothèse justifiée par les travaux de Lucas-Picher et al. (2008) qui ont permis de relier de façon formelle l'ampleur de VI au temps de résidence d'une particule dans le domaine d'intégration d'un LAM, le temps de résidence étant fonction de la circulation et de la taille du domaine. La résolution n'étant a priori pas un paramètre influent sur ce temps de résidence, il paraît assez raisonnable de supposer que la variabilité interne d'ALADIN-Climat dans la configuration de FRA50 n'est pas supérieure à celle mesurée dans la configuration FRA12, les deux grilles ayant la même extension géographique.

Il est cependant vrai qu'une évaluation conjointe de la variabilité interne dans les deux configurations aurait conduit à une estimation plus précise de la contribution de ce signal dans les différences observées entre FRA12 et FRA50 mais au vu des résultats obtenus, l'option retenue ici s'avère suffisante.

Enfin, signalons que cette étude constitue en outre une première évaluation de la variabilité interne d'un LAM dans sa représentation de phénomènes extrêmes.

4.6.1 Description de l'ensemble de simulations

Plusieurs dispositifs expérimentaux permettant d'évaluer la variabilité d'un LAM ont été proposés dans la littérature. Rinke and Dethloff (2000) et Giorgi and Bi (2000) se sont intéressés à la sensibilité aux conditions initiales et aux LBC ; Christensen et al. (2001) ont imaginé une mesure de la VI basée sur une modification des conditions de surface ; et Giorgi and Bi (2000) ont montré que la VI induite par une perturbation de l'état initial ou des LBC était similaire et qu'elle ne dépendait pas de l'ampleur de la perturbation.

Actuellement, la plupart des études proposent d'évaluer la variabilité interne en générant un ensemble de simulations différant seulement par leur état initial (Caya and Biner, 2004; Alexandru et al., 2007; Lucas-Picher et al., 2008). C'est cette solution qui a été retenue ici. Un ensemble de quarante simulations a ainsi été réalisé en imposant à chaque simulation un état initial différent. Pour des raisons de temps de calcul, la durée de chaque simulation a été limitée à une saison d'automne (SOND). Le choix s'est porté sur l'automne 1994 car c'est pour cette année que ALADIN-Climat simule le plus d'événements précipitants intenses. Avec un seuil de dépassement fixé à 110 mm/jour dans la simulation corrigée, FRA12-corr produit 7 épisodes de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France, qui correspondent tous à des HPE dans les observations (où l'on compte 8 événements pour l'année 1994). FRA50-corr en simule 10, parmi lesquels on compte 6 HPE et 4 fausses alertes. Les cartes de précipitations de SAFRAN, de la moyenne d'ensemble des simulations FRA12-corr et de FRA50-corr pour ces événements sont présentées aux figures de l'annexe

F.

Une évaluation correcte de la VI du modèle implique de considérer un état d'équilibre où l'information contenue dans l'état initial imposé au démarrage de la simulation a été, en tant que tel, « oublié ». Les 40 membres de l'ensemble de simulations ont ainsi été initiés au premier janvier 1994, en créant une perturbation consistant à prendre pour chaque simulation un premier janvier d'une année différente.

Les 40 simulations ont ensuite fait l'objet d'une correction « quantile-quantile » de leurs séries quotidiennes de précipitations (cf section 4.2.3) en utilisant les coefficients de correction calculés pour la simulation FRA12 sur la période 1981-2000. Bien que cette correction ne modifie pas en soi la VI du modèle puisqu'elle est appliquée a posteriori, elle est susceptible d'influer sur la dispersion des précipitations au sein de l'ensemble. Son influence sur les diagnostics rendant compte de la VI du modèle sera donc évaluée.

4.6.2 Variabilité interne des précipitations d'automne

Généralités

Avant de concentrer l'analyse sur les épisodes de précipitations intenses, nous allons nous intéresser à la variabilité de l'ensemble des précipitations simulées au cours de la saison d'automne (SOND) 1994.

Un des objectifs de cette partie est de vérifier que la variabilité interne (VI) des pluies dans la configuration FRA12 est suffisamment faible pour ne pas invalider l'analyse menée aux sections précédentes où les performances de FRA12 et FRA50 ont été appréciées au regard de leurs capacités respectives à reproduire la bonne chronologie des événements. En effet, comme cela avait été précisé en introduction de ce chapitre, cette approche n'a de sens que si le respect de la chronologie observée constitue une sorte d'idéal à atteindre, ce qui n'est plus le cas si la VI du modèle est trop importante.

Nous allons pour ce faire utiliser les diagnostics élaborés dans les travaux de Caya and Biner (2004), Alexandru et al. (2007) et Lucas-Picher et al. (2008).

La VI de la précipitation quotidienne d'un jour t en un point k de la grille peut être approchée par l'estimateur de la variance inter-membres calculé selon la formule suivante :

$$\hat{\sigma}_{en}^2(k, t) = \frac{1}{N_{ens} - 1} \sum_{s=1}^{N_{ens}} (RR(k, t, s) - \langle RR(k, t) \rangle)^2 \quad (4.10)$$

où N_{ens} est le nombre de membres de l'ensemble de simulation, $RR(k, t, s)$ la précipitation quotidienne du jour t modélisée par la simulation s au point k , et $\langle RR(k, t) \rangle$ la moyenne d'ensemble de la précipitation du jour t au point k .

Afin de mesurer la contribution de la VI dans l'évolution spatio-temporelle d'une variable (ici : la précipitation quotidienne), Caya and Biner (2004) proposent de comparer σ_{en}^2 à σ_t^2 , la variance temporelle moyenne (moyenne d'ensemble) du champ considéré sur une période de temps donnée. Cette seconde grandeur traduit la variabilité moyenne du champ qui évolue au fil du temps selon la situation météorologique. Elle peut également être interprétée comme la VI d'un GCM libre de toute contrainte atmosphérique dans son évolution.

Pour une simulation s de l'ensemble, la variance temporelle σ_t^2 sur la période T et au point

de grille k peut être estimée par :

$$\hat{\sigma}_t^{(s)}(k, T)^2 = \frac{1}{N_t - 1} \sum_{t=1}^{N_t} (RR(k, t, s) - \overline{RR(k, s)}^T)^2 \quad (4.11)$$

où N_t est le nombre de jours de la période T ; $RR(k, t, s)$ la précipitation quotidienne simulée par s au point k pour le jour t ; et $\overline{RR_s(k)}^T$, la moyenne temporelle de $RR(k, t, s)$ sur la période T (Lucas-Picher et al., 2008).

Dans la mesure où toutes les simulations de notre ensemble sont forcées par le même jeu de conditions latérales (LBC), $\hat{\sigma}_t^{(s)}$ est équivalente dans toutes les simulations. On considère donc le $\hat{\sigma}_t^{(s)}$ du premier membre de l'ensemble, que l'on notera simplement $\hat{\sigma}_t$.

On appelle *VIR* (Variabilité interne relative) le rapport de $\hat{\sigma}_{en}/\hat{\sigma}_t$ sur une période de temps T (Lucas-Picher et al., 2008). Un *VIR* proche de 1 indique que le modèle se comporte comme un GCM libre de contrainte. Plus *VIR* est faible, plus la contribution de la VI aux variations de la précipitation est limitée et plus la contrainte imposée par les LBC est forte.

Pour déterminer la structure spatiale de la variabilité interne et de *VIR* sur une période de temps T , on calcule en chaque point de grille k du domaine les grandeurs suivantes :

$$\begin{aligned} \overline{VI}^T &= \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^T \hat{\sigma}_{en}^2(k, t)} \\ VT^T(k) &= \hat{\sigma}_t(k, T) \\ \overline{VIR}^T(k) &= 100 \frac{\sqrt{\overline{\hat{\sigma}_{en}^2(k)}^T}}{\sqrt{\hat{\sigma}_t^2(k, T)}} \end{aligned} \quad (4.12)$$

On peut également opérer une moyenne spatiale pour examiner la variabilité temporelle au cours de la période T , que l'on peut alors décrire par :

$$\begin{aligned} \overline{VI}^{N_{pt}}(t) &= \sqrt{\frac{1}{N_{pt}} \sum_{k=1}^{N_{pt}} \hat{\sigma}_{en}^2(k, t)} \\ \overline{VT}^{N_{pt}} &= \sqrt{\frac{1}{N_{pt}} \sum_{k=1}^{N_{pt}} \hat{\sigma}_t^2(k, T)} \\ \overline{VIR}^{N_{pt}}(t) &= 100 \frac{VI(t)}{\overline{VT}^{N_{pt}}} \end{aligned} \quad (4.13)$$

où N_{pt} est le nombre de points de la zone spatiale considérée.

Les ratios *VIR* constituent des diagnostics pertinents pour comparer les VI des différentes variables d'un même modèle. Ici, nous les utiliserons pour comparer la VI des précipitations selon qu'elles correspondent ou non à un HPE, et selon que l'on a appliqué ou non une correction « quantile-quantile ».

Variabilité moyenne

Dans un premier temps, on ne considère que les simulations sans correction « quantile-quantile ».

Les cartes de la figure 4.40 montrent la structure spatiale de la variabilité interne \overline{VI}^{SOND} , de la variabilité temporelle VT , et du ratio \overline{VIR}^{SOND} correspondant, en moyenne sur toute la saison d'automne (voir les équations (4.13) pour la définition exacte).

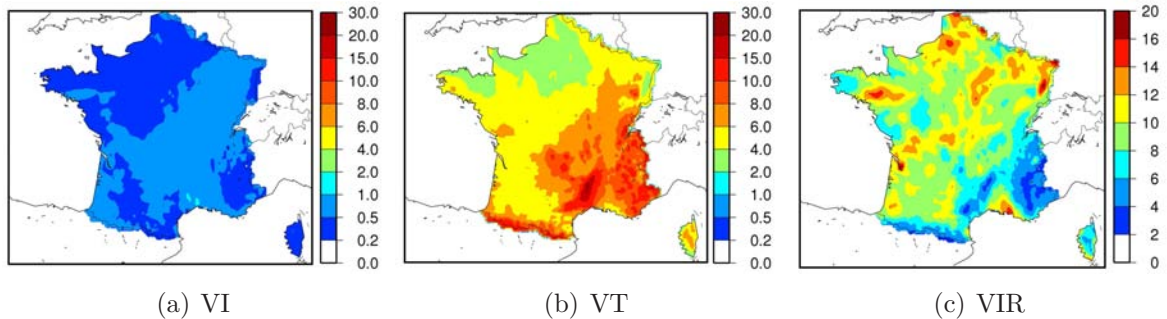


FIG. 4.40 – Variabilités moyennes de la précipitation quotidienne sur la saison SOND : diagnostics détaillés à l'équation (4.12). (a) : Variabilité interne (\overline{VI}^{SOND}) (mm/jour); (b) : Variabilité temporelle (VT^{SOND}) (mm/jour); (c) : \overline{VIR}^{SOND} , en (%).

Globalement, les valeurs de \overline{VI}^{SOND} sont comprises entre 0.2 et 1 mm/jour. Ces grandeurs sont très faibles comparées à celles obtenues sur l'Amérique du Nord dans les études de Caya and Biner (2004), Alexandru et al. (2007) et Lucas-Picher et al. (2008) où \overline{VI}^{SOND} est compris entre 1 et 12 mm/jour en hiver (DJF) et entre 2 et 16 en été (JJA). Elles se rapprochent davantage des valeurs calculées dans un ensemble de simulation ALADIN-Climat à 50 km de résolution sur un domaine d'extension géographique plus large que FRA12 (domaine ENSEMBLES, similaire à EUR50 utilisée dans la section 3.3). Dans ces expériences, la variabilité interne des pluies sur la France est comprise entre 0.2 et 1 mm/jour en moyenne sur l'hiver et entre 0.4 et 1.5 mm en moyenne sur l'été (E. Sanchez-Gomez, communication personnelle (2010)).

Les valeurs de VT^{SOND} sont semblables à celles enregistrées dans les études susnommées. Le ratio de ces deux grandeurs, \overline{VIR}^{SOND} , varie entre 2% et 12%, atteignant localement 20%. Si l'on excepte le maximum local situé dans le delta du Rhône, VIR atteint ses valeurs minimales dans le quart Sud-Est de la France, où il ne dépasse pas 6% sur le relief cévenol et la région P.A.C.A et reste compris entre 4 et 10% dans le Languedoc-Roussillon.

La figure 4.41.a présente l'évolution temporelle au cours de la saison SOND de la variabilité interne moyennée spatialement sur le Sud-Est de la France ($\overline{VI}^{N_{pt}}$), comparativement aux moyennes spatiales équivalentes de la variabilité temporelle $\overline{VT}^{N_{pt}}$ calculée sur chaque mois. L'évolution temporelle du ratio des deux, $\overline{VIR}^{N_{pt}}$, figure en 4.41.b (voir les équations 4.12 pour la définition exacte des diagnostics).

On constate sur ces graphiques que la moyenne spatiale de la variabilité reste toujours largement inférieure à la variabilité temporelle moyenne, avec des valeurs comprises entre 0 et 5 mm/jour pour $\overline{VI}^{N_{pt}}$ et entre 5 et 15 mm/jour pour $\overline{VT}^{N_{pt}}$, de telle sorte que le rapport des deux n'excède jamais 25%, excepté pour les événements du 19 et 20 octobre où il atteint 45%.

De façon générale, on peut donc dire que la contrainte imposée par les LBC prédomine largement sur la variabilité interne du modèle pour ce qui est des précipitations d'automne.

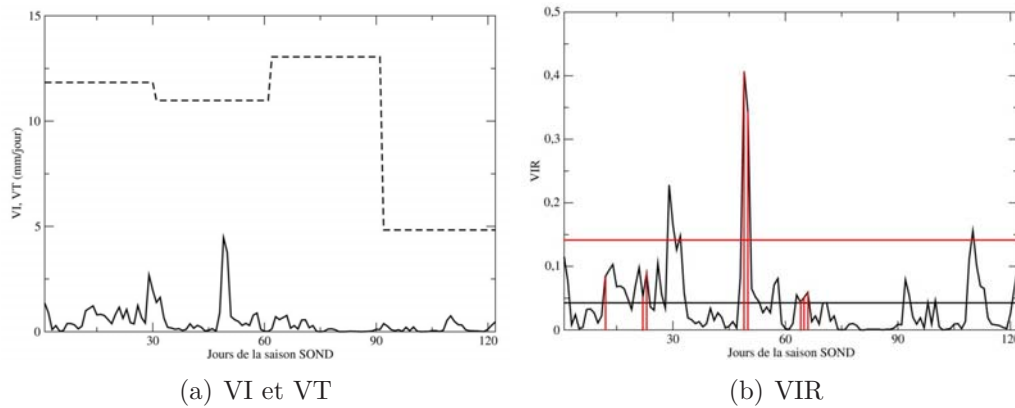


FIG. 4.41 – Evolution temporelle sur la saison SOND de la moyenne spatiale des points terre du Sud-Est de la France (points terre de la boîte : $1^{\circ}30'E-10^{\circ}E/41^{\circ}N-45^{\circ}N$) des variabilités de la précipitation quotidienne : diagnostics détaillés à l'équation (4.12). (a) : En trait plein : Variabilité interne ($\overline{VI}^{N_{pt}}$), en trait tirés : variabilité temporelle ($\overline{VT}^{N_{pt}}$) calculée sur chaque mois de la saison (mm/jour). (b) : Ratio des deux ($\overline{VIR}^{N_{pt}}$) (%). Sur le graphique (b), les traits verticaux rouges indiquent les épisodes de pluies intenses simulés par FRA12 (sélectionnés avec un seuil de 110 mm/jour dans FRA12-corr), le trait horizontal rouge correspond à la moyenne de VIR calculés sur ces jours, le trait horizontal noir à la moyenne de VIR sur toute la saison et les traits verticaux pointillés noirs repèrent les jours considérés plus loin à la figure 4.47.

Ce résultat confirme bien que la stratégie de validation basée sur la chronologie observée des événements est pertinente.

Comparaison de la variabilité interne des HPE à celle des autres jours

On s'intéresse à présent aux différences d'amplitude de la variabilité interne du modèle entre les épisodes de précipitations intenses et les autres jours de la saison. Sur le graphique 4.41.b, on peut voir l'évolution temporelle de $\overline{VIR}^{N_{pt}}$ sur la saison SOND. Les jours correspondant à des HPE dans les observations sont repérés en traits verticaux rouges sur le graphique.

Il apparaît que pour tous les HPE, $\overline{VIR}^{N_{pt}}$ est supérieur ou égal à la moyenne, et deux d'entre eux (les 19 et 20 octobre) correspondent à un pic important de variabilité interne relative. D'autres pics sont également observés en dehors des épisodes de précipitations intenses mais la moyenne de $\overline{VIR}^{N_{pt}}$ sur les 8 HPE – égale à 14% – est supérieure à celle calculée sur l'ensemble des jours – qui est de 4%.

D'après ces diagnostics, la variabilité interne d'ALADIN-Climat apporte donc une plus grande contribution à la variabilité des précipitations lors des jours de pluies intenses. On peut toutefois se demander si ce calcul n'est pas quelque peu biaisé dans la mesure où la variabilité interne $\overline{VI}^{N_{pt}}$ observée lors des épisodes de précipitations intenses est normée par la variabilité temporelle $\overline{VT}^{N_{pt}}$ intégrant l'ensemble des jours, indépendamment des intensités de précipitation simulées. Etant donné que la VI est globalement faible – c'est-à-dire que le régime de pluies simulées au sein de l'ensemble suit principalement celui imposé par les LBC –, cela revient à comparer la variance moyenne des jours où les pluies sont les plus fortes à une variance temporelle intégrant les jours où la pluie est modérée, faible ou nulle.

On obtient un résultat assez différent si dans l'on considère la variance temporelle $\hat{\sigma}_t^2$ cal-

culée sur deux périodes $T1$ et $T2$, regroupant respectivement les HPE et les autres jours. Si l'on considère $\hat{\sigma}_t^2$ comme une mesure de la variabilité interne maximale que le modèle peut atteindre, ce calcul paraît plus approprié que le premier.

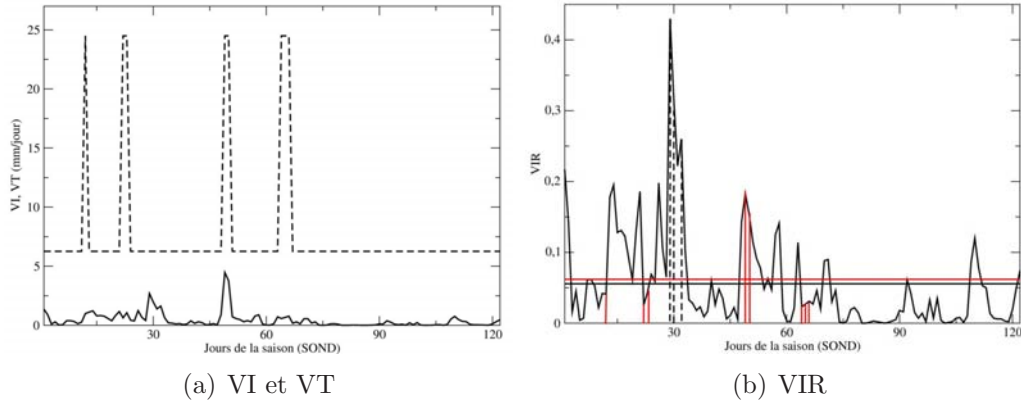


FIG. 4.42 – Evolution temporelle sur la saison SOND de la moyenne spatiale dans le Sud-Est de la France (points terre de la boîte : $1^{\circ}30'E-10^{\circ}E/41^{\circ}N-45^{\circ}N$) des variabilités de la précipitation quotidienne : diagnostics détaillés à l'équation (4.12). (a) : En trait plein : Variabilité interne ($\overline{VI}^{N_{pt}}$), en trait tireté : variabilité temporelle ($\overline{VT}^{N_{pt}}$) calculée sur les deux ensembles de jours $T1$ (HPE observés) et $T2$ (autres jours). (b) : Ratio des deux ($\overline{VIR}^{N_{pt}}$) (%). Sur le graphique (b), les traits verticaux rouges indiquent les épisodes de pluies intenses simulés par FRA12 (sélectionnés avec un seuil de 110 mm/jour dans FRA12-corr), le trait horizontal rouge correspond à la moyenne de VIR calculés sur ces jours, le trait horizontal noir à la moyenne de VIR sur toute la saison et les traits verticaux pointillés noirs repèrent les jours considérés plus loin à la figure 4.47.

La figure 4.42 montre l'évolution temporelle de $\overline{VI}^{N_{pt}}$, $\overline{VT}^{N_{pt}}$ et $\overline{VIR}^{N_{pt}}$ calculés selon cette seconde modalité.

On constate alors que si la moyenne de $\overline{VIR}^{N_{pt}}$ sur les jours de pluies intenses reste supérieure à celle des autres jours, la différence entre les deux grandeurs est beaucoup plus faible que dans le précédent calcul (+1%). Les événements du 19 et du 20 octobre correspondent toujours à des pics de fort $\overline{VIR}^{N_{pt}}$, mais ils sont moins marqués comparativement à d'autres pics survenant au cours de la période $T2$.

Le même calcul est effectué sur la variance inter-membres $\hat{\sigma}_{en}^2$ en chaque point de grille pour distinguer la variabilité interne moyennée sur les événements de précipitations intenses, \overline{IV}^{T1} , et sur les autres jours, \overline{IV}^{T2} . Les cartes correspondantes sont présentées à la figure 4.43, et la figure 4.44 montre les cartes de \overline{VT} calculé sur les périodes $T1$ (HPE) et $T2$ (autres jours).

Il apparaît que la variabilité interne des pluies est nettement plus importante lors HPE que pour les autres jours : elle atteint 4 mm/jour, localement 6 mm/jour en moyenne sur ces événements alors qu'elle ne dépasse pas 0.5 mm/jour sur cette même zone en moyenne sur les autres jours (figure 4.43). Mais la variabilité temporelle présente le même comportement (figure 4.44), si bien que si l'on considère le ratio des deux, on obtient un VIR du même ordre de grandeur pour les événements de précipitations intenses et pour les autres jours, avec des valeurs comprises entre 2% et 20%(figure 4.45).

Dans le Sud-Est de la France, là où se produisent les HPE, \overline{VIR}^{T1} (moyenne temporelle sur les HPE) est plus fort que \overline{VIR}^{T2} (moyenne temporelle sur les autres jours) dans le

delta du Rhône, région qui correspond au maximum de variabilité interne \overline{VI}^{T1} , tandis qu'ailleurs il est plus faible, les différences entre les deux VIR restant comprises entre -10% et $+10\%$ (les maxima de \overline{VIR}^{T1} dans le Nord-Est de la France correspondent à de très faibles valeurs de précipitations, leur signification est donc toute relative.)

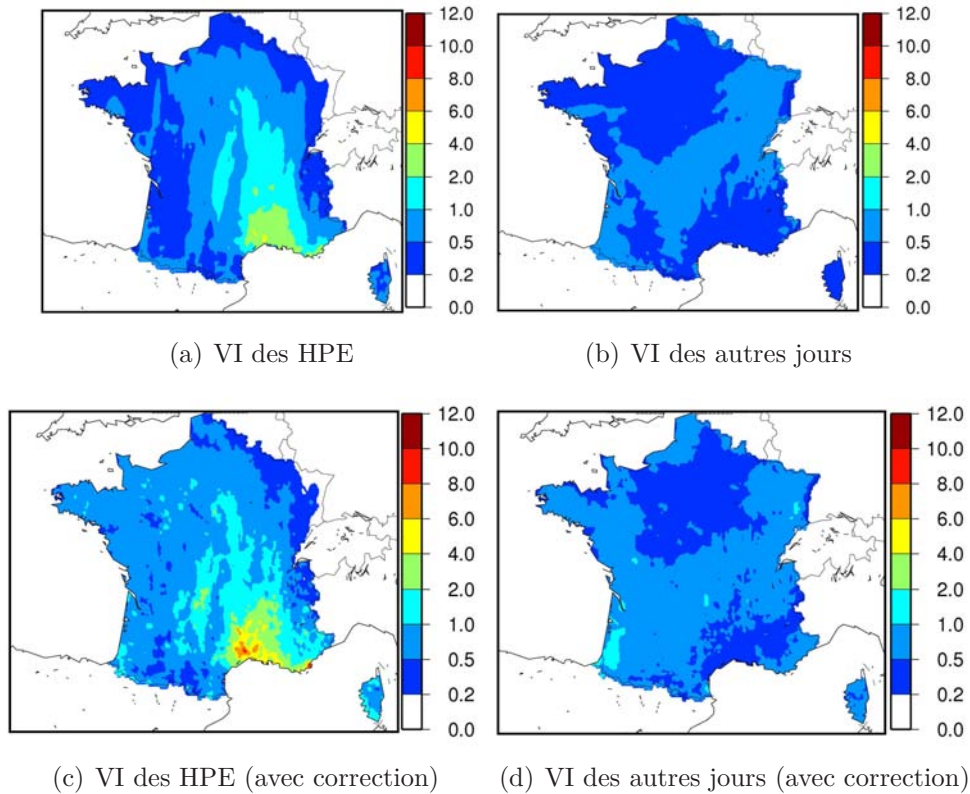


FIG. 4.43 – Variabilité interne moyenne de la précipitation quotidienne sur la saison SOND. A gauche : Variabilité interne moyennée sur les HPE (\overline{VI}^{T1}) (mm/jour). A droite : Variabilité interne moyennée sur les autres jours de la saison (\overline{VI}^{T2}) (mm/jour). En haut : variabilité de l'ensemble de simulations sans correction « quantile-quantile ». En bas : variabilité de l'ensemble de simulations avec correction « quantile-quantile ».

Bien que la variabilité interne de la précipitation soit plus forte en valeur absolue lors des événements de pluies intenses là où elles se produisent, elle reste donc bien en deçà des variations observées d'un épisode à l'autre, et ce dans une mesure assez semblable à ce que l'on observe pour les autres jours.

La variance inter-membres de la précipitation peut aussi être normée par la moyenne d'ensemble pour rendre compte de cet effet (voir par exemple Christensen et al. (2001)). Intuitivement, il semble assez logique de supposer que pour des faibles valeurs moyennes de pluie, on observe une dispersion plus limitée au sein d'un ensemble de simulations. Mais comme nous allons le voir par la suite, rien n'indique que la variance inter-membres de la précipitation soit destinée à croître avec sa moyenne lorsque l'on considère des cumuls de pluie importants. C'est pourquoi nous avons retenu ici l'approche basée sur le calcul du ratio VIR .

Impact de la correction « quantile-quantile » sur la dispersion inter-membres

Pour terminer avec cette première analyse de la variabilité interne des précipitations d'automne, nous allons à présent nous pencher sur la question de savoir si la correction « quantile-quantile » influe sur la dispersion inter-membres des précipitations, et si oui, de quelle façon.

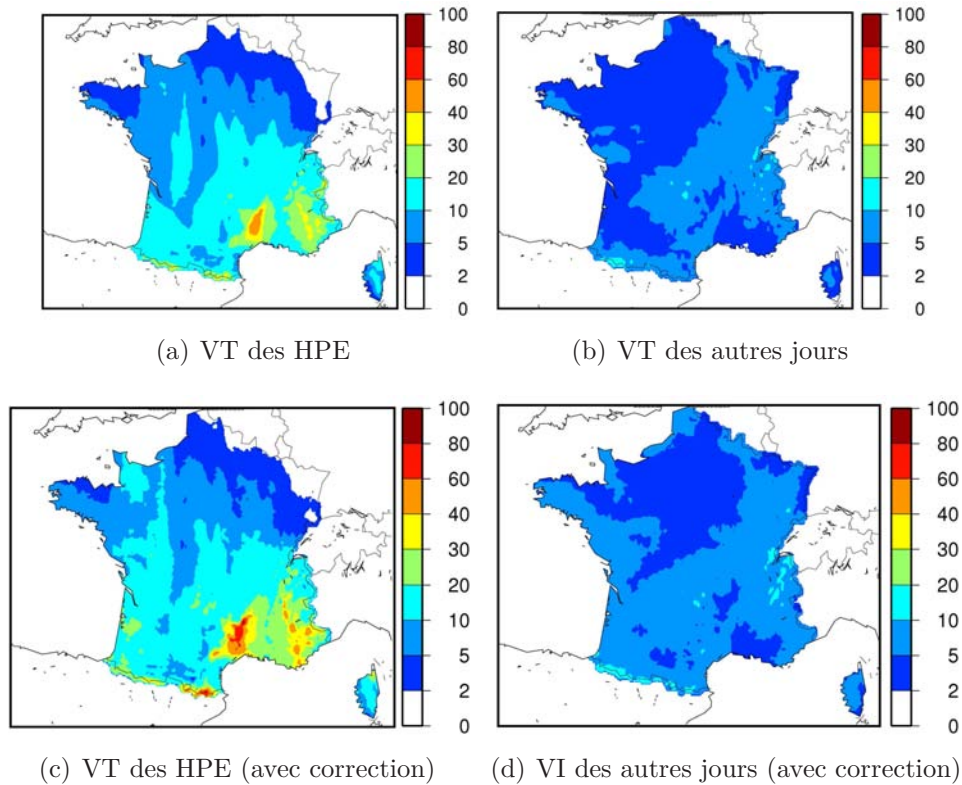


FIG. 4.44 – Variabilité temporelle moyenne de la précipitation quotidienne sur la saison SOND. A gauche : Variabilité temporelle moyennée sur les HPE (VT^{T1}) (mm/jour). A droite : Variabilité temporelle moyennée sur les autres jours de la saison (VT^{T2}) (mm/jour). En haut : variabilité de l'ensemble de simulations non-corrigées. En bas : variabilité de l'ensemble de simulations corrigées.

Pour ce faire, on applique à l'ensemble de simulations corrigées les diagnostics précédemment étudiés sur les simulations non-corrigées.

Les cartes de variabilités internes (\overline{VI}^{T1} , \overline{VI}^{T2} , \overline{VI}^{SOND}), de variabilités temporelles (VT^{T1} , VT^{T2} , VT^{SOND}) et d'VIR (\overline{VIR}^{T1} , \overline{VIR}^{T2} , \overline{VIR}^{SOND}) sont respectivement représentées aux figures 4.43, 4.44 et 4.45.

Elles indiquent que la correction « quantile-quantile » augmente assez sensiblement les valeurs de variabilités interne et temporelle lors des événements de précipitations intenses, alors que son impact reste très faible pour les autres jours. Mais les VIR qui en résultent sont égaux à ceux des simulations non-corrigées. Et l'on retrouve le même résultat en considérant les évolutions temporelles de ses grandeurs.

Dans les sections précédentes de ce chapitre, les différences entre les événements simulés par FRA12 et FRA50 ont été comparées après correction « quantile-quantile ». C'est donc l'ensemble de simulations corrigées que nous allons considérer pour l'étude détaillée de la variabilité interne observée lors des épisodes de pluies intenses.

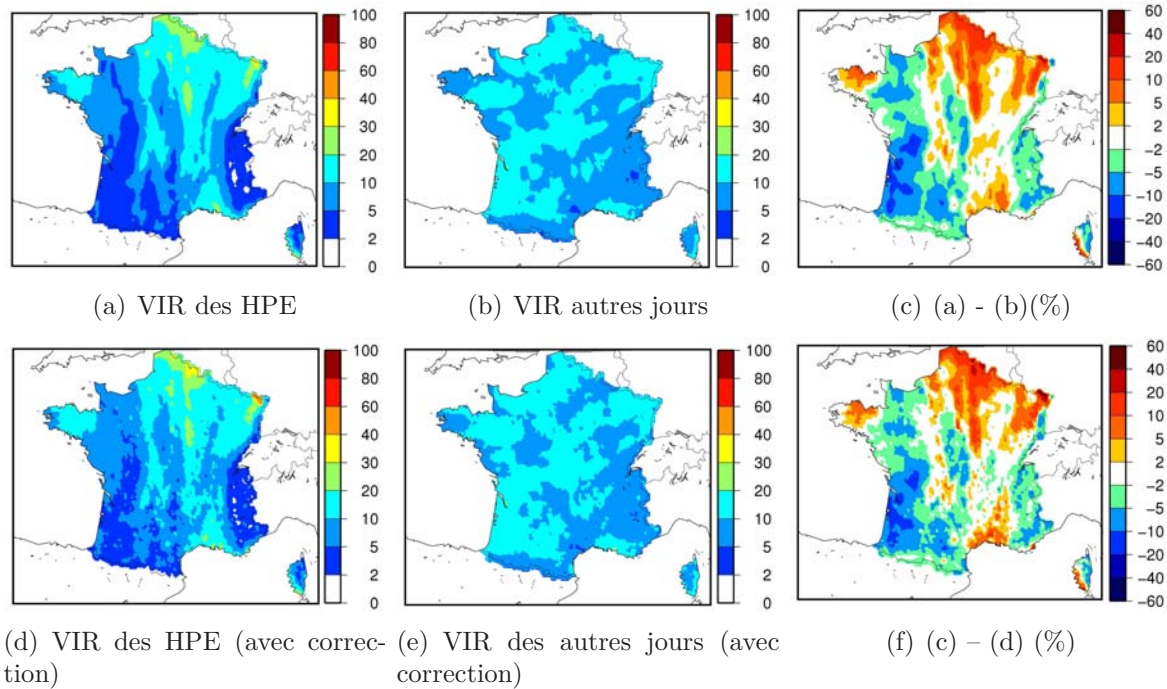


FIG. 4.45 – VIR de la précipitation quotidienne sur la saison SOND. A gauche : VIR moyenne des HPE simulés ($\overline{VIR}^{T1} = 100 \frac{\overline{VI}^{T1}}{\overline{VT}^{T1}}$) (mm/jour) ; au centre : VIR moyen des autres jours ($\overline{VIR}^{T2} = 100 \frac{\overline{VI}^{T2}}{\overline{VT}^{T2}}$) (mm/jour) ; à droite : Différence des deux, relativement à la VIR de l'ensemble de la saison (%) ($\overline{VIR}^{T1} - \overline{VIR}^{T2} / \overline{VIR}^{SOND}$). En haut : VIR de l'ensemble de simulations non-corrigées. En bas : VIR de l'ensemble de simulations corrigées.

4.6.3 Variabilité interne des HPE

Le but de cette partie est double : évaluer en soi le comportement de la variabilité pour les différents HPE et comparer les valeurs de dispersion inter-membres aux différences observées entre FRA12-corr et FRA50-corr afin de déterminer si les conclusions que nous avons tirées sur la valeur ajoutée de la haute résolution ne se trouvent pas invalidées.

Variabilité de la reproduction chronologique des HPE observés

On s'intéresse pour commencer à la variabilité de la reproduction chronologique des événements.

Pour chaque membre de l'ensemble, on calcule le nombre d'HPE reproduits, manqués et le nombre de fausses alertes, pour un seuil de dépassement de précipitation variant de 100 mm/jour à 200 mm/jour. Les résultats sont présentés dans le tableau 4.19 qui indique pour chaque valeur de seuil :

- le nombre d'HPE par tous les membres,
- le nombre d'HPE simulés par au moins un membre,
- la moyenne d'ensemble m ,
- l'écart-type $\hat{\sigma}$ inter-membres du nombre d'événement simulés,
- l'intervalle de confiance à 95% du nombre HPE simulés $[m - 2\hat{\sigma}, m + 2\hat{\sigma}]$.

Excepté pour le seuil de 100 mm/jour où une simulation sélectionne une fausse alerte (le 29 septembre), tous les HPE simulés correspondent à des HPE. Seul l'HPE du 12 septembre

se trouve non-reproduit, et il est manqué par toutes les simulations de l'ensemble. Tous les membres reproduisent les 7 autres HPE (et uniquement eux) avec un seuil de 110 mm/jour. L'écart-type du nombre d'événements reproduits fluctue ensuite entre 0 et 0.6 selon le seuil. On en déduit que pour une simulation prise au hasard dans l'ensemble, on a une probabilité de 95% que le nombre d'HPE reproduits ne diffère pas de plus d'un événement par rapport à la moyenne d'ensemble. Si tant est que l'on puisse extrapoler ce résultat obtenu pour l'année 1994 aux autres années, la bonne reproduction chronologique des HPE s'avère donc assez robuste, au sens où la VI du modèle influe relativement peu sur elle.

Seuil (mm/jour)	Nb d'évts simulés par un membre	Nb d'évts simulés par tous les membres	Moyenne d'ensemble à 95%	Ecart-type inter-membres	Intervalle de confiance
100	8	7	7.02	0.2	6.8–7.4
110	7	7	7	0	7
120	7	4	5.97	0.6	4.8–7.2
130	6	4	4.9	0.5	3.9–5.9
140	5	4	4.7	0.4	4.3–5.1
150	5	4	4.1	0.3	3.7–4.4
160	3	3	3	0	3
170	3	2	2.9	0.2	2.7–3.1
180	3	2	2.7	0.4	2.3–3.1
190	3	1	2.3	0.6	1.1–4.4
200	3	1	1.95	0.4	1.6–2.4

TAB. 4.19 – Variabilité interne du nombre d'HPE simulés. L'écart-type est calculé avec l'estimateur $\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{N_{ens}} \sum_{s=1}^{N_{ens}} (N(s) - \langle N \rangle)^2}$, où N_{ens} est le nombre de membres de l'ensemble, $N(s)$ le nombre d'HPE simulés par la simulation s et $\langle N \rangle$ la moyenne d'ensemble du nombre d'HPE simulés.

Le résultat de la reproduction des HPE dans FRA50-corr pour l'année 1994 est présenté au tableau 4.20.

On voit que jusqu'au seuil de 130 mm/jour, le nombre d'HPE reproduits par FRA50-corr est inférieur ou égal à la moyenne d'ensemble des simulations FRA12-corr mais pour certains seuils, il est compris dans l'intervalle de confiance à 95%, avec toutefois un nombre de fausses alertes plus grand. Au delà du seuil 140 mm/jour, FRA50-corr ne simule plus de fausses alertes et la comparaison de ses performances de bonne reproduction des HPE observés à celles de l'ensemble FRA12-corr conduit à des conclusions plus variables.

Si l'on examine les scores de Brier de FRA50-corr et qu'on les compare aux intervalles de confiance à 95% des scores de l'ensemble FRA12-corr (tableau 4.21), on constate que les scores de FRA50-corr sont plus mauvais que le score moyen de FRA12-corr et se situent en dehors de l'intervalle de confiance à 95% jusqu'au seuil de 130 mm/jour et au delà du seuil de 170 mm/jour. Entre ces deux seuils, le score de FRA50-corr est compris dans l'intervalle de confiance à 95% de l'ensemble de simulation FRA12-corr, hormis pour le seuil 140 mm/jour où FRA50-corr présente un meilleur score.

Pour les valeurs de seuil que nous avons retenues dans les sections précédentes, la variabilité interne des scores de « détection » dans l'ensemble de simulations ALADIN-Climat à 12.5 km reste donc significativement inférieure à la valeur ajoutée de la haute résolution, du

moins pour l'année 1994.

Seuil (mm/jour)	Nb d'évts simulés	Nb d'HPE reproduits	Nb de fausses alertes	Score de Brier (10^{-3})
100	9	6	3	40
110	9	6	3	40
120	9	6	3	40
130	7	5	2	40
140	5	5	0	20
150	3	3	0	40
160	3	3	0	40
170	3	3	0	40
180	3	3	0	40
190	1	1	0	60
200	1	1	0	60

TAB. 4.20 – *Reproduction chronologique de l'occurrence des HPE de l'automne 1994 dans FRA50-corr.*

Seuil	Moyenne d'ensemble du score de Brier (10^{-3})	Ecart-type (10^{-3})	Intervalle de confiance à 95% (10^{-3})	Score de Brier FRA50-corr (10^{-3})
100	8	0.2	8	40
110	8	0	8	40
120	17	1.3	16–18	40
130	25	4.3	21–29	40
140	27	3.5	23–30	20
150	32	2.5	29–34	40
160	40	0	40	40
170	41	2	20–60	40
180	43	3	39–47	40
190	47	5	42–52	60
200	49	3	46–52	60

TAB. 4.21 – *Variabilité interne du score de Brier dans l'ensemble de simulations FRA12-corr et score de Brier de FRA50-corr. Le calcul de l'écart-type du score de Brier dérive de celui de l'écart-type du nombre d'HPE reproduits et de fausses alertes.*

Variabilité interne de la structure spatiale des précipitations intenses lors des HPE

Considérons à présent la structure spatiale de la variabilité interne du champ de précipitation pour chaque HPE de l'année 1994.

Pour chacun des cas, on calcule en chaque point de grille k l'estimateur de l'écart-type de

la précipitation, $\hat{\sigma}$, selon la formule suivante :

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{(N_{ens} - 1)} \sum_{s=1}^{N_{ens}} (RR(k, s) - \langle RR(k) \rangle)^2} \quad (4.14)$$

où comme à l'équation (4.10), N_{ens} est le nombre de membres de l'ensemble de simulations, $RR(k, s)$ la précipitation quotidienne modélisée par la simulation s au point k , et $\langle RR(k) \rangle$ la moyenne d'ensemble de la précipitation au point k .

Sur les cartes de $\hat{\sigma}$ représentées à la figure 4.46, on constate que l'ampleur de la variabilité interne dépend fortement de l'événement considéré. Elle est maximale pour les HPE du 19 et 20 octobre – où $\hat{\sigma}$ atteint 30 mm/jour dans le delta du Rhône et sur la côte d'Azur – et reste plus modérée lors des autres événements où elle ne dépasse pas 2 à 4 mm/jour sur les régions correspondant aux zones de fortes pluies (cf annexe F).

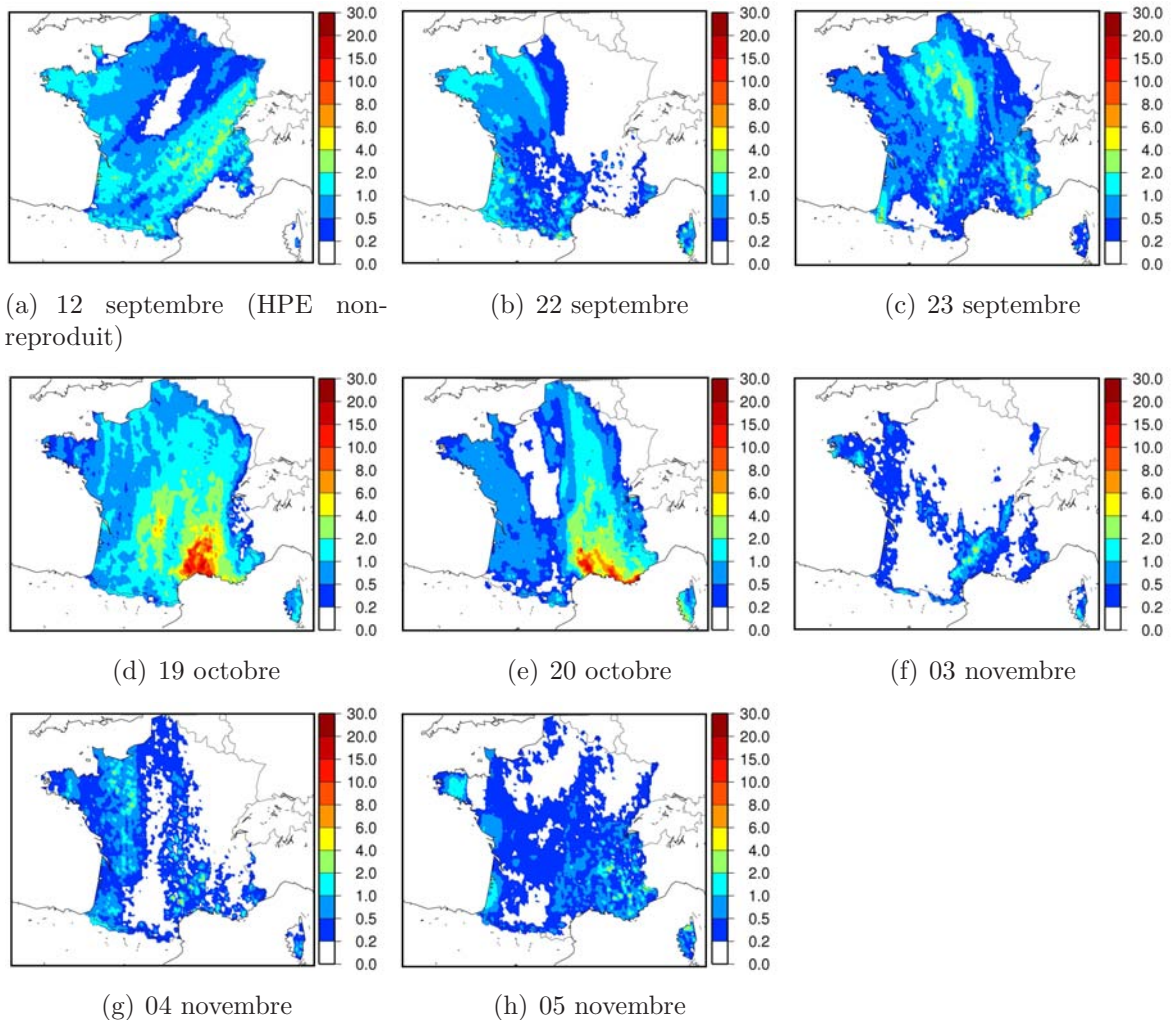


FIG. 4.46 – *Ecart-type de la précipitation quotidienne (mm/jour) sur l'ensemble des HPE de 1994.*

Ces valeurs sont à apprécier au regard de la variabilité interne moyennées sur les HPE (\overline{VI}^{T1}) et sur les autres jours (\overline{VI}^{T2}) de la figure 4.43 où l'on voit qu'en dehors du 19 octobre, du 20 octobre, la VI des HPE reste assez proche de la VI moyenne des jours non-extrêmes.

A titre de comparaison, on a également tracé l'écart-type $\hat{\sigma}$ et la moyenne d'ensemble du champ de précipitation du 30 septembre et du 2 octobre (figure 4.47), jours non-extrêmes correspondants à des pics de *VIR* (cf graphiques 4.41.b et 4.42.b).

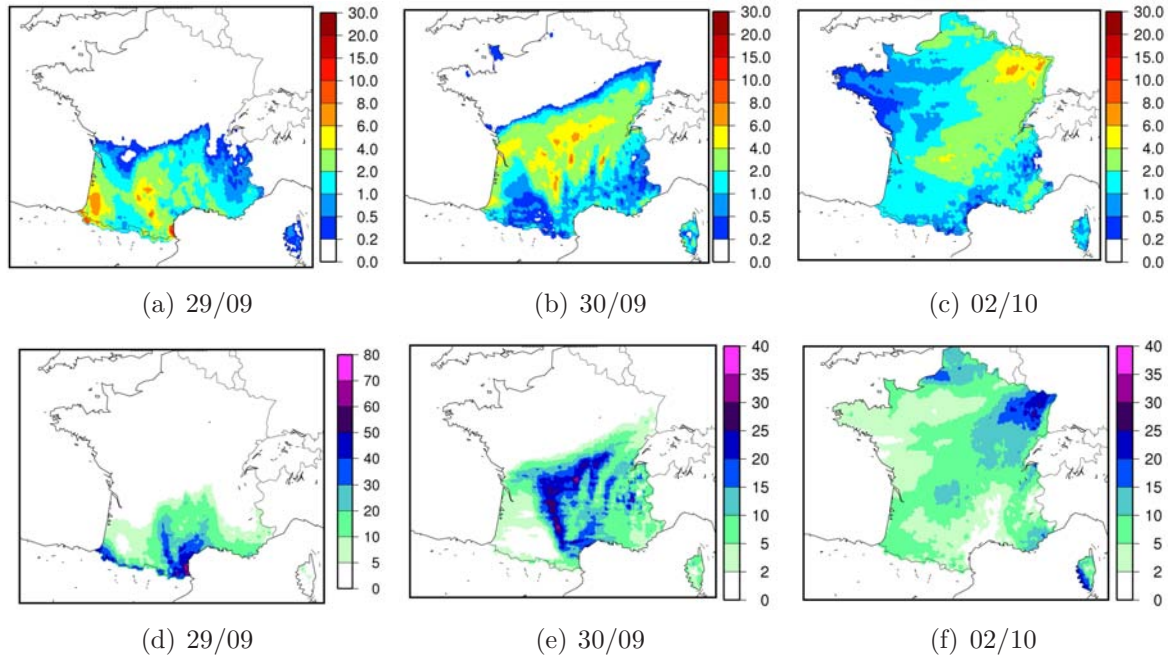


FIG. 4.47 – *Ecart-type (en haut) et moyenne d'ensemble (en bas) de la précipitation quotidienne (mm/jour) pour les journées du 29 septembre, 30 septembre et du 2 octobre, repérées sur la figure 4.42.b par des traits tiretés.*

Ces cartes montrent que pour ces deux journées, la variabilité interne est supérieure à celle des HPE, exception faite des 19 et 20 octobre.

Chercher à caractériser les événements présentant une forte VI nécessiterait de disposer de plus d'une année de simulation. Au vu des résultats, on peut cependant avancer pour hypothèse que la VI serait plus grande lors des événements présentant de fortes pluies en zone de plaine, comme c'est le cas pour les HPE du 19 ou 20 octobre, où bien que les maxima de précipitations soient localisés sur le relief cévenol, FRA12-corr simule des cumuls supérieurs à 100 mm/jour dans le delta du Rhône et sur la Côte d'Azur, c'est-à-dire là où l'on retrouve la plus forte VI. Il ne s'agit évidemment que d'une hypothèse qui ne pourrait être vérifiée qu'au travers de simulations d'ensemble conduites sur une plus longue période de temps. Il n'est toutefois pas absurde de supposer que la VI puisse être moins importante pour les précipitations intenses se produisant sur le relief, dans la mesure où le forçage orographique est identique dans toutes les simulations.

Quoi qu'il en soit, les disparités observées entre les différents HPE nous amènent à nous concentrer sur les événements où la VI est la plus forte : les épisodes du 19 et 20 octobre. Afin de se faire une idée plus claire de ce que ces fortes valeurs de $\hat{\sigma}$ peuvent traduire en terme de dispersion des simulations, on calcule pour ces deux événements la distance quadratique de chaque simulation s à la moyenne d'ensemble : D_s^2 :

$$D_s^2(k) = \frac{1}{N_{ens}} (RR(k, s) - \langle RR(k) \rangle)^2$$

D_s^2 est ensuite moyennée sur les points terre du quart Sud-Est de la France ($1^{\circ}30'E-10^{\circ}E/41^{\circ}N-45^{\circ}N$), et l'on considère pour chaque événement la simulation qui présente un D_s maximal – que l'on appellera $S_{D_{max}}$ –, afin de la comparer à la moyenne d'ensemble, que l'on désignera par $\langle S \rangle$.

Les figures 4.48 et 4.49 montrent les résultats obtenus pour les HPE du 19 et du 20 octobre en comparant les cartes de moyenne d'ensemble des précipitations aux cartes de précipitations modélisées par la simulation la plus éloignée de la moyenne d'ensemble ($S_{D_{max}}$) et par FRA50-corr.

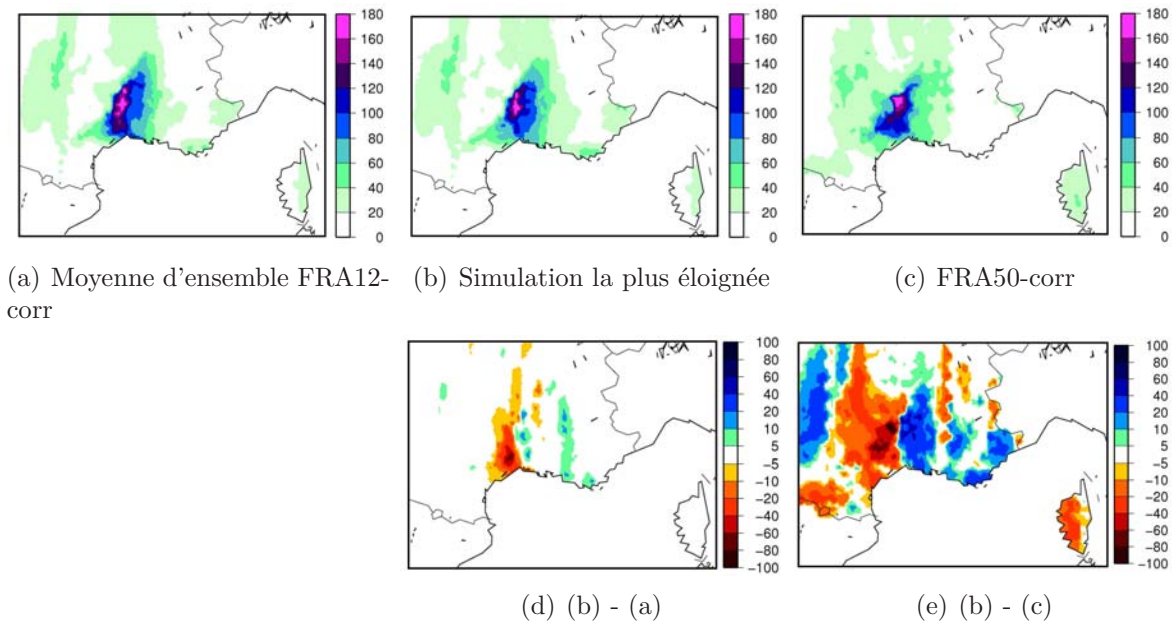


FIG. 4.48 – Précipitation quotidienne du 19 octobre 1994 (mm/jour). (a) : Moyenne d'ensemble de la précipitation. (b) : précipitation simulée par le membre le plus éloigné de la moyenne. (c) : précipitation simulée par FRA50-corr. (d) : Différence (b) - (a) , (e) : Différence (b) - (c) ;

En premier lieu, on peut remarquer que les événements restent situés sensiblement au même endroit dans les simulations $S_{D_{max}}$ et dans la moyenne d'ensemble. Leur forme générale reste également la même.

Pour le 19 octobre, l'essentiel des différences entre $\langle S \rangle$ et $S_{D_{max}}$ se situe à la bordure sud de la zone de fortes pluies, où l'on observe une variation assez importante des cumuls simulés (-50 mm/jour, localement -70 mm/jour), mais ceux-ci ne correspondent pas aux pluies les plus intenses.

Pour le 20 octobre, les différences entre $\langle S \rangle$ et $S_{D_{max}}$ sont moins marquées – entre -20 mm/jour (localement -40 mm/jour) et +40 mm/jour). Les disparités observées autour du maximum principal au Nord de Montpellier traduisent un léger décalage zonal de la zone de précipitations. Sur la Côte d'Azur, $S_{D_{max}}$ simule un maximum plus fort que la moyenne mais également des cumuls un peu moins importants à l'Ouest de ce second maximum.

Comparées aux différences observées entre FRA12-corr et FRA50-corr, ces disparités sont de faibles amplitudes. Il semblerait donc que même pour les deux HPE où la variabilité interne est la plus forte, celle-ci reste inférieure aux différences observées entre FRA12-corr et FRA50-corr.

Mais avant de conclure définitivement, nous allons nous intéresser à la variabilité interne des

deux caractéristiques du champ de pluie qui ont été considérées dans les comparaisons des HPE simulés par FRA12-corr et FRA50-corr : les maxima de précipitations et l'extension spatiale des zones de fortes pluies.

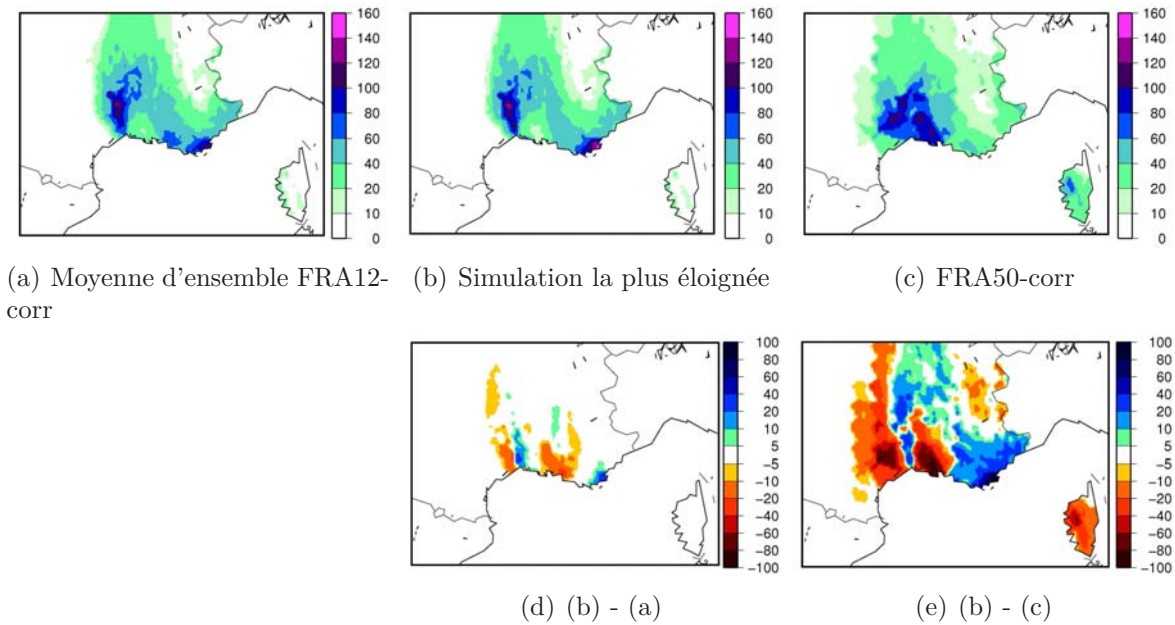


FIG. 4.49 – Identique à 4.48 pour le 20 octobre 1994.

Variabilité interne des maxima de précipitations lors des HPE

Pour chaque HPE de l'année 1994, on calcule la moyenne d'ensemble et l'écart-type du maximum de précipitation dans les simulations corrigées. Les résultats sont présentés au tableau 4.22 où l'on indique également l'intervalle de confiance à 95% des maxima simulés par FRA12-corr et où sont reportés les maxima observés dans SAFRAN et simulés par FRA50-corr.

Dates evt	Numéro evt	Maximum SAFRAN	Moyenne du maximum FRA12-corr	Ecart-type du maximum FRA12-corr	Intervalle de confiance à 95% FRA12-corr	Maximum FRA50-corr
12/09	1	147	77	1.7	73–81	101
22/09	2	173	216	4.2	208–224	232
23/09	3	156	157	1.1	155–159	154
19/10	4	240	194	10.5	173–215	191
20/10	5	114	163	15.3	132–194	122
03/11	6	175	128	5.3	117–139	68
04/11	7	226	286	0.7	285–287	317
05/11	8	209	153	0.6	152–154	142

TAB. 4.22 – Variabilité interne du maximum d'intensité de précipitation (mm/jour) des HPE et comparaison au maxima observés dans SAFRAN et simulés par FRA50-corr.

Sans grande surprise, les événements les plus variables en termes d'intensité maximale sont les HPE du 19 et du 20 octobre, qui présentent respectivement un écart-type de 10.5 mm/jour et 15.3 mm/jour. Pour les autres HPE, la VI des maxima est plutôt faible (inférieure à 6 mm/jour), et en dehors du cas du 19 octobre, le maximum de pluie simulé par FRA50-corr se trouve toujours en dehors de l'intervalle de confiance à 95% de la valeur maximale de l'ensemble de simulations FRA12-corr.

Ces chiffres nous indiquent en outre que la VI du maximum n'est pas corrélée à l'intensité maximale (coefficient de corrélation égal à -0.02). C'est ainsi que pour l'événement le plus intense où les cumulés atteignent 286 mm/jour dans la moyenne d'ensemble, on observe l'un des écarts-types les plus faibles de la série (0.7 mm/jour).

Afin d'avoir un aperçu de la forme prise par la dispersion inter-membres, l'ensemble des intensités maximales simulées par chaque simulation de l'ensemble au cours des 8 HPE observés est représentée à la figure 4.50.

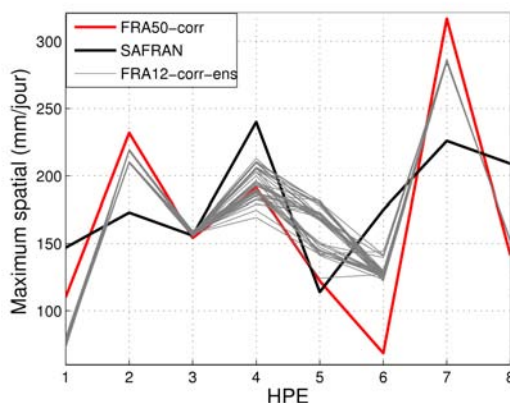


FIG. 4.50 – Dispersion de la valeur maximale de précipitation (mm/jour) lors des 8 HPE de l'année 1994. En gris : valeurs simulées par chaque membre de l'ensemble, en rouge : valeurs simulées par FRA50-corr, en noir : valeurs observées dans SAFRAN.

Le graphique montre que l'on observe une dispersion « bi-modale » pour les événements du 22 septembre, 20 octobre et 3 novembre, où les différents membres de l'ensemble se concentrent autour de deux attracteurs. Une observation plus attentive indique que les groupes de simulations autour d'un attracteur ne restent pas solidaires d'un cas à l'autre : une simulation présentant une valeur maximale plus faible que la moyenne pour un événement donné n'a pas plus de chance de produire à nouveau un maximum plus faible lors des HPE suivants, et ce même lorsque les épisodes se succèdent immédiatement (19-20 octobre).

On considère pour terminer les champs de précipitation des deux expériences les plus éloignées en termes de maximum de pluie (figures 4.51 et 4.52) pour les deux HPE les plus variables en termes d'intensité maximale que sont les 19 et 20 octobre (figures 4.51 et 4.52). Ces cartes montrent que même dans le cas des paires de simulations les plus éloignées l'une de l'autre, le champ de pluie conserve la même structure spatiale (forme, étendue, localisation du maximum).

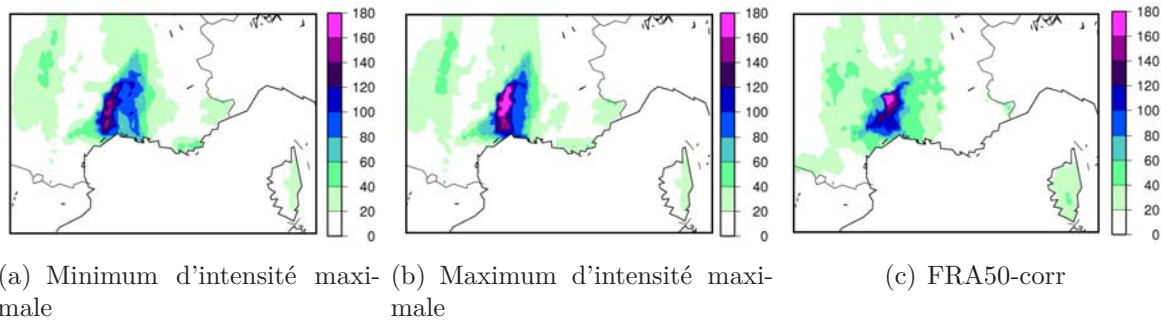


FIG. 4.51 – Précipitations quotidiennes (mm/jour) pour le 19 octobre. (a) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la valeur minimale de l'intensité maximale de pluie. (b) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la valeur maximale de l'intensité maximale de pluie. (c) : Précipitations simulées par FRA50-corr.

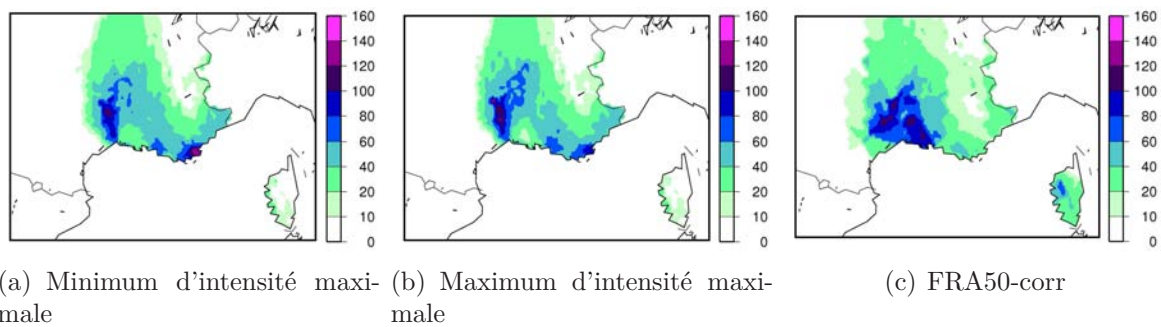


FIG. 4.52 – Identique à 4.51 pour le 20 octobre.

Variabilité interne de l'étendue

Une analyse similaire à celle menée au précédent paragraphe est conduite pour mesurer la VI du modèle dans sa représentation de l'extension spatiale des HPE.

Les moyennes d'ensemble et les écart-types des étendues de la zone de pluies supérieures à 100 mm/jour lors de chaque HPE sont reportées au tableau 4.23. Comme précédemment, on en déduit un intervalle de confiance à 95% de la valeur du paramètre simulée par FRA12-corr que l'on compare à la valeur simulée par FRA50-corr. A nouveau, on s'aperçoit que les HPE les plus variables à cet égard sont ceux survenus les 19 et 20 octobre et que l'extension de la zone de fortes pluies modélisée par FRA50-corr se trouve à l'intérieur de l'intervalle de confiance à 95% que lors de l'événement du 19 octobre.

La figure 4.53 représente les valeurs simulées par tous les membres de l'ensemble. Contrairement à ce que l'on a observé pour les intensité maximale, la dispersion de l'extension de la zone de fortes pluie s'étale de façon plutôt continue, c'est-à-dire sans présenter d'attracteurs.

Enfin, on examine de plus près le comportement du modèle pour l'HPE le plus variable, à savoir celui du 19 octobre, en représentant les champs de pluies des deux membres de l'ensemble les plus éloignés l'un de l'autre au regard de l'extension des fortes précipitations. Et à nouveau, on constate qu'en dépit du fait que la surface où les pluies dépassent 100 mm/jour se trouve doublée d'une simulation à l'autre, le champ de précipitation garde la même structure spatiale au sens où il présente une forme similaire et où les cumuls les plus importants demeurent localisés sur le Sud des Cévennes.

Dates evt	Numéro evt	Etendue SAFRAN	Moyenne de l'étendue FRA12-corr	Ecart-type de l'étendue FRA12-corr	Intervalle confiance à 95% FRA12-corr	Etendue FRA50-corr
12/09	1	1.9	0	0	0	0
22/09	2	2.6	1.2	0.03	1.1–1.2	4.4
23/09	3	1.5	5.9	0.2	5.5–6.2	5.1
19/10	4	2.8	5.5	1	3.5–7.5	4.6
20/10	5	2.8	1.4	0.4	0.7–2.1	2.2
03/11	6	1.3	0.4	0.05	0.3–0.5	0
04/11	7	5.6	8.5	0.1	8.3–8.8	11.6
05/11	8	1	1.A	0.06	1–1.2	3.7

TAB. 4.23 – Variabilité interne de l'étendue de fortes précipitations des HPE et comparaison au maxima observés dans SAFRAN et simulés par FRA50-corr : surface de la zone où la précipitation quotidienne excède 100 mm/jour (10^3 km^2).

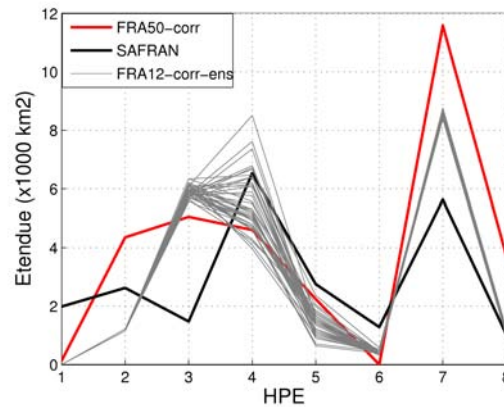
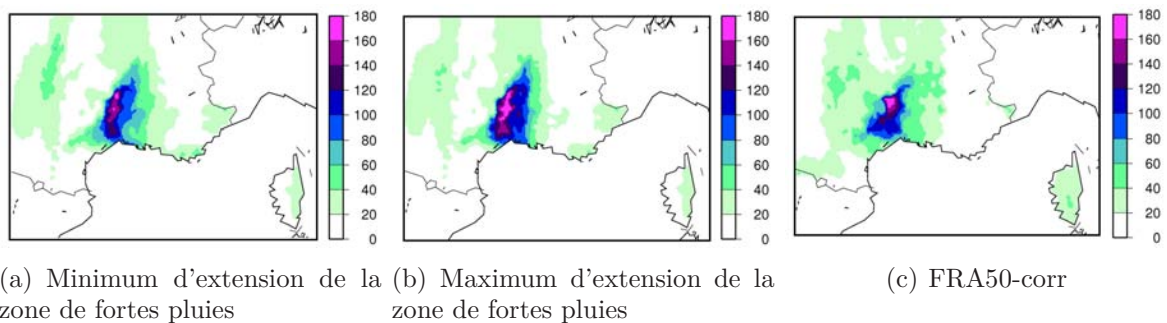


FIG. 4.53 – Dispersion de l'étendue de la zone de fortes précipitations (supérieures à 100 mm/jour) lors des 8 HPE de l'année 1994 (10^3 km^2). En gris : valeurs simulées par chaque membre de l'ensemble, en rouge : valeurs simulées par FRA50-corr, en noir : valeurs observées dans SAFRAN.



(a) Minimum d'extension de la zone de fortes pluies

(b) Maximum d'extension de la zone de fortes pluies

(c) FRA50-corr

FIG. 4.54 – Précipitations quotidiennes (mm/jour) pour le 19 octobre. (a) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la plus petite zone de fortes pluies (supérieures à 100 mm/jour) (10^3 km^2). (b) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la valeur maximale de la plus grande zone de fortes pluies. (c) : Précipitations simulées par FRA50-corr.

4.6.4 Taille de l'ensemble

Pour terminer, on s'intéresse à la question de la taille requise de l'ensemble de simulations.

D'après les travaux de Alexandru et al. (2007), l'estimation de la VI d'un RCM nécessite de disposer d'un ensemble d'au moins 10 simulations. Cependant, les expériences menées dans cette étude ont été réalisées sur l'Amérique du Nord et non l'Europe, avec un RCM qui présente une variabilité interne plus forte (même dans le cas de domaines relativement petits). Enfin, cette taille a été estimée en considérant la variabilité interne en moyenne saisonnière. Il est donc légitime de se demander si les conclusions de Alexandru et al. (2007) s'appliquent pour ALADIN-Climat sur la France et lorsque l'on s'intéresse à la VI des extrêmes.

En s'inspirant de l'analyse réalisée par Alexandru et al. (2007), l'ensemble initialement construit (40 membres) est successivement scindé en 8 ensembles disjoints de 5 membres, 4 ensembles disjoints de 10 membres, 2 ensembles disjoints de 20 membres, et un ensemble de 30 membres. Sur chaque ensemble en , on calcule le maximum et la moyenne spatiale (sur les points terre de la boîte Sud-Est de la France précédemment définie) de la variance inter-membres, $\hat{\sigma}_{en}^2(k, t)$, que l'on moyenne ensuite sur l'ensemble de la saison SOND d'une part et sur les 8 HPE d'autre part. On obtient ainsi pour chaque ensemble les grandeurs suivantes, assimilables à des estimateurs d'écart-type :

$$\begin{aligned} & \sqrt{\frac{\overline{\hat{\sigma}_{en}^2}^{Npt}^{SOND}}{Npt}} \\ & \sqrt{\frac{\overline{\hat{\sigma}_{en}^2}^{Npt}^{HPE}}{Npt}} \\ & \sqrt{\frac{\max(\hat{\sigma}_{en}^2)^{SOND}}{Npt}} \\ & \sqrt{\frac{\max(\hat{\sigma}_{en}^2)^{HPE}}{Npt}} \end{aligned}$$

Ces quantités sont ensuite normalisées par leurs valeurs correspondantes calculées sur l'ensemble total de 40 membres (noté $en40$) afin de pouvoir être comparées entre elles.

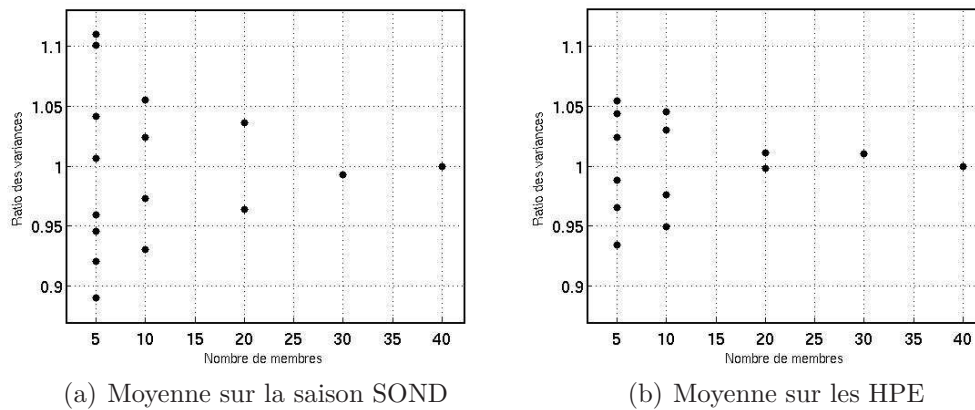


FIG. 4.55 – Racines carrées de la variance inter-membres moyennée spatialement sur les points terre du Sud-Est de la France ($1^{\circ}30'E-10^{\circ}E/41^{\circ}N-45^{\circ}N$) et temporellement sur la saison SOND (a) et sur les HPE (b) : valeurs calculées sur 8 ensembles de 5 membres, 4 ensembles de 10 membres, 2 ensembles de 20 membres, 1 ensemble de 30 membres et l'ensemble de 40 membres et normalisées par leurs grandeurs équivalentes calculées sur l'ensemble de 40 membres ((a) : $\sqrt{\frac{\overline{\hat{\sigma}_{en}^2}^{Npt}^{SOND}}{Npt}} / \sqrt{\frac{\overline{\hat{\sigma}_{en40}^2}^{Npt}^{SOND}}{Npt}}$; (b) : $\sqrt{\frac{\overline{\hat{\sigma}_{en}^2}^{Npt}^{HPE}}{Npt}} / \sqrt{\frac{\overline{\hat{\sigma}_{en40}^2}^{Npt}^{HPE}}{Npt}}$).

Les résultats sont présentés aux figures 4.55 et 4.56.

Ils montrent que si l'on s'intéresse aux moyennes spatiales de variabilité interne, un ensemble de 10 membres conduit à une estimation assez précise de l'écart-type, puisque

l'erreur commise par rapport à l'estimateur obtenu avec 40 membres est inférieure à 5%. Ce résultat reste valable que l'on considère l'ensemble de la saison ou seulement les HPE pour la moyenne temporelle.

En revanche, si l'on cherche à estimer le maximum spatial de la VI, l'erreur commise avec un ensemble de 10 membres est de l'ordre de 10% si l'on moyenne la variance maximale sur toute la saison, et elle peut dépasser 20% si l'on ne considère que les HPE. Cette erreur est réduite à une valeur proche de 10% en prenant un ensemble de 20 membres, et n'atteint 5% que pour l'ensemble de 30 membres.

Ce résultat nécessiterait d'être confirmé par des expériences réalisées avec d'autres modèles, mais en l'état, il suggère qu'une estimation correcte de la variabilité interne d'un LAM dans sa représentation de phénomènes extrêmes requiert des ensembles de simulations plus grands que ceux habituellement utilisés.

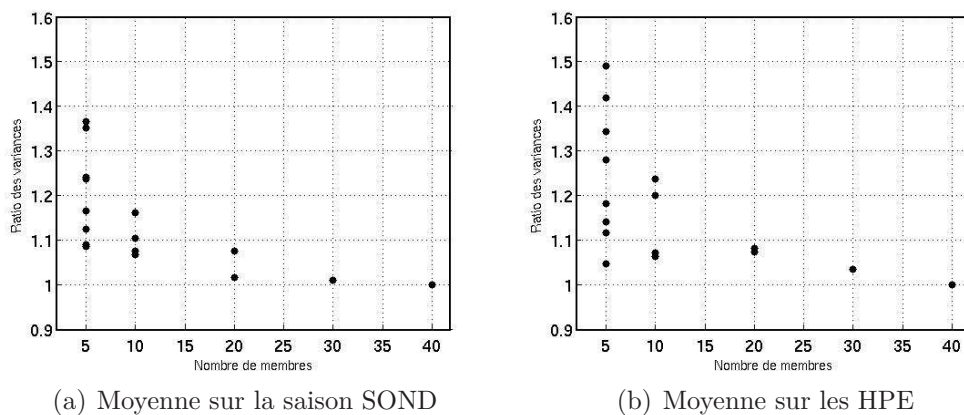


FIG. 4.56 – Identique à 4.55 en calculant le maximum spatial sur les points terre de la boîte ($1^{\circ}30'E-10^{\circ}E/41^{\circ}N-45^{\circ}N$) plutôt que la moyenne.

4.6.5 Conclusions

Cette étude montre que pour l'année 1994, les différences observées entre FRA12-corr et FRA50-corr – en termes de reproduction chronologique et représentation des HPE observés – dépassent l'amplitude de la variabilité interne du modèle. Pour autant que l'on puisse extrapoler ce résultat à l'ensemble de la période 1960-2000, il en découle que la valeur ajoutée d'une augmentation de la résolution dans ALADIN-Climat est significative. Nous avons en outre pu vérifier que le forçage latéral imposé à ALADIN-Climat à 12.5 km influait nettement plus que la variabilité interne sur le champ de précipitations quotidiennes simulées, ce qui justifie a posteriori la stratégie de validation fondée sur la recherche d'une bonne reproduction de la chronologie observée des HPE.

Ce travail constitue par ailleurs une première étude de la variabilité interne (VI) de phénomènes extrêmes dans un modèle à aire limitée (LAM). A ce titre, j'ai cherché à comparer l'ordre de grandeur de la VI des précipitations moyennées sur la saison considérée (SOND) dans le Sud-Est de la France aux valeurs obtenues en ne prenant en compte que les jours de précipitations intenses (HPE). Il s'est avéré que le modèle présentait une variance globalement plus importante lors des HPE que pour les autres jours. Mais si l'on norme cette variabilité par celle induite par les conditions aux frontières (VIR : Variabilité Interne Relative (Lucas-Picher et al., 2008)), on s'aperçoit qu'en moyenne, les HPE ne

présentent pas une variance relative plus forte que les autres jours ; seuls deux événements accusent un pic de VIR.

L'analyse de la variabilité interne lors des HPE de l'année 1994 révèle en outre des disparités assez marquées entre les événements, et ceux pour lesquels la variabilité interne est la plus importante ne sont pas nécessairement les plus intenses, mais plutôt ceux où le forçage orographique joue un rôle moindre dans la modélisation de fortes pluies.

Pour terminer, je me suis intéressée à la taille de l'ensemble nécessaire à la convergence de la variance inter-membres, et les résultats ont montré qu'une bonne estimation de la variabilité interne des événements extrêmes étudiés requérait la production d'un ensemble plus grand (entre 20 et 30 membres, selon la précision souhaitée) que l'évaluation d'une variance moyenne.

4.7 Conclusions

A l'issue du chapitre précédent, il est apparu que l'augmentation de résolution produisait des quantiles de pluies extrêmes plus forts, et donc plus réalistes. L'analyse de quelques épisodes de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France (HPE) dans les simulations ALADIN-Climat « hindcast » (forcées par ERA-40) à 12.5 km et 50 km de résolution – FRA12 et FRA50 – suggérait en outre que la haute résolution permettrait au modèle de reproduire davantage d'événements et de mieux les représenter, mais il restait à quantifier ce bénéfice en considérant l'ensemble des HPE observés au cours de la période ERA-40.

Dans cette comparaison des performances de FRA12 et FRA50 à reproduire correctement les HPE observés, je me suis efforcée de mettre en place des diagnostics qui ne biaiserait pas les conclusions en donnant l'avantage à l'une ou l'autre des simulations pour de mauvaises raisons.

Dans un premier temps (sections 4.2 à 4.4), j'ai posé un critère de définition des HPE simulés par ALADIN-Climat que j'ai basé sur un seuil de dépassement de quantiles extrêmes de pluies, de façon à évaluer la capacité de chaque simulation à reproduire les HPE observés au sein de la série des précipitations qu'elles simulent, sans faire intervenir les valeurs absolues de quantiles extrêmes qui se trouvent être plus largement sous-estimées dans FRA50. L'analyse a montré que FRA12 présentait un pouvoir de reproduction de l'occurrence observée d'HPE significativement meilleur que FRA50, avec environ 20% d'événements reproduits en plus, pour un taux de fausse alerte plus faible. Aux deux résolutions considérées, ALADIN-Climat parvient plus facilement à « voir » les HPE les plus intenses et les plus étendus, et les cas de fausses alertes qu'il produit correspondent dans la réalité à des jours de précipitations relativement importantes. L'utilisation d'une résolution de 12.5 km permet au modèle de reproduire des HPE moins forts et plus localisés, et les fausses alertes qu'il génère correspondent dans les observations à des situations plus proches des HPE.

Cette valeur ajoutée de l'augmentation de résolution a été mesurée au regard des résultats obtenus avec l'algorithme CYPRIM (Nuissier et al., 2011) (voir section 4.1.2), conçu pour détecter l'occurrence d'HPE à partir d'une classification statistique des situations de grande-échelle correspondant à des épisodes de fortes pluies (SRE, Significant Rainfall Events) dans le Sud-Est de la France. Et il s'est avéré que l'application de cet algorithme à ERA-40 conduisait à de meilleurs scores de « détection » des HPE que ceux obtenus avec FRA50, mais que FRA12 se montrait plus performante, en reproduisant 15% à 20% d'HPE supplémentaires (soit environ 30%), pour une proportion semblable de fausses alertes (un peu plus de 30%). La grande-échelle à la résolution d'ERA-40 contient donc une information nécessaire et suffisante à l'occurrence d'HPE dans davantage de situations que l'algorithme CYPRIM ne le laissait penser.

Afin de pouvoir comparer objectivement les performances respectives de FRA12 et FRA50 dans leur représentation de ces événements – et non uniquement leur pouvoir de bonne reproduction chronologique des HPE observés –, j'ai appliqué à chacune des simulations une correction statistique « quantile-quantile », inspirée de celle proposée par Déqué (2007). Celle-ci consiste à corriger, en chaque point de grille du modèle, le spectre des précipitations simulées en le ramenant aux valeurs de l'analyse SAFRAN du point le plus proche. En résulte une spatialisation des pluies d'ALADIN-Climat sur la grille SAFRAN qui n'est pas une simple interpolation mais intègre une correction.

La comparaison des champs de pluies corrigés de FRA12 et FRA50 a montré que même après cette opération, la simulation à plus haute résolution offrait une meilleure modélisation des cas considérés : les HPE reproduits sont en moyenne mieux localisés, avec des champs de précipitations simulées plus proches de ceux observées dans SAFRAN, et une surestimation des pluies moindre en cas de fausse alerte. Il s'est avéré en outre que dans FRA12 comme dans FRA50, le biais de précipitation n'était en moyenne pas plus important pour les HPE non-reproduits par le modèle que pour ceux qu'il parvient à reproduire. Sachant que par ailleurs, quasiment toutes les fausses alertes des deux simulations correspondent dans la réalité à des épisodes de fortes pluies – et c'est d'autant plus vrai dans FRA12 –, on en déduit que les échecs d'ALADIN-Climat dans ces deux simulations « hindcast » à reproduire les HPE observés ne relèvent pas d'une incapacité totale du modèle à s'accorder à l'observation dans ces situations de pluies intenses.

Cette étude mériterait d'être approfondie en cherchant à mieux comprendre de quelle façon l'augmentation de résolution permet d'améliorer la bonne reproduction et la représentation des HPE. On peut en effet se demander quelles sont les contributions respectives d'une meilleure représentation de l'orographie, des processus de méso-échelle et des prédicteurs de grande-échelle associés à ces phénomènes de pluies intenses.

Pour isoler l'impact de l'orographie, on pourrait par exemple réaliser une expérience FRA12 dans laquelle le relief serait lissé à une résolution de 50 km et analyser les résultats obtenus au regard de ceux de FRA12 et de FRA50.

Le travail de classification des situations synoptiques propices à l'occurrence d'HPE réalisé par Nuissier et al. (2011) et la comparaison du pouvoir de reproduction chronologique de ces événements dans FRA12 aux scores obtenus par l'algorithme CYPRIM offrent en outre des perspectives intéressantes en terme de compréhension du lien qui peut exister entre la grande-échelle et la survenue d'épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France. En examinant la façon dont FRA12 simule les prédicteurs envisagés par la méthode CYPRIM – en particulier dans les clusters WL et CS où FRA12 présente de meilleurs scores de « détection » que CYPRIM –, on pourrait par exemple chercher à déterminer si le bénéfice de FRA12 par rapport à CYPRIM est davantage dû à une modélisation plus juste des prédicteurs envisagés par Nuissier et al. (2011) (hauteur du géopotential 500 hPa, direction du vent et flux d'humidité à 925 hPa) et/ou si d'autres champs devraient être envisagés. Une autre façon d'explorer cette question serait d'appliquer l'algorithme CYPRIM à la simulation FRA12.

Il pourrait aussi être intéressant d'étudier comment FRA12 modélise les champs de basses couches considérés dans CYPRIM, en distinguant dans chaque cluster les cas de reproduction des HPE observés dans la réalité, d'HPE manqués et de fausses alertes. Dans l'éventualité où des différences significatives apparaîtraient, cela permettrait de caractériser plus finement les situations les plus problématiques afin d'ouvrir des pistes d'amélioration de la représentation des HPE dans ALADIN-Climat.

Enfin, il resterait à tâcher de comprendre pourquoi ALADIN-Climat, même à 12.5 km de résolution, tend à sous-estimer les précipitations les plus intenses, notamment en s'intéressant au schéma de convection profonde du modèle.

En tout état de cause, la première partie de ce chapitre a mis en évidence l'existence d'une valeur ajoutée notable de l'augmentation de la résolution dans la représentation des événements de pluies intenses considérés (HPE) par ALADIN-Climat, tant dans la capacité du modèle utilisé en mode « hindcast » à reproduire la chronologie des HPE observés que

dans son aptitude à représenter les champs de pluies associés à ces événements.

Deux types d'application peuvent en être faites. La première consisterait à utiliser ALADIN-Climat à 12.5 km pour pallier le manque d'observations de précipitation dans diverses régions d'Europe. En dépit de la sous-estimation des cumuls les plus importants, nous avons vu que FRA12 parvenait à reproduire de façon assez satisfaisante la chronologie des HPE et la structure spatiale des pluies intenses. On pourrait donc imaginer qu'à cette résolution, le modèle puisse être utilisé comme ébauche à la construction de ré-analyses telles que SAFRAN dans d'autres régions.

La seconde application des résultats obtenus réside en une confiance accrue de la réponse du modèle dans un scénario de changement climatique. Dans la perspective de cette utilisation, il est alors apparu nécessaire de s'intéresser à la représentation des HPE dans FRA50 et FRA12 d'un point de vue statistique, c'est-à-dire indépendant de la question de la reproduction de la chronologie observée. Car si l'amélioration des scores de « détection » des HPE observés dans FRA12 permet d'accorder plus de confiance aux résultats que l'on obtiendrait en scénario, la proportion d'HPE reproduits – pour des valeurs de seuils ne conduisant pas à trop de fausses alertes – demeure insuffisante pour pouvoir évaluer l'évolution future de ces événements dans un scénario de changement climatique. En effet, on peut difficilement analyser une éventuelle modification de la fréquence et/ou de l'intensité des HPE dans le futur en ne raisonnant que sur 30% des cas.

C'est dans cette optique qu'ont ensuite été étudiées les performances respectives de FRA50 et FRA12 dans la façon dont elles modélisent les HPE pris dans leur ensemble (section 4.5). Cette analyse a été réalisée après correction « quantile-quantile » des précipitations quotidiennes, toujours dans l'optique de réaliser une comparaison objective qui tire le meilleur parti de chaque simulation. Ce faisant, un second critère de définition des HPE simulés a été proposé, en se basant cette fois sur un seuil de dépassement des pluies en mm/jour et non plus en ordre de quantiles extrêmes – critère rendu possible par la correction « quantile-quantile ».

Les résultats de FRA50-corr et FRA12-corr ont été comparés à ceux obtenus par la méthode de désagrégation statistique DSCLIM appliquée à ERA-40 (voir section 4.1.2), laquelle s'est révélée incapable de reproduire une chronologie satisfaisante des HPE observés. Cette seconde analyse a montré que l'augmentation de résolution dans ALADIN-Climat ne conduisait pas seulement à une meilleure reproduction chronologique de l'occurrence des HPE mais améliorerait également la représentation globale des événements en simulant des structures spatiales et des intensités de pluies réalistes, de même qu'une meilleure variabilité interannuelle. Dans cette seconde perspective de validation, FRA50-corr s'est avérée moins réaliste que DSCLIM tandis que FRA12-corr a montré des performances globalement équivalentes à DSCLIM.

Pour terminer, la significativité de la valeur ajoutée de la haute résolution a été établie en montrant que les différences observées entre FRA12-corr et FRA50-corr étaient supérieures à la variabilité interne du modèle dans la configuration de FRA12. Cette dernière partie constitue une première étude de la variabilité interne d'un modèle régional de climat à aire limitée dans sa représentation de phénomènes extrêmes.

L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre indiquent que ALADIN-Climat dans sa configuration FRA12 constitue un outil approprié pour l'étude de l'évolution des

précipitations intenses – et en particulier des HPE – dans un scénario de changement climatique futur. Son principal défaut est de sous-estimer les cumuls de pluies extrêmes, ce à quoi l'utilisation de la correction quantile-quantile définie en 4.3 permet de remédier. Après correction, FRA12 est en fait capable de simuler des champs de pluies extrêmes relativement proches de ceux obtenus en forçant le modèle non-hydrostatique haute résolution MESO-NH (Lafore et al., 1998) par la ré-analyse ERA-interim (Dee and Uppala, 2009) de façon ponctuelle pour quelques épisodes d'HPE (A-L. Beaulant, communication personnelle, 2010). C'est ce qu'illustrent les figures 4.57, 4.58 et 4.59 pour les épisodes du 23 septembre, 19 et 20 octobre 1994.

Au chapitre suivant, ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution sur la France va donc être utilisé pour la descente d'échelle d'un scénario de changement climatique réalisé avec ARPEGE-Climat. Ce même scénario ARPEGE-Climat fera aussi l'objet d'une désagrégation statistique par la méthode DSCLIM, afin d'évaluer les éventuelles différences auxquelles les deux méthodes conduisent dans le futur, et notamment l'impact que peut avoir la non-reproduction de la chronologie des HPE observés en climat présent dans DSCLIM.

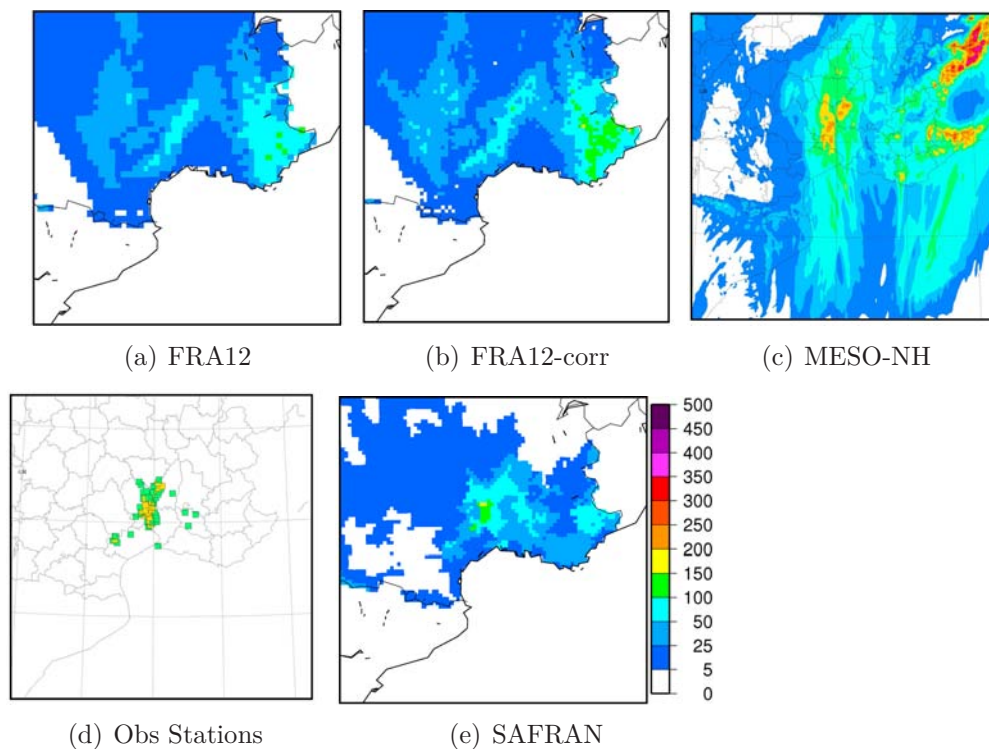


FIG. 4.57 – Précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées et observés au 23 septembre 1994. (a) : Simulation FRA12, (b) : Simulation FRA12-corr, (c) : Simulation MESO-NH forcé par ERA-interim (figure transmise par A.L Beaulant, 2010). (e) : Données de station (figure transmise par A.L Beaulant, 2010). (f) : SAFRAN.

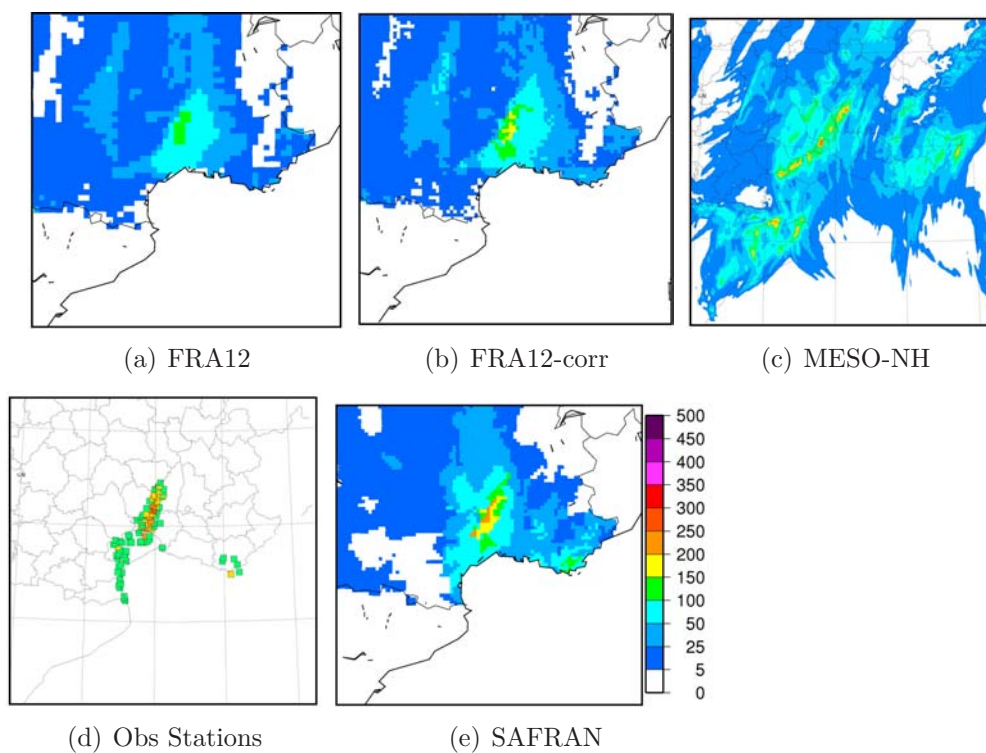


FIG. 4.58 – Identique à 4.57 pour le 19 octobre 1994.

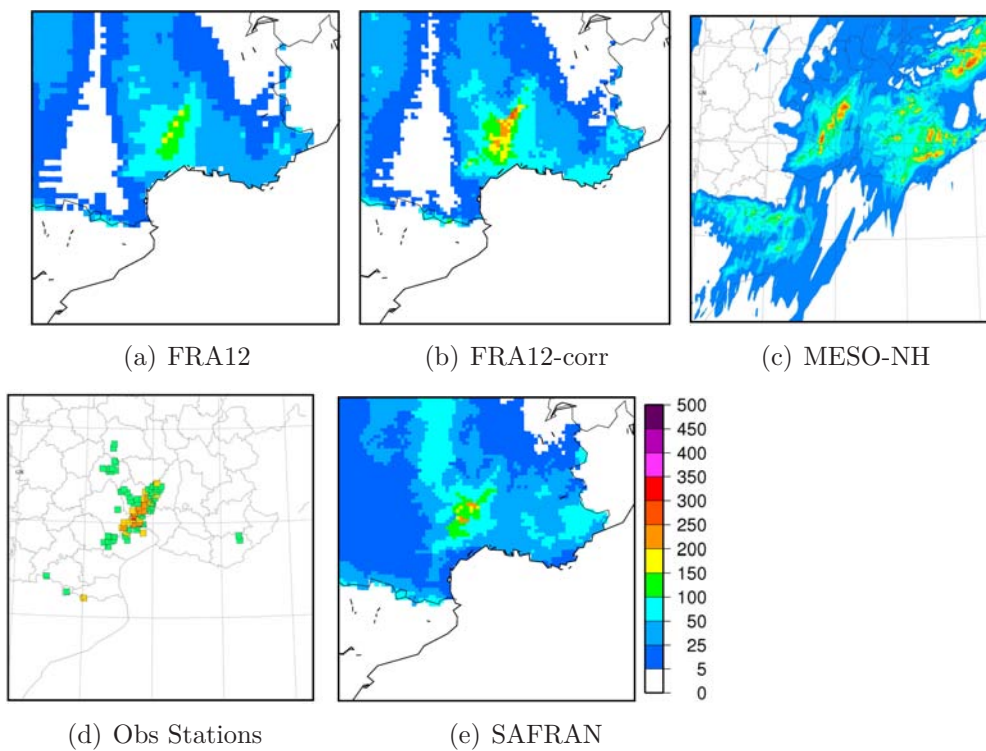


FIG. 4.59 – Identique à 4.58 pour le 20 octobre 1994.

Chapitre 5

Evolution des extrêmes de précipitation dans des projections climatiques à haute résolution pour la fin du XXI^e siècle

Un des objectifs scientifiques annoncés en introduction de ce travail était de réaliser un scénario de changement climatique visant à explorer l'évolution future des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE). L'idée était d'utiliser la configuration d'ALADIN-Climat qui se serait avérée la plus pertinente à cet égard, si tant est qu'il existât une configuration représentant suffisamment bien ces événements en climat présent pour permettre d'étudier leur évolution future.

Les résultats obtenus dans les chapitres précédents ont conduit à l'emploi d'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution sur la France (FR12) pour réaliser un scénario régional de changement climatique pour la fin du XXI^e siècle, à partir d'une simulation globale réalisée avec ARPEGE-Climat.

Au sein du jeu de test de sensibilités réalisés, cette configuration d'ALADIN-Climat est bien celle qui présente les meilleures performances en termes de simulation des HPE. Et après application d'une méthode de correction statistique des quantiles de précipitation, elle permet d'accéder à une représentation réaliste de ces événements. Le bénéfice apporté par l'emploi de la haute résolution dans des expériences en mode « hindcast » suggère que les résultats obtenus dans le futur avec FR12 sont à la fois plus précis et plus dignes de confiance que ceux issus de simulations régionales à plus basse résolution (50 km ou 25 km) ayant fait l'objet d'un certain nombre de travaux dans la communauté scientifique.

La simulation globale ARPEGE-Climat pilotant le scénario ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution va par ailleurs faire l'objet d'une désagrégation statistique sur la grille SAFRAN à l'aide de la méthode DSCLIM. A la suite de la comparaison précédemment menée entre les performances respectives de FR12 et DSCLIM, il paraît en effet intéressant d'étudier les éventuelles disparités des deux méthodes de descente d'échelle dans leur réponse au changement climatique.

Le temps imparti pour ce travail n'ayant permis de réaliser qu'un seul couple de projections climatiques – avec DSCLIM et ALADIN-Climat – il serait imprudent de considérer les résultats obtenus dans ce chapitre comme une évaluation robuste de l'évolution future des HPE. Ceux-ci ne fournissent qu'une première indication de l'éventuelle évolution des HPE

à la fin du XXI^e siècle. Leur analyse sera donc abordée dans une perspective essentiellement méthodologique. Nous envisagerons ainsi différentes méthodes et diagnostics permettant d'étudier l'évolution des précipitations extrêmes simulées par une expérience à haute résolution. Pour des résultats plus complets sur les scénarios de changement climatique à haute résolution sur la France, on peut se référer au projet ANR-SCAMPEI (M. Déqué, communication personnelle).

5.1 Description des simulations réalisées

5.1.1 Projection globale ARPEGE-Climat : Scen-GLO

Nous appellerons Scen-GLO la simulation globale utilisée pour piloter les projections régionale ALADIN-Climat et DSCLIM. Scen-GLO a été réalisée avec la version 4 du modèle ARPEGE-Climat, antérieurement à ce travail de thèse.

L'expérience de contrôle s'étend sur la période 1950-2000 et la simulation se poursuit de manière continue sur l'ensemble du XXI^e siècle. Elle suit le scénario d'évolution des concentrations d'aérosols et de gaz à effet de serre A1B (Nakićnović et al., 2000) fourni par le GIEC (*IPCC* en anglais, voir les acronymes à l'annexe A) pour le 3^e exercice d'intercomparaison de CMIP3 (Coupled Models Intercomparison Project) dont les résultats sont parus dans le 4^e rapport du GIEC en 2007 (IPCC, 2007a). Au sein de la famille de scénarios utilisés dans CMIP3, A1B correspond à un accroissement des émissions intermédiaire entre la forte augmentation du scénario A2 et l'augmentation modérée du scénario B1.

La géométrie d'ARPEGE-Climat dans cette expérience Scen-GLO correspond à celle décrite au chapitre 3 pour l'étude en modèle parfait : grille étirée basculée sur la Méditerranée, offrant une résolution de l'ordre de 50 km sur la France. Le modèle n'est pas couplé à l'océan, des SST mensuelles lui sont prescrites. Celles-ci proviennent d'une projection globale A1B réalisée avec le modèle CNRM-CM3 (ARPEGE-Climat version 3 en troncature T63 – 2.8 ° de résolution horizontale – couplé au modèle d'océan OPA8 à environ 1 ° de résolution autour de la France). Sur la période de contrôle (1958-2000), une correction mensuelle constante est appliquée aux SST issues du scénario couplé CNRM-CM3. Les SST corrigées présentent ainsi un cycle saisonnier moyen identique à celui de ERA-40, tout en conservant la variabilité simulées par le modèle. En climat futur, la même correction mensuelle constante est appliquée aux SST modélisées par CNRM-CM3 sur la période 2000-2100.

5.1.2 Simulations ALADIN-Climat et DSCLIM

ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution sur la France (voir chapitres précédents pour le détail des caractéristiques de cette configuration) a été forcé toutes les 6 heures à ses frontières latérales par Scen-GLO sur les périodes suivantes :

- 1971-2000 pour la période de contrôle (après un spin-up de trois ans),
- 2071-2100 en projection (après un spin-up de trois ans).

Nous appellerons Scen-ALD la simulation qui en résulte, en distinguant si nécessaire control-ALD et proj-ALD pour désigner respectivement la période de contrôle et la projection future. Les SST prescrites dans Scen-ALD sont celles utilisées dans Scen-GLO, après interpolation sur la grille d'ALADIN-Climat, et l'évolution des concentrations d'aérosols et de gaz à effet de serre est imposée de la même façon que dans Scen-GLO (scénario A1B).

Une correction « quantile-quantile » des précipitations quotidiennes est ensuite appliquée à Scen-ALD pour chaque saison considérée (DJF, MAM, JJA, SON, puis SOND), selon la méthode explicitée au chapitre 4. Le calcul des coefficients de correction s'effectue sur la période de contrôle en prenant pour référence observées les valeurs de quantiles de SAFRAN. Dans l'analyse des résultats, nous considérerons préférentiellement les sorties brutes du modèle et n'envisagerons le scénario corrigé (Scen-ALD-corr) que pour les diagnostics qui le requièrent.

Le programme de désagrégation statistique DSCLIM (voir chapitre 4) a été appliqué aux mêmes périodes de la simulation globale Scen-GLO afin de produire le scénario régional Scen-DSCLIM (control-DSCLIM pour la période de contrôle et proj-DSCLIM pour la projection future) par Emilia Sanchez-Gomez (CERFACS). Pour cette simulation, nous ne disposons que du paramètre désagrégé, à savoir la précipitation quotidienne.

5.2 Validation des expériences de contrôle

Les figures relatives à la validation des expériences de contrôles figurent à l'annexe G. En moyenne saisonnière, le champ de pluie simulé par control-DSCLIM ne présente pratiquement pas de biais par rapport à SAFRAN, ce qui indique que la simulation globale Scen-GLO offre en climat présent une répartition très réaliste des régimes de temps associés à DSCLIM.

La précipitation moyenne de Control-ALD est surestimée en hiver dans le Nord de la France (environ 1 mm/jour de biais moyen) et sur la plus grande partie du territoire au printemps, avec des différences à SAFRAN comprises entre 1mm/jour et 2mm/jour. En été et en automne, on observe à l'inverse une légère sous-estimation sur la moitié Sud du pays, ainsi que sur le littoral atlantique en automne. La comparaison de ces biais à ceux de Control-GLO indique que pour ce qui est des moyennes saisonnières de précipitation, la descente d'échelle opérée par ALADIN-Climat n'apporte pas de valeur ajoutée significative, excepté sur les reliefs, du fait de la plus haute résolution, ainsi qu'en été (JJA) où la surestimation des pluies moyennes simulées par ARPEGE-Climat dans le Nord de la France disparaît dans Control-ALD.

Par ailleurs, Scen-ALD tend à simuler trop de jours de très faibles précipitations, et ce en toute saison, de sorte que le nombre de jours secs s'en trouve sous-évalué.

Pour les valeurs extrêmes de précipitation et les épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE), on obtient des résultats globalement équivalents à ceux des simulations forcées par ERA-40 étudiées au chapitre précédent, ce qui signifie que Scen-GLO fournit un forçage de grande-échelle approprié pour l'étude des HPE dans les descentes d'échelle réalisées avec ALADIN-Climat et DSCLIM.

Control-ALD simule des valeurs de quantiles extrêmes trop faibles dans le Sud de la France quelle que soit la saison : les différences à SAFRAN oscillent autour de -20 mm/jour et atteignent -50 mm/jour sur le relief cévenol en automne (SOND) là où les extrêmes sont les plus forts.

De façon générale, control-DSCLIM sous-estime elle aussi les quantiles extrêmes de précipitations mais avec une erreur plus faible que control-ALD.

La validation des performances de chaque simulation en termes de représentation des HPE est abordée de la même façon qu'à la fin du chapitre 4 : les HPE simulés sont définis à l'aide du critère détaillé en 4.5 (dépassement d'un cumul de pluie en valeur absolue) que l'on applique aux séries de précipitations quotidiennes produites par control-DSCLIM et simulées par control-ALD après correction « quantile-quantile ». Comme pour les simulations pilotées par ERA-40, le seuil de 110 mm/jour s'avère être le plus pertinent. L'analyse par sous-région montre que pour cette valeur de seuil, control-ALD et control-DSCLIM modélisent toutes deux un nombre réaliste d'HPE dans les Cévennes. Control-ALD simule également une fréquence correcte en région P.A.C.A. où control-DSCLIM sous-estime le nombre d'HPE. Dans le Languedoc-Roussillon en revanche, control-ALD simule trop d'HPE et control-DSCLIM pas assez. L'étude des composites de pluies correspondant à ces HPE indique que les deux simulations offrent une représentation correcte de ces épisodes sur les Cévennes et dans le Languedoc-Roussillon, avec toutefois une surestimation de l'étendue de la zone de forte pluie, laquelle est plus prononcée dans control-ALD. Enfin, sur la région P.A.C.A., control-ALD et control-DSCLIM surestiment les cumuls sur l'extrême Sud-Est de la région.

Globalement, les expériences de contrôle de nos deux scénarios à haute résolution

présentent donc les mêmes caractéristiques que celles obtenues dans les simulations « hindcasts » pilotées par ERA-40, offrant ainsi des performances suffisamment satisfaisantes pour pouvoir considérer l'évolution future des précipitations extrêmes simulées dans les projections.

5.3 Evolution des températures et précipitations moyennes

Avant de concentrer l'analyse sur les évolutions du spectre de précipitation et de ses valeurs extrêmes, il convient de présenter un aperçu général des résultats de Scen-ALD et Scen-DSCLIM en considérant les moyennes saisonnières de température à 2 mètres et de précipitations.

5.3.1 Températures à 2 mètres

La figure 5.1 montre les différences de température (Futur - Présent) calculées sur chacune des quatre saisons habituelles (DJF, MAM, JJA et SON) pour le scénario global ARPEGE-Climat Scen-GLO et pour le scénario régional à 12.5 km Scen-ALD (la méthode de désagrégation statistique DSCLIM ayant été ici appliquée dans le but de fournir des précipitations à haute résolution, seule cette variable est analysée pour Scen-DSCLIM).

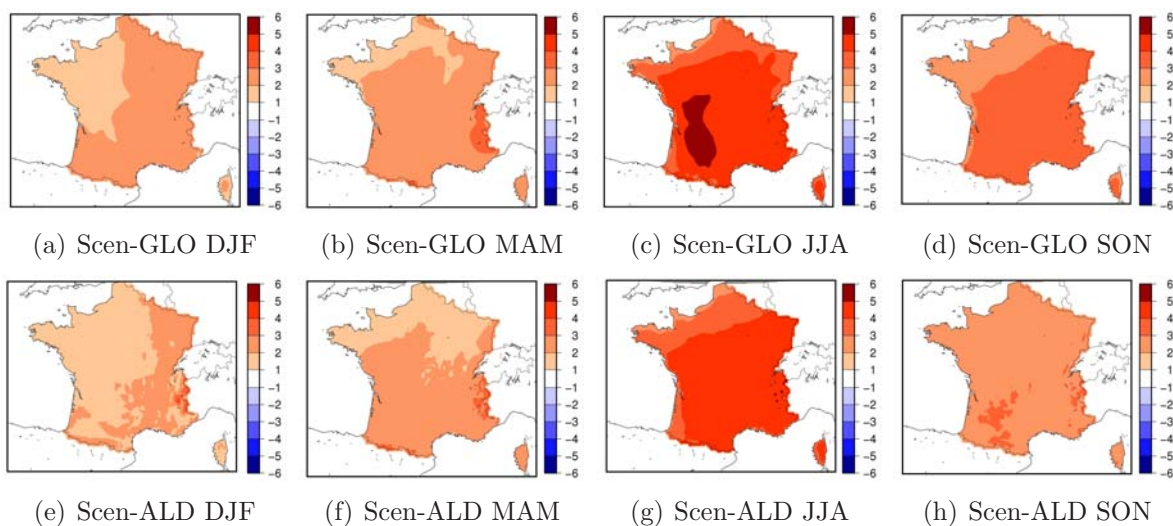


FIG. 5.1 – Evolution des moyennes saisonnières de température à 2 mètres (°C) dans Scen-GLO et Scen-ALD. Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).

Ces cartes indiquent un réchauffement en toute saison, avec un signal plus marqué en été où la moyenne de température augmente de 4°C sur l'ensemble du territoire. Ces résultats sont conformes à ce qui est observé sur cette région dans la plupart des modèles globaux et régionaux de climat. Remarquons par ailleurs que Scen-ALD reproduit la structure des différences de température simulée par son pilote Scen-GLO, en réduisant toutefois l'ampleur du réchauffement en été et en automne.

Afin de situer plus précisément l'ampleur du réchauffement simulé par Scen-ALD par rapport à d'autres RCM, ces résultats sont comparés à ceux obtenus par 13 autres projections climatiques régionales (A1B) à 25 km de résolution, pilotés par différents modèles globaux, analysées sur les mêmes périodes (1971-2000 pour le présent et 2071-2100 pour le futur), simulations qui ont été produites dans le cadre du projet ENSEMBLES. Les figures 5.2 et 5.3 regroupent les cartes de différences de températures moyennes d'hiver et d'été entre les périodes 2071-2100 et 1971-2000 pour ces 13 simulations (communication

personnelle, Michel Déqué, 2011), ainsi que pour Scen-ALD (reprise des cartes 5.1.e et 5.1.g). Pour les détails concernant ces différentes simulations, on peut se référer aux rapports du projet ENSEMBLES disponibles sur le site <http://www.ensembles-eu.org/>, il convient toutefois d'apporter ici deux précisions :

- la simulation notée « CNRM » a été réalisée avec la version précédente (version 4) du modèle ALADIN-Climat, et que comme Scen-ALD, elle a été forcée par l'expérience ARPEGE-Climat Scen-GLO,
- la seconde simulation « DMI » est également une descente d'échelle de Scen-GLO, mais avec un autre modèle régional.

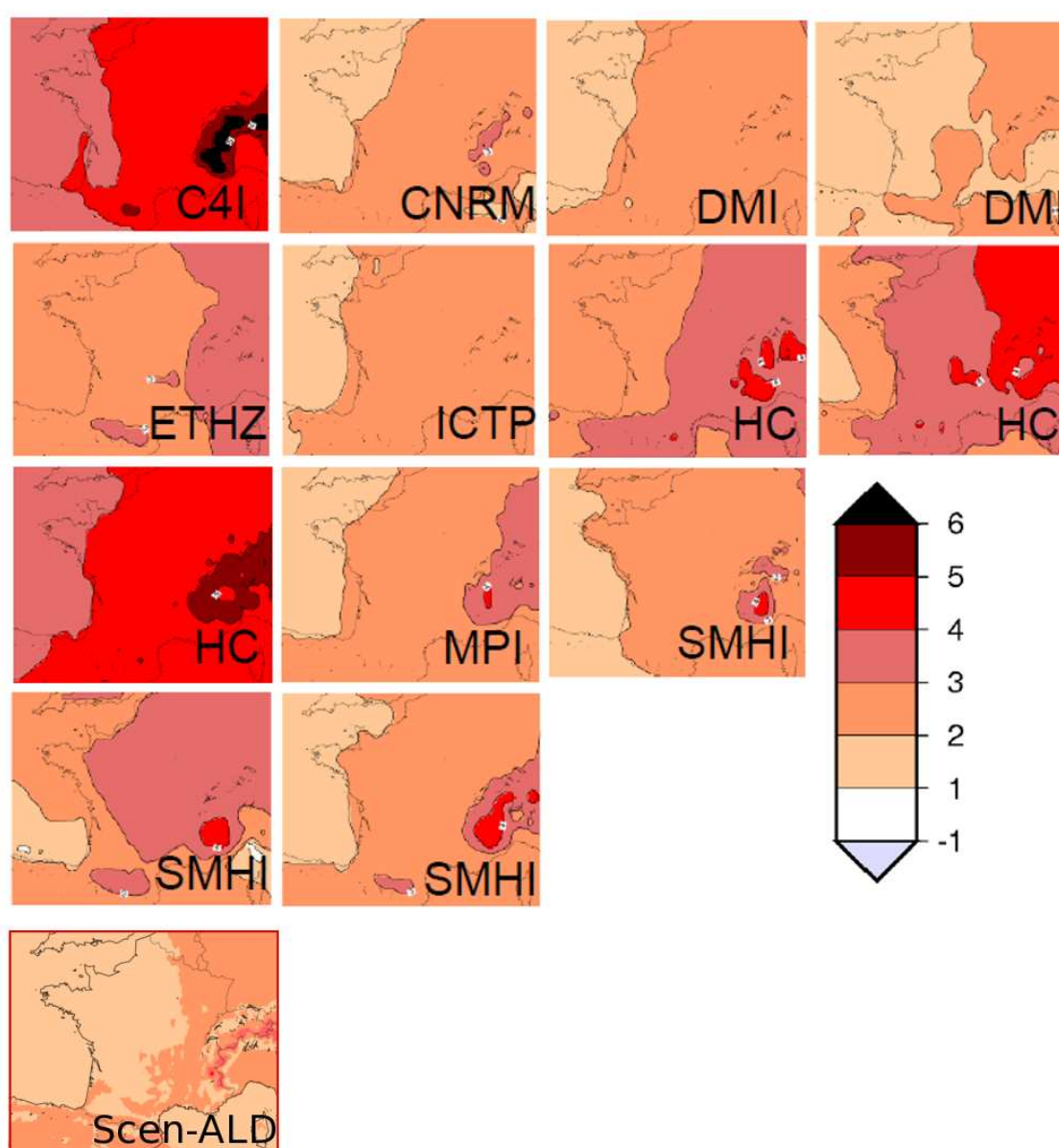


FIG. 5.2 – Evolution de la température à 2 mètres (°C) en hiver (DJF) dans une partie des projections climatiques régionales (A1B) du projet ENSEMBLES à 25 km de résolution (communication personnelle, Michel Déqué, 2011). Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).

L'inter-comparaison aux simulations d'ENSEMBLES indique que le réchauffement simulé par Scen-ALD reste dans la gamme de ceux obtenus dans cet ensemble d'expériences : en hiver, il est un peu moins marqué que celui de la majorité des autres expériences, tandis qu'en été, il se situe dans la moyenne des expériences qui présentent le réchauffement le plus fort.

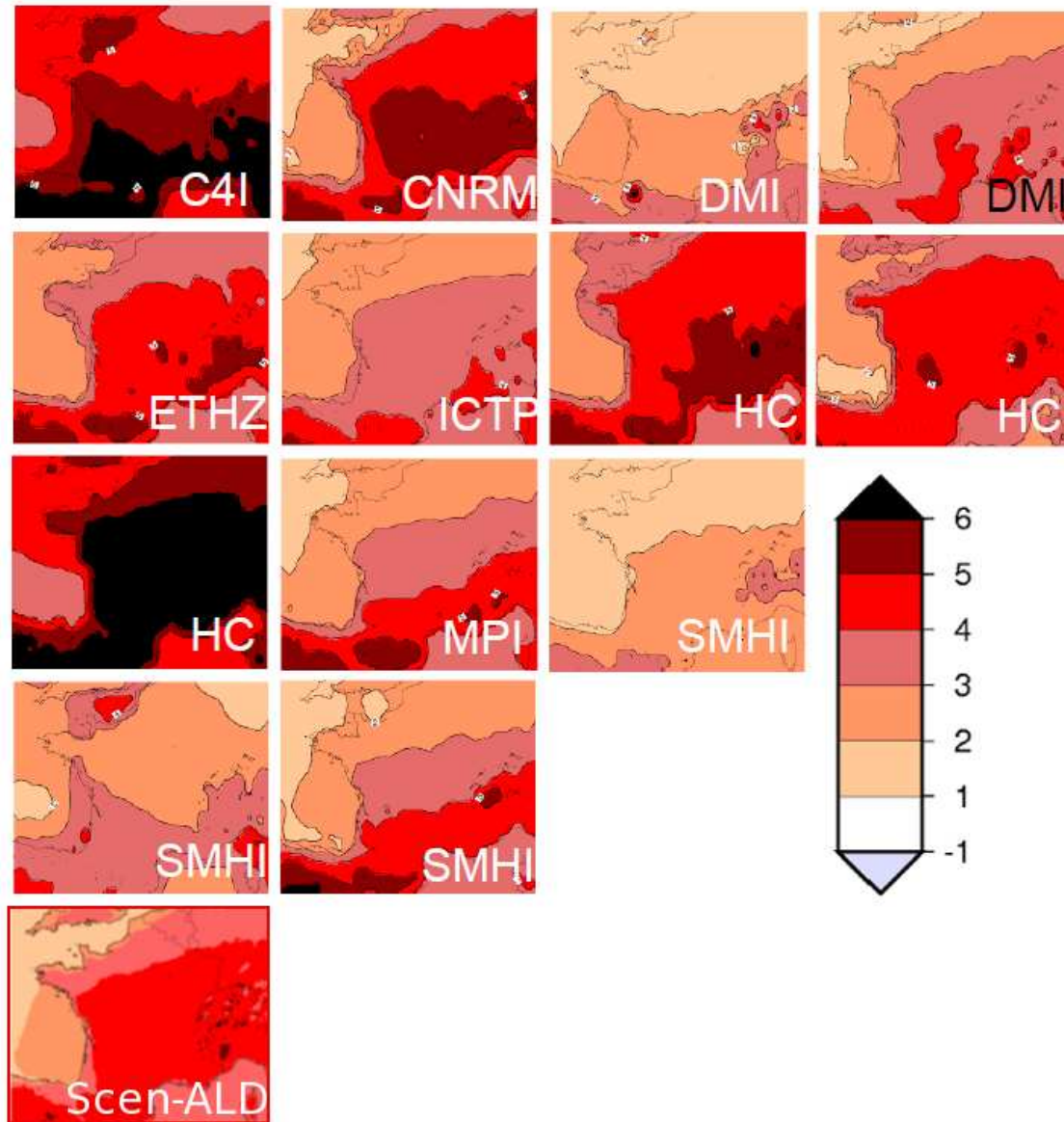


FIG. 5.3 – Identique à 5.2 pour l'été (JJA).

5.3.2 Précipitations

Comme on peut le voir sur les cartes de différences saisonnières de la figure 5.4, Scen-ALD et Scen-DSCLIM s'accordent pour projeter un assèchement du climat pour les quatre saisons (excepté en hiver dans le Nord de la France dans Scen-ALD). Cependant, au delà de cette similitude, ils présentent chacun un comportement assez différent au fil des saisons :

pour les saisons où Scen-ALD présente l'assèchement le plus marqué (été et printemps), la diminution des pluies simulées par Scen-DSCLIM reste très modérée. A l'inverse, Scen-ALD simule une diminution moindre de la précipitation moyenne pour les saisons où l'assèchement modélisé par Scen-DSCLIM est le plus fort (hiver et automne).

L'évolution future des précipitations moyennes dans Scen-GLO (figure 5.4) montrent par ailleurs que Scen-ALD présente un comportement assez similaire à son modèle pilote, ce qui n'est pas le cas de Scen-DSCLIM. Ce résultat découle du fait qu'en climat présent comme en climat futur, ALADIN-Climat simule des précipitations moyennes plus conformes celles de Scen-GLO que ce n'est le cas pour DSCLIM (voir figures 5.5 et 5.6), d'où l'obtention d'une évolution semblable.

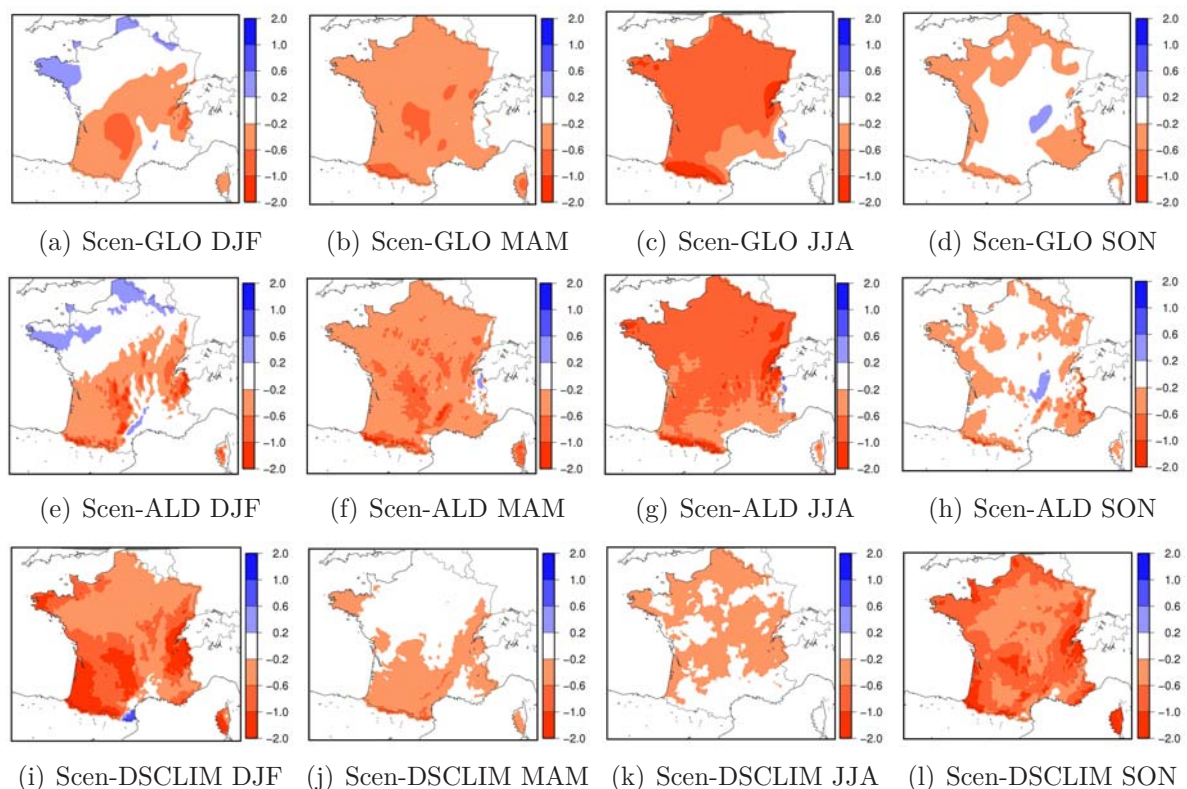


FIG. 5.4 – Evolution des moyennes saisonnières de précipitations quotidiennes (mm/jour) dans Scen-GLO, Scen-ALD et Scen-DSCLIM. Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).

Bien qu'il soit impossible de donner formellement raison ou tort à l'une ou l'autre des deux projections régionales, se pose assez naturellement la question de savoir à quelle expérience il conviendrait d'accorder le plus de crédit.

Dans cette perspective, les évolutions des précipitations moyennes d'hiver et d'été dans Scen-ALD et Scen-DSCLIM sont comparées à celles obtenues dans les projections climatiques régionales A1B réalisées dans le cadre du projet ENSEMBLES. Les figures 5.7 et 5.8 montrent les différences de moyennes saisonnières de précipitations entre le futur et le présent pour ces 13 simulations au regard de celles de Scen-ALD et Scen-DSCLIM.

La comparaison indique que ALADIN-Climat est plus conforme aux autres expériences que DSCLIM, en été comme en hiver. Dans les deux cas, le changement modélisé Scen-DSCLIM sort de l'éventail des projections d'ENSEMBLES, tandis que Scen-ALD reste contenu dans celui-ci.

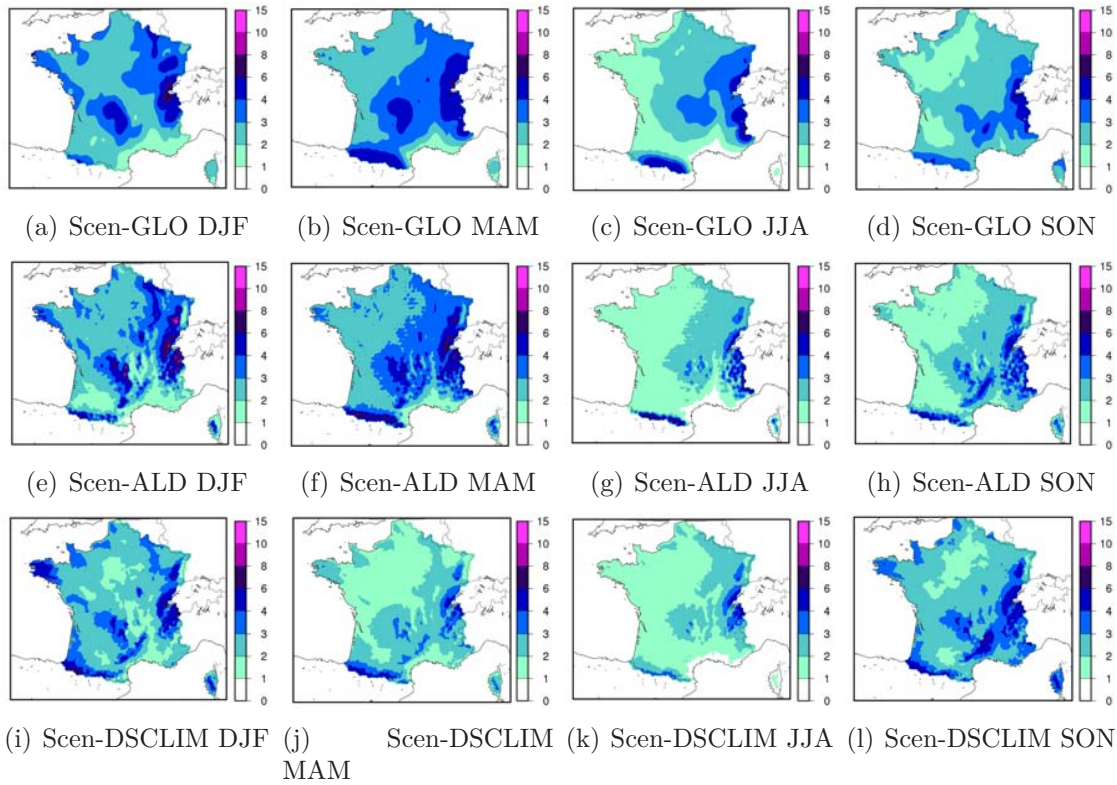


FIG. 5.5 – Moyennes saisonnières de précipitations quotidiennes (mm/jour) en climat présent (1971-2000) dans Scen-GLO, Scen-ALD et Scen-DSCLIM.

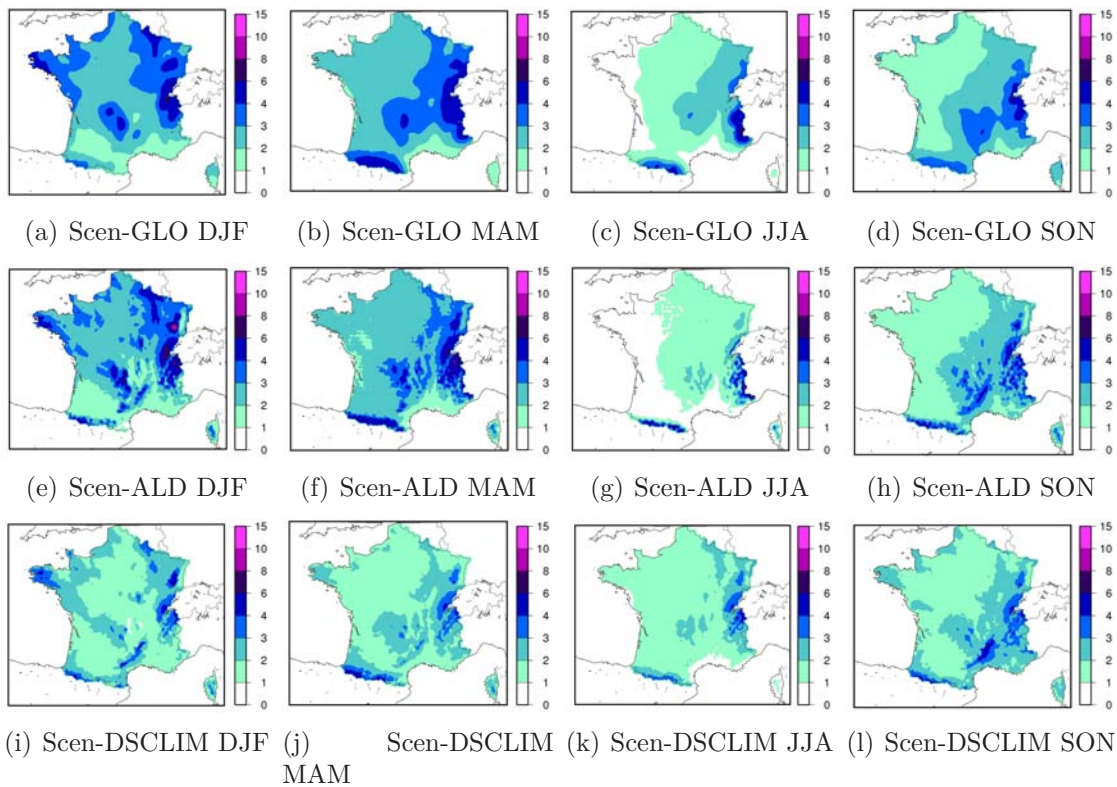


FIG. 5.6 – Identique à 5.5, en climat futur (2071-2100).

En hiver, les 13 modèles considérés produisent une augmentation des précipitations dans le Nord-Ouest du pays, et la majorité d'entre eux simulent un assèchement sur une partie de la moitié Sud du pays. Scen-ALD s'accorde relativement bien avec cette tendance, avec toutefois un accroissement des pluies plus modéré que la moyenne au Nord et une diminution plus prononcée au Sud. Scen-DSCLIM simule à l'inverse un assèchement quasi-généralisé à tout le pays, qui est plus marqué que celui observé dans toutes les autres expériences.

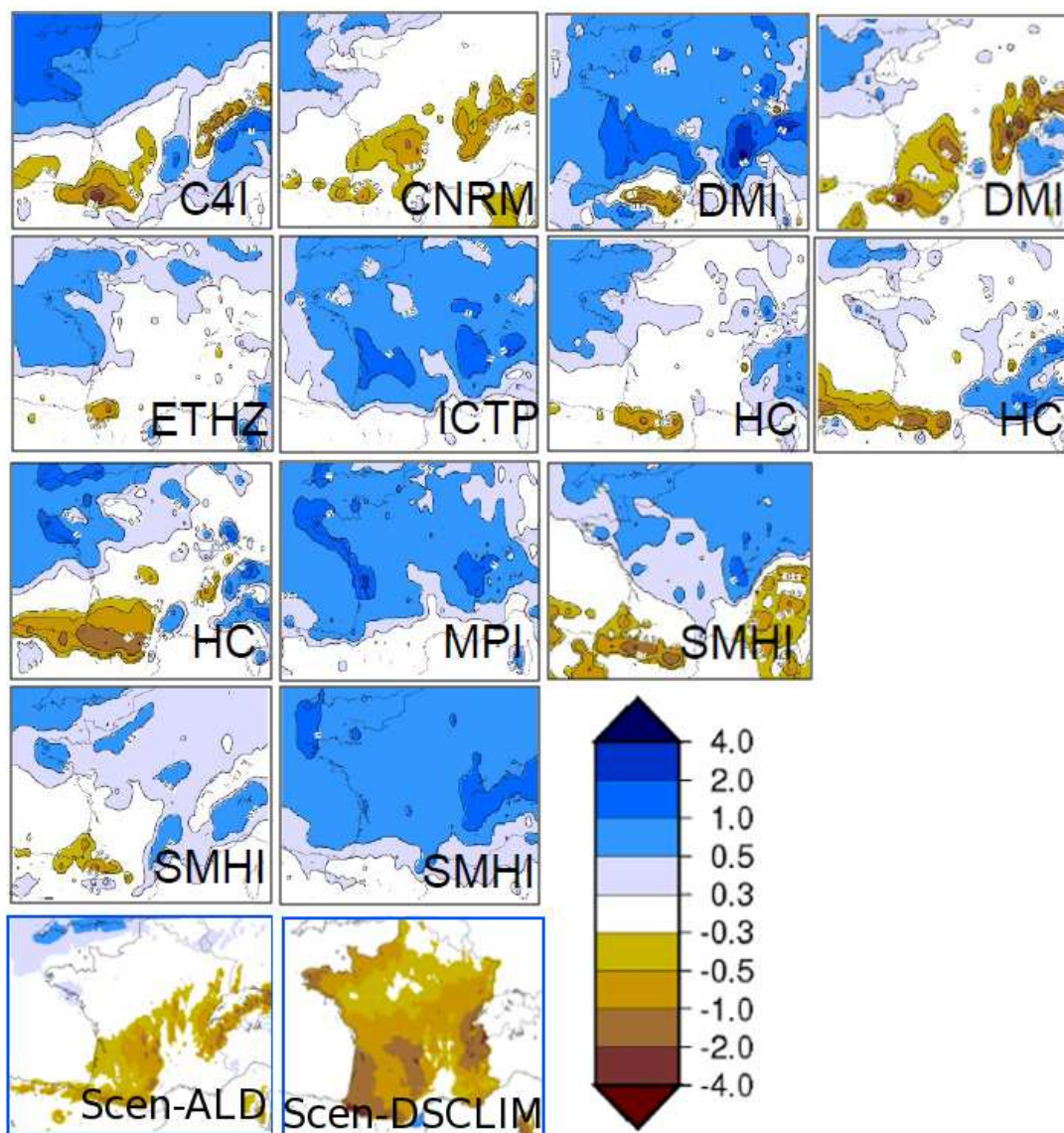


FIG. 5.7 – Evolution de la précipitation moyenne (mm/jour) d'hiver (DJF) dans des projections régionales A1B du projet ENSEMBLES à 25 km de résolution (communication personnelle, Michel Déqué, 2011). Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).

En été, les simulations d'ENSEMBLES présentent toute une diminution des précipitations s'étendant sur tout le territoire français dans la majorité des cas. Scen-ALD se situe à

nouveau dans la moyenne de ces résultats, alors que Scen-DSCLIM simule un assèchement plus faible que toutes les autres expériences.

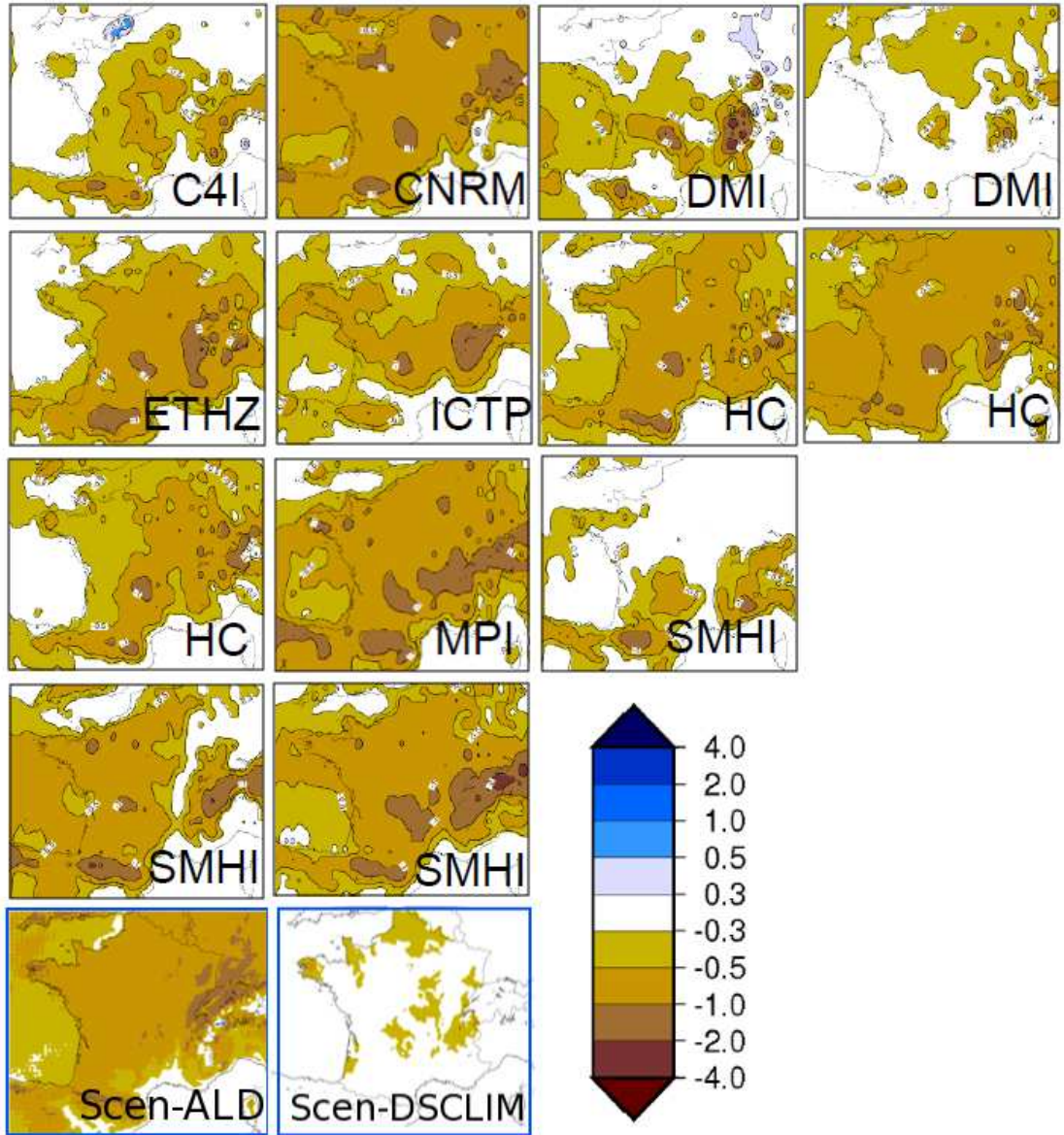


FIG. 5.8 – Identique à 5.7 pour l'été (JJA).

On peut remarquer par ailleurs que si en hiver, le changement simulé par les modèles CNRM et DMI forcés par Scen-GLO est semblable celui proposé par Scen-ALD, en été, le comportement de DMI s'écarte de façon assez marqué de celui de CNRM et Scen-ALD qui restent tout deux assez proches. Le choix du modèle régional semble donc avoir plus de conséquences en été qu'en hiver. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'en été, le forçage latéral a moins d'influence sur le climat simulé par les RCM, les temps de résidence des particules d'air étant plus long à l'intérieur du domaine d'intégration. Le fait que Scen-ALD et CNRM présentent des résultats assez proches indique également que le changement de version d'ALADIN-Climat et la résolution accrue de Scen-ALD n'a ici pas

un impact très significatif sur les moyennes saisonnières de précipitations.

A la suite de cette comparaison des résultats de Scen-ALD et Scen-DSCLIM à ceux obtenus dans les simulations ENSEMBLES, il semblerait raisonnable d'accorder plus de confiance aux résultats de ALADIN-Climat qu'à ceux de DSCLIM pour ce qui est de la moyenne saisonnières des pluies, tout au moins en hiver et en été.

D'un autre côté, l'étape de validation des expériences de contrôle a montré que DSCLIM était plus réaliste qu'ALADIN-Climat en climat présent. En se basant sur les performances de chaque scénario sur sa période de contrôle, il paraîtrait donc plus logique de conclure que Scen-DSCLIM est plus crédible que Scen-ALD. Rappelons cependant qu'un tel raisonnement repose sur l'hypothèse dite de stationnarité, que l'on peut formuler ainsi : dans une descente d'échelle statistique d'un scénario de changement climatique, les changements observés dans le futur ne sont imputables qu'à une modification des fréquences d'occurrence des différents régimes de temps, ou autrement dit, le lien statistique établi dans le présent entre les régimes de temps et le paramètre considéré demeurera inchangé dans le futur.

La question de la validité de cette hypothèse constitue la principale critique adressée aux méthodes statistiques de descente d'échelle, et reste à ce jour ouverte. En toute rigueur, seule l'observation de la réalité future devrait permettre de pouvoir trancher le débat. En effet, toute expérience formelle cherchant à apporter une réponse à cette question se place nécessairement dans le monde du modèle pour le climat futur, et par suite, elle ne peut qu'évaluer la contribution de la modification des fréquences des régimes de temps modélisés au signal total simulé. Les conclusions de travaux de ce type peuvent cependant apporter des éléments de réponses. Prenons par exemple le cas extrême où le changement de fréquence des régimes n'expliquerait en rien (ou totalement) l'évolution des précipitations simulées dans un ensemble de simulations régionales. La confiance en la validité des méthodes statistiques basées sur ces régimes s'en trouverait fortement infirmée (respectivement confirmée), sauf à considérer que tous les modèles produisent une réponse au changement climatique dénuée de fondement. Sans se retrouver dans ces deux situations extrêmes, certains travaux, tels que ceux de Goubanova (2007); Boé et al. (2009); Driouech et al. (2010), suggèrent que l'évolution future des précipitations moyennes puisse dans certains cas n'être que partiellement due aux changements de fréquences d'occurrence des régimes de temps et expliquer en bonne partie le signal simulé dans d'autres cas. D'autres études apportent également un éclairage pertinent en évaluant la contribution de différents effets de rétroaction locaux à l'évolution future totale des précipitations, effets qui, par construction, ne peuvent être pris en compte dans les méthodes statistiques. Kendon et al. (2010) ont ainsi montré que la rétroaction de l'humidité des sols sur la précipitation moyenne conduisait dans leurs expériences à un assèchement significatif en été et en hiver. Bien que l'on ne puisse pas en déduire que ce résultat s'applique aux sorties de ARPEGE-Climat et de ALADIN-Climat, il est intéressant de constater que cet effet est cohérent avec les différences que nous avons observées dans Scen-ALD et Scen-DSCLIM en été (ce n'est en revanche pas le cas pour l'hiver).

Remarquons que l'application d'une correction statistique de type « quantile-quantile » repose du reste sur une hypothèse assez semblable, à savoir que les erreurs du modèle quantifiées en climat présent restent stationnaires dans un climat en évolution. C'est la raison pour laquelle, dans le présent chapitre, nous nous efforçons de limiter autant que possible

l'emploi de la méthode de correction « quantile-quantile », en ne la considérant que dans les cas où il est raisonnable de supposer que l'erreur engendrée par l'éventuelle fausseté de cette hypothèse demeure inférieure à celle commise par le modèle en l'absence de correction.

L'objet de ce chapitre n'étant pas d'apporter une réponse catégorique et détaillée à la question de savoir de quelle façon les précipitations moyennes sont susceptibles d'augmenter d'ici la fin du XXI^e siècle, nous ne poursuivrons pas plus avant la discussion portant sur le degré de confiance à accorder à ALADIN-Climat et DSCLIM en la matière. Retenons simplement pour la suite de l'analyse que les deux scénarios régionaux simulent un assèchement en toute saison, excepté en hiver dans le Nord du pays.

5.4 Evolution du spectre de précipitations

L'évolution future des précipitations moyennes ne présente qu'une vision grossière des changements simulés dans chaque scénario. En effet, une réduction (respectivement une augmentation) des pluies moyennes n'implique pas que la précipitation diminue (respectivement augmente) sur tout son spectre, et encore moins que l'ampleur relative des changements y soit uniforme. Nous allons donc poursuivre notre analyse des résultats fournis par Scen-ALD et Scen-DSCLIM en examinant de quelle façon le spectre de précipitations évolue dans chacun de ces deux scénarios.

5.4.1 Jours sans pluie

On s'intéresse pour commencer à l'évolution du nombre de jours secs dans Scen-ALD et Scen-DSCLIM (en un point donné, un jour est considéré pluvieux lorsque la précipitation quotidienne est supérieure à 1 mm/jour).

Comme indiqué dans la validation des simulations de contrôle, Control-ALD sous-estime assez largement le nombre de jours secs, défaut dû à sa tendance à simuler trop de jours de pluies de faible intensité. Le calcul du nombre de jours de secs dans Scen-ALD est donc effectué avant et après correction « quantile-quantile ».

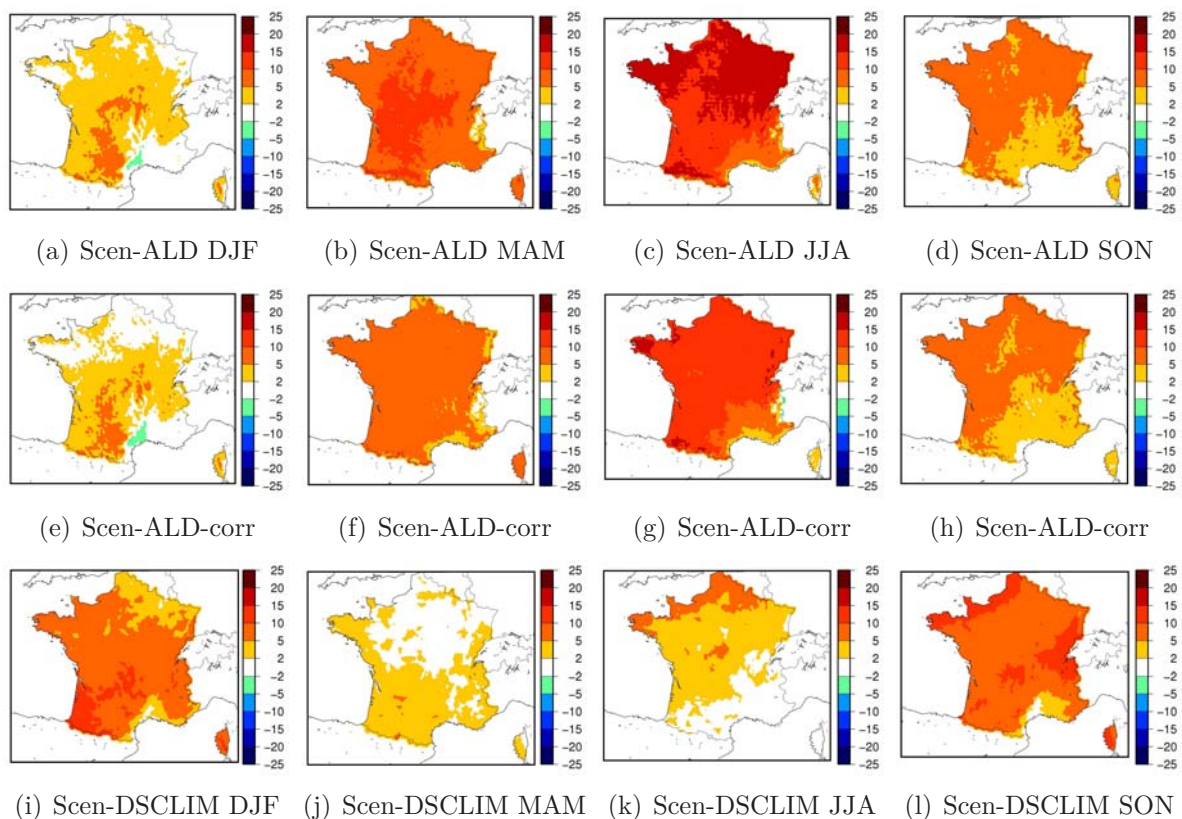


FIG. 5.9 – Evolution du nombre de jours secs (précipitation quotidienne inférieure à 1 mm/jour) par saisons, dans Scen-ALD, Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM. Différence du nombre de jours secs moyens : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000)

Les résultats présentés à la figure 5.9 montrent que les deux scénarios simulent une diminution du nombre de jours de pluie sur quasiment toute la France pour chaque saison,

assèchement qui atteint son maximum en été puis au printemps dans ALADIN-Climat, en hiver et en automne dans DSCLIM. On constate par ailleurs que la correction « quantile-quantile » de Scen-ALD affecte assez peu l'amplitude de ce signal.

En hiver, l'augmentation du nombre de jours secs reste modérée dans le scénario ALADIN-Climat, où elle ne dépasse pas 10%. Elle s'avère plus prononcée dans Scen-DSCLIM où l'on observe entre 5 et 15 jours de secs supplémentaires sur l'ensemble du territoire.

La situation s'inverse au printemps où Scen-ALD simule une diminution du nombre de jours pluvieux assez uniforme sur tout le territoire, comprise entre 5 et 10 jours (jusqu'à 15 jours en l'absence de correction) tandis que dans Scen-DSCLIM, on n'observe moins de 2 jours secs supplémentaires dans le Sud du pays, et moins de 5 jours dans le Nord.

C'est en été que les différences entre les deux scénarios sont les plus importantes. Scen-ALD simule entre 10 et 15 jours sans pluie supplémentaires dans le futur (jusqu'à 20 jours dans Scen-ALD au Nord du pays), excepté sur le pourtour méditerranéen où la sécheresse du climat présent ne permet pas d'atteindre cette amplitude alors que dans Scen-DSCLIM, cette augmentation reste inférieure à 5 jours sur la majeure partie de la France. Dans le climat futur simulé par ALADIN-Climat – après correction « quantile-quantile » – ces différences correspondent à des étés comptant en moyenne moins de 20 jours de pluie sur une large moitié Ouest et Sud du pays. La Bretagne reçoit ainsi autant d'eau que la Provence en cette saison (figure 5.10), alors que dans Scen-DSCLIM, de telles valeurs ne sont atteintes qu'à proximité de la Méditerranée.

Enfin, en automne, les deux scénarios fournissent des résultats comparables, avec une augmentation moyenne du nombre de jours secs oscillant entre 2 et 10 jours.

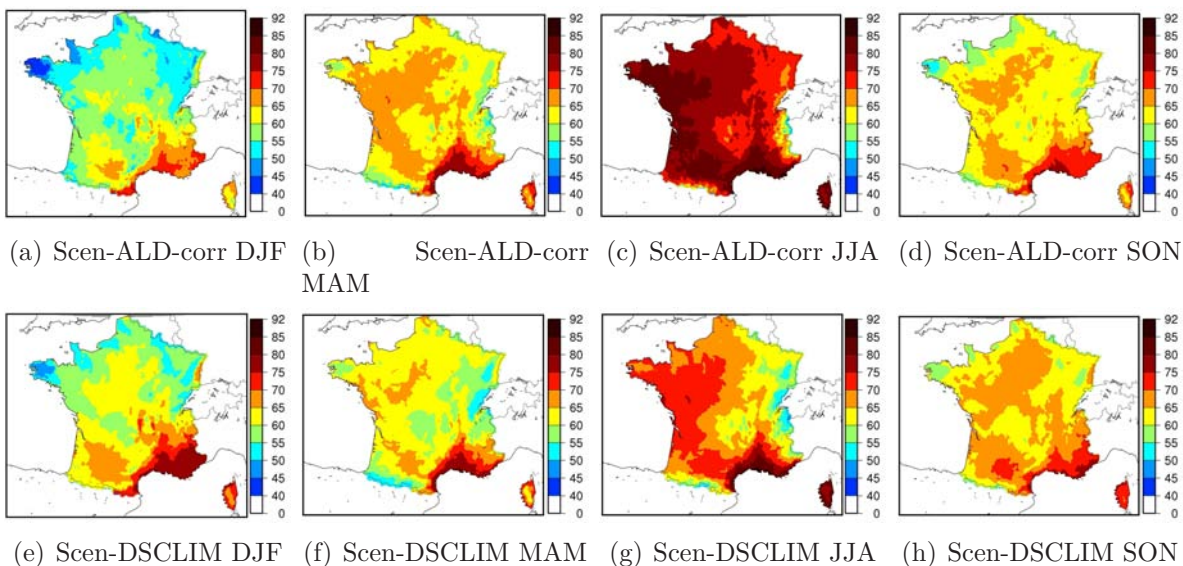


FIG. 5.10 – Nombre de jours secs (précipitation quotidienne inférieure à 1 mm/jour) simulés dans le futur (2071-2100) par Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM, pour les quatre saisons.

La partie du spectre total de précipitation qui correspond à une absence de pluie évolue ainsi dans le même sens que la précipitation moyenne dans nos deux scénarios à haute résolution. Reste à présent à déterminer s'il en va ou non de même pour les différentes quantités de pluie simulées par Scen-ALD et Scen-DSCLIM.

5.4.2 Quantiles d'inversion

Une vision complète des modifications du spectre de précipitations entre les expériences de contrôle et les projections en climat futur ne pourrait être fournie qu'en présentant les distributions correspondantes en chaque point de grille, ou les différences de l'ensemble des quantiles entre le présent et le futur. Une telle approche n'est évidemment pas envisageable étant donné le nombre gigantesque de figures qu'il y aurait à examiner. Face à cette limitation, la plupart des auteurs procèdent soit en analysant les cartes de différences de quelques quantiles, soit en considérant des distributions qui intègrent les valeurs de précipitations simulées sur une boîte regroupant un nombre plus ou moins élevés de points de grille. La première solution fournit une information spatiale complète mais seulement en quelques points du spectre total, et la seconde aboutit à une vue complète des évolutions du spectre mais moyennées spatialement.

Dans leur analyse des fonctions de densités de probabilité en climat présent et futur sur différentes régions de leur domaine d'intégration, Boberg et al. (2008) et Boberg et al. (2010) (voir introduction, section 1.3.3) mettent en évidence l'existence d'un point d'inversion dans le signe de l'évolution des précipitations simulées dans leur étude : la quantité de pluie diminue dans le futur jusqu'à un certain ordre de quantile, au delà duquel elle augmente.

La figure 5.11 donne une illustration de cette situation dans Scen-ALD en été : le quantile d'ordre 99% décroît en moyenne de 10% à 40% sur une large partie de la France entre les périodes 1971-2000 et 2071-2100 alors que le quantile d'ordre 99.9% augmente dans le même temps dans des proportions similaires.

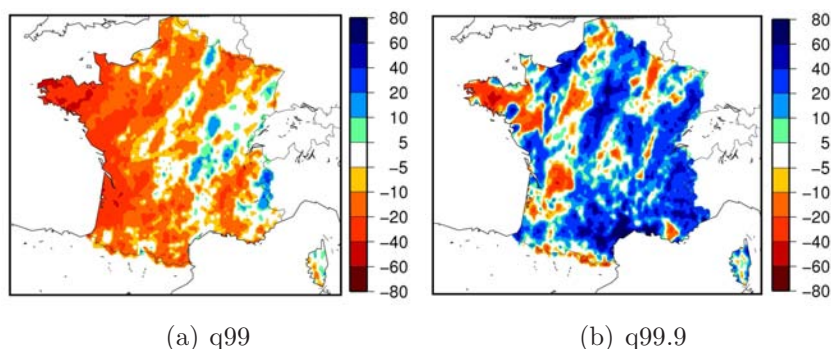


FIG. 5.11 – Evolution des quantiles d'ordre 99% et 99.9% de précipitations estivales dans Scen-ALD : Différences relatives (%) (Futur - Présent)/Présent.

En s'inspirant des résultats de Boberg et al. (2008) et Boberg et al. (2010), on se propose ici de calculer en chaque point de grille de nos deux expériences l'ordre du quantile correspondant à cette inversion, quand elle existe, ainsi que la quantité de pluie correspondante dans le climat présent, et ce pour les quatre saisons. Ce diagnostic présente l'avantage de réunir une information relative à l'ensemble du spectre de précipitation et une vision spatiale complète du phénomène.

En examinant les choses de plus près, on s'aperçoit que cet éventuel point d'inversion n'est pas nécessairement unique. Cet état de fait est illustré à la figure 5.12 qui représente deux diagrammes quantiles-quantiles comparant les distributions présentes (en abscisse) et futures (en ordonnée) de la précipitation d'automne simulée par Scen-ALD pour deux points de grille. Dans ces diagrammes, un point d'inversion se traduit par un croisement de

la courbe avec la première bissectrice du plan. On en observe un seul sur le premier point, et deux sur le second. Mais il existe encore d'autres situations susceptibles de se produire, comme une inversion ne concernant qu'un unique ordre de quantile et ne résultant qu'en une augmentation (ou diminution) minimale de la quantité de pluie correspondante.

Afin de rendre compte des différentes éventualités, deux quantiles d'inversion Q1 et Q2 sont définis. Q1 vérifie les conditions suivantes :

- la valeur de Q1 définit un jour pluvieux dans le présent (pour Scen-ALD, on considère la valeur après correction « quantile-quantile » vers SAFRAN),
- Q1 est le plus petit ordre de quantile pour lequel la moyenne des précipitations qui lui sont inférieures diminue dans le futur et la moyenne des précipitations qui lui sont supérieures augmente dans le futur.

Q2 répond aux mêmes exigences et à la condition supplémentaire que tous les quantiles d'ordre supérieur à Q2 augmentent dans le futur.

Dans le cas de points multiples d'inversion, Q1 permet ainsi définir la première véritable inversion et Q2 la dernière (voir figure 5.12).

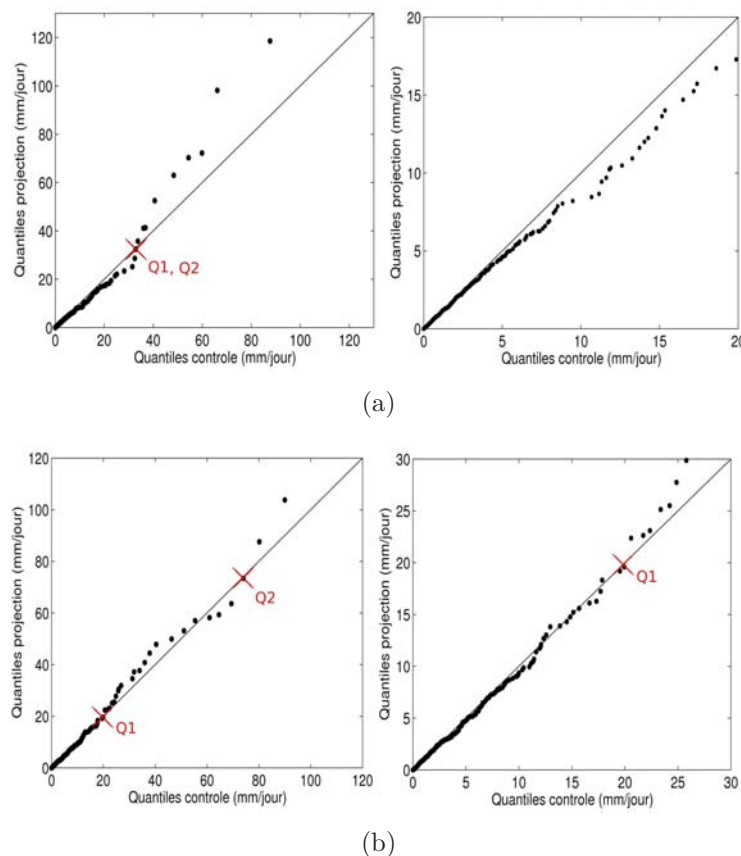


FIG. 5.12 – Illustration de l'inversion de signe dans l'évolution de la précipitation : diagrammes quantile-quantile Présent/Futur de Scen-ALD en deux points de grille, pour la saison d'automne (SON). Les valeurs des quantiles de la période de contrôle (1971-2000) sont en abscisse et ceux de la projection future (2071-2100) en ordonnée. (a) : Diagramme au point de coordonnées 46°N-4°E (le diagramme de droite est un agrandissement de celui de gauche sur le début du spectre). (b) : Diagramme au point de coordonnées 43°N-3°E (même remarque). Les croix rouges repèrent sur chacun des deux diagrammes les quantiles d'inversion Q1 et Q2.

Les différences de moyennes inférieures et supérieures à Q1 et/ou Q2 ne présentent pas nécessairement une significativité statistique très élevée. Pour prendre en compte ce paramètre, on procède à un test de Welch (généralisation du test du Student aux séries dont les variances ne sont pas égales) sur les différences de moyennes intervenant dans le calcul des quantiles d'inversion et l'on ajoute aux définitions de Q1 et Q2 une condition stipulant que les moyennes doivent être significativement différente à un niveau de confiance de 95%, d'où il résulte Q1' et Q2'. L'analyse des résultats indiquant que Q1' et Q2' sont sensiblement égaux partout, on ne montrera ici que Q1', qui sera désigné par le terme « d'inversion significative ».

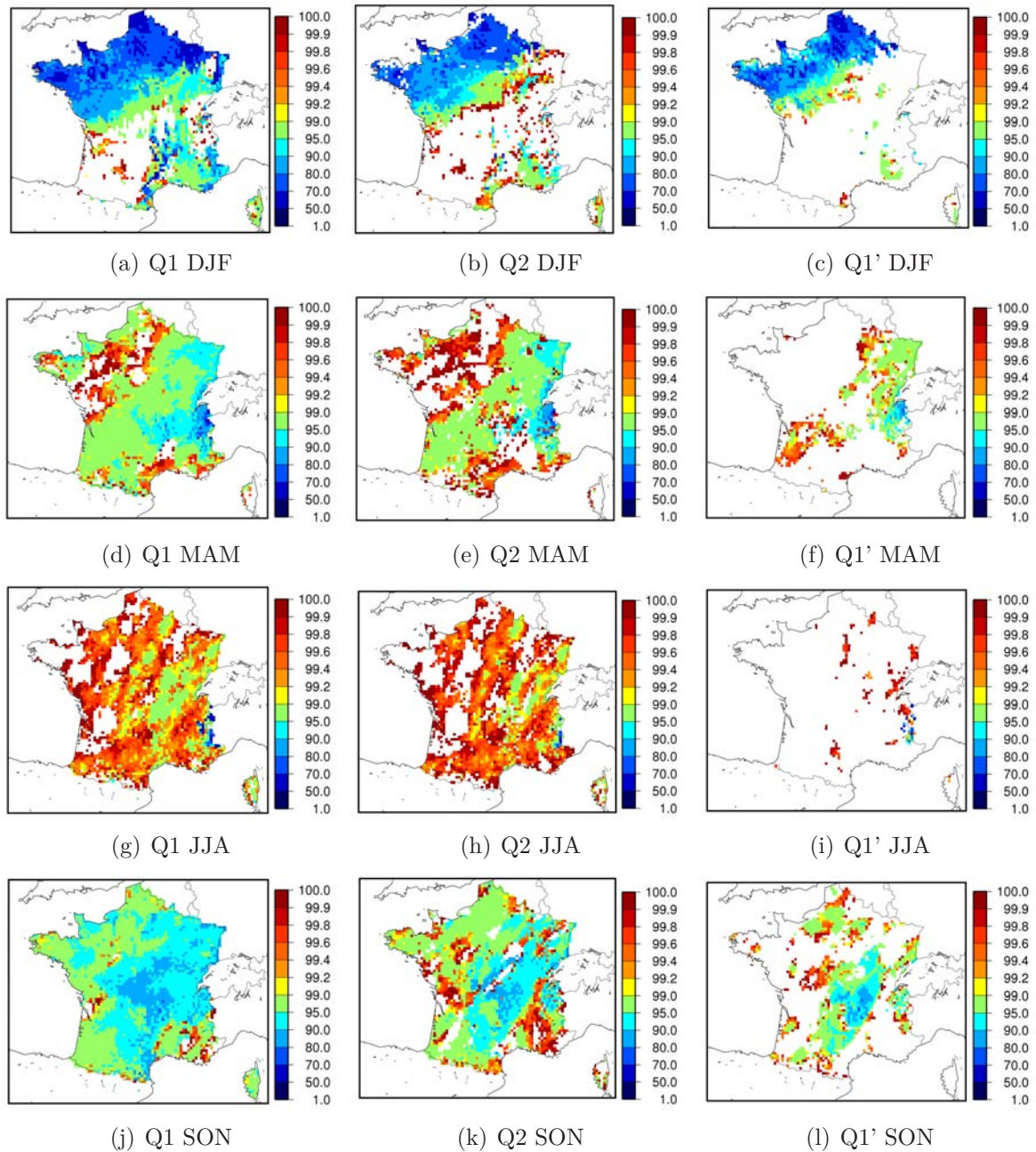


FIG. 5.13 – Ordres des quantiles saisonniers d'inversion dans Scen-ALD (%). A gauche : ordre du quantile d'inversion Q1. Au centre : ordre du quantile d'inversion Q2. A droite : ordre du quantile d'inversion Q1'.

Les figures 5.13 et 5.15 représentent respectivement les ordres de Q1, Q2 et Q1' dans Scen-ALD et Scen-DSCLIM pour chaque saison, et la figure 5.14 précise les valeurs observées (SAFRAN) de ces quantiles pour Scen-ALD.

Dans le tracé de Q1 et Q2, les espaces blancs correspondent aux points où le quantile d'inversion n'existe pas. Ils traduisent donc soit une diminution, soit une augmentation des précipitations sur tout le spectre. Dans la mesure où la moyenne des précipitations saisonnières ne connaît d'augmentation que dans Scen-ALD en hiver et dans le Nord de la France où les quantiles d'inversion existent, la plage blanche ne peut signifier qu'un assèchement affectant la totalité du spectre de précipitation.

Dans le tracé de Q1', les espaces blancs peuvent aussi traduire une absence de significativité de l'inversion.

On constate sur la figure 5.13 que Scen-ALD présente une ou plusieurs inversions sur la quasi-totalité du territoire, excepté en hiver dans le Sud-Ouest.

En hiver, les ordres de Q1 et Q2 sont assez petits, en particulier dans le Nord du pays où ils sont compris entre 50% et 80%, ce qui correspond dans SAFRAN à des cumuls quotidiens de 1 à 5 mm/jour. (figure 5.14). Les différences de quantiles entre le climat futur et le climat présent sont statistiquement significatives pour des ordres de quantile légèrement plus élevés, qui correspondent à des pluies quotidiennes comprises entre 1 et 10 mm/jour. A mesure que l'on se déplace vers le Sud, les ordres de Q1 et Q2 augmentent et sur une bande allant de Bordeaux à Strasbourg, ils dépassent 95%, pour des valeurs comprises entre 10 et 20 mm/jour. Plus au Sud, les ordres de Q1 et Q2 sont équivalents ou plus élevés mais il n'y a plus d'inversion significative.

Pour les trois autres saisons, le comportement d'inversion dans Scen-ALD est pratiquement généralisé.

Au printemps, il survient généralement à des ordres élevés de quantiles (supérieurs à 99%) sur le pourtour méditerranéen et dans le Nord-Ouest du pays, ce qui traduit dans ces régions une augmentation des seules valeurs extrêmes. Ailleurs, il est plus modéré : les ordres de Q1 et Q2 varient entre 90% et 99%, et leurs valeurs entre 10 et 20 mm/jour. Cependant, l'inversion n'est significative que dans la région Aquitaine et dans l'Est de la France. Elle se produit pour des pluies quotidiennes de l'ordre de 30 mm/jour sur la première zone et d'environ la moitié sur la seconde.

En été, les ordres de Q1 et Q2 dépassent 99% sur la majeure partie du domaine, pour des cumuls oscillant autour de 30 mm/jour, atteignant localement 60 mm/jour. Mais cette fois l'inversion n'est significative pratiquement nulle part.

Enfin, en automne, on retrouve un comportement assez similaire à celui observé au printemps, avec des quantiles d'inversion un peu plus faibles (en ordre comme en valeur), excepté dans le Sud-Est du pays, où l'augmentation future des précipitations survient au delà d'un seuil variant entre 40 et 80 mm/jour, localement supérieur à 100 mm/jour, mais l'inversion n'y est pas significative.

Dans Scen-DSCLIM (figure 5.15, la première inversion (Q1) ne présente pas de structure très cohérente : les ordres varient brutalement d'une zone à l'autre sans dessiner de motifs clairs. Q2, quant à lui, est d'un ordre assez élevé en toute saison mais il n'existe que par endroits, lesquels ne présentent pas non plus une grande cohérence spatiale. Ce comportement s'explique sans doute par le fait qu'on ne trouve quasiment aucune inversion significative dans Scen-DSCLIM, quelle que soit la saison considérée.

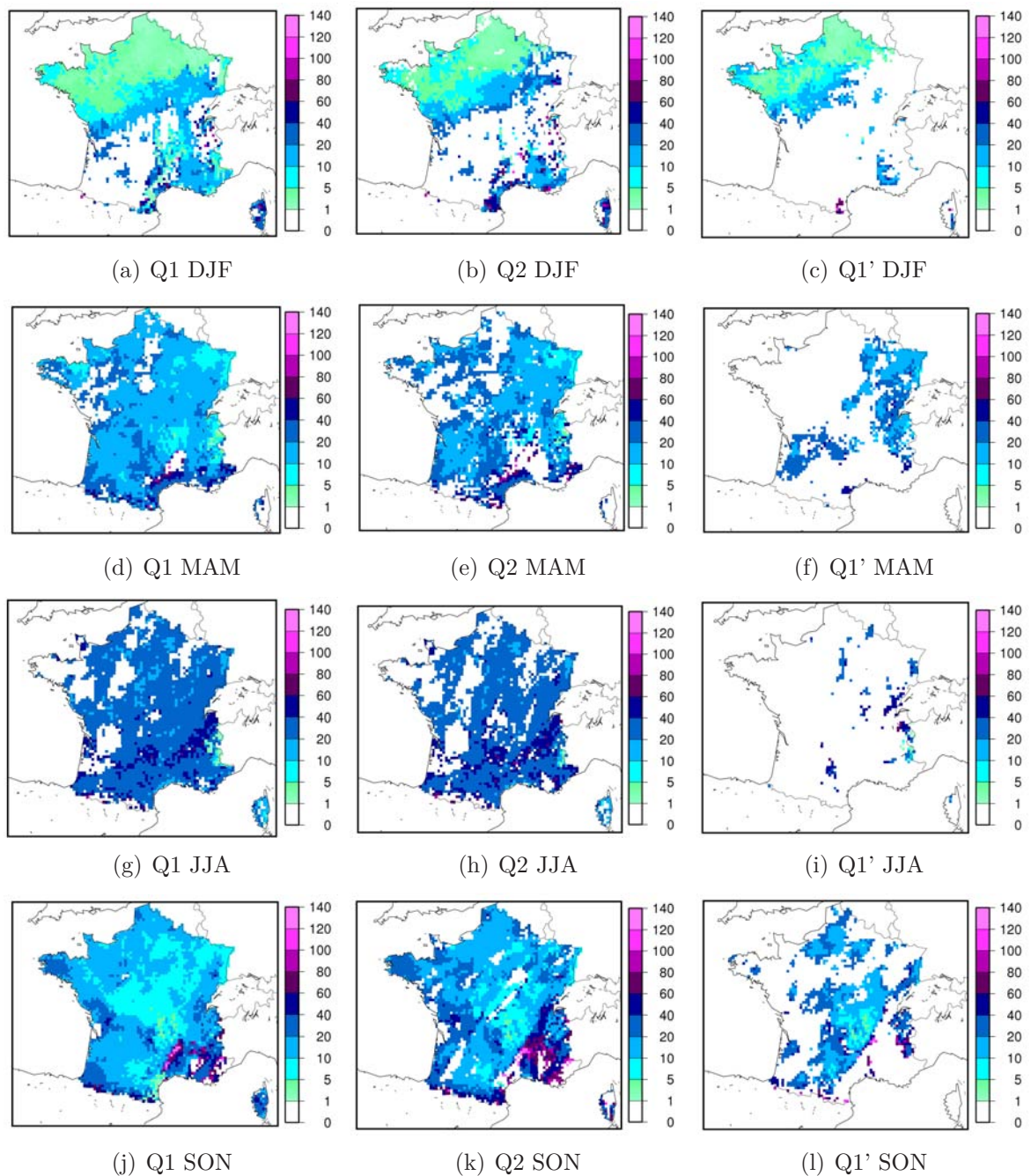


FIG. 5.14 – Valeurs observées dans SAFRAN des quantiles saisonniers d'inversion dans Scen-ALD (mm/jour). A gauche : valeur du quantile d'inversion Q1. Au centre : valeur du quantile d'inversion Q2. A droite : valeur du quantile d'inversion significative Q1'.

En résumé, il ressort de cette analyse que si les évolutions du spectre de précipitations de Scen-ALD offre dans certaines régions une structure d'inversion significative où les pluies les plus intenses augmentent dans le futur tandis que les plus modérées diminuent – en accord avec les résultats de Boberg et al. (2008) et Boberg et al. (2010), et d'autres études telles que celles de Goubanova and Li (2006), Goubanova (2007) et Schmidli et al. (2007) – il n'en va pas de même pour Scen-DSCLIM qui présente soit une diminution du régime des pluies sur tout le spectre, soit une augmentation non significative des

précipitations les plus intenses.

Après cette étude générale de l'évolution des précipitations dans nos scénarios, nous allons maintenant nous concentrer sur l'étude des changements relatifs aux épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE) dans Scen-ALD et Scen-DSCLIM.

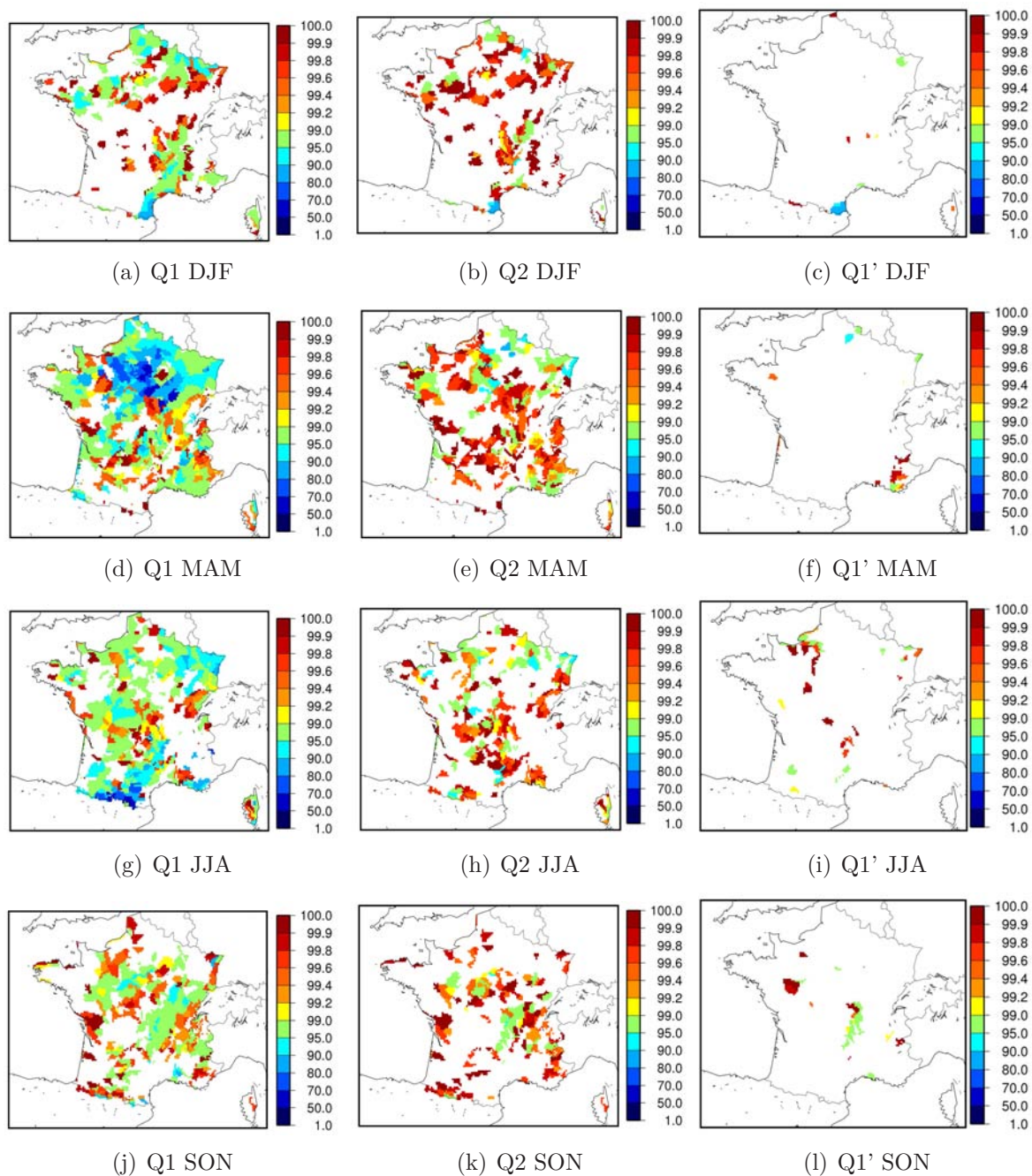


FIG. 5.15 – Identique à 5.13 pour Scen-DSCLIM.

5.5 Evolution des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France

Les HPE simulés par Scen-ALD et Scen-DSCLIM sont définis selon le critère dit « absolu » explicité à la section 4.5.1 : un jour de la saison d’automne étendue (SOND) est considéré comme étant un HPE si son champ de précipitation quotidienne dépasse un seuil donné en au moins deux points du Sud-Est de la France.

Cette définition contraint à considérer les précipitations de Scen-ALD après correction « quantile-quantile ». Comme cela a été expliqué, l’emploi de cette correction dans le futur implique une hypothèse sujette à caution qui peut donc biaiser l’interprétation des résultats du modèle.

En première analyse, l’évolution des HPE dans le scénario ALADIN-Climat a donc été explorée en étudiant les séries quotidiennes brutes du modèle (sans correction) auxquelles ont été appliquées le premier critère de définition des HPE que nous avons envisagé au chapitre 4 (critère basé sur des dépassements d’ordre de quantiles en des points où les valeurs extrêmes correspondent à des pluies intenses). Il s’est avéré que les deux méthodes aboutissaient à des conclusions similaires, pour autant que l’on puisse comparer les résultats obtenus avant et après correction – c’est-à-dire au moins en termes d’évolution des fréquences d’occurrence des HPE.

L’utilisation du critère de définition absolu – et donc des pluies corrigées – est plus parlante et permettant d’aboutir à une information plus précise sur les cumuls de précipitations, elle sera donc retenue pour la présentation des résultats.

En dépit de la relative simplicité du critère de définition des HPE simulés, il est apparu que les diagnostics qui en découlent (nombre d’HPE par sous-région selon la valeur de seuil de retenu, intensité et étendue spatiale des pluies survenant au cours de ces événements) pouvaient difficilement faire l’objet de tests statistiques permettant de mesurer la significativité des éventuels changements entre les climats présent et futur. C’est la raison pour laquelle nous nous sommes intéressés en premier lieu aux différences de quantiles de pluies extrêmes de la saison SOND entre la période de contrôle (1971-2000) et celle de projection future (2071-2100), dont la significativité peut être plus aisément testée.

5.5.1 Quantiles extrêmes d’automne (SOND)

Les figures 5.16 et 5.17 présentent l’évolution de la fin du spectre de précipitation d’automne (SOND) entre les périodes présentes et futures dans Scen-ALD (sans correction « quantile-quantile ») et Scen-DSCLIM, au travers des différences relatives des quantiles (saisonniers) d’ordre 99.2%, 99.6%, 99.8% et 99.9%.

Afin d’apprécier la significativité statistique de ces différences, on leur applique le test décrit au chapitre 2 (section 2.3) et utilisé au chapitre 3. On considère alors les valeurs significatives à un niveau de confiance de 95%, ainsi que les p-value (mêmes figures).

On constate ainsi que dans la région qui nous intéresse (Sud-Est de la France), Scen-ALD simule une augmentation des précipitations extrêmes de l’ordre de +30% le versant Nord des Cévennes, dans le Sud du Languedoc-Roussillon, dans le delta du Rhône, et dans les Alpes du Sud pour les ordres les plus élevés de quantiles. Sur le relief cévenol lui-même, on observe localement de légères diminutions des pluies intenses (entre -5% et -10%). Cette tendance à l’atténuation se retrouve par endroits en région P.A.C.A. où elle est un peu plus prononcée, en particulier à son extrémité Sud-Est, avec des différences

relatives atteignant -20% pour le quantile le plus élevé. Ces différences négatives s'avèrent cependant dépourvues de significativité, puisque la p-value du test est supérieure à 0.5 dans les zones concernées. Seules les intensifications des valeurs extrêmes présentent en fait une significativité statistique, et dans le Sud-Est de la France, la plupart des augmentations observées sont significatives à des niveaux de confiance assez élevés (supérieurs à 90% dans le Sud du Languedoc-Roussillon, et à 95% ailleurs).

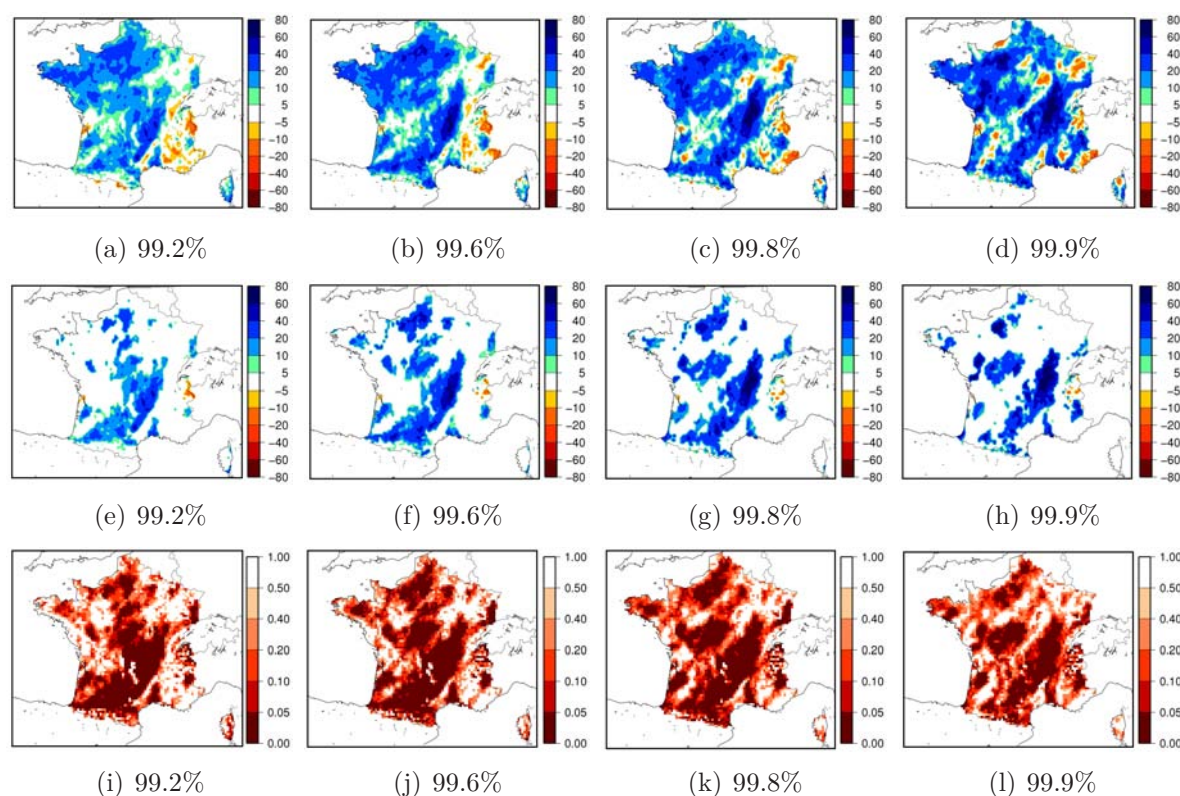


FIG. 5.16 – Différences relatives (%) $((Futur - Présent)/Présent)$ des quantiles extrêmes de précipitations simulés par Scen-ALD sur la saison SOND et significativité des différences. (a), (b), (c) et (d) : Différences relatives des quantiles d'ordre 99.2%, 99.6%, 99.8% et 99.9%. (e), (f), (g) et (h) : Différences relatives statistiquement significatives à 95%. (i), (j), (k) et (l) : Pvalue des différences.

Scen-DSCLIM suit une évolution inverse à celle d'ALADIN-Climat : dans le Sud-Est de la France, ce scénario simule une tendance à l'atténuation des extrêmes de pluie – excepté sur zone très localisée autour de Marseille –, qui affecte presque toute la région pour les quantiles d'ordre 99.2% et 99.6%, puis se concentre sur le relief cévenol et le Languedoc-Roussillon en toute fin de spectre. Ces différences ne sont significatives à 95% que dans les Cévennes, sur la côte varoise et dans la zone très réduite d'augmentation des pluies intenses autour de Marseille. Ailleurs, la p-value du signal est supérieure à 0.1 et augmente encore en toute fin de spectre.

Au vu de l'évolution des quantiles extrêmes de précipitation d'automne simulés par chaque scénario, on peut d'ores et déjà avancer que les HPE sont susceptibles de décroître – en fréquence et/ou en intensité – dans Scen-DSCLIM et d'augmenter dans Scen-ALD. Reste à déterminer de quelle façon cette tendance générale sur les précipitations les plus fortes affecte les épisodes de pluies intenses qui nous intéressent ici. Bien que la significativité statistique des différences de quantiles extrêmes ne soit pas directement transposable aux

diagnostics caractérisant les HPE, elle peut néanmoins fournir des indications qui pourront s'avérer utiles dans l'interprétation des changements constatés.

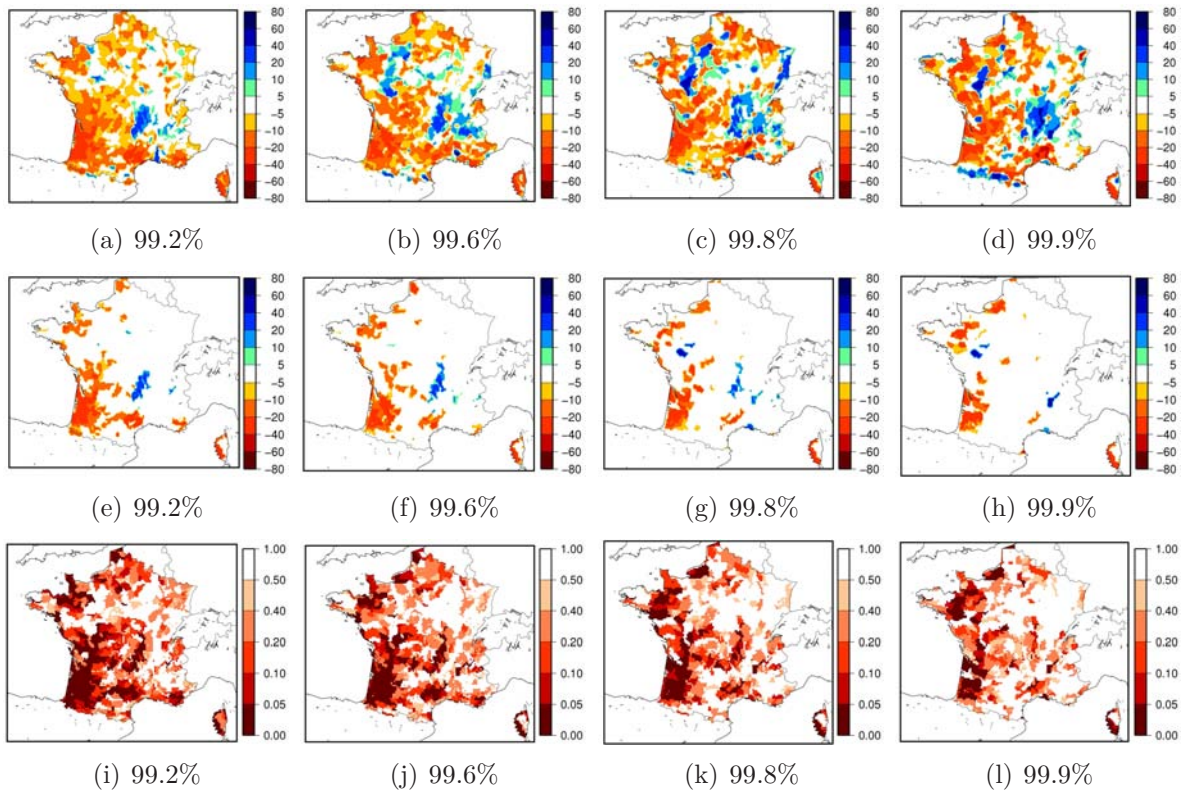


FIG. 5.17 – Identique à 5.16 pour Scen-DSCLIM.

5.5.2 Pluies intenses associées aux HPE

Comme annoncé en introduction, les HPE du scénario ALADIN-Climat seront ici définis après correction « quantile-quantile », on s'y réfèrera donc en utilisant la notation Scen-ALD-corr.

De la même façon que dans le chapitre 4, la description des HPE est envisagée selon quatre caractéristiques : leur fréquence d'occurrence (nombre d'événements sur une période donnée), leur localisation géographique, leur intensité (cumul maximum) et leur étendue spatiale (surface couverte par les précipitations excédant 100 mm/jour).

On considère dans un premier temps l'ensemble des HPE, indépendamment de leur localisation géographique. Les évolutions du nombre de cas, de leur intensité maximale et de leur étendue spatiale dans chacun des deux scénarios de changement climatique sont représentées aux figures 5.18 et 5.19.

On constate que globalement, Scen-ALD-corr produit dans le futur des HPE à la fois plus fréquents, plus intenses et plus étendus spatialement. Scen-DSCLIM propose une situation inverse où les HPE sont plus rares, moins forts et plus localisés.

En entrant plus dans le détail, on remarque que la fréquence d'occurrence des HPE simulés par Scen-ALD-corr n'augmente qu'à partir d'un seuil de dépassement de précipitations de 120 mm/jour. Autrement dit, les épisodes les plus modérés ne sont pas plus fréquents dans

le futur que dans le présent. Ils sont en revanche un peu plus intenses (avec des maxima augmentant d'environ 10%) et plus étendus (+50%). Pour un seuil de dépassement compris entre 120 mm/jour et 150 mm/jour, le nombre d'HPE simulés par Scen-ALD-corr croît relativement peu (entre +2% et +10%), mais les HPE dépassant le seuil de 150 mm/jour voient leur fréquence d'occurrence augmenter de façon plus marquée (entre 20% et 40% d'HPE supplémentaires). Les intensités correspondantes suivent des variations inverses : plus les HPE sont forts moins leur intensité augmente dans le futur, avec des différences relatives entre le climat présent et le futur qui demeurent toutefois assez faibles (+5% à +10%). Enfin, pour ce qui est de l'évolution de l'extension spatiale de ces phénomènes dans Scen-ALD-corr, on relève une augmentation proportionnelle marquée (+50%) qui reste assez indépendante du seuil de dépassement considéré.

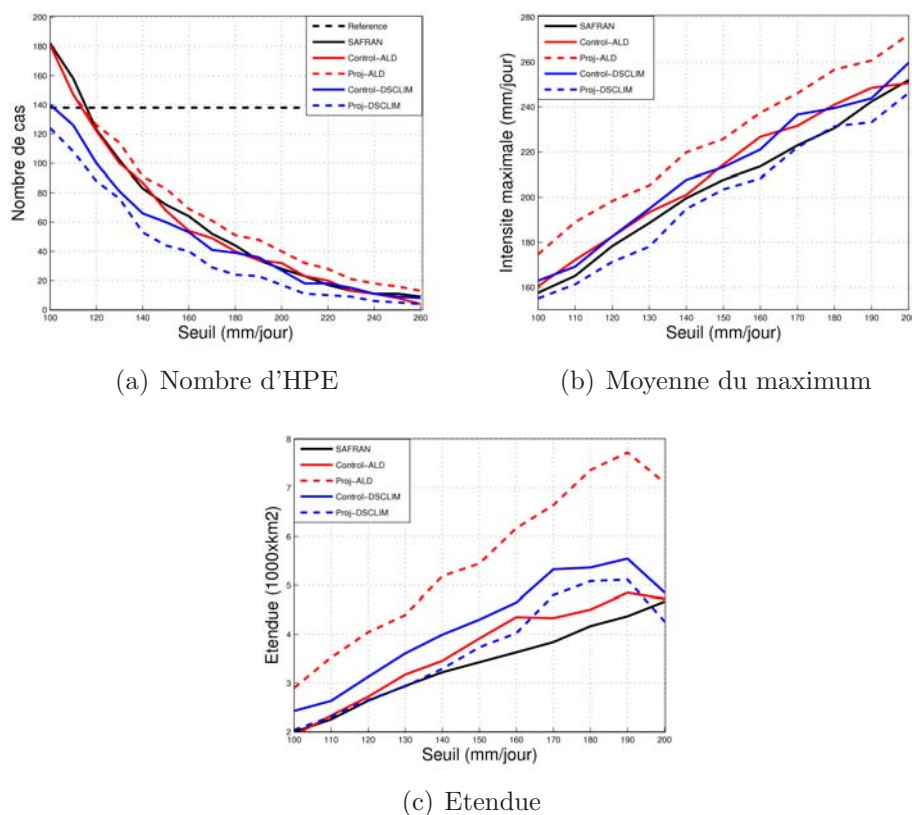


FIG. 5.18 – Evolution des HPE en fonction du seuil de dépassement de précipitations retenu pour leur définition (critère de définition détaillé en 4.5.1). (a) : Nombre d'HPE; (b) : Moyenne des intensités maximales (mm/jour); (c) : Moyenne des étendues de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieurs à 100 mm/jour) (10^3 km^2). En trait noir tireté : valeur relative à la liste de référence des HPE (pour le calcul de l'intensité maximale et de l'étendue moyenne, on considère les précipitations SAFRAN des jours spécifiés par la liste de référence des HPE). En trait noir plein : SAFRAN. En trait rouge plein : Control-ALD-corr. En trait rouge tireté : Proj-ALD-corr. En trait plein bleu : Control-DSCLIM. En trait bleu tireté : Proj-DSCLIM.

La diminution du nombre d'HPE dans Scen-DSCLIM est du même ordre de grandeur que l'augmentation observée dans Scen-ALD-corr : elle évolue entre -10% pour les HPE les plus modérés et -40% pour les plus forts. Comme dans ALADIN-Climat, les intensités maximales des événements futurs évoluent relativement peu dans Scen-DSCLIM (-5% à -10%) et leur étendue moyenne connaît une diminution de l'ordre de -20%.

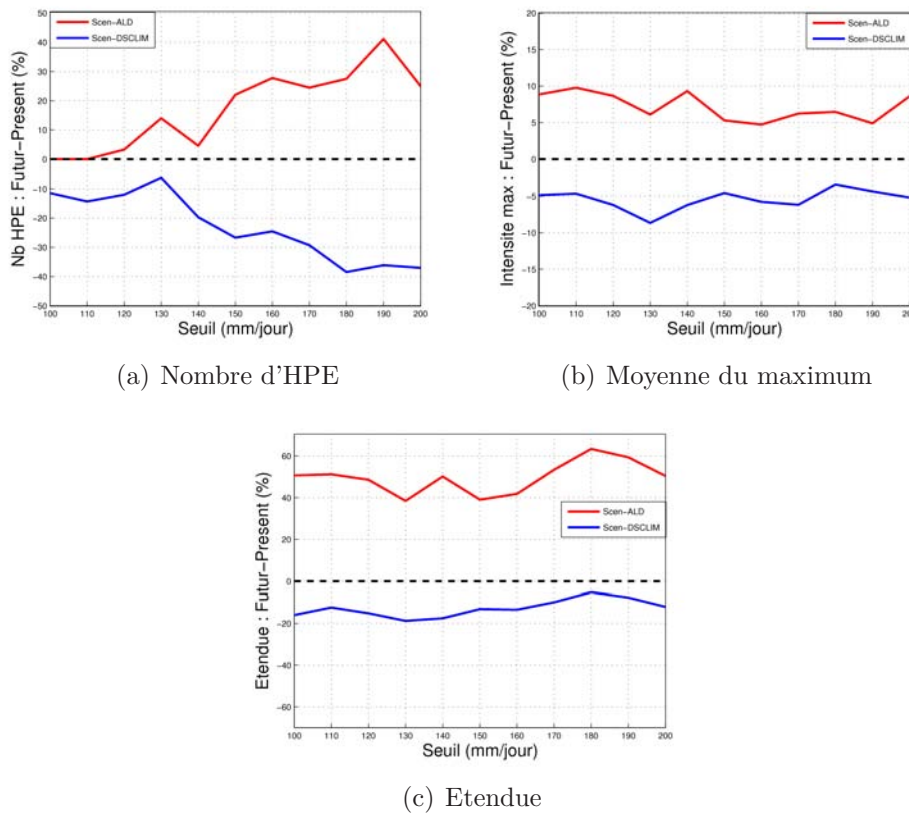


FIG. 5.19 – Evolution des HPE en fonction du seuil de dépassement de précipitations retenu pour leur définition ((critère de définition détaillé en 4.5.1) : Différences relatives (%) ((futur - présent)/présent). (a) : Nombre d'HPE; (b) : Moyenne des intensités maximales (mm/jour); (c) : Moyenne des étendues de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieurs à 100 mm/jour) (10^3km^2). En trait rouge : Scen-ALD-corr. En trait bleu : Scen-DSCLIM.

Afin d'examiner plus finement les changements futurs simulés par ALADIN-Climat et DSCLIM, les HPE sont classés selon leur sous-région d'occurrence, en reprenant les trois sous-régions précédemment utilisées (Cévennes, Languedoc-Roussillon, P.A.C.A.). On considère alors l'évolution des fréquences d'occurrence, intensités et étendus simulés dans chaque sous-région (figures 5.20, 5.21 et 5.22).

On s'aperçoit alors que si globalement, la fréquence, l'intensité et l'étendue des HPE augmentent (respectivement diminuent) dans Scen-ALD-corr (respectivement Scen-DSCLIM), il n'en va pas nécessairement de même dans chaque sous-région.

Les HPE affectant les Cévennes étant les plus fréquents – dans le présent comme dans le futur –, ils contribuent à une part importante du signal total. On retrouve donc dans cette région un comportement assez similaire à celui observé en considérant la totalité des HPE, la seule différence notable étant une légère diminution de la fréquence d'occurrence des HPE les plus modérés de Scen-ALD-corr dans le futur. Il est toutefois probable que cette diminution ne soit pas statistiquement significative, dans la mesure où seules les augmentations de quantiles extrêmes le sont (cf figure 5.16).

Dans le Languedoc-Roussillon, l'évolution des HPE suit également la tendance générale, exception faite des HPE les plus forts simulés par Scen-DSCLIM qui voient leur intensité et leur extension spatiale augmenter dans le futur. Ces HPE étant peu nombreux (moins

de 10), la pertinence de ces valeurs reste toutefois assez relative.

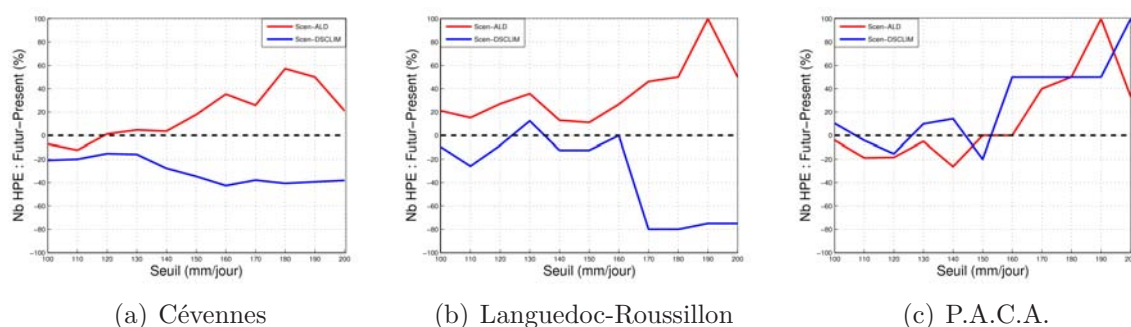


FIG. 5.20 – Evolution du nombre d’HPE par sous-régions dans Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM : Différences relatives (%) (futur - présent). (a) : Cévennes. (b) : Languedoc-Roussillon. (c) : P.A.C.A.

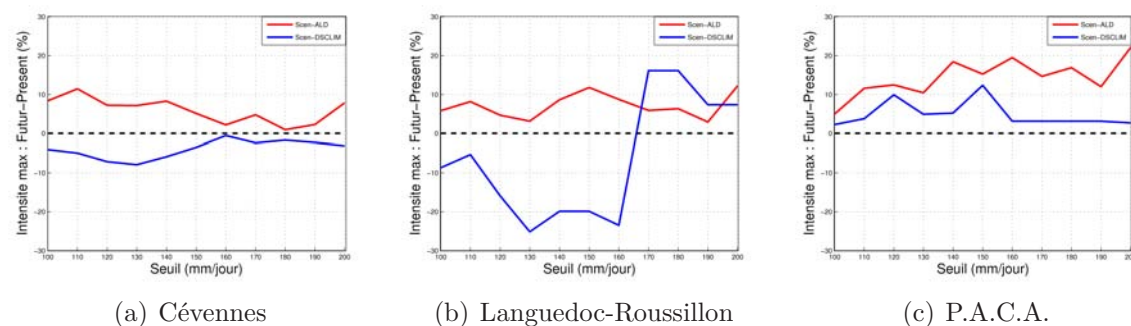


FIG. 5.21 – Evolution de la moyenne des intensités maximales des HPE dans Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM, par sous-régions : Différences relatives (%) (futur - présent). (a) : Cévennes. (b) : Languedoc-Roussillon. (c) : P.A.C.A.

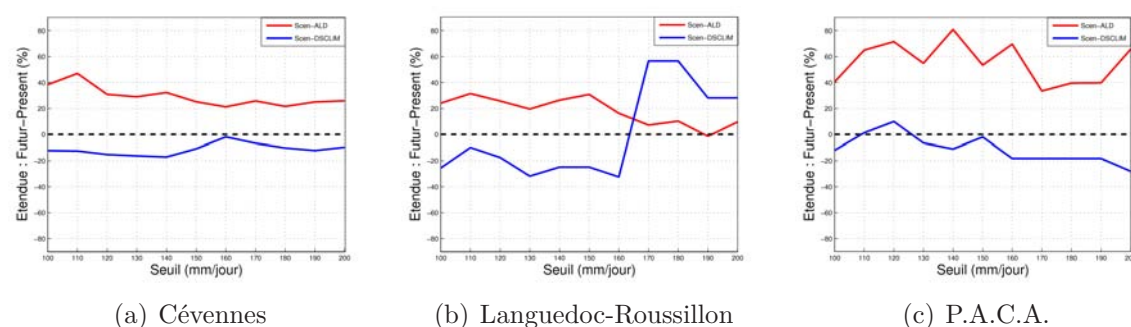


FIG. 5.22 – Evolution de l’étendue de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieures à 100 mm/jour) dans Scen-ALD-corr et Scen-ALD, par sous-régions : Différences relatives (%) (futur - présent). (a) : Cévennes. (b) : Languedoc-Roussillon. (c) : P.A.C.A.

En P.A.C.A., les écarts à l’évolution de l’ensemble des HPE sont plus marqués. L’augmentation future du nombre d’HPE dans Scen-ALD-corr ne concerne que les cas définis par un seuil de dépassement supérieur ou égal à 170 mm/jour. Et à l’inverse de la tendance générale observée dans Scen-DSCLIM, les HPE simulés par DSCLIM dans cette région

tendent plutôt à devenir plus fréquents et plus intenses.

La comparaison des comportements observés dans chaque sous-région permet également de déterminer où les évolutions les plus prononcées se produisent.

Pour Scen-ALD-corr, c'est dans le Languedoc-Roussillon que l'accroissement du nombre d'HPE est le plus marqué, et en région P.A.C.A. que l'intensité et l'étendue des HPE augmentent le plus.

Pour Scen-DSCLIM, la diminution de la fréquence d'occurrence des HPE la plus importante se produit dans les Cévennes – et d'après les cartes de différences de quantiles extrêmes (figure 5.17), il y a tout lieu de penser que ce signal présente une significativité statistique – et c'est dans le Languedoc-Roussillon que la réduction des intensités maximales et de l'étendue spatiale des événements sont les plus fortes (si l'on exclut les HPE les plus forts, peu représentatifs du signal en raison de leur petit nombre).

Cette analyse de l'évolution future des principales caractéristiques des HPE dans les deux scénarios peut être complétée par l'étude des composites de pluies des HPE simulés en climat présent et futur dans chacune des trois sous-régions (on considère pour ce faire les HPE définis par un seuil de dépassement de 110 mm/jour).

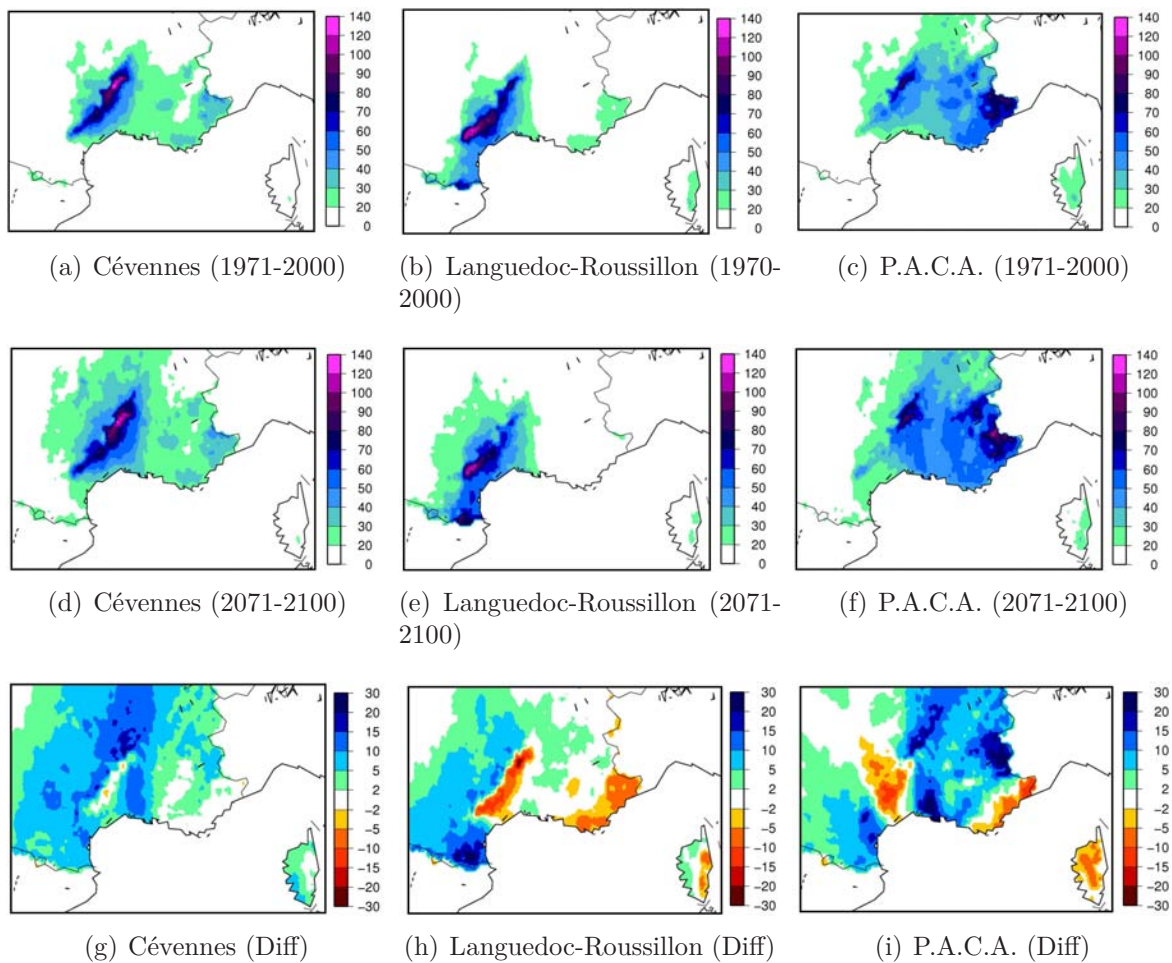


FIG. 5.23 – Evolution des composites de précipitation quotidienne (mm/jour) des HPE simulés par Scen-ALD-corr dans chaque sous-région. En haut : composites de la période de contrôle (1971-2000). Au centre : composites dans le futur (2071-2100). En bas : Différence des deux (futur - présent).

Dans le scénario ALADIN-Climat (figure 5.23), on observe sur les Cévennes une légère

diminution des pluies moyennes là où le relief est le plus fort (moins de 5% en différence relative) et une augmentation tout autour de cette zone, en particulier au Nord du relief (entre 10% et 15%, localement jusqu'à 20%) et le long du Rhône. L'examen d'une série d'épisodes (cartes non montrées) permet de confirmer que cette structure spatiale traduit un décalage des intensités maximales de ces événements vers le Nord et une augmentation de leur étendue. En se référant aux cartes de différences de quantiles extrêmes (figure 5.16), il paraît raisonnable de supposer que si la légère réduction des cumuls de précipitation sur le relief n'est pas significative, l'augmentation des pluies sur la partie Nord du relief l'est probablement.

Les composites des HPE de Scen-ALD du Languedoc-Roussillon indiquent la présence de deux zones de fortes précipitations : une localisée sur les Cévennes et une située dans le Sud de l'Aude et les Pyrénées orientales. Rappelons en effet que certains HPE peuvent affecter plusieurs de nos trois sous-régions et de ce fait être classés comme appartenant à plusieurs d'entre elles. On remarque cependant que le maximum des précipitations se produisant sur les Cévennes concerne l'extrême Sud de cette zone. Dans le futur, l'intensité de ce maximum décroît (de 10% à 15%) tandis que celui localisé au Sud de la région augmente (de 20% à 30%), et les cartes de significativité des différences de quantiles suggèrent que l'augmentation est plus significative que la réduction.

Pour les HPE de Scen-ALD en région P.A.C.A., on observe à nouveau la présence de deux maxima : un situé dans la partie Nord des Cévennes et un dans les Alpes maritimes. Dans le futur, ces deux maxima voient leur intensité moyenne croître (jusqu'à 30%), mais les précipitations diminuent sur la Côte d'Azur (de 5% à 15%), et l'on observe par ailleurs une augmentation des pluies assez marquée (30%) dans les Bouches-du-Rhône. La complexité de la structure spatiale de ces différences peut s'expliquer par le fait qu'en P.A.C.A., les HPE ont une localisation géographique plus variable que dans les deux autres sous-régions. La différence des composites présent et futur de pluie est donc plus difficile à analyser, mais il semblerait qu'elle traduise une assez forte disparité de l'évolution future des HPE en fonction de leur lieu d'occurrence. La significativité des différences de quantiles extrêmes suggère néanmoins que seule l'augmentation des deux maxima de précipitations serait significative.

Pour Scen-DSCLIM (figure 5.24), les choses se présentent un peu plus simplement.

Les HPE affectant le relief cévenol voient leur intensité diminuer assez nettement dans le futur (de 10% à 30%), avec des différences plus marquées sur la partie Sud-Est du relief. Dans le Languedoc-Roussillon, le maximum de pluie situé à la pointe Sud des Cévennes reste relativement stable (augmentation inférieure à 5%) tandis que dans le reste de la région, les pluies diminuent dans le futur (de 5% à 15%).

Enfin, en région P.A.C.A., on observe une réduction des cumuls de pluies de l'ordre de 10% (localement 20%) dans les zones où ils sont les plus forts (Nord des Cévennes et Alpes Maritimes) et une intensification très localisée des précipitations autour de Marseille.

La significativité des différences de quantiles extrêmes semble indiquer que la diminution des pluies au Sud-Est des Cévennes et l'augmentation dans la région de Marseille présente une quelconque significativité.

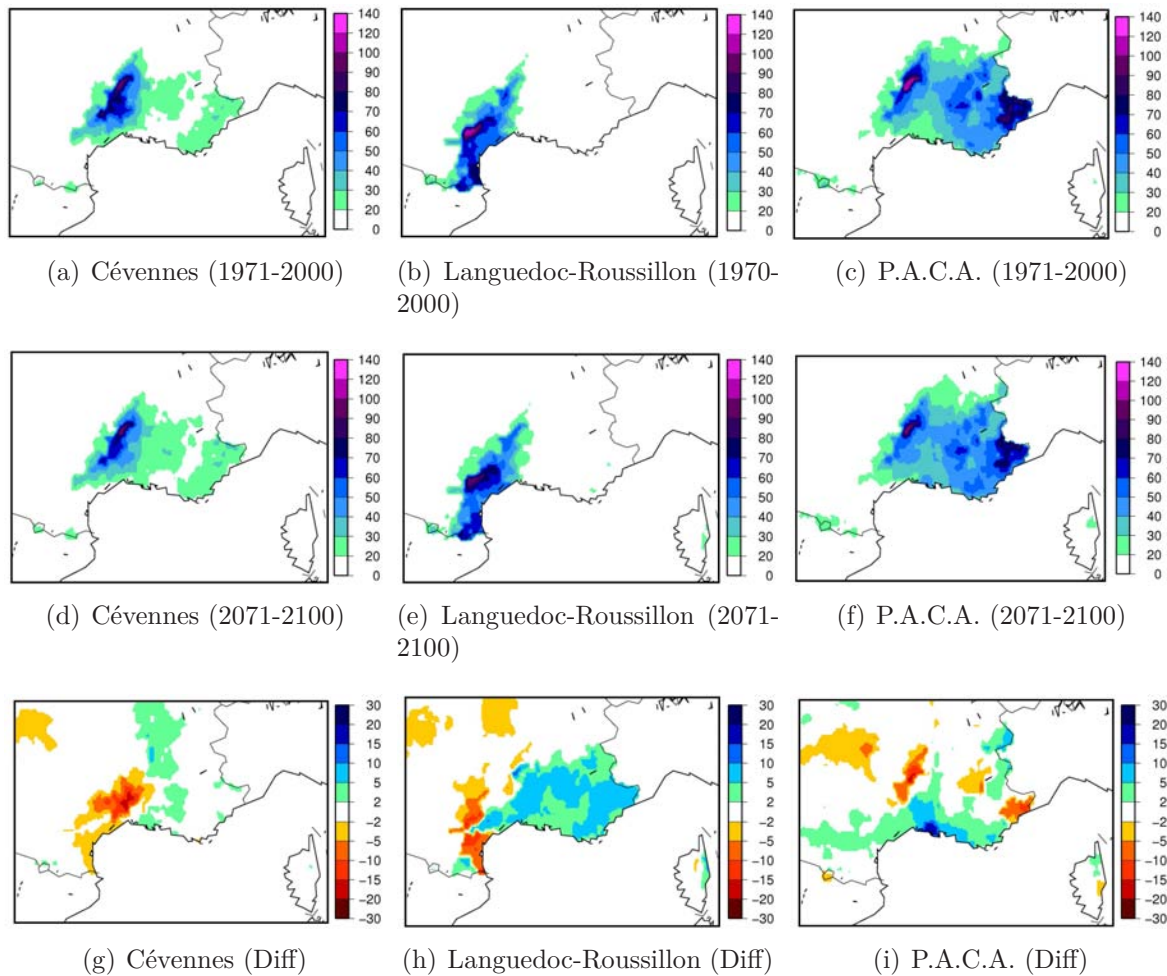


FIG. 5.24 – Identique à 5.23 pour Scen-DSCLIM.

5.5.3 Quelques éléments d'interprétation des évolutions simulées par Scen-ALD-corr

Après avoir décrit l'évolution des précipitations intenses associées aux HPE dans Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM, il importerait de chercher à comprendre à quoi peuvent être dues les changements simulés par chaque scénario.

La portée de cette question est toutefois assez limitée pour Scen-DSCLIM dans la mesure où les évolutions simulées par cette méthode ne résultent que de la modification des fréquences d'occurrence des régimes de temps dans Scen-GLO ainsi que du choix des jours analogues. Or les régimes de temps considérés ne permettant pas de discriminer les jours correspondant à des HPE (cf chapitre 4), il paraît difficile d'apporter une interprétation censée des résultats obtenus à cet égard dans DSCLIM.

Dans le scénario ALADIN-Climat en revanche, l'analyse des situations météorologiques associées aux HPE simulés en climat futur pourrait apporter des éléments d'interprétation permettant d'expliquer les causes des changements observés dans Scen-ALD-corr. Outre l'intensification des précipitations extrêmes que l'on peut supposer due à l'augmentation de la capacité en eau de l'atmosphère dans un climat plus chaud (voir chapitre 1, section 1.1.4), on peut se poser un certain nombre de questions sur les mécanismes à l'origine des autres évolutions constatées : Pourquoi les HPE simulés en climat futur présentent-ils une plus

grande extension spatiale? Pourquoi la fréquence d'occurrence des HPE augmente-t-elle davantage dans le Languedoc-Roussillon – et en particulier dans les Pyrénées Orientales – qu'ailleurs? Pour quelle(s) raison(s) les pluies affectant le relief des Cévennes n'augmentent-elles pas dans le futur et pourquoi observe-t-on un décalage des maxima de pluies cévenols vers le Nord-Est du massif? Comment expliquer la variabilité spatiale des évolutions observées en région P.A.C.A.?

Je n'ai malheureusement pas eu le temps de creuser ces questions qui exigeraient, a minima, d'étudier la variabilité des champs utilisés comme prédicteurs dans l'algorithme de détection CYPRIM (cf 4, section 4.1.2) – à savoir le géopotential à 500 hPa, le vent et le flux d'humidité à 925 hPa – ainsi que les éventuelles évolutions de la structure spatiale des SST. A défaut de cette analyse, il est toutefois possible d'émettre quelques hypothèses d'explication des changements observés aux travers des résultats obtenus par la solution statistico-dynamique mise en oeuvre par Beuland et al. (Accepté) (voir introduction, section 1.4).

Rappelons que cette solution consiste à appliquer l'algorithme de détection CYPRIM à un scénario de changement climatique régional réalisé avec ARPEGE-Climat étiré, couplé à un modèle de mer Méditerranée (Somot et al., 2008), puis à forcer le modèle non-hydrostatistique MESO-NH par ce scénario pour un certain nombre de jours correspondant à des HPE en climats présent et futur. Bien que le scénario d'émissions de gaz à effet de serre utilisé dans cette simulation ne soit pas le même que dans Scen-ALD (scénario A2, et non A1B) et que la méthodologie soit très différente (cf introduction), les résultats obtenus dans cette étude se trouvent être assez proches de ceux de Scen-ALD.

En effet, l'algorithme CYPRIM détecte davantage de jours d'HPE pour la période future (2070-2099) que pour la période présent (1960-1990). L'analyse des précipitations simulées par MESO-NH pour une partie de ces jours fait ensuite état d'une augmentation moyenne des intensités maximales et de l'extension spatiale des HPE, avec un accroissement du nombre de cas affectant la région Languedoc-Roussillon et une intensification des précipitations associées sur cette région, ainsi qu'une diminution des pluies affectant le relief des Cévennes, et enfin une plus large variabilité spatiale des événements.

En examinant la répartition des cas au sein des deux clusters considérés (CS et CSW, voir chapitre 4), Beuland et al. (Accepté) indiquent que les HPE simulés en climat futur sont davantage associés au cluster CS pour lequel le flux de basses couches est orienté plus à l'Est que dans le cluster CSW, où le flux est plus Sud. Ces modifications de la répartition des cas au sein des clusters expliquerait, dans l'étude de Beuland et al. (Accepté), que la région Languedoc-Roussillon soit davantage touchée par ces pluies intenses. L'analyse des composites de vent horizontal et de flux d'humidité à 925 hPa révèle en outre que si les HPE en climat futur sont associés à des flux d'humidité plus forts, la force du jet de basses couches tend plutôt à diminuer, ce qui pourrait être à l'origine de la plus grande variabilité spatiale des HPE et leur extension accrue.

Bien que l'on ne puisse évidemment pas transposer ces éléments de réponses à l'analyse du scénario Scen-ALD, ils permettent néanmoins d'émettre quelques hypothèses susceptibles d'expliquer les changements simulés par ALADIN-Climat et d'ouvrir des pistes d'exploration pour l'interprétation des résultats obtenus.

5.5.4 Conclusions

L'analyse des résultats de Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM a montré que pour ce qui est de l'évolution future des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France,

ALADIN-Climat et DSCLIM simulent des réponses au changement climatique opposées à quasiment tous les égards.

Dans la projection d'ALADIN-Climat, les HPE sont globalement plus fréquents, plus intenses et plus étendus spatialement alors que dans le scénario DSCLIM, ils sont plus rares, moins forts et plus localisés. Et pour autant que les tests statistiques menés sur les différences des quantiles extrêmes (futur - présent) permettent de l'affirmer, le signal semble être en partie significatif dans les deux scénarios.

Si il paraît délicat de se prononcer de façon catégorique en faveur d'un scénario ou de l'autre pour ce qui est de l'état moyen du climat simulé, la comparaison menée au chapitre précédent sur les performances respectives de DSCLIM et d'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution en climat présent permet en revanche d'aboutir à une conclusion plus tranchée. Nous avons vu en effet que l'application de la méthode de désagrégation statistique DSCLIM aux champs de la ré-analyse ERA-40 ne conduisait pas à une bonne reproduction chronologique des HPE. Ce résultat impliquant une absence de lien statistique entre l'occurrence d'HPE et l'appartenance aux régimes de temps utilisés dans DSCLIM, on peut difficilement s'attendre à ce qu'un scénario ne prenant en compte que les modifications de fréquences de ces régimes fournisse une information pertinente quant aux évolutions futures des HPE. A l'inverse, nous avons montré qu'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution piloté à ses frontières par ERA-40 était capable de représenter des occurrences d'HPE cohérentes avec les observations, en dépit de sa sous-estimation des cumuls de précipitations simulés. Il semble donc raisonnable d'apporter davantage de crédit à sa réponse au changement climatique pour ce qui est de ces événements, d'autant que les résultats de Scen-ALD corroborent ceux obtenus dans d'autres études (Boberg et al., 2008, 2010), Goubanova and Li (2006); Beaulant et al. (Accepté).

Même si pour parvenir à une projection véritablement digne de confiance, il serait nécessaire d'analyser des ensembles de simulations, les résultats de Scen-ALD-corr constituent une première indication précise de l'évolution possible des HPE dans le futur.

La comparaison entre DSCLIM et ALADIN-Climat à 12.5 km résolution dans des simulations « hindcasts » suffisait certes à conclure que DSCLIM constituait un outil moins approprié que ALADIN-Climat à l'exploration des évolutions des HPE dans des scénarios de changement climatique. Il nous a paru toutefois opportun d'examiner les comportements de chacun en climat futur car a priori, rien n'indiquait qu'ils seraient si différents. Dans l'éventualité où les résultats d'ALADIN-Climat seraient corroborés par d'autres expériences, le fait que DSCLIM simule une réponse inverse au changement climatique impliquerait la conclusion suivante : lorsque l'on considère non plus l'état moyen du climat mais des événements particuliers, la pertinence des méthodes statistiques de descente d'échelle dépend de leur aptitude à reproduire la chronologie observée des phénomènes en climat présent, lorsqu'elles sont appliquées à des ré-analyses.

La dernière partie de ce travail propose l'utilisation d'une méthode d'analyse des résultats d'un scénario climatique qui offre une vision plus facile à appréhender des changements simulés lorsque l'on s'intéresse à l'évolution d'événements ponctuels tels que les HPE.

Compte tenu des conclusions tirées de la comparaison de Scen-DSCLIM à Scen-ALD-corr, elle ne sera appliquée qu'au scénario ALADIN-Climat.

5.6 Application d'une fonction de transfert « changement climatique » aux précipitations de SAFRAN

L'analyse d'un scénario de changement climatique oblige d'une certaine façon à apprécier l'état futur du climat d'un point de vue statistique. Dans le cas où l'on s'intéresse à des phénomènes particuliers comme les HPE, on s'attachera à évaluer les évolutions de leur fréquence d'occurrence et de leurs caractéristiques moyennes. On peut bien sûr examiner des événements donnés dans la période future simulée par le modèle, mais cela ne répondra pas à la question de savoir à quoi ressemblerait, dans le futur, un événement connu du passé. On peut par exemple se demander ce qu'il serait advenu du célèbre épisode de pluies diluviennes de Vaison la Romaine (22 septembre 1992) dans un climat perturbé.

Evidemment la question n'a de sens que dans le cas où l'impact du changement climatique sur les phénomènes considérés ne se traduit pas par l'avènement d'une forme nouvelle d'événements survenant dans des situations radicalement différentes, mais consiste uniquement en une accentuation et/ou atténuation des fortes pluies, qui par suite peut modifier les fréquence d'occurrence des HPE, leur intensité, leur extension spatiale, et éventuellement leur distribution géographique dans le cas où l'effet du changement climatique sur les valeurs extrêmes de précipitations n'est pas uniforme dans l'espace.

Or l'évolution future des HPE simulée par Scen-ALD relève bien de ce cas de figure. D'où l'idée d'appliquer aux précipitations quotidiennes de la ré-analyse SAFRAN une fonction de transfert « changement climatique » qui traduise, dans le climat présent, les modifications simulées par ALADIN-Climat en climat futur.

5.6.1 Description de la méthode

Le principe de calcul de la fonction de transfert est similaire à celui de la correction « quantile-quantile » (voir section 4.3.1). Il s'effectue selon les étapes suivantes :

1. On calcule les quantiles – d'ordre 0.01% à 99.9% – des précipitations quotidiennes d'automne (SOND) de Scen-ALD dans le présent (1971-2000) et dans le futur (2071-2100).
2. En chaque point i de la grille d'ALADIN-Climat et pour chaque ordre k de quantile, on calcule le coefficient de correction $Corr^k(i)$ donné par la formule suivante :

$$Corr^k(i) = \begin{cases} 0 & \text{si } Q_{present}^k(i) = 0 \\ \frac{Q_{futur}^k(i)}{Q_{present}^k(i)} & \text{si } Q_{present}^k(i) \neq 0 \end{cases} \quad (5.1)$$

où $Q_{present}^k(i)$ est la valeur au point i du quantile d'ordre k simulé par Scen-ALD en climat présent et $Q_{futur}^k(i)$ la valeur du même quantile en climat futur.

3. Ces coefficients de correction sont interpolés sur la grille SAFRAN au plus proche voisin.
4. On calcule les quantiles – d'ordre 0.01% à 99.9% – des précipitations quotidiennes d'automne (SOND) dans SAFRAN.

5. Pour chaque jour j de la période présente considérée dans SAFRAN (on prend ici la période 1971-2000) et en chaque point i de la grille SAFRAN, on cherche l'ordre k du quantile SAFRAN Q_{saf}^k directement inférieur à la valeur de la précipitation quotidienne de SAFRAN $RR(j, i)$.

$$\begin{aligned} &\text{Si } RR(j, i) \geq Q_{saf}^{0.999}(i) \text{ , alors } k = 0.999 \\ &\text{Sinon, } k \text{ est tel que : } Q_{saf}^k(i) \leq RR(j, i) < Q_{saf}^{k+1}(i) \end{aligned} \quad (5.2)$$

6. La précipitation corrigée du jour j au point i est alors donnée par la formule suivante :

$$RR_{corr}(j, i) = RR(j, i) \cdot Corr^k(i) \quad (5.3)$$

La série de précipitations quotidiennes SAFRAN corrigée traduit ainsi l'effet du changement climatique sur les extrêmes de précipitations d'automne, tel que Scen-ALD le simule, sur les pluies de SAFRAN en temps présent. On appelle SAFRAN « futurisé » cette série de précipitations corrigée, et pour plus de clarté la série SAFRAN sans correction sera désignée par le terme de SAFRAN-présent.

En appliquant notre critère de définition « absolu » des HPE à SAFRAN « futurisé », on obtient la série des HPE « futurisés » sur la période présente 1971-2000.

On peut alors éventuellement procéder à une modification de notre fonction de transfert « changement climatique » permettant d'affiner la méthode en vue d'une application dédiée à l'étude des seuls HPE. On calcule une seconde série de coefficients de correction à partir des précipitations simulées par Scen-ALD en ne considérant que les jours correspondant à des HPE en climats présent et futur. La série des HPE présents et futurs de Scen-ALD est obtenue en appliquant le critère de définition des HPE avec un seuil de dépassement fixé (on prend ici 100 mm/jour) aux précipitations de Scen-ALD-corr (vu le nombre de jours ainsi extraits, on considère les quantiles d'ordre 0.1 à 0.99). Et l'on corrige à l'aide de ces nouveaux coefficients les précipitations quotidiennes de SAFRAN pour les HPE de la série SAFRAN « futurisé » obtenue en premier lieu.

Cette fonction de transfert « changement climatique » constitue en fait une autre façon de corriger en quantiles les précipitations de Scen-ALD à partir des valeurs de SAFRAN. Elle correspond à une généralisation de la méthode dite des « deltas » qui consiste à appliquer un incrément constant à une série observée pour produire une série temporelle dans un changement climatique.

Elle présente l'avantage de reposer sur une hypothèse moins forte que la correction « quantile-quantile ». Rappelons qu'en appliquant la correction « quantile-quantile » à Scen-ALD, on suppose que les erreurs d'ALADIN-Climat sont indépendantes des modifications du climat dans le futur. La validité de cette hypothèse n'est pas formellement vérifiable mais certaines études posent l'existence de sérieuses limites à cette supposition. Quintana-Seguí et al. (2010) et Driouech et al. (2010) font par exemple valoir que les biais d'ARPEGE-Climat en précipitation étant dépendants des régimes de temps et la fréquence de ces derniers se trouvant modifiée dans les scénarios, une correction « quantile-quantile » qui n'incluerait pas ce lien de dépendance induirait des erreurs en climat futur (voir aussi Boé (2007)). Signalons à ce propos que si nous n'avons pas calculé notre correction « quantile-quantile » en fonction des régimes de temps dans le travail qui précède, c'est parce que notre analyse des précipitations corrigées en quantiles de Scen-ALD s'est limitée à l'étude des HPE et que l'occurrence de ces événements n'est pas reliée à celle des

régimes classiquement utilisés. Cependant, les objections soulevées ici donnent à penser que l'hypothèse sous-tendant la correction « quantile-quantile » est trop forte et que par suite, la méthode s'avère plus ou moins inappropriée.

Dans la correction obtenue au travers de la fonction de transfert « changement climatique », on se contente de supposer que dans le futur, les HPE ne surviendront pas dans des conditions entièrement nouvelles et garderont une forme semblable aux HPE du présent. La validité de cette hypothèse dans le climat simulé par un modèle donné est en revanche vérifiable, et nous avons vu à la section précédente qu'elle était assez juste dans Scen-ALD. Elle permet en outre de s'extraire des défauts d'ALADIN-Climat auxquels la correction « quantile-quantile » ne permet pas de remédier, comme les erreurs dans la répartition géographique des HPE en climat présent et la surestimation de la surface de la zone de fortes pluies (voir chapitre précédent).

5.6.2 Etude de l'ensemble des HPE de SAFRAN « futurisé »

Bien que tout l'intérêt de la présente méthode d'analyse réside dans le fait de pouvoir apprécier l'effet du changement climatique sur des événements donnés, nous allons pour commencer examiner les différences entre les HPE de SAFRAN (présent) et SAFRAN « futurisé » d'un point de vue global, afin de comparer les changements obtenus à ceux étudiés au travers des précipitations de Scen-ALD après correction « quantile-quantile ».

Si l'on considère l'ensemble des HPE de SAFRAN et SAFRAN « futurisé » selon la valeur du seuil de dépassement retenu (figures 5.25 et 5.26), on retrouve le signal de changement climatique précédemment mis en évidence : augmentation de la fréquence d'occurrence des HPE, intensification des cumuls maximaux, élargissement de la zone de fortes pluies. Mais l'ampleur des différences constatées est un peu différente de celle obtenue dans l'analyse menée au paragraphe 5.5 : l'augmentation du nombre d'HPE est ici un peu plus marquée, en particulier pour les HPE les plus modérés, l'intensification est aussi plus prononcée mais à l'inverse, l'accroissement de l'étendue des fortes pluies est deux fois moins importante (+25% contre +50%).

L'étude des caractéristiques (fréquence, intensité, surface) des HPE de SAFRAN et SAFRAN « futurisé » en fonction de leur région d'occurrence (figures 5.27, 5.28 et 5.29) montre que leur fréquence augmente quel que soit le seuil – hormis dans les Cévennes pour les cas les moins forts, qui sont aussi nombreux dans SAFRAN et SAFRAN « futurisé ». L'intensification des HPE, en revanche, n'affecte que les Cévennes et la région P.A.C.A., les maxima de pluies restent stables en Languedoc-Roussillon. Enfin, l'élargissement de la surface couverte par les fortes pluies ne concerne que les HPE cévenols et, en région P.A.C.A., les épisodes les plus intenses.

Les résultats issus de la fonction de transfert « changement climatique » ne se conforment donc pas entièrement à ceux provenant de l'étude du scénario ALADIN-Climat corrigé en quantiles. Compte tenu des remarques faites en introduction de la présente section, ce n'est pas tout à fait surprenant. On remarque toutefois que la principale différence constatée se rapporte aux changements relatifs à la surface impactée par les fortes précipitations. Dans la mesure où même après correction « quantile-quantile », ALADIN-Climat à 12.5 km tend à simuler des événements trop étendus, il est probable que l'effet du changement climatique sur ce paramètre soit approché de façon plus réaliste avec la présente méthode d'analyse.

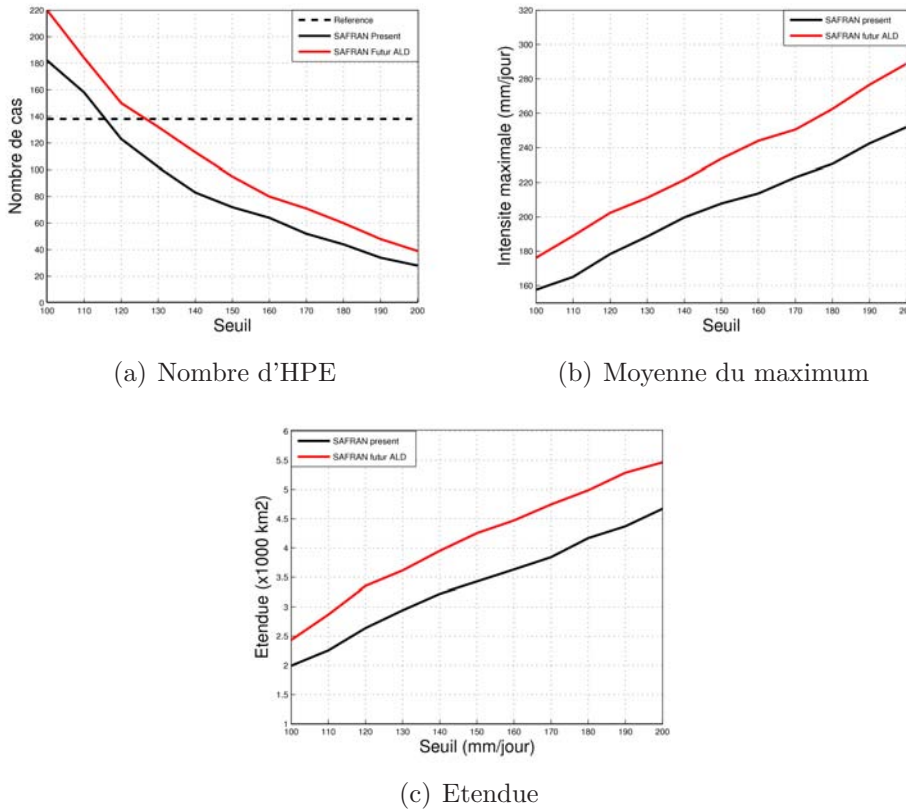


FIG. 5.25 – HPE présents (SAFRAN) et « futurisés » (SAFRAN « futurisé ») en fonction du seuil de dépassement de précipitations retenu pour leur définition. (a) : Nombre d'HPE; (b) : Moyenne des intensités maximales (mm/jour); (c) : surface moyenne de la zone de fortes pluies (nombre de points de grille SAFRAN où la pluie excède 100 mm/jour)(10³ km²). En traits noirs tiretés : valeurs relatives à la liste de référence des HPE (pour le calcul des intensités maximale, on considère le champs SAFRAN de précipitations). En traits noirs pleins : SAFRAN. En traits rouges pleins : SAFRAN « futurisé » selon la fonction de transfert calculée sur le scénario ALADIN-Climat Scen-ALD.

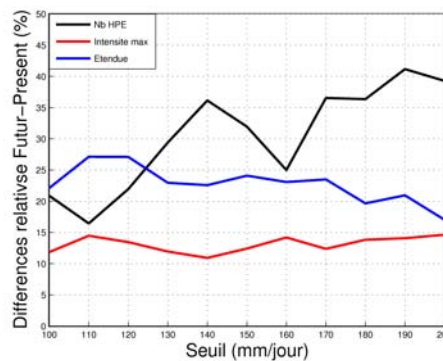


FIG. 5.26 – Différences relatives SAFRAN « futurisé » - SAFRAN du nombre d'HPE (trait noir), de l'intensité moyenne des maxima (trait rouge) et de la surface moyenne des fortes pluies (trait bleu).

Cette comparaison étant faite, nous allons poursuivre notre étude des HPE de SAFRAN « futurisé » en nous concentrant sur les questions que cette méthode d'analyse permet

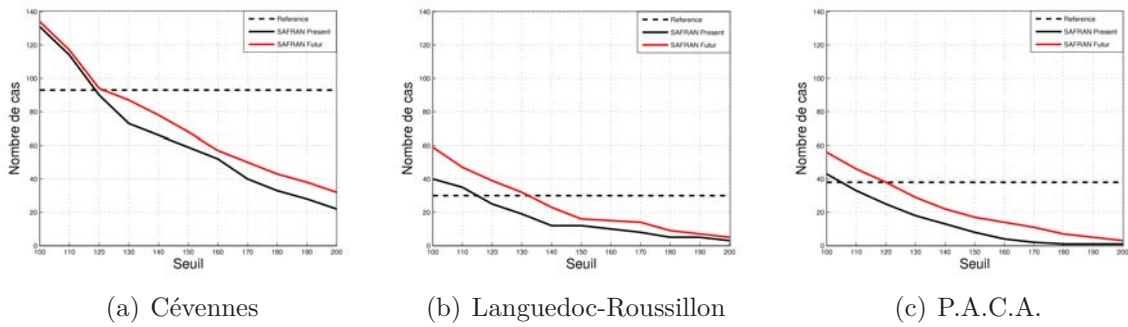


FIG. 5.27 – Evolution du nombre d'HPE par sous-régions, entre les séries présente et « futurisée ». En noir : SAFRAN. En rouge : SAFRAN « futurisé ».

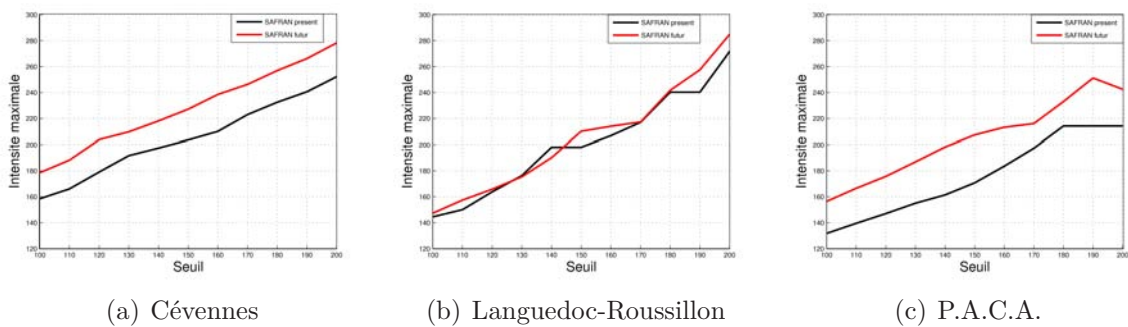


FIG. 5.28 – Evolution de la moyenne des intensités maximales (mm/jour) des HPE, entre les séries présente et « futurisée ». En noir : SAFRAN. En rouge : SAFRAN « futurisé ».

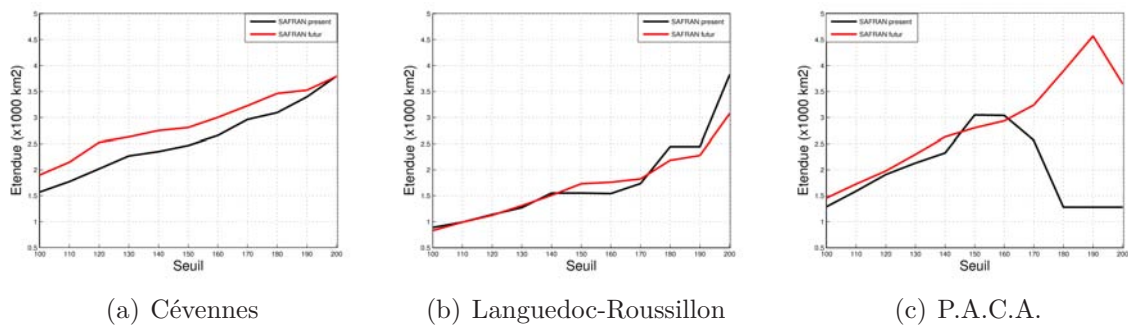


FIG. 5.29 – Evolution de l'étendue de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieures à 100 mm/jour) (10^3 km^2) des HPE, entre les séries présente et « futurisée ». En noir : SAFRAN. En rouge : SAFRAN « futurisé ».

d'envisager.

Les séries SAFRAN et SAFRAN « futurisé » étant comparables jours à jours, on peut classer les jours de la période selon qu'ils correspondent à un HPE dans les deux séries, uniquement dans la série du présent observé, ou uniquement dans la série « futurisée ». On s'attend évidemment à ce que les HPE du présent et du futur ne forment pas deux ensembles disjoints, ce qui contredirait l'hypothèse initialement vérifiée pour justifier de l'emploi de la fonction de transfert « changement climatique ». Mais on peut néanmoins se demander quelle proportion des HPE du présent n'appartiennent pas à la série des HPE « futurisés », et inversement.

On considère pour ce faire les HPE définis par un seuil fixé à 110 mm/jour dans le critère

de définition. Le tableau 5.1 indique que la grande majorité des HPE de SAFRAN ainsi définis sont aussi des HPE dans SAFRAN « futurisé » – qui compte évidemment un certain nombre d'événements supplémentaires –, mais qu'il existe cependant quelques cas d'HPE qui dans la série « futurisée », ne répondent plus au critère de définition des HPE.

Nombre de jours	Cévennes	Languedoc-Roussillon	P.A.C.A.	Total
Total SAFRAN	114	35	33	158
Total SAFRAN « futurisé »	117	47	46	184
SAFRAN seulement	6	0	4	8
SAFRAN « futurisé » seulement	9	12	17	34
SAFRAN et SAFRAN « futurisé »	108	35	29	150

TAB. 5.1 – Répartition du nombre d'HPE dans SAFRAN et/ou SAFRAN « futurisé », pour chaque sous-région.

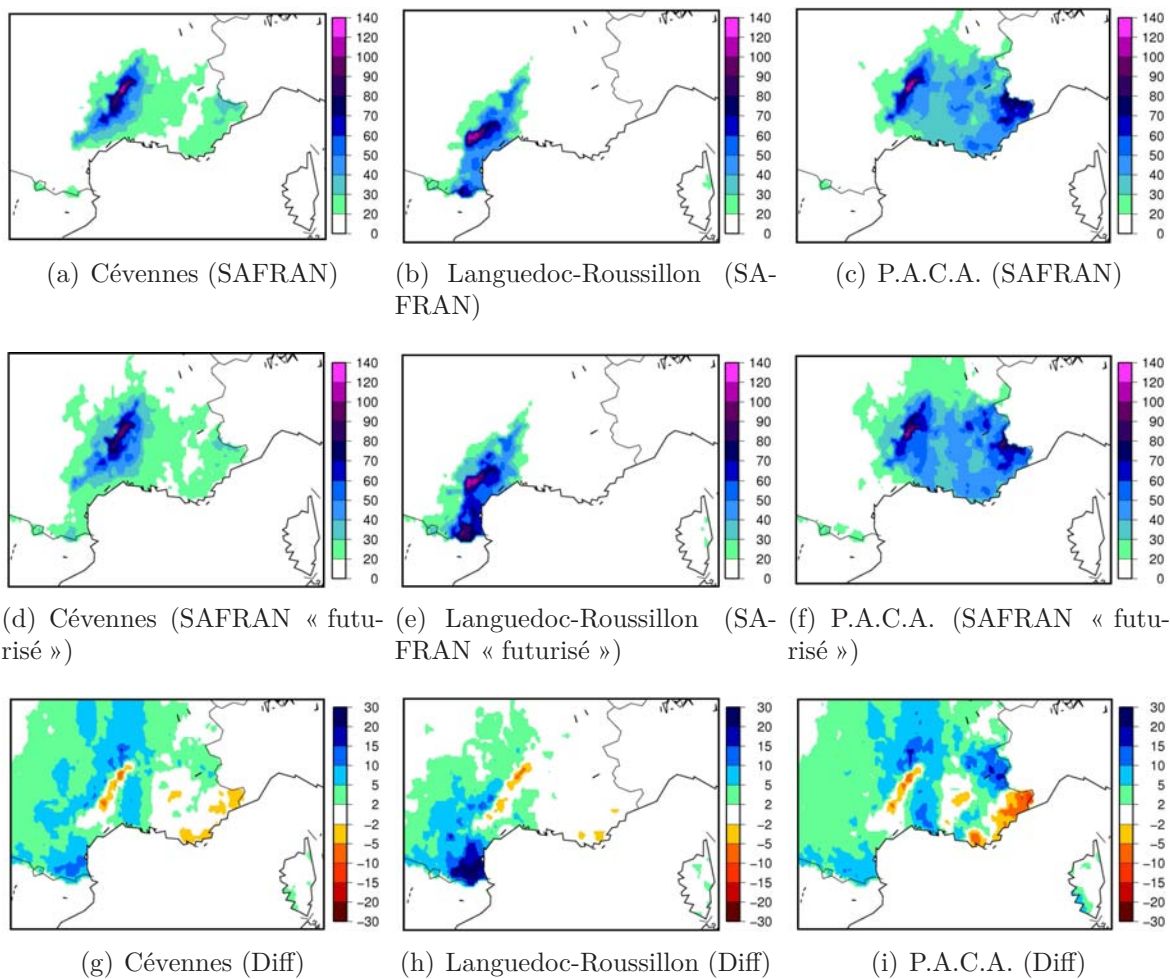


FIG. 5.30 – HPE dans SAFRAN et SAFRAN « futurisé », par sous-région. En haut : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) des HPE de SAFRAN. Au milieu : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) des HPE de SAFRAN « futurisé ». En bas : Différences des deux (SAFRAN « futurisé » - SAFRAN).

La classification des HPE présents et « futurisés » en fonction de leur appartenance à l'une et/ou l'autre des séries SAFRAN conduit assez logiquement aux questions suivantes : Quelle différence observe-t-on entre les précipitations de SAFRAN et SAFRAN « futurisé » pour les HPE appartenant aux deux séries ? A quoi ressemblent les HPE définis uniquement dans SAFRAN « futurisé » (respectivement dans SAFRAN) et à quelles situations correspondent ces jours dans SAFRAN (respectivement dans SAFRAN « futurisé ») ?

L'analyse des composites de pluie de SAFRAN et SAFRAN SAFRAN « futurisé » dans les différents cas de figures envisagés permettent d'apporter des éléments de réponses.

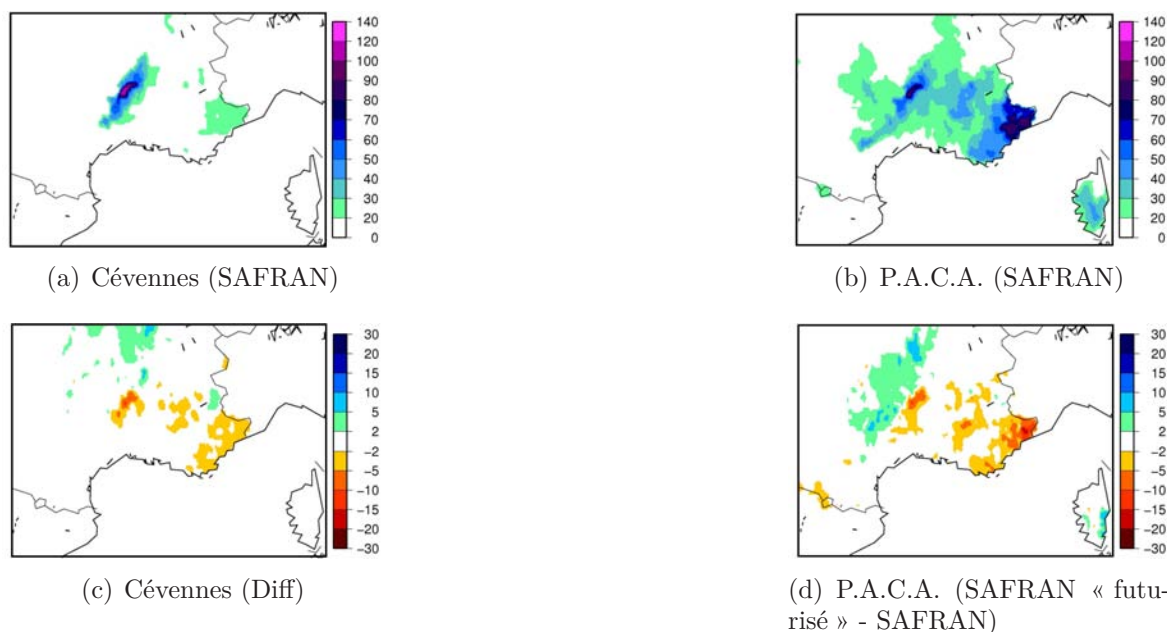


FIG. 5.31 – HPE définis seulement dans SAFRAN, par sous-région. En haut : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) présentes. En bas : Différences des composites de précipitations quotidiennes SAFRAN et SAFRAN « futurisé » (SAFRAN « futurisé » - SAFRAN).

Pour les HPE se trouvant à la fois dans la série présente et dans la série « futurisée » (figure 5.30), on retrouve des résultats très semblables à ceux obtenus à la section 5.5 : pour les cas cévenols, diminution des cumuls sur le relief des Cévennes et augmentation autour ; pour les HPE du Languedoc-Roussillon, intensification des précipitations dans l'Aude et les Pyrénées orientales, et atténuation dans le Sud des Cévennes ; et pour les cas affectant la région P.A.C.A., diminution des pluies sur les Cévennes et la Côte d'Azur et augmentation dans les Alpes de haute Provence, le delta du Rhone et au Nord du relief cévenol.

La « disparition » des quelques HPE du présent dans la série « futurisée » correspond soit à des épisodes de pluies très localisées sur les Cévennes, soit à des situations où le maximum de précipitation se situe sur la Côte d'Azur. Dans les deux cas, les intensités les plus fortes se trouvent légèrement réduites dans SAFRAN « futurisé » et les événements passent ainsi en dessous du seuil de dépassement définissant les HPE. (figure 5.31). C'est ce qui se produit lorsque les maxima d'intensité pour un événement donné se situent dans une zone où les extrêmes de précipitation diminuent dans le futur (voir les cartes de différences de quantiles extrêmes pour la saison SOND entre les périodes présente et passés à la figure 5.16).

Enfin, pour ce qui est des HPE définis uniquement dans la série « futurisée », on constate

qu'il s'agit de cas présentant un maximum de pluie relativement peu intense situé sur le versant Nord-Ouest du relief cévenol pour les épisodes affectant les Cévennes, dans les Alpes du Sud ou le delta du Rhône pour les épisodes de la région P.A.C.A., et dans l'Aude et les Pyrénées Orientales pour les cas du Languedoc-Roussillon.

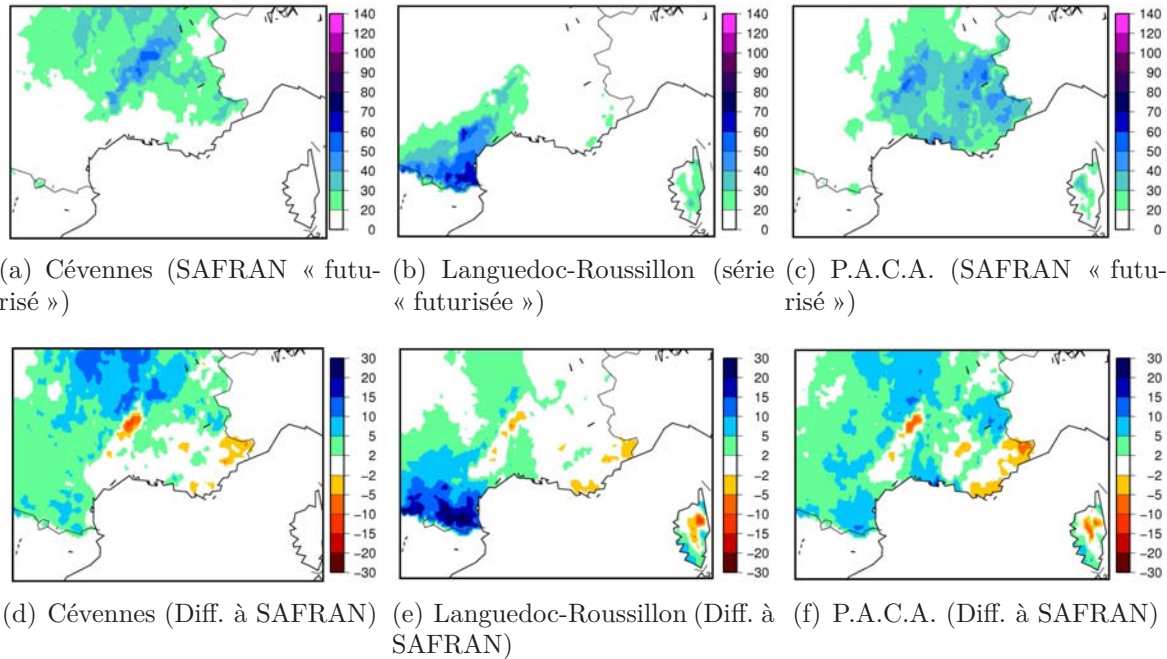


FIG. 5.32 – HPE définis seulement dans la série « futurisée », par sous-région. En haut : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) de SAFRAN « futurisé ». En bas : Différences des composites de précipitations quotidiennes SAFRAN « futurisé » - SAFRAN.

5.6.3 Comparaison du signal de changement climatique à la variabilité interne de FRA12 : étude des HPE de l'année 1994 dans SAFRAN et SAFRAN « futurisé »

Une des questions qui se posent quant à l'appréciation des évolutions futures des HPE simulés par Scen-ALD est de déterminer si le signal de changement climatique obtenu est plus ou moins fort que la variabilité interne (VI) du modèle.

Pour répondre correctement à cette question, il serait nécessaire de réaliser deux ensembles de simulations : un pour la période présente (1971-2000) et un pour la période future (2071-2100). Mais dans la mesure où la fonction de transfert que nous avons appliquée aux pluies de SAFRAN revient à projeter le signal de changement climatique de Scen-ALD dans la période présente 1971-2000, on peut se référer à l'évaluation de la variabilité d'ALADIN-Climat sur l'année 1994 dans des simulations à haute résolution forcées par ERA-40 (voir section 4.6). En comparant les variations observées entre SAFRAN et SAFRAN « futurisé » pour l'année 1994 à l'amplitude de la VI de FRA12 – configuration identique à celle de Scen-ALD – pour cette même année, on peut se faire une première idée de l'importance relative de l'amplitude du signal de changement climatique modélisé par Scen-ALD au regard de la VI du modèle.

Les HPE de l'année 1994 ne comprenant pas de cas affectant le Languedoc-Roussillon ni l'Est de la région P.A.C.A., la comparaison qui suit ne pourra porter que sur des épisodes

cévenols et touchant la partie Ouest de la région P.A.C.A.

Pour cette année là, on compte autant d'HPE dans SAFRAN que dans SAFRAN « futurisé » (ce qui peut s'expliquer par leur localisation géographique). La comparaison des différences entre les séries présente et « futurisée » à la variabilité de FRA12 ne portera donc que sur l'intensité des HPE, leur localisation et leur étendue.

Les tableaux 5.2 et 5.3 indiquent l'amplitude de la variabilité interne de FRA12 – telle que calculée en 4.6 – pour les maxima d'intensité et les surfaces des zones de fortes pluies lors des 8 HPE de l'année 1994, et précisent l'ampleur du signal de changement climatique correspondant, évalué au travers des différences observées entre SAFRAN et SAFRAN « futurisé ».

Dates	Amplitude de la variabilité interne de FRA12	Amplitude du changement climatique
12/09	8	+56
22/09	16	+16
23/09	4	+24
19/10	42	-6
20/10	62	+51
03/11	22	+14
04/11	2	-19
05/11	2	+7

TAB. 5.2 – Maxima de précipitations (mm/jour) pour les HPE de l'année 1994 : comparaison de la variabilité interne de FRA12 et du signal de changement climatique.

Dates	Amplitude de la variabilité interne de FRA12	Amplitude du changement climatique
12/09	.	+640
22/09	130	+640
23/09	1410	+320
19/10	3970	+1540
20/10	1410	+3650
03/11	190	+65
04/11	510	+1730
05/11	260	-830

TAB. 5.3 – Etendue des HPE de l'année 1994 (km²) : comparaison de la variabilité interne de FRA12 et du signal de changement climatique.

Les résultats montrent que la variabilité interne de FRA12 en termes d'intensité maximale de pluie est supérieure aux différences observées entre SAFRAN et SAFRAN « futurisé » dans 3 cas sur 8 : les 19 et 20 octobre et le 3 novembre. Pour ce qui est de l'étendue des événements, la variabilité interne est plus importante pour les HPE du 23 septembre, 19 octobre et 3 novembre.

En intégrant les deux effets, il s'avère ainsi que l'amplitude du signal de changement

climatique est supérieure à la variabilité interne du modèle pour la moitié des épisodes, lui est inférieure dans un quart des cas, et que les deux sont comparables pour le quart des cas restants.

Cette analyse se limite certes à l'année 1994, qui n'est pas nécessairement représentative de l'ensemble de la période, mais elle suggère qu'une part non négligeable des évolutions futures des HPE simulées par Scen-ALD excède la plage des différences imputables à la variabilité interne du modèle.

5.6.4 Quelques exemples d'événements

Pour conclure cette partie, considérons quelques HPE particuliers en guise d'illustration.

Les figures 5.33 et 5.34 représentent les cumuls de précipitations quotidiennes dans SAFRAN et SAFRAN « futurisé » et les différences relatives entre les deux pour 2 HPE représentatifs des évolutions simulées sur les Cévennes (le 19 octobre et le 4 novembre 1994). Dans le premier cas, on observe dans l'état « futurisé » une extension de la zone de fortes précipitations et un décalage des intensités maximales vers le Nord-Ouest du relief. L'épisode du 4 novembre est quant à lui marqué par l'apparition d'un second maximum local au Nord des Cévennes dans l'état « futurisé », et de précipitations plus intenses sur les Pyrénées orientales.

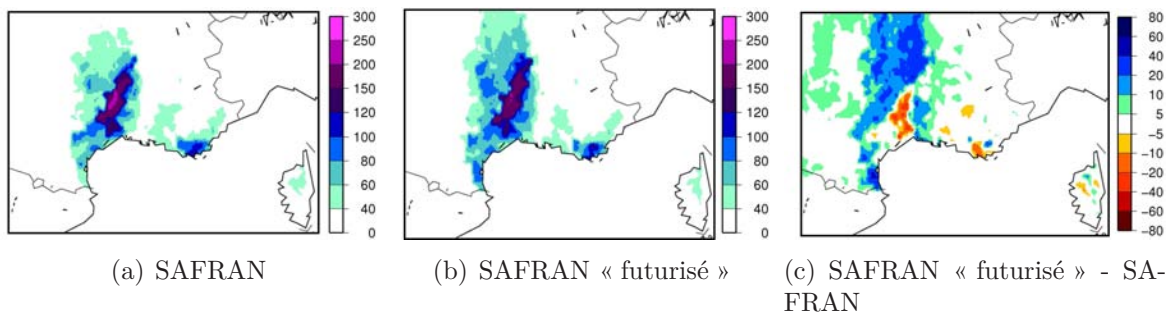


FIG. 5.33 – Événement du 19 octobre 1994 : cumuls de précipitation dans SAFRAN (à gauche), SAFRAN « futurisé » (à droite), et différence des deux (« futurisé » - présent) (à droite).

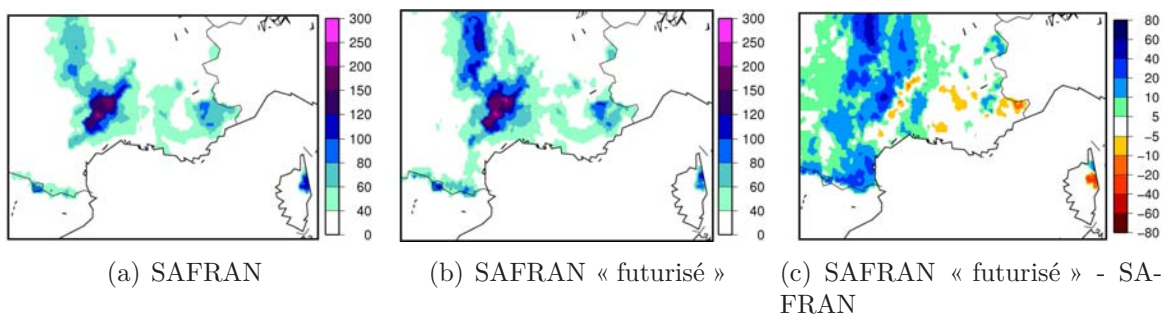


FIG. 5.34 – Identique à 5.33 pour le 4 novembre 1994.

Une illustration des changements simulés sur le Languedoc-Roussillon est proposé à la

figure 5.35, pour l'épisode du 11 décembre 1999. On note cette fois une nette intensification des pluies dans l'état « futurisé ». Au Sud de la zone touchée par l'événement, les cumuls passent de 150-200 mm/jour dans le présent à 250-300 mm/jour dans l'état « futurisé ». Au Nord, les valeurs maximales oscillant autour de 300 mm/jour dans le présent dépassent 350 mm/jour dans SAFRAN « futurisé ». Ces évolutions sont cohérentes avec le signal observé sur les cartes de composites des HPE de cette sous-région à la figure 5.30.

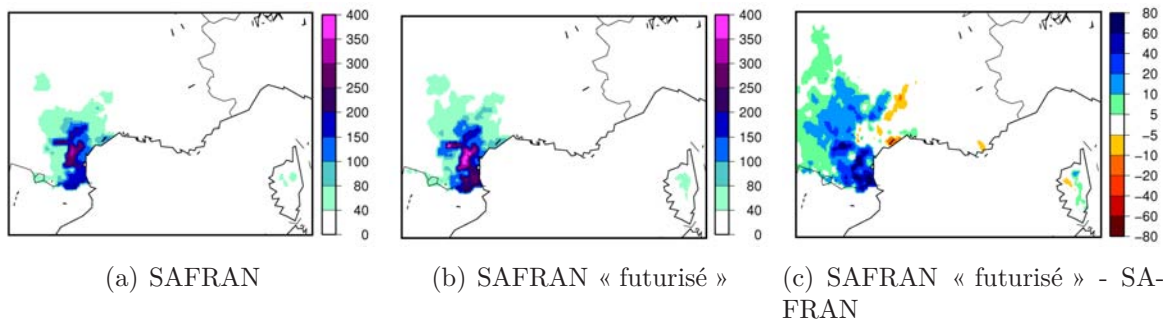


FIG. 5.35 – Identique à 5.33 pour le 11 décembre 1999.

Les événements représentés aux figures 5.36 et 5.37 correspondent à des HPE ayant affectés différentes parties de la région P.A.C.A. La structure des différences observées dans le premier cas évoque le signal mis en évidence sur les composites de précipitations des HPE se produisant à l'Est de la région P.A.C.A. (figure 5.30) : diminution des intensités au Sud des Alpes Maritimes et augmentation au Nord. L'épisode du 20 octobre 1994 concerne plutôt la partie Ouest de la région et l'on y retrouve également une partie du signal observé sur les composites, à savoir une intensification des précipitations dans les Bouches-du-Rhône.

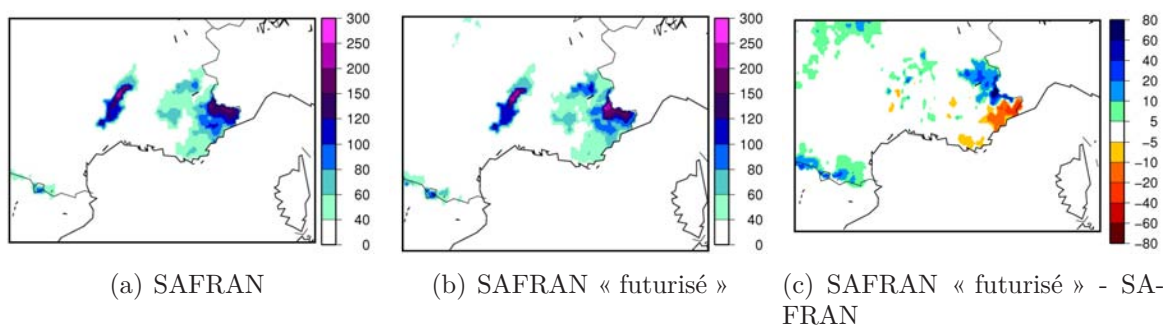


FIG. 5.36 – dentique à 5.33 pour le 5 novembre 1997.

Pour clore cette série d'exemples d'événements, il peut être intéressant de se pencher sur un HPE ayant marqué la mémoire collective pour les dégâts qu'il a provoqué : l'épisode de pluies diluviennes ayant touché la ville de Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1994 (figure 5.38). Sur la région entourant cette localité, les analyses des résultats de Scen-ALD n'ont pas mis en évidence l'existence de changement climatique prononcé. Et de fait, cet épisode est assez semblable dans SAFRAN et SAFRAN « futurisé » : les maxima de pluies sont situés au même endroit dans les deux cas, et ils sont sensiblement du même ordre

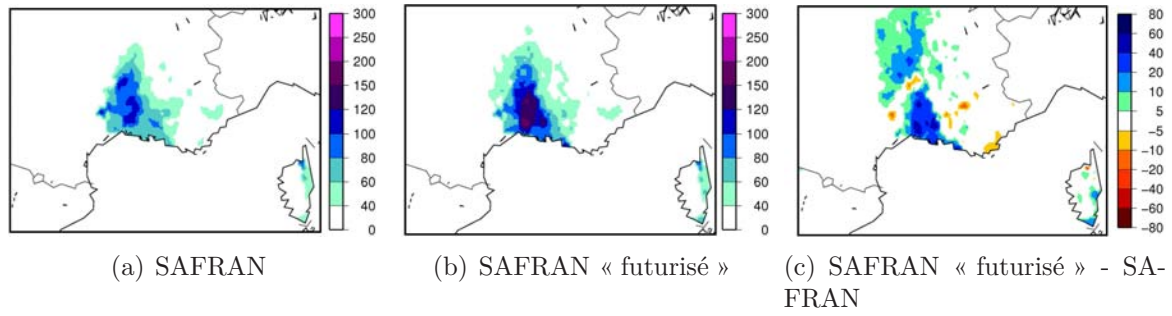


FIG. 5.37 – Identique à 5.33 pour le 20 octobre 1994.

de grandeur. Ce dernier cas illustre simplement le fait que les évolutions simulées par ALADIN-Climat n'entraînent donc de changements notables dans tous les cas.

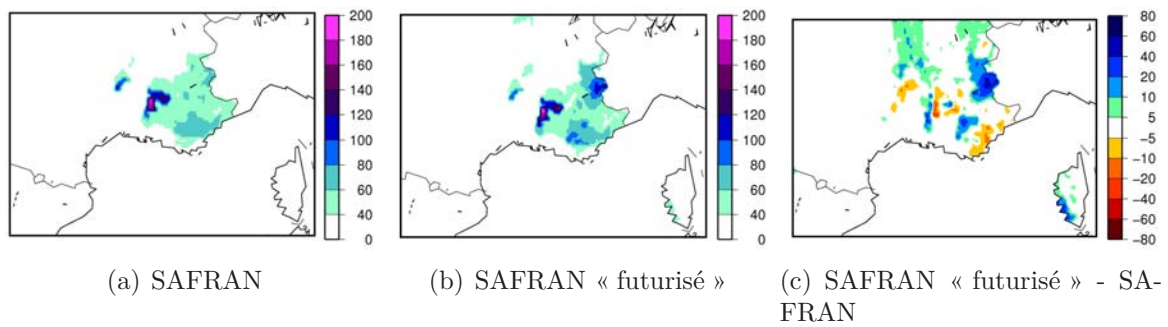


FIG. 5.38 – Identique à 5.33 pour le 22 septembre 1994 : épisode de Vaison la Romaine.

5.7 Conclusions

Au terme de l'étude menée dans les deux chapitres précédents, deux outils de descente d'échelle ont été retenus pour explorer l'évolution future des extrêmes de précipitation, et en particulier des HPE, dans des scénarios de changement climatique à haute résolution : le modèle dynamique ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution – avec et sans correction « quantile-quantile » –, et la méthode de désagrégation statistique DSCLIM à 8 km de résolution sur la grille SAFRAN.

En climat présent, ces deux outils présentent des performances assez similaires, dès lors que l'on exclut l'aptitude de chacun à représenter la chronologie observée de l'occurrence des HPE. Mais dans le futur, ils conduisent à des résultats pratiquement opposés : dans le scénario ALADIN-Climat, les HPE sont plus fréquents, plus intenses et couvrent en moyenne une surface plus étendue, tandis que DSCLIM simule une diminution de la fréquence de ces événements, ainsi qu'une atténuation de leur intensité et une diminution de leur extension spatiale.

De façon plus générale, ALADIN-Climat tend à modéliser une augmentation des extrêmes de précipitations en même temps qu'une diminution de la fréquence des jours de pluie et des pluies plus modérées, comportement d'inversion que l'on ne retrouve pas de façon significative dans DSCLIM.

Cette comparaison étant basée sur seulement deux expériences, elle ne permet pas de se prononcer formellement en faveur de l'un ou l'autre des scénarios. Pour ce qui est de l'évolution future des HPE, nous avons cependant vu qu'il paraissait raisonnable d'accorder une confiance moindre à DSCLIM étant donné que sa réponse au changement climatique dépend uniquement de l'évolution de la fréquence des régimes de temps utilisés et qu'à la suite de l'analyse conduite en climat présent, nous avons montré que ces derniers n'étaient pas discriminants au regard de l'occurrence des HPE. Naturellement, d'autres simulations seraient nécessaires pour conforter ou infirmer les résultats obtenus avec ALADIN-Climat, ce qui permettrait de déterminer dans quelle mesure l'incapacité de DSCLIM à reproduire correctement la chronologie observée des HPE en présent en fait ou non un outil inadapté à l'étude de leurs évolutions futures.

Compte tenu des limitations de cette étude en termes de confiance à accorder aux résultats obtenus en climat futur, il est apparu plus judicieux de se concentrer sur les méthodes d'analyse de l'évolution des extrêmes de pluie et des HPE dans des scénarios de changement climatique. C'est à ce titre qu'ont été proposés le calcul de « quantiles d'inversion » ainsi que l'application d'une fonction de transfert « changement climatique » aboutissant à la construction d'une climatologie en climat présent intégrant le signal de changement climatique simulé.

La recherche de quantiles d'inversion vise à explorer en chaque point de grille les éventuels changements de signe du signal de changement climatique le long du spectre de précipitations. L'ordre et la valeur des quantiles d'inversion – quand ils existent – permettent de caractériser ces situations.

La fonction de transfert « changement climatique » est essentiellement destinée à fournir une appréciation plus tangible du climat futur simulé. Elle consiste à appliquer à une série d'observations (ici SAFRAN) une correction traduisant les évolutions futures simulées dans un scénario aboutissant ainsi à la construction d'une climatologie incluant la perturbation du changement climatique futur (généralisation de la méthode des « deltas »). Là où une analyse plus classique ne peut qu'examiner l'évolution des caractéristiques moyennes des

événements étudiés (ici la fréquence, l'intensité, la localisation et l'extension spatiale des HPE), cette méthode permet de se représenter l'impact du changement climatique sur un événement donné. Le point de vue qu'elle adopte requiert toutefois que les phénomènes étudiés ne se présentent pas sous une forme et/ou dans des conditions entièrement nouvelles dans le futur. Mais il s'agit d'une condition qui peut être vérifiée en examinant les résultats du scénario en tant que tels, contrairement à l'hypothèse qui sous-tend l'emploi de la correction « quantile-quantile » dans le climat futur.

Si l'on considère les HPE dans leur ensemble – en climats présent et « futurisé » –, l'utilisation de la fonction de transfert « changement climatique » conduit sensiblement au même résultat que l'application d'une correction « quantile-quantile ». Elle permet en outre de distinguer dans la série des HPE « futurisés » les cas qui étaient déjà des HPE en climat présent de ceux qui n'étaient pas assez extrêmes pour être sélectionnés en tant qu'HPE, et inversement, les HPE du climat présent qui ne sont plus des HPE dans le climat « futurisé ». Dès lors, on peut s'intéresser aux changements simulés sur ces différentes classes d'événements et/ou sur des épisodes particuliers.

Nous avons par ailleurs utilisé cette méthode pour comparer l'ampleur des changements futurs simulés sur les HPE par ALADIN-Climat à la variabilité interne du modèle – évaluée à partir de l'ensemble de simulations réalisées sur l'année 1994. Il en ressort qu'une bonne partie des évolutions futures des HPE dans le scénario ALADIN-Climat dépasse l'amplitude des différences imputables à la variabilité interne du modèle. Les conclusions de cet exercice présentent d'importantes limitations dans la mesure où seule l'année 1994 s'y trouve considérée, mais appliquée à un ensemble de simulations couvrant la totalité de la période présente (1971-2000), cette méthode permettrait d'évaluer la significativité du signal de changement climatique (par rapport à la VI du modèle) sur tous les HPE présent et/ou « futurisés » et par suite, le pourcentage d'événements pour lesquels les changements futurs excèdent la VI du modèle.

Dans cette étude de l'évolution des HPE dans des scénarios de changement climatique à haute résolution, nous nous sommes limités à considérer les résultats sous un angle statistique, traitant ainsi des différences observées sur les principales caractéristiques définissant les pluies intenses survenant lors de ces événements. Ce faisant, nous nous sommes attachés à traduire les changements simulés par ALADIN-Climat d'une façon qui soit à la fois la plus appréhensible et la moins erronée possible. Outre la nécessité de considérer d'autres scénarios pour mettre en regard les résultats obtenus avec ALADIN-Climat, il resterait à explorer toutes les questions relatives aux processus et conditions synoptiques associés à ces phénomènes : quelles modifications observe-t-on dans les situations synoptiques propices à l'occurrence des HPE ? Quels changements dans les processus impliqués dans ces épisodes intenses peuvent expliquer les différences observées dans l'intensité et l'extension spatiales des fortes pluies associées ? etc.

Quelques idées d'analyse et d'expériences susceptibles d'aider à répondre à ces questions seront proposées en perspectives de ce travail.

Conclusions et perspectives

L'objectif général de cette étude était de savoir si un modèle de climat était à même d'offrir une modélisation des précipitations extrêmes survenant lors des épisodes méditerranéens intenses dans le Sud-Est de la France (HPE) suffisamment satisfaisante pour constituer un outil numérique valable pour l'exploration de l'évolution future de ces événements dans le contexte du changement climatique. Cette question a été explorée au travers des résultats obtenus avec le modèle régional de climat à aire limitée ALADIN-Climat, dans sa version 5, qui ont été analysés au regard de la climatologie SAFRAN à 8 km de résolution sur la France.

Le paragraphe qui suit propose une synthèse des principaux résultats obtenus au cours de ce travail de thèse. Nous reviendrons ensuite sur les questions scientifiques posées en introduction afin d'exposer plus clairement les réponses qui ont pu y être apportées, ainsi que les points qui restent en suspens ou nécessitent de plus amples recherches. Pour conclure, je présenterai les perspectives qui peuvent être envisagées à la suite de ce travail.

Synthèse des résultats

Un premier aperçu des capacités du modèle à représenter les précipitations extrêmes en Méditerranée a pu être donné par l'analyse d'une simulation « hindcast » (forcée par ERA-40), à 50 km de résolution sur un domaine couvrant la région méditerranéenne, sans couplage dynamique avec un modèle océanique ni pilotage spectral. Il est alors apparu que si ALADIN-Climat tendait à sous-estimer les cumuls de pluies les plus intenses, ses performances à cet égard étaient conformes à l'état de l'art en modélisation climatique régionale.

Prenant pour point de départ la géométrie de cette simulation, plusieurs études de sensibilité à la configuration du modèle ont ensuite été menées.

Je me suis intéressée pour commencer à l'impact du couplage d'ALADIN-Climat avec le modèle de mer Méditerranée NEMOMED8. Celui-ci s'est avéré n'avoir aucune influence significative sur les précipitations extrêmes. Le domaine d'intégration a donc été recentré sur notre région d'étude – la France – et c'est cette fois la sensibilité à la taille du domaine et à l'utilisation d'un pilotage spectral (« *spectral nudging* ») qui ont été étudiées dans le cadre d'expériences idéalisées en modèle parfait (« *Big-Brother Experiment* »). Aucune différence significative en termes d'extrêmes de précipitations dans le Sud-Est de la France n'est apparue entre les trois simulations réalisées pour cette étude de sensibilité, exception faite des résultats obtenus sur la Corse où les précipitations simulées par ALADIN-Climat se sont révélées moins réalistes dans la simulation réalisée sur un plus petit domaine. Dans la perspective d'un passage à une très haute résolution pour un coût numérique raisonnable, ce résultat a conduit à retenir l'utilisation d'un domaine d'intégration de taille réduite et à exclure la Corse de cette étude. Une première comparaison succincte d'un couple de

simulations à 12.5 km et 50 km de résolution sur la France a montré que l'augmentation de la résolution permettait d'atteindre des valeurs de quantiles extrêmes plus forts, et donc plus réalistes, et bien sûr, une meilleure spatialisation du champ de pluie.

Ces deux simulations à 12.5 km et 50 km de résolution ayant été forcées par la ré-analyse ERA-40 sur la période 1958-2001, nous avons pu considérer les précipitations simulées par ALADIN-Climat pour des jours correspondant à des HPE réellement observés. C'est en effet tout l'avantage des simulations « hindcast » que de permettre une validation fondée sur la comparaison à la chronologie observée des HPE. Au travers de l'examen de quelques cas particuliers, il est apparu que si l'expérience à 50 km produisait des cumuls de précipitations intenses moins importants que celle à 12.5 km, toutes deux pouvaient simuler des quantités de pluie correspondant à des quantiles extrêmes, là où les précipitations intenses étaient observées dans la réalité.

Ce constat a soulevé la question de savoir si au delà d'une amélioration de la structure spatiale des pluies et de valeurs extrêmes plus réalistes, la simulation à 12.5 km de résolution était capable d'offrir une meilleure reproduction de l'occurrence des HPE observés que celle à 50 km, ce qui a mené à la recherche d'un diagnostic susceptible de traduire cette capacité d'ALADIN-Climat dans les deux simulations « hindcast ».

Un premier critère de définition des HPE simulés par ALADIN-Climat a été posé en considérant les jours d'automne (SOND) pour lesquels il existe au moins deux points de grille du modèle contenus dans la région Sud-Est (1 seul pour la simulation à 50 km de résolution) où des précipitations intenses ont été observées sur la période 1960-2000 et pour lesquels le modèle simule un cumul excédant un ordre de quantile extrême.

La comparaison des jours ainsi discriminés dans les simulations à la série des HPE observés sur la période 1960-2000 a montré que l'augmentation de résolution conduisait effectivement à une amélioration de reproduction de l'occurrence observés de ces événements dans le modèle (+10% à +20% de cas reproduits – selon la valeur des seuils – pour un taux de fausse alerte égal ou inférieur).

La caractérisation des cas reproduits uniquement dans la simulation à 12.5 km de résolution a ensuite mis en évidence le fait que l'emploi de la haute résolution permettait au modèle de reproduire des HPE plus localisés dans l'espace et plus modérés en intensité. Cette valeur ajoutée a été mesurée au regard des scores de détection de l'algorithme statistique CYPRIIM appliqué à ERA-40, lesquels se sont avérés meilleurs que ceux obtenus par l'analyse des précipitations simulées par ALADIN-Climat à 50 km de résolution mais moins satisfaisants que ceux auxquels on pouvait aboutir dans la simulation à 12.5 km de résolution. Dans cette dernière, il est en effet possible de reproduire 15% à 20% d'HPE supplémentaires, pour un taux de fausse alerte sensiblement équivalent, soit environ 30% à 40% de cas reproduits pour respectivement 30% et 40% de fausses alertes.

Afin de pouvoir évaluer plus justement le bénéfice obtenu par l'augmentation de résolution en termes de représentation des pluies intenses, j'ai ensuite appliqué aux deux simulations ALADIN-Climat une correction statistique – dite « quantile-quantile » – consistant à ramener le spectre des précipitations simulées à celui observé dans l'analyse SAFRAN en chaque point de grille SAFRAN. Il s'est avéré que même après correction du champ de pluie, l'emploi de la haute résolution permettait au modèle de produire des précipitations intenses plus réalistes lors des HPE qu'il reproduit, et de commettre une erreur moindre en cas de fausses alertes. Nous avons pu remarquer en outre que les cas d'échec de la reproduction de l'occurrence des HPE observés relevaient davantage d'un effet dû au choix

d'un seuil de dépassement qu'à une incapacité totale d'ALADIN-Climat à s'accorder avec les observations dans ces situations de non-reproduction et fausses alertes, et cela est d'autant plus vrai dans la simulation à plus haute résolution.

Il a ainsi été établi que le passage d'une résolution de 50 à 12.5 km dans une simulation « hindcast » conduisait à une meilleure reproduction de l'occurrence observée des HPE ainsi qu'à une représentation plus juste des champs de pluies correspondants. Ceci étant, il est apparu légitime de s'interroger sur le degré de pertinence d'une analyse qui ne se fonderait que sur la recherche d'une reproduction de la chronologie réelle dans un « hindcast », dès lors que l'on s'intéresse à des phénomènes qui ne sont pas nécessairement déterminés entièrement par le forçage grande-échelle imposé au modèle. La proportion d'HPE effectivement reproduits par le modèle restant par ailleurs assez modeste, même à 12.5 km de résolution, l'analyse des deux expériences ALADIN-Climat à 12.5 km et 50 km de résolution a été poursuivie en considérant l'ensemble des épisodes de pluies intenses simulés dans le Sud-Est de la France en automne pour les comparer au champ de pluie de l'analyse SAFRAN pour l'ensemble des HPE observés.

Cette seconde analyse des résultats a été réalisée après correction « quantile-quantile » des champs de pluie et application d'un second critère de définition des HPE simulés, basé cette fois simplement sur un dépassement de seuil de précipitation en au moins deux points de la région Sud-Est – diagnostic rendu possible par la correction statistique. Pour une valeur de seuil de dépassement conduisant à une fréquence d'occurrence des HPE simulés égale à celle des HPE observés, les résultats ont montré que les précipitations modélisées par ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution lors de ces événements ressemblaient davantage à celles observées lors des HPE que ce n'était le cas dans la simulation à 50 km de résolution, bien que les deux expériences eurent été ramenées à la résolution de SAFRAN par la correction « quantile-quantile ». Dans le souci d'apporter une quantification de cette valeur ajoutée, ces résultats ont été appréciés au regard de ceux obtenus par la méthode de désagrégation statistique DSCLIM, appliquée à ERA-40. Nous avons ainsi pu constater que si DSCLIM n'offrait pas de bonnes performances en termes de reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE, elle était plus satisfaisante que l'expérience ALADIN-Climat à 50 km de résolution en termes de représentation des champs de pluies correspondant aux HPE simulés (pris dans leur ensemble) et équivalente à celle à 12.5 km de résolution, ce après correction « quantile-quantile » des deux simulations ALADIN-Climat.

Enfin, la valeur ajoutée apportée par la haute résolution a été comparée à l'amplitude de la variabilité interne d'ALADIN-Climat au travers de l'analyse d'un ensemble de simulations à 12.5 km de résolution sur l'année 1994. Il s'est avéré que les différences entre les simulations à 12.5 km et 50 km étaient globalement supérieures au signal imputable à la variabilité interne du modèle. Pour autant que l'on puisse extrapoler ce résultat à la durée totale des simulations « hindcast », la valeur ajoutée apportée par la haute résolution serait donc significative au regard de la variabilité interne du modèle.

La configuration d'ALADIN-Climat à 12.5 km sur la France a ainsi été retenue pour opérer une descente d'échelle dynamique d'une projection globale de changement climatique – effectuée avec ARPEGE-Climat, suivant le scénario A1B – sur la période 1971-2000 pour le contrôle et sur la période 2071-2100 en climat futur. Le même scénario a également fait l'objet d'une descente d'échelle statistique selon la méthode DSCLIM.

Les résultats obtenus en terme d'évolution des HPE ont été étudiés après correction « quantile-quantile » du scénario ALADIN-Climat, et en appliquant aux séries quotidiennes

de précipitations simulées le second critère de définition des HPE simulés, qui avait été défini précédemment. L'analyse a montré que les deux méthodes de descente d'échelle offraient à cet égard des réponses au changement climatique opposées : DSCLIM modélise une diminution de la fréquence des HPE (- 10% pour les HPE les moins intenses, et - 40% pour les plus forts), de leur intensité maximale (entre -5% et -10%) et de leur extension spatiale (entre -10% et -20%), tandis que ALADIN-Climat simule dans le futur davantage d'HPE à partir d'un seuil de définition de 120 mm/jour (autour de +10% pour les cas moins forts et jusqu'à +40% pour les plus intenses) , avec des cumuls maximaux plus importants (entre +5% et +10%) et un accroissement de l'étendue de la zone de fortes de pluies (autour de +50%).

Au vu de l'incertitude induite par ces différences de comportements et par le fait de ne disposer que de deux scénarios, j'ai préféré orienter cette dernière étude sur des questions plus méthodologiques, en proposant une analyse basée sur ce qui a été appelée fonction de transfert « changement climatique ». Celle-ci est une extension de la méthode des deltas qui consiste, pour une variable donnée, à corriger une série d'observations en climat présent en ajoutant aux données observées la différence moyenne simulée dans un scénario de changement climatique entre le présent et le futur. Un principe similaire a été appliqué ici aux précipitations SAFRAN à partir des changements simulés par le scénario ALADIN-Climat, mais en calculant un coefficient de correction pour chaque ordre de quantile (de 0.1% à 99.9%). L'analyse des HPE simulés par ALADIN-Climat en climats présent et futur a montré que cette méthode d'analyse reposait ici sans doute sur une hypothèse moins fautive que celle justifiant l'application d'une correction « quantile-quantile » à un scénario de changement climatique. Elle a conduit en outre à une présentation plus lisible de l'évolution des HPE dans le scénario ALADIN-Climat, en considérant la perturbation induite par le changement climatique sur des épisodes particuliers et non uniquement par l'analyse des différences moyennes entre les HPE du présent et ceux du futur. Ce faisant, le signal imputable au changement climatique a pu être comparé à l'amplitude de la variabilité interne calculée sur l'année 1994, ce qui a permis de montrer que le premier était significativement plus important que le second pour la majorité des HPE observés et/ou simulés en 1994.

Réponses apportées aux questions scientifiques

Revenons à présent sur les questions scientifiques soulevées en introduction pour expliciter les réponses que le travail synthétisé ci-dessus a pu y apporter.

Les performances du modèle à simuler les extrêmes de précipitation considérés dépendent-elles de sa configuration et si oui, quelle est celle qui conduit aux meilleurs résultats ?

Au terme des études de sensibilité qui ont été réalisées, il ressort qu'à 50 km de résolution, ni le couplage d'ALADIN-Climat au modèle de mer Méditerranée NEMOMED8, ni l'application d'un pilotage spectral, ni la taille de son domaine d'intégration (pourvu que la zone d'intérêt ne soit pas trop proche des frontières latérales) n'ont d'impact sur les performances du modèle dans sa représentation des événements de pluies extrêmes dans le Sud-Est de la France (exception faite de la Corse).

En revanche, le passage à une résolution quatre fois plus fine – soit 12.5 km – permet d’améliorer sensiblement la représentation ces événements méditerranéens de pluies intenses. Et une comparaison objective des deux simulations a permis d’établir que ce bénéfice n’était pas simplement le résultat d’une meilleure spatialisation du champ de pluie.

Cependant, les analyses conduites dans ce travail ne permettent pas de déterminer si cette valeur ajoutée est seulement due à la meilleure représentation de l’orographie ou également liée à une meilleure résolution des processus physiques en jeu. Une façon de répondre à cette question serait d’imposer à la simulation à haute résolution l’orographie de la simulation à 50 km de résolution.

Quels diagnostics et analyses des précipitations simulées par un modèle de climat traduisent au mieux la capacité d’une expérience à représenter les événements méditerranéens de pluies intenses (HPE) ?

Dans cette étude, j’ai proposé deux critères permettant de sélectionner dans une série de précipitations quotidiennes simulées les jours correspondant à des événements de pluies intenses s’apparentant à des HPE : le premier est basé sur un dépassement de seuil relatif, c’est-à-dire un dépassement d’ordre de quantile, le second sur un dépassement de seuil absolu en mm/jour, après correction « quantile-quantile » de la série de précipitation quotidienne simulée vers les observations de SAFRAN (cf paragraphe précédent). Tous deux sont inspirés des critères qui conduisent à une définition climatique des HPE à partir de l’analyse des séries d’observations de stations. En ce sens, on peut donc dire qu’ils définissent les HPE simulés. Du point de vue des jours discriminés, les deux sont équivalents. Le second est plus simple, mais s’applique après correction statistique des précipitations simulées.

Dans un cas comme dans l’autre, la question de la valeur de seuil à fixer conduit cependant à un choix délicat. Tout dépend, en effet, de quel point de vue l’on se place : cherche-t-on à définir des événements qui correspondraient effectivement à des HPE observés si le modèle était forcé par une ré-analyse, ou s’attache-t-on simplement à définir des objets qui s’approchent au plus près de ce qui, statistiquement, caractérise un HPE ?

En se plaçant dans la première perspective, on est amené à se demander si les HPE sont, en réalité, entièrement déterminés par la grande-échelle. La présente étude n’a pas permis de répondre à cette question, et il n’est pas dit qu’il existe une réponse définitive en la matière. Les travaux menés dans le cadre du projet CYPRIM ont conduit à suggérer que moins du quart des HPE soient uniquement induit par les structures de grande-échelle. La présente étude a simplement montré que cette proportion atteignait au moins un tiers des HPE.

Compte tenu de ces résultats, il apparaît plus judicieux de chercher à définir des événements qui correspondent statistiquement à ce qui caractérise les précipitations intenses observées lors des HPE. Le choix du seuil de dépassement à fixer peut alors se faire de façon pragmatique en retenant celui qui conduira à une fréquence d’occurrence correcte de ces événements. Dans nos expériences corrigées en quantiles vers SAFRAN, la valeur de 110 mm/jour est apparue la meilleure à cet égard.

Reste alors la question de l’évaluation des performances du modèle dans sa représentation du champ de pluie simulé lors des HPE simulés ainsi définis : structure, localisation et

étendue spatiale de la zone de forte pluies, intensités maximales atteintes, variabilité interannuelle des événements. La solution qui a été proposée dans cette étude consiste à s'intéresser aux précipitations modélisées après avoir appliqué une correction « quantile-quantile » vers la climatologie SAFRAN. Elle permet d'éviter de biaiser l'interprétation des résultats soit en y incluant la prise en compte d'erreurs qui seraient dues aux méthodes d'interpolation des valeurs simulées sur celles observées, soit en perdant l'information de fine échelle en opérant des moyennes ou un ré-échantillonnage (« *pooling* ») des valeurs simulées et/ou observés sur des boîtes de dimension supérieures à la résolution du modèle et/ou des observations (voir introduction, section 1.3.1). Le calcul de la correction inclut certes une interpolation sur la grille des données (ici SAFRAN), mais il revient in fine à tirer le meilleur parti de la simulation considérée à l'échelle des données de référence.

Dans la configuration jugée optimale à l'égard de la représentation des épisodes de pluies intenses, le modèle ALADIN-Climat peut-il être utilisé comme outil d'investigation de la variabilité climatique des HPE ? Et si oui, selon quelles modalités et avec quelle confiance ?

La configuration d'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution sur la France ayant conduit – en mode « hindcast » – à reproduire davantage d'HPE que l'algorithme CYPRIM n'en détecte, et la représentation des précipitations correspondant aux HPE simulés étant statistiquement – après correction « quantile-quantile » – aussi satisfaisante que celle produite par la méthode de désagrégation statistique DSCLIM, il est apparu raisonnable de considérer que sous ces modalités d'utilisation, ALADIN-Climat constituait effectivement un outil numérique valable pour l'étude de la variabilité climatique des HPE. En posant un diagnostic idoine de définition des HPE simulés après avoir appliqué une correction « quantile-quantile », on obtient une répartition géographique et une variabilité interannuelle réalistes des événements intenses, de même qu'une structure spatiale satisfaisante des précipitations. La comparaison du champ de pluie ainsi obtenu à celui simulé par le modèle non-hydrostatique à très haute résolution MESO-NH pour quelques exemples d'HPE conduit même à des résultats très encourageants.

Les principaux défauts d'ALADIN-Climat dans cette configuration consistent en une sous-estimation des cumuls les plus extrêmes par rapport aux observations, une tendance à simuler des HPE un peu trop étendus spatialement et des performances moindres en termes de localisation des pluies pour les cas affectant la région P.A.C.A.

Qu'est ce que cet outil permet d'affirmer quant à l'évolution des HPE en climat futur ?

Un seul scénario de changement climatique (A1B) ayant été réalisé avec ALADIN-Climat dans cette étude, il n'est pas possible d'apporter une réponse qui soit pourvue d'un degré de confiance satisfaisant. Et ce d'autant moins que le scénario équivalent produit par la méthode de désagrégation statistique DSCLIM aboutit à une évolution opposée des HPE en climat futur – quoiqu'il semble raisonnable d'accorder une confiance moindre à DSCLIM à cet égard, dans la mesure où l'application de cette méthode de désagrégation statistique à ERA-40 ne permet pas de reproduire la chronologie observée des HPE en

climat présent.

On peut cependant signaler que la réponse au changement climatique apportée par le scénario ALADIN-Climat s'accorde assez bien à celle des RCM du projet ENSEMBLES, tant pour ce qui est de l'évolution moyenne de la température et de la précipitation que pour ce qui est des pluies extrêmes sur l'ensemble du territoire français où l'on retrouve dans ALADIN-Climat une tendance similaire à celle mise en évidence par Boberg et al. (2010), à savoir une diminution du nombre de jour de pluie et des précipitations faibles à modérées, conjointement à une intensification des précipitations les plus intenses. L'augmentation de la fréquence d'occurrence des HPE simulée par ALADIN-Climat paraît donc relativement crédible. Outre qu'elle est cohérente avec les considérations physiques sur l'évolution des pluies intenses dans un climat plus chaud (cf section 1.1.4), elle rejoint également les résultats obtenus par la solution statistico-dynamique basée sur l'utilisation de MESO-NH pour les HPE sélectionnés dans une simulation climatique grâce à l'algorithme de détection CYPRIM Beaulant et al. (Accepté).

Perspectives

Utilisation des performances d'ALADIN-Climat à haute résolution en climat présent

Comme cela a été proposé en conclusion du chapitre 4, les performances d'ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution pourraient éventuellement être mises à profit pour la construction de climatologies en points de grille à haute résolution du type SAFRAN sur d'autres régions d'Europe en utilisant des simulations ALADIN-Climat forcées par ERA-40 et/ou ERA-Interim comme ébauche (guess), au moins pour ce qui est des précipitations. Bien qu'en l'absence de correction statistique – in-envisageable dans ce cadre d'application – ALADIN-Climat sous-estime les plus forts cumuls de précipitations, la comparaison de ses performances en mode « hindcast » aux données de SAFRAN a montré qu'il reproduisait correctement la chronologie et la structure spatiale des précipitations observées. Dès lors il se pourrait qu'il permette de réaliser des ébauches plus appropriées pour la construction de climatologies à haute résolution, lesquelles s'avèrent de plus en plus indispensables à la validation des modèles de climat.

Amélioration de la représentation des HPE dans ALADIN-Climat

D'autres études de sensibilité de la représentation des HPE aux paramètres de configuration du modèle pourraient être conduites pour explorer différentes voies d'amélioration de la modélisation de ces événements extrêmes.

Parmi ceux qui sont sans doute les plus cruciaux pour la modélisation de ces phénomènes, on peut citer tous les paramètres relatifs à un schéma de convection profonde donné et/ou la sensibilité au choix du schéma de convection.

Il pourrait aussi être intéressant d'étudier des simulations ALADIN-Climat forcée par la ré-analyse ERA-Interim et les comparer aux « hindcasts » réalisés avec ERA-40 sur la période commune des deux ré-analyses. Le champ d'humidité simulé par ERA-Interim

étant meilleur que celui d'ERA-40, il se pourrait que l'on aboutisse ainsi à une meilleure modélisation des HPE dans ALADIN-Climat avec cette ré-analyse.

Etudes ultérieures de la variabilité climatique des HPE en climat présent

Un des points que cette étude laisse en suspens est celle de la compréhension des mécanismes régissant la variabilité interannuelle des HPE.

Si l'analyse des données d'observations et/ou de la climatologie SAFRAN peuvent permettre d'évaluer la variabilité interannuelle de la fréquence d'occurrence des HPE, de leur localisation préférentielle, de leur forme, etc., l'utilisation d'un modèle de climat qui soit capable de représenter ces événements de façon satisfaisante pourrait permettre d'explorer les causes de cette variabilité au travers de l'analyse d'un plus grand nombre de variables.

Cette question rejoint en fait celle du lien qui peut exister entre la grande et la moyenne échelle et l'occurrence d'HPE. En cherchant à expliquer les causes de la variabilité de l'occurrence d'HPE d'une année à l'autre, on est en effet amené à se demander quelles types de situations synoptiques et sous-synoptiques sont associées à tel ou tel type d'HPE.

Comme nous l'avons mentionné en conclusion du chapitre 4, une façon d'approfondir notre compréhension de ce lien entre les HPE et les situations de plus grande échelle serait d'étudier le comportement des prédicteurs définis par la méthode CYPRIM dans une simulation « hindcast » ALADIN-Climat à haute résolution et/ou d'appliquer l'algorithme de détection CYPRIM à une simulation de ce type.

L'analyse d'ensemble de simulations « hindcast », avec un ou plusieurs modèles pourraient également permettre de creuser ces questions via l'étude de la dispersion des réponses apportées par différents modèles et/ou différentes simulations conduites avec le même modèle, pour un même forçage de grande-échelle.

Etudes ultérieures de l'évolution des HPE en climat futur

Comme indiqué au chapitre 5, nous n'avons pas eu le temps de nous intéresser ici à la compréhension des processus impliqués dans les évolutions futures des HPE obtenus dans le scénario réalisé avec ALADIN-Climat à 12.5 km de résolution sur la France.

Ce point mériterait d'être creusé en étudiant le comportement des autres variables simulées par le modèle pour les jours correspondant à des HPE dans le présent et le futur. A cet égard, il serait sans doute instructif de projeter le géopotential à 500 hPa simulé en scénario sur les 4 clusters de la classification CYPRIM et d'analyser les éventuelles évolutions de la répartition des HPE présents et futurs au sein des clusters.

Afin de déterminer s'il est possible d'aboutir à un plus haut niveau de confiance en termes de projections de l'évolution des HPE en climat futur, on pourrait envisager d'utiliser les méthodes d'analyses proposées dans cette étude aux scénarios climatiques régionaux réalisés dans le cadre du projet ENSEMBLES à 25 km de résolution, et /ou à d'autres scénarios réalisés avec d'autres modèles de climat à maille plus fine

(10 km dans le projet d'inter-comparaison CORDEX – voir acronyme à l'annexe A – http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/RCD_CORDEX.html).

Une perspective plus novatrice consisterait à utiliser ALADIN-Climat pour forcer modèle de climat non-hydrostatique à très haute résolution AROME (basé sur la dynamique non-hydrostatique d'ALADIN et sur la physique de MESO-NH).

Etant donné le temps de calcul imposé par l'utilisation de ce modèle, on pourrait imaginer pour commencer de le faire tourner sur une ou deux saisons d'automne (SOND) en le forçant par un « hindcast » ALADIN-Climat. L'idée serait alors de comparer les scores de « détection » chronologique d'ALADIN-Climat et d'AROME, afin de déterminer si l'utilisation de ce dernier améliore seulement la représentation des champs de pluies extrêmes ou si sa valeur ajoutée s'étend également à la bonne reproduction de l'occurrence observée des HPE. Il pourrait ensuite être testé sur une courte période de temps en climat futur dans un scénario de changement climatique réalisé avec ALADIN-Climat, où l'on comparerait l'occurrence des HPE simulés sur cette période par les deux modèles.

Dans le cas où ALADIN-Climat et AROME simuleraient des HPE pour les mêmes jours en climat présent en mode « hindcast » et en climat futur, on pourrait imaginer une utilisation d'AROME proche de celle qui est faite de MESO-NH dans la solution statistico-dynamique envisagée par Beuland et al. (Accepté) (voir introduction, section 1.4), mais en basant la sélection des jours correspondant à des HPE sur l'analyse des précipitations simulées avec ALADIN-Climat (plutôt qu'en utilisant l'algorithme CYPRIM) et en utilisant le modèle AROME (plutôt que MESO-NH) pour réaliser une descente d'échelle dynamique des jours correspondant à des HPE en climats présent et futur. En raison de son schéma semi-lagrangien, AROME autorise l'utilisation de pas de temps plus long, et donc de temps de calculs plus court, ce qui en ferait un outil plus adapté dans la perspective envisagée ici, où il serait utilisé sur un nombre de cas assez important.

Dans le cas inverse où les fréquences d'occurrence en climat présent et/ou futur seraient significativement différentes dans AROME et ALADIN-Climat, il faudrait alors envisager d'explorer la variabilité climatique des HPE plutôt avec des modèles de la génération d'AROME.

Bibliographie

- Alexander, L. V., X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. M. G. K. Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, K. R. Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, and J. L. Vazquez-Aguirre, 2006 : Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **111**, D05109.
- Alexandru, A., R. de Elía, R. Laprise, L. Separovic, and S. Biner, 2009 : Sensitivity Study of Regional Climate Model Simulations to Large-scale Nudging Parameters, *Monthly Weather Review*, **137**, 1666–1686.
- Alexandru, A., R. D. Elía, and R. Laprise, 2007 : Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale, *Monthly Weather Review*, **135**, 3221–3238.
- Almazroui, M., 2010 : Sensitivity of a regional climate model on the simulation of high intensity rainfall events over the arabian peninsula and around jeddah (saudi arabia), *SOLA*.
- Antic, S., R. Laprise, B. Denis, and R. de Elía, 2004 : Testing the downscaling ability of the one-way nested regional climate model in regions of complex topography, *Climate Dynamics*, **23**, 473–403.
- Arnold, J., P. Pall, T. Bosshard, S. Kotlarski, and C. Schär, 2009 : Detailed study of heavy precipitation events in the alpine region using ERA40 driven rcms, *ENSEMBLES project*, **deliverable 5.32**.
- Artale, V., S. Calmanti, A. Carillo, A. Dell’Aquila, M. Herrmann, G. Pisacane, P. M. Ruti, G. Sannino, M. V. Struglia, F. Giorgi, X. Bi, and J. S. Pal, 2009 : An atmosphere-ocean regional climate model for the mediterranean area : assessment of a present climate simulation, *Climate Dynamics*.
- Beulant, A. L., B. Joly, S. Somot, V. Ducrocq, A. Joly, F. Sevault, M. Déqué, and D. Ricard, *Accepté* : Statistico-dynamical downscaling for mediterranean heavy precipitation, *QJRMS*.
- Benech, B., H. Brunet, V. Jacq, M. Payen, J. Rivrain, and P. Santurette, 1993 : La catastrophe de vaison-la-romaine et les violentes précipitations de septembre 1992 : aspects météorologiques, *La Météorologie*, **8**, 1–10.
- Beniston, M., D. B. Stephenson, O. B. Christensen, C. A. T. Ferro, C. Frei, and co authors, 2007 : Future extreme events in European climate : an exploration of regional climate model projections, *Climate Change*, **81**, 71–95.

- Beuvier, J., F. Sevault, M. Herrmann, H. Kontoyiannis, W. Ludwig, M. Rixen, E. Stanev, K. Béranger, and S. Somot, 2010 : Modelling the mediterranean sea interannual variability during 1960-2000 : Focus on the eastern mediterranean transient, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **115**, C05017.
- Biner, S., D. Caya, R. Laprise, and L. Spacek, 2000 : Nesting of RCM by imposing large scales, *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/TD - 987*, **30**, 7.3-7.4.
- Blancher, G., 2008 : La catastrophe de vaisson-la-romaine, *La lettre d'information de la société météorologique de France*, **8**, 5.
- Boberg, F., P. Berg, P. Thejll, W. J. Gutowski, and J. H. Christensen, 2008 : Improved confidence in climate change projections of precipitation evaluating using daily statistics from PRUDENCE ensemble, *Climate Dynamics*, **32**, 1097-1106.
- Boberg, F., P. Berg, P. Thejll, W. J. Gutowski, and J. H. Christensen, 2010 : Improved confidence in climate change projections of precipitation evaluating using daily statistics from ensembles models, *Climate Dynamics*, **35**, 1509-1520.
- Boé, J., 2007 : *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier.Toulouse III.
- Boé, J. and L. Terray, 2008-a : A weather-type approach to analyzing winter precipitation in france : Twentieth-century trends and the rôle of anthropogenic forcing, *Journal of Climate*, **21(13)**, 3118.
- Boé, J. and L. Terray, 2008-b : Régimes de temps et désagrégation d'échelle, *La Houille Blanche*, **2**.
- Boé, J., L. Terray, C. Cassou, and J. Najac, 2009 : Uncertainties in european summer precipitation changes : role of large scale circulation, *Climate Dynamics*, **33**, 265-276.
- Boé, J., L. Terray, F. Habets, and E. Martin, 2006 : A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **111**, D21106.
- Boer, G., 1993 : Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets, *Climate Dynamics*, **8**, 225-239.
- Boucher, O. and M. Pham, 2002 : History of sulfate aerosol radiative forcings, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*.
- Boudevillain, E., D. Argence, C. Claud, V. Ducrocq, B. Joly, A. Joly, D. Lambert, O. Nuisier, M. Plu, D. Ricard, P. Arbogast, A. Berne, J.-P. Chaboureaud, B. Chapon, F. Crépin, G. Delrieu, E. Doerflinger, B. M. Funatsu, P.-E. Kirstetter, F. Masson, K. Maynard, E. Richard, E. Sanchez, L. Terray, and A. Walpersdorf, 2009 : Projet CYPRIM , partie i : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques, *La Météorologie*, **66**, 18-28.
- Bougeault, P., 1982 : Cloud ensemble relations based on the gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**, 2414-2428.

- Bougeault, P., 1985 : A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection, *Monthly Weather Review*, **113**, 2108–2121.
- Brier, G. W., 1950 : The ncep/ncar 50-year reanalysis : Monthly means cd-rom and documentation, *Monthly Weather Review*, **78**, 1–3.
- Bubnova, R., Horányi, and S. Malardel, 1993 : International project arpege/aladin, *EW-GLAM Newsletter*, **22**, 117–130.
- Calmanti, S., 2008 : ALADIN-OASIS3-NEMOMED8, a limited area couple climate modeling system, Note interne, CNRM-GMGEC, 69pp.
- Castro, C., R. P. Sr, and G. Leoncini, 2004 : Dynamical downscaling : an assessment of value added using a regional climate model, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **110**, D05108.
- Caya, D. and S. Biner, 2004 : Internal variability of rcm simulations over an annual cycle, *Climate Dynamics*, **22**, 33–46.
- Caya, D. and R. Laprise, 1999 : A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model : The canadian rcm, *Monthly Weather Review*, **127-3**, 341–362.
- Christensen, J., B. Machenhauer, R. G. Jones, C. Shär, P. M. Ruti, M. Castro, and G. Visconti, 1997 : Validation of present-day regional climate simulation over europe : Lam simulation with observed boundary conditions, *Climate Dynamics*, **13**, 489–506.
- Christensen, O. B. and J. Christensen, 2004 : Intensification of extreme european summer precipitation in a warmer climate, *Global and Planetary Change*, **44**, 107–117.
- Christensen, O. B., M. Gaertner, J. Prego, and J. Polcher, 2001 : Internal variability of regional climate models, *Climate Dynamics*, **17**, 857–887.
- Colin, J., M. Déqué, R. Radu, and S. Somot, 2010 : Sensitivity study of heavy precipitation in limited area model climate simulations : influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique, *Tellus-A*, **62-5**, 591–604.
- Davies, H., 1976 : A lateral boundary formulation for multi-level prediction models, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 405–418.
- de Elía, R., R. Laprise, and B. Denis, 2002 : Forecasting skill limits of nested, limited area models : A perfect model approach, *Monthly Weather Review*, **130**, 2006–2023.
- De Lozzo, M., 2009 : *Tests d'égalité pour les distributions*, Master's thesis, INSA, Toulouse, Rapport de stage de quatrième année À Météo-France encadré par A. Ribes et M. Herrmann.
- Dee, D. and S. Uppala, 2009 : Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-interim reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 1830–1840.

- Delrieu, G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. P. O. and E. Yates, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu, P.-A. Aral, C. B. and J.-D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. N. L., C. Obled, J. P. du Châtelet, G.-M. Saulnier, A. Walpersdorf, and W. Wobrock, 2005 : The catastrophic flash-flood event of 8–9 september 2002 in the gard region, france : A first case-study for the mediterranean hydro-meteorological observatory, *J. Hydrometeorol.*, **6**, 34–52.
- Denis, B., R. Laprise, and D. Caya, 2003 : Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions, *Climate Dynamics*, **20**, 107–126.
- Denis, B., R. Laprise, D. Caya, and J. Cote, 2002-b : Downscaling ability of one-way nested regional climate models : the Big-Brother experiment, *Climate Dynamics*, **18**, 107–126.
- Déqué, M., 2007 : Frequency of precipitation and temperature extremes over france in an anthropogenic scenario : model results and statistical correction according to observed values, *Global and Planetary Change*, **57**, 16–26.
- Déqué, M., C. Drevet, A. Braun, and D. Cariolle, 1994 : The arpege-ifs atmosphere model : a contribution to the french community climate modelling, *Climate Dynamics*, **10**, 249–266.
- Déqué, M. and S. Somot, 2008 : Analysis of heavy precipitation for France using ALADIN RCM simulations, *Idojaras*, **112**, 179–190.
- Diffenbaugh, N. S., J. S. Pal, R. J. Trapp, and F. Giorgi, 2005 : Fine-scale processes regulate the response of extreme events to global change, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **102**, 15774–15778.
- Douville, H., S. Planton, J. Royer, D. Stepanson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafont, and R. Betts, 2000 : The importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ time-slice experiments, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **105**, 14841–14861.
- Driouech, F., M. Déqué, and E. Sanchez-Gomez, 2010 : Weather regimes : Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation, *Global and Planetary Change*, **72**, 1–10.
- Ducrocq, V., G. Aullo, and P. Santurette, 2003a : Les précipitations intenses et les inondations du 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la france., *La météorologie*, **8** : **42**, 18–27.
- Ducrocq, V., C. Lebeaupin-Brossier, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin, and G.-M. Saulnier, 2004 : L'événement des 8–9 septembre 2002 : Situation météorologique et simulation à mésoéchelle.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin-Brossier, and T. Thouvenin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitation events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationary factors, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 131–145.
- Durand, Y., E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre, and E. Martin, 1993 : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Ann. Glaciol.*, **18**, 65–71.

- Durand, Y., G. Giraud, E. Brun, L. Mérindol, and E. Martin, 1999 : A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, *Ann. Glaciol.*, **45**, 469–484.
- Durman, C. F., J. M. Gregory, D. C. Hassell, R. G. Jones, and J. M. Murphy, 2001 : A comparison of extreme European daily precipitation simulated by a global and a regional model for present and future climates, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 1005–1015.
- Easterling, D. R., J. L. Evans, P. Y. Groisman, T. R. Karl, K. E. Kunkel, and P. Ambenje, 2000 : Observed variability and trends in extreme climate events, *Bulletin of American Meteorological Society*, **81**, 417–425.
- Farda, A., M. Déqué, S. Somot, A. Horány, V. Spiridonov, and H. Tòth, 2010 : Model ALADIN as regional climate model for central and eastern europe, *Studia Geophysica et Geodaetica*, **2**, 313–332.
- Feser, F., 2006 : Enhanced detectability of added value in limited-area model results separated into different spatial scales, *Monthly Weather Review*, **134**, 2180–2190.
- Fiorino, M., 2004 : A Multi-decadal Daily Sea Surface Temperature and Sea Ice Concentration Data Set for the ERA-40 Reanalysis, *ERA-40 Project Report Series*, **12**, 1–16.
- Frei, C., J. H. Christensen, M. Déqué, and D. Jacob, 2003 : Daily precipitation statistics in regional climate models : Evaluation and intercomparison for the european alps, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **108(D3)**, 4124.
- Frei, C., R. Schöll, S. Fukutome, J. Schmidli, and P. L. Vidale, 2006 : Future change of precipitation extremes in europe : intercomparison of scenarios from regional climate models, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **111**, D06105.
- Gao, X., J. S. Pal, and F. Giorgi, 2006 : Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation, *Geophysical Research Letters*, **33**, L03706.
- Gibelin, A.-L. and M. Déqué, 2003 : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Climate Dynamics*, **20**, 327–339.
- Gibson, J., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura, and E. Serano, 1999 : ERA-15 description (version 2), Reanal. Proj. Rep. Ser. 1, European Center for Medium-Range Weather Forecast, Reading, UK.
- Giorgi, F., 1990 : Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model, *Journal of Climate*, **3**, 941–963.
- Giorgi, F., 2006 : Climate change hot spots, *Geophysical Research Letters*, **33**, L08707.
- Giorgi, F. and G. T. Bates, 1989 : The climatological skill of a regional model over complex terrain, *Monthly Weather Review*, **117**, 2325–2347.
- Giorgi, F., X. Bi, and J. Pal, 2004-a : Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. i. Present-day climate (1961-1990), *Climate Dynamics*, **22**, 733–756.

- Giorgi, F. and L. O. Mearns, 1999 : Introduction to special section : regional climate modeling revisited, *Geophysical Research Letters*, **104**, 6335–6352.
- Giorgi, P. and X. Bi, 2000 : A study of internal variability of a regional climate model, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **105**, 29,503–29,521.
- Goubanova, K., 2007 : *Une étude des événements climatiques extrêmes sur l'Europe et le bassin Méditerranéen*, Ph.D. thesis, Université de Paris 6.
- Goubanova, K. and L. Li, 2006 : Extremes in temperature and precipitation around the mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations, *Global and Planetary Change*, **57**, 27–42.
- Groisman, P. Y., R. W. Knight, D. R. Easternling, T. R. Karl, G. C. Hegerl, and V. N. Razuvaev, 2005 : Trends in intense precipitation in the climate record, *Journal of Climate*, **18**, 1326–1350.
- Gubanova, C. and L. Li, 2006 : Extremes in temperature and precipitation around the mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations, *Global and Planetary Change*, **57**, 27–42.
- Habets, F., A. Boone, J. L. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchistéguy, E. Leblois, E. Ledoux, P. L. Moigne, E. Martin, S. Morel, J. Noilhan, P. Q. Séqui, and F. Rousset-REGimbeau, 2008 : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **113**.
- Haugen, J. and B. Machenhauer, 1993 : A spectral limited-area model formulation with time-dependant boundary conditions applied to the shallow-water equations, *Monthly Weather Review*, **121**, 2618–2630.
- Haylock, M. R., G. C. Cawley, C. Harpham, R. L. Wilby, and C. M. Goodess, 2006 : Downscaling heavy precipitation over the United Kingdom : a comparison of dynamical and statistical methods and their future scenarios, *International Journal of Physical Climatology*, **26**, 1397–1415.
- Haylock, M. R., N. Hofstra, A. M. G. K. Tank, E. J. Klok, and P. D. J. et M. New, 2008 : A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **113**, D20119.
- Heikkilä, U., A. Sandvik, and A. Sorteberg, 2010 : Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model, *Climate Dynamics*.
- Hernandez, E., L. Cana, J. Diaz, R. Garcia, and L. Gimeno, 1998 : Mesoscale convective complexes over the western mediterranean sea : A study through numerical simulations.
- Hofstra, N., M. Haylock, M. New, P. Jones, and C. Frei, 2008 : Comparison of six methods for the interpolation of daily European climate data, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **113**, D20120.
- Hofstra, N., M. Haylock, M. New, and P. D. Jones, 2009 : Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **114**, D21101.

- Hofstra, N., M. New, and C. McSweeney, 2010 : The influence of interpolation and station network density on the distribution and extreme trends of climate variables in gridded data, *Climate Dynamics*, **35**, 841–858.
- Huet, P., X. Martin, J.-L. Prime, P. Foin, C. Laurain, and P. Cannard, 2003 : Retour d'expérience des crues de septembre 2002 dans les départements du gard, de l'hérault, du vaucluse, des bouches-du-rhône, de l'ardèche et de la drôme. rapport consolidé après phase contradictoire, *La Documentation Française. Ministère de l'Ecologie et du Développement durable*, p. 133.
- Huntingford, C., R. G. Jones, C. Prudhomme, R. Lamb, J. H. Gash, and co author, 2003 : Regional climate-model prediction of extreme rainfall for a changing climate, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**, 1607–1621.
- IPCC, 2007a : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2007b : *Summary for Policymakers. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacob, D., L. Bärring, O. B. Christensen, J. H. Christensen, M. de Castro, and co authors, 2007 : An inter-comparison of regional climate models in Europe : model performance in present day climate, *Climate Change*, **81**, 31–52.
- Jones, R. G., J. M. Murphy, M. Noguer, and A. B. Keen, 1997 : Simulation of climate change over europe using a nested regional-climate model. ii : Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 265–292.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996 : The NCEP/NCAR reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kanada, S., M. Nakano, and T. Kato, 2010 : Climatological characteristics of daily precipitation over japan in the kakushin regional climate experiments using a non-hydrostatic 5-km-mesh model :comparison with an outer global 20-km-mesh atmospheric climate model, *SOLA*.
- Kanamaru, H. and M. Kanamitsu, 2007 : Fifty-seven-year california reanalysis downscaling at 10 km (CaRD10). part ii : comparison with north american regional reanalysis, *Journal of Climate*.
- Kendon, E. J., D. P. Rowell, and R. G. Jones, 2010 : Mechanisms and reliability of future projected changes in daily precipitation, *Climate Dynamics*, **35**, 489–509.

- Kessler, E., 1969 : On distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, *Met. Mon. American. Met. Soc.*, **10**, 32–84.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, J. G. White, Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, and M. Fiorino, 2001 : The ncep/ncar 50-year reanalysis : Monthly means cd-rom and documentation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 247–267.
- Klein Tank, A. M. G., 2002 : Daily dataset of the 20th-century surface air temperature and precipitation series for the european climate assesment, *International Journal of Climatolog*, **22**, 1441–1453.
- Klein Tank, A. M. G. and P. Können, 2003 : Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in europe 1946-1999, *Journal of Climate*, **16**, 3665–3680.
- Lafore, J., J. Stein, N. Ascencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fisher, P. Hereil, P. Mascart, J. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, and J. V.-G. de Arellano, 1998 : The meso-NH atmospheric simulation system. part i : Adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Laprise, R., R. de Elía, D. Caya, S. Biner, P. Lucas-Picher, and co authors, 2008 : Challenging some tenets of Regional Climate Modelling, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **100**, 3–22.
- Laprise, R., M. RaviVarma, B. Denis, D. Caya, and I. Zawadzki, 2000 : Predictability in a nested limited-area model, *Monthly Weather Review*, **128**, 4149–4454.
- Lebeaupin-Brossier, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, 2006 : Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecast, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **111**, D12110.
- Lebeaupin-Brossier, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, 2009 : Effects on the air-sea coupling time frequency on the ocean response during mediterranean intense events, *Ocean Dynamics*, **59**, 539–549.
- Leduc, M. and R. Laprise, 2009 : Regional climate model sensitivity to domain size, *Climate Dynamics*, **32**, 833–854.
- Lenderink, G., 2010 : Exploring metrics of extreme daily precipitation in a large ensemble of regional climate model simulations, *Climate Research*, **44**, 151–166.
- Lorenz, P. and D. Jacob, 2005 : Influence of regional scale information on the global circulation : A two-way nesting climate simulation, *Geophysical Research Letters*, **32**, L18706.
- Louis, J., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary Layer Meteorology*, **17**, 187–202.
- Lucas-Picher, P., D. Caya, R. D. Elía, and R. Laprise, 2008 : Investigation of regional climate model's internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain, *Climate Dynamics*, **31**, 927–940.
- Madec, G., 2008 : Nemo ocean engine - version 3.1, Note, Pole de modélisation de l'IPSL.

- Maraun, D., F. Wetterhall, A. M. Ireson, R. E. Chandler, J. Kendon, M. Widmann, S. Brienen, H. W. Rust, T. Sauter, M. Themessl, V. K. C. Venema, K. P. Chun, C. M. Goodess, R. G. Jones, O. Onof, M. Vrac, and I. Thiele-Eich, 2010 : Precipitation downscaling under climate change : recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user, *Reviews of Geophysics*, **48**, RG3003.
- Masson, V., J. Champeaux, F. Chauvin, C. Merinluet, and R. Lacaze, 2003 : A global database of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models, *Journal of Climate*, **16**, 1261–1282.
- McGregor, J. L., 1997 : Regional climate modelling, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 105–117.
- Mesinger, F., K. Brill, G. DiMego, and E. Rogers, 2002 : Limited area predictability : can upscaling also take place?, *Research activities in atmospheric and oceanic modelling. WMO/TD - 1105*, **32**, 632–648.
- Michelangeli, P. A., R. Vautard, and B. Legras, 1995 : Weather regimes : Recurrence and quasi stationarity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 1237–1256.
- Miguez-Macho, G., G. L. Stenchikov, and A. Robock, 2004 : Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **109** (D13104).
- Mitchell, T. D. and P. D. Jones, 2005 : An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *International Journal of Physical Climatology*, **25**, 693–712.
- Morcrette, J., 1990 : Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ecmwf model, *Monthly Weather Review*, **118**, 847–873.
- Nakićnović, N., J. Alcamo, J. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Graffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Y. Jung, T. Kram, E. L. L. Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, and Z. Dadi, 2000 : *Special report on emission scenarios. A special report of Working Group III for the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, Cambridge University Press.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989 : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Monthly Weather Review*, **117**, 536–549.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin-Brossier, and S. Anquetin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitation events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 111–130.
- Nuissier, O., B. Joly, A. Joly, V. Ducrocq, and P. Arbogast, 2011 : A statistical downscaling to identify the Large Scale Circulation patterns associated with Heavy Precipitation Events over southern France, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

- O'Brien, T., L. C. Sloan, and M. A. Snyder, 2010 : Can ensembles of regional climate model simulations improve results from sensitivity studies, *Climate Dynamics*, **Published online**.
- Quintana-Seguí, P., P. L. Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Hobbets, and co authors, 2008 : Analysis of near-surface atmospheric variables : validation of SAFRAN analysis over France, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 769–798.
- Quintana-Seguí, P., A. Ribes, E. Martin, F. Habets, and J. Boé, 2010 : Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of mediterranean basins, *Journal of Hydrology*, **383**, 111–124.
- Radu, R., M. Déqué, and S. Somot, 2008 : Spectral nudging in a spectral regional climate model, *Tellus A*, **60A**, 2461–2481.
- Räisänen, J. and R. Joëlsson, 2001 : Changes in average and extreme precipitation in two regional climate model experiments, *Tellus A*, **53A**, 507–566.
- Rauscher, S. A., E. Coppola, C. Piani, and F. Giorgi, 2010 : Resolution effects on regional climate model simulations of seasonal precipitation over europe, *Climate Dynamics*.
- Reynaud, T., P. Legrand, H. Mercier, and M. Barnier, 1998 : A new analysis of hydrographic data in the atlantic and its application to an inverse modeling study, *Int. WOCE Newsllett.*, **32**, 29.
- Ricard, D., A.-L. Beaulant, J. Boé, M. Déqué, V. Ducrocq, A. Joly, B. Joly, E. Martin, O. Nuissier, P. Quintana-Seguí, A. Ribes, F. Sevault, and S. Somot, 2009 : Projet CY-PRIM, partie ii : Impact du changement climatique sur les événements de pluie intense du bassin Méditerranéen, *La Météorologie*, **67**, 19–30.
- Ricard, J. and J. P. Royer, 1993 : A statistical cloud scheme for use in an agcm, *Annales Geophysicae*, **11**, 1095–1115.
- Rinke, A. and K. Dethloff, 2000 : On the sensitivity of a regional arctic climate model to initial and regional boundary, *Climate Research*, **14**, 101–113.
- Rivrain, J.-C., 1997 : Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la france, *Phénomènes remarquables*, **4**.
- Rojas, M., 2006 : Multiply nested regional climate simulation for southern america : sensitivity to model resolution, *Monthly Weather Review*.
- Romera, R., C. D. III, and C. Ramis, 2000 : Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern spain.
- Rummukainen, M., 2010 : State-of-the-art with regional climate models, *WIREs Climate Change*, **1**, 82–96.
- Sánchez, E., C. Gallardo, M. A. Gaertner, A. Arribas, and M. Castro, 2004 : Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model : a first approach, *Global and Planetary Change*, **44**, 163–180.

- Sanchez-Gomez, E., S. Somot, and M. Déqué, 2009 : Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over europe-atlantic during the period 1961-2000, *Climate Dynamics*, **33**, 723–736.
- Schmidli, J., C. M. Goodess, C. Frei, M. R. Haylock, Y. Hurrell, and co authors, 2007 : Statistical and dynamical downscaling of precipitation : An evaluation and comparison scenarios for the European Alps, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **112**, D04105.
- Semmler, T. and D. Jacob, 2004 : Modeling extreme precipitations events - a climate change simulation for Europe, *Global and Planetary Change*, **44**, 119–127.
- Seth, A. and F. Giorgi, 1998 : The effect of the domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *Journal of Climate*, **11**, 2698–2712.
- Sevault, F., S. Somot, and J. Beuvier, 2009 : A regional version of the NEMO ocean engine on the mediterranean sea : NEMOMED8 users guide, Note interne 107, CNRM-GMCEC.
- Smith, R., 1990 : A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model, **116**, 435–460.
- Somot, S., 2005 : *Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique*, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier. Toulouse III.
- Somot, S., F. Sevault, and M. Déqué, 2006 : Transient climate change scenario simulation of the mediterranean sea for the 21st century using a high-resolution ocean circulation model, *Climate Dynamics*, **27**, 851.
- Somot, S., F. Sevault, M. Déqué, and M. Crépon, 2008 : 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled ocean-atmosphere regional climate model, *Global and Planetary Change*, **63**, 112–126.
- Spiridonov, V., S. Somot, and M. Déqué, 2005 : ALADIN-climate : from the origins to present date, *ALADIN Newsletter*.
- Suklitsch, M., A. Gobiet, A. Leuprecht, and C. Frei, 2008 : High resolution sensitivity studies with regional climate model CCLM in the alpine region, *Meteorol. Zeitschrift*.
- Tegen, I., P. Hollrig, M. Fung, I. Jacob, and J. Penner, 1997 : Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness : estimates from model results, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, **102**, 23895–23915.
- Termonia, P. and F. Voitus, 2008 : Externalizing the lateral boundary conditions from the dynamic core in semi-implicit semi-Lagrangian models, *Tellus A*, **60A**, 632–648.
- Torma, C., E. Coppola, F. Giorgi, J. Bartholy, and R. Pongrácz, 2010 : Validation of a high resolution version of the regional climate model regcm3 over the carpathian basin, *Journal of Hydrometeorology*, **Published online**.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003 : The changing character of precipitation, *Bulletin of American Meteorological Society*, **84**, 1205–1217.

- Troen, I. and L. Mahrt, 1986 : A simple model of the atmosphere boundary layer ; sensitivity to surface evaporation, *Boundary Layer Meteorology*, **37**, 129–148.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. V. ans P. Viterbo, and J. Woollen, 2005 : The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961–3012.
- Valcke, S., 2006 : OASIS3 user guide, PRISM support initiative report, CERFACS.
- Vidal, J., E. Martin, L. Franchistéguy, M. Baillon, and J. Soubeyroux, 2009 : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system, *International Journal of Climatology*, **30**, 1627–1644.
- von Storch, H., H. Langenberg, and F. Feser, 2000 : A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes, *Monthly Weather Review*, **128**, 3664–3673.
- Waldron, K., J. Paegle, and J. Horel, 1996 : Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited area model to outer model options, *Monthly Weather Review*, **124**, 529–547.
- Wilby, R. L. and T. M. L. Wigley, 1997 : Downscaling general circulation model output : a review of methods and limitations, *Prog. Phys. Geogr.*, **21**, 530–548.

Annexes

Annexe A

Glossaire des acronymes

Acronymes généraux :

MCS : *Meso-scale Convective System* : Système convectif de méso-échelle

HPE : *High Precipitation Events* : Evénements de précipitations intenses (dans le Sud-Est de la France)

SRE : *Strong Precipitation Events* : Evénements de fortes précipitations (dans le Sud-Est de la France)

GIEC : Groupe d'expert Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat; **IPCC** en anglais : *Intergovernmental Panel on Climate Change*

GCM : *Global Circulation Model* : Modèle de circulation générale

RCM : *Regional Climate Model* : Modèle régional de climat

LAM : *Limited Area Model* : Modèle à aire limitée

LBC : *Lateral Boundary Conditions* : Conditions limites aux frontières

VI : Variabilité interne

PDF : *Probability Density Function* : Fonction de densité de probabilité

GEV : *Generalized Extreme Value* : [Loi de distribution] généralisée des valeurs extrêmes

POT : *Peak Over Threshold* : [Loi de distribution] de valeurs au dessus d'un seuil

GPD : *Generalized Pareto Distribution* : [Loi de distribution] généralisée de Pareto

SST : *Sea Surface Temperature* : Température de surface de la mer

VIR : Variabilité Interne Relative

Acronymes de projets :

PRUDENCE : *Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining Europe's Climate change risks and Effects* : Projections de modèles régionaux et incertitudes pour définir les risques et les effets du changement climatique en Europe

STARDEX : *Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions* : Descente d'échelle statistique et dynamique des extrêmes en région européenne

ENSEMBLES : *ENSEMBLE-based Predictions of Climate Changes and their Impacts* : Projections d'ensembles des changements climatiques et de leurs impacts (projet européen)

CECILIA : *Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment* : Evaluation de l'impact et de la vulnérabilité au changement climatique en Europe centrale et Europe de l'Est (projet européen)

CIRCE : *Climate Change and Impact Research : the Mediterranean Environment* :

Recherches sur le changement climatique et impact : l'environnement méditerranéen (projet européen)

HyMeX : *Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment* : (projet européen)

MedUP : *forecast and projection in climate scenario of Mediterranean intense events : Uncertainties and Propagation on environment* : (projet ANR)

CMIP : *Coupled Model Intercomparison Project* : projet d'inter-comparaison de modèles couplés

SCAMPEI : Scénarios Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomène extrêmes, Enneigement and Incertitudes (projet ANR)

CYPRIM : CYclogenèse et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne (projet ANR)

CORDEX : *A COordinated Regional climate Downscaling EXperiment* : Expérience de descente d'échelle régionale coordonnées (Projet émanant du **WRCP** : *World Climate Research Programme* : Programme de recherche international sur le climat)

Acronymes d'établissements et laboratoires :

CEP : Centre Européen de Prévision

ECMWF : *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* : Centre Européen de Prévision (CEP)

NCEP : *National Center for Environmental Prediction*

NCAR : *National Center for Atmospheric Research*

CERFACS : Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique

DIRSE : Direction Interrégionale Sud-Est (de Météo-France)

Annexe B

Equations primitives d'ALADIN-Climat

Sous leur forme eulérienne, les équations primitives du modèles sont les suivantes :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{v} + RT\vec{\nabla} \ln p + \vec{\nabla}\Phi = -g\frac{\partial\eta}{\partial p}\frac{\partial\vec{F}_v}{\partial\eta} + \vec{S}_v + \vec{K}_v \quad (\text{B.1})$$

$$\frac{dT}{dt} - \kappa T\frac{\omega}{p} = -\frac{g}{c_p}\frac{\partial\eta}{\partial p}\frac{\partial F_h}{\partial\eta} + S_h + K_h \quad (\text{B.2})$$

$$\frac{dq_v}{dt} = -g\frac{\partial\eta}{\partial p}\frac{\partial F_{q_v}}{\partial\eta} + S_{q_v} + K_{q_v} \quad (\text{B.3})$$

$$\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right) + \vec{\nabla} \cdot \left(\vec{v}\frac{\partial p}{\partial\eta}\right) + \frac{\partial}{\partial\eta}\left(\dot{\eta}\frac{\partial p}{\partial\eta}\right) = -g\frac{\partial F_p}{\partial\eta} \quad (\text{B.4})$$

où (A.1) est l'équation du mouvement, (A.2) l'équation de la thermodynamique, (A.3) l'équation de l'humidité et (A.4) l'équation de continuité.

L'hypothèse hydrostatique conduit à la relation suivante, qui sert de diagnostic pour la détermination du géopotiel Φ :

$$\frac{\partial\Phi}{\partial\eta} = -\frac{RT}{p}\frac{\partial p}{\partial\eta} \quad (\text{B.5})$$

L'équation du mouvement (A.1) est intégrée après séparation en deux termes exprimant l'évolution du rotationnel $\vec{\zeta}$ et de la divergence D du vent horizontal. Le vent est ensuite calculé à partir de la vitesse potentielle χ ($\chi = \Delta^{-1}D$) et de la fonction de courant $\vec{\psi}$ ($\vec{\psi} = \Delta^{-1}\vec{\zeta}$) par l'équation de Poisson :

$$\vec{v} = \vec{\nabla}\chi + \vec{\nabla} \wedge \vec{\psi} \quad (\text{B.6})$$

Avec :

η est la coordonnée verticale hybride,

\vec{v} est le vent horizontal,

T est la température,

p est la pression,

q_v est l'humidité spécifique,

Φ est le géopotentiel,

$$\omega = \frac{dp}{dt},$$

F_p est le flux de masse,

F , S et K représentent respectivement le flux vertical, la diffusion horizontale et le terme de source de la vitesse (F_v , S_v et K_v), de l'enthalpie (F_h , S_h et K_h) et de l'humidité spécifiques (F_{qv} , S_{qv} et K_{qv}),

$\vec{\Omega}$ est le vecteur rotation de la Terre,

g est la constante de gravité,

R est la constante spécifique de l'air,

$$\kappa = \frac{R}{c_p},$$

c_p est la capacité thermique de l'air.

Annexe C

Liste des simulations

Toutes les simulations ALADIN-Climat ont été réalisées avec la version 5.1 du modèle et la physique "classique" (cf chapitre 2).

MED50-f

Modèle/technique : ALADIN-Climat

Forçage latéral : ERA-40

Période : 1958-2001

SST/couplage : SST ERA-40

Domaine : Méditerranée ; centré au point 14°E-39°N ; 128 x 80 points dans la zone C+I+E (grille MED50)

Résolution : 50 km

Pas de temps : 1350 s

Pilotage spectral : non

Réalisée par : Samuel Somot

Nom d'origine : MED50v3.4

MED50-c

Modèle/technique : ALADIN-Climat

Forçage latéral : ERA-40

Période : 1958-2001

SST/couplage :

Domaine : Méditerranée ; centré au point 14°E-39°N ; 128 x 80 points dans la zone C+I+E (grille MED50)

Résolution : 50 km

Pas de temps : 1350 s

Pilotage spectral : non

Réalisée par : Clotilde Dubois

Nom d'origine : NL11A

EU50

Modèle/technique : ALADIN-Climat

Forçage latéral : ARPEGE-Climat v5.1 ; grille basculée étirée à 50 km de résolution sur l'Europe (mediash_l31) ; ; dégradé à une résolution T63 ; forçage par les SST d'ERA-40 (nom d'origine de la simulation : FA2)

Période : 1979-2001

SST/couplage : SST ERA-40

Domaine : Europe ; centré au point 2°E-47°N ; 128 x 128 points dans la zone C+I+E (grille EUB50)

Résolution : 50 km

Pas de temps : 1350 s

Pilotage spectral : non

Réalisée par : Jeanne Colin

Nom d'origine : FL5 (FL1/FL7)

EU50-n

Modèle/technique : ALADIN-Climat

Forçage latéral : ARPEGE-Climat v5.1 ; grille basculée étirée à 50 km de résolution sur l'Europe (mediash_l31) ; dégradé à une résolution T63 ; forçage par les SST d'ERA-40 (nom d'origine de la simulation : FA2)

Période : 1979-2001

SST/couplage : SST ERA-40

Domaine : Europe ; centré au point 2°E-47°N ; 128 x 128 points dans la zone C+I+E (grille EUB50)

Résolution : 50 km

Pas de temps : 1350 s

Pilotage spectral : oui

Réalisée par : Jeanne Colin

Nom d'origine : FL6 (FL2/FL8) – FN2 (FN1/FN3)

FR50

Modèle/technique : ALADIN-Climat

Forçage latéral : ARPEGE-Climat v5.1 ; grille basculée étirée à 50 km de résolution sur l'Europe (mediash_l31) ; dégradé à une résolution T63 ; forçage par les SST d'ERA-40 (nom d'origine de la simulation : FA2)

Période : 1979-2001

SST/couplage : SST ERA-40

Domaine : France ; centré au point 2°E-47°N ; 64 x 64 points dans la zone C+I+E (grille FRB50)

Résolution : 50 km

Pas de temps : 1350 s

Pilotage spectral : non

Réalisée par : Jeanne Colin

Nom d'origine : FL4 (FL0/FL3)

FRA50_1350

Modèle/technique : ALADIN-Climat

Forçage latéral : ERA-40

Période : 1958-2001

SST/couplage : SST ERA-40

Domaine : France ; centré au point 2°E-47°N ; 64 x 64 points dans la zone C+I+E (grille FRB50)

Résolution : 50 km

Pas de temps : 1350 s
Pilotage spectral : non
Réalisée par : Jeanne Colin
Nom d'origine : FR2

FRA50_600

Modèle/technique : ALADIN-Climat
Forçage latéral : ERA-40
Période : 1958-2001
SST/couplage : SST ERA-40
Domaine : France; centré au point 2°E-47°N; 64 x 64 points dans la zone C+I+E (grille FRB50)
Résolution : 50 km
Pas de temps : 600 s
Pilotage spectral : non
Réalisée par : Jeanne Colin
Nom d'origine : FQ2

FRA12

Modèle/technique : ALADIN-Climat
Forçage latéral : ERA-40
Période : 1958-2001
SST/couplage : SST ERA-40
Domaine : France; centré au point 2°E-47°N; 180 x 180 points dans la zone C+I+E (grille FRB12)
Résolution : 12.5 km
Pas de temps : 600 s
Pilotage spectral : non
Réalisée par : Jeanne Colin
Nom d'origine : FR1/FR7

DSCLIM

Modèle/technique : DSCLIM
Forçage latéral : ERA-40
Période : 1981-2000
Domaine : France (grille SAFRAN)
Résolution : 8 km
Réalisée par : Emilia Sanchez-Gomez
Nom d'origine : DSCLIM_ERA40

FRA12-ens

Modèle/technique : ALADIN-Climat
Forçage latéral : ERA-40
Période : 1958-2001
SST/couplage : SST ERA-40
Domaine :
Résolution : 12.5 km

Pilotage spectral : non
Réalisée par : Jeanne Colin
Nom d'origine : FRR

control-ALD

Modèle/technique : ALADIN-Climat
Forçage latéral : ARPEGE-Climat v.4; grille basculée étirée à 50 km de résolution sur l'Europe (mediash_l31); forcée par les SST d'une simulation globale couplée CMIP3 (ARPEGE-Climat.v3/OPA) corrigées mensuellement vers les valeurs d'ERA-40
Période : 1971-2000 (après spin-up de 3 ans)
SST/couplage : Mêmes SST que dans le forçage latéral
Domaine : France; centré au point 2°E-47°N; 180 x 180 points dans la zone C+I+E (grille FRB12)
Résolution : 12.5 km
Pas de temps : 600 s
Pilotage spectral : non
Réalisée par : Jeanne Colin
Nom d'origine : SN0

proj-ALD

Modèle/technique : ALADIN-Climat
Forçage latéral : ARPEGE-Climat v.4; grille basculée étirée à 50 km de résolution sur l'Europe (mediash_l31); forcée par les SST d'une simulation globale couplée CMIP3 (ARPEGE-Climat.v3/OPA)
Période : 2071-2100 (après spin-up de 3 ans)
SST/couplage : Mêmes SST que dans le forçage latéral
Scénario d'émission de gaz à effet de serre : A1B
Domaine : France; centré au point 2°E-47°N; 180 x 180 points dans la zone C+I+E (grille FRB12)
Résolution : 12.5 km
Pas de temps : 600 s
Pilotage spectral : non
Réalisée par : Jeanne Colin
Nom d'origine : SN1

control-DSCLIM

Modèle/technique : DSCLIM
Forçage : ARPEGE-Climat v.4; grille basculée étirée à 50 km de résolution sur l'Europe (mediash_l31); forcée par les SST d'une simulation globale couplée CMIP3 (ARPEGE-Climat.v3/OPA) corrigées mensuellement vers les valeurs d'ERA-40
Période : 1971-2000
Domaine : France (grille SAFRAN)
Résolution : 8 km
Réalisée par : Emilia Sanchez-Gomez et Christian Pagé
Nom d'origine : DSCLIM_EB9

proj-DSCLIM

Modèle/technique : DSCLIM

Forçage latéral : ARPEGE-Climat v.4; grille basculée étirée à 50 km de résolution sur l'Europe (mediash_l31); forcée par les SST d'une simulation globale couplée CMIP3 (ARPEGE-Climat.v3/OPA)

Période : 2071-2100

Scénario d'émission de gaz à effet de serre : A1B

Domaine : France (grille SAFRAN)

Résolution : 8 km

Réalisée par : Emilia Sanchez-Gomez et Christian Pagé

Nom d'origine : DSCLIM_EE1

Annexe D

Liste de dates de références des épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE)

15	septembre	1960	04	novembre	1964
30	septembre	1960	06	novembre	1964
03	octobre	1960	08	novembre	1964
05	octobre	1960	24	septembre	1965
20	octobre	1960	25	septembre	1965
22	octobre	1960	10	octobre	1965
23	octobre	1960	15	octobre	1965
29	septembre	1961	22	octobre	1965
05	octobre	1961	25	octobre	1965
06	octobre	1961	27	septembre	1966
11	novembre	1961	04	octobre	1966
21	novembre	1961	08	novembre	1966
22	novembre	1961	20	novembre	1967
11	octobre	1962	02	septembre	1968
12	octobre	1962	13	septembre	1968
03	novembre	1962	14	septembre	1968
04	novembre	1962	08	octobre	1968
07	novembre	1962	31	octobre	1968
10	septembre	1963	01	novembre	1968
11	septembre	1963	28	novembre	1968
13	septembre	1963	29	novembre	1968
30	octobre	1963	07	décembre	1968
31	octobre	1963	30	septembre	1969
02	novembre	1963	13	octobre	1969
05	novembre	1963	18	octobre	1969
04	septembre	1964	15	septembre	1970
05	septembre	1964	07	octobre	1970
30	septembre	1964	08	octobre	1970
01	octobre	1964	10	octobre	1970

**Annexe D : Liste de dates de références des épisodes de pluies intenses dans
le Sud-Est de la France (HPE)**

258

11	octobre	1970	21	septembre	1980
18	novembre	1970	16	octobre	1980
19	septembre	1971	25	septembre	1981
21	septembre	1971	26	septembre	1981
12	octobre	1971	05	septembre	1982
09	novembre	1971	20	septembre	1982
03	décembre	1971	06	novembre	1982
04	septembre	1972	07	novembre	1982
11	octobre	1972	08	novembre	1982
27	décembre	1972	26	novembre	1982
28	décembre	1972	14	octobre	1983
20	septembre	1973	29	septembre	1984
02	octobre	1973	05	novembre	1984
13	octobre	1973	30	novembre	1984
20	décembre	1973	25	octobre	1985
23	décembre	1973	26	octobre	1985
24	décembre	1973	24	septembre	1986
16	septembre	1974	13	octobre	1986
14	septembre	1975	14	octobre	1986
20	novembre	1975	13	novembre	1986
11	septembre	1976	03	octobre	1987
12	septembre	1976	04	octobre	1987
23	septembre	1976	05	octobre	1987
02	octobre	1976	09	octobre	1987
25	octobre	1976	10	octobre	1987
09	novembre	1976	29	octobre	1987
31	décembre	1976	04	décembre	1987
05	octobre	1977	02	octobre	1988
18	octobre	1977	03	octobre	1988
19	octobre	1977	11	octobre	1988
21	octobre	1977	08	novembre	1988
22	octobre	1977	09	novembre	1988
23	octobre	1977	12	novembre	1988
26	octobre	1977	19	septembre	1989
07	décembre	1977	02	novembre	1989
06	octobre	1979	03	novembre	1989
10	octobre	1979	20	novembre	1989
13	octobre	1979	30	septembre	1990
16	octobre	1979	12	octobre	1990
25	octobre	1979	23	octobre	1990
26	octobre	1979	01	décembre	1991
16	décembre	1979	02	décembre	1991
20	septembre	1980	21	septembre	1992

22	septembre	1992	17	octobre	1999
26	septembre	1992	20	octobre	1999
04	octobre	1992	12	novembre	1999
09	septembre	1993	19	septembre	2000
13	septembre	1993	28	septembre	2000
22	septembre	1993	29	septembre	2000
23	septembre	1993	13	octobre	2000
05	octobre	1993	23	novembre	2000
01	novembre	1993	08	décembre	2000
12	septembre	1994	22	décembre	2000
22	septembre	1994	24	décembre	2000
23	septembre	1994			
19	octobre	1994			
20	octobre	1994			
03	novembre	1994			
04	novembre	1994			
05	novembre	1994			
12	septembre	1995			
18	septembre	1995			
03	octobre	1995			
04	octobre	1995			
13	octobre	1995			
14	octobre	1995			
25	novembre	1995			
08	décembre	1995			
16	décembre	1995			
19	septembre	1996			
14	octobre	1996			
11	novembre	1996			
12	novembre	1996			
06	décembre	1996			
07	décembre	1996			
08	décembre	1996			
06	octobre	1997			
04	novembre	1997			
05	novembre	1997			
16	décembre	1997			
17	décembre	1997			
18	décembre	1997			
07	septembre	1998			
31	décembre	1998			
19	septembre	1999			
25	septembre	1999			

Annexe E

Sensibilité des scores de « détection » à l'ajout d'une condition sur la distance devant séparer les deux points répondant au critère de dépassement « absolu » dans la définition des HPE

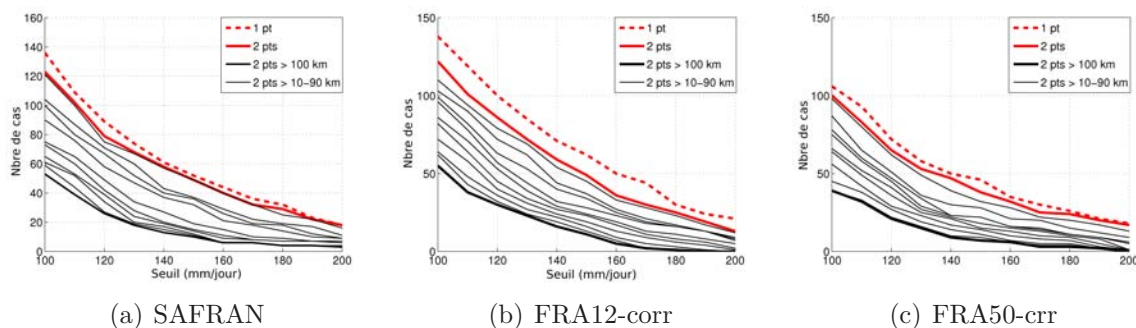


FIG. E.1 – Sensibilité du nombre d'HPE définis à l'ajout d'une condition sur la distance devant séparer les deux points répondant au critère de dépassement « absolu » dans la définition des HPE : nombre d'HPE définis pour une distance variant de 0 à 100 km (de 10 km en 10 km) selon la valeur du seuil de dépassement. En trait rouge pointillé : nombre d'HPE obtenus en prenant un seul point ; en trait rouge : nombre d'HPE obtenus en prenant deux points (sans condition de distance entre les deux) ; en traits noirs fin : nombre d'HPE obtenus en prenant deux points, distant de 10 km à 90 km ; en trait noir épais : nombre d'HPE obtenus en prenant deux points distants de 100 km. (a) : Résultats obtenus en appliquant le critère de définition à SAFRAN sur la période 1960-1980. (b) : Résultats obtenus en appliquant le critère de définition à FRA12-corr (1960-1980). (c) : Résultats obtenus en appliquant le critère de définition à FRA50-corr (1960-1980).

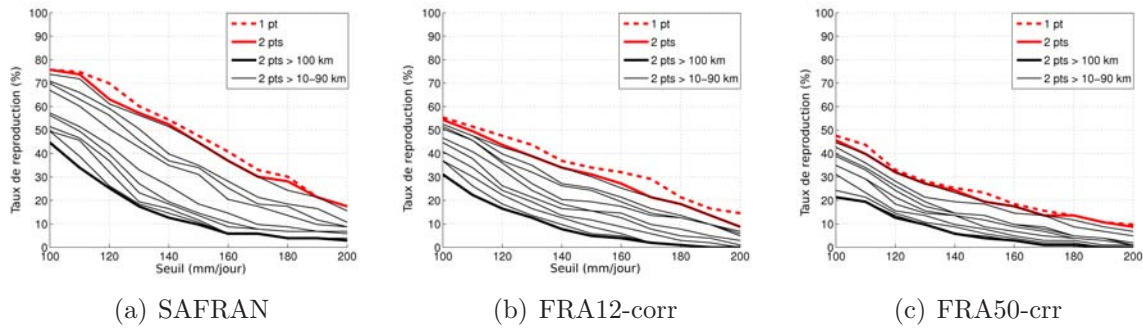


FIG. E.2 – Identique à E.1 pour le taux de reproduction (%) des HPE observés sur la période 1960-1980.

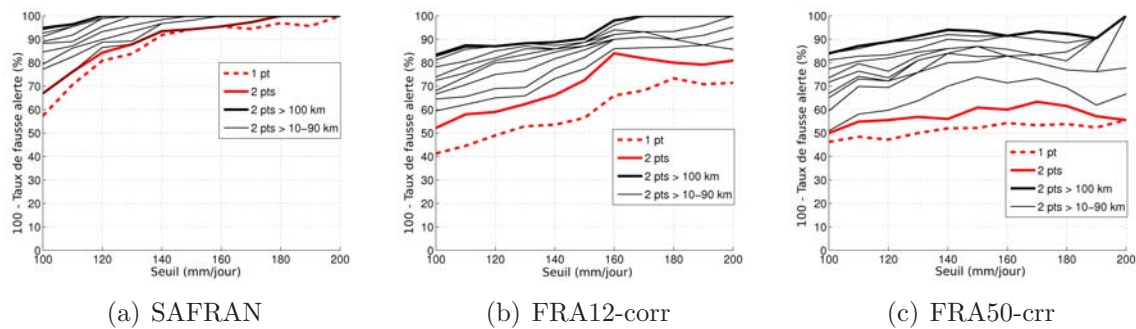
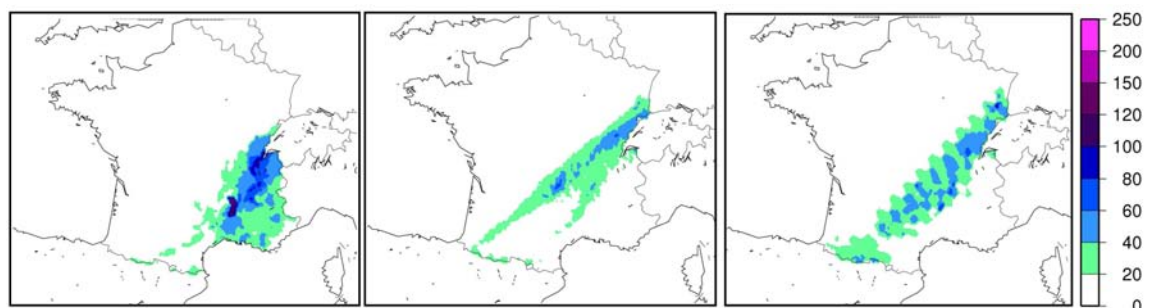


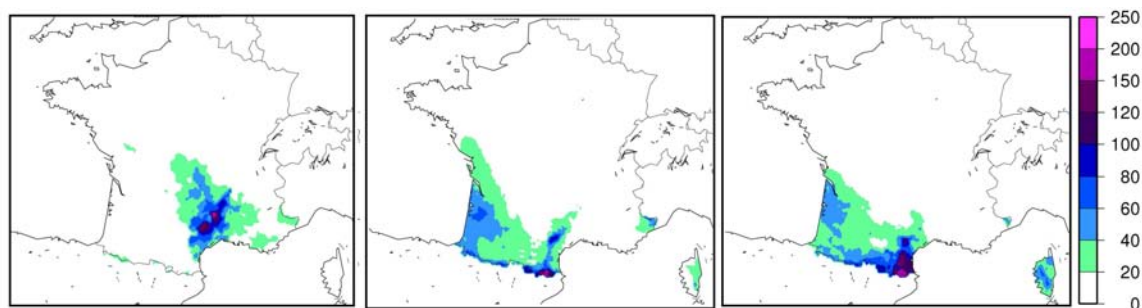
FIG. E.3 – Identique à E.1 pour le taux de « bonne alerte » (100 - taux de fausse alerte) (%) des HPE simulés sur la période 1960-1980.

Annexe F

Evénements de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France pour l'année 1994 : champs de pluies SAFRAN, FRA12-corr et FRA50-corr des cas observés et simulés

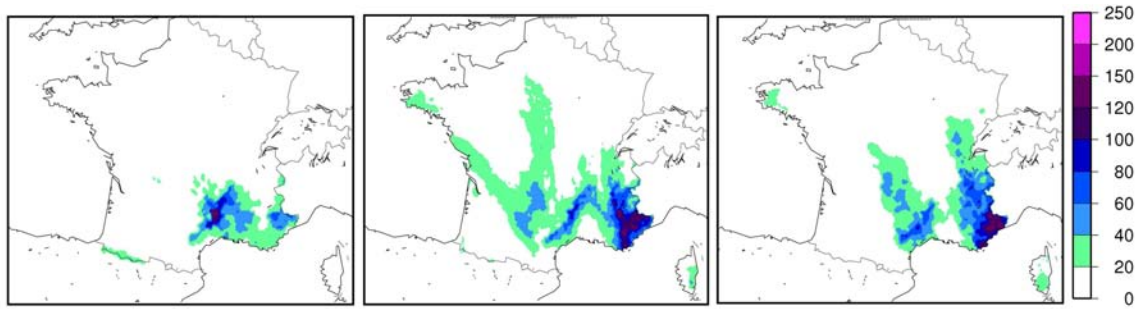


(a) 12 septembre 1994 (HPE non-reproduit)

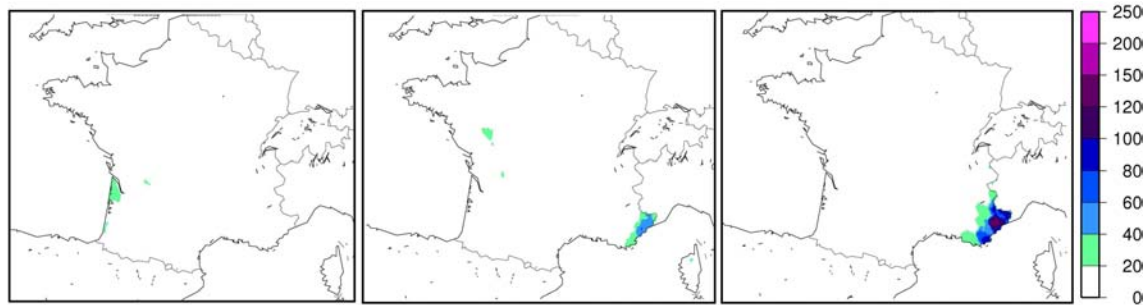


(b) 22 septembre 1994 (HPE reproduit par FRA12-corr et FRA50-corr)

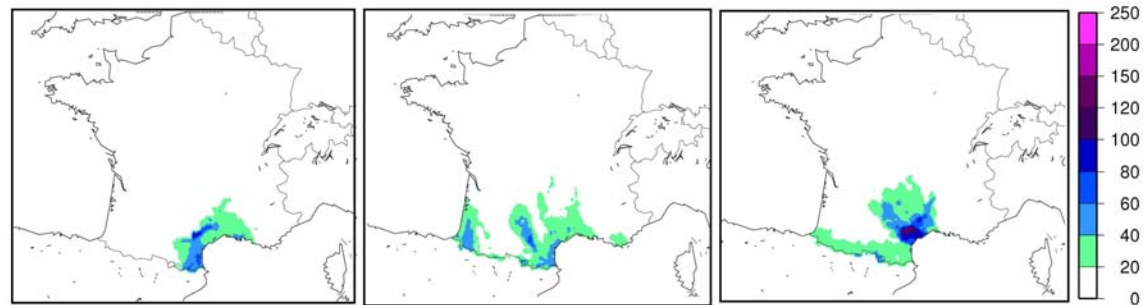
FIG. F.1 – Précipitations quotidiennes (mm/jour) observées dans SAFRAN (à gauche) et simulées par FRA12-corr (au centre) et FRA50-corr (à droite) lors des HPE observés et/ou simulés par FRA12-corr et/ou FRA50-corr, les HPE simulés étant définis avec un seuil de dépassement de précipitation égal à 110 mm/jour.



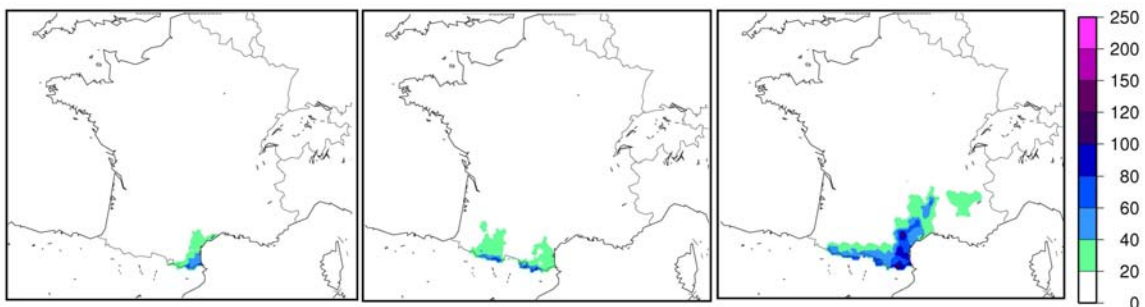
(a) 23 septembre 1994 (HPE reproduit par FRA12-corr et FRA50-corr)



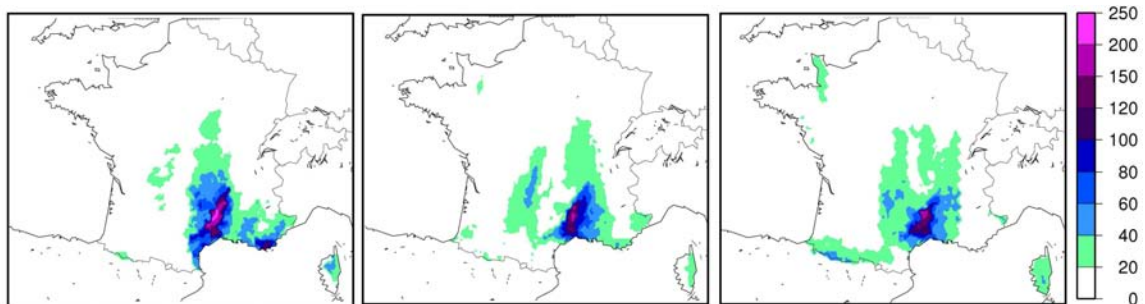
(b) 26 septembre 1994 (Fausse alerte de FRA50-corr)



(c) 29 septembre 1994 (Fausse alerte de FRA50-corr)

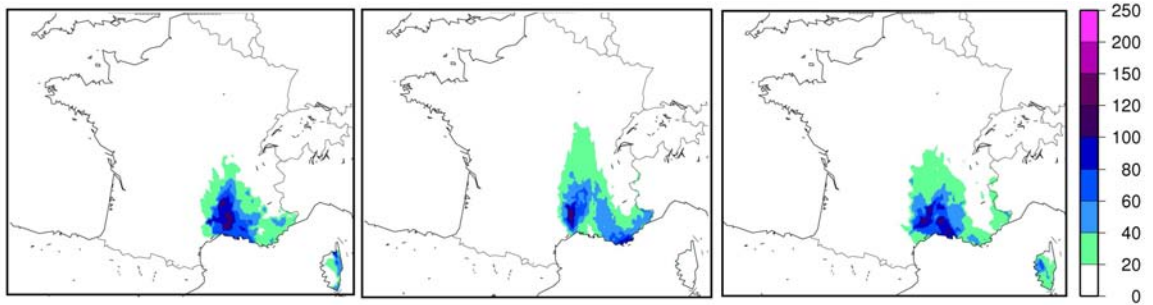


(d) 10 octobre 1994 (Fausse alerte de FRA50-corr)

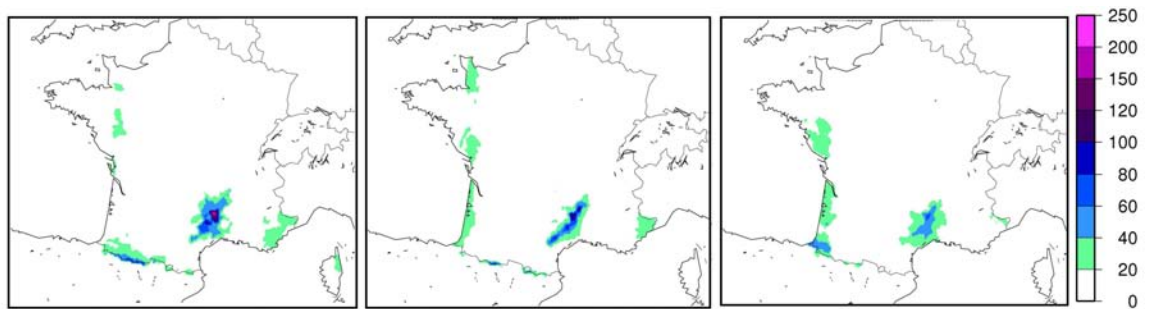


(e) 19 octobre 1994 (HPE reproduit par FRA12-corr et FRA50-corr)

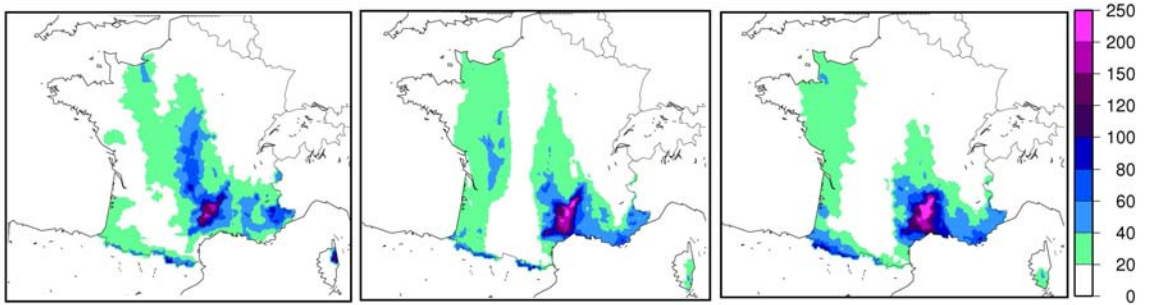
FIG. F.2 – Suite de la figure F.1.



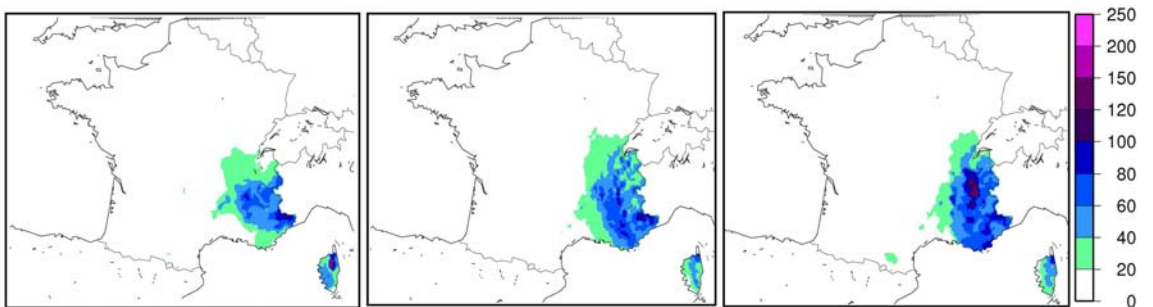
(a) 20 octobre 1994 (HPE reproduit par FRA12-corr et FRA50-corr)



(b) 03 novembre 1994 (HPE reproduit par FRA12-corr seulement)



(c) 04 novembre 1994 (HPE reproduit par FRA12-corr et FRA50-corr)



(d) 05 novembre 1994 (HPE reproduit par FRA12-corr et FRA50-corr)

FIG. F.3 – Suite de la figure F.2.

Annexe G

Validation des simulations de contrôle des scénarios de changement climatique

Cette annexe présente la validation des simulations de contrôle (1971-2000) du scénario global Scen-GLO et des descentes d'échelle de ce scénario réalisées avec ALADIN-Climat (Scen-ALD) et DSCLIM (Scen-DSCLIM) étudiées au chapitre 5.

Le commentaire général des figures de cette annexe est donné à la section 5.2.

G.1 Températures

Pour la température à deux mètres, on ne considère que les moyennes de la simulation de contrôle ALADIN-Climat (Control-ALD) (figure G.1).

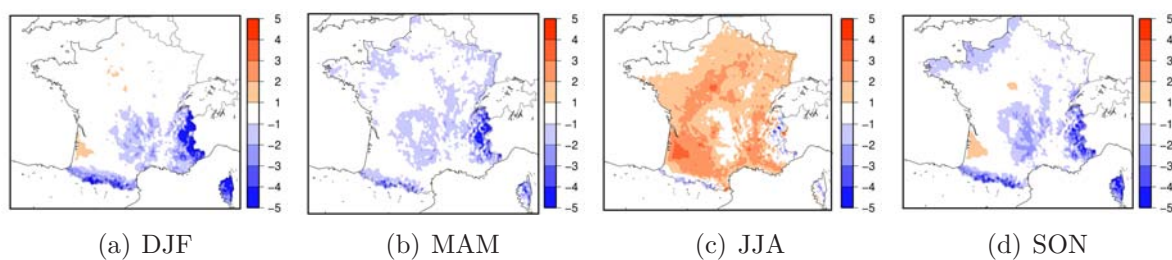


FIG. G.1 – Moyennes saisonnières de température à 2 mètres dans Control-ALD : différences à SAFRAN (°C).

G.2 Précipitations

Moyennes saisonnières

Les figures G.2, G.3 et G.4 présentent les différences à SAFRAN des moyennes saisonnières de précipitations de Control-GLO, Control-ALD et Control-DSCLIM.

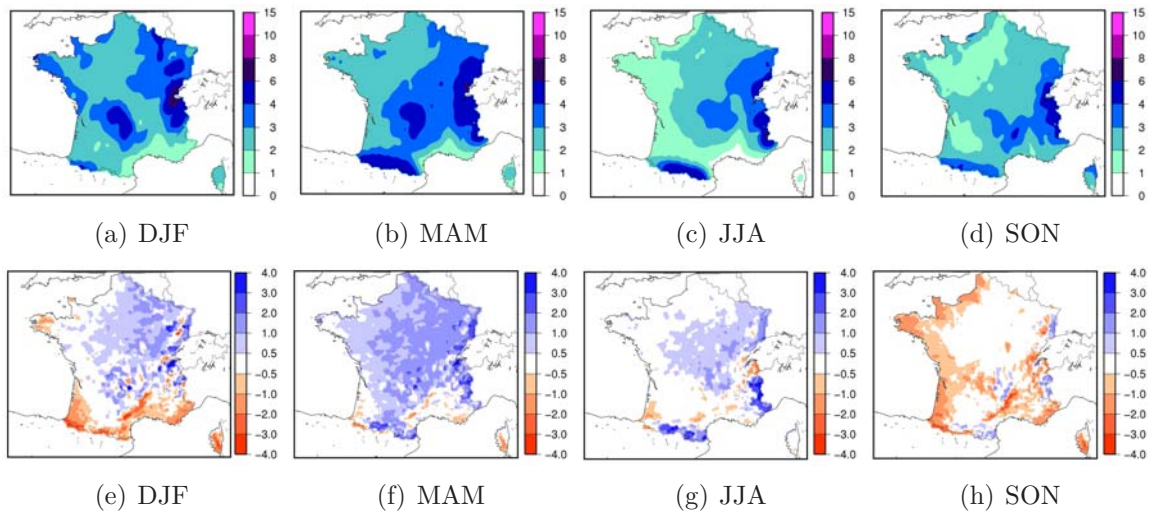


FIG. G.2 – Moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) dans Control-GLO (en haut) et différences à SAFRAN (mm/jour) (en bas).

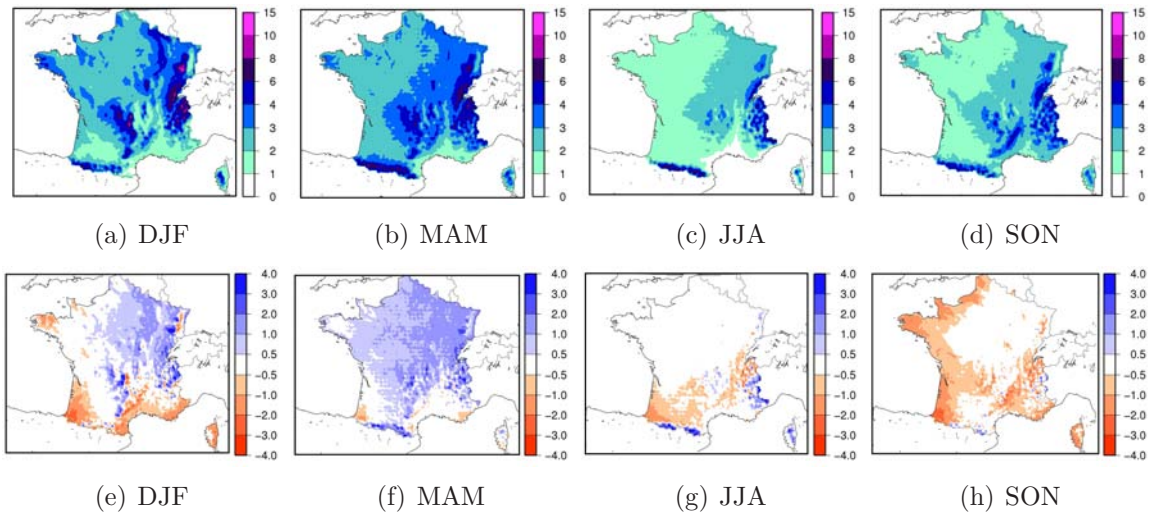


FIG. G.3 – Identique à G.2 pour Control-ALD.

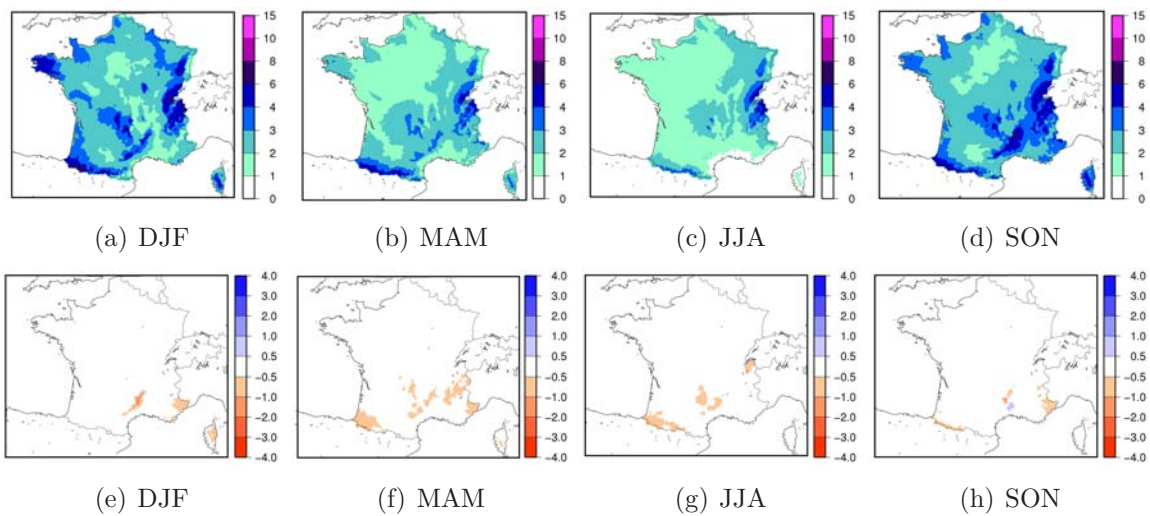


FIG. G.4 – Identique à G.2 pour Control-DSCLIM.

Jours sans pluie

En un point donné, un jour est considéré comme sec si le cumul quotidien de pluie est inférieur à 1 mm/jour. Les figures G.5, G.6, G.7 et G.8 montrent les cartes de nombres de jours secs observés dans SAFRAN et simulés par Control-ALD (sans correction quantile-quantile) et Control-DSCLIM pour chacune des quatre saisons.

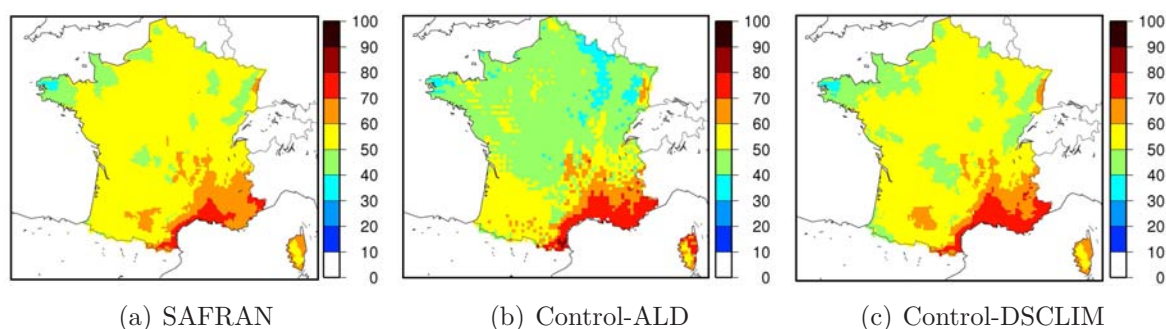


FIG. G.5 – Nombre moyen de jours secs (précipitation quotidienne inférieure à 1 mm/jour) observés et simulés en hiver (DJF) sur la période 1971-2000. (a) : SAFRAN. (b) : (b) : control-ALD. (c) : control-DSCLIM.

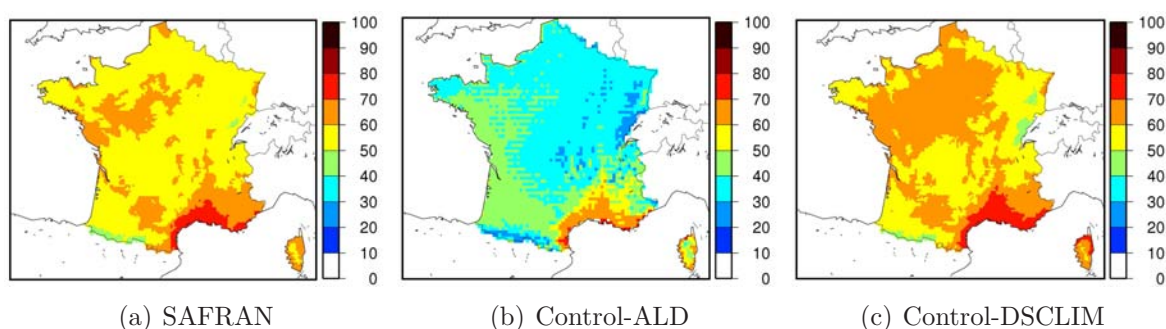


FIG. G.6 – Identique à G.5 pour le printemps (MAM).

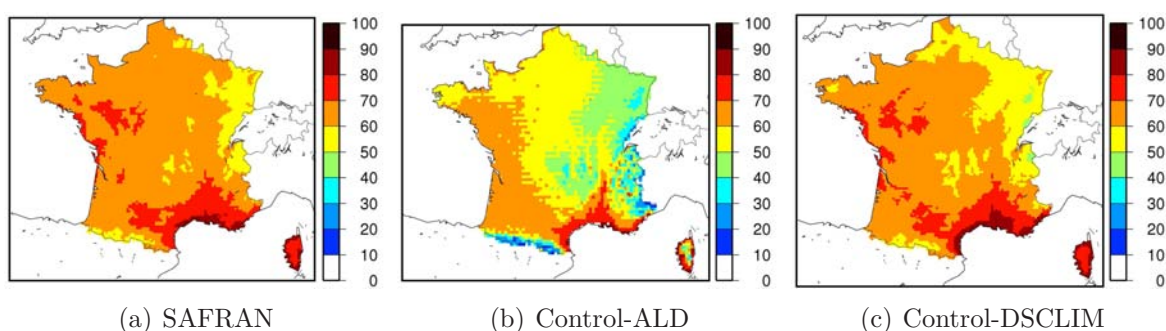


FIG. G.7 – Identique à G.6 pour l'été (JJA).

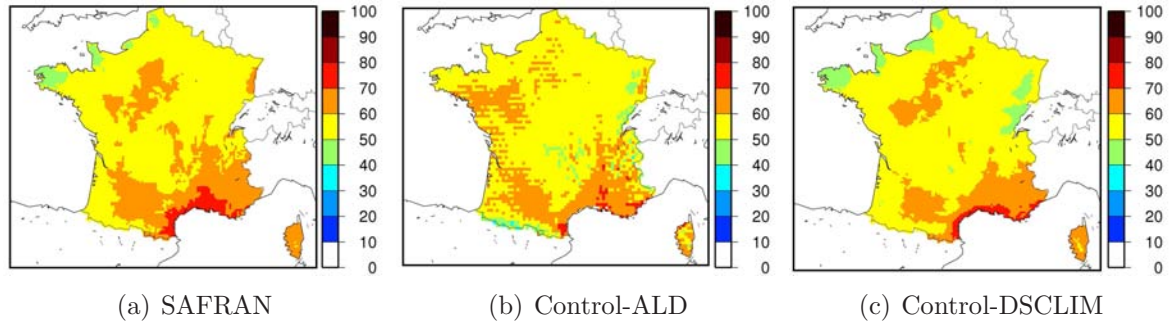


FIG. G.8 – Identique à G.7 pour l'automne (SON).

Précipitations intenses

Pour la validation des précipitations intenses simulées tout au long de l'année, on se limite à l'examen des quantiles d'ordre 99% observés dans SAFRAN et simulés par Control-ALD et Control-DSCLIM pour chacune des 4 saisons (figures G.9, G.10, G.11 et G.12).

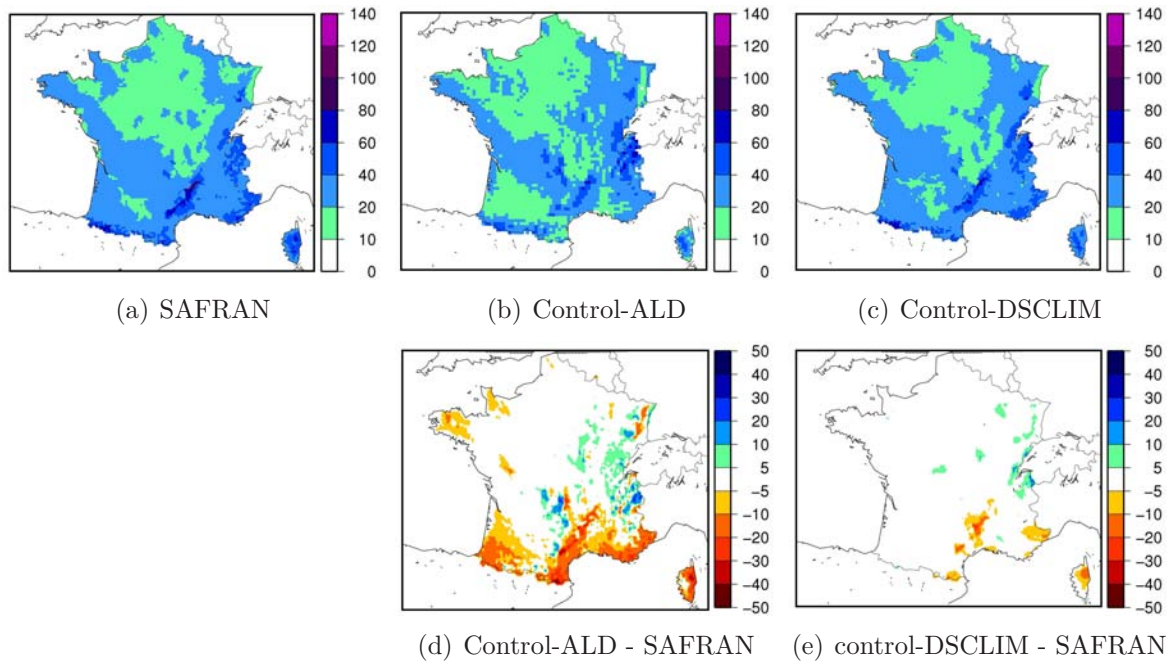


FIG. G.9 – Quantile de précipitation quotidiennes d'hiver (DJF) d'ordre 0.99 (mm/jour) observé et simulé sur la période 1971-2000. (a) : SAFRAN. (b) : control-ALD. (c) : control-DSCLIM. (d) : Différence control-ALD à SAFRAN. (e) : Différence control-DSCLIM à SAFRAN.

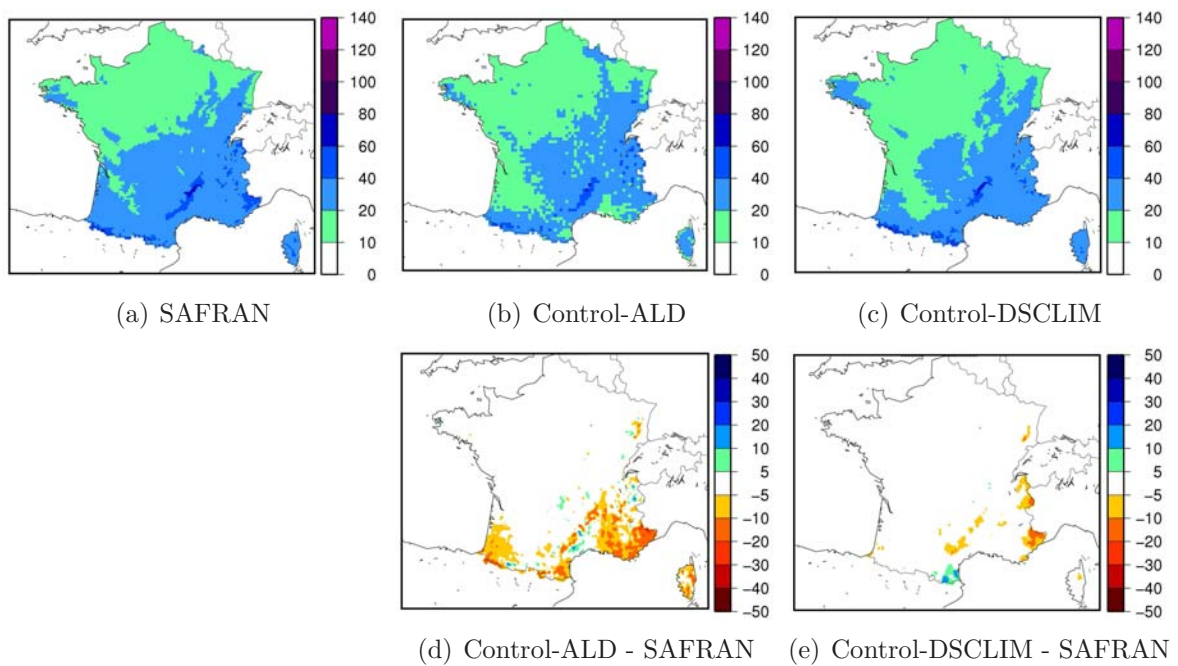


FIG. G.10 – Identique à G.9 pour le printemps (MAM).

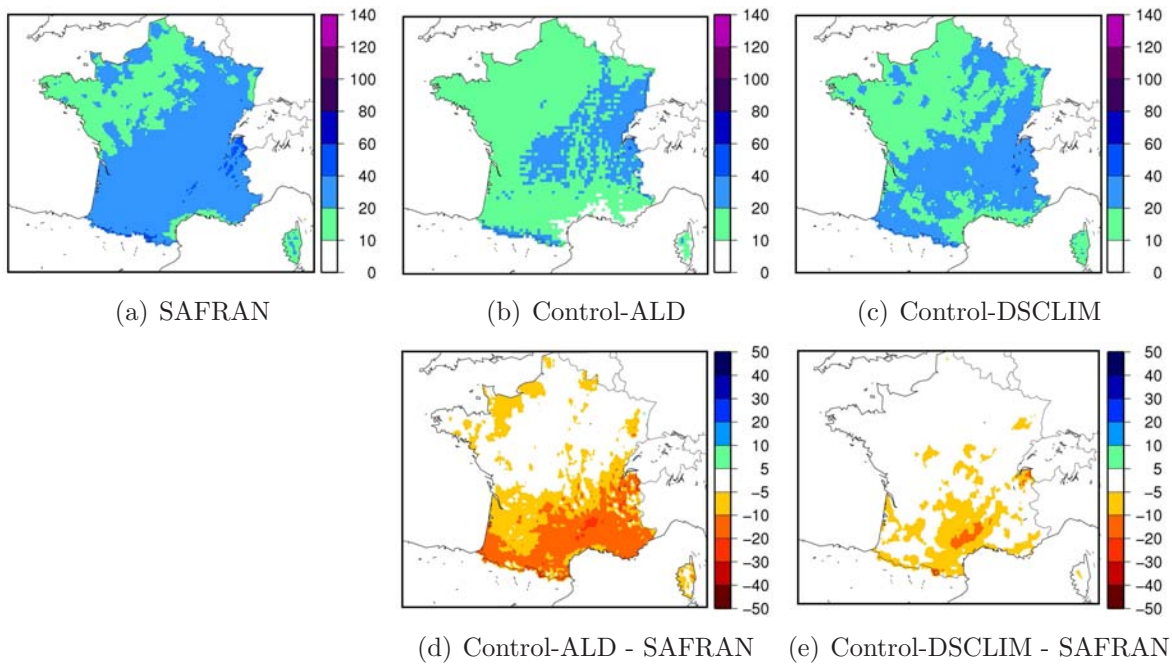


FIG. G.11 – Identique à G.10 pour l'été (JJA).

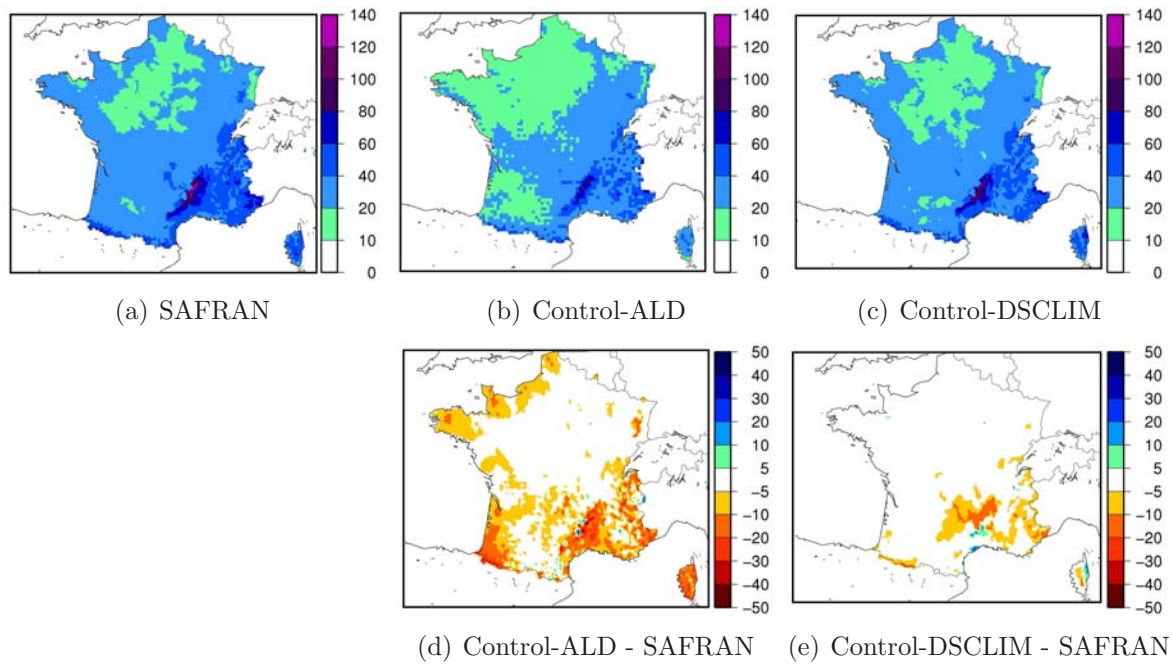


FIG. G.12 – Identique à G.11 pour l'été (SON).

Les figures G.13, G.14, G.15 et G.16 présentent respectivement les quantiles d'automne étendu (SOND) d'ordre 99.2%, 99.6%, 99.8% et 99.9% observés dans SAFRAN et simulés par Control-ALD et Control-DSCLIM

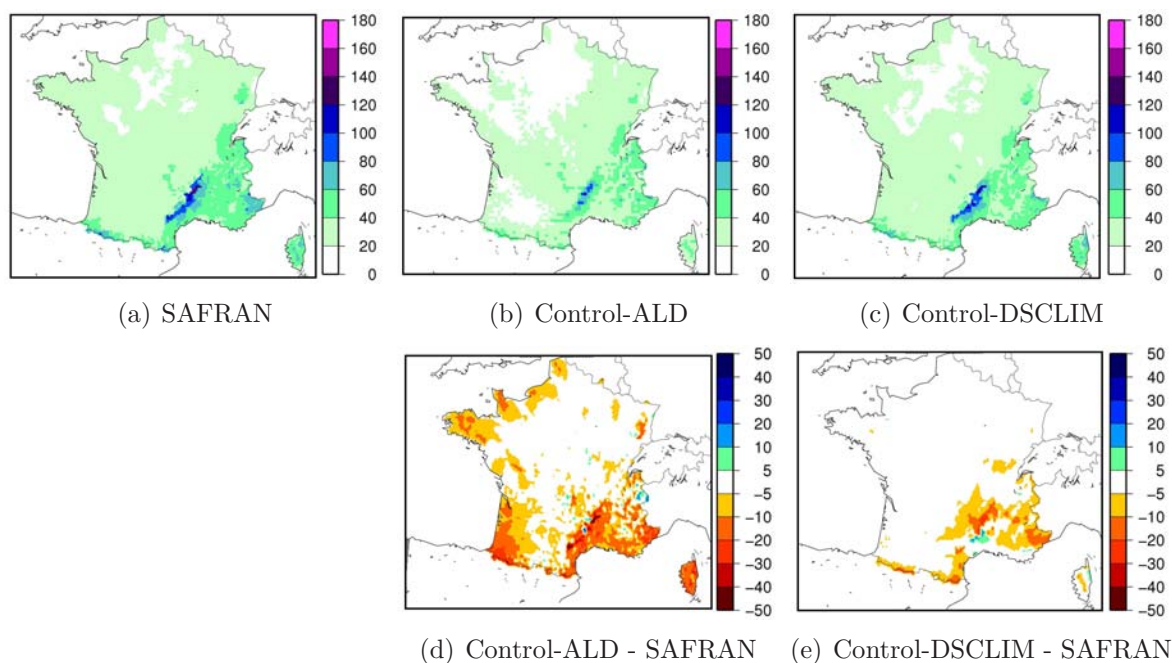


FIG. G.13 – Quantile d'ordre 0.992 des précipitation quotidiennes d'automne (SOND) (mm/jour) observé et simulé sur la période 1971-2000. (a) : SAFRAN. (b) : control-ALD. (c) : control-DSCLIM. (d) : (b) - (a). (e) : (c) - (a).

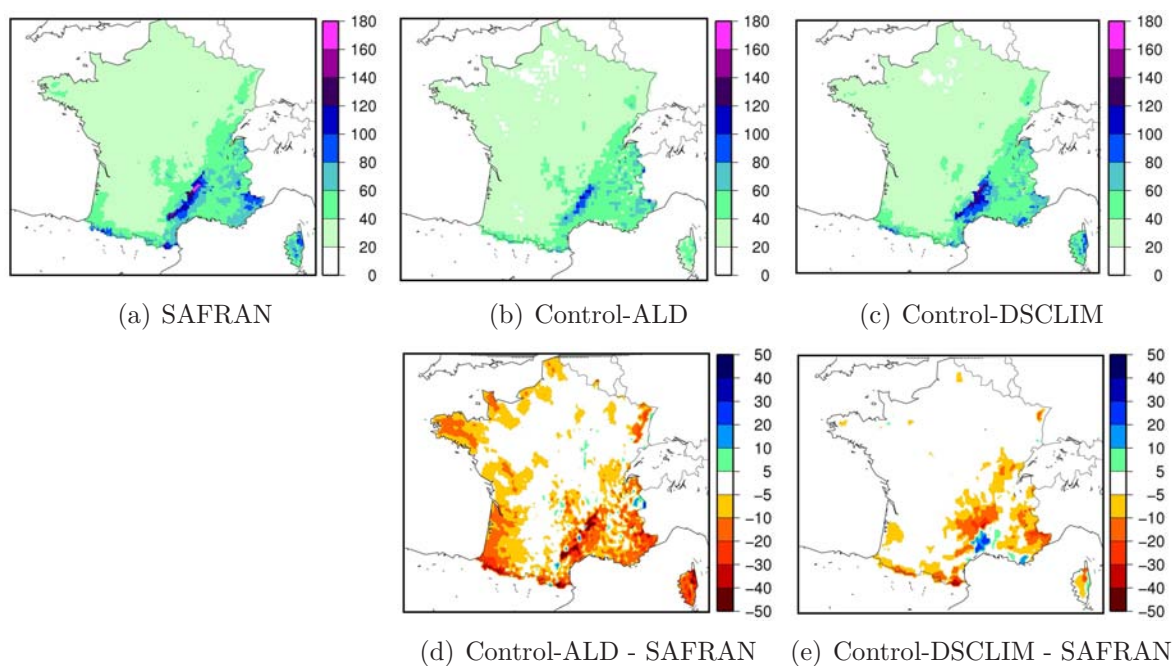


FIG. G.14 – Identique à G.13 pour le quantile d'ordre 0.996.

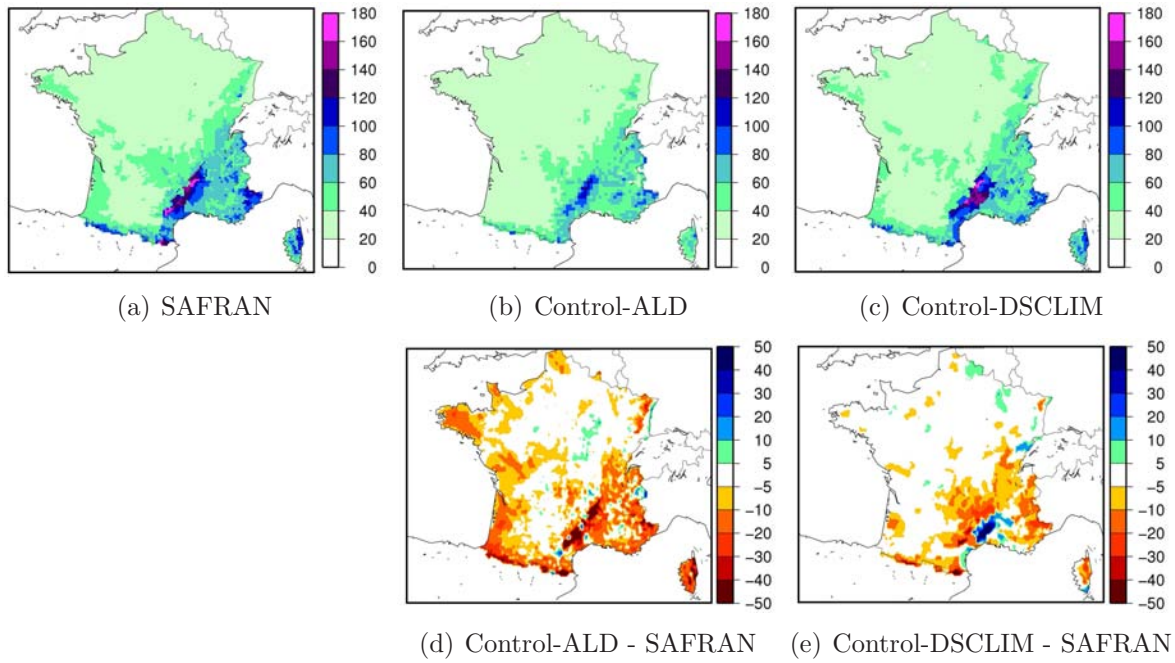


FIG. G.15 – Identique à G.14 pour le quantile d'ordre 0.998.

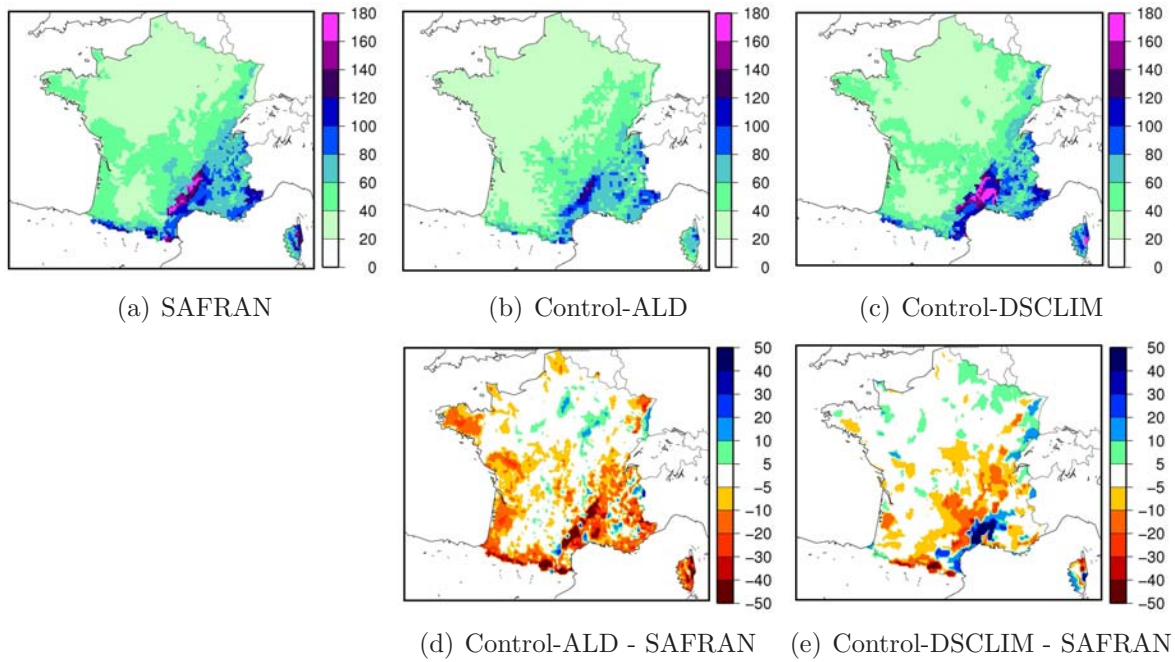


FIG. G.16 – Identique à G.15 pour le quantile d'ordre 0.999.

G.3 Episodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (HPE)

Pour la définition des HPE dans les simulations et dans SAFRAN, on retient le critère de dépassement « absolu » en mm/jour (voir chapitres 4 et 5). Pour la simulation ALADIN-Climat, l'application de ce critère se fait donc après correction quantile-quantile. La figure G.17 indique le nombre d'événements ainsi discriminés sur l'ensemble de la région Sud-Est dans SAFRAN, Control-ALD et Control-DSCLIM, pour des valeurs de seuil variant de 100 mm/jour à 200 mm/jour.

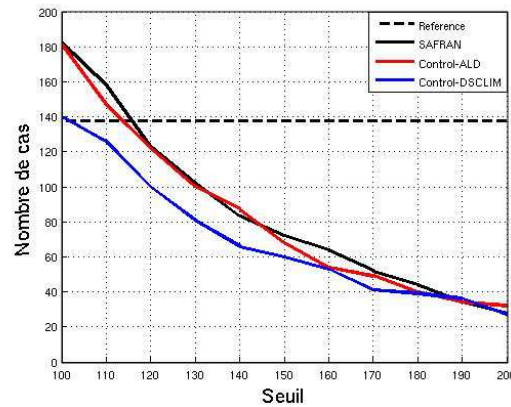


FIG. G.17 – Nombre d'HPE observés et simulés sur la période 1971-2000 selon la valeur du seuil de dépassement de précipitations quotidiennes (dans les simulations et dans SAFRAN les événements sont sélectionnés selon le critère « absolu » décrit à la section 4.5). En trait tiretés noir : valeur de la climatologie de référence des HPE. En trait plein noir : SAFRAN. En trait bleu : control-DSCLIM. En trait rouge : control-ALD après correction quantile-quantile (Control-ALD-corr)

Les figures G.18.a, G.18.b et G.18.c précisent le nombre d'événements observés et simulés par sous-région (Cévennes, Languedoc-Roussillon et P.A.C.A. – voir chapitre 4 pour la définition des sous-régions).

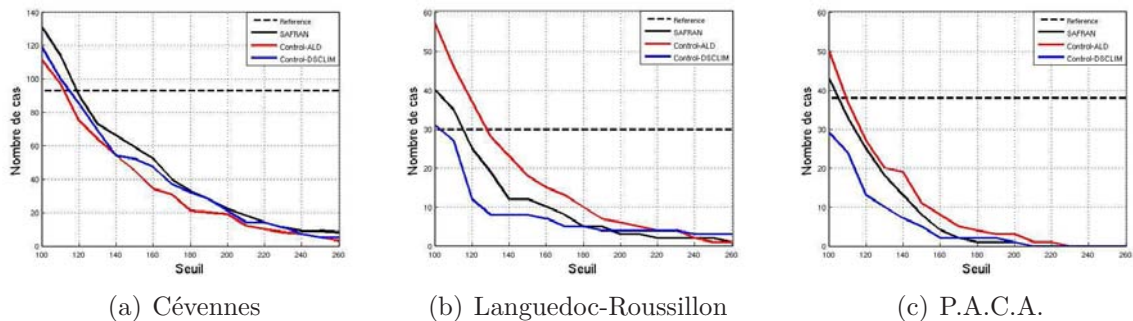


FIG. G.18 – Identique à G.17 pour les trois sous-régions : Cévennes (a), Languedoc-Roussillon (b) et P.A.C.A (c).

Enfin, les figures G.19, G.19 et G.19 présentent les composites de précipitations observées (SAFRAN) et simulées (Control-ALD et Control-DSCLIM) pour les HPE observés et simulés dans chacune des trois sous-régions, les HPE simulés étant définis avec un seuil de

dépassement de 110 mm.jour.

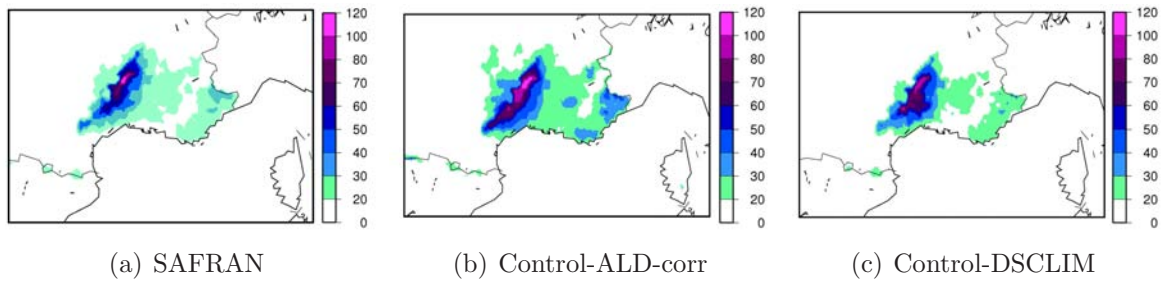


FIG. G.19 – Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) lors des HPE observés et simulés sur les Cévennes (les HPE simulés sont définis avec un seuil de dépassement de 110 mm/jour). (a) : Composite SAFRAN des HPE observés. (b) : Composite des HPE simulés par control-ALD-corr (après correction en quantile). (c) : Composite des HPE simulés par control-DSCLIM.

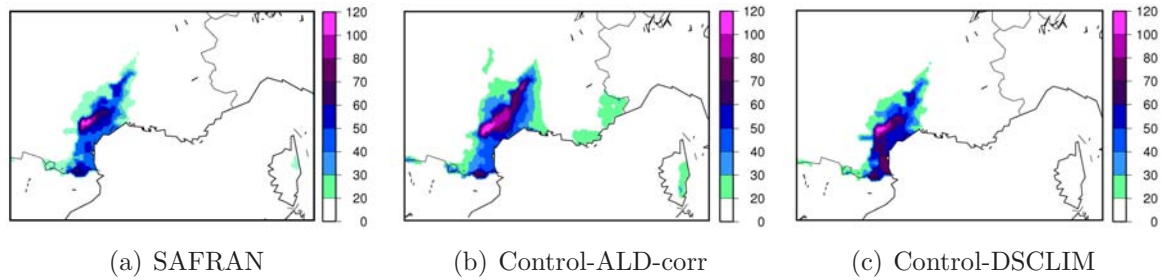


FIG. G.20 – Identique à G.19 pour le Languedoc-Roussillon.

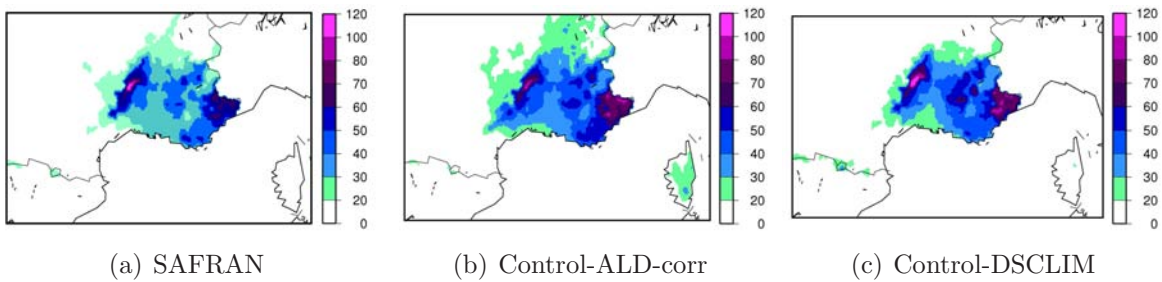


FIG. G.21 – Identique à G.20 pour P.A.C.A.

Table des figures

1.1	<i>Pluviométrie en France : moyennes et extrêmes. (a) : Nombre moyen de jours de pluies (cumul quotidien supérieur à 1 mm) sur la période 1971-2000. (b) : Cumuls annuels moyen (mm) sur la période 1971-2000. (c) : Nombre de jours où la précipitation quotidienne excède 200 mm/jour. (Cartes mises à disposition par Météo-France sur le site : http://pluiesextremes.meteo.fr)</i>	2
1.2	<i>Photographies des catastrophes de Nîmes les 2 et 3 octobre 1988 (a) et de Vaison-la-Romaine, les 22 et 23 septembre 1992 (b). (Sources : Ville de Nîmes (a), et Blancher (2008) (b).</i>	3
1.3	<i>Cumuls de précipitations enregistrés lors des catastrophes de Vaison-la-Romaine (22 et 23 septembre 1992) et du Gard (8 et 9 septembre 2002). (a) : Cumuls observés sur le Vaucluse entre le 22 septembre 1992 6 H UTC et le 23 septembre 1992 6 H UTC. (b) : Cumuls horaire le 8 septembre 2002 à la station de Cardet, près d'Anduze (Gard). (Cartes mises à disposition par Météo-France sur le site : http://pluiesextremes.meteo.fr)</i>	4
1.4	<i>(a) : Distribution mensuelle (nombre de jours et fréquence) des jours de fortes pluies (cumuls supérieurs à 150 mm/j) dans le Sud-Est de la France pour la période 1976-2006 (figure extraite de Boudevillain et al. (2009)). (b) : Schéma conceptuel des situations de grande-échelle propices aux épisodes méditerranéens de pluie intense (Figure mise à disposition par Météo-France sur le site : http://pluiesextremes.meteo.fr). Les figures (1) et (2) correspondent aux deux principaux composites de situations associées aux HPE, tels que définis par la méthode « CYPRIM » détaillée en 1.2.3 et</i>	4
1.5	<i>Situations synoptiques associées aux événements de pluies intenses en Méditerranée : géopotentiels à 500 hPa (isolignes); flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleur) ($g.m.kg^{-1}.s^{-1}$); vent horizontal à 925 hPa (flèches bleues). (Figure extraite de Boudevillain et al. (2009)).</i>	5
1.6	<i>Schémas conceptuels des différents mécanismes et ingrédients météorologiques expliquant la formation et le caractère stationnaire de l'épisode de pluie intense des Cévennes (13 – 14 octobre 1995) et des catastrophes du Gard (8 – 9 septembre 2002) et de l'Aude (12-13 novembre 1999). (Figure extraite de Ducrocq et al. (2008), reprise dans Ricard et al. (2009))</i>	6

1.7	<i>Figure extraite de Groisman et al. (2005). Légende des auteurs : Régions où une augmentation disproportionnée des pluies intenses et très intenses au cours des dernières décennies a été documentée et comparée à la tendance de la précipitation en moyenne annuelle et/ou saisonnière (mise à jour de la figure de Easterling et al. (2000)). Les signes + (respectivement -) indiquent les zones où l'augmentation (respectivement la diminution) des précipitations intenses est significative alors que l'évolution de la précipitation est moindre, ou non significative. Les seuils définissant les précipitations extrêmes varient selon les saisons et les régions, mais l'augmentation des fréquences d'événements de pluies intenses est toujours supérieure au cumul total de pluie, et dans certaines régions, une intensification des pluies extrêmes a été observé alors que l'on n'a observé aucune augmentation, ou même une diminution, de la précipitation totale. (Les zones grisées correspondent aux résultats de Groisman et al. (2005))</i>	8
1.8	<i>Evolution du nombre d'événements de précipitations intenses dans le Sud-Est de la France sur la période 1958-2007 (figure de V. Jacq, communication personnelle, S. Somot (2011)). (a) : Nombre de jours annuel où l'on a relevé en au moins un point de mesure de la zone représentée en (b) un cumul quotidien supérieur à 100 mm (bleu), 150 mm (saumon), et 190 mm (rouge).</i>	8
1.9	<i>Figure extraite de Frei et al. (2006) : Précipitation quotidienne de durée de retour 5 ans en automne (SON) dans la région alpine : valeurs observées dans la climatologie de Frei et al. (2003) et simulées par un ensemble de modèles régionaux de climat à 50 km de résolution, forcés par le GCM HADAM3H sur la période (1971-1990), dans le cadre du projet PRUDENCE.</i>	19
2.1	<i>Projection Lambert tangente</i>	28
2.2	<i>Domaine d'intégration dans ALADIN-Climat.</i>	29
2.3	<i>Profils du coefficient de rappel α : (a) : profil suivant le nombre d'onde n; (b) : profil suivant l'altitude.</i>	34
2.4	<i>Schéma de principe d'une simulation ALADIN-Climat (l'abréviation ALD vaut pour ALADIN-Climat). Rectangles en traits gras : programmes externalisés (en noir) et effectués sur le super-calculateur au cours du run (en rouge). Rectangles en traits fins : fichiers d'entrée (en gris), fichiers de pré-traitement (en bleu), fichiers de sorties créés par ALADIN-Climat (en jaune).</i>	35
2.5	<i>Grille de NEMOMED8.</i>	36
2.6	<i>Zonage et orographie utilisés pour l'analyse SAFRAN (figure extraite de Quintana-Segué et al. (2008)</i>	43
3.1	<i>Domaine d'intégration de la simulation MED50-f. En gris clair : zone centrale (C); en noir : zone intermédiaire (I); en pointillés : zone d'extension (E).</i>	47
3.2	<i>Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres ($^{\circ}C$) : Modèle - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	48
3.3	<i>Différences de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : Modèle - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	49
3.4	<i>Quantile 90% de précipitations quotidiennes (mm/jour) supérieures à 1 mm/jour de la simulation ALADIN-Climat MED50-f sur l'ensemble du domaine : (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	50
3.5	<i>Pluie quotidienne (mm/jour) de durée de retour 5 ans de la simulation ALADIN-Climat MED50-f sur l'ensemble du domaine : (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	51

3.6	Quantile 90% de précipitations quotidiennes (mm/jour) d'automne supérieures à 1 mm/jour sur les alpes : comparaison à d'autres RCM et méthodes de downscaling statistiques. Les 9 premières cartes sont extraites de Schmidli et al. (2007), les deux suivantes de Frei et al. (2003), la dernière montre la valeur du champ pour la simulation MED50-f d'ALADIN-Climat.	52
3.7	Pluie quotidienne (mm/jour) automnale de durée de retour 5 ans sur les Alpes : comparaison à d'autres RCM. La première carte montre la valeur du champ pour la simulation MED50-f d'ALADIN-Climat, les suivantes sont extraites de Frei et al. (2006).	53
3.8	Diagrammes quantiles-quantiles de précipitations quotidiennes à Paris. En abscisse sont portées les valeurs des quantiles SAFRAN, et en ordonnée, celles des quantiles modèle. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Été (JJA); (d) : Automne (SON).	55
3.9	Identique à la figure 3.8 pour la ville de Marseille.	56
3.10	Quantiles saisonniers d'ordre 99% (mm/jour) dans SAFRAN (à gauche), MED50-f (à droite) et différences relatives (MED50-f - SAFRAN). (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Été (JJA); (d) : Automne (SON).	57
3.11	Identique à la fig. 3.10 pour les quantiles d'ordre 99.8%.	58
3.12	Boîte Sud-Est de la France (1°30'E-10°E/41°N-45°N) tracée en rouge sur la carte du quantile d'automne (SOD) SAFRAN d'ordre 99.8%.	59
3.13	Cycle annuel $\overline{\max(j,j,k)^k}$ (mm/jour) sur la boîte Sud-Est (figure 3.12). En noir : SAFRAN; en rouge : MED50-f. En traits tiretés : valeurs quotidiennes; en traits pleins : moyenne glissante sur 30 jours. Les traits horizontaux indiquent la valeur moyenne de m pour SAFRAN et MED50-f.	59
3.14	Quantiles extrêmes de précipitations quotidiennes (mm/jour) pour la saison SOND dans le Sud-Est de la France. A gauche : MED50-f; au centre :SAFRAN; à droite : différence relative (Modèle - SAFRAN) (%).	61
3.15	Variabilité interannuelle des précipitations quotidiennes extrêmes (mm/jour) : écart type du maximum annuel de précipitation pour la saison SOND. (a) : MED50-f; (b) : SAFRAN.	62
3.16	Situation du 19 octobre 1994. (a) : Cumul de précipitation (mm); (b) : ordre de quantile saisonnier (SOND) correspondant (%). MED50-f à gauche et SAFRAN à droite.	63
3.17	Identique à 3.16 pour la situation du 20 octobre 1994.	64
3.18	Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres (°C) : Couplé - Forcé. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Été (JJA); (d) : Automne (SON).	66
3.19	Différence de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : Couplé - Forcé. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Été (JJA); (d) : Automne (SON).	66
3.20	Différence de quantile 99% saisonnier de précipitations quotidiennes (mm/jour) : Couplé - Forcé. A gauche ((a), (c), (e), (g)) : différences. A droite ((b), (d), (f), (h)) : différences statistiquement significatives. (a) et (b) : Hiver (DJF); (c) et (d) : Printemps (MAM); (e) et (f) : Été (JJA); (g) et (h) : Automne (SON).	67
3.21	Cumuls de précipitation quotidienne (mm) pour la situation du 19 octobre 1994. (a) : MED50-f; (b) : MED0-c; (c) : SAFRAN.	68
3.22	Identique à 3.21 pour la situation du 20 octobre 1994.	68
3.23	Situation du 20 octobre 1994. (a) : différences de SST (°C) entre MED50-c (couplé) et MED50-f (forcé). (b) : Différence de flux de chaleur latente (W/m ²) entre MED50-c (couplé) et MED50-f (forcé) (Couplé - forcé).	69

3.24	<i>Cycle saisonnier du maximum temporel des précipitations quotidiennes (mm/jour) dans le Sud-Est de la France (moyenne spatiale des maxima locaux). En noir : SAFRAN; en rouge : MED50-f; en bleu : MED50-c. En traits tiretés : valeurs quotidiennes; en traits pleins : moyenne glissante sur 30 jours.</i>	69
3.25	<i>Variabilité interannuelle des précipitations quotidiennes extrêmes (mm/jour) : écart type du maximum annuel de précipitation pour la saison SOND. A gauche : MED50-f; au centre : MED50-c; à droite : SAFRAN.</i>	70
3.26	<i>Différences relatives (%) de quantiles extrêmes d'automne (SOND) de précipitations quotidiennes entre MED50-c et MED50-f (couplé - forcé). A gauche : P-values des différences. Au centre : Différences. A droite : Différences statistiquement significatives à 5%.</i>	71
3.27	<i>Significativité de l'impact du pilotage spectral sur les quantiles extrêmes de précipitations pour la saison SOND : Différences relatives (%) significatives au niveau de confiance 5% entre EU50-n (avec pilotage spectral) et EU50 (sans pilotage spectral).</i>	88
3.28	<i>Significativité de l'impact de la taille du domaine sur les quantiles extrêmes de précipitations pour la saison SOND : Différences relatives (%) significatives au niveau de confiance 5% entre EU50 (grand domaine) et FR50 (petit domaine).</i>	88
3.29	<i>Quantile 99.8% de précipitations (mm/jour) pour la saison SOND. (a) : Simulation de référence « Big-Brother » (ARP50); (b) : Simulation sans pilotage spectral sur le grand domaine (EU50); (c) : simulation avec pilotage spectral sur le grand domaine (EU50-n); (d) : simulation sans pilotage spectral sur le petit domaine (FR50).</i>	89
3.30	<i>Orographie des grilles FRA50 et FRA12.</i>	91
3.31	<i>Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres (°C) : FRA50 (FRA50_1350) - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	92
3.32	<i>Différence de moyennes saisonnières de température à 2 mètres (°C) : FRA12 - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	93
3.33	<i>Différences de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : FRA50 (FRA50_1350) - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	93
3.34	<i>Différences de moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) : FRA12 - CRU. (a) : Hiver (DJF); (b) : Printemps (MAM); (c) : Eté (JJA); (d) : Automne (SON).</i>	93
3.35	<i>Quantile de précipitations quotidiennes (mm/jour) à 99.8% pour la saison d'automne (SOND). (a) : SAFRAN. (b) : FRA50_1350. (c) : FRA50_600. (d) : FRA12.</i>	94
3.36	<i>Impact du changement de pas de temps sur les quantiles extrêmes de précipitations pour la saison SOND : Différences relatives (%) significatives au niveau de confiance 5% entre FRA50_1350 et FRA50_600 (FRA50_600 - FRA50_1350).</i>	94
3.37	<i>Situation du 4 novembre 1994. Cumuls de précipitation (en haut) et ordres du quantile saisonnier (SOND) correspondant (%) (en bas) pour FRA12, FRA12-dégradé, FRA50_600 et SAFRAN.</i>	95
3.38	<i>Situation du 3 novembre 1994. Cumuls de précipitation (en haut) et ordres du quantile saisonnier (SOND) correspondant (%) (en bas) pour FRA12, FRA12-dégradé, FRA50 (FRA50_600) et SAFRAN.</i>	96
3.39	<i>Situation du 17 décembre 1994. Cumuls de précipitation (en haut) et ordres du quantile saisonnier (SOND) correspondant (%) (en bas) pour FRA12, FRA50 (FRA50_600) et SAFRAN.</i>	96

- 4.1 *Z500 et tourbillon potentiel à 2PVU des centroïdes des 4 clusters. (a) : CSW, (b) : WL; (c) : CNW; (d) : CS. Les pourcentages en haut à droite des figures indiquent la proportion de SRE dans chaque clusters. Les pourcentages en bas à gauche indiquent la répartition des HPE au sein des clusters (figure transmise par B. Joly, 2011). 102*
- 4.2 *Schéma de principe de l'algorithme DSCLIM (figure transmise par Christian Pagé, 2011). 104*
- 4.3 *Sélection des points du Sud-Est de la France retenus pour la définition des événements extrêmes : points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 170 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 90% excède 70 mm/jour. (a) : Référence extraite des données station (Nuissier et al., 2011); (b) : SAFRAN; (c) : FRA12; (d) : FRA50. 107*
- 4.4 *Sélection des points du Sud-Est de la France retenus pour la définition des événements extrêmes. (a) : Référence (identique à 4.3.a). (b), (c) et (d) : points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 140 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 90% excède 55 mm/jour. (b) : SAFRAN; (c) : FRA12; (d) : FRA50. 107*
- 4.5 *Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3 (points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 170 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 99% excède 70 mm/jour). (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4 (points pour lesquels le maximum de précipitation quotidienne d'automne (SOND) excède 140 mm/jour et pour lesquels le quantile pluvieux d'ordre 99% excède 55 mm/jour). En traits pleins : taux de reproduction; en traits tiretés : pourcentage d'HPE parmi les événements sélectionnés par CYPRIM ou simulés par ALADIN-Climat (100 - taux de fausse alerte). En noir : SAFRAN; en rouge : FRA12; en bleu foncé : FRA50_600; en bleu clair : FRA50_1350; en vert : méthode CYPRIM. 109*
- 4.6 *Nombre d'HPE définis sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition. En trait noir pointillé : Référence; en trait noir plein : SAFRAN; en rouge : FRA12; en bleu foncé : FRA5_600; en bleu clair : FRA50_1350; en vert : méthode CYPRIM. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3; (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4. 109*
- 4.7 *Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition pour la simulation FRA12. En traits pleins : pourcentage des HPE reproduits par FRA12; en traits tiretés : pourcentage d'HPE reproduits par FRA12 parmi ceux reproduits par FRA50. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3. (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4. 110*
- 4.8 *Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition des HPE simulés. En traits pleins : pourcentage des HPE reproduits; en traits tiretés : pourcentage d'HPE reproduits parmi ceux détectés par la méthode CYPRIM. En rouge : FRA12; en bleu : FRA50. (a) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.3. (b) : Critère de sélection appliqué sur les points représentés en 4.4. 111*

4.9	<i>Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-2000 : Score de Brier en fonction de l'ordre du quantile retenu pour le critère de définition. En trait pointillé noir : Score de référence obtenu si aucun événement n'est sélectionné sur la période ; en trait tireté noir : Score de référence obtenu en effectuant un tirage aléatoire de N événements sur la période, avec N égal au nombre observé d'HPE ; en trait plein noir : SAFRAN ; en rouge : FRA12 ; en bleu foncé : FRA50 un pas de temps de 10 minutes ; en bleu clair : FRA50 avec un pas de temps 22 minutes ; en vert : méthode CYPRIM.</i>	112
4.10	<i>Détail de la figure 4.9</i>	113
4.11	<i>Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des HPE observés et de ceux respectivement détectés par CYPRIM et reproduits par ALADIN-Climat. (a) : HPE définis par la référence ; (b) : HPE reproduits par FRA12 ; (c) : HPE reproduits par FRA50 ; (d) : HPE détectés par la méthode CYPRIM. Sur la carte (a) sont également représentées les boîtes définissant les sous-régions utilisées dans la suite du paragraphe : Cévennes en noir, Languedoc-Roussillon en rouge, et P.A.C.A. en vert.</i>	115
4.12	<i>Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des HPE observés et de ceux reproduits par ALADIN-Climat ou détectés par CYPRIM, selon leur localisation. A gauche : Cévennes ; au centre : Languedoc-Roussillon ; à droite : P.A.C.A. (a), (b) et (c) : HPE de référence ; (d), (e) et (f) : HPE reproduits par FRA12 ; (g), (h) et (i) : HPE reproduits par FRA50 ; (j), (k) et (l) : HPE reproduits par CYPRIM.</i>	117
4.13	<i>Composites SAFRAN du champs de précipitation quotidienne des HPE reproduits par FRA12 selon leur localisation. A gauche : Cévennes ; au centre : Languedoc-Roussillon ; à droite : P.A.C.A. (a), (b) et (c) : HPE reproduits par FRA12 et FRA50 ; (d), (e) et (f) : HPE reproduits par FRA12 seulement.</i>	118
4.14	<i>Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des cas de fausses alertes comparés au composite SAFRAN des HPE observés. (a) : fausses alertes de FRA12 ; (b) : fausses alertes de FRA50 ; (c) : fausses alertes de CYPRIM. ; (d) : HPE observés.</i>	119
4.15	<i>Composites SAFRAN du champ de précipitation quotidienne (mm/jour) des cas de fausses alertes dans FRA12 et/ou FRA50. (a) : fausses alertes de FRA12 et FRA50 ; (b) : fausses alertes de FRA12 seulement ; (c) : fausses alertes de FRA50 seulement.</i>	121
4.16	<i>Vent horizontal (a,b et c) et et flux d'humidité à 925 hPa (d, e et f) simulés par ERA-40 pour les HPE appartenant aux clusters CSW (a,d), WL (b,e) et CS (c,f). Figure transmise par B. Joly (2011), issue de Nuissier et al. (2011).</i>	123
4.17	<i>Schéma explicatif de la correction « quantile-quantile » : diagramme quantile-quantile des précipitations quotidiennes (mm/jour) de FRA50 versus SAFRAN, en un point quelconque du Sud-Est de la France. En abscisse : quantiles saisonniers (SOND) de 1 à 99.9% des précipitations quotidiennes de SAFRAN au point considéré. En ordonnée : idem pour FRA50.</i>	126
4.18	<i>Coefficients de correction pour FRA50. (a) : Coefficient du quantile 80%. (b) : Coefficient du quantile 99%. (c) : Coefficient du quantile 99.8%.</i>	127
4.19	<i>Coefficients de correction pour FRA12. (a) : Coefficient du quantile 80%. (b) : Coefficient du quantile 99%. (c) : Coefficient du quantile 99.8%.</i>	127
4.20	<i>Cumuls de précipitations (mm/jour) observés (SAFRAN) et simulés pour la situation de 30 octobre 1963. (a) : SAFRAN ; (b) FRA12 ; (c) : FRA50 ; (d) : FRA12-corr ; (e) : FRA50-corr.</i>	128

4.21	<i>Composites de précipitations (mm/jour) simulées par FRA12-corr et FRA50-corr lors des HPE respectivement reproduits par chacune des simulations.</i>	129
4.22	<i>Biais moyen de précipitation (mm/jour) lors des HPE reproduits par chaque simulation. (a) : FRA12-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA12. (b) : FRA50-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA50.</i>	130
4.23	<i>Biais moyen (en haut) et erreur quadratique moyenne (en bas) de la précipitation quotidienne (mm/jour) lors des HPE reproduits par chaque simulation et représentés dans la bonne sous-région. (a) et (c) : FRA12-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA12. (b) et (d) : FRA50-corr - SAFRAN, lors des HPE reproduits par FRA50.</i>	131
4.24	<i>Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées par FRA12-corr et FRA50-corr lors des événements non-reproduits par chaque simulation.</i>	132
4.25	<i>Biais moyen des précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées lors des HPE non-reproduits. (a) : FRA12-corr - SAFRAN lors des HPE manqués par FRA12. (b) : FRA50-corr - SAFRAN lors des HPE manqués par FRA50.</i>	132
4.26	<i>Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées par FRA12-corr et FRA50-corr lors des fausses alertes de chaque simulation.</i>	133
4.27	<i>Biais moyen des précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées lors des fausses alertes de chaque simulation. (a) : FRA12-corr - SAFRAN lors des fausses alertes de FRA12. (b) : FRA50-corr - SAFRAN lors des fausses alertes de FRA50.</i>	133
4.28	<i>Reproduction chronologique de l'occurrence d'HPE sur la période 1960-1980 en fonction du seuil de précipitation. (a) : Nombre d'événements simulés. (b) : pourcentage d'HPE reproduits, en traits pleins, et pourcentage d'HPE parmi les événements simulés (100 - taux de fausse alerte) en traits tiretés. (c) : score de Brier. En noir : SAFRAN; en rouge : FRA12; en bleu : FRA50; en jaune : DSCLIM; en vert : CYPRIM.</i>	137
4.29	<i>Biais moyen (a) et erreur quadratique moyenne (b) des précipitations quotidiennes (mm/jour) de DSCLIM lors des HPE reproduits par DSCLIM</i>	138
4.30	<i>Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (a) et simulées par DSCLIM (b) lors des HPE non-reproduits par DSCLIM.</i>	138
4.31	<i>Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) observées (a) et simulées par DSCLIM (b) lors des cas de fausses alertes de DSCLIM.</i>	139
4.32	<i>Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) observées et simulées lors HPE dans chaque simulation avec un seuil de dépassement de 110 mm/jour. (a) : FRA12-corr; (b) : FRA50-corr; (c) : DSCLIM; (d) : SAFRAN.</i>	141
4.33	<i>Biais moyen de précipitations quotidiennes lors des HPE dans chaque simulation avec un seuil de dépassement de 110 mm/jour : Différences des composites de précipitations simulés au composite des précipitations SAFRAN lors des HPE.</i>	141
4.34	<i>Identique à 4.32 pour les Cévennes.</i>	142
4.35	<i>Identique à 4.33 pour les Cévennes.</i>	142
4.36	<i>Comme 4.32 pour le Languedoc-Roussillon.</i>	144
4.37	<i>Comme 4.33 pour le Languedoc-Roussillon.</i>	144
4.38	<i>Comme 4.32 pour P.A.C.A.</i>	145
4.39	<i>Comme 4.33 pour P.A.C.A.</i>	145
4.40	<i>Variabilités moyennes de la précipitation quotidienne sur la saison SOND : diagnostics détaillés à l'équation (4.12). (a) : Variabilité interne ($\overline{VT}^{\text{SOND}}$) (mm/jour); (b) : Variabilité temporelle ($\overline{VT}^{\text{SOND}}$) (mm/jour); (c) : $\overline{VTR}^{\text{SOND}}$, en (%).</i>	151

- 4.41 Evolution temporelle sur la saison SOND de la moyenne spatiale des points terre du Sud-Est de la France (points terre de la boîte : 1°30'E-10°E/41°N-45°N) des variabilités de la précipitation quotidienne : diagnostics détaillés à l'équation (4.12). (a) : En trait plein : Variabilité interne ($\overline{VT}^{N_{pt}}$), en trait tiretés : variabilité temporelle ($\overline{VT}^{N_{pt}}$) calculée sur chaque mois de la saison (mm/jour). (b) : Ratio des deux ($\overline{VIR}^{N_{pt}}$) (%). Sur le graphique (b), les traits verticaux rouges indiquent les épisodes de pluies intenses simulés par FRA12 (sélectionnés avec un seuil de 110 mm/jour dans FRA12-corr), le trait horizontal rouge correspond à la moyenne de VIR calculés sur ces jours, le trait horizontal noir à la moyenne de VIR sur toute la saison et les traits verticaux pointillés noirs repèrent les jours considérés plus loin à la figure 4.47. 152
- 4.42 Evolution temporelle sur la saison SOND de la moyenne spatiale dans le Sud-Est de la France (points terre de la boîte : 1°30'E-10°E/41°N-45°N) des variabilités de la précipitation quotidienne : diagnostics détaillés à l'équation (4.12). (a) : En trait plein : Variabilité interne ($\overline{VT}^{N_{pt}}$), en trait tiretés : variabilité temporelle ($\overline{VT}^{N_{pt}}$) calculée sur les deux ensembles de jours T1 (HPE observés) et T2 (autres jours). (b) : Ratio des deux ($\overline{VIR}^{N_{pt}}$) (%). Sur le graphique (b), les traits verticaux rouges indiquent les épisodes de pluies intenses simulés par FRA12 (sélectionnés avec un seuil de 110 mm/jour dans FRA12-corr), le trait horizontal rouge correspond à la moyenne de VIR calculés sur ces jours, le trait horizontal noir à la moyenne de VIR sur toute la saison et les traits verticaux pointillés noirs repèrent les jours considérés plus loin à la figure 4.47. 153
- 4.43 Variabilité interne moyenne de la précipitation quotidienne sur la saison SOND . A gauche : Variabilité interne moyennée sur les HPE (\overline{VT}^{T1}) (mm/jour). A droite : Variabilité interne moyennée sur les autres jours de la saison (\overline{VT}^{T2}) (mm/jour). En haut : variabilité de l'ensemble de simulations sans correction « quantile-quantile ». En bas : variabilité de l'ensemble de simulations avec correction « quantile-quantile ». 154
- 4.44 Variabilité temporelle moyenne de la précipitation quotidienne sur la saison SOND . A gauche : Variabilité temporelle moyennée sur les HPE (VT^{T1}) (mm/jour). A droite : Variabilité temporelle moyennée sur les autres jours de la saison (VT^{T2}) (mm/jour). En haut : variabilité de l'ensemble de simulations non-corrigées. En bas : variabilité de l'ensemble de simulations corrigées. 155
- 4.45 VIR de la précipitation quotidienne sur la saison SOND. A gauche : VIR moyenne des HPE simulés ($\overline{VIR}^{T1} = 100 \frac{\overline{VT}^{T1}}{\overline{VT}^{T1}}$) (mm/jour); au centre : VIR moyen des autres jours ($\overline{VIR}^{T2} = 100 \frac{\overline{VT}^{T2}}{\overline{VT}^{T2}}$) (mm/jour); à droite : Différence des deux, relativement à la VIR de l'ensemble de la saison (%) ($\overline{VIR}^{T1} - \overline{VIR}^{T2} / \overline{VIR}^{SOND}$). En haut : VIR de l'ensemble de simulations non-corrigées. En bas : VIR de l'ensemble de simulations corrigées. . . . 156
- 4.46 Ecart-type de la précipitation quotidienne (mm/jour) sur l'ensemble des HPE de 1994. . 159
- 4.47 Ecart-type (en haut) et moyenne d'ensemble (en bas) de la précipitation quotidienne (mm/jour) pour les journées du 29 septembre, 30 septembre et du 2 octobre, repérées sur la figure 4.42.b par des traits tiretés. 160
- 4.48 Précipitation quotidienne du 19 octobre 1994 (mm/jour). (a) : Moyenne d'ensemble de la précipitation. (b) : précipitation simulée par le membre le plus éloigné de la moyenne. (c) : précipitation simulée par FRA50-corr. (d) : Différence (b) - (a), (e) : Différence (b) - (c); 161
- 4.49 Identique à 4.48 pour le 20 octobre 1994. 162
- 4.50 Dispersion de la valeur maximale de précipitation (mm/jour) lors des 8 HPE de l'année 1994. En gris : valeurs simulées par chaque membre de l'ensemble, en rouge : valeurs simulées par FRA50-corr, en noir : valeurs observées dans SAFRAN. 163

4.51	Précipitations quotidiennes (mm/jour) pour le 19 octobre. (a) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la valeur minimale de l'intensité maximale de pluie. (b) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la valeur maximale de l'intensité maximale de pluie. (c) : Précipitations simulées par FRA50-corr.	164
4.52	Identique à 4.51 pour le 20 octobre.	164
4.53	Dispersion de l'étendue de la zone de fortes précipitations (supérieures à 100 mm/jour) lors des 8 HPE de l'année 1994 (10 ³ km ²). En gris : valeurs simulées par chaque membre de l'ensemble, en rouge : valeurs simulées par FRA50-corr, en noir : valeurs observées dans SAFRAN.	165
4.54	Précipitations quotidiennes (mm/jour) pour le 19 octobre. (a) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la plus petite zone de fortes pluies (supérieures à 100 mm/jour) (10 ³ km ²). (b) : Précipitations simulées par le membre de l'ensemble présentant la valeur maximale de la plus grande zone de fortes pluies. (c) : Précipitations simulées par FRA50-corr.	165
4.55	Racines carrées de la variance inter-membres moyennée spatialement sur les points terre du Sud-Est de la France (1°30'E-10°E/41°N-45°N) et temporellement sur la saison SOND (a) et sur les HPE (b) : valeurs calculées sur 8 ensembles de 5 membres, 4 ensembles de 10 membres, 2 ensembles de 20 membres, 1 ensemble de 30 membres et l'ensemble de 40 membres, puis normalisées par leurs grandeurs équivalentes calculées sur l'ensemble de 40 membres ((a) : $\sqrt{\frac{\sigma_{en}^2 N_{pt}^{SOND}}{\sigma_{en40}^2 N_{pt}^{SOND}}}$; (b) : $\sqrt{\frac{\sigma_{en}^2 N_{pt}^{HPE}}{\sigma_{en40}^2 N_{pt}^{HPE}}}$).	166
4.56	Identique à 4.55 en calculant le maximum spatial sur les points terre de la boîte (1°30'E-10°E/41°N-45°N) plutôt que la moyenne.	167
4.57	Précipitations quotidiennes (mm/jour) simulées et observés au 23 septembre 1994. (a) : Simulation FRA12, (b) : Simulation FRA12-corr, (c) : Simulation MESO-NH forcé par ERA-interim (figure transmise par A.L Beaulant, 2010). (e) : Données de station (figure transmise par A.L Beaulant, 2010). (f) : SAFRAN.	172
4.58	Identique à 4.57 pour le 19 octobre 1994.	173
4.59	Identique à 4.58 pour le 20 octobre 1994.	173
5.1	Evolution des moyennes saisonnières de température à 2 mètres (°C) dans Scen-GLO et Scen-ALD. Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).	180
5.2	Evolution de la température à 2 mètres (°C) en hiver (DJF) dans une partie des projections climatiques régionales (A1B) du projet ENSEMBLES à 25 km de résolution (communication personnelle, Michel Déqué, 2011). Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).	181
5.3	Identique à 5.2 pour l'été (JJA).	182
5.4	Evolution des moyennes saisonnières de précipitations quotidiennes (mm/jour) dans Scen-GLO, Scen-ALD et Scen-DSCLIM. Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).	183
5.5	Moyennes saisonnières de précipitations quotidiennes (mm/jour) en climat présent (1971-2000) dans Scen-GLO, Scen-ALD et Scen-DSCLIM.	184
5.6	Identique à 5.5, en climat futur (2071-2100).	184
5.7	Evolution de la précipitation moyenne (mm/jour) d'hiver (DJF) dans des projections régionales A1B du projet ENSEMBLES à 25 km de résolution (communication personnelle, Michel Déqué, 2011). Différence : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000).	185
5.8	Identique à 5.7 pour l'été (JJA).	186
5.9	Evolution du nombre de jours secs (précipitation quotidienne inférieure à 1 mm/jour) par saisons, dans Scen-ALD, Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM. Différence du nombre de jours secs moyens : Futur (2071-2100) - Présent (1971-2000)	189

5.10	Nombre de jours secs (précipitation quotidienne inférieure à 1 mm/jour) simulés dans le futur (2071-2100) par Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM, pour les quatre saisons.	190
5.11	<i>Evolution des quantiles d'ordre 99% et 99.9% de précipitations estivales dans Scen-ALD : Différences relatives (%) (Futur - Présent)/Présent.</i>	191
5.12	<i>Illustration de l'inversion de signe dans l'évolution de la précipitation : diagrammes quantile-quantile Présent/Futur de Scen-ALD en deux points de grille, pour la saison d'automne (SON). Les valeurs des quantiles de la période de contrôle (1971-2000) sont en abscisse et ceux de la projection future (2071-2100) en ordonnée. (a) : Diagramme au point de coordonnées 46°N-4°E (le diagramme de droite est un agrandissement de celui de gauche sur le début du spectre). (b) : Diagramme au point de coordonnées 43°N-3°E (même remarque). Les croix rouges repèrent sur chacun des deux diagrammes les quantiles d'inversion Q1 et Q2.</i>	192
5.13	<i>Ordres des quantiles saisonniers d'inversion dans Scen-ALD (%). A gauche : ordre du quantile d'inversion Q1. Au centre : ordre du quantile d'inversion Q2. A droite : ordre du quantile d'inversion Q1'.</i>	193
5.14	<i>Valeurs observées dans SAFRAN des quantiles saisonniers d'inversion dans Scen-ALD (mm/jour). A gauche : valeur du quantile d'inversion Q1. Au centre : valeur du quantile d'inversion Q2. A droite : valeur du quantile d'inversion significative Q1'.</i>	195
5.15	<i>Identique à 5.13 pour Scen-DSCLIM.</i>	197
5.16	<i>Différences relatives (%) ((Futur - Présent)/Présent) des quantiles extrêmes de précipitations simulés par Scen-ALD sur la saison SOND et significativité des différences. (a), (b), (c) et (d) : Différences relatives des quantiles d'ordre 99.2%, 99.6%, 99.8% et 99.9%. (e), (f), (g) et (h) : Différences relatives statistiquement significatives à 95%. (i), (j), (k) et (l) : Pvalue des différences.</i>	199
5.17	<i>Identique à 5.16 pour Scen-DSCLIM.</i>	200
5.18	<i>Evolution des HPE en fonction du seuil de dépassement de précipitations retenu pour leur définition (critère de définition détaillé en 4.5.1). (a) : Nombre d'HPE; (b) : Moyenne des intensités maximales (mm/jour); (c) : Moyenne des étendues de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieurs à 100 mm/jour) (10³ km²). En trait noir tireté : valeur relative à la liste de référence des HPE (pour le calcul de l'intensité maximale et de l'étendue moyenne, on considère les précipitations SAFRAN des jours spécifiés par la liste de référence des HPE). En trait noir plein : SAFRAN. En trait rouge plein : Control-ALD-corr. En trait rouge tireté : Proj-ALD-corr. En trait plein bleu : Control-DSCLIM. En trait bleu tireté : Proj-DSCLIM.</i>	201
5.19	<i>Evolution des HPE en fonction du seuil de dépassement de précipitations retenu pour leur définition ((critère de définition détaillé en 4.5.1) : Différences relatives (%) ((futur - présent)/présent). (a) : Nombre d'HPE; (b) : Moyenne des intensités maximales (mm/jour); (c) : Moyenne des étendues de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieurs à 100 mm/jour) (10³km²). En trait rouge : Scen-ALD-corr. En trait bleu : Scen-DSCLIM.</i>	202
5.20	<i>Evolution du nombre d'HPE par sous-régions dans Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM : Différences relatives (%) (futur - présent). (a) : Cévennes. (b) : Languedoc-Roussillon. (c) : P.A.C.A.</i>	203
5.21	<i>Evolution de la moyenne des intensités maximales des HPE dans Scen-ALD-corr et Scen-DSCLIM, par sous-régions : Différences relatives (%) (futur - présent). (a) : Cévennes. (b) : Languedoc-Roussillon. (c) : P.A.C.A.</i>	203

5.22	<i>Evolution de l'étendue de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieures à 100 mm/jour) dans Scen-ALD-corr et Scen-ALD, par sous-régions : Différences relatives (%) (futur - présent). (a) : Cévennes. (b) : Languedoc-Roussillon. (c) : P.A.C.A.</i>	203
5.23	<i>Evolution des composites de précipitation quotidienne (mm/jour) des HPE simulés par Scen-ALD-corr dans chaque sous-région. En haut : composites de la période de contrôle (1971-2000). Au centre : composites dans le futur (2071-2100). En bas : Différence des deux (futur - présent).</i>	204
5.24	<i>Identique à 5.23 pour Scen-DSCLIM.</i>	206
5.25	<i>HPE présents (SAFRAN) et « futurisés » (SAFRAN « futurisé ») en fonction du seuil de dépassement de précipitations retenu pour leur définition. (a) : Nombre d'HPE; (b) : Moyenne des intensités maximales (mm/jour); (c) : surface moyenne de la zone de fortes pluies (nombre de points de grille SAFRAN où la pluie excède 100 mm/jour)(10³ km²). En traits noirs tiretés : valeurs relatives à la liste de référence des HPE (pour le calcul des intensités maximale, on considère le champs SAFRAN de précipitations). En traits noirs pleins : SAFRAN. En traits rouges pleins : SAFRAN « futurisé » selon la fonction de transfert calculée sur le scénario ALADIN-Climat Scen-ALD.</i>	212
5.26	<i>Différences relatives SAFRAN « futurisé » - SAFRAN du nombre d'HPE (trait noir), de l'intensité moyenne des maxima (trait rouge) et de la surface moyenne des fortes pluies (trait bleu).</i>	212
5.27	<i>Evolution du nombre d'HPE par sous-régions, entre les séries présente et « futurisée ». En noir : SAFRAN. En rouge : SAFRAN « futurisé ».</i>	213
5.28	<i>Evolution de la moyenne des intensités maximales (mm/jour) des HPE, entre les séries présente et « futurisée ». En noir : SAFRAN. En rouge : SAFRAN « futurisé ».</i>	213
5.29	<i>Evolution de l'étendue de la zone de fortes pluies (cumuls quotidiens supérieures à 100 mm/jour) (10³ km²) des HPE, entre les séries présente et « futurisée ». En noir : SAFRAN. En rouge : SAFRAN « futurisé ».</i>	213
5.30	<i>HPE dans SAFRAN et SAFRAN « futurisé », par sous-région. En haut : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) des HPE de SAFRAN. Au milieu : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) des HPE de SAFRAN « futurisé ». En bas : Différences des deux (SAFRAN « futurisé » - SAFRAN).</i>	214
5.31	<i>HPE définis seulement dans SAFRAN, par sous-région. En haut : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) présentes. En bas : Différences des composites de précipitations quotidiennes SAFRAN et SAFRAN « futurisé » (SAFRAN « futurisé » - SAFRAN).</i>	215
5.32	<i>HPE définis seulement dans la série « futurisée », par sous-région. En haut : composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) de SAFRAN « futurisé ». En bas : Différences des composites de précipitations quotidiennes SAFRAN « futurisé » - SAFRAN.</i>	216
5.33	<i>Événement du 19 octobre 1994 : cumuls de précipitation dans SAFRAN (à gauche), SAFRAN « futurisé » (à droite), et différence des deux (« futurisé » - présent) (à droite).</i>	218
5.34	<i>Identique à 5.33 pour le 4 novembre 1994.</i>	218
5.35	<i>Identique à 5.33 pour le 11 décembre 1999.</i>	219
5.36	<i>Identique à 5.33 pour le 5 novembre 1997.</i>	219
5.37	<i>Identique à 5.33 pour le 20 octobre 1994.</i>	220
5.38	<i>Identique à 5.33 pour le 22 septembre 1994 : épisode de Vaison la Romaine.</i>	220

E.1	Sensibilité du nombre d'HPE définis à l'ajout d'une condition sur la distance devant séparer les deux points répondant au critère de dépassement « absolu » dans la définition des HPE : nombre d'HPE définis pour une distance variant de 0 à 100 km (de 10 km en 10 km) selon la valeur du seuil de dépassement. En trait rouge pointillé : nombre d'HPE obtenus en prenant un seul point ; en trait rouge : nombre d'HPE obtenus en prenant deux points (sans condition de distance entre les deux) ; en traits noirs fin : nombre d'HPE obtenus en prenant deux points, distant de 10 km à 90 km ; en trait noir épais : nombre d'HPE obtenus en prenant deux points distants de 100 km. (a) : Résultats obtenus en appliquant le critère de définition à SAFRAN sur la période 1960-1980. (b) : Résultats obtenus en appliquant le critère de définition à FRA12-corr (1960-1980). (c) : Résultats obtenus en appliquant le critère de définition à FRA50-corr (1960-1980).	261
E.2	Identique à E.1 pour le taux de reproduction (%) des HPE observés sur la période 1960-1980.	262
E.3	Identique à E.1 pour le taux de « bonne alerte » (100 - taux de fausse alerte) (%) des HPE simulés sur la période 1960-1980.	262
F.1	<i>Précipitations quotidiennes (mm/jour) observées dans SAFRAN (à gauche) et simulées par FRA12-corr (au centre) et FRA50-corr (à droite) lors des HPE observés et/ou simulés par FRA12-corr et/ou FRA50-corr, les HPE simulés étant définis avec un seuil de dépassement de précipitation égal à 110 mm/jour.</i>	263
F.2	<i>Suite de la figure F.1.</i>	264
F.3	<i>Suite de la figure F.2.</i>	265
G.1	<i>Moyennes saisonnières de température à 2 mètres dans Control-ALD : différences à SAFRAN (°C).</i>	267
G.2	<i>Moyennes saisonnières de précipitations (mm/jour) dans Control-GLO (en haut) et différences à SAFRAN (mm/jour) (en bas).</i>	268
G.3	<i>Identique à G.2 pour Control-ALD.</i>	268
G.4	<i>Identique à G.2 pour Control-DSCLIM.</i>	268
G.5	<i>Nombre moyen de jours secs (précipitation quotidienne inférieure à 1 mm/jour) observés et simulés en hiver (DJF) sur la période 1971-2000. (a) : SAFRAN. (b) : control-ALD. (c) : control-DSCLIM.</i>	269
G.6	<i>Identique à G.5 pour le printemps (MAM).</i>	269
G.7	<i>Identique à G.6 pour l'été (JJA).</i>	269
G.8	<i>Identique à G.7 pour l'automne (SON).</i>	270
G.9	<i>Quantile de précipitation quotidiennes d'hiver (DJF) d'ordre 0.99 (mm/jour) observé et simulé sur la période 1971-2000. (a) : SAFRAN. (b) : control-ALD. (c) : control-DSCLIM. (d) : Différence control-ALD à SAFRAN. (e) : Différence control-DSCLIM à SAFRAN.</i>	271
G.10	<i>Identique à G.9 pour le printemps (MAM).</i>	271
G.11	<i>Identique à G.10 pour l'été (JJA).</i>	272
G.12	<i>Identique à G.11 pour l'été (SON).</i>	272
G.13	<i>Quantile d'ordre 0.992 des précipitation quotidiennes d'automne (SOND) (mm/jour) observé et simulé sur la période 1971-2000. (a) : SAFRAN. (b) : control-ALD. (c) : control-DSCLIM. (d) : (b) - (a). (e) : (c) - (a).</i>	273
G.14	<i>Identique à G.13 pour le quantile d'ordre 0.996.</i>	273
G.15	<i>Identique à G.14 pour le quantile d'ordre 0.998.</i>	274
G.16	<i>Identique à G.15 pour le quantile d'ordre 0.999.</i>	274

G.17	<i>Nombre d'HPE observés et simulés sur la période 1971-2000 selon la valeur du seuil de dépassement de précipitations quotidiennes (dans les simulations et dans SAFRAN les événements sont sélectionnés selon le critère « absolu » décrit à la section 4.5). En trait tiretés noir : valeur de la climatologie de référence des HPE. En trait plein noir : SAFRAN. En trait bleu : control-DSCLIM. En trait rouge : control-ALD après correction quantile-quantile (Control-ALD-corr)</i>	275
G.18	<i>Identique à G.17 pour les trois sous-régions : Cévennes (a), Languedoc-Roussillon(b) et P.A.C.A (c).</i>	275
G.19	<i>Composites de précipitations quotidiennes (mm/jour) lors des HPE observés et simulés sur les Cévennes (les HPE simulés sont définis avec un seuil de dépassement de 110 mm/jour). (a) : Composite SAFRAN des HPE observés. (b) : Composite des HPE simulés par control-ALD-corr (après correction en quantile). (c) : Composite des HPE simulés par control-DSCLIM.</i>	276
G.20	<i>Identique à G.19 pour le Languedoc-Roussillon.</i>	276
G.21	<i>Identique à G.20 pour P.A.C.A.</i>	276

Liste des tableaux

4.1	<i>Répartition géographique des HPE reproduits par FRA12 et FRA50, et de ceux détectés par CYPRIM : nombre de cas par région et pourcentage de reproduction correspondants.</i>	116
4.2	<i>Intensité maximale des HPE reproduits par ALADIN-Climat ou de ceux détectés par CYPRIM, selon leur localisation : moyenne du maximum spatial de pluie quotidienne (mm/jour)</i>	117
4.3	<i>Etendue des HPE reproduits par ALADIN-Climat ou de ceux détectés par CYPRIM, selon leur localisation : surface moyenne de la zone où le cumul de précipitation excède 100 mm/jour (10^3 km²), et différences relatives à la référence.</i>	118
4.4	<i>Caractéristiques des événements reproduits par FRA12 et/ou FRA50 : nombre d'événements et taux de reproduction correspondant ; intensité maximale (valeurs moyennes du cumul maximum de pluie (mm/jour) ; étendue (surface moyenne de la zone où le cumul de précipitation dépasse 100 mm/jour) (10^3 km²). Pour les valeurs observées, on considère la liste de référence des HPE pour le nombre d'événements (annexe D) et les champs SAFRAN pour l'intensité maximale et l'étendue de la zone de fortes pluies.</i>	119
4.5	<i>Caractéristiques des fausses alertes de FRA12, FRA50 et CYPRIM : nombre d'événements et taux de fausse alerte correspondant ; intensité maximale (valeurs moyennes du cumul maximum de pluie (mm/jour).</i>	120
4.6	<i>Caractéristiques des fausses alertes de FRA12 et/ou FRA50 : nombres d'événements et intensités maximales (valeurs moyennes du cumul maximum de pluie (mm/jour).</i>	120
4.7	<i>Répartition par clusters des HPE reproduits par ALADIN-Climat et de ceux détectés par CYPRIM : nombre de cas par cluster et proportion relative au nombre total d'HPE reproduits/détectés (%).</i>	121
4.8	<i>Répartition par clusters des fausses alertes correspondant à des SRE (significant rainfall events (voir section 4.1.2)) dans FRA12, FRA50 et CYPRIM.</i>	122
4.9	<i>Taux de reproduction/détection (R) et taux de fausse alerte (FA) dans les clusters CSW, WL et CS. (Pour le calcul du taux de fausse alerte, seuls les événements correspondant à des SRE sont pris en considération).</i>	122
4.10	<i>Pourcentage de bonne localisation des HPE reproduits par chaque simulation. Les sous-régions utilisées sont celles définies par les boîtes représentées à la figure 4.11 et l'on considère qu'un HPE est bien localisé lorsque le maximum des précipitations est situé dans la même boîte dans SAFRAN et dans la simulation.</i>	130
4.11	<i>Pourcentage de bonne localisation des HPE reproduits par chaque simulation, selon leur localisation observée dans SAFRAN.</i>	130
4.12	<i>Pourcentage de bonne localisation des HPE reproduits par chaque simulation, selon leur localisation simulée par l'expérience considérée.</i>	130

4.13	<i>Intensité maximale de la précipitation quotidienne (mm/jour) et étendue de la zone de fortes pluies (10^3 km^2) lors des HPE reproduits et correctement localisés par FRA12-corr et FRA50-corr : valeurs moyennes observées dans SAFRAN et simulées par FRA12-corr et FRA50-corr.</i>	131
4.14	<i>Répartition géographique des HPE simulés avec un seuil de 110 mm/jour dans chaque simulation : nombre de cas par région et pourcentage par rapport au nombre total de cas.</i>	141
4.15	<i>Intensité maximale des HPE observés et des HPE simulés par chaque modèle, selon leur localisation : moyenne du maximum spatial de pluie quotidienne (mm/jour).</i>	143
4.16	<i>Etendue des HPE simulés par chaque modèle, selon leur localisation : surface de la zone où le cumul de précipitation excède 100 mm/jour (10^3 km^2)</i>	143
4.17	<i>Etendue des HPE simulés par chaque modèle, selon leur localisation : moyenne du nombre de points de grille SAFRAN où le cumul de précipitation excède 50 mm/jour (10^3 km^2).</i>	143
4.18	<i>Variabilité interannuelle des événements précipitants intenses observés et simulés : moyennes et écarts type du nombre d'événements par an et du maximum annuel de précipitations quotidiennes (mm/jour) survenant lors des HPE.</i>	146
4.19	<i>Variabilité interne du nombre d'HPE simulés. L'écart-type est calculé avec l'estimateur $\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{N_{ens}} \sum_{s=1}^{N_{ens}} (N(s) - \langle N \rangle)^2}$, où N_{ens} est le nombre de membres de l'ensemble, $N(s)$ le nombre d'HPE simulés par la simulation s et $\langle N \rangle$ la moyenne d'ensemble du nombre d'HPE simulés.</i>	157
4.20	<i>Reproduction chronologique de l'occurrence des HPE de l'automne 1994 dans FRA50-corr.</i>	158
4.21	<i>Variabilité interne du score de Brier dans l'ensemble de simulations FRA12-corr et score de Brier de FRA50-corr. Le calcul de l'écart-type du score de Brier dérive de celui de l'écart-type du nombre d'HPE reproduits et de fausses alertes.</i>	158
4.22	<i>Variabilité interne du maximum d'intensité de précipitation (mm/jour) des HPE et comparaison au maxima observés dans SAFRAN et simulés par FRA50-corr.</i>	162
4.23	<i>Variabilité interne de l'étendue de fortes précipitations des HPE et comparaison au maxima observés dans SAFRAN et simulés par FRA50-corr : surface de la zone où la précipitation quotidienne excède 100 mm/jour (10^3 km^2).</i>	165
5.1	<i>Répartition du nombre d'HPE dans SAFRAN et/ou SAFRAN « futurisé », pour chaque sous-région.</i>	214
5.2	<i>Maxima de précipitations (mm/jour) pour les HPE de l'année 1994 : comparaison de la variabilité interne de FRA12 et du signal de changement climatique.</i>	217
5.3	<i>Etendue des HPE de l'année 1994 (km^2) : comparaison de la variabilité interne de FRA12 et du signal de changement climatique.</i>	217