



HAL
open science

Approche multi-échelle pour l'évaluation de la pluie dans les modèles climatiques régionaux. Etude dans le sud-est de la France

Stéphanie Froidurot

► **To cite this version:**

Stéphanie Froidurot. Approche multi-échelle pour l'évaluation de la pluie dans les modèles climatiques régionaux. Etude dans le sud-est de la France. Océan, Atmosphère. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAU017 . tel-01311155

HAL Id: tel-01311155

<https://theses.hal.science/tel-01311155v1>

Submitted on 3 May 2016

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Stéphanie Froidurot

Thèse dirigée par **Arona Diedhiou**

et codirigée par **Gilles Molinié**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS - Grenoble INP - IRD - UJF)**
dans l'Ecole Doctorale **Terre Univers Environnement**

Approche multi-échelle pour l'évaluation de la pluie dans les modèles climatiques régionaux

Étude dans le sud-est de la France

Thèse soutenue publiquement le **2 novembre 2015**,

devant le jury composé de :

Gerhard KRINNER

DR, CNRS, LGGE, Grenoble, Président

Ramón DE ELÍA

Chercheur, Ouranos, Montréal, Canada, Rapporteur

Luc NEPPEL

MdC, Polytech Montpellier, HydroSciences Montpellier, Rapporteur

Vincent MORON

Prof., Université d'Aix-Marseille, CEREGE, Aix-en-Provence, Examineur

Arona DIEDHIOU

DR, IRD, LTHE, Grenoble, Directeur de thèse

Gilles MOLINIÉ

MdC (HDR), Université J. Fourier, LTHE, Grenoble, Co-Directeur de thèse



*Je ne sais pas pourquoi la pluie
Quitte là-haut ses oripeaux
Que sont les lourds nuages gris
Pour se coucher sur nos coteaux*

Jacques Brel, «Je ne sais pas»

Remerciements

Et voilà! L'aventure *thèse* se termine et laissera de nombreux souvenirs assortis de sentiments contrastés. Les meilleurs moments, souvent fruits de relations humaines, permettant de surmonter les plus difficiles. Ainsi, si l'aboutissement d'une thèse est nécessairement une satisfaction personnelle, nombreuses sont les personnes qui y contribuent. Je souhaiterais remercier ici toutes celles qui m'auront permis d'avancer et de tenir bon pendant ces trois ans, que ce soit grâce à leur expertise scientifique et technique, à leurs conseils bienveillants ou tout simplement à leur présence chaleureuse et amicale, en espérant n'oublier personne!

Je commencerai bien entendu par mes directeurs de thèse, Gilles Molinié et Arona Diedhiou, deux personnages complémentaires, qui ont assuré l'orientation scientifique de mon travail. Merci Gilles de m'avoir encadrée et conseillée au quotidien. Je retiendrai surtout ta précision dans les analyses et ton humilité, ta remise en question constante, accordant autant de crédit à mes idées qu'aux tiennes. Merci Arona de ton enthousiasme qui aura toujours été très encourageant et motivant. Merci aussi pour la liberté de rédaction que vous m'avez laissée tous les deux. Bien qu'insécurisante parfois, cette liberté m'a poussé à aller au bout de mes raisonnements et fait que cette thèse est écrite avec mes mots et telle que je l'entendais. La satisfaction n'en est que plus grande.

Je tiens ensuite à adresser mes remerciements à l'ensemble des membres de mon jury pour l'intérêt porté à mon travail. D'abord aux rapporteurs de mon travail, Ramón De Elía et Luc Neppel, pour leurs précieux retours et conseils. Les examinateurs de ce travail, Gerhard Krinner et Vincent Moron, m'ont également témoigné leur intérêt et fait part de leurs enrichissantes remarques. Je remercie également Sophie Bastin, qui n'aura malheureusement pas pu assister à ma soutenance en temps que membre invité comme prévu initialement.

La bonne ambiance de travail régnant au LTHE a sans aucun doute amplement contribué au bon déroulement de ma thèse. À cet égard, je tiens à remercier tous les membres du laboratoire et notamment l'équipe HMCI avec qui j'ai partagé mon quotidien : Brice Boudevillain, Benoît Hingray, Karine Béranger, Sandrine Anquetin, Samuel Debionne, Frédéric Cazenave, Jean-Dominique Creutin, Anne-Catherine Favre, Isabelle Ruin, Bruno Wilhelm, Sandra Rome, Juliette Blanchet, Guy Delrieu. J'ai une pensée particulière pour Isabella Zin et Alain Gautheron qui m'ont initié au travail de recherche lors de mon stage de master. Je pense également à tous les autres chercheurs du LTHE avec qui j'ai

pu discuter de sciences ou d'autres choses au cours de ces trois années, parmi eux Charles Obled, Thierry Lebel, Théo Vischel, Guillaume Quantin,... ainsi qu'à toute l'équipe administrative. Durant les deux premières années de ma thèse, j'ai eu l'opportunité d'enseigner en parallèle de mes travaux de recherche. Je souhaiterais saluer ici toutes les personnes avec qui j'ai travaillé dans ce cadre, en particulier Gilles Molinié, Thierry Pellarin, Isabella Zin, Benoît Hingray, Philippe Belleudy mais aussi les collègues du LEGI qui m'ont confié certains enseignements, Philippe Séchet et Éric Goncalves.

Les projets MED-CORDEX et ANR REMEMBER dans lesquels s'inscrit ma thèse ont été l'occasion de nombreux échanges scientifiques avec des chercheurs d'autres laboratoires. Je pense notamment à Sophie Bastin, Romain Roehrig, Laurent Li, Samuel Somot ou encore Philippe Drobinski, que je tiens à remercier particulièrement. Ces échanges nous ont permis de mieux comprendre le fonctionnement des modèles climatiques, en particulier la représentation de la pluie dans ceux-ci, améliorant ainsi significativement l'analyse que nous pouvions faire de nos résultats.

Et puis, il y a les proches, tous ceux avec qui j'ai passé du temps durant ces trois années. Certains ont été des modèles, d'autres des conseillers ou encore des confidents mais tous ont joué un rôle crucial dans l'accomplissement de cette thèse car ils étaient là tout simplement, pour parler de science ou refaire le monde, pour décompresser, se changer les idées quand les doutes reprennent le dessus, pour rire, pour danser, pour une petite bière, pour jouer au foot ou faire une rando,... Toutes ces choses en apparence anodines et pourtant essentielles. Je suis heureuse que cette thèse m'ait permis de rencontrer tous ces gens formidables. Merci à ceux qui ont successivement partagé mon bureau et contribué à l'atmosphère conviviale qui y a régné : Jérémy, Olivier, Aurélien et Rémi. Mais aussi à tous les autres doctorants du labo, anciens et moins anciens : Damien, Saïf, Galatea, Joris, Baptiste, Benoît, Thomas Gr., Antoine, Valentin, Solène, Camille, Gérémy, Aloïs, Joseph, François, Louise, et tous les autres... J'ai une pensée particulière pour la *promo des filles* : Lise, Annette, Marine et Tania, qui ont commencé leur thèse en même temps que moi (bon courage à celles qui n'ont pas fini !). Merci aussi aux non-doctorants du labo : les stagiaires, notamment Maxime et Julien ; les CDD, en particulier Mélody et Audrey ; et toute l'équipe de foot du LTHE ! ainsi qu'aux doctorants d'autres laboratoires grenoblois avec qui nous avons partagé de bons moments : les doctorants du MEOM, Laurent. Enfin, je n'oublie pas Mel, notre prof de rock de préférée ; Ju', toujours partant pour sortir ; Maë, ma partenaire de soirées sportives (et non sportives aussi d'ailleurs) et Matthias, mon "grand frère" d'adoption.

Je finirai par remercier ma famille de m'avoir soutenue tout au long de ces trois années (et depuis toujours) et de m'avoir apporté le réconfort dont j'avais besoin dans les moments difficiles. Merci à mes parents, grands-parents, arrière-grands-parents, oncles et tantes, qui ont tous contribué à leur manière à ma soif d'apprendre, de découvrir et de comprendre le monde qui nous entoure. Et un merci tout particulier à mes frère et sœur, Bruno et Maëlle. Enfin, un grand merci à Sébastien de m'avoir accompagnée dans cette période délicate, d'avoir été patient, de m'avoir forcé à prendre un peu l'air, d'avoir regardé les nuages avec moi et bien plus que ça...

Merci à tous !

Résumé

Sur le bassin méditerranéen, les projections climatiques pour la fin du siècle indiquent un assèchement des étés accompagné d'une intensification des précipitations. Dans ce contexte, la caractérisation de la pluviométrie de la région est nécessaire pour appréhender son évolution future. Les modèles climatiques régionaux (RCM) sont des outils essentiels pour la compréhension du climat régional et pour la projection de son évolution. L'objectif de cette thèse est alors de caractériser et d'évaluer la pluie simulée par les RCM dans le sud-est de la France, typique des régions méditerranéennes côtières. La description de la pluie observée aux mêmes échelles que les RCM en est un préalable. La pluie observée et simulée est caractérisée en termes de valeurs et de structure spatiale et temporelle de l'occurrence et de l'intensité. Les liens entre ces caractéristiques et les processus physiques sous-jacents sont explorés grâce à une analyse par type de temps.

Dans les modèles, le volume annuel total d'eau apporté par la pluie sur l'ensemble de la région d'étude est proche des valeurs observées. Ce volume n'est toutefois pas réparti également dans le temps et dans l'espace dans les observations et dans les simulations. Parmi les multiples caractéristiques de la pluie observée et simulée, cette étude souligne l'influence des forçages du relief et des processus liés au cycle diurne de l'énergie solaire à la fois sur le déclenchement et sur l'intensité des précipitations. Ainsi, la pluie se produit préférentiellement en fin d'après-midi, en lien avec le chauffage diurne de la surface. Cependant, dans les modèles, le maximum d'occurrence est plus précoce que dans les observations, ce qui suggère une réponse trop rapide du schéma de convection au cycle diurne des flux de surface, liée à l'absence de la phase de transition entre la convection peu profonde et la convection profonde dans la majorité des schémas. Par ailleurs, au sein du domaine d'étude, l'influence du relief sur les caractéristiques de la pluie est plus marquée pour les Cévennes que pour les Préalpes. Les RCM reproduisent cette influence du relief sur les caractéristiques de pluie. Toutefois, les contrastes entre plaines et reliefs sont plus accentués dans les modèles que dans les observations, notamment lorsque le forçage de grande échelle est faible et la convection dominante dans la région d'étude. L'accentuation du contraste entre plaine et montagne dans les modèles semble donc provenir d'une trop grande sensibilité des schémas de convection au relief qui favorise la convergence et l'instabilité de la masse d'air.

Mots-clés : Pluie, Variabilité spatio-temporelle, Climatologie, Modèles climatiques régionaux, Évaluation, Types de temps

Abstract

Climate projections for the end of the century indicate drier summers and more intense precipitation in the Mediterranean. In this respect, the characterization of rainfall in the region is necessary to understand its future changes. Regional climate models (RCM) are essential tools to understand the regional climate and to project its future evolution. This thesis aims at characterizing and evaluating rainfall simulated by RCM in Southeast France. The description of observed rainfall at the same scales as RCM is a prerequisite. Observed and simulated rainfall is described in terms of values and spatial and temporal structure of occurrence and intensity. Weather types are used to explore the relation between rainfall features and the underlying physical processes.

In the RCM, the annual total volume of water precipitated over the study region is closed to the observed values. However, this total volume is not distributed the same in space and time in the RCM simulations and in the observations. Among the multiple facets of the rainfall climatology, this study highlights the influence of the relief and of the solar cycle both in the triggering and in the intensity of rain. Rain appears to occur preferentially in the late afternoon, in connection with the daytime heating of the surface. However, the maximum of rain occurrence simulated by the RCM is earlier than in the observations, suggesting a too quick response of the convection scheme to the diurnal cycle of surface fluxes, in relation to the absence of transition between shallow and deep convection in most schemes. Besides, within the study region, the orographic forcing appears to be quite different for the two ranges of the domain and is much more pronounced over the Cévennes. The RCM reproduce the influence of the topography on rainfall features. Yet, the contrast between plains and mountains is more pronounced in the models than in the observations, especially when the large-scale forcing is weak and the convection is prevailing in the study area. The contrast accentuation between plain and relief in the models seems to be due to a too high sensitivity of the convection schemes to the air mass convergence and instability favored by the relief.

Key words : Rainfall, Spatio-temporal variability, Climatology, Regional climate models, Evaluation, Weather types

Table des matières

REMERCIEMENTS	V
RÉSUMÉ	VII
ABSTRACT	VIII
I. LES MODÈLES CLIMATIQUES ET LEUR ÉVALUATION	1
1. Modèles climatiques régionaux	1
1.1. Histoire rapide de la modélisation climatique	1
1.2. Régionalisation du climat	3
1.2.1. Intérêt des outils de descente d'échelle	3
1.2.2. Méthodes de descente d'échelle statistiques	4
1.2.3. Méthodes de descente d'échelle dynamiques	5
1.3. Coordination internationale pour la modélisation climatique régionale	6
2. Évaluation des modèles climatiques	7
2.1. Sources d'incertitudes dans les modèles climatiques	7
2.2. Outils d'évaluation	9
2.2.1. Produits d'observations disponibles	9
2.2.2. Comparaisons réalisées	10
3. Les questions de la thèse	12
II. LES PRÉCIPITATIONS : GENÈSE, OBSERVATION, MODÉLISATION	15
1. Pourquoi s'intéresser aux précipitations ?	15
2. Processus physiques à l'origine de la pluie	17
2.1. Mécanismes généraux	17
2.1.1. Principe	17
2.1.2. Condensation d'une particule d'air	17
2.1.3. Conditions nécessaires à la pluvio-genèse.	18
2.2. Caractérisation des précipitations	19
2.2.1. Pluie stratiforme	19
2.2.2. Pluie convective	20

2.2.3. Pluie orographique	21
3. Observation des précipitations	22
4. Modélisation de la pluie	23
4.1. Principes généraux	23
4.2. Paramétrisation de la convection	24
4.2.1. Principe	24
4.2.2. Schémas de convection	25
5. Pluie et échelles spatio-temporelles	26
5.1. Variabilité spatiale et temporelle de la pluie	26
5.2. Nature des précipitations simulées	28
5.3. Intérêt d'une analyse multi-échelle	31
Synthèse	33
III. DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE : LE SUD-EST DE LA FRANCE _____	35
1. Géographie	36
2. Climatologie de la pluie	37
2.1. Climatologie annuelle et saisonnière	38
2.2. Dépendance des caractéristiques climatiques de la pluie aux échelles temporelles	40
3. Circulations atmosphériques associées à la pluie	41
3.1. Circulations atmosphériques et pluie associée en France	41
3.2. Circulations atmosphériques associées aux pluies intenses dans le sud de la France	41
Synthèse	45
IV. CARACTÉRISATION DE LA PLUIE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE, AUX ÉCHELLES DES RCM _____	47
1. Résumé étendu	47
1.1. Données	48
1.2. Méthode	48
1.3. Principaux résultats	50
2. Publication : Climatology of observed rainfall in Southeast France at the Regional Climate Model scales ...	52
Abstract	52
I. Introduction	52
II. Data	54
II.1. Study area: Southeast France	54
II.2. Hourly raingauges data	55
II.3. A spatial rainfall database	56
III. Framework for rainfall characterization	60
IV. Subdaily rain occurrence	62
V. Subdaily rainfall intensity	65
VI. Spatial structure of rainfall	68
VII. Conclusion	73
Synthèse	79
V. ÉVALUATION MULTI-ÉCHELLE DE LA PLUIE SIMULÉE PAR ALADIN, LMDz ET WRF _____	81
1. Présentation des modèles utilisés	81
2. Méthodologie d'évaluation	84
3. Cumuls annuels et saisonniers de pluie	86
3.1. Cumuls annuels moyens	86
3.2. Cumuls saisonniers	87

4. Occurrence et intensité de la pluie.....	89
4.1. Occurrence en automne	89
4.2. Durée des événements d'automne	90
4.3. Intensités en automne	92
4.4. Synthèse pour toutes les saisons	95
4.4.1. Occurrence	96
4.4.2. Intensité	96
5. Organisation infrajournalière.....	98
5.1. Méthodologie	98
5.2. Occurrence dans les journées pluvieuses	99
5.2.1. Occurrence moyenne	99
5.2.2. Journées intenses totalement pluvieuses	100
5.3. Cycle diurne	102
5.3.1. Éléments méthodologiques	102
5.3.2. Cycle diurne d'occurrence.	103
5.3.3. Cycle diurne d'intensité.	105
5.4. Structure spatiale	107
5.4.1. Éléments méthodologiques	107
5.4.2. Structure spatiale de l'occurrence	107
5.4.3. Structure spatiale de l'intensité	111
6. Discussion en lien avec les schémas utilisés dans les modèles.....	115
6.1. Caractéristiques générales d'occurrence et d'intensité	115
6.2. Cycle diurne de la pluie	117
6.3. Organisation spatiale de la pluie en lien avec la topographie	118
Synthèse.....	121
VI. ANALYSE PAR TYPE DE TEMPS DES CARACTÉRISTIQUES DE LA PLUIE _____	123
1. Description des types de temps	124
1.1. Construction de la classification	124
1.2. Conditions synoptiques associées à chaque types de temps	125
1.3. Fréquence de chaque type de temps	127
2. Cumuls annuels de pluie par type de temps.....	128
3. Occurrence et intensité de pluie par type de temps.....	130
3.1. Occurrence journalière	130
3.2. Analyse multi-échelle de l'intensité	131
3.2.1. Cumuls 3 h	132
3.2.2. Organisation de la pluie 3 h en cumul journalier	134
4. Apport pour la climatologie de la pluie et pour l'évaluation des modèles.....	135
4.1. Caractéristiques générales de la pluie	136
4.2. Cycle diurne de la pluie	138
4.3. Organisation spatiale de la pluie	141
Synthèse.....	145
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES_____	147
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES_____	153

A. COMPLÉMENTS À L'ÉVALUATION DES SIMULATIONS RCM	167
1. Cumuls	167
1.1. Cumuls annuels	167
1.2. Cumuls saisonniers	168
2. Occurrence de pluie	169
2.1. Occurrence moyenne	169
2.2. Durée des événements	173
3. Intensité de pluie	177
3.1. 50 ^e centiles d'intensité	177
3.2. 95 ^e centiles d'intensité	181
4. Cycle diurne de la pluie	185
4.1. Cycle diurne d'occurrence	186
4.2. Cycle diurne d'intensité	187
5. Structure spatiale de la pluie	188
5.1. Structure spatiale de l'occurrence	189
5.2. Structure spatiale de l'intensité	191
B. COMPLÉMENTS À L'ANALYSE PAR TYPE DE TEMPS	193
1. Occurrence et intensité de la pluie observée	193
1.1. Occurrence de pluie 3 h au sein des journées pluvieuses	194
1.2. Quantiles de l'intensité de pluie 3 h et 24 h	195
2. Caractéristiques de la pluie simulée par les RCM	197
2.1. Cumuls annuels	197
2.2. Occurrence journalière	198
2.3. Cycle diurne de la pluie	199

Les modèles climatiques et leur évaluation

Le système climatique est constitué par l'atmosphère, l'hydrosphère, les surfaces continentales et la biosphère (FIGURE I.1). Les interactions entre ses composantes déterminent la redistribution et la circulation de l'énergie, principalement reçue du Soleil, autour du globe. Les dimensions et échelles de temps ainsi que la complexité du système rendent difficile, voire impossible une étude expérimentale ou analytique du système climatique dans sa globalité. Les observations permettent d'étudier certaines composantes de ce système sur les dernières décennies (la durée d'observation est variable selon les composantes observées et les systèmes d'observations, mais on ne remonte guère au delà de 150 ans). Ainsi, l'étude des processus physiques en jeu est grandement complétée par l'utilisation de modèles climatiques. Ces modèles sont des formulations mathématiques des processus physiques régissant le système climatique. Leurs solutions numériques rendent compte de l'évolution des variables d'état du climat à partir de conditions initiales et aux limites fournies en fonction des choix de modélisation. Contrairement aux observations, ils permettent d'explorer le fonctionnement du système climatique dans des conditions très différentes de celles que nous connaissons actuellement, par exemple, l'exploration de climats passés lointains ou de climats futurs potentiels.

1. Modèles climatiques régionaux

1.1. Histoire rapide de la modélisation climatique

La modélisation du climat a commencé avec des modèles conceptuels. Dès le 1^e siècle, Ptolémée a relié les zones climatiques à l'inclinaison de la Terre par rapport au Soleil, donc à la latitude (EDWARDS, 2011). Cette description, très simple, du climat n'a été améliorée qu'à partir de la fin du XVII^e siècle pour prendre progressivement en compte la circulation atmosphérique dominante caractérisée par les cellules de Hadley, de Ferrel et polaire (HALLEY, 1686 ; HADLEY, 1735 ; DOVE, 1837 ; FERREL, 1856). Parallèlement, des modèles conceptuels du cycle du carbone et d'autres cycles biogéochimiques ont

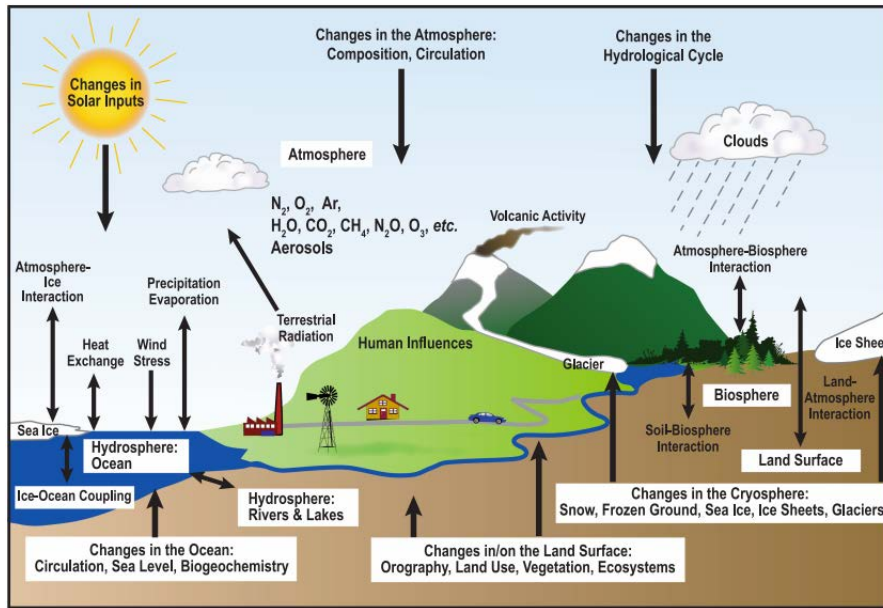


FIGURE I.1 – Représentation schématique des différentes composantes du système climatique, leurs processus et interactions. Figure tirée de IPCC [2007].

également permis d'améliorer la compréhension du système climatique (études menées entre autres par Tyndall et Chamberlin, CHAMBERLIN [1897] ; CHAMBERLIN [1898]).

Les premiers modèles mathématiques, basés sur des bilans d'énergie, datent du début du XIX^e siècle. Ils reposent sur le principe d'équilibre radiatif, décrit par FOURIER [1822], c'est-à-dire l'équilibre entre l'énergie reçue du Soleil par la Terre et l'énergie réémise par radiation vers l'espace. Ses études et celles de ses successeurs ont concerné en particulier l'absorption d'énergie par le CO₂ et la vapeur d'eau dans l'atmosphère (FOURIER, 1822 ; ARRHENIUS, 1896). Parallèlement, d'autres travaux ont porté sur la variation d'énergie solaire incidente reçue par la Terre du fait de la variation de paramètres astronomiques ou de l'albédo de surface (ADHÉMAR, 1860 ; CROLL, 1875 ; MILANKOVIĆ, 1920).

Au début du XX^e siècle, BJERKNES [1904]¹ a montré comment l'évolution de l'atmosphère pouvait être décrite par un jeu d'équations mathématiques : les équations primitives, regroupant les équations de conservation de la quantité de mouvement, de la masse et de l'énergie ainsi que l'équation d'état des gaz parfaits. Ces équations ne peuvent être résolues de manière analytique et aucune méthode numérique capable de fournir de solution approchée n'existait alors. En 1922, Richardson développe une méthode de prévision numérique du temps basée sur les équations de Bjerknès, utilisant la méthode de différences finies (RICHARDSON, 1922). L'ordinateur n'ayant pas encore été inventé, il envisage de les faire résoudre numériquement par pas moins de 64000 personnes.

Il fallut attendre les années 1950 pour que J.G. Charney réalise la première prévision numérique du temps avec un modèle d'atmosphère simplifié. Dans les années 1960, les premières prévisions numériques opérationnelles du temps se développent dans de nombreux pays. En parallèle, les premières simulations climatiques sont réalisées avec des modèles d'atmosphère (SMAGORINSKY et al., 1965 ; ARAKAWA, 1966 ; KASAHARA & WASHINGTON, 1967). Depuis, les modèles climatiques n'ont cessé de se complexifier à la faveur de ressources de calcul de plus en plus puissantes. Les modèles d'atmosphères (AGCM, Atmospheric General Circulation Models) ont été progressivement couplés aux

1. Une traduction en français est disponible dans BJERKNES [1995].

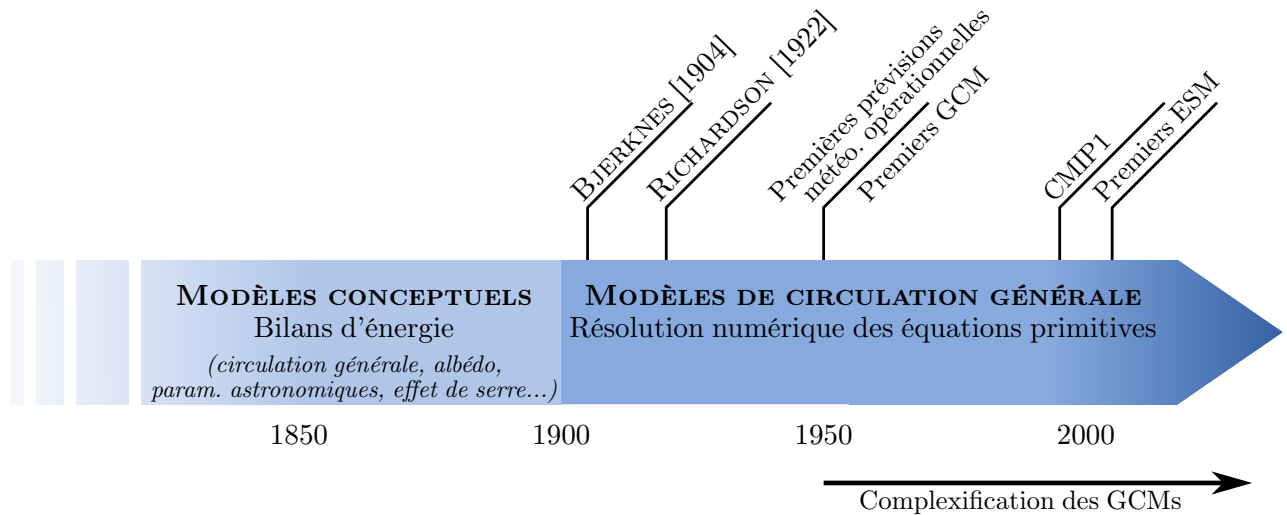


FIGURE I.2 – Chronologie du développement de la modélisation climatique.

autres composantes du système climatique : l’océan dans un premier temps (AOGCM, Atmosphere-Ocean General Circulation Models) puis les surfaces continentales, la cryosphère, la végétation. On parle alors de modèles intégrés du système Terre (ESM, Earth System Models). Parallèlement, de plus en plus de processus physiques sont pris en considération dans les modèles de chacune des composantes.

À la suite d’études évaluant la sensibilité climatique et les risques de réchauffement climatique lié aux émissions de CO_2 (CHARNEY et al., 1979), les Nations Unies ont réuni en 1988 un groupe international (le GIEC¹) pour expertiser les résultats scientifiques à destination des décideurs. Pour répondre aux besoins du GIEC en termes de modélisation climatique, les centres de modélisation internationaux se coordonnent pour comparer les différentes projections climatiques. Le premier projet d’intercomparaison des modèles de circulation générale est lancé en 1995 (CMIP1, *Coupled Model Intercomparison Project*).

La FIGURE I.2 résume les principaux éléments de cette chronologie.

1.2. Régionalisation du climat

1.2.1. Intérêt des outils de descente d’échelle

Les modèles climatiques globaux (*Global Climate Models*, GCM) sont des outils essentiels pour la compréhension du système climatique, de son comportement au cours des siècles passés et pour la projection de ses évolutions futures possibles. Toutefois, la réalisation de simulation sur de longues périodes (de l’ordre d’un siècle) implique des coûts de calcul très importants. Les résolutions spatiales utilisées dans les simulations globales sont alors limitées à quelques centaines de kilomètres. La dernière génération de GCM, utilisée dans le cadre du cinquième rapport d’évaluation (AR5²) du GIEC, utilise principalement des résolutions horizontales de l’ordre de 1 à 2° de latitude/longitude (TAYLOR et al., 2012; FLATO et al., 2013). Ces résolutions n’empêchent pas les GCMs de représenter correctement les principales caractéristiques de la circulation générale (RANDALL et al., 2007; FLATO et al., 2013). En

1. GIEC : Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat
2. 5th Assessment Report (IPCC, 2013)

revanche, leurs performances diminuent pour des statistiques d'ordre plus élevées comme la variabilité ou les extrêmes. De plus, leurs résolutions en font des outils inadaptés à l'étude des propriétés locales du climat et des processus de petite échelle. En particulier, la topographie ne peut pas être représentée finement et donc tous les processus locaux qui y sont liés sont mal représentés : relief, traits de côte, vents locaux, convection, interactions avec les conditions de surface...

Dans les débats concernant le changement climatique, notamment les questions liées à la vulnérabilité et à l'adaptation, il est nécessaire de disposer d'informations aux échelles régionales à locales. De telles informations sont indispensables pour apprécier les impacts des changements climatiques sur les systèmes naturels et les sociétés en vue de développer des stratégies d'adaptation et de mitigation aux échelles nationales et locales. Les échelles locales sont également plus faciles à appréhender par les politiques et le grand public.

Ainsi, il est nécessaire de recourir à des outils de descente d'échelle. À partir de projections grossières issues de GCMs, ces outils permettent de déterminer les variables climatiques à une résolution plus adaptée aux études d'impact. Pour ce faire, ils utilisent la dépendance des variables météorologiques locales aux situations de grande échelle. On distingue deux grandes familles de méthodes de descente d'échelle (MEARNS et al., 1999 ; HEWITSON & CRANE, 1996) : les méthodes statistiques et les méthodes dynamiques. Ces deux approches sont présentées dans les sections suivantes.

1.2.2. Méthodes de descente d'échelle statistiques

Les méthodes statistiques de descente d'échelle consistent à faire un lien empirique, basé sur l'observation, entre des variables de grande échelle (appelées *prédicteurs*) et des variables locales (*prédictees*) (WILBY et al., 1998). Elles ne font pas l'objet de cette thèse, nous nous contenterons d'en présenter le principe général. Pour une revue bibliographique détaillée, le lecteur pourra se référer à MARAUN et al. [2010]

WILBY & WIGLEY [1997] ont proposé de classer ces méthodes statistiques en trois groupes : les méthodes de régressions, les méthodes analogiques et les générateurs de temps stochastiques. Les méthodes de régression consistent à identifier et exploiter un lien statistique entre des prédicteurs de grande échelle et un prédictee (HEWITSON & CRANE, 1996 ; MURPHY, 1999 parmi d'autres). Les méthodes analogiques se basent sur l'hypothèse que deux situations atmosphériques similaires donnent lieu à des situations météorologiques locales proches (LORENZ, 1969 ; ZORITA & STORCH, 1999 par exemple). Enfin, les générateurs de temps produisent des séquences temporelles aléatoires du prédictee semblables à celles observées à partir de l'estimation de leurs caractéristiques statistiques (par exemple WILKS & WILBY, 1999 ; AILLIOT et al., 2015).

Le principal intérêt de ces méthodes est qu'elles sont peu coûteuses en ressources de calcul, ce qui permet de les appliquer facilement à un grand ensemble de simulations climatiques. En revanche, elles reposent sur des relations empiriques établies à partir du climat présent. Ces relations sont susceptibles de ne pas prendre en compte certains processus physiques pourtant importants en climat changeant, notamment des rétroactions locales. Par exemple, BOÉ & TERRAY [2008] ont montré que des rétroactions sol-atmosphères seraient importantes pour caractériser le changement climatique estival en France et Europe centrale. Ces procédés sont difficiles à prendre en compte (et ne le sont pas) par les méthodes statistiques de descente d'échelle.

1.2.3. Méthodes de descente d'échelle dynamiques

Les méthodes de descente d'échelle dynamiques sont basées sur l'utilisation de modèles climatiques régionaux¹ (*Regional Climate Models* en anglais, notés RCM). Comme les modèles globaux, les RCM sont des modèles à base physique, ce qui est censé leur permettre de mieux prendre en compte les processus pouvant se produire dans un climat différent que les méthodes statistiques. En revanche, ils demandent nettement plus de ressources de calcul, ce qui rend difficile la production de grands ensembles de simulations.

Les RCM, grâce à leur résolution plus fine que les GCM, présentent plus de détails dans les reliefs, les lignes de côte, les caractéristiques des surfaces continentales... Grâce à une meilleure représentation des processus atmosphériques de petite échelle, les RCM permettent ainsi de rendre compte d'une variabilité des caractéristiques climatiques à plus fine échelle, dépassant le seul effet dû à une meilleure spatialisation des champs de pluie, (voir par exemple FESER et al., 2011 ; COLIN, 2011 ; DI LUCA et al., 2012). Toutefois, l'amélioration est plus nette dans les régions à la topographie complexe que dans les zones plates (au-dessus de l'océan par exemple) ou pour des variables hétérogènes spatialement qui dépendent des processus de petite échelle par rapport à celles qui présentent une grande cohérence spatiale.

Il existe plusieurs types de modèles climatiques régionaux. Il est possible d'utiliser des modèles atmosphériques globaux (AGCM) à très haute résolution sur l'ensemble du globe pour étudier le climat sur une région donnée. Cette solution est très coûteuse en temps de calcul et est rarement utilisée pour produire des simulations sur une longue période de plusieurs dizaines d'années. Les méthodes les plus utilisées consistent à améliorer la résolution des modèles sur une région donnée, soit grâce à des modèles à aire limitée (*Limited Area Models*, LAM) soit grâce à des modèles globaux zoomés.

Modèles à aire limitée

Comme leur nom l'indique, les modèles à aire limitée (*Limited Area Models*, LAM) ne traitent qu'une région limitée de l'espace, ce qui permet l'utilisation de résolutions plus fines. Contrairement aux GCM, on a donc affaire à un domaine ouvert. Pour garantir les bilans (de masse, d'énergie...), il est alors nécessaire de fournir des conditions aux frontières du domaine en plus des conditions initiales. Les LAM sont donc forcés aux bords par des résultats de simulations climatiques à basse résolution, pour augmenter la résolution spatiale dans une région d'intérêt (GIORGI, 1990 ; GIORGI & MEARNES, 1999). Le principe de fonctionnement des LAM est représenté sur la FIGURE I.3.

Dans les simulations dites de contrôle, les conditions aux bords sont fournies par des réanalyses. Ce type de simulation permet d'étudier et d'évaluer le fonctionnement du LAM seul avec des conditions aux bords idéalisées. Dans les autres simulations, le LAM est forcé par un GCM. Ces simulations permettent d'évaluer l'ensemble "GCM forceur-LAM forcé" en travaillant sur la période passée ou de produire des projections climatiques pour les périodes futures. Dans la plupart des cas, les modèles climatiques régionaux sont utilisés en mode *one way nesting*, c'est-à-dire que le GCM forceur fournit l'information au LAM sans rétroaction du LAM vers le GCM. À l'heure actuelle, les résolutions spatiales utilisées dans les modèles à aire limitée varient entre 10 et 50 km environ (FLATO et al., 2013).

1. On désigne en général par *regional* l'ensemble des échelles inférieures à environ 100000 km².

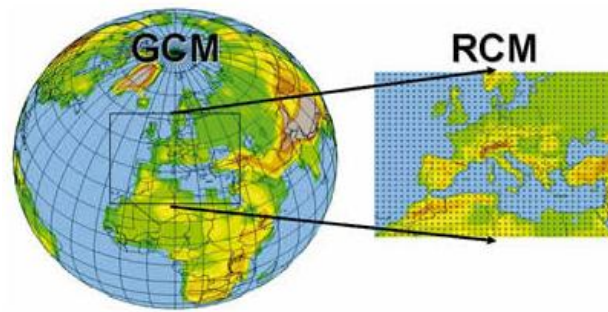


FIGURE I.3 – Schéma du fonctionnement des RCM à aire limitée et forçage par un GCM.
(source : https://www.wmo.int/pages/themes/climate/climate_models.php)

Modèles zoomés

Certains centres de modélisation ont fait le choix d'utiliser des modèles globaux zoomés pour étudier le climat régional. Il s'agit alors de travailler avec une grille variable plus fine sur une zone ciblée (FIGURE I.4). Sur la région zoomée, le modèle représente plus de détails qu'une version basse résolution (GCM classique) avec une résolution spatiale de l'ordre de celles utilisées avec les LAM tandis que sur le reste du globe, il est comparable à un GCM.

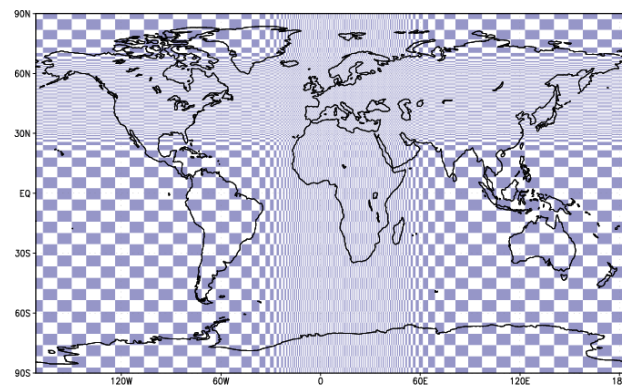


FIGURE I.4 – Exemple de grille de modèle zoomé (modèle LMDZ, source : <http://www.lmd.jussieu.fr/>)

De plus en plus, la modélisation climatique régionale se complexifie à la manière de ce qui a été fait pour les modèles globaux (SEVAULT et al., 2014, par exemple), passant de modèles atmosphériques à l'utilisation de modèles couplés avec des modèles d'océans, de surfaces continentales, de glace... Pour une revue détaillée sur les modèles climatiques régionaux, on pourra se reporter à GIORGI & MEARNES [1999], WANG et al. [2004] ou RUMMUKAINEN [2010].

1.3. Coordination internationale pour la modélisation climatique régionale

Depuis le début des années 2000, des projets internationaux de modélisation climatique régionale se sont développés pour étudier l'évolution du climat et de sa variabilité dans des régions spécifiques. En Europe, les projets européens PRUDENCE (CHRISTENSEN et al., 2002) de 2001 à 2004 puis ENSEMBLES (HEWITT, 2004) de 2004 à 2009 avaient pour objectifs de quantifier et réduire les incertitudes dans les projections climatiques et de développer un système de projection d'ensemble. Une

base de données de projections climatiques pour la période 1951-2100 (ou 1951-2050) selon le scénario SRES A1B¹ avec une résolution spatiale de 25 km a été créée. D'autres projets ont également été conduits hors d'Europe, comme NARCCAP (MEARNS et al., 2009) en Amérique du Nord.

Suite à ces projets, l'initiative CORDEX (Coordinated Regional climate Downscaling Experiment) (GIORGI et al., 2009; JONES et al., 2011), soutenue par le World Climate Research Programme (WRCP) et lancée en 2009, vise à coordonner les projets internationaux de régionalisation du climat afin de favoriser les transferts de connaissances entre projets et régions. Dans la lignée de ces premiers projets, il s'agit d'améliorer la compréhension des phénomènes climatiques régionaux, leur variabilité et évolution, grâce à des techniques de descente d'échelle. En parallèle, CORDEX propose un cadre pour évaluer et améliorer les modèles de descente d'échelle. L'objectif est également de produire une base de données de projections climatiques régionales pour le monde entier.

Actuellement, 13 domaines d'étude ont été définis dans le cadre de CORDEX. Ils couvrent l'ensemble des continents (Afrique, Europe, Amérique du Sud, Australie...). Parmi ces 13 domaines, cette thèse utilisera les données relatives au domaine méditerranéen et s'inscrit dans le cadre du projet Med-CORDEX (RUTI et al., 2015) et du projet ANR REMEMBER². Le projet REMEMBER vise à mieux comprendre et modéliser le système climatique régional couplé pour la prévention des risques hydrométéorologiques en Méditerranée dans un contexte de changement global.

2. Évaluation des modèles climatiques

Face aux changements globaux, les incertitudes liées aux simulations climatiques doivent être diagnostiquées et prises en compte dans l'élaboration des politiques d'adaptation et d'atténuation. L'évaluation des simulations climatiques est nécessaire pour caractériser les incertitudes associées aux projections climatiques. Ces différentes sources d'incertitudes sont présentées ci-après (SECTION 2.1). L'évaluation est de plus une étape importante pour le développement et l'amélioration des modèles climatiques. En général, les modèles sont évalués en confrontant les résultats des simulations climatiques avec des observations disponibles. Les outils d'évaluation sont présentés ensuite (SECTION 2.2).

2.1. Sources d'incertitudes dans les modèles climatiques

MITCHELL & HULME [1999] ont présenté l'incertitude des modèles climatiques régionaux comme une *cascade d'incertitudes*. Si cette description est toujours d'actualité, les sources d'incertitude formant cette cascade ont évolué (BOÉ, 2007; FOLEY, 2010). Schématiquement, les études d'impact du changement climatique s'appuient sur des modèles d'impacts (par exemple des modèles hydrologiques), lesquels sont généralement alimentés par des simulations climatiques régionales issues de la descente d'échelle de simulations climatiques globales, elles-mêmes dépendantes d'hypothèses de développement socio-économique. Cette chaîne de modélisation introduit des sources d'incertitudes à chaque étape. L'incertitude croît donc à mesure que l'on descend dans la chaîne de modélisation : du GCM au RCM puis au modèle d'impact.

1. Les scénarios SRES (Special Report on Emissions Scenarios) sont les scénarios d'émissions de référence utilisés dans le cadre du quatrième rapport du GIEC (2007). Le scénario A1B correspond à un développement économique sur le schéma actuel accompagné d'une réduction des inégalités Nord-Sud.

2. Site Internet du projet REMEMBER : <http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/hymex-remember/>.

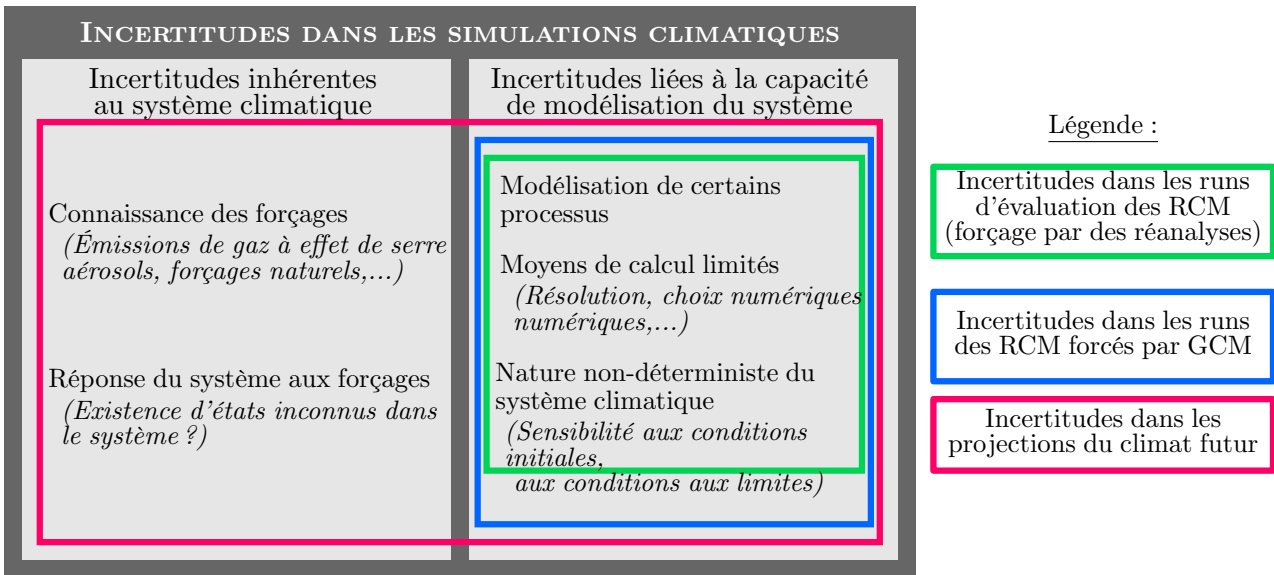


FIGURE I.5 – Synthèse des différentes sources d’incertitudes dans les simulations climatiques. Les incertitudes liées à la capacité de modélisation du système climatique se retrouvent à la fois dans les RCM et les GCM qui peuvent être utilisés pour les forcer aux bords.

De manière générale, et en se limitant aux simulations des modèles climatiques régionaux, les sources d’incertitudes peuvent être divisées entre l’incertitude inhérente au système climatique et l’incertitude liée à notre capacité à modéliser ce système (STAINFORTH et al., 2007 ; FOLEY, 2010). La FIGURE I.5 synthétise les différentes sources d’incertitudes telles que décrites dans la revue de FOLEY [2010] et détaillées ci-après. Ces sources d’incertitudes sont différentes selon que l’on s’intéresse à un RCM forcé aux bords par des réanalyses ou par un GCM, et selon que l’on modélise le climat passé ou le climat futur.

Dans les simulations de contrôle des RCM, les conditions aux limites sont prescrites par des réanalyses. Les conditions climatiques rencontrées sont donc connues. Dans cette situation, les sources d’incertitude sont liées à la modélisation. La connaissance de certains processus physiques est encore imparfaite. Dès lors, ces processus, bien que potentiellement importants, sont mal (voire pas du tout) pris en considération dans les modèles climatiques. Cette connaissance s’accroît d’années en années, complexifiant petit à petit les modèles. Cette complexification requiert une capacité de calcul de plus en plus grande. Or, les ressources de calcul, bien que de plus en plus importantes, ne sont pas illimitées. Ainsi, des arbitrages doivent être faits sur la façon d’utiliser cette ressource. En pratique, la diminution de la résolution spatiale permet de produire des simulations de longue durée. Un certain nombre de processus se produisent alors à des échelles inférieures à la taille du maillage et ne peuvent plus être résolus numériquement. Ils sont soit négligés soit paramétrés, les effets des processus sous-maille sur l’atmosphère sont alors approximatés en fonction des variables résolues de grande échelle. Les schémas paramétriques utilisés dans les modèles climatiques sont une nouvelle source d’incertitude.

De plus, le système climatique est un système chaotique non-linéaire (LORENZ, 1963). Ainsi, il est très sensible aux conditions initiales et aux limites qui lui sont fournies : à partir d’une gamme de conditions initiales légèrement différentes, des évolutions du système climatique très différentes peuvent être obtenues. Dans une moindre mesure, il existe également une sensibilité du système climatique aux conditions aux limites. Cette sensibilité aux conditions initiales et aux limites peut être

explorée grâce à des simulations d'ensemble, c'est-à-dire des simulations réalisées en modifiant légèrement les conditions initiales ou aux limites.

Lorsqu'il s'agit de simuler le climat futur, les conditions basses résolutions sont fournies par un GCM. La modélisation du GCM implique globalement les mêmes incertitudes que celles décrites pour le RCM. De plus, des incertitudes inhérentes au système climatique s'ajoutent aux incertitudes décrites précédemment. Ainsi, l'évolution des forçages anthropiques (gaz à effet de serre, aérosols), qui relèvent principalement de facteurs socio-économiques, sont difficiles à prévoir. Les forçages naturels (éruptions volcaniques, activité solaire) connus dans le présent pourraient subir des variations aussi impactantes et soudaines qu'inattendues. De plus, certains états du système climatique, un système dynamique, non-linéaire et complexe, pourraient être inconnus. Ainsi, par exemple, des mécanismes de rétroaction peuvent amplifier ou diminuer les effets de changement de forçage. L'existence de points critiques dans le système climatique est envisagée, entraînant des transitions brutales vers des états du système non envisagés jusqu'alors. L'effet de certains processus sous-maille dans des conditions différentes est également incertain.

2.2. Outils d'évaluation

Différentes techniques d'évaluation permettent de tenir compte de ces incertitudes. L'approche la plus classique pour évaluer les modèles consiste à comparer des quantités simulées avec leurs équivalents issus d'observations (FLATO et al., 2013 ; RANDALL et al., 2007). C'est dans ce cadre que nous nous plaçons et c'est cette approche que nous détaillerons par la suite.

Toutefois, des méthodes ensemblistes permettent également d'explorer certaines incertitudes. Les différents membres de l'ensemble donnent alors une idée de la dispersion des réponses climatiques selon différents critères. Par exemple, pour un modèle donné, les ensembles multi-physiques rendent compte de l'influence du choix de telle ou telle paramétrisation physique sur le climat simulé (par exemple dans YANG & ARRITT, 2002 ou GARCÍA-DÍEZ et al., 2015). L'introduction de perturbations dans les conditions initiales ou aux limites permet de produire un ensemble de simulations climatiques informant sur la sensibilité de la réponse du modèle à ces conditions initiales ou aux limites. Les ensembles multi-modèles donnent un aperçu de la variété des réponses selon le modèle climatique choisi (TEBALDI & KNUTTI, 2007 ; JUN et al., 2008). Enfin, la sensibilité de l'évolution du climat au choix d'un scénario d'émission peut être examinée grâce à des ensembles multi-scénarios. Ces différents types d'ensembles peuvent bien entendu être combinés selon les besoins de l'analyse.

Bien que les modèles soient voués à être utilisés pour simuler le climat futur, les comparaisons entre variables observées et variables simulées ne peuvent être faites que sur les périodes passées, lointaines ou proches. Les quantités comparées dépendent des phénomènes ou des caractéristiques climatiques que l'on souhaite évaluer mais aussi, inévitablement, des données d'observations disponibles.

2.2.1. Produits d'observations disponibles

Les sources d'observation pour lesquelles on dispose des plus longues séries de données sont les observations directes (stations météorologiques, radiosondages aérologiques, marégraphes, bouées...). Ces mesures sont généralement ponctuelles et réparties de façon hétérogène à la surface du globe, en fonction des continents et des implantations humaines.

Les satellites fournissent des données sur une période récente plus courte mais ont l'avantage de couvrir la presque totalité du globe. Les mesures satellites sont indirectes, c'est-à-dire que la variable étudiée n'est pas mesurée directement mais déduite de la mesure d'une radiation. L'approche classique pour l'évaluation des modèles consiste à convertir la mesure satellite en une variable équivalente à celle des modèles. Une approche alternative revient à transformer les sorties de modèles pour simuler ce qu'un satellite mesurerait s'il observait le système modélisé.

Plusieurs climatologies, correspondant à une ou plusieurs variables, ont été développées sur la base de ces observations, combinant ou non des observations directes avec des données satellites. Pour les précipitations par exemple, les bases de données CMAP (ADLER et al., 2003), GPCP (XIE & ARKIN, 1997) ou encore CRU (MITCHELL & JONES, 2005) sont fréquemment utilisées (FLATO et al., 2013).

Les réanalyses sont également fréquemment utilisées pour l'évaluation des modèles climatiques. Ce sont des bases de données obtenues grâce à la combinaison d'un modèle météorologique et d'observations. Elles fournissent, généralement sur l'ensemble du globe, des archives de nombreuses variables atmosphériques et océaniques sur plusieurs décennies. Elles présentent toutefois d'importantes incertitudes pour les variables pour lesquelles les observations ne sont pas assimilées car elles sont déterminées uniquement par le modèle atmosphérique.

Afin de tester les modèles climatiques dans des conditions différentes des conditions présentes, certaines évaluations sont réalisées sur des simulations du climat passé lointain, que ce soit la représentation du climat du dernier millénaire ou des derniers cycles glaciaires/interglaciaires. Pour ce paléoclimat, il n'existe pas d'observations instrumentales, des marqueurs (*proxys*) de variables climatiques sont donc extraits d'un ensemble d'archives naturelles (carottes de glace, coraux, dendrochronologie, sédimentologie...) pour être comparées aux sorties de modèles.

Des campagnes de mesure, grâce à la mobilisation d'une grande quantité d'instruments dans une même région, permettent l'évaluation de processus particuliers. Dans ce cas, les simulations sont guidées pour que la chronologie des événements soit respectée.

2.2.2. Comparaisons réalisées

Pour décrire les performances des modèles climatiques, certains auteurs proposent une évaluation générique basée sur l'utilisation d'indices scalaires tandis que d'autres présentent une évaluation plus détaillée grâce à des études diagnostiques.

L'utilisation d'indices scalaires permet de comparer rapidement et de façon synthétique plusieurs modèles ou plusieurs variables. TAYLOR [2001] propose une représentation synthétique de la concordance de champs simulés et observés en terme de variance, de corrélation et d'erreur quadratique moyenne. Ce type de diagramme est utilisé dans de nombreuses études, notamment dans celle de GLECKLER et al. [2008] qui suggèrent un certain nombre d'indices pour évaluer les modèles. En plus des diagrammes de Taylor, les modèles sont comparés entre eux quant à leur capacité à représenter un certain nombre de variables grâce à une erreur quadratique relative de chaque modèle par rapport à la médiane des erreurs de tous les modèles. REICHLER & KIM [2008] utilisent quant à eux un indice de performance unique. Cet indice correspond à la moyenne sur plusieurs variables d'une erreur quadratique normalisée pour s'affranchir des différences entre les régions et entre les variables. Ces indices scalaires sont généralement basés sur les états moyens des variables climatiques. Ils fournissent des

informations sur les symptômes des problèmes. Ils ne sont en revanche pas suffisamment informatifs pour éclairer sur les causes et les processus responsables des faiblesses des modèles.

Des études diagnostiques, basées notamment sur la comparaison visuelle de cartes, de séries temporelles, de distributions, permettent de mieux décrire les différences entre simulations et observations. Dans tous les cas, les modèles ayant des performances variables selon les caractéristiques climatiques étudiées, il semble important d'en comparer différentes (TEBALDI & KNUTTI, 2007) et de les choisir en lien avec les applications prévues des simulations climatiques. De très nombreuses caractéristiques peuvent alors être étudiées, par exemple :

- la représentation du climat moyen (moyennes saisonnières, annuelles, décennales...);
- la variabilité climatique à toutes les échelles spatiales et temporelles (modes de variabilité tels que l'oscillation nord atlantique¹, ENSO² ou les régimes de moussons, variabilité décennale, interannuelle, saisonnière, diurne....);
- les tendances récentes du climat observé.

1. NAO, *Nothern Atlantic Oscillation*
2. *El Niño Southern Oscillation*

3. Les questions de la thèse

Les modèles climatiques régionaux sont des outils essentiels pour la compréhension du climat régional et pour la projection de son évolution future. La capacité de ces modèles à reproduire une climatologie régionale pertinente pour quantifier les impacts de l'évolution climatique future doit être diagnostiquée et prise en compte dans l'élaboration des politiques d'adaptation et d'atténuation.

Dans cette thèse, nous nous proposons d'évaluer la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux dans le sud-est de la France en vue d'améliorer la compréhension des processus physiques en jeu. Ce travail s'inscrit dans le cadre du programme MED-CORDEX¹ et du projet REMEMBER².

Nous avons présenté dans ce premier chapitre la variété des outils utilisés pour l'évaluation des modèles climatiques. Ainsi, la première question abordée est celle de la détermination d'un outil d'évaluation adapté aux objectifs de l'étude :

Comment évaluer la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux ?

Pour adopter une méthode d'évaluation pertinente, il est nécessaire de bien en apprécier l'objet, c'est-à-dire la pluie, les processus physiques qui en sont à l'origine, les observations disponibles et la façon dont elle est simulée dans les modèles climatiques (c'est l'objet du CHAPITRE II). Nous montrerons en particulier l'importance des échelles spatiales et temporelles à la fois dans la genèse, l'observation et la modélisation de la pluie. Il en découle la nécessité de prendre en compte ces échelles lors de la comparaison de pluies simulées et observées et l'utilité d'une analyse multi-échelle pour mettre en évidence les processus physiques en jeu.

Pour évaluer la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux dans le sud-est de la France, nous devons connaître au préalable les caractéristiques de la pluie dans cette région. La littérature sur les spécificités climatiques et météorologiques de cette région est abondante (CHAPITRE III). Toutefois, il n'existe pas, à notre connaissance, d'étude détaillée de la pluie et des conditions météorologiques associées au pas de temps infrajournalier et aux échelles spatiales des modèles climatiques régionaux. Nous avons ainsi créé une base de données de pluie spatialisée pour permettre une caractérisation de la pluie aux échelles des modèles. L'étude de cette base de données nous fournira des éléments sur les caractéristiques de la pluie qu'il est possible de rechercher dans les modèles, étant donné leurs résolutions. L'évaluation sera alors menée au travers des questions suivantes :

Quelles sont les caractéristiques journalières et infra-journalières de la pluie aux échelles des modèles climatiques régionaux dans le sud-est de la France ? Les modèles climatiques régionaux reproduisent-ils ces caractéristiques ?

Le CHAPITRE IV est consacré à l'analyse des propriétés de la pluie à partir des observations pluviométriques aux échelles spatiales et temporelles des modèles. Nous détaillerons alors les valeurs et la structure spatiale et temporelle de l'occurrence et de l'intensité de pluie (lorsqu'il pleut). Les performances de plusieurs RCM pour reproduire ces caractéristiques sont ensuite examinées dans le CHAPITRE V et discutées au regard de la représentation de la pluie dans les modèles.

1. www.medcordex.eu

2. <http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/hymex-remember/>

Cette étude multi-échelle de la pluie observée et simulée permet de mettre en évidence le rôle de certains processus physiques. Cependant, une telle analyse des précipitations dans leur ensemble ne permet pas toujours de faire le lien avec les situations atmosphériques de grande échelle. L'utilisation d'une classification en type de temps peut alors être une solution pour distinguer les caractéristiques de la pluie associées à différents types de circulations synoptiques. Grâce à une analyse des propriétés de la pluie observée et simulée selon différents types de temps, le CHAPITRE VI vise alors à apporter des réponses aux questions :

Dans le sud-est de la France, quelles sont les caractéristiques journalières et infra-journalières de la pluie associées à des types de temps déduits des pluies journalières en France ? Quelles sont les caractéristiques de ces pluies dans les RCM ? Quel est l'apport d'une analyse par type de temps pour comprendre l'origine des biais des modèles ?

Note au lecteur : pour une lecture accélérée de ce document, il est possible de se référer aux fiches de synthèse de chaque fin de chapitre qui en résument les principaux éléments.

Les précipitations : genèse, observation, modélisation

Dans le CHAPITRE I, nous avons souligné l'intérêt de la modélisation climatique régionale à la fois pour étudier le fonctionnement du système climatique et pour en prédire l'évolution future. Nous avons également mentionné la nécessité d'analyser les capacités des modèles climatiques régionaux à reproduire une climatologie régionale pertinente pour quantifier les impacts de l'évolution climatique future. Dans ce contexte, ce travail de thèse vise à évaluer les caractéristiques climatologiques de la pluie simulée par plusieurs RCM. Dans la SECTION 1, nous exposons les enjeux liés à l'étude de la pluie, notamment dans le bassin méditerranéen et plus spécifiquement dans le sud-est de la France qui constitue notre région d'étude. Cette région d'étude, sa géographie et ses spécificités climatiques et météorologiques, seront présentées plus en détail dans le CHAPITRE III. Pour pouvoir apprécier l'évolution de ces enjeux dans un climat changeant, il est important d'améliorer la compréhension de l'objet *pluie* grâce à son observation et à sa modélisation. Les principaux processus physiques à l'origine de la pluie seront décrits dans la SECTION 2. Puis, la SECTION 3 détaillera les méthodes d'observation disponibles. Enfin, la représentation de la pluie dans les modèles climatiques sera examinée dans la SECTION 4. La variabilité spatiale et temporelle de la pluie, transverse à tous ces aspects, sera abordée dans la SECTION 5, et notamment les implications de cette variabilité pour l'évaluation de la pluie simulée par les modèles climatiques.

1. Pourquoi s'intéresser aux précipitations ?

Les précipitations sont une composante clé du cycle hydrologique permettant la redistribution de l'eau à la surface du globe. La ressource en eau disponible résulte en partie de cette redistribution non uniforme de l'eau, d'une région du monde à l'autre et d'une période de l'année à l'autre. Elle est cependant indispensable à la vie et de nombreuses activités humaines en dépendent, que ce soit pour une utilisation domestique, l'industrie, l'agriculture, la production d'énergie... De plus, les extrêmes

hydrométéorologiques (pluies intenses, crues, sécheresses...) peuvent être à l'origine de lourds dégâts matériels ou humains. L'étude des précipitations est indispensable à la fois pour la compréhension et pour la prévisibilité de la ressource en eau et des risques hydrologiques.

Cette étude est d'autant plus importante que les problématiques de ressource et de risque hydrologiques sont vouées à évoluer avec le changement climatique global (BATES et al., 2008). En effet, bien que les projections climatiques aient des difficultés à évaluer l'amplitude, voire le signe, de l'influence du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique, l'existence de conséquences est évidente. Sur les dernières décennies, le réchauffement observé a pu être associé aux changements apparus dans le cycle de l'eau à grande échelle, en particulier l'augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère et la modification de la configuration, de l'intensité et des extrêmes de précipitations (BATES et al., 2008). Les études théoriques, comme les observations récentes et les simulations de climat futur, semblent s'accorder sur la notion d'intensification du cycle de l'eau (par exemple ALLEN & INGRAM, 2002 ; TRENBERTH et al., 2003 ; HUNTINGTON, 2006 ; TRENBERTH, 2011 ; SHIU et al., 2012). Basiquement, dans un climat plus chaud, l'atmosphère peut contenir plus de vapeur d'eau, ce qui intensifie la circulation d'eau dans l'ensemble du cycle hydrologique. Cette intensification se traduit par une augmentation des précipitations dans les régions où elles sont déjà importantes et une diminution là où elles le sont moins, augmentant les disparités régionales ("*Wet gets wetter and dry gets drier*"¹, TRENBERTH [2009]). Une autre conséquence de cette intensification serait l'augmentation de l'intensité et de la variabilité des précipitations, autrement dit, la partie des précipitations totales imputables à de fortes pluies augmenterait dans la plupart des régions en même temps que le risque de sécheresse extrême concernerait de plus en plus de territoires (EASTERLING et al., 2000 ; MILLY et al., 2002 ; CHRISTENSEN & CHRISTENSEN, 2003 ; TRENBERTH, 2009 ; DAI, 2011 par exemple). GIORGI et al. [2011] présentent par exemple un indice destiné à mesurer l'augmentation de l'intensité hydroclimatique, associée à la durée des périodes sèches et à l'intensité des événements pluvieux.

La région méditerranéenne, notamment le sud-est de la France qui fait l'objet de cette thèse, est d'ores et déjà particulièrement sensible aux problématiques de ressources en eau (HALLEGATTE et al., 2009) et de risques hydrologiques. Le sud-est de la France a en effet été touché par de nombreux épisodes dramatiques aux cours des dernières décennies comme les inondations de Vaison-la-Romaine en septembre 1992 (SÉNÉSI et al., 1996), du Gard en septembre 2002 (DUCROCQ et al., 2008 ; DELRIEU et al., 2005) ou de Draguignan en juin 2010. Dans un contexte de changement global, la région deviendrait encore plus exposée à ces problématiques. En effet, le bassin méditerranéen est particulièrement sensible aux changements climatiques (LIONELLO et al., 2006) du fait de sa situation dans une zone climatique de transition entre le climat aride d'Afrique du Nord et le climat tempéré et relativement humide d'Europe centrale. Son climat est fortement influencé par les interactions entre les processus tropicaux et de moyennes latitudes. Ainsi, des modifications de la circulation générale (décalage des trajectoires des dépressions de moyenne latitude ou des hautes pressions subtropicales), même de faibles amplitudes, peuvent avoir des conséquences considérables sur le climat méditerranéen. De plus, sur la base d'une analyse de projections climatiques multi-modèles, le bassin méditerranéen a été identifié comme un *hot spot*² du changement climatique (GIORGI, 2006), c'est-à-dire une région du monde où les effets du changement global se feront particulièrement sentir sur les valeurs et la variabilité

1. Les zones humides deviennent plus humides, les zones sèches s'assèchent
2. zone sensible

des précipitations et des températures. Ainsi, les projections climatiques prédisent les modifications climatiques les plus fortes en été avec une élévation des températures moyennes et une variabilité inter-annuelle accrue, c'est-à-dire une augmentation des vagues de chaleur. En parallèle, les précipitations estivales diminuent en moyenne mais sont plus variables. En d'autres termes, il pleut moins et moins souvent mais les épisodes de pluie sont plus intenses (GIORGI, 2006 ; BENISTON et al., 2007 ; GIORGI & LIONELLO, 2008).

Dans ce contexte, les projections climatiques de précipitations sont essentielles pour préparer l'adaptation des pratiques agricoles, industrielles et domestiques à une ressource et un risque hydrologiques en évolution. L'étude du comportement de la pluie dans la réalité, dans les observations et dans les modèles est un préalable à l'utilisation de ces projections. À présent, nous présentons succinctement les principaux processus physiques à l'origine de la pluie utiles à la compréhension de la suite du manuscrit.

2. Processus physiques à l'origine de la pluie

2.1. Mécanismes généraux

2.1.1. Principe

Les précipitations, et la pluie en particulier, sont le résultat de la condensation de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère en petites gouttelettes ou cristaux de glace. Lorsque ces hydrométéores sont de petite taille, la poussée d'Archimède équilibre ou dépasse leur poids, leur *flottabilité* est positive ou nulle, ils sont en suspension dans l'air et forment les nuages. De nombreux processus microphysiques entrent ensuite en jeu pour permettre à ces particules de nuage de grossir jusqu'à tomber sous l'effet de leur propre poids.

Des mécanismes microphysiques aux situations atmosphériques synoptiques, la formation de la pluie dépend de processus physiques se produisant dans une très large gamme d'échelles spatiales et temporelles. Nous ne décrirons pas l'ensemble de ces processus, nous nous concentrerons sur les principaux processus de méso- à grande échelle (la question des échelles sera discutée dans la SECTION 5).

2.1.2. Condensation d'une particule d'air

Pour que la vapeur d'eau présente dans l'air condense, il est nécessaire qu'elle atteigne la saturation correspondant à l'équilibre liquide-vapeur. Cet équilibre peut être décrit grâce à la relation de Clausius-Clapeyron qui définit l'évolution de la pression en fonction de la température lors du changement d'état d'un corps pur. Dans le cas qui nous intéresse, il s'agit de la relation entre la pression de vapeur saturante e_s et la température T lors de la condensation de la vapeur d'eau :

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T\Delta V} \quad (\text{II.1})$$

où L_v est la chaleur latente massique de vaporisation et ΔV la variation de volume massique lors du changement d'état.

Dans le cas de la vapeur d'eau, considérée comme un gaz parfait, la relation peut être intégrée sous la forme :

$$e_s(T) = e_0 e^{\frac{L_v}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)} \quad (\text{II.2})$$

avec R la constante spécifique de la vapeur d'eau, e_0 et T_0 les pression et température du point triple de l'eau.

La pression de vapeur saturante ne dépend donc que de la température de la particule. Dès lors, une particule d'air humide non saturée peut être amenée à saturation par diminution de la pression de vapeur saturante e_s grâce à un refroidissement isobare ou une détente adiabatique, ou bien par une augmentation de l'humidité telle que e atteigne e_s par apport de vapeur d'eau. Ces possibilités ne sont évidemment pas mutuellement exclusives.

2.1.3. Conditions nécessaires à la pluviogenèse

De manière générale, la formation de la pluie nécessite la réunion de conditions propices, à savoir de l'eau potentiellement précipitable, rapidement renouvelée ; un mécanisme de soulèvement et une structure aérologique instable ou conditionnellement instable. Ces conditions doivent être réunies simultanément mais peuvent contribuer à la pluviogenèse en proportions variables, l'une pouvant compenser la faiblesse relative de l'autre.

Eau potentiellement précipitable

Afin d'alimenter les nuages précipitants, il est nécessaire d'avoir une quantité suffisante de vapeur d'eau à disposition. Cette vapeur d'eau n'est pas nécessairement produite localement, elle est souvent advectée à partir de zones plus ou moins distantes.

Dans la région d'étude (sud-est de la France), la mer Méditerranée est une source importante d'humidité, particulièrement à l'automne (MARIOTTI et al., 2002 ; FUNATSU et al., 2009 ; DUFFOURG & DUCROCQ, 2011). Du fait de son importante inertie thermique plus importante que celle du continent, elle est alors plus chaude que les surfaces continentales en automne et permet ainsi un fort taux d'évaporation.

Soulèvement

Comme indiqué précédemment, la saturation nécessaire à la condensation de vapeur d'eau est obtenue grâce à un refroidissement de la masse d'air. Le refroidissement peut être isobare, mais il provoque rarement des précipitations dans ce cas là. Par exemple, le rayonnement nocturne peut générer un refroidissement de surface à l'origine de la formation de brouillard. Toutefois, le refroidissement est plus fréquemment causé par un soulèvement initiant une détente adiabatique. Le taux de refroidissement dépend alors de l'humidité de la masse d'air soulevée. Le soulèvement peut être d'origine thermique ou mécanique, ces deux types étant souvent combinés. Dans le cas du soulèvement thermique, une différence de température entre deux parties de la masse d'air, due à des échanges de chaleur sensible ou latente, se traduit par une différence de densité. La partie la plus chaude de la masse d'air est alors entraînée vers le haut, relativement à la partie la plus froide. Par exemple, le *réchauffement diurne* de l'air à proximité du sol provoque son ascendance. Dans les zones littorales, le continent se réchauffe bien plus rapidement que la mer. Cet échauffement différentiel conduit à la formation d'une zone de

basse pression sur les terres aspirant l'air depuis la mer (*brise de mer*). Une circulation se met alors en place et plus les différences de températures sont importantes, plus les ascendants générés seront de nature à déclencher des phénomènes convectifs. Un autre exemple de soulèvement à caractère thermique est dû à la formation de dôme froid (*cold pool*), c'est-à-dire une zone de basse couche nettement plus froide que son environnement, en particulier que la masse d'air advectée au-dessus de celle-ci, qui va alors subir une ascendance. Le dôme froid est généralement engendré par un système pluvieux déjà en place. L'évaporation partielle ou totale des gouttes de pluie lors de leur chute dans un environnement sec consomme de la chaleur latente, ce qui crée une descente d'air froid d'altitude (courant de densité). Une zone froide (dôme froid) apparaît alors au niveau du sol, de part et d'autre du système pluvieux. En zone de relief, le dôme froid peut descendre le long des pentes et se former ainsi dans la plaine, à distance du système pluvieux dont il découle. C'est d'ailleurs ce qui s'est passé lors de l'événement du Gard de septembre 2002 (DUCROCQ et al., 2008).

Le caractère mécanique du soulèvement peut résulter du franchissement d'un relief. La masse d'air subit alors une ascendance. De plus, des obstacles peuvent également produire des zones de *convergence* par rétrécissement de la section de l'écoulement, ce qui se traduit par des mouvements ascendants. La convergence dans les basses couches peut avoir des origines diverses : contournement d'un relief, anomalies de pression à la méso-échelle ou à plus grande échelle...

Structure aérologique propice à la pluviogénèse

De façon complémentaire, il est nécessaire que la structure de la troposphère ne s'oppose pas de manière significative aux ascendances et que le profil atmosphérique soit instable ou conditionnellement instable. La présence d'une stratification trop importante ou de subsidence a pour effet d'empêcher l'ascendance et donc la formation de précipitations. L'inhibition peut avoir un rôle important dans les convections violentes en permettant le stockage d'une très grosse quantité d'énergie qui sera libérée subitement si un forçage extérieur (mécanisme de soulèvement décrit dans le paragraphe précédent) permet aux particules d'atteindre le niveau de convection libre.

2.2. Caractérisation des précipitations

Toutes les précipitations sont initiées par la condensation dont les conditions thermodynamiques sont décrites précédemment (SECTION 2.1). Elles sont fréquemment classées en précipitations stratiformes (SECTION 2.2.1), convectives (SECTION 2.2.2) et orographiques (SECTION 2.2.3) bien que ces catégories ne soient pas mutuellement exclusives.

2.2.1. Pluie stratiforme

La pluie stratiforme résulte de processus de grande échelle, en particulier des systèmes frontaux se produisant au niveau des dépressions des moyennes latitudes. Ces dépressions naissent en majorité sur la moitié ouest des océans (l'océan Atlantique dans le cas de la France) et se propagent vers l'est. Elles pilotent en grande partie les conditions météorologiques des moyennes latitudes, notamment en hiver.

Les gradients de température rencontrés dans les systèmes frontaux induisent de fortes vitesses verticales provoquant le soulèvement à grande échelle d'une masse d'air humide qui condense unifor-

mément pour former nuages et précipitations. Plus la dépression est creuse, plus les vitesses verticales peuvent être importantes et les précipitations intenses.

Pour plus de détails sur la genèse et la structure de ces fronts, le lecteur pourra notamment se référer à MALARDEL [2005].

2.2.2. Pluie convective

La pluie d'origine convective résulte de la condensation de masses d'air humides due à leur élévation lorsqu'elles sont instables du point de vue de la flottabilité. La convection est associée à des mouvements principalement verticaux.

L'instabilité de flottabilité peut être décrite grâce au modèle de la particule d'air. Dans ce modèle couramment utilisé en météorologie, on considère que lors de déplacements verticaux, une particule d'air subit une évolution adiabatique, excepté si de l'eau est condensée. En réponse à une déstabilisation vers le haut, une particule peut devenir plus chaude que son environnement, son refroidissement adiabatique pouvant être plus faible que la variation verticale de la température de l'air environnant, elle continue alors son ascendance. L'énergie utilisable pour cette ascendance (CAPE, *Convective Available Potential Energy*) est due à la différence de température entre la particule et son environnement, potentiellement entretenue par la libération de chaleur latente lors de la condensation de vapeur d'eau. Lorsque la particule est initialement dans une couche d'air stable, l'énergie à fournir à la particule pour que sa convection soit déclenchée (CIN, *Convective INhibition*) est également liée à la différence de température entre la particule et l'air environnant.

Contrairement aux nuages à l'origine de la pluie stratiforme, les cellules convectives individuelles ont une extension verticale plus grande ou du même ordre de grandeur que les dimensions horizontales. Selon l'épaisseur de la couche convective, on parlera de convection peu profonde ou de convection profonde (typiquement lorsqu'elle dépasse l'altitude du géopotential à 500 hPa). Au sein de ces cellules convectives, les mouvements verticaux sont plus importants que dans les nuages stratiformes, ce qui a pour conséquences : une plus grande étendue verticale de coexistence des phases liquides et solides et des interactions plus fréquentes entre les particules de nuages qui grossissent alors plus rapidement et plus efficacement. Les pluies résultantes peuvent alors être plus intenses sur de courtes périodes que les pluies stratiformes.

Les processus physiques à l'origine de ces précipitations convectives peuvent se produire de la petite échelle (turbulence) à la grande échelle (circulation de Hadley). Les systèmes pluvieux associés couvrent également une large gamme d'échelles spatiales et temporelles, de la cellule convective ordinaire et isolée (d'une durée de vie de l'ordre de l'heure et d'extension spatiale de l'ordre du kilomètre) aux orages multicellulaires dont la génération est fortement liée au cisaillement vertical du vent (durée de vie pouvant aller jusqu'à une dizaine d'heures et l'étendue spatiale jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres).

Les cellules convectives peuvent se développer seules mais elles peuvent également faire partie de systèmes de plus grande échelle, désignés généralement systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS, *Mesoscale Convective Systems*), pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Au sein de ces systèmes complexes, des circulations de mésoéchelle et des processus d'échelle aérologique liés au développement des cellules se combinent. Leur durée de vie s'en trouve allongée par rapport aux cellules

élémentaires. Ils sont généralement composés d'une partie convective associée à une partie beaucoup plus étendue, couverte par des nuages stratiformes sources de précipitations plus faibles mais pouvant toutefois représenter jusqu'à 50% du cumul de pluie d'origine convective (MALARDEL, 2005).

Parmi les systèmes convectifs de mésoéchelle, on distingue notamment la ligne de grains et le système en V. La *ligne de grains* est un système dans lequel les cellules convectives sont organisées en une ligne étroite (10 à 20 km) d'une longueur d'une centaine à plusieurs centaines de kilomètres. La ligne s'étend à l'arrière par une vaste partie stratiforme précipitante. L'ensemble se déplace à des vitesses pouvant atteindre 10 à 20 m.s⁻¹. Le *système en V* tire son nom de la forme caractéristique prise par les systèmes convectifs multicellulaires à régénération rétrograde. Un point d'alimentation fixe se situe à la pointe du V. De nouvelles cellules convectives y sont générées en continu, tandis que les cellules matures suivent leur mouvement vers le haut du V. Du fait de la stationnarité du point d'alimentation du système orageux, ce type de système est souvent responsable de cumuls de pluie conséquents à la pointe du V (DUCROCQ et al., 2003).

2.2.3. Pluie orographique

Comme leur nom l'indique, les précipitations orographiques résultent de l'interaction d'une masse d'air avec le relief. Le flux atmosphérique causé ou modifié par l'orographie peut conduire à l'apparition ou au renforcement des précipitations. Les principaux mécanismes de précipitations orographiques sont présentés sur la FIGURE II.1, tirée de (HOUZE, 1993).

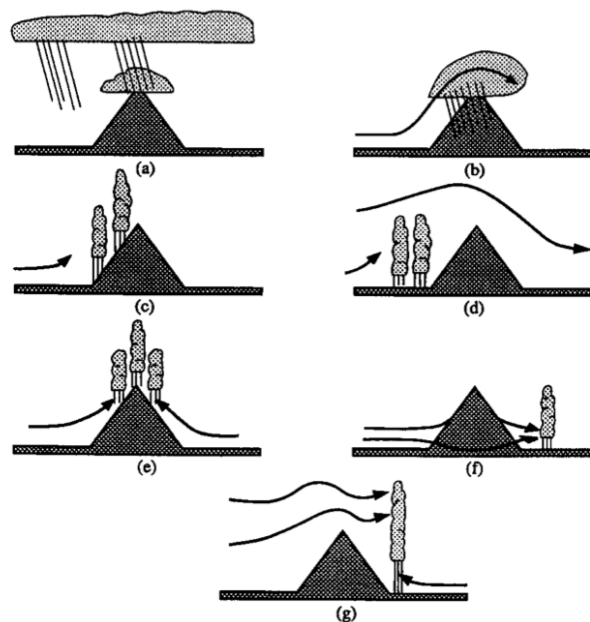


FIGURE II.1 – Mécanismes de précipitations orographiques. (a) Mécanisme *seeder-feeder*. (b) Soulèvement d'une masse d'air stable. (c) Convection par soulèvement d'une masse d'air instable. (d) Convection en amont du relief. (e) Convection thermique. (f) Convection par convergence en aval du relief. (g) Renforcement de la convection profonde à l'aval du relief. Figure tirée de HOUZE [1993].

Le schéma (a) (FIGURE II.1) montre l'ensemencement de nuages inférieurs d'origine orographique, non précipitants initialement, par des nuages supérieurs non liés au relief. Les hydrométéores tombant des nuages supérieurs collectent de l'eau dans les nuages inférieurs par collision, coalescence ou

accrétion, produisant ainsi des précipitations plus intenses. Ce mécanisme de renforcement des précipitations est connu sous le nom de *seeder-feeder* et a été décrit par BERGERON [1965].

Le cas (b) de la FIGURE II.1 correspond au soulèvement d'une masse d'air stable. Lors de l'élévation de la masse d'air, sa température est abaissée et la saturation peut être atteinte. Dans le cas d'une couche soulevée suffisamment épaisse et humide, ce processus peut donner lieu à des précipitations.

Le relief peut également être à l'origine du déclenchement (ou du renforcement) de convection. Les cas présentés sur les schémas (c) à (g) de la FIGURE II.1 schématisent comment différents écoulements au-dessus ou autour du relief permettent à la masse d'air de franchir son niveau de convection libre, c'est-à-dire le niveau à partir duquel elle devient plus chaude que l'environnement et continue alors à s'élever spontanément (on parle d'instabilité).

- Lorsque la masse d'air est suffisamment humide et instable, le soulèvement provoqué par la rencontre du flux avec le relief peut permettre d'atteindre le niveau de convection libre. Des nuages convectifs, pouvant provoquer des précipitations particulièrement intenses, se développent alors du côté au vent (FIGURE II.1(c)).
- En cas de faible vitesse d'écoulement et d'atmosphère plutôt stable, l'écoulement contourne ou est bloqué par le relief. Une ascendance par convergence en aval du relief (FIGURE II.1(f)) ou par blocage en amont (FIGURE II.1(d)) peut alors conduire à de la convection.
- Le réchauffement diurne des sommets favorise la convection. En effet, lorsque le sol est chauffé dans la journée, la présence d'air plus froid en altitude conduit à une instabilité accrue par rapport à des altitudes plus basses. De plus, la convergence des brises de pentes au niveau des sommets tend également à favoriser la convection (FIGURE II.1(e)).
- Dans certains cas, l'association de la propagation d'une onde verticale au dessus du relief avec un flux thermique ascendant en basse couche contribue au renforcement de la convection du côté sous le vent (FIGURE II.1(g)).

3. Observation des précipitations

La caractérisation de la pluie, nécessaire à l'appréciation des ressources et des risques hydrologiques d'une région donnée, passe par l'observation et la mesure de celle-ci. Différents moyens d'observations de la pluie existent, certains sont réalisés *in situ* et d'autres utilisent des moyens de télédétection. Le dispositif le plus répandu pour la mesure des précipitations est le pluviomètre. Il s'agit d'une mesure directe *in situ* du flux d'eau précipitée à travers une surface donnée. Ce flux est quantifié grâce à la récupération d'un volume d'eau au travers d'une surface connue pendant un laps de temps donné et est généralement converti en une hauteur d'eau, communément exprimé en mm. Le relevé de la hauteur d'eau peut être fait de façon manuelle ou automatique. Dans le second cas, la mesure se fait grâce à un système d'augets basculants et est transmise à un enregistreur. On parle alors de pluviographe. Le volume contenu dans un auget lors de son basculement étant connu, le nombre de basculements dans une période donnée permet de déterminer l'intensité moyenne de la pluie sur cette période. La surface de mesure est de quelques centaines de cm^2 . Les pluviomètres sont généralement organisés en réseau, ce qui permet d'avoir une information sur la répartition de la pluie dans l'espace. En France, selon les régions, le réseau de mesure pluviométrique comprend en moyenne une station fournissant des

informations horaires pour 100 à 1000 km² (source : METEO-FRANCE). Les mesures sont disponibles en continu sur de longues périodes (plusieurs dizaines d'années), ce qui rend possible la réalisation d'études climatologiques.

Des données satellites peuvent également être utilisées pour étudier la climatologie des précipitations du fait de la couverture spatiale importante, y compris dans des zones où il est difficile de réaliser des mesures *in situ* (océans, zones reculées...). De plus, selon les satellites utilisés, des données peuvent être disponibles sur des périodes de quelques dizaines d'années. La mesure satellitaire est cependant une mesure indirecte, déduite de la mesure d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la surface terrestre, ce qui rend la mesure plus incertaine.

Pour des études événementielles, la caractérisation de la pluie peut être complétée par des mesures de radars ou de disdromètres pour lesquelles les archives sont souvent courtes, conservées uniquement pour certains événements marquants ou très localisées. La mesure réalisée par le radar météorologique consiste à émettre un rayonnement électromagnétique et à en mesurer la puissance rétrodiffusée dans la direction du radar par des hydrométéores, représentative de la quantité d'eau liquide présente dans le volume scanné par le radar. Comme pour les mesures satellites, la mesure est réalisée à distance et est donc indirecte.

Les disdromètres permettent de déterminer la taille des hydrométéores et leur vitesse de chute. La majorité des disdromètres sont optiques, ils consistent à mesurer l'atténuation d'un faisceau lumineux par le passage d'hydrométéores devant une photodiode. De la distribution de taille des hydrométéores, il est possible de déduire un flux d'eau (comme avec le pluviomètre) ou une mesure volumique de l'eau (comme avec le radar).

L'étude réalisée dans cette thèse étant d'ordre climatologique et portant sur une région bénéficiant d'un réseau dense de pluviomètres (voir détails dans le CHAPITRE III), il a été choisi de ne travailler qu'à partir de mesures de pluviomètres.

4. Modélisation de la pluie

Comme évoqué au CHAPITRE I, la modélisation de phénomènes naturels tels que la pluie permet de compléter l'analyse d'observations pour comprendre les processus physiques impliqués et de réaliser des projections climatiques. Nous décrivons ici les principes généraux de la modélisation de la pluie.

4.1. Principes généraux

Les équations primitives régissant l'évolution de l'état du système climatique en général et la pluie en particulier sont les équations d'état et de conservation de la masse, de l'énergie, de la quantité de mouvement. Ces équations aux dérivées partielles n'ayant pas de solution analytique, elles sont résolues numériquement. Il est alors nécessaire de discrétiser le temps et l'espace. Or, les processus physiques à l'origine de la pluie se produisent dans une très large gamme d'échelles spatio-temporelles, incluant notamment des échelles très petites, par exemple dans le cas des processus microphysiques à l'origine de la formation des hydrométéores. Il en résulte que certains de ces processus se réalisent à des échelles inférieures à la résolution choisie pour le modèle, quelle que soit cette résolution. Ces

processus sont alors paramétrés. Les modèles sont ainsi composés d'une *partie dynamique* et d'une *partie physique*.

La *partie dynamique* détermine la circulation de grande échelle, c'est-à-dire les champs de variables pronostiques (pression, température, vitesses, humidité), à partir de la résolution des équations primitives sur tout ou partie du globe. Cette grande échelle correspond aux échelles résolues par le modèle. Dans les modèles climatiques régionaux, les résolutions spatiales sont de l'ordre de la dizaine à plusieurs dizaines de kilomètres (FLATO et al., 2013). La *partie physique* correspond aux échelles non-résolues par le modèle. Les processus se produisant à ces échelles sont nécessaires pour garantir les échanges et la redistribution de l'énergie et de la vapeur d'eau. De nombreux processus sous-mailles contribuent à la représentation de la pluie dans les modèles climatiques, la convection en est le principal. Ainsi, la pluie simulée par un modèle climatique est le résultat de la combinaison de processus de grande et de petite échelles, ces échelles étant par ailleurs interdépendantes.

Les influences mutuelles entre les échelles résolues et non-résolues du modèle sont résumées sur la FIGURE II.2. Des paramétrisations physiques empiriques décrivent les processus sous-mailles au moyen de relations physiques simplifiées avec les variables pronostiques de grande échelle (*contrôle* sur la FIGURE II.2). Les processus d'échelles non-résolues par le modèle, notamment une partie des processus convectifs, garantissent les échanges et la redistribution de l'énergie et de la vapeur d'eau. La partie physique vise à représenter les effets de ces processus non résolus sur les variables de grande échelle sous la forme de termes sources (*rétroactions* sur la FIGURE II.2).

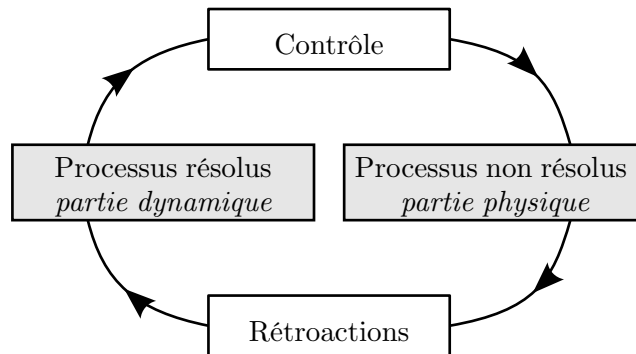


FIGURE II.2 – Schéma des interactions entre les processus résolus et non résolus d'un modèle. Figure adaptée de ARAKAWA [2004].

4.2. Paramétrisation de la convection

4.2.1. Principe

Dans le cas de l'étude des précipitations, le principal processus sous-maille à paramétrer est la convection, il est responsable à la fois de la redistribution d'énergie et d'humidité dans le domaine et d'une partie des cumuls de précipitations.

La paramétrisation de la convection requiert trois éléments de base : une méthode pour déterminer le *déclenchement* de la convection, un modèle de nuage et une *hypothèse de fermeture* (BECHTOLD, 2014). Dans un premier temps, il s'agit donc de déterminer l'occurrence et la localisation de la convection (déclenchement). Dans un second temps, il est nécessaire de caractériser la distribution verticale

de chauffage, d'humidité et de quantité de mouvement due à la convection, généralement grâce à un modèle de nuage. Enfin, une hypothèse de fermeture permet de quantifier les flux de masse convectifs, notamment les précipitations convectives totales. Ces deux dernières étapes consistent à quantifier les effets de la convection sur la grande échelle sous la forme de termes de sources apparentes de chaleur et de quantité de mouvement et de puits apparents d'humidité.

4.2.2. Schémas de convection

Un grand nombre d'approches et de formulations de la paramétrisation de la convection existent. Nous présentons les principales approches ci-après, avec une attention particulière portée aux schémas en flux de masse dont font partie les schémas de convection utilisés dans les modèles que nous étudions par la suite.

Schémas basés sur les bilans d'humidité

Dans ce type de schéma, tel que celui proposé par KUO [1965], la précipitation convective est liée à la convergence d'humidité à grande échelle.

Schémas d'ajustement

Les schémas d'ajustement consistent à ajuster les profils verticaux de température et d'humidité à un profil de référence. MANABE et al. [1965] proposent d'ajuster instantanément les profils de température et d'humidité d'une couche conditionnellement instable et saturée vers des profils adiabatiques humides et saturés. Dans BETTS & MILLER [1986], la condition de saturation n'est pas nécessaire. L'ajustement est réalisé au bout d'un temps de relaxation quand l'atmosphère est instable vers un profil adiabatique humide. Il n'y a pas profil de référence pour l'humidité. Cet ajustement vient de l'observation faite dans les régions tropicales que l'atmosphère s'ajuste naturellement vers un état de quasi-équilibre en présence de convection. Le schéma a vocation à modéliser directement cet ajustement plutôt que d'essayer de l'obtenir comme résultat de modèles plus complexes.

Schémas en flux de masse

L'approche en flux de masse est aujourd'hui largement utilisée par les schémas de convection implémentés dans les modèles climatiques. Le premier schéma de ce type a été proposé par ARAKAWA & SCHUBERT [1974]. La maille est virtuellement divisée en une *partie convective* et un *environnement*. Le flux de masse moyen dans la maille \bar{M} est la somme du flux de masse vertical de l'environnement \tilde{M} et du flux de masse convectif net M_C . Le flux de masse convectif net regroupe l'ensemble des flux de masse convectifs M_i , à savoir les flux saturés ascendants et descendants (c'est-à-dire nuageux) et les flux insaturés descendants (descentes précipitantes, trous d'air). Les flux sont exprimés par unité de surface de la maille.

$$\bar{M} = \tilde{M} + M_C = \tilde{M} + \sum_i M_i \quad (\text{II.3})$$

Le flux de masse moyen \bar{M} est une variable de grande échelle fournie par les équations de la dynamique. La FIGURE II.3 illustre le principe du schéma en flux de masse. La maille est composée de diverses zones de convection plus ou moins profonde (nuages) compensées par un environnement subsident. À

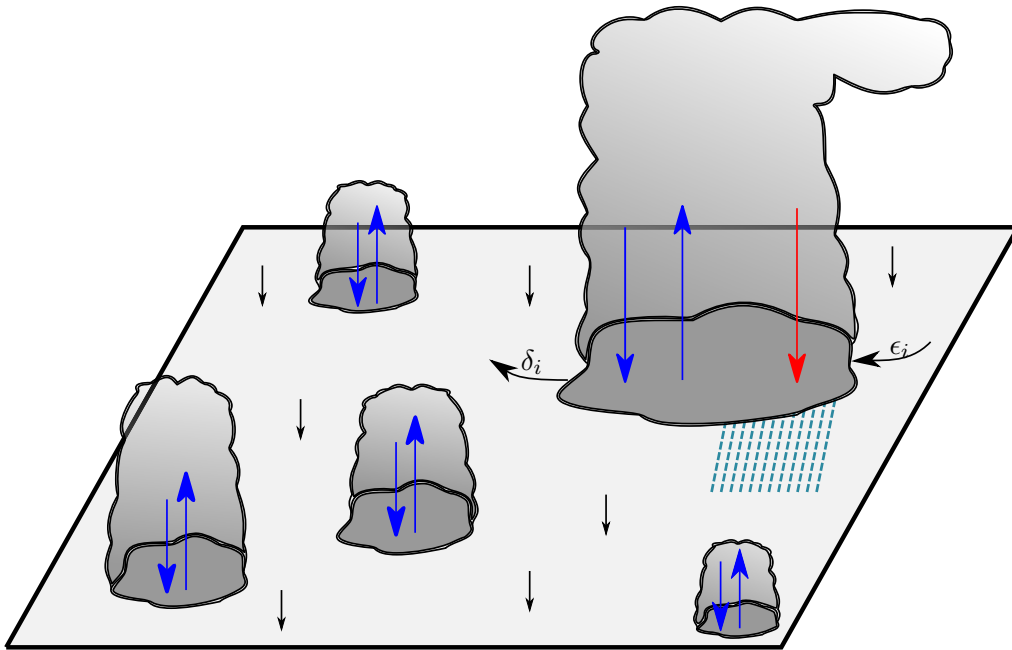


FIGURE II.3 – Représentation synthétique du principe des schémas en flux de masse. Illustration pour une unité de surface à un niveau donné entre la base des nuages et leur sommet. L’entraînement d’air environnemental dans les nuages et le déentraînement d’air nuageux dans l’environnement sont représentés par les flux ϵ_j et δ_i . Les flux nuageux saturés sont indiqués par les flèches bleues et les flux insaturés par les flèches rouges. La subsidence environnementale est représentée par les petites flèches noires. Figure adaptée de ARAKAWA & SCHUBERT [1974]

chaque niveau vertical, les échanges entre les nuages et l’environnement consistent en l’entraînement d’air environnemental (flux ϵ_j) et le déentraînement d’air nuageux (flux δ_i).

Les bilans (de masse, d’énergie) appliqués à l’environnement, c’est-à-dire la partie du domaine qui est extérieure aux courants convectifs, permettent de déterminer les flux de masse des courants convectifs et d’exprimer l’évolution de température et d’humidité en fonction de ces flux. La connaissance du flux de masse convectif, des variables thermodynamiques et des quantités de mouvement résultant de la convection permettent alors de quantifier l’influence de la convection sur la grande échelle.

De nombreux schémas de convection utilisent cette approche en flux de masse (BOUGEAULT, 1985 ; KAIN & FRITSCH, 1990 ; EMANUEL, 1991 ; TIEDTKE, 1989 ; KAIN, 2004 parmi d’autres). Les différences entre les schémas viennent de l’estimation des divers courants verticaux, de leurs flux et des variables thermodynamiques associées.

5. Pluie et échelles spatio-temporelles

5.1. Variabilité spatiale et temporelle de la pluie

La SECTION 2 a montré que les processus physiques à l’origine de la pluie se déroulent dans une large gamme d’échelles spatiales et temporelles. Cette diversité des échelles se retrouve dans les phénomènes météorologiques, en particulier les systèmes pluvieux. En effet, selon les phénomènes, l’extension spatiale de la zone concernée et la durée de la pluie résultante en un point donné est variable. ORLANSKI [1975] propose une classification de ces échelles, présentée sur la FIGURE II.4.

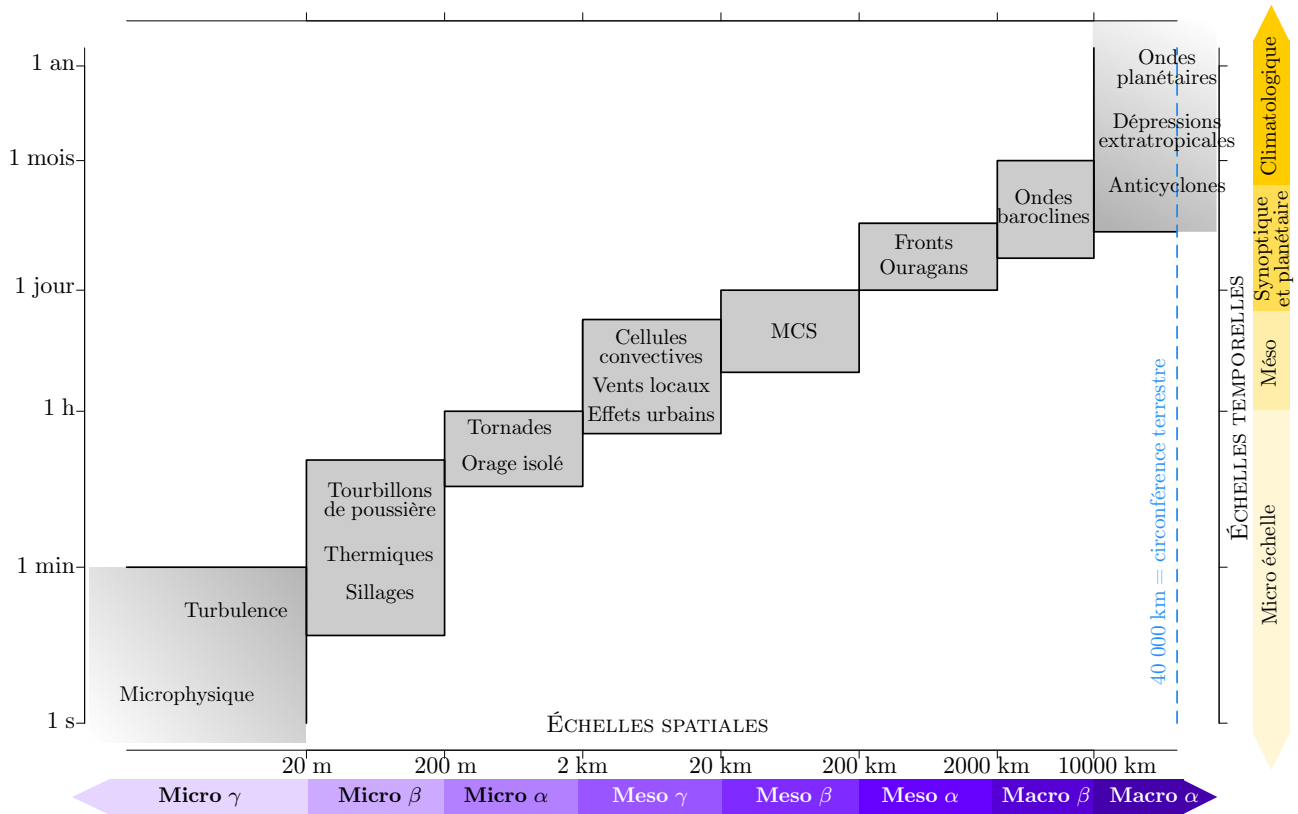


FIGURE II.4 – Définition des échelles spatiales et temporelles et différents processus atmosphériques associés à leurs échelles caractéristiques. Adapté de ORLANSKI [1975].

Les impacts de la pluie sont également fortement dépendant des échelles prises en compte (RUIN et al., 2008, par exemple). Par exemple, dans le cas de l'hydrologie, un orage isolé aura un impact à petite échelle, sur un bassin versant de petite taille, mais n'aura probablement aucun effet à plus grande échelle, sur un bassin versant étendu (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995).

De plus, cette question des échelles étudiées est importante dans le choix des observations pluviométriques utilisées. En effet, les échantillonnages et les supports spatiaux et temporels varient fortement d'un système d'observation à l'autre. L'*échantillonnage* correspond à la fréquence (spatiale ou temporelle) de mesure tandis que le *support* se rapporte à la durée ou à la surface du champ de pluie interceptée par la mesure (voir schéma sur la FIGURE II.5).

Ainsi, toutes les techniques d'observation ne permettent pas de rendre compte des mêmes échelles de variabilité de la pluie. Le TABLEAU II.1 synthétise les ordres de grandeur des supports et échantillonnages spatiaux et temporels de différents moyens d'observation, traduisant les échelles de variabilité qu'il sera possible d'étudier.

La variété des systèmes précipitants et de leurs dimensions spatio-temporelles est à l'origine de l'hétérogénéité spatiale et temporelle de l'occurrence de pluie. Au sein des cellules pluvieuses, l'intensité de pluie est également très hétérogène spatialement et temporellement. FABRY [1996], ou plus récemment PARODI et al. [2011], ont montré le rôle des processus microphysiques dans l'augmentation de la complexité de l'organisation de la pluie en allant vers les échelles les plus petites. Du fait de cette hétérogénéité, les caractéristiques statistiques de la pluie dépendent des échelles considérées. Ainsi,

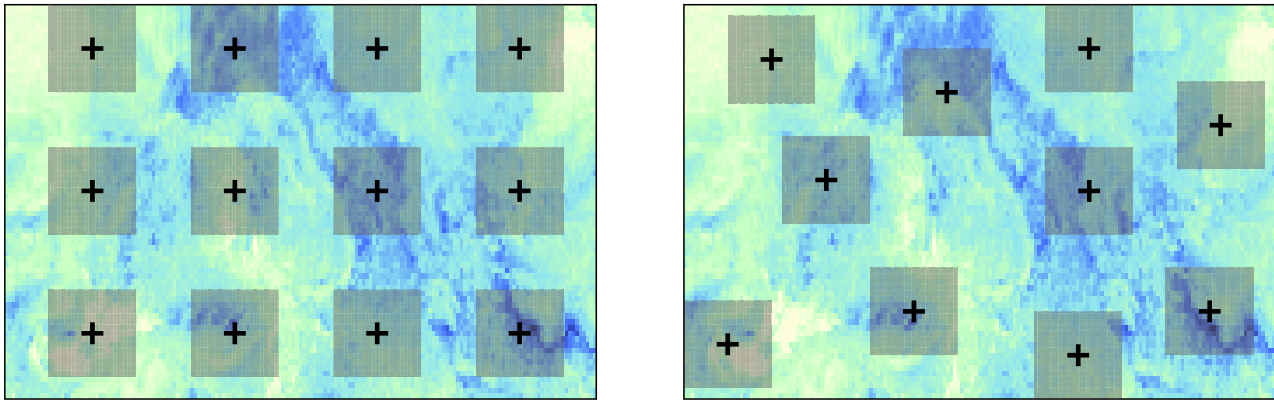


FIGURE II.5 – Pour un champ de pluie donné, schématisation de différents échantillonnages spatiaux pour un même support spatial de mesure de la pluie. Le *support* est représenté par chaque carré gris et correspond à la portion du champ de pluie interceptée par la mesure. L'*échantillonnage* représenté par les croix noires traduit la distance entre les mesures. L'échantillonnage est régulier sur la figure de gauche et irrégulier sur la figure de droite.

Technique d'observation	Support		Échantillonnage	
	Spatial	Temporel	Spatial	Temporel
Pluviomètres (réseau)	$\approx 100 \text{ cm}^2$	5 min à 1 jour	$\approx 100 - 1000 \text{ km}^2$	5 min à 1 jour
Disdromètre	$\approx 100 \text{ cm}^2$	$\approx 10 \text{ s}$	Pas de réseau	$\approx 10 \text{ s}$
Radar météorologique	$\approx 1 \text{ km}^2$	instantané	$\approx 1 \text{ km}^2$	$\approx 5 \text{ min}$
Images satellitaires	$\approx 100 \text{ km}^2$	instantané	$\approx 10 \text{ km}^2$	5 min à 2/jour

Tableau II.1 – Ordres de grandeur des supports et échantillonnages spatiaux et temporels de différentes méthodes d'observation de la pluie : le réseau de pluviomètres, le disdromètre, le radar météorologique, le satellite météorologique.

en raisonnant en termes statistiques, l'intensité de pluie peut être représentée par autant de *variables aléatoires* que de couples de durée et de surface considérés.

5.2. Nature des précipitations simulées

Les caractéristiques de la pluie étant dépendantes des échelles, la question de l'échelle spatiale et temporelle est à prendre en compte lorsque l'on compare deux produits de pluie. Il est important de comparer les mêmes variables aléatoires, donc les caractéristiques de la pluie aux mêmes échelles.

Dans le cas de l'évaluation de modèles climatiques, la pluie simulée par les modèles est comparée à des données d'observation. L'échantillonnage et le support des précipitations observées sont connus (TABLEAU II.1). Il est donc nécessaire de connaître également l'échantillonnage et surtout le support des précipitations simulées. L'échantillonnage correspond à la résolution spatiale et temporelle du modèle.

Le support temporel est égal à l'échantillonnage temporel. En effet, la pluie est un flux et les sorties de modèles correspondent à des accumulations de ce flux sur les pas de temps Δt , concordant avec la résolution du modèle, agrégées sur des durées plus longues correspondant aux données fournies par les modélisateurs. Dans notre étude, les sorties de modèles sont disponibles au pas de temps de 3 heures, c'est donc la durée minimale exploitable pour l'analyse.

La question du support spatial est beaucoup plus ouverte. SKELLY & HENDERSON-SELLERS [1996] posent la question de ce support spatial et montrent que considérer les pluies simulées comme des valeurs ponctuelles ou comme des valeurs spatialisées conditionne l'utilisation et l'interprétation de ces données. Ils suggèrent que selon les aspects de la modélisation qui sont considérés, l'une ou l'autre des approches semble plus appropriée. Par exemple, les concepts de la paramétrisation de la convection sont basés sur des processus se produisant à des échelles bien plus petites que la résolution du maillage des modèles. Les précipitations ainsi simulées seraient alors représentatives d'échelles plus fines que le maillage du modèle. En revanche, l'approche en flux de masse de cette même paramétrisation (SECTION 4.2.2) tend à considérer les mailles comme un tout, avec une partie ascendante et une partie descendante moyennées. De plus, la résolution spatiale effective des modèles ne correspond pas nécessairement à la résolution du maillage. Elle est par exemple dépendante de la résolution utilisée pour représenter la topographie, qui n'est pas forcément celle du maillage des modèles ((FREI et al., 2003) par exemple). Au final, l'approche consistant à considérer la pluie modélisée comme une valeur spatialisée leur semble plus intuitive et c'est celle-ci que SKELLY & HENDERSON-SELLERS [1996] recommandent d'utiliser. C'est également l'approche qui est choisie dans un grand nombre d'études (par exemple dans OSBORN & HULME, 1997 ; BOOIJ, 2002 ; IORIO et al., 2004 ; ZOLINA et al., 2014).

CHEN & KNUTSON [2008] établissent que la pluie simulée se comporte de manière surfacique. Ils soulignent dans un premier temps l'importance du choix d'un support spatial (ponctuel ou surfacique) pour les sorties de modèles. Ils montrent que les conclusions de la comparaison entre observations et modèles peuvent être très différentes selon que l'on considère les précipitations simulées comme des valeurs ponctuelles (approche *gridpoint*) ou comme une moyenne spatialisée (approche *gridbox*), et ce d'autant plus si on s'intéresse à des indices de précipitations extrêmes plutôt qu'à des précipitations moyennes. Par exemple, en adoptant l'approche *gridpoint*, il faudrait comparer le niveau de retour 30 ans des précipitations journalières P_{30} des GCMs avec une valeur issue d'observations ponctuelles. D'après la FIGURE II.6, en suivant cette approche, presque tous les modèles sous-estiment la valeur de P_{30} . En revanche, dans l'approche *gridbox*, il convient de comparer la valeur de chaque modèle avec la valeur associée aux observations interpolées à la même résolution. La majorité des modèles ont alors tendance à la surestimation de P_{30} . Par ailleurs, CHEN & KNUTSON [2008] montrent que ces différences de résultats selon l'approche choisie sont indépendantes de la valeur et de la distribution régionale des statistiques étudiées.

Dans un second temps, ils s'intéressent à la nature des précipitations simulées. Pour cela, ils comparent les P_{30} observés et simulés par le modèle MIROC3.2¹ à deux résolutions spatiales (T42 et T106²) selon le choix fait de la nature des précipitations simulées : *gridpoint* (FIGURE II.7a–d) ou *gridbox* (FIGURE II.7e–g). Dans les deux cas, la comparaison des données simulées et observées sur la même grille permet de traiter les biais comme résultants principalement de la formulation du modèle et non pas de l'impact de la résolution. Quelle que soit l'approche choisie et la résolution du modèle utilisée, les P_{30} simulées sont sur-estimées à l'Ouest des États-Unis, dans les Rocheuses, et sous-estimées dans le sud-est (Louisiane). Cette sous-estimation est cependant plus importante lorsque la pluie simulée est considérée comme ponctuelle. Dans les deux approches, les deux résolutions du modèle produisent des résultats différents (FIGURE II.7c et d d'une part, f et g d'autre part). Bien que des

1. GCM couplé (*Model for Interdisciplinary Research on Climate*), déployé au *Centre for Climate System Research, National Institute for Environmental Studies* à l'Université de Tokyo, Japon.

2. Les résolutions T42 et T106 correspondent respectivement à des mailles d'environ 300 et 120 km de côté.

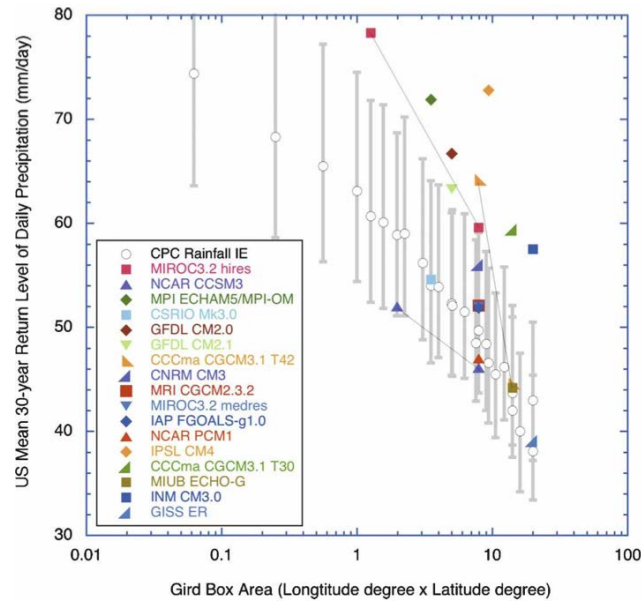


FIGURE II.6 – Niveau de retour 30 ans (P_{30}) des précipitations journalières (moyenne sur l'ensemble des États Unis) pour différentes tailles de maille, calculé à partir de la base de données CPC Daily US Unified Precipitation. Les valeurs de P_{30} de différents GCM sont indiquées en fonction de la résolution du GCM. Trois modèles (MIROC3.2, NCAR CCSM3 et CCCma CGCM3.1) ont de plus été interpolés sur des grilles à plus basses résolutions avant de calculer une 2^e valeur de P_{30} (les deux valeurs sont liées par un trait plein). Les barres d'erreur associées aux valeurs de référence (CPC) correspondent aux moyennes des 5^e et 95^e percentiles sur l'ensemble des points de grilles (valeurs obtenues grâce à un rééchantillonnage par la méthode de Monte Carlo). Figure tirée de CHEN & KNUTSON [2008].

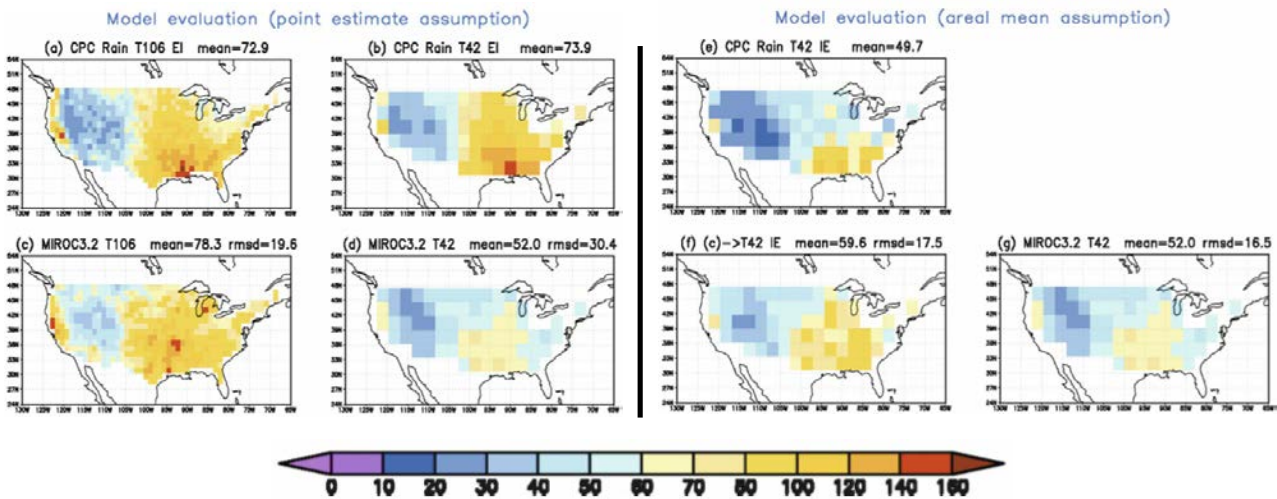


FIGURE II.7 – Comparaison des valeurs de P_{30} , en mm/jour, estimées à partir des données CPC Daily US Unified Precipitation (ligne du haut) et des simulations du modèle MIROC3.2 (ligne du bas) utilisé avec 2 résolutions spatiales différentes (T106 et T42). Les figures de gauche (a–d) correspondent à une évaluation dans l'approche *gridpoint*, les résultats sont présentés sur les mêmes grilles (T106 et T42) pour observations et modèles. Les figures de droite (e–g) correspondent à une évaluation dans l'approche *gridbox*, toutes les données (observations et modèles) ont été interpolées sur la même grille à basse résolution avant le calcul de P_{30} . Figure tirée de CHEN & KNUTSON [2008].

paramétrisations dépendantes des échelles peuvent être à l'origine de ces différences, les simulations aux deux résolutions utilisent la même structure dynamique et physique du modèle. Par ailleurs, les différences entre les deux résolutions sont moindres dans le cas de l'approche *gridbox* (FIGURE II.7f et g). Une partie des différences entre les FIGURE II.7c et d semble donc découler de l'effet d'échelle entre les deux résolutions dans l'approche *gridpoint*. Ces résultats sur le modèle MIROC3.2 sont en contradiction avec l'hypothèse selon laquelle les précipitations simulées représenteraient des valeurs ponctuelles. En effet, si la paramétrisation des précipitations était conçue comme un processus ponctuel, elle générerait les mêmes valeurs de précipitations indépendamment de la résolution spatiale. Ce qui n'est pas le cas.

5.3. Intérêt d'une analyse multi-échelle

Une autre conséquence de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations est la possibilité et l'utilité d'une analyse multi-échelle des précipitations.

En effet, étant donné que les caractéristiques de la pluie dépendent des échelles étudiées, seule une analyse multi-échelle de la pluie permet de rendre compte de leur complexité. L'analyse multi-échelle peut également être utile pour évaluer des pluies simulées en lien avec les processus physiques en jeu (ZEPEDA-ARCE et al., 2000 ; YATES et al., 2007). MOLINIÉ et al. [2012] ont par exemple montré qu'il était possible d'identifier différents types de systèmes précipitants grâce à une étude climatologique à plusieurs échelles temporelles. En particulier, la comparaison des caractéristiques climatologiques horaires et journalières et de leurs structures spatiales permet d'identifier la signature d'orages isolés (en été), de systèmes convectifs de méso-échelle (principalement à l'automne) et des systèmes frontaux. L'influence de la topographie sur la structure spatiale et temporelle des pluies est également identifiée par ce type d'analyse, notamment par la stationnarité des précipitations qu'elle génère.

De plus, l'analyse multi-échelle de la pluie peut permettre de faire le lien avec les impacts hydrologiques associés (YATES et al., 2006 ; CERESSETTI et al., 2012 ; VIÉ et al., 2012). En effet, les événements causant des crues et des dégâts peuvent concerner des bassins versants de tailles très variées (RAMOS et al., 2005 ; RUIN et al., 2008). La structure spatio-temporelle des précipitations est ainsi à relier aux échelles des hydrosystèmes dont on souhaite étudier la réponse hydrologique. À ce titre, l'utilisation des courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) et Intensité-Durée-Aire-Fréquence (IDAF) (KOUTSOYIANNIS, 1997 ; DE MICHELE et al., 2001) est particulièrement répandue en ingénierie hydrologique pour prendre en compte les risques de crue pour différentes durées des précipitations et différentes tailles de bassins versants. Les diagrammes de sévérité (RAMOS et al., 2005 ; CERESSETTI et al., 2012) sont une autre approche pour confronter l'intensité de pluie à différences échelles spatio-temporelles. Ils permettent de comparer plusieurs événements en représentant la période de retour d'un épisode pluvieux en fonction des échelles spatiales et temporelles.

Synthèse

La variété des échelles spatio-temporelles des processus à l'origine de la pluie est responsable de l'hétérogénéité spatiale et temporelle de l'occurrence et de l'intensité de pluie. Du fait de cette hétérogénéité, les impacts liés à la pluie, en particulier hydrologiques, sont également fortement dépendant des échelles spatio-temporelles. Cette question des échelles est également importante dans le choix des observations pluviométriques utilisées dans la mesure où toutes les techniques d'observations ne permettent pas de rendre compte des mêmes échelles de variabilité.

La dépendance des caractéristiques de la pluie aux échelles spatio-temporelles doit être prise en compte lors de la comparaison de deux produits de pluie. Il est nécessaire de comparer les caractéristiques de la pluie aux mêmes échelles, notamment lors de la comparaison d'observations pluviométriques et de pluie simulée par un modèle climatique. La question des échelles spatiales représentées par la pluie produite par les modèles climatiques se pose alors. Suivant la recommandation de CHEN & KNUTSON [2008] qui montrent que la pluie simulée se comporte de manière surfacique, nous considérons que l'intensité de pluie simulée dans une maille représente une intensité moyenne sur la surface de la maille.

La variabilité des échelles liées à la pluie permet ainsi de préciser une méthodologie d'évaluation et d'apporter des éléments de réponse à la question :

Comment évaluer la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux ?

Il apparaît ainsi la nécessité de comparer les pluies observées et simulées aux mêmes échelles. Dans cette optique, une base de données de pluie spatialisée est créée à partir d'observations pluviométriques pour caractériser la pluie aux échelles des RCM dans le CHAPITRE IV.

De plus, une autre conséquence de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations est la possibilité et l'utilité d'une analyse multi-échelle des caractéristiques de la pluie pour rendre compte de leur complexité.

Description de la région d'étude : le sud-est de la France

Le CHAPITRE II (SECTION 1) a souligné les enjeux de l'étude de la pluie, principalement au regard des questions de la ressource et du risque hydrologiques. Le bassin méditerranéen est particulièrement sensible à ces problématiques et les risques de sécheresse et d'inondations y semblent accrus dans le contexte de changement climatique actuel. Le sud-est de la France est notamment concerné par ces problématiques, en particulier par le risque d'inondation. Face à cette situation, l'observatoire hydro-météorologique Cévennes-Vivarais (OHMCV) a été créé en 2000 pour améliorer la compréhension et la gestion de l'aléa pluviométrique et les risques de crues associés. L'OHMCV, grâce à la collecte de diverses données, a permis la réalisation de plusieurs études fournissant des éléments de compréhension sur le fonctionnement des divers systèmes précipitants de la région Cévennes-Vivarais. Notre étude est réalisée sur cette région, tirant profit des connaissances déjà acquises par ces précédentes études et du jeu de données disponibles.

Ainsi, après une présentation de la géographie de la région d'étude (SECTION 1), nous décrivons les principales caractéristiques climatologiques de cette région (SECTION 2) et les situations météorologiques qui y génèrent de la pluie, notamment des pluies intenses (SECTION 3), à partir de la littérature existante.

Le réseau de mesure pluviométrique utilisé pour l'étude sera détaillé dans le CHAPITRE IV, en même temps que la description des données d'observations utilisées. Les données de pluie simulée par les RCM que nous évaluons seront introduites au CHAPITRE V.

1. Géographie

La zone d'étude, représentée sur la FIGURE III.1, se situe dans le sud-est de la France. Elle recouvre les départements de l'Ardèche (07), la Drôme (26), le Gard (30), l'Hérault (34), la Haute-Loire (43), la Lozère (48) et le Vaucluse (84). Elle s'étend de part et d'autre de la vallée du Rhône, sur une surface d'environ 200 km par 200 km. Elle est délimitée par la région du Pilat au nord (entre Valence et Lyon) et par la mer Méditerranée au sud. L'est de la région d'étude est constitué des Préalpes, à l'ouest se trouvent la région Cévennes-Vivarais, qui forme le flanc sud-est du Massif Central. Les principaux sommets de la région Cévennes-Vivarais sont, du sud au nord, le Mont Aigoual (1565 m), le Mont Lozère (1699 m), le Serre de la Croix de Bauzon (1548 m), le Mont Gerbier de Jonc (1551 m) et le Mont Mezenc (1753 m). Du côté préalpin, du sud au nord, la région recouvre les massifs du Luberon (point culminant : le Mourre Nègre, 1125 m), les Monts du Vaucluse (Mont Ventoux, 1912 m), les Baronnies (montagne de Mare, 1622 m), le Diois (montagne de Jaucou, 2051 m) et le Vercors (Grand Veymont, 2341 m).

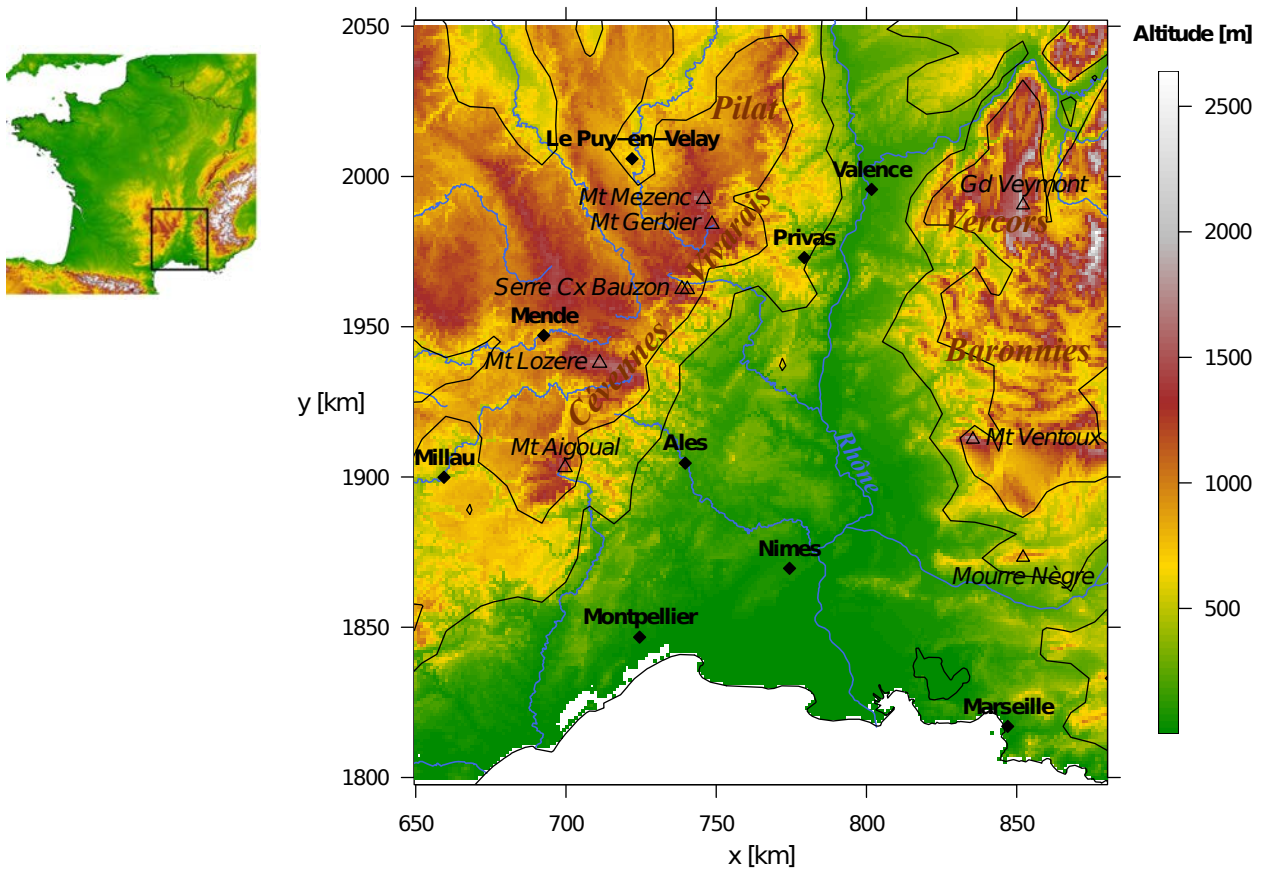


FIGURE III.1 – Carte de la zone d'étude et localisation par rapport à la France. Les principales villes sont indiquées par des losanges, les principaux sommets par des triangles. Le nom des principaux massifs montagneux est indiqué sur ceux-ci en brun. Les isoplèthes 400 et 800 m sont indiqués en traits continus noirs, superposés au relief plus détaillé représenté par les différentes couleurs de la carte.

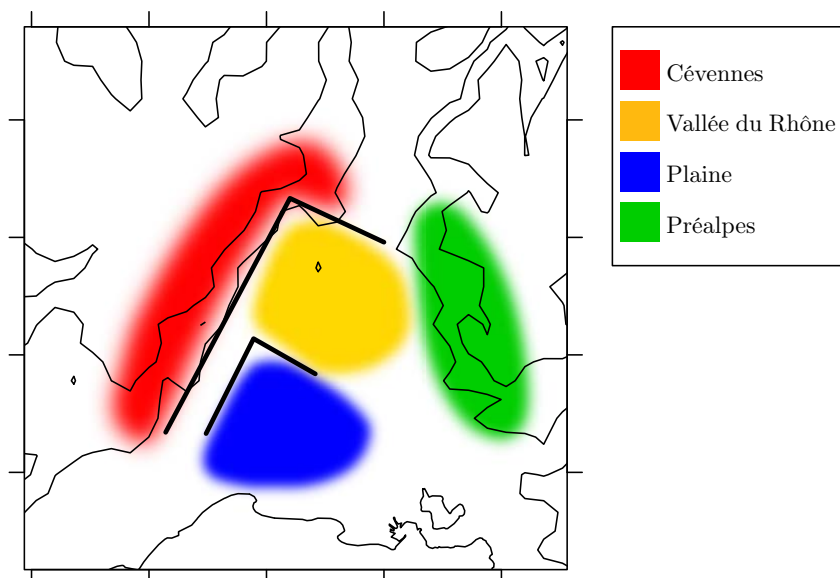


FIGURE III.2 – Définition des secteurs (ou sous-régions) de la zone d'étude : *Cévennes*, *vallée du Rhône*, *plaine* et *Préalpes*. Le fond de carte indiquant les traits de côtes et les isoplèthes 400 et 800 m est le même que celui de la FIGURE III.1.

Dans la suite de l'étude, la région sera découpée en 4 sous-régions, ou secteurs, définies selon leur altitude et leur orientation (FIGURE III.2) :

- La *plaine* est le secteur le plus au sud. Il remonte approximativement jusqu'à la ville d'Alès. Il s'agit, comme son nom l'indique, d'une zone de plaine dont l'altitude est principalement inférieure à 200 m.
- La *vallée du Rhône* est le secteur au centre de la zone d'étude. Il s'étend de part et d'autre du Rhône. Le relief y est peu marqué et les altitudes sont principalement comprises entre 200 et 500 m.
- Les *Cévennes* sont constituées des reliefs des Cévennes et des monts du Vivarais. C'est un secteur au relief marqué, avec de nombreux sommets et vallées.
- Le secteur des *pré-alpes* est situé à l'est du domaine. Le relief y est marqué.

Les secteurs *plaine*, *vallée du Rhône* et *Cévennes* ont déjà été utilisés dans les études de MINISCLoux et al. [2001] ou GODART [2009]. Ils étaient alors désignés respectivement *plaine*, *piémont* et *montagne*. Notre zone d'étude étant plus étendue à l'est que la leur, le secteur *pré-alpes* a été ajouté.

2. Climatologie de la pluie

La zone d'étude a majoritairement un climat qui peut être qualifié de *méditerranéen*, caractérisé par des hivers doux et humides et des étés chauds et secs. En hiver, l'influence des dépressions de moyennes latitudes est prédominante, la succession de fronts qui en résulte apporte des pluies peu intenses mais relativement continues. En été, l'influence est principalement d'origine tropicale, la partie ascendante des cellules de Hadley se décale vers le Nord, ce qui crée des zones de hautes pressions au niveau de la Méditerranée. Ces hautes pressions ont tendance à empêcher les précipitations. En revanche, des précipitations plus ou moins locales liées à de la convection profonde se produisent régulièrement

l'après-midi suite au chauffage diurne de la surface. Le printemps et l'automne constituent des périodes de transitions entre l'hiver et l'été.

Localement, les caractéristiques climatiques sont fortement influencées par le relief qui modifie la circulation atmosphérique.

2.1. Climatologie annuelle et saisonnière

FREI & SCHÄR [1998] présentent une climatologie des précipitations journalières pour la période 1971-1990 sur l'ensemble des Alpes. Le domaine d'étude s'étend à l'ouest jusqu'au Massif Central et couvre complètement notre zone d'étude présentée en SECTION 1. Elle a été obtenue à partir d'un réseau dense d'observations pluviométriques interpolé sur une grille régulière de 25 km. Cette climatologie est mise à jour par ISOTTA et al. [2014] qui ont enrichi la base de données avec de nouvelles stations de mesure et étendu la période jusqu'en 2008.

FREI & SCHÄR [1998] soulignent l'influence du relief sur la climatologie des précipitations. La relation entre l'altitude et les précipitations n'est toutefois pas directe, les effets de pente et de masque étant prédominants. Sur la région qui nous intéresse, les cumuls annuels de pluie évalués par ces deux études varient fortement d'une partie à l'autre du domaine, avec des gradients parfois importants (voir FIGURE III.3a). Le cumul annuel moyen est inférieur à 600 mm au sud du domaine, à proximité de Marseille, et atteint jusqu'à 1800 mm sur le relief cévenol. À l'est de la vallée du Rhône, sur les Préalpes, les cumuls sont un peu plus faibles (jusqu'à 1400 mm selon les sous-massifs).

La répartition saisonnière de ces précipitations indique que l'automne est la saison la plus pluvieuse, suivie de près par l'hiver (FIGURE III.4). En automne, on dépasse les 5,8 mm/jour de précipitations en moyenne sur le relief des Cévennes. Les précipitations sont bien moindres sur le relief des Préalpes (entre 2,6 et 3,4 mm/jour). L'été est la seule saison où les Cévennes ne bénéficient pas d'une pluviométrie particulièrement supérieure au reste du domaine.

ISOTTA et al. [2014] présentent d'autres caractéristiques de la climatologie des précipitations. La proportion de jours pluvieux (définis comme ayant un cumul supérieur à 1 mm) est plus importante sur le relief cévenol et préalpin (environ 30% des jours sont pluvieux) que dans la plaine de la vallée du Rhône (de 25% à 15% en allant vers le Sud, FIGURE III.3b). Au sein de ces jours pluvieux, les intensités journalières sont nettement plus importantes sur le relief des Cévennes (FIGURE III.3c) que sur le reste du domaine. Ces intensités valent entre 9 et 12 mm/jour sur l'ensemble du domaine alors qu'elles atteignent 15 mm/jour dans les Cévennes. Enfin, cette étude montre que la proportion de précipitations imputable à des jours modérément à très intenses¹ est particulièrement élevée dans les Cévennes par comparaison avec le reste du domaine, et même le reste des Alpes. Sur le flanc sud-est du Massif Central (Cévennes et piémont cévenol), plus de 65%, et jusqu'à 75% par endroits, de la pluie tombe dans des jours modérément à très intenses. Dans le reste de notre domaine d'étude, cette proportion est généralement autour de 60%. De plus, BOUDEVILLAIN et al. [2009] indiquent que les jours de fortes pluies² sont principalement rencontrés en automne, avec un pic durant le mois d'octobre.

1. Dans ISOTTA et al. [2014], les jours modérément à très intenses sont définis comme les jours au-delà du 75^e percentiles des précipitations journalières.

2. Dans BOUDEVILLAIN et al. [2009], les jours de fortes pluies sont les jours pour lesquels le cumul dépasse 150 mm/jour.

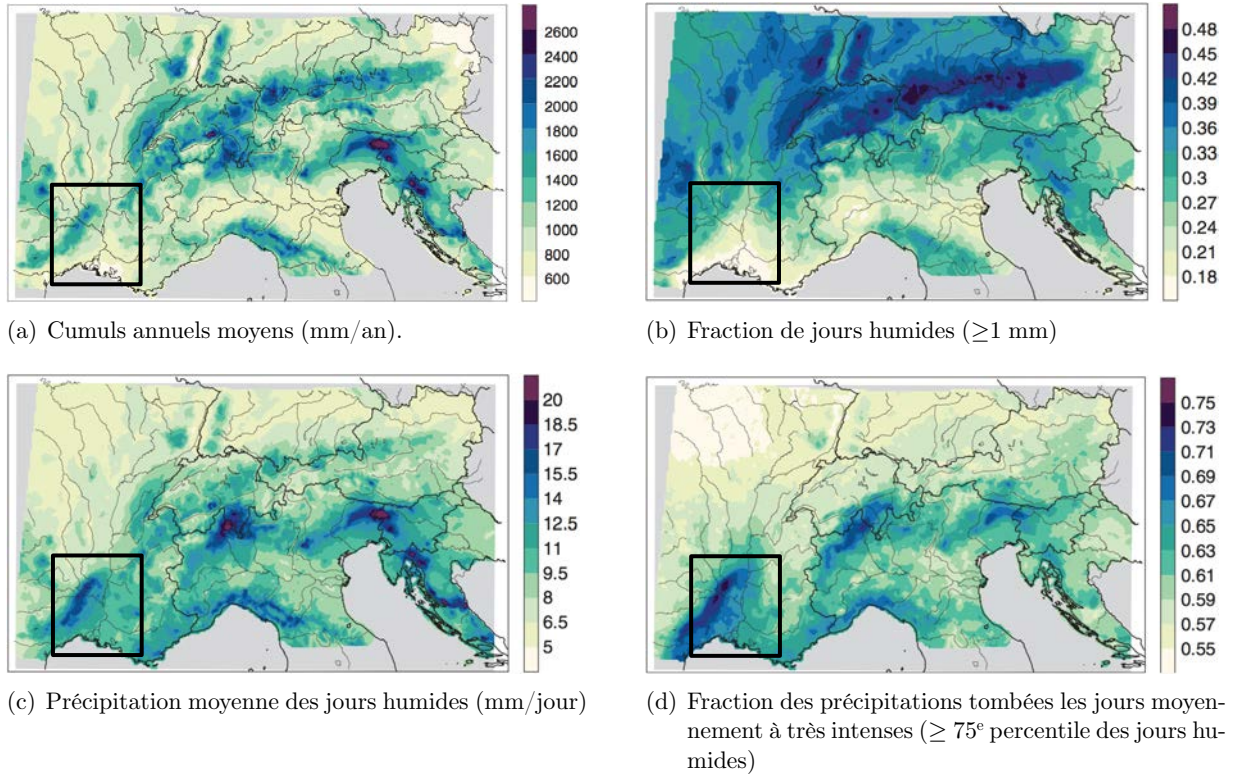


FIGURE III.3 – Quelques statistiques climatiques des précipitations journalières (valeurs annuelles, calculées sur la période 1971-2008). La zone d'étude est encadrée en noir. Figures tirées de ISOTTA et al. [2014].

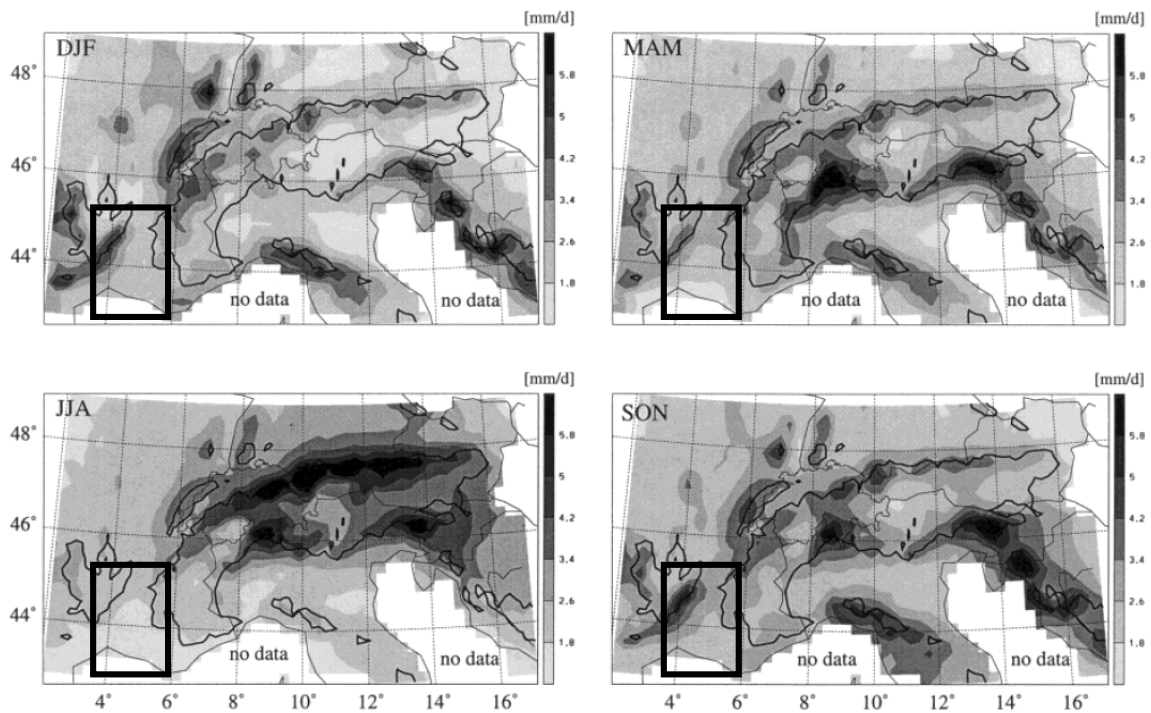


FIGURE III.4 – Précipitations saisonnières moyennes en mm/jour (calculé sur la période 1971-1990). De gauche à droite et de haut en bas, les saisons sont : l'hiver (DJF, *i.e.* les mois de décembre, janvier et février), le printemps (MAM, *i.e.* mars, avril et mai), l'été (JJA, *i.e.* juin, juillet et août) et l'automne (SON, *i.e.* septembre, octobre et novembre). La zone d'étude est encadrée en noir. Figure tirée de FREI & SCHÄR [1998].

En comparaison du reste de la France (du moins la partie pour laquelle des données sont fournies par ces études), le Sud-Est est la partie où l'intensité des précipitations dans les jours de pluie et la part des précipitations des jours les plus intenses sont les plus fortes. Cette constatation confirme l'intérêt d'une étude de la pluie dans cette région.

2.2. Dépendance des caractéristiques climatiques de la pluie aux échelles temporelles

Dans la même région que celle que nous étudions, MOLINIÉ et al. [2012] ont montré que les caractéristiques climatiques de la pluie sont variables selon les échelles de temps considérées. Par exemple, l'occurrence de pluie, c'est-à-dire la proportion de pas de temps pluvieux, est comprise entre 1 et 10% lorsque le pas de temps considéré est de une heure et entre 10 et 50% lorsqu'il est d'une journée. La différence entre les échelles horaire et journalière apparaît également lorsqu'on s'intéresse à l'intensité de pluie dans les pas de temps pluvieux. La FIGURE III.5 montre les valeurs moyennes mensuelles des cumuls journaliers et horaires de la pluie, selon la gamme d'altitude des stations de mesure. La structure de ces cycles saisonniers est différente selon l'échelle temporelle considérée. Au pas de temps horaire, le cycle présente un unique maximum en septembre pour toutes les altitudes. Au pas de temps journalier, le cycle est bimodal, avec un maximum en automne (septembre-octobre) et un second maximum local au printemps (avec des intensités moindres). Notons que pour les altitudes les plus basses (0-200 m), le maximum se situe en septembre pour les cumuls horaires et en octobre pour les cumuls journaliers. Les différences selon les gammes d'altitude considérées traduisent aussi la variabilité spatiale de l'intensité, notamment dans une région au relief marqué comme celle dont il est question. Par ailleurs, la climatologie des précipitations est d'autant plus dépendante des échelles temporelles que l'on s'intéresse à des précipitations intenses. MOLINIÉ et al. [2012] montrent par exemple que les plus fortes médianes des maximas annuels de pluie journalière sont situées sur le relief cévenol alors que pour la pluie horaire, les plus fortes valeurs sont rencontrées dans le sud du piémont cévenol, à proximité de la ville d'Alès. CERESSETTI et al. [2010] ont également montré l'évolution des caractéristiques des champs de pluie intense avec l'échelle temporelle considérée. Les caractéristiques de la queue de distribution de l'intensité de pluie varient peu avec la durée d'accumulation en zone de plaine alors que

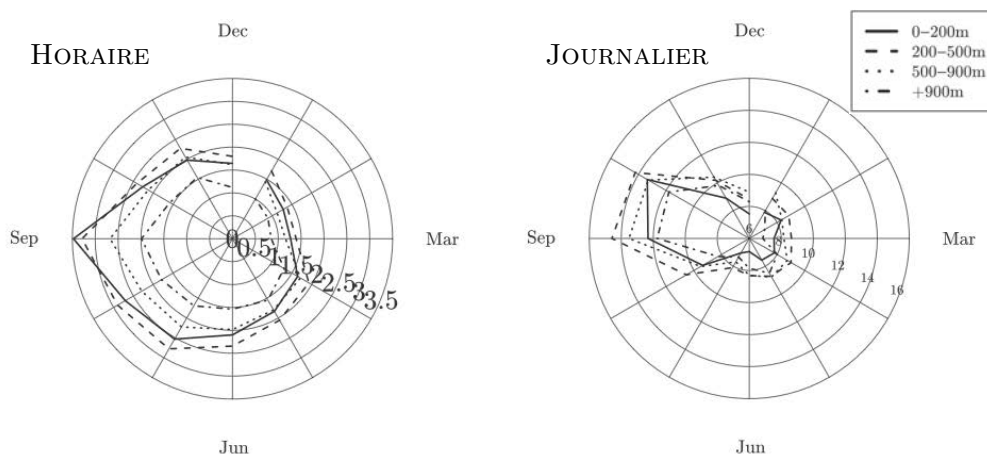


FIGURE III.5 – Moyennes mensuelles des cumuls de pluie horaire (gauche) et journalier (droite) pour 4 gammes d'altitude (0-200 m ; 200-500 m ; 500-900 m ; > 900 m). Figure tirée de MOLINIÉ et al. [2012].

leur comportement est moins bien défini en montagne. Là encore, par sa contribution à la stationnarité des pluies, le relief influe sur la dépendance de la climatologie des précipitations à l'égard des échelles prises en compte.

3. Circulations atmosphériques associées à la pluie

Nous avons présenté les principales caractéristiques climatologiques de la pluie dans le domaine d'étude. Intéressons nous à présent aux situations météorologiques qui produisent cette pluie, avec une attention particulière sur les précipitations les plus intenses.

3.1. Circulations atmosphériques et pluie associée en France

GARAVAGLIA et al. [2010] ont réalisé une classification des situations synoptiques en France sur la base des champs de précipitations observés (approche *bottom-up*). Cette classification distingue huit types de temps contrastés, présentés sur la FIGURE III.6a. Pour chacun de ces type de temps, il est possible de calculer le champ de pluie relatif associé, c'est-à-dire le rapport entre la pluie journalière moyenne du type de temps et la pluie journalière moyenne d'ensemble. Ce rapport est cartographié sur la FIGURE III.6b.

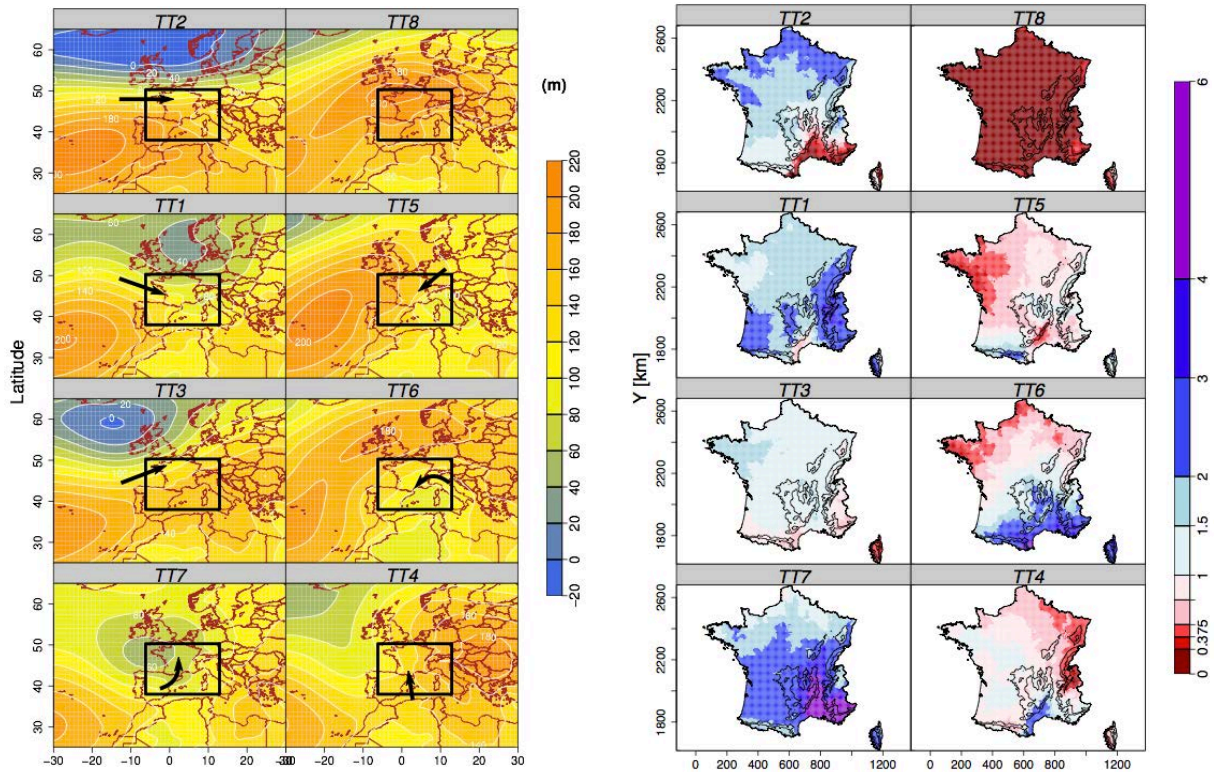
Les types de temps les plus propices à l'apparition de pluie dans la région d'étude sont les suivants :

- L'onde atlantique (type de temps TT 1) produit des précipitations 2 à 3 fois supérieures à la moyenne à l'est de la vallée du Rhône, notamment sur les Alpes. Les précipitations sont dans la moyenne à l'ouest du Rhône.
- La circulation de sud (TT 4) cause des cumuls journaliers de pluie 2 fois supérieurs à la moyenne sur les Cévennes et le piémont cévenol. En revanche, à l'est du Rhône, les cumuls sont plutôt déficitaires.
- Le retour d'est (TT 6) provoque des précipitations excédentaires (environ 2 fois supérieur à la moyenne annuelle) sur l'ensemble de la région d'étude.
- La dépression centrale (TT 7) donne lieu à des pluies jusqu'à 6 fois plus importantes que la moyenne annuelle sur tout le sud-est de la France.
- La circulation de sud-ouest (TT 3) produit des précipitations dans la moyenne ou légèrement supérieure.

Les autres circulations ont tendance à engendrer des précipitations déficitaires dans la région d'étude.

3.2. Circulations atmosphériques associées aux pluies intenses dans le sud de la France

Cette classification proposée par GARAVAGLIA et al. [2010] repose sur l'ensemble des journées pluvieuses et attribue une classe à n'importe quelle journée. Ainsi, les ingrédients permettant de distinguer les pluies intenses des pluies courantes ne sont pas nécessairement identifiés. Une approche utilisant une classification appliquée directement à un échantillon de situations de pluie intense peut alors être préférable. Une classification automatique objective a ainsi été appliquée aux champs de



(a) Champ géopotentiel moyen à 1000 hPa pour chacun des huit types de temps. Les flèches noires indiquent le flux atmosphérique en basse couche. (b) Rapport entre les précipitations journalières moyennes de chaque type de temps et les moyennes journalières annuelles en chaque point de grille sur la France.

FIGURE III.6 – Situations de grande échelle et cartographie des précipitations journalières pour chacun des huit types de temps. Figures tirées de CHARDON [2014], adaptée de GARAVAGLIA et al. [2010].

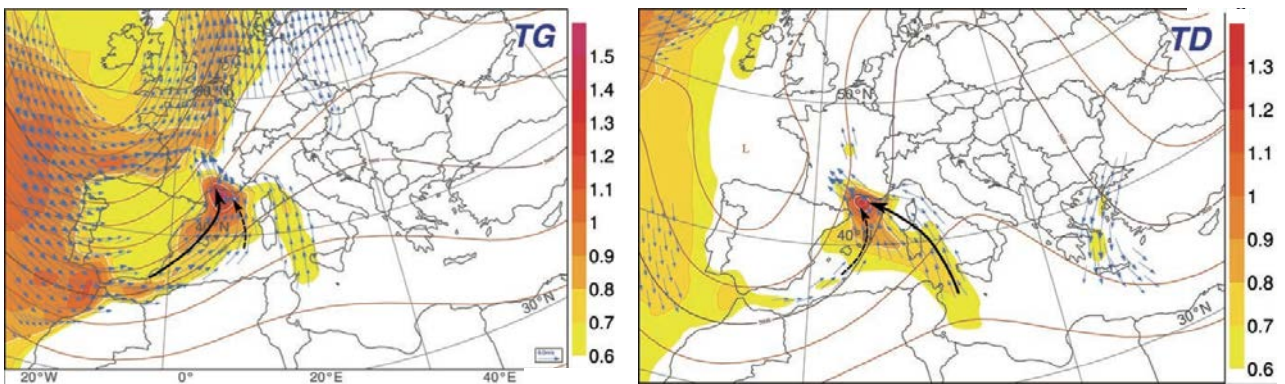


FIGURE III.7 – Composites pour les événements méditerranéens intenses appartenant aux classes *Thalweg de Gascogne* (TG) et *Thalweg Dorsale* (TD). Géopotentiels à 500 hPa (isolignes rouges), flux d'humidité à 925 hPa (couleurs, en g.m.kg⁻¹.s⁻¹ et vent à 925 hPa (flèches bleues). Figure tirée de BOUDEVILLAIN et al. [2009].

géopotential à 500 hPa pour les événements pluvieux significatifs (NUISSIER et al., 2011). Les événements pluvieux significatifs sont définis par le dépassement pour au moins deux stations distantes d'au moins 60 km du quantile 97% de leur pluie journalière. Parmi ces événements, on distingue les événements fortement précipitants (HPE, *heavy precipitation events*) pour lesquels le quantile 99,9% est dépassé. Parmi les quatre classes représentatives de toutes ces journées, deux classes contiennent plus de 75% des HPE (les classes *Thalweg de Gascogne* et *Thalweg Dorsale*). Les composites¹ de géopotential à 500 hPa, de flux d'humidité et de vent à 925 hPa pour ces deux classes sont présentés sur la FIGURE III.7. Ces deux situations synoptiques évoluent assez lentement et présentent un thalweg profond sur l'Europe occidentale et une dorsale plus ou moins marquée sur l'Europe de l'Est correspondant à un flux de sud-ouest divergeant en altitude. Dans les basses couches, les flux sont orientés vers la région recevant les fortes précipitations et transportent instabilité et humidité en provenance de la mer Méditerranée. On note une forte convergence d'humidité dans les basses couches à proximité de la région cible. Les précipitations sont d'autant plus intenses que le flux d'humidité ou l'instabilité sont forts.

À l'échelle journalière, les pluies les plus intenses sont généralement dues à la stationnarité des pluies. La FIGURE III.8 schématise les processus à l'origine du déclenchement et de la stationnarité de

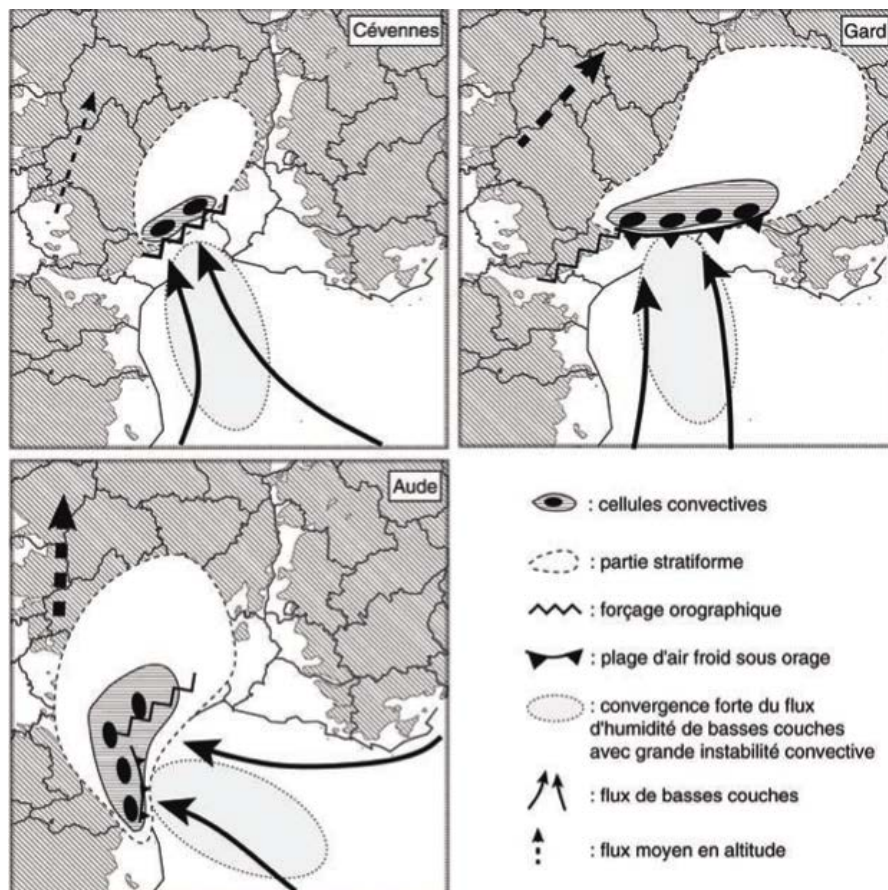


FIGURE III.8 – Schémas conceptuels des différents mécanismes et ingrédients météorologiques expliquant la formation et le caractère stationnaire des événements intenses sur les Cévennes (13-14 octobre 1995), le Gard (8-9 septembre 2002) et de l'Aude (12-13 novembre 1999). Figure tirée de DUCROCQ et al. [2008], reprise dans BOUDEVILLAIN et al. [2009].

1. On appelle composite la moyenne d'un champ pour un groupe de journées, permettant d'illustrer les caractéristiques d'une classe.

trois épisodes de pluie particulièrement intenses (DUCROCQ et al., 2008). Dans le cas *Cévennes*, où les pluies s'accumulent sur le relief cévenol, le relief provoque la formation continue de nouvelles cellules convectives au-dessus des mêmes régions. Dans le cas du *Gard*, au forçage orographique s'ajoute le soulèvement de l'air chaud et humide par un dôme froid (*cold pool*) sous la zone de subsidence des précipitations. Ce processus a conduit à la localisation des précipitations sur la plaine du Gard, à l'avant du relief. Enfin, le cas de l'*Aude* correspond à un système en V (DUCROCQ et al., 2003). La localisation de la zone de génération des cellules convectives (pointe du V) est liée à la convergence d'humidité. Le relief et le refroidissement dû à l'évaporation des précipitations ont un effet amplificateur sur l'intensité de pluie.

Synthèse

La région d'étude est située dans le sud-est de la France. Elle est délimitée au sud par la mer Méditerranée et au nord par le massif du Pilat. Elle contient deux principaux massifs montagneux qui se font face de part et d'autre de la vallée du Rhône : les Préalpes à l'est et la région Cévennes-Vivarais (flanc sud-est du Massif Central) à l'ouest. Ces deux massifs d'altitudes équivalentes comptent plusieurs sommets culminants à plus de 1500 m.

Cette région est caractérisée par des étés secs et des automnes et des hivers humides. La pluviométrie est fortement influencée par les reliefs. Au sein du domaine d'étude, le secteur des Cévennes bénéficie des cumuls annuels les plus importants. De plus, les intensités au sein des jours pluvieux sont en moyenne 1,5 fois plus importantes dans les Cévennes que dans le reste du domaine. L'automne est la saison qui a les cumuls les plus importants, notamment dans les Cévennes. C'est également la saison durant laquelle se produisent la majorité des journées de forte pluie (c'est-à-dire avec un cumul supérieur à 150 mm) conduisant parfois à des crues dévastatrices.

Les masses d'air circulant en provenance de la mer Méditerranée sont celles qui génèrent les intensités journalières les plus fortes sur les Cévennes. Parmi ces situations synoptiques, celles qui sont à l'origine des événements les plus intenses, parfois dramatiques, sont caractérisées par un flux de sud-ouest et par une forte convergence d'humidité dans les basses couches à proximité de la région recevant les intensités les plus fortes. La stationnarité des systèmes précipitants, due à des forçages extérieurs, entraîne les pluies les plus intenses à l'échelle journalière causant d'importantes crues.

Caractérisation de la pluie dans le sud-est de la France, aux échelles des RCM

Nous avons montré au CHAPITRE II la nécessité de tenir compte des échelles dans l'évaluation de la pluie simulée par les RCM et notamment de comparer la pluie simulée à des observations spatialisées aux mêmes échelles. Ainsi, la caractérisation de la pluie observée aux échelles de ces modèles est un préalable à l'évaluation de la pluie qu'ils simulent.

Nous présentons alors dans ce chapitre une caractérisation de la pluie dans le sud-est de la France, aux échelles des RCM. Ce travail a fait l'objet d'un papier soumis pour publication à *Climate Dynamics*. Dans la SECTION 1, un résumé détaillé en français présente les données et la méthodologie retenues ainsi que les principaux résultats de cette étude. L'article soumis, en anglais, constitue la SECTION 2.

1. Résumé étendu

L'objectif de l'article *Climatology of observed rainfall in Southeast France at the Regional Climate Model scales* (SECTION 2) est de fournir des éléments de caractérisation de la pluie dans le sud-est de la France en vue d'évaluer la pluie simulée par des modèles climatiques régionaux. Pour ce faire, nous proposons une caractérisation de la pluie observée interpolée aux mêmes échelles spatiales et temporelles que les RCM. Une étude à plusieurs échelles temporelles nous permet de dresser un portrait plus complet de la pluie.

Les données de pluie utilisées pour réaliser cette climatologie sont décrites dans la SECTION 1.1 (SECTION II de l'article). La SECTION 1.2 est consacrée à la méthodologie retenue pour la caractérisation de la pluie (SECTION III de l'article). Les principaux résultats sont finalement exposés dans la SECTION 1.3 (SECTIONS IV, V et VI de l'article). L'introduction de l'article n'est pas résumée car elle reprend des points déjà évoqués dans les CHAPITRES I à III.

1.1. Données

La région d'étude, le sud-est de la France, a été décrite au CHAPITRE III. Cette région est équipée d'un réseau dense de pluviographes horaires pour lequel la distance moyenne entre deux stations voisines est de 8 km. Le réseau de mesure est présenté sur la FIGURE 1 et décrit dans la SECTION II.2. La période d'étude couvre les années 1993 à 2013.

La pluie simulée par les modèles climatiques doit être interprétée comme une moyenne spatiale dans la maille du modèle (CHAPITRE II, SECTION 5.2). Ainsi, il apparaît nécessaire de comparer la pluie simulée à des observations de pluie représentatives des mêmes échelles spatiales et temporelles. Plusieurs produits de pluie sont disponibles sur des grilles de résolutions diverses sur l'Europe et la France (voir SECTION I de l'article). Cependant, aucun de ces produits ne fournit de données de pluie exploitables au pas de temps trihoraire.

Nous avons alors réalisé une base de données de pluie spatialisée à partir des observations pluviométriques horaires disponibles dans la zone d'étude. Après leur intégration au pas de temps trihoraires, ces données ont été interpolées sur une grille régulière de 0.1° par 0.1° en latitude et longitude grâce à un krigeage ordinaire par bloc. Par la suite, la base de données de pluie ainsi obtenue est désignée K-REF (pour *Kriged Reference*, notre référence de pluie krigée).

Nous évaluons ensuite certaines caractéristiques pluviométriques annuelles et journalières de K-REF par rapport à celles des réanalyses de surface SAFRAN/FRANCE. Les données de pluie journalière de SAFRAN/FRANCE ont alors été réinterpolées sur la même grille que K-REF au préalable. Les cumuls annuels d'une part et les 50^e et 95^e centiles de l'intensité non nulle de pluie journalière d'autre part sont utilisés comme indicateurs de la ressource en eau annuelle et des pluies journalières courantes et intenses. Leurs comparaisons entre K-REF et SAFRAN indiquent des valeurs et des organisations spatiales de celles-ci similaires dans les deux bases de données. Cependant, les champs de pluie, et donc les champs des différentes statistiques de la pluie, sont par construction lissés dans K-REF par rapport à SAFRAN.

1.2. Méthode

Les cumuls de pluie sont la combinaison de l'occurrence et de l'intensité. On précise cette relation grâce aux équations ci-dessous (ÉQUATION IV.1).

Considérons deux durées d'accumulation, T_1 et T_2 telles que $T_1 < T_2$. Dans la suite de l'étude, on aura typiquement $T_1 = 3$ heures et $T_2 = 24$ heures. Notons $Cum(T)$ le cumul moyen de pluie sur les pas de temps de durée $T = T_1$ ou T_2 s'exprimant en mm. $I(T)$ est l'intensité moyenne (lorsqu'il pleut) sur les pas de temps de durée T en mm/h. Alors $Cum(T) = I(T) * T$.

L'occurrence de pluie sera définie dans la suite du document au moyen d'un seuil de 0.1 mm : un pas de temps donné est considéré comme pluvieux si son cumul excède 0.1 mm, il est sec sinon. On définit alors $Occ(T)$, comme l'occurrence moyenne relative au pas de temps T , c'est-à-dire la proportion totale de pas de temps T qui sont pluvieux. On définit également l'occurrence des pas de temps de durée T_1 au sein des périodes de durée T_2 , noté $Occ(T_{1/2})$ et correspondant à la proportion de pas de temps de durée T_1 qui sont pluvieux au sein des pas de temps pluvieux de durée T_2 . On a : $Occ(T_{1/2}) = \frac{Occ(T_1)}{Occ(T_2)}$.

Alors :

$$\begin{aligned}
 Cum(T_2) &= I(T_2) \times T_2 \\
 &= I(T_1) \times Occ(T_{1/2}) \times T_2 \\
 &= I(T_1) \times \frac{Occ(T_1)}{Occ(T_2)} \times T_2
 \end{aligned} \tag{IV.1}$$

Ce cadre d'analyse sera utilisé dans toute la suite du document.

Afin d'apprécier les effets de l'échelle temporelle sur les caractéristiques de la pluie de K-REF, nous considérons les valeurs maille par maille des 50^e et 95^e centiles de l'intensité non nulle de pluie 3 h et 24 h. Il en ressort bien entendu des différences entre les valeurs des 50^e et 95^e centiles à 3 h et 24 h, mais on note également des différences entre leurs organisations spatiales respectives. Ainsi, pour des durées d'accumulation de 3 h ou de 24 h, les 95^e centiles sont maximaux sur le relief cévenol (excepté en été) alors que les 50^e centiles le sont dans la vallée du Rhône. De plus, les maximums du 50^e centile sont localisés à l'est du Rhône et sur les Préalpes pour la pluie 3 h tandis qu'ils sont situés à l'ouest du Rhône (en Ardèche) pour la pluie 24 h. En ce qui concerne les 95^e centiles, des valeurs proches de celles des Cévennes sont observées sur le piémont cévenol, principalement en automne, à 3 h mais pas à 24 h.

Ainsi, pour comprendre ces différences, nous analysons l'organisation de la pluie au pas de temps de 3 h au sein des journées pluvieuses, en termes d'occurrence et d'intensité dans chacune des quatre saisons¹. Pour ce faire, nous étudions deux types de journées pluvieuses définies comme *journées médianes* et *journées intenses*. Ces journées sont définies pour chaque maille individuellement. Les journées médianes sont celles dont le cumul journalier est compris entre le 40^e et le 60^e centile de la pluie journalière. Les journées intenses sont définies entre les 85^e et 98^e centiles. La FIGURE IV.1 schématise la définition de ces journées par rapport à la distribution cumulée de l'intensité de pluie 24 h d'une maille donnée.

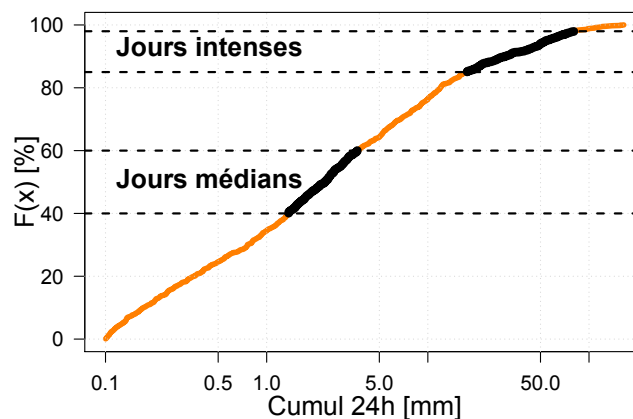


FIGURE IV.1 – Définition des journées médianes et intenses. Distribution empirique cumulée du cumul journalier de pluie d'une maille donnée (orange) et cumuls correspondant aux journées médianes et intenses (noir).

1. MAM (mars, avril, mai) correspondant au printemps climatologique, JJA (juin, juillet, août) à l'été, SON (septembre, octobre, novembre) à l'automne et DJF (décembre, janvier, février) à l'hiver.

Pour ces journées, les questions suivantes concernant l'organisation spatio-temporelle de la pluie se posent : quelle est la fréquence d'occurrence de la pluie, à l'échelle de 3 h ? Quelles sont les intensités 3 h constitutives de ces journées ? Quelle est la persistance et l'arrangement au sein de la journée de la pluie ? Quelle est la structure spatiale de la pluie 3 h ?

Pour répondre à ces questions et identifier d'éventuelles différences des propriétés de la pluie au sein du domaine, nous étudions les caractéristiques suivantes dans les quatre sous-régions présentées au CHAPITRE III (FIGURE 7 de l'article) :

- l'occurrence de pluie 3 h dans les jours médians et intenses ;
- la distribution statistique de l'intensité 3 h dans ces journées ;
- la persistance de la pluie grâce au nombre de pas de temps de 3 h pluvieux consécutifs ;
- le cycle diurne de l'occurrence et de l'intensité de pluie 3 h dans les jours médians et intenses ;
- la structure spatiale de l'occurrence et de l'intensité de pluie 3 h dans ces journées.

1.3. Principaux résultats

La climatologie de la pluie ainsi réalisée a permis de mettre en évidence l'influence de deux principaux forçages sur le déclenchement et l'intensité de la pluie : l'orographie et le cycle diurne.

Influence du relief sur les caractéristiques de la pluie

Les interactions entre les différentes masses d'air circulant dans la région et le relief influent sensiblement sur les caractéristiques climatologiques de la pluie. Les deux principaux massifs montagneux du domaine, les Cévennes et les Préalpes, situés de part et d'autre de la vallée du Rhône, ont des altitudes comparables mais la pluie y a des caractéristiques bien différentes. Par exemple, les cumuls annuels moyens plus importants sont observés sur les reliefs, atteignant environ 1600 mm dans les Cévennes, soit plus que les 1000 mm relevés dans les Préalpes et près de 2,5 fois plus qu'aux environs de Nîmes (FIGURE 4). De plus, par comparaison avec le reste du domaine, la pluie dans le secteur des Cévennes est caractérisée par une fréquence d'occurrence plus importante (FIGURE 8), par une plus grande persistance (FIGURE 9) et par de fortes intensités 3 h comme 24 h (à l'instar des 95^e centiles représentés sur la FIGURE 6). Par ailleurs, les jours intenses d'automne des Cévennes, qui donnent lieu aux cumuls les plus importants, résultent d'occurrences de pluie particulièrement élevées au sein de journées composées des intensités 3 h parmi les plus fortes. L'analyse de la structure spatiale des caractéristiques, occurrence et intensités, de la pluie soulignent également l'influence des reliefs sur ces structures (FIGURES 15 et 16).

Influence du cycle diurne sur les caractéristiques de la pluie

L'étude du cycle diurne de l'occurrence de pluie (FIGURE 10) montre que lorsqu'un cycle se distingue, l'occurrence est maximale dans l'après-midi (entre 15 et 18H UTC). Dans les jours médians, le cycle est marqué au printemps et en été mais n'est pas évident en automne ou en hiver. Ce résultat suggère que durant les journées médianes, les processus convectifs sont minoritaires en automne et hiver. Durant les jours intenses, le cycle diurne de l'occurrence de pluie est toujours marqué même s'il est d'amplitude plus faible que dans les jours médians, en cohérence avec une fréquence d'occurrence 3 h plus importante dans ces journées. Par rapport aux jours médians, les cycles d'occurrence sont plus

étirés et les pics plus tardifs pendant les jours intenses, dénotant une énergie associée à la convection probablement accrue.

Les cycles diurnes de l'intensité non nulle de pluie sont moins contrastés que ceux de l'occurrence (FIGURE 12). On remarque cependant un maximum d'intensité le matin (entre 3 et 6H UTC) durant les jours médians. Au cours des jours intenses, les cycles d'intensité varient davantage d'une saison à l'autre et d'une région à l'autre. On note par exemple une absence de cycle durant les journées intenses d'automne dans le secteur des Cévennes.

2. Publication : Climatology of observed rainfall in Southeast France at the Regional Climate Model scales

Stéphanie Froidurot¹, Gilles Molinié¹, Arona Diedhiou¹

¹ Université de Grenoble/IRD/CNRS, LTHE (UMR 5564), Grenoble, France

Article soumis à *Climate Dynamics* (Special Issue MED-CORDEX)

Abstract

In order to provide convenient data to assess rainfall simulated by Regional Climate Models, a spatial database (hereafter called K-REF) has been designed. This database is used to examine climatological features of rainfall in Southeast France, a study region characterized by two mountain ranges of comparable altitude (the Cévennes and the Alps foothill) on both sides of the Rhône valley. Hourly records from 1993 to 2013 have been interpolated to a $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ latitude-longitude regular grid and accumulated over 3-hour periods in K-REF. The assessment of K-REF relatively to the SAFRAN daily rainfall reanalysis indicates consistent patterns and magnitudes between the two datasets even though K-REF fields are smoother. A multi-scale analysis of the occurrence and non-zero intensity of rainfall is performed and showed that the maps of the 50th and 95th percentiles of 3- and 24-hour rain intensity highlight different patterns. The maxima of the 50th and 95th percentiles are located over plain and mountainous areas respectively. Moreover, the location of these maxima is not the same for the 3h- and 24h-intensities. To understand these differences between median and intense rainfall on the one hand and between the 3- and 24-hour rainfall on the other hand, we analyze the statistical distributions and the space-time structure of occurrence and intensity of the 3-hour rainfall in two classes of days, defined as median and intense. This analysis highlights two factors influencing the triggering and the intensity of rain in the region: the solar cycle and the orography. The orographic forcing appears to be quite different for the two ranges of the domain and is much more pronounced over the Cévennes.

Keywords: Precipitation ; multi-scale climatology ; spatial analysis ; mountainous mediterranean region ; MED-CORDEX ; HyMeX

I. Introduction

This paper provides a climatology of the rainfall in Southeast France which should serve to assess rainfall output from Regional Climate Models (RCM).

The southeastern part of France, as most of the Mediterranean region, has a climate characterized by hot and dry summers and mild winters. In addition, several intense rain events have been documented in the region (Sénési et al. [1996]; Delrieu et al. [2005]; Ducrocq et al. [2008]; Nuissier et al. [2008] for instance). They can cause high impact floods with damages and casualties (Delrieu et al., 2005; Ruin

et al., 2008) Moreover, the Mediterranean region is identified as one of the two “*climate change Hot Spot*”, meaning it has one of the most sensitive climate response to global change (Giorgi, 2006). In particular, summers are expected to be hotter and drier but with a higher variability, which leads to a rising likelihood of intense precipitation or drought (Giorgi & Lionello [2008]; Giorgi et al. [2011], from data of the Coupled Model Intercomparison Project phase 3, CMIP3). Mariotti et al. [2015] confirm these conclusions thanks to an analysis of the CMIP5 run outputs. These climate projections result from the extensive use of Global Climate Models (GCM). Yet, the current spatial resolution of most GCM is of the order of few hundreds kilometers (Flato et al., 2013), which is usually too low to depict the impacts of climate variability at regional-to-local scales and develop adaptation strategies to deal with them (Giorgi et al., 2009). Therefore, downscaling methods are developed to provide finer-scale projections with greater details and more accurate description of localized processes (Hewitson & Crane, 1996; Mearns et al., 1999; Maraun et al., 2010). Among the latter, RCM are able to simulate the long term climate evolution at resolutions as high as few tens of kilometers (Flato et al., 2013; Ruti et al., 2015).

Regarding the need of adaptation policies, it is important to know the confidence to give to climate projections and thus to evaluate the underlying models. In general, this evaluation is done comparing climate simulation results with observations over the far or recent past. For a proper assessment of simulated rain fields, simulated variables should be compared to observed ones at the same resolution. Skelly & Henderson-Sellers [1996] and Chen & Knutson [2008] showed that the characteristics of simulated rainfall can be very different depending on whether they are considered as point or areal quantities. Thus, it is important to use observational data at the appropriate scales for the evaluation of quantities highly variable in space and time such as precipitation. Using a multi-scale comparison of simulated rainfall with gridded observation, Chen & Knutson [2008] showed that climate models produce area-average-like rainfall outputs.

Therefore a number of gridded products of precipitation intensity have been developed, with various spatial and temporal resolutions matching model ones. Global products such as the CRU (Mitchell & Jones, 2005), the GPCP (Huffman et al., 2001) or the CMAP (Xie & Arkin, 1997) cover almost all the globe and are derived from ground based measurements sometimes supplemented by satellite data. These products have low spatial and temporal resolutions, ranging from 1° to 5° in latitude and longitude and from 5-days to monthly data. Such products from observational data are frequently used to evaluate large scale features in GCM and RCM (*e.g.* Dai, 2006; Reichler & Kim, 2008; Nikulin et al., 2012; Flato et al., 2013). In some regions of the world, databases provide rainfall fields at higher resolutions. Haylock et al. [2008] designed the E-OBS gridded database over central Europe. It gives daily data with spatial resolutions of about 25 and 50 km. Over France, the SAFRAN near-surface reanalysis (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010) gives daily and hourly estimations of several variables, including precipitation on a $8\text{ km} \times 8\text{ km}$ grid. Yet, its subdaily rainfall is not computed from subdaily rainfall measurements but downscaled from daily data and it fails to diagnose some subdaily statistics such as the diurnal cycle of the rainfall intensity (Quintana-Seguí et al., 2008; Quintana Seguí, 2008).

Multi-scale assessment of rainfall in climate models are seldom explicitly claimed. However, rainfall is a complex process in the sense that its statistical parameters vary as a function of scales. Therefore statistics at a unique spatio-temporal scale (*i.e.* 1 km^2 - 1 day for example) draw a partial picture

of the phenomenon. The sensitivity of rainfall statistics to the scales is obvious when examining the relationship between the topography and the rain amount. For example, the highest rain depth are located over the mountain ranges at the annual, seasonal (Frei & Schär, 1998) or daily time scales (Alpert, 1986; Michaud et al., 1995; Johnson & Hanson, 1995; Molinié et al., 2012). It is not the case when rain is aggregated on shorter periods (*e.g.* Alpert, 1986; Johnson & Hanson, 1995). Multi-scale analysis is a current practice in applied extreme-rainfall statistics. An example is the set of Intensity-Duration-Frequency curves (Koutsoyiannis, 1997) or Intensity-Duration-Area-Frequency curves (De Michele et al., 2001). These curves quantify the increase of the rainfall return level as the temporal and spatial scales of aggregation decrease. In the study region, Ceresetti et al., 2010 showed how the extreme rainfall pattern evolves with the temporal aggregation. A multi-scale analysis of rainfall in the study region may reveal the imprint of some atmospheric processes at the origin of different rainfall patterns. Flow-relief interactions play a major role in the organization of the banded orographic convection (Yates et al., 2006; Godart, 2009). The associated rainfall are quasi-steady over the relief during several hours. Such rainfall events impact daily rainfall records while they are not significant on hourly ones (Molinié et al., 2012). The rainfall patterns due to deep convective systems often result from complex interactions between the relief and air flow dynamics and thermodynamics (Ricard, 2002; Ducrocq et al., 2008; Nuissier et al., 2008; Fresnay et al., 2012). These systems can produce renewed rain cells for hours either blocked over the foothill or advected in the Rhône valley or over the mountains. The associated rainfall captured by raingauges can be important both on hourly and daily time scales in the steady situation, or only high on hourly records when rain cells are advected. Molinié et al. [2012] showed that combining rainfall statistics at many durations permits to retrieve the signature of some underlying rain systems. Thus, if a multi-scale analysis of rainfall is needed to capture its complexity, it can also be used for a model evaluation in relation with the physical processes (Zepeda-Arce et al., 2000) or with the associated hydrological impacts (Yates et al., 2006; Ceresetti et al., 2012; Vié et al., 2012).

In summary, to perform a rainfall assessment of RCM, one needs a gridded database of rainfall at resolutions of about 10 km and 3 hours which is nearly the highest resolutions of RCM in MED-CORDEX up to now. None of the datasets cited above supplies reliable subdaily rainfall. However due to its vulnerability to heavy rainfall, the survey of rainfall in the study region has been relatively sustained for several decades. We use these data to create a gridded rainfall database at the 10 km - 3 hours resolutions over Southeast France. The data and design of the database are described in Section 2 of this paper. A climatological study is then performed. The framework for rainfall characterization is detailed in Section 3. Rainfall is characterized by its occurrence and its intensity during rainy periods. We provide some statistics of the distribution of the rain occurrence for the 3-hour accumulation period and proxies of its temporal structure in Section 4. Similarly the statistical distribution and temporal structure of rain intensity are showed in Section 5. Section 6 is dedicated to the spatial structure of both rain occurrence and intensity.

II. Data

II.1. Study area: Southeast France

The study region is located in the Southeast of France and covers an area of about 200×200 km² (Figure 1). It is surrounded by the Mediterranean Sea to the south, the Massif Central to the north-

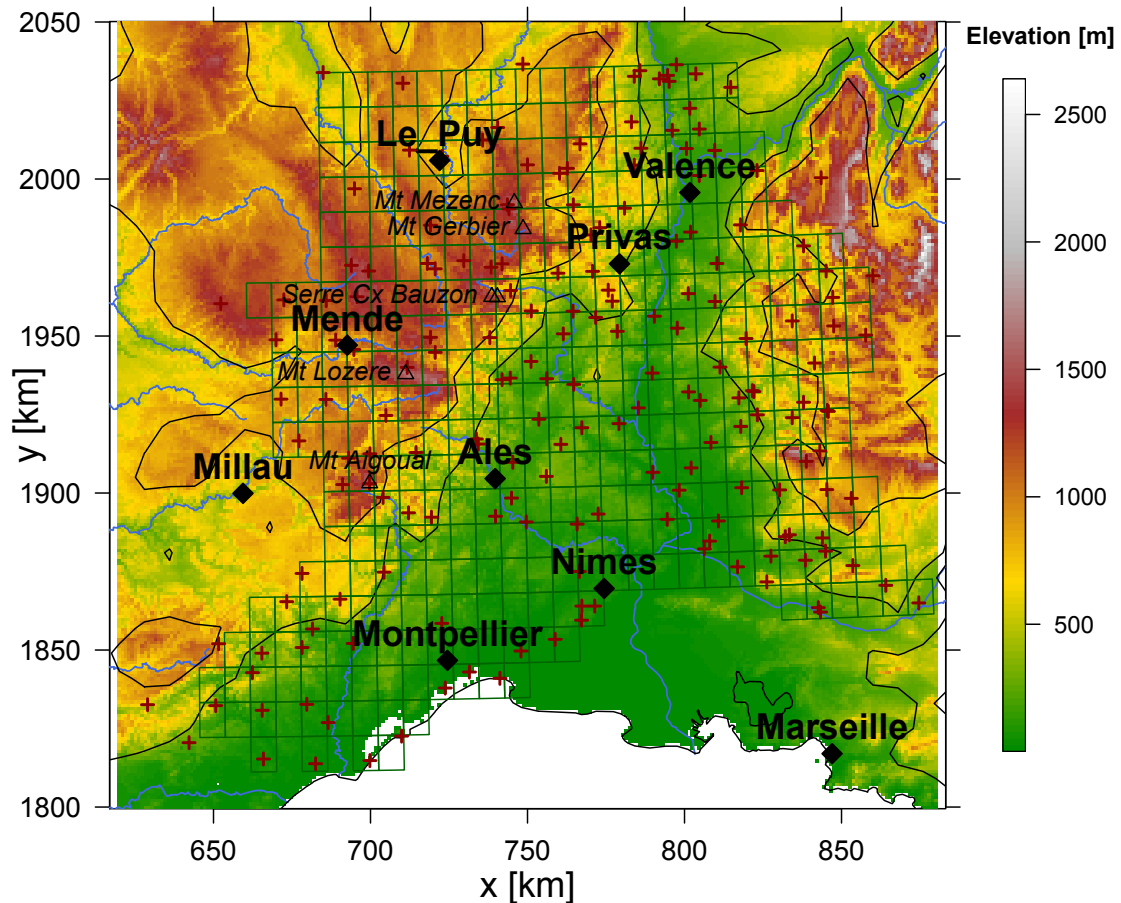


Figure 1 – Study region. The elevation is displayed in shadings of gray. The black solid lines correspond to the 400 and 800-m elevation isoline. Main cities and mountain tops are indicated by diamonds and triangles respectively, while blue lines stand for the main rivers. The crosses specify the location of the hourly raingauges used in the study and the grid boxes show the grid on which data were interpolated.

west and the Alps to the east. The Rhône River flows across the domain, between the two mountain ranges. The southeastern border of the Massif Central is known as the Cévennes-Vivarais ridge delineated by several peaks, like Mont Aigoual (1565 m above mean sea level –MSL–), Mont Lozère (1699 m MSL), Mont Gerbier de Jonc (1551 m MSL) and Mont Mezenc (1753 m MSL) from south to north. The eastern side of the study domain consists of the Southern Alps foothills (including Vercors and Baronnies) and reaches about the same altitudes as the Massif Central Ridge.

The Cévennes-Vivarais area is subject to intense precipitation and flash floods (*e.g.* Delrieu et al., 2005; Nuissier et al., 2008; Ducrocq et al., 2008), mainly in autumn. Moreover, the whole region presents a very strong spatial precipitation gradient, with nearly 1000 mm of annual precipitation difference for example between Alès and Mont Aigoual that are only distant of about 40 km, but with 1400 m of height difference.

II.2. Hourly raingauges data

This study relies on hourly raingauges measurements from Météo France, the French meteorological service. Data are available from 1993 to 2013. Figure 1 shows the location of the raingauges over the studied area. The distance between neighboring raingauges ranges from 500 m to 25 km, with a mean distance of about 8 km. The raingauges are rather well spread over the study region. The number

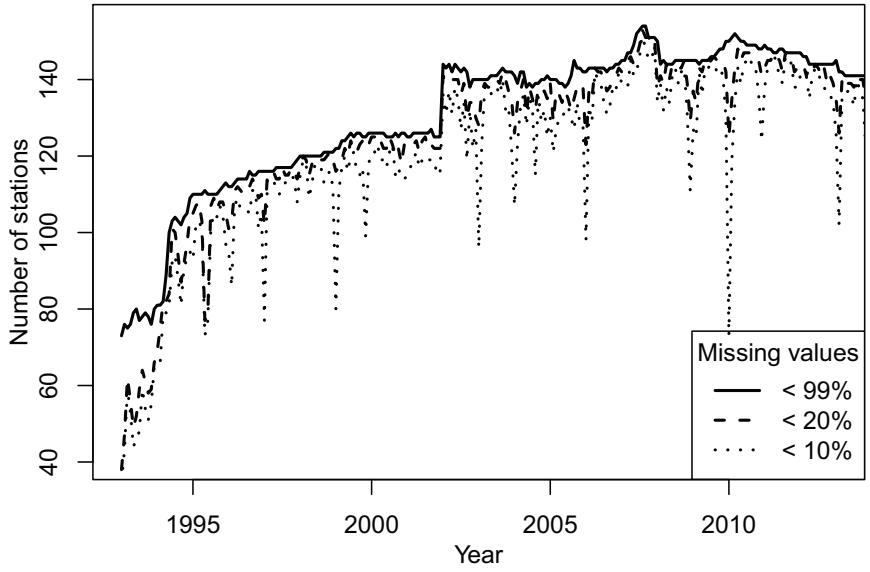


Figure 2 – Number of available stations with less than 99%, 20% and 10% missing observations per month

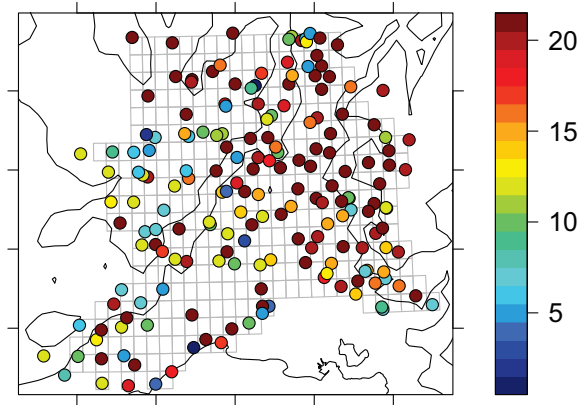


Figure 3 – Number of years of available data for each station

of available measurements varies with time. Since 1993, it has increased from about several tens in 1993 to almost 150 in the 2010s as shown in Figure 2. As for the location and the spatial spread of the stations, it stayed homogeneous along the study period. The number of years of available data for each station is presented on Figure 3.

II.3. A spatial rainfall database

Design of the database

Rainfall outputs from climate models should be interpreted as areal averages (Chen & Knutson, 2008). They cover periods as long as several tens of years. The only rainfall datasets recorded continuously during such long periods are the raingauge data. However, with sampling surface area of the order of 0.1 m^2 , raingauge records are closed to point measurements when compared to RCM grid areas (of the order of 10^8 m^2). Due to the spatial variability of point rainfall inside each rain field, especially in the study region (non-stationnarity of the mean in Creutin & Obled [1982] for example), the statistical moments of the rain intensity evolves with the spatial integration. Therefore, the rain intensity recorded by a raingauge cannot be a similar random variable to the rain intensity in a sur-

rounding grid box with a surface area that is a billion times greater. In the following, we describe a way of building a set of rainfall fields at the RCM spatial and temporal scales from point rainfall measurements, called K-REF hereafter (standing for *kriged reference*). In this manner, the rain depth in K-REF is a random variable comparable to the RCM rain depth. The raingauge data were interpolated (block kriging, see Chilès & Delfiner [1999], for example) to a $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ latitude-longitude regular grid, in the range of the highest resolutions of the MED-CORDEX framework. We do not consider grid boxes outside of the stations to avoid extrapolation from the data.

Kriging is a linear interpolation method. The coefficients of interpolation depend on the covariance of the interpolated random variable as a function of the distance. In this study, we used a climatological variogram as covariance function (Bastin et al., 1984; Lebel et al., 1987). This climatological kriging takes advantage of the large number of rainfall fields to infer the covariance function from the set of variograms of each individual field. Prior to computing the variogram, each rainfall field is normalized by its variance to account for the scale effect due to the variation in time of the mean rainfall intensity. However, a unique covariance function cannot characterize rainfall events that are too different. Thus, we split the rain events into eight groups based on the season and the spatial extent of rainfall. For each of the four seasons (DJF, MAM, JJA, SON), days with rain (called rainy days hereafter) are divided into two groups depending on the rain spatial extent, defined by the number of raingauges recording a precipitation amount. A rainy day lies from 06:00 UTC to 06:00 UTC the next day. In this study, rainy days with large spatial extent are those with more than 20% of the raingauges wet. The kriging procedure is applied on the 3h-rain intensities, the shortest time step at our disposal in MED-CORDEX data. K-REF is then a set of rain depth fields from 1993 to 2014 kriged from hourly raingauges to $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ grid boxes with a temporal integration of 3 hours.

Evaluation of the database

We have chosen to assess the K-REF database in regard to its ability to describe not only the water resources but also the current and intense rain intensities on short time steps. The rain generated water resource can be represented by the average annual rain depth. We use the 50th and 95th percentiles of daily rain intensity as proxies for usual and intense rain. These characteristics of K-REF are compared to those of the SAFRAN near-surface reanalysis (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal et al., 2010). SAFRAN is a reanalysis dataset commonly used for regional climate studies over France (for example in Boé, 2007; Quintana Seguí et al., 2010; Chardon, 2014). The covered period ranges from 1958 to 2014. It has spatial resolution of $8 \times 8 \text{ km}^2$ and we interpolated it to the same $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ latitude-longitude regular grid as the kriged data.

Figure 4 shows that the mean annual rainfall accumulation in SAFRAN and K-REF displays the same spatial structure. It is also consistent with previous studies performed on observations (Molinié et al., 2012 for example). The highest annual accumulations are located over the Cévennes-Vivarais mountain ridge. Despite some discrepancies, the average annual rain amount reaches about the same values in both datasets, around 1600 mm. This amount is much lower than the 2157 mm at Mont Aigoual reported in Molinié et al. [2012] from daily raingauges and than the 1988 mm at the same spot computed from the hourly intensities we use in this study. Such differences, between an areal average and point values on the one hand and between point values not covering the same time period and not located exactly at the same place on the other hand, suggest a relatively high variability of the rain in the surrounding of the mountain ridge. The average annual rainfall at the three closest

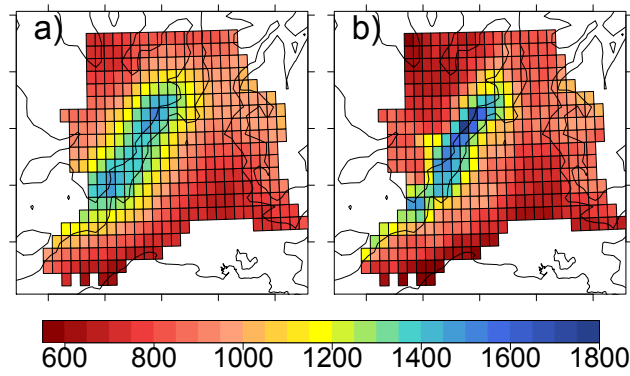


Figure 4 – Mean annual rainfall accumulation in mm (a) for the 1993-2013 period from the 3-hourly kriged rainfall (b) for the 1991-2011 period from the SAFRAN data.

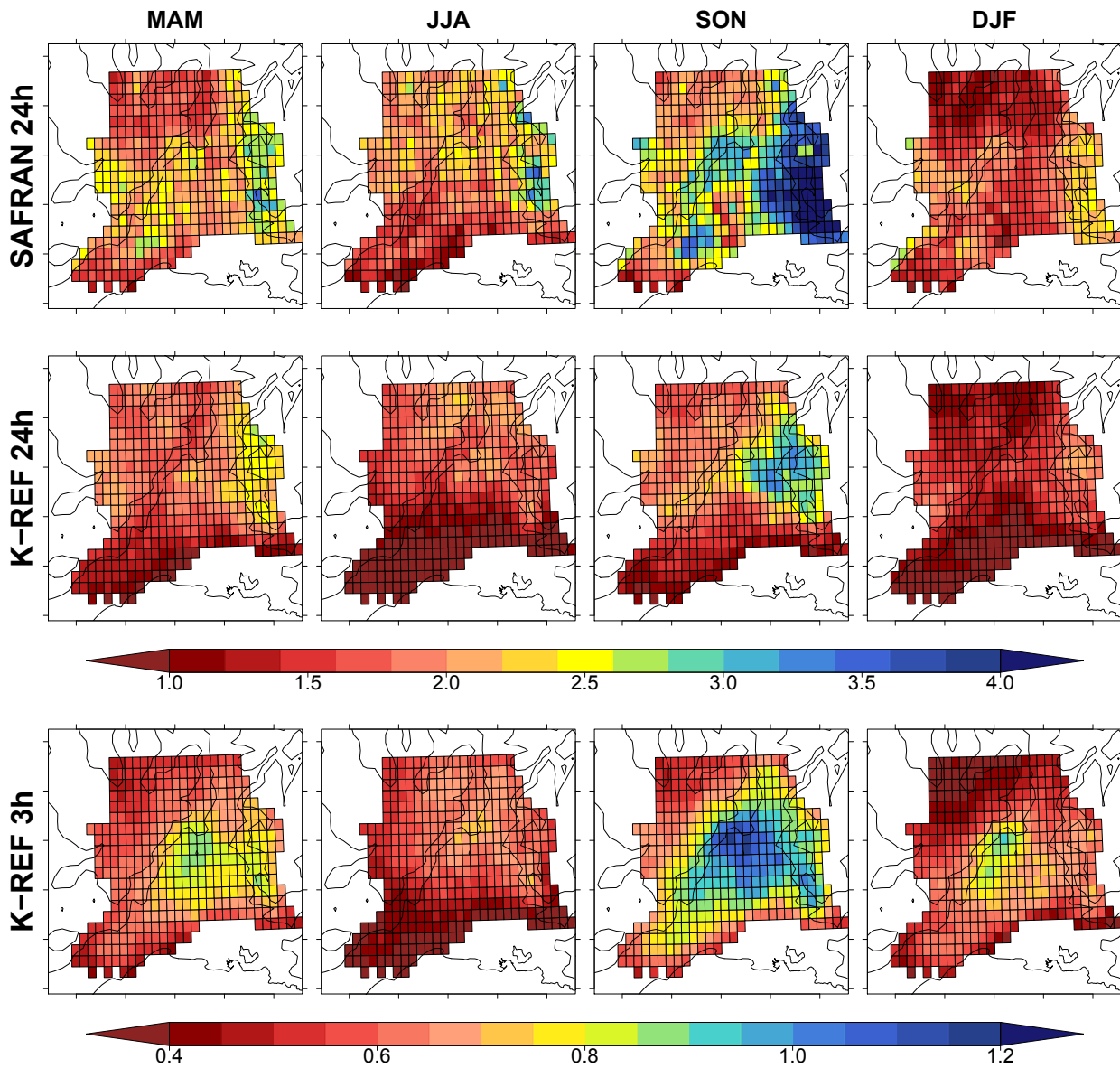


Figure 5 – 50th percentile of non-zero daily rain depth for each grid box, for the four seasons in SAFRAN (*top*) and K-REF (*middle*). 50th percentile of non-zero 3-hour rain depth in K-REF (*bottom*). Units are mm.

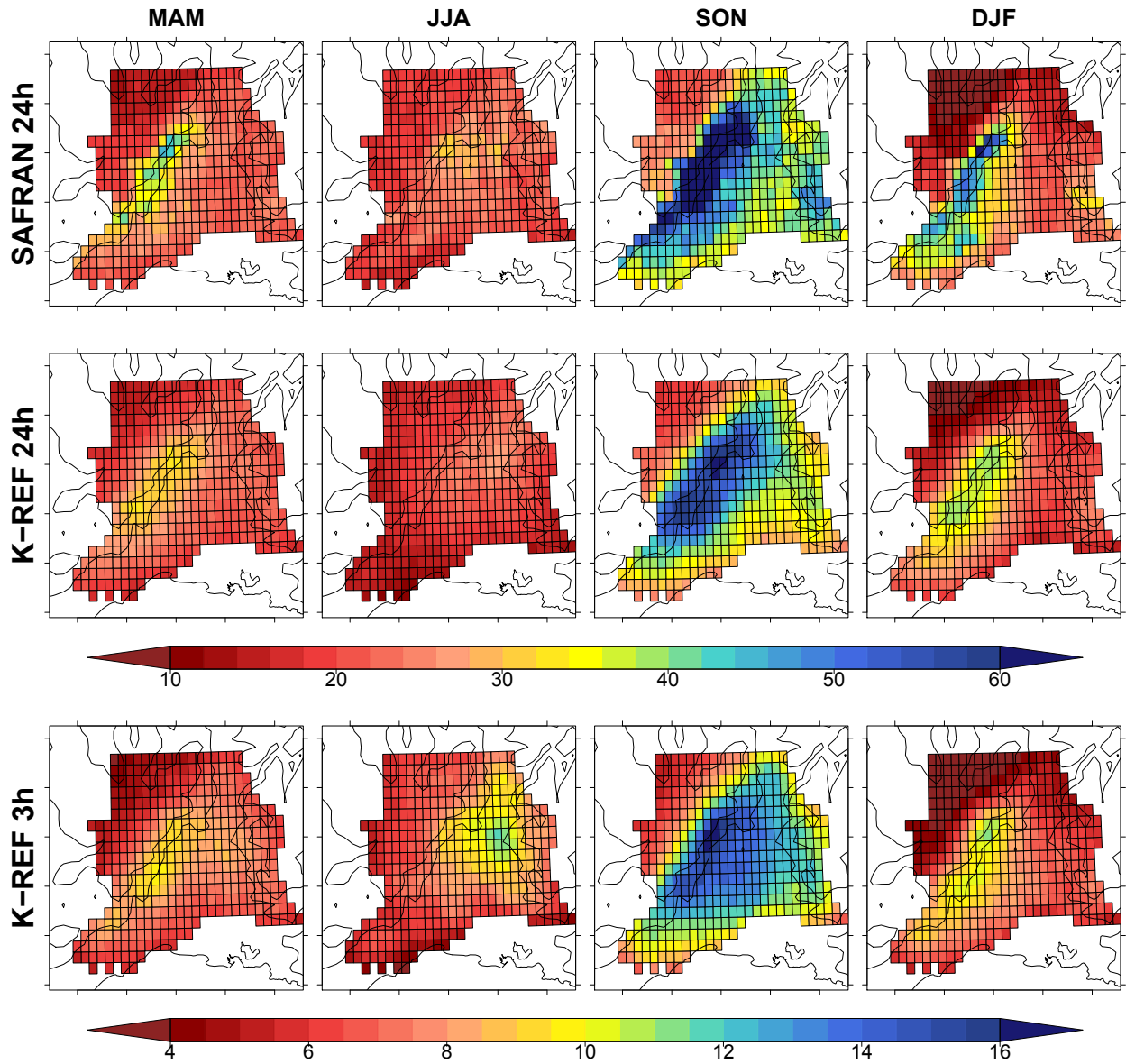


Figure 6 – 95th percentile of non-zero daily rain depth for each grid box, for the four seasons in SAFRAN (*top*) and K-REF (*middle*). 95th percentile of non-zero 3-hour rain depth in K-REF (*bottom*). Units are mm.

stations to Mont Aigoual in the hourly data set corroborate this variability. All are located within 10 km of Mont Aigoual and they feature average annual depths of 1296, 1275 and 818 m. The spatial variability of rain events is smoother in SAFRAN and K-REF than in the raingauge records because of the spatial aggregation, and even smoother in K-REF as showed in Figures 4a and 4b. This smoothing is due to the kriging used to produce K-REF data, as the decorrelation distance is of several tens of kilometers whatever the kind of event. In both databases, the rain accumulation decreases with the terrain elevation either from the Cévennes or the Alps to the Rhône river valley. In the valley, the mean annual rain amounts are around 700 mm in both databases. This value is comparable to the 760 mm of rain recorded, in average, each year at the raingauge of the city of Nîmes (about 30 km from the Mediterranean sea).

According to Molinié et al. [2012], the distributions of daily intensities are different from one raingauge to another in the region. In the following, we compare two percentiles of the distributions of the daily rain accumulations in both databases. The comparison of the 50th and 95th percentiles of non-zero daily rain depth between the two datasets is shown in Figures 5 and 6 for each of the four seasons. Non-zero rain depth are defined as precipitation above 0.1 mm during the considered accumulation period, which is also the detection threshold of the raingauges. The 50th percentiles of the K-REF daily precipitation are consistent with that of SAFRAN. The patterns of the maps are the same, with higher median values over the Alps foothills for all seasons except summer. For both datasets, autumn (SON) features the highest median depths and summer (JJA) the lowest. The smoothing due to the kriging already discussed also appears on these maps. The values are lower in the kriged data than in SAFRAN and the patterns are smoother. For example, the maximum median depths, encountered in the Alps foothills, reach 3.5 mm in K-REF and more than 4 mm in SAFRAN.

The patterns of the K-REF daily precipitation 95th percentiles are similar to that of SAFRAN. In spring (MAM), autumn (SON) and winter (DJF), the highest values are located over the Cévennes relief while in summer (JJA), they are over the Rhône Valley. Among the four seasons, autumn is the one with the highest values of 95th percentile both in K-REF and SAFRAN data. In autumn, over the Cévennes mountain ridge, the 95th percentile of daily precipitation amounts to about 60 mm in K-REF and more than 80 mm in SAFRAN. In summer, the maximum values of the whole region are about 30 mm and 35 mm in K-REF and SAFRAN respectively. The smoothing in the kriged data appears again, with lower values and a softer motif in K-REF than in SAFRAN. It can also be noted that the location of the highest 95th percentiles of daily precipitation over the Rhône Valley in summer appears less clearly in SAFRAN.

III. Framework for rainfall characterization

In the following, we characterize rain in each grid box of K-REF by the occurrence and the non-zero intensity, hereafter referred to as the rain intensity for simplicity. The occurrence is the proportion of rainy periods. The non-zero intensity is the rain intensity during rainy periods. A random variable (occurrence or intensity, here) is fully characterized by its statistical distribution. As there are hundreds of grid boxes in K-REF, it is impossible to study all quantiles in all the distributions. We will focus on the current (median, 50th percentile) and heavy (95th percentile) intensities. To depict a comprehensive picture of rainfall and take its scale dependency into account, the analysis of the spatial and temporal structure of the occurrence and intensity fields complement their statistical distributions.

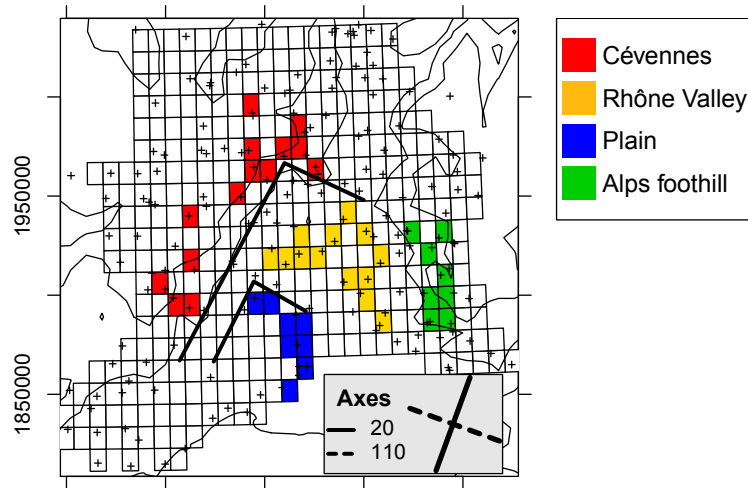


Figure 7 – Localisation of the grid boxes of each of the four subregions: Cévennes in red, Rhône Valley in yellow, plain in blue and Alps foothills in green. The limits utilized in Miniscloux et al. [2001] are drawn over the map. The main directions (20 and 110 degrees to the north) used to study the spatial structure of rainfall in section VI are indicated in the box in the bottom right corner.

An illustration of the scale dependency of the occurrence and intensity is given by the comparison of the 50th and 95th percentiles of non-zero rain depth for accumulation periods of 3 and 24 hours (Figures 5 and 6). Figure 5 shows how the highest median intensities switch from the west of the Rhône valley to the Alps foothills (east of the valley) when the accumulation period increases from 3 to 24 hours, during all seasons except summer. In summer, the highest values remain in the valley both for the 3- and 24-hour accumulation period. Concerning the 95th percentiles (Figure 6), the maximum depths are, on the whole, at the same location at 3 and 24 hours. However, in autumn, the highest values extend to the Rhône valley for the 3-hour accumulation period, which is not the case for daily precipitations. Moreover, if summer is the season with the lowest 95th percentiles of daily rain depths, it is not the case for the 3-hour ones and quite large values are observed in the north of the Rhône valley.

Comparing rain depths between two accumulation periods (3 and 24 hours) provides similar information than assessing the temporal structure of the rain depth between these two periods. However, structure functions such as correlograms or variograms can be computed for a continued range of accumulation periods and thus have a generic meaning. In the following, rather than systematically comparing rain parameters at two accumulation periods, we characterize the elementary parameters of rainfall available in this study, *i.e.* occurrence and intensity at the 3-hour accumulation period and their temporal structure. We conduct this analysis in order to depict how the rainfall basic elements (3-hour rain depths in this study) combine to produce the daily rain depths. To that purpose, we focus on the organization of 3-hour rain occurrence and intensity during median and intense days. For each grid box, *Median days* are defined as days with a rain depth recorded during a 24-hour period from 6:00 UTC lying between the 40th and the 60th percentiles of its daily rainfall. *Intense days* are taken between the 85th and 98th percentiles.

The study region is divided into four subregions represented in Figure 7: *Cévennes*, *Rhône valley*, *plain* and *Alps foothill*. In each subregion, the analysis is conducted on a number of selected grid boxes containing at least one gauge. Among these subregions, *Cévennes* and *Alps foothill* are mountainous

areas, their main slopes face respectively east-southeast and west. The two other subregions, *Rhône valley* and *plain* are predominantly flat sectors. They differ on their mean altitude. The *plain* extend from the Mediterranean shore to the city of Alès approximately and is mainly below 200 m. The *Rhône valley* subregion is principally between 200 and 500 m. The three subregions at the west of the Rhône river were already defined in Miniscloux et al. [2001] to study the structure of shallow clouds yielding rainfall. Ceresetti et al. [2012] only used the Cévennes mountain/foothill delineation to compute scaling parameter of extreme rainfall.

In section 4 and 5, we examine the seasonal and regional variability of rainfall occurrence and intensity. The time structure is investigated by means of the diurnal cycles. The spatial structure of occurrence and intensity are studied in section VI.

IV. Subdaily rain occurrence

This section is devoted to the rain occurrence at the resolution of 3 hours. Figure 8a shows the mean rain occurrence during rainy days depending on the season, the type of day (*i.e.* median or intense) and the subregion considered. The occurrence of rainfall unsurprisingly depends on the season and on the type of day but less of the subregion, except for the *Cévennes*. While between 25% and 45% of the 3-hour periods are rainy during median days, it rains more than 50% of the time during intense days. Rain in summer is the most intermittent. The mean occurrence of rain is lower by about 15 percentage points in comparison with the other seasons. The Cévennes subregion has a behavior distinguishable from the other regions, principally during intense days, except in summer. In autumn for example, during intense days, it rains more than 80% of the 3-hour periods in the Cévennes when it is only about 70% of the time elsewhere. It is worth noting that this difference between the Cévennes subregion and the other ones is enhanced when considering the proportion of all-rainy days, which we define as days with continuous rain at the 3-hour resolution, in other words days with 8 rainy 3h-periods out of 8 (Figure 8b). In autumn and winter, almost 40% of the intense days are all-rainy days in the Cévennes when they are only about 20% in the other subregions. In summer, there are fewer all-rainy days, even among intense days (less than 10%) whatever the subregion considered.

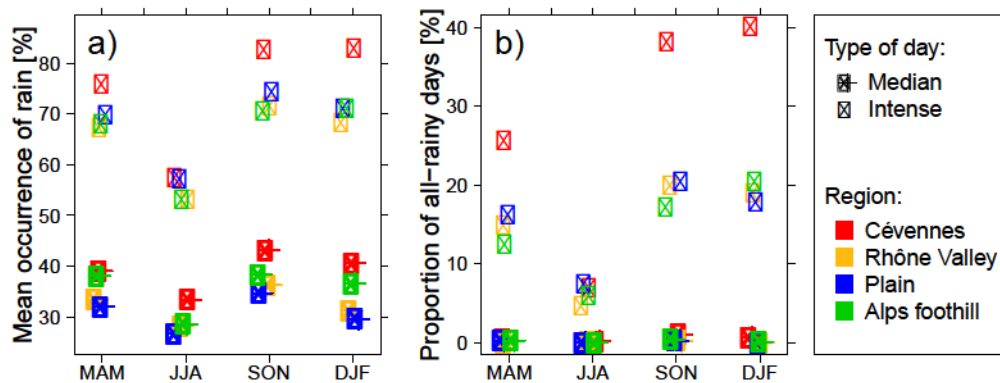


Figure 8 – (a) Mean occurrence of rain and (b) proportion of days with 8 rainy time steps of 3 hours during each of the four seasons, depending on the type of day (median or intense) and the region considered.

The mean duration of the rainy events provides a first assessment of the temporal structure of the rain occurrence. Rainy events are defined as a series of successive 3h-rainy periods, *i.e.* 3-hour periods with more than 0.1 mm of rain depth. Figure 9 shows event duration for four seasons. The shared

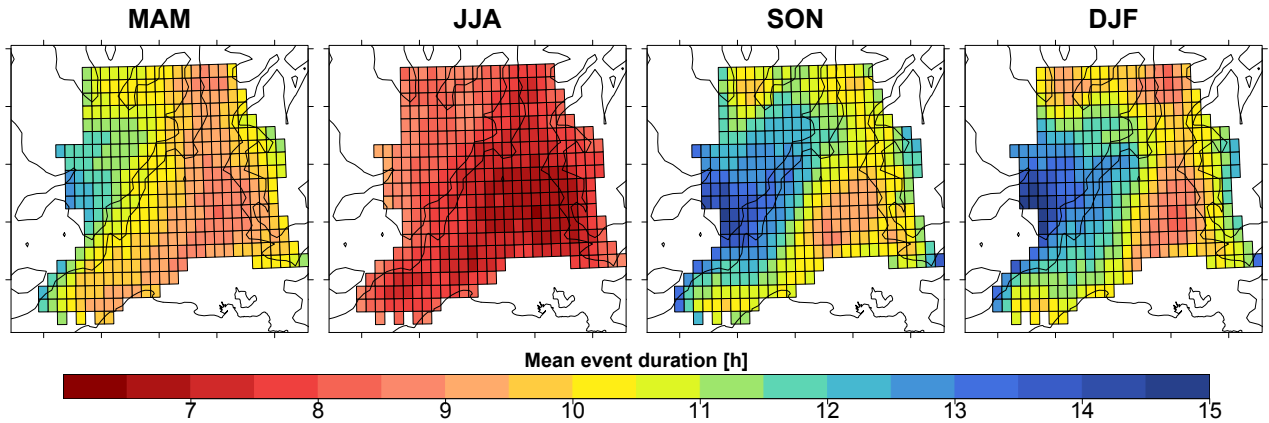


Figure 9 – Mean duration (in hours) of rainy events for each of the four seasons (MAM, JJA, SON, DJF).

character between the seasons is the gradual increase of event duration over the mountain slopes both on the Cévennes and the Alps sides (even if our description is limited to the Alps foothill). The difference between the Rhône valley and the Cévennes ridge is noticeable. In autumn for instance, there is 9 hours of consecutive rain in average in the plain (*i.e.* 3 consecutive periods of 3 hours with at least 0.1 mm of rain) while it reaches 15 hours over the Cévennes ridge, especially near Mont Aigoual. As expected, rainy events are shorter in summer, lasting 6 to 9 hours on average, than during the other seasons. Moreover, the pattern of the event lengths in summer shows a delineation by the Cévennes ridge while it is centered on that ridge during the other seasons.

Then, the temporal structure of rain occurrence is examined through its diurnal cycle to describe how the rainy periods are organized along rainy day. Depending on the season and the type of day, the cycles are more or less marked. Figure 10 shows the diurnal cycle of the normalized rain occurrence in each subregion, during the median and intense days of the four seasons. For normalization purpose, the rain occurrence of each time slot is divided by the daily average occurrence. The standard deviation of the normalized occurrence in each subregion is represented on either side of the average in order to assess the occurrence variability. Whatever the season, intense days are characterized by a clear diurnal cycle with low variance within the subregions and between them. Besides, during median days, cycles are only marked in spring and summer. In autumn and winter, the diurnal cycles are less obvious and with a high variability within the regions. In all the cases, when rain occurrence shows a clear diurnal cycle, the associated peak is observed during the afternoon, at 18H UTC (seldom at 21H UTC).

This analysis of the rain occurrence shows the importance of two processes to trigger rainfall. On the one hand, the mean occurrence of rainfall being higher in the *Cévennes* than elsewhere (Figures 8 and 9) suggests the role of interaction between the air thermodynamics and the relief. This is particularly true during intense days (except in summer). On the other hand, the marked diurnal cycle of rain occurrence (Figure 10) highlights a forcing associated with the hour of the day. Therefore, the solar energy should have a specific importance. It is noticeable that such a forcing affects the over-all region. Various studies suggest that the rain occurrence peak in the afternoon is associated with boundary layer destabilization due to daytime insolation (*e.g.* Nesbitt & Zipser, 2003; Dai et al., 2007; Mandapaka et al., 2013). Solar heating at the surface produces sensible and latent heat fluxes from the surface into the boundary layer, making the atmosphere conditionally unstable locally and convection

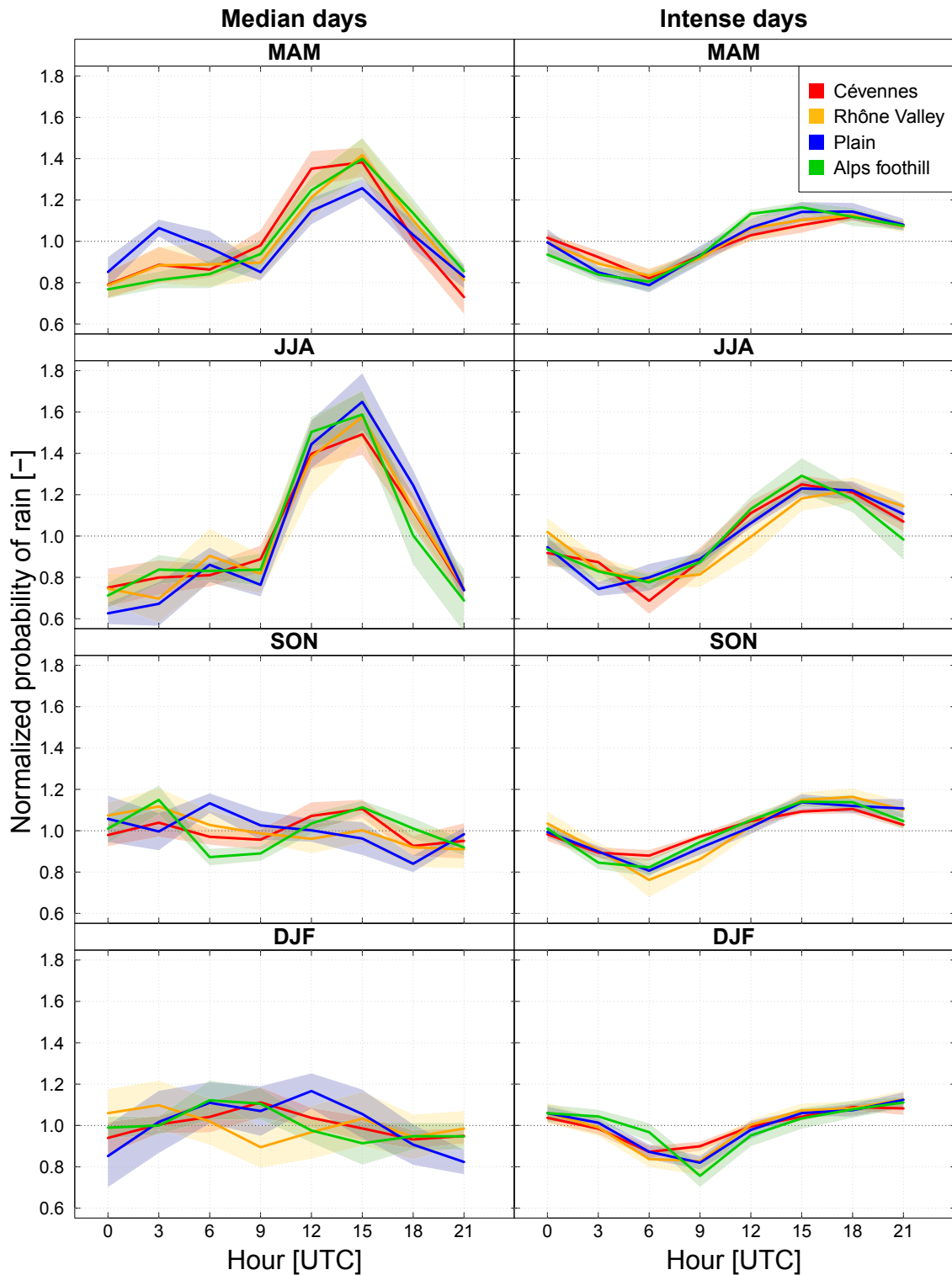


Figure 10 – Diurnal cycle of rain occurrence for the four seasons (MAM, JJA, SON, DJF) and for each subregion (color) during median (left) and intense days (right). Solid lines are the mean probabilities of rain for every time slot in each subregion, normalized by the daily mean. The standard deviation of the values in each subregion are represented on either side of the mean value.

can initiate more easily. However, solar heating can also induce variations in the atmospheric circulations from the local to the large scales (Oki & Musiak, 1994; Dai et al., 1999; Biasutti et al., 2012 among others). At the regional scale, sea breeze can influence the rain occurrence diurnal cycle. In the study region, under low synoptic forcing the sea breeze can penetrate inland (Bastin et al., 2005) and propagates along the Rhône river valley (Drobinski et al., 2006). The role of the sea breeze in favoring the initiation of rainy clouds has been demonstrated since several decades (in Florida, for instance in Pielke, 1974) and can be associated with an afternoon peak in the climatology of the rain occurrence (Hill et al., 2010). However, questions remain on the timing. (Drobinski et al., 2006) show that the location of the sea breeze front is not synchronous from one day to another. Given the spatial and temporal resolution and the spatial extent of the subregions used in the present study, a clear identification of the processes associated with the sea breeze seems hardly possible. Further investigations are then necessary to draw the whole picture of the processes involved in the rain occurrence diurnal cycle and of the importance of the sea breeze front specifically.

V. Subdaily rainfall intensity

In the previous section, we showed the organization of 3-hour rainy periods during median and intense days. In this section, we characterize the intensities of these rainy periods. Figure 11a shows the cumulative frequency distributions of the 3-hour intensity during median and intense and the whole set of days for the four subregions, in autumn (the other seasons have a similar behavior). Because of the wide range of intensities, a log-scale is used for the x-axis.

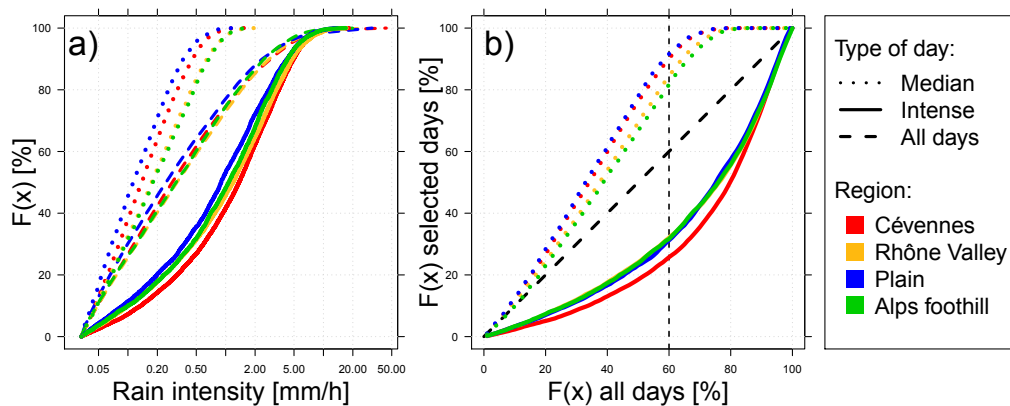


Figure 11 – (a) 3h-rainfall empirical cumulative distribution in autumn, for each subregion (color) if all the days are taken into consideration (dashed line), during median (dotted line) and intense (solid line) days. (b) Non-exceedance frequencies of the 3-hour intensities in median and intense days (selected days) with respect to that in the whole of the days.

As expected, median days are prone to lower intensities than intense days. Moreover, regarding the whole set of 3-hour intensities, those composing the intense days are among the largest. Combining this result with that of Figure 8, intense rainy days are both less intermittent and made up of the heaviest 3-hour intensities. Comparing the subregions, the plain is more likely to have the lowest 3-hours intensities both in median and intense days. Combined to the highest intermittency during rainy days (Figure 8a), the plain is the less watered of the subregions, whatever the time scale considered (3 hours, day, year). However, it can rarely feature among the highest 3-hours intensities, the tip of its distribution reaching 30 mm/h in 3 hours, a rate only exceeded in the Cévennes subregion with

about 40 mm/h recorded in 3 hours. Deep convection generated because of a low-level cold pool, such as the one associated with the Gard flash flood event described in Ducrocq et al. [2008], may provide such extreme rainfall. Delrieu et al. [2005] report an average of 40 mm/h recorded during 6 hours over the plain on September 9, 2002. For the other three subregions, the relative order of the cumulative distributions change between the median and the intense days. The Cévennes subregion seems to switch from the lowest to the highest between the median and intense days. For any given quantile, it has among the lowest 3-hour intensities during median days and the highest during intense days.

Such a comparison of the 3-hour intensities portraits only a partial picture of the subregion differences. Indeed, the distributions of 3-hour intensities in the whole set of days are different from one subregion to another as illustrated by Figures 5, 6 and 11a. Thus, the distribution of intensities during selected (median or intense) days are expected to be different. To filter out this effect, Figure 11b is similar to Figure 11a but the x-axis is replaced by the cumulative frequency in the whole set of 3-hour intensities for each subregion. It emphasizes the features revealed in Figure 11a. First, median days are made of the lowest 3-hour intensities, specifically the highest 20% of the 3-hour intensities never occur during these days. Second, the Cévennes subregion is the most likely to have low 3-hour intensities than the other subregions during median days. Around 90% (compared to 81 and 84% in the Alps foothill and the Rhône Valley) of the 3-hour intensities of median days are drawn from the lowest 60% of the whole set of 3-hour intensities. On the contrary, the intense days are made of the highest 3-hour intensities, more particularly in the Cévennes. For instance, 75% of the 3-hour intensities are drawn from the highest 40% of the whole set of days while it is only about 68% in the other subregions.

Since we have now characterized the values of the 3-hours intensity, we study their temporal structure by the mean of the diurnal cycle of their median (Figure 12). To facilitate the comparison between regions and seasons, the median are normalized by their daily average. On the whole, the intensity cycles are less clear than those of occurrence. However, it remains some general features like a maximum of the intensities in the morning. An additional intensity peak appears in the afternoon only in the 2 seasons where the occurrence also peaks in the afternoon (*i.e.* MAM and JJA).

Most of the time, intense days are characterized by a diurnal cycle of intensity. Autumn intense days in the Cévennes subregion, where the most intense events may occur is a counter-example. The intensities do not depend on the hour of the day. In this case, the solar forcing does not seem to have a primary influence on these intensities. These observations question the existence of physical processes accentuating rainfall intensity in the morning, independently of the intermittency cycle and in the afternoon in relation with the rain occurrence.

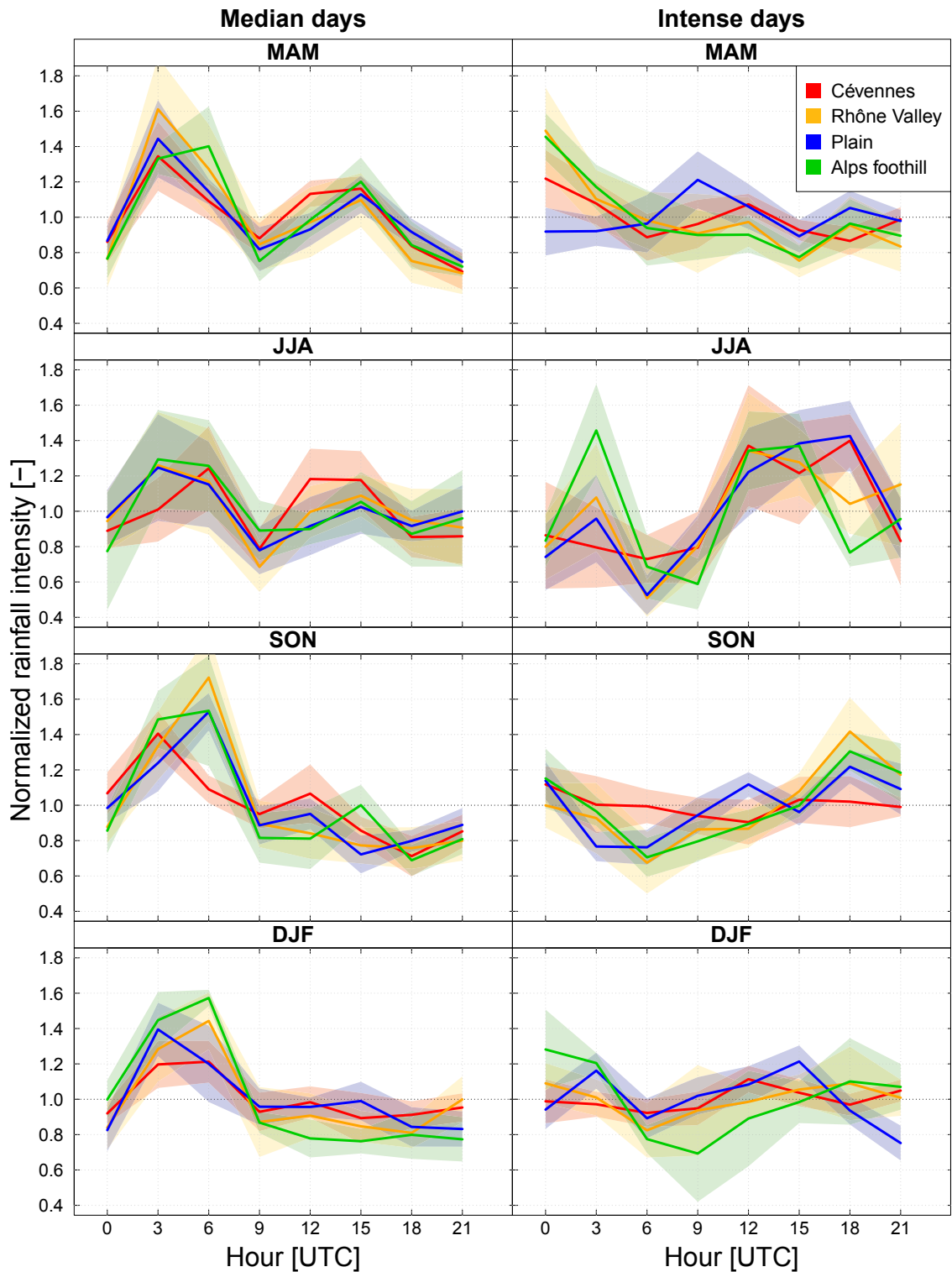


Figure 12 – Diurnal cycle of the 3-hour rain intensity for the four seasons (MAM, JJA, SON, DJF) and for each subregion (color) during median (left) and intense days (right). Solid lines are the average of the median rain intensities for every time slot in each subregion, normalized by the daily mean of the cycle. The standard deviation of the values in each subregion are represented on either side of these lines.

VI. Spatial structure of rainfall

The comparison of the distribution and temporal structure of the rain occurrence and intensity between the four subregions has highlighted some specific behaviors in relation to the relief and to the diurnal cycle. We analyze now the spatial structure of the 3-hour rain occurrence and intensity. The correlogram and variogram are classical statistics of a random function structure. The latter offers the advantage of filtering the spatial trend of the analyzed statistics. Throughout this article we show that rainfall statistics vary gradually in space, like the average annual rainfall (Figure 4), the 3- and 24-hour 95th percentile of rainfall (Figure 6) or the rain event duration (Figure 9). Therefore, the variogram is worthwhile (Delhomme, 1978; Chilès & Delfiner, 1999). When computed for the whole set of grid boxes, the variogram does not provide meaningful information, certainly because the rain features are very dependent on the subregions. Thus, in the following, the variogram is applied in the neighboring of a set of gridboxes, when they are wet, using Equation 1. It provides an estimation $\hat{P}(h)$ of the no-rain probability at a distance h from a rainy gridbox.

$$\begin{aligned} \hat{P}(h) &= \frac{1}{n} \sum_{i,j \in \mathcal{E}} (Occ(x_j) - Occ(x_i))^2 \quad \mathcal{E} = \{i, j | dist(x_i, x_j) \in [h - \delta, h + \delta] \text{ and } Occ(x_j) = 1\} \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i,j \in \mathcal{E}} (1 - Occ(x_i))^2 \end{aligned} \quad (1)$$

where $Occ(x_i)$ represents the occurrence of rainfall (1 if it rains, 0 if not) at any grid box of coordinates x_i , distant of h with a tolerance δ around h from a rainy gridbox of the considered subregion (x_j). Spherical models are fitted on the $\hat{P}(h)$ values. They are of the form:

$$P(h) = \begin{cases} N + S \left(\frac{3h}{2R} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{R} \right)^3 & \text{if } 0 \leq h \leq R \\ N + S & \text{if } h \geq R \end{cases} \quad (2)$$

where $P(h)$ is the no-rain probability at a distance h from the selected rainy grid box, N , S and R are the parameters of the model. In geostatistics, such models are used to fit semi-variograms (Chilès & Delfiner, 1999, p.104). R is the so-called range; it indicates the decorrelation distance of the no-rain probability and could be considered as a proxy for the size of the rainy zones. The sill $N + S$ relates to the no-rain probability beyond the range.

Figure 13 shows the evolution of the no-rain probability with the distance to a rainy gridbox of the Cévennes subregion along two main directions (see Figure 7), in autumn. These two directions are chosen tangential and perpendicular to the Cévennes relief. They were also shown by Miniscloux et al. [2001] to be major axis for orographic banded convection events. Results are shown for intense days. The conclusion are similar for median days. Following the mountain ridge direction (axis 20), the range is about 170 km when it is only about 95 km in the perpendicular direction (axis 110). The no-rain probability beyond the range is 28% in the direction parallel to the mountain ridge when it is of 32% in the perpendicular direction.

Figure 14 displays the parameters of the spherical models of all the seasons and subregions. Sills and ranges are larger in the Cévennes subregion than in the other ones. The rainy zones are more

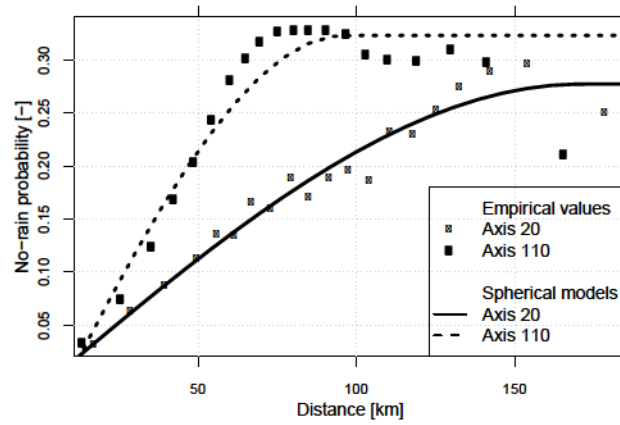


Figure 13 – No-rain probability in relation to the distance to a rainy grid box in the Cévennes subregion. Filled and open circle indicate the empirical values along the directions axis 20 and 110 respectively. The corresponding direction are shown in Figure 7. Spherical models are calibrated on the empirical values and are shown in solid (axis 20) and dashed (axis 110) lines.

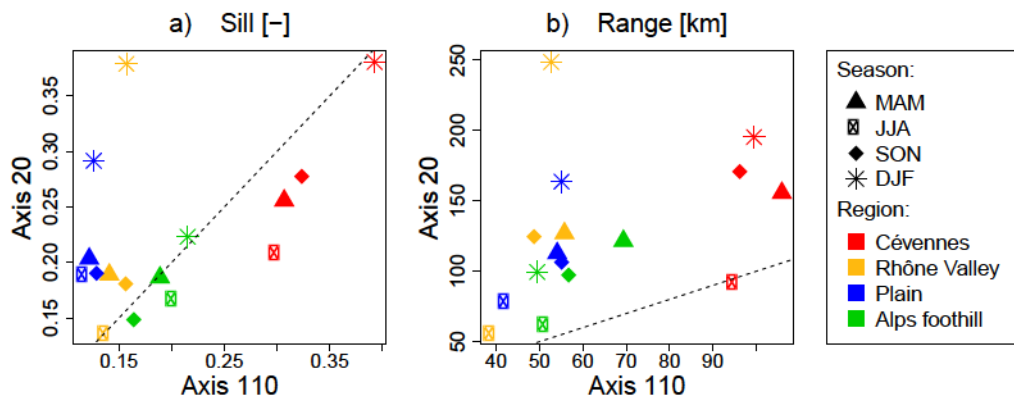


Figure 14 – Sill (a) and range (b) of the spherical models calibrated on the variation of the no-rain probability with the distance to a rainy grid box. The structure is studied around the grid boxes of the four subregions, indicated by the colors of the points. Each of the four seasons is represented by a different symbol. The dashed line is the bisector line, in other words, where the values are the same for the two axes.

extended but the probability of rain outside of these zones is lower. This is again in agreement with the triggering role of the mountain. Moreover, it can be noted in Figure 14b that all the points are over the bisector. It means that the ranges are larger in the direction of the mountain ridge than in the perpendicular one. In summer, in all the subregions, the ranges are shorter than during the other seasons and with closer values in the two directions, indicating smaller and rounder rain cells. The relief seems to be of high importance in the spatial structure of intermittency but this effect is lower during summer.

Figure 15 allows to visualize the likely rain patterns but focuses on three specific grid boxes (red crosses). The color scale indicates the no-rain likelihood within a 3-hours period when the red cross location features either a median or an intense day. The three reference grid boxes are located in the Cévennes subregion, the Alps foothill and the south of the Rhône Valley (representative of the Rhône Valley and the plain subregions). These patterns of the rain area boundaries are shown for autumn and summer. Winter and spring features rainfall occurrence structures close to that of autumn. In summer, the occurrence structure is almost the same during intense and median days, except with less occurrence during median days. The same patterns of the no-rain probability can be found during median autumn days. They are fairly anisotropic in the neighborhood of the studied grid boxes. Conversely, during intense days of autumn, the occurrence patterns are more extended and anisotropic than during autumn median days or summer days.

The studied grid box in the Cévennes (left column of Figure 15) is located close to Mont Aigoual (1565 m). Like Mont Lozère, Mont Gerbier de Jonc and Mont Mezenc, all of them situated along the Cévennes ridge, Mont Aigoual is the major obstacle of the low-level flow in two sectors: south to east and southwest to northwest. It is interesting to notice in Figure 15j the particularly high rainfall likelihood in these sectors, specifically in the south to east one where the rain likelihood is of more than 80% several kilometers away from Mont Aigoual. Another interesting feature is the high level of rain likelihood along the Cévennes ridge. When it rains at Mont Aigoual, the concomitance of rain both over the southern to eastern slopes of the Cévennes and over the ridge is typical of some heavy rain events of the region. There are in the literature review two types of rain systems that may provide such features of the rain occurrence. Meso-scale convective systems (MCS), initiated over the southeastern slope of the Cévennes by low-level jets of instable air, over the Cévennes foothill as well as the slopes and the ridge where deep convective cell may occur (Ricard, 2002; Fresnay et al., 2012). Stationary orographic rain-bands initiated under a weaker southern flux than MCS (Godart et al., 2010) is the other type of system. This type of system yields daily rain amounts in the range of those of intense days as they are defined in the present study (Miniscloux et al., 2001; Godart et al., 2011). Shallow convective cells are stationary over the ridge and also produce rain over the slope (Yates, 2006).

Around the plain grid box (central column in Figure 15), the structure is oriented toward the northwest. It can be due to specific atmospheric circulations that would deserve further investigations.

Berne et al. [2009] show that MCS traveling northward over the Rhône valley yield such an occurrence pattern. Beyond the range of the rain probability, 110 km in the 20 degree North direction and 55 km in the 110 degree North one (Figure 14), the likelihood of rain concomitant everywhere in the region is higher than when it rains over the Alps foothill and significantly higher than when it rains in the Cévennes.

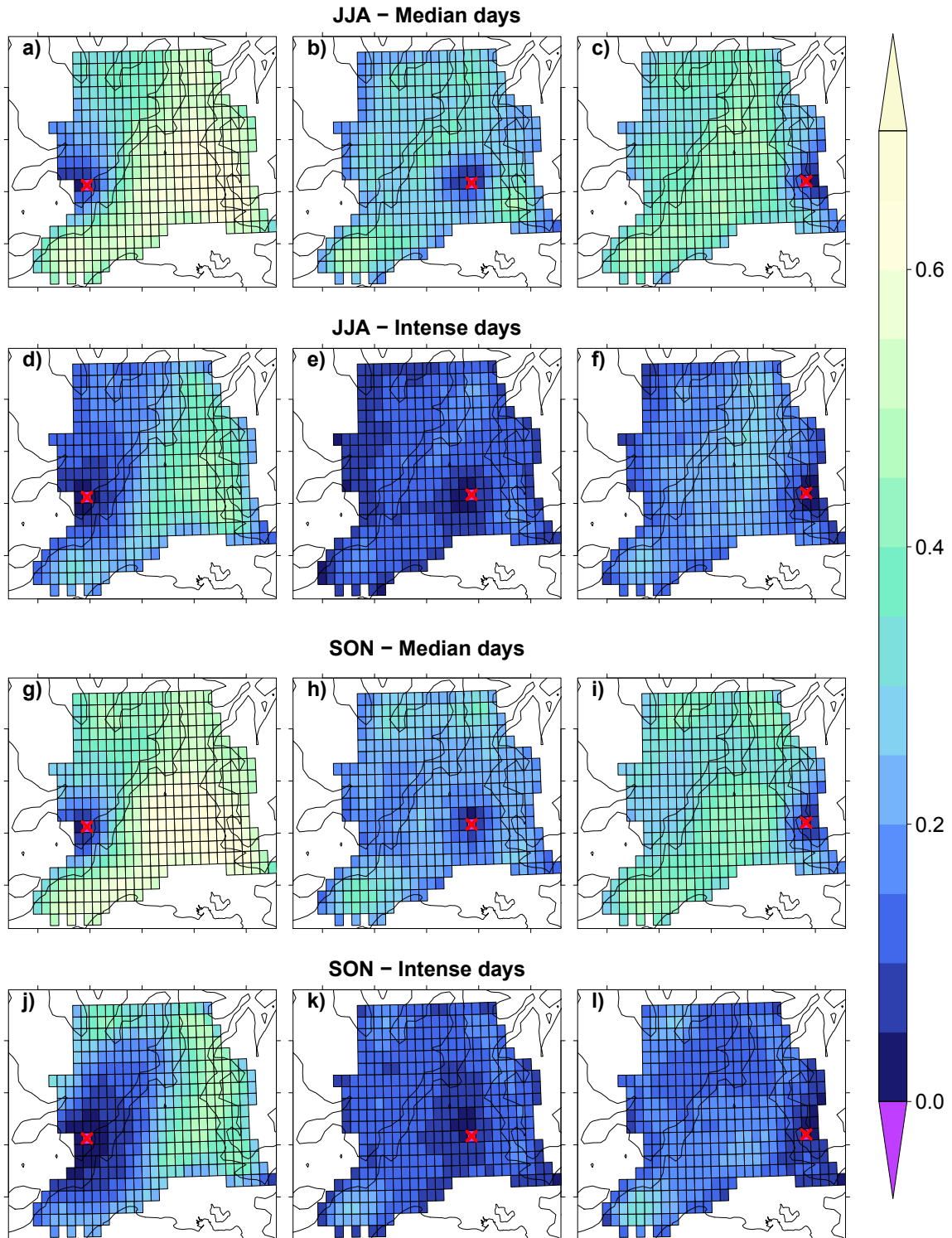


Figure 15 – Spatial repartition of the no-rain probability, knowing that a certain grid box (cross) is rainy during summer median (a,b,c) and intense (d,e,f) days and autumn median (g,h,i) and intense (j,k,l) days). The reference grid boxes (red crosses) are located in the Cévennes subregion (panels a, d and g), the Rhône Valley area (b,e,h) and the Alps foothill (c,f,i).

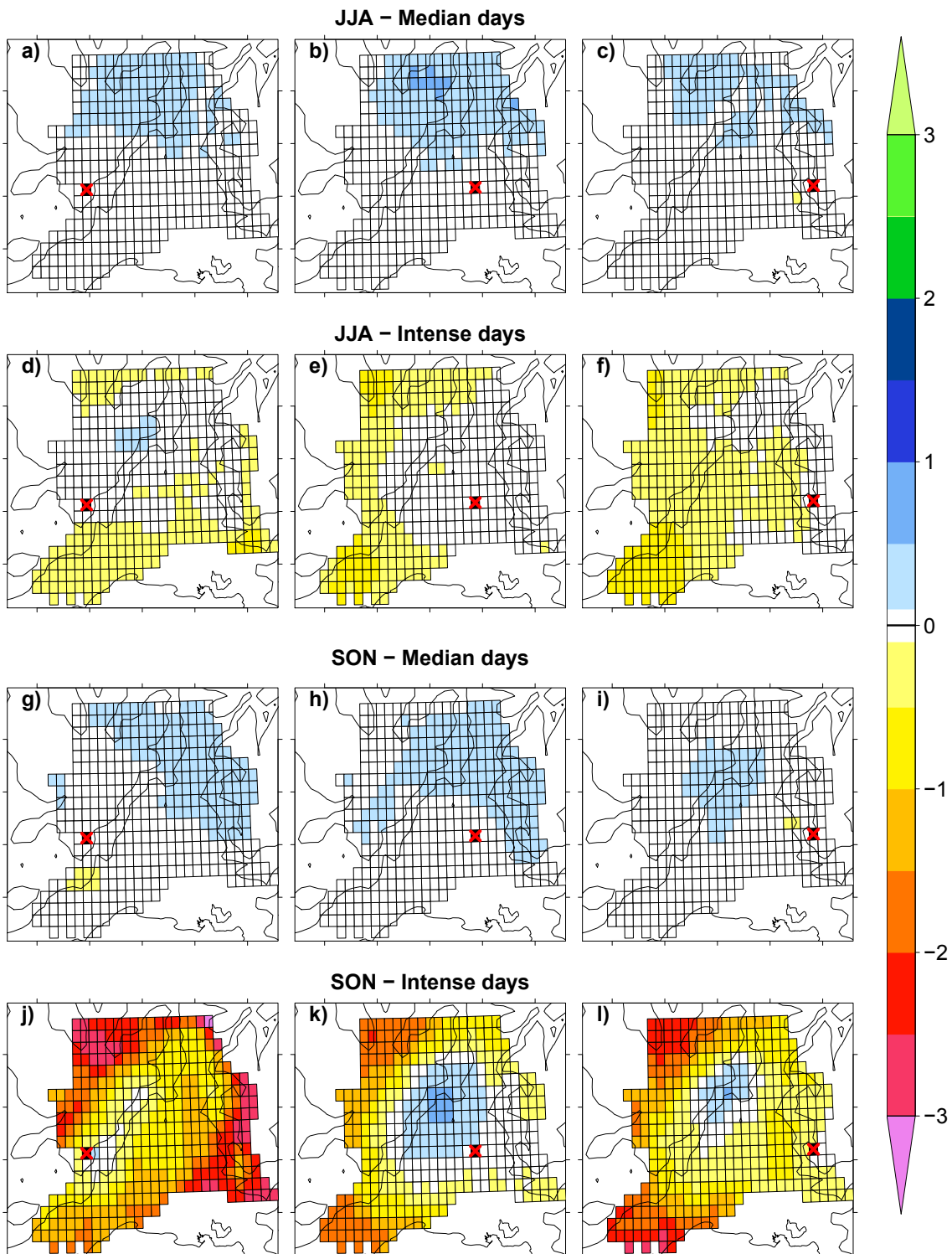


Figure 16 – Spatial repartition of the median value of precipitation intensity differences (in mm) with a reference grid box (cross) during summer median (a,b,c) and intense (d,e,f) days and autumn median (g,h,i) and intense (j,k,l) days). The reference grid boxes are the same as in figure 15.

To supplement the study of the structure of rain occurrence, the organization of rainfall intensity is discussed in the following. Figure 16 shows the same kind of analysis as in Figure 15 but for rain intensity. The intensity differences are computed between each grid box and the reference one when both are rainy. The median of these differences is shown for each grid box in Figure 16 for summer and autumn median and intense days.

By and large, when a median daily intensity is observed in a grid box, the neighboring grid boxes tend to receive higher 3-hour intensities (Figure 16 a to c and g to i). In contrast, if a day is intense in a given grid box, it is more likely to have lower 3-hour intensities over the domain, except for some localized grid boxes (d to f and j to l). This is consistent with the definition of median and intense days.

In summer, around the reference grid boxes, the intensities are about the same in a rather large area, except in the Alps foothills intense days. During median days, the rainfall intensity structure at a larger distance seems to be driven by a south-north gradient. During the Cévennes intense days (Figure 16d), higher intensities can be found in the north of the Cévennes mountain ridge, near Serre de la Croix de Bauzon.

In autumn median days, close to the reference grid boxes, the intensities are roughly the same in a large area. At a larger distance from the reference grid boxes, the intensities seem to be reinforced over the relief. In particular, during median days relatively to the Alp foothills, the rain intensity is larger over the north of the Cévennes. Besides, when a day is median with respect to the Cévennes region, the intensities are reinforced to the north-east, even though rain seldom occurs in both places simultaneously. Finally, during autumn intense days, the rainfall intensity structure close to the reference grid boxes is not prevailing. When the reference is in the south of the Cévennes, the same intensity is likely to occur over the all Cévennes mountain ridge. As the heavy quantiles are also similar, it denotes the homogeneity of the rain intensity over the Cévennes relief, pointing out the role of the relief in the generation of intense precipitation. The rain intensity structure is different when the reference grid box is taken in the plain or in the Alps foothill. In these two cases, it is noteworthy that the rain intensity is enhanced at the same location in both cases, that is near Serre de la Croix de Bauzon. Comparing the mean and the median of the intensity differences (not shown) indicates an enhancement even more important for heavier events. This is in agreement with the suspicion of the blocking role of these mountains reported in Molinié et al. [2012] and simulated in Yates [2006]. The intensity pattern shown here, mainly aloof from the reference grid boxes, may be associated with specific rainfall regimes rather than with the rain intensity structure inside a unique rain cell. A more detailed analysis of these rainfall regimes need to be carried out to determine their nature and their link with these intensity patterns. In conclusion, this analysis disclosed the key influence of the relief on the rainfall structure and the differences between the Cévennes and the Alps in their influence.

VII. Conclusion

This study describes a climatology of rainfall in Southeast France. The climatology relies on a database (named K-REF) of rainfall fields, with resolutions of 3 hours and 0.1° in latitude and longitude, specifically designed to assess RCM-simulated rainfall. Kriging rainfall from hourly rain gauge records from 1993 to 2013 has provided the rainfall fields of K-REF. K-REF is assessed relatively to

the SAFRAN daily rainfall. The rainfall fields are smoother in K-REF than in SAFRAN but their patterns and magnitudes are in agreement.

Among the multiple facets of the rainfall climatology, this study shows in particular the influence of the relief and of the solar cycle in the triggering and the intensity of rain. The analysis of the diurnal cycles of rain occurrence and intensity especially highlights that rainfall is preferentially triggered at the end of the afternoon, mainly during the most intense days. The variety of air mass characteristics flowing over the study region and their interactions with the relief lead to various rainfall features. An important one relates to the Cévennes mountain ridge, characterized by high annual amounts of rainfall, about 1600 mm in average, which is almost 3 times greater than over the plain. Moreover, the ridge is also distinguished by high rain intensities both for 3-hour and 24-hour accumulation periods, high rain occurrence and long lasting rainy events. It is worth noting that both high occurrence and high intensity of the 3-hour rain combine during intense days in the Cévennes, pointing out the triggering and blocking roles of the relief on the precipitation. About 80% of the 3-hour periods are rainy during these intense days, and almost 40% of them are all rainy. In addition, intense days are made of the highest of the 3-hour intensities. Besides, the spatial structures of rain occurrence and intensity are also highly influenced by the Cévennes mountain range. When rain occurs in the Cévennes, the patterns of the average rain fields reflect the underlying topography while it is not the case over the rest of the domain, specifically the Alps foothills which are of comparable altitude.

References

- Alpert, P. [1986]. Mesoscale Indexing of the Distribution of Orographic Precipitation over High Mountains. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. Vol. 25. no. 4, pp. 532–545.
- Bastin, G., Lorent, B., Duqué, C. & Gevers, M. [1984]. Optimal Estimation of the Average Areal Rainfall and Optimal Selection of Rain Gauge Locations. *Water Resources Research*. Vol. 20. no. 4, pp. 463–470.
- Bastin, S., Drobinski, P., Dabas, A., Delville, P., Reitebuch, O. & Werner, C. [2005]. Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. *Atmospheric Research*. Vol. 74. no. 1–4, pp. 303–328.
- Berne, A., Delrieu, G. & Boudevillain, B. [2009]. Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation. *Advances in water resources*. Vol. 32. no. 7, pp. 1031–1042.
- Biasutti, M., Yuter, S. E., Burleyson, C. D. & Sobel, A. H. [2012]. Very high resolution rainfall patterns measured by TRMM precipitation radar: seasonal and diurnal cycles. *Climate Dynamics*. Vol. 39. no. 1–2, pp. 239–258.
- Boé, J. [2007]. Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France. Thèse de doct. Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Ceresetti, D., Molinié, G. & Creutin, J. D. [2010]. Scaling properties of heavy rainfall at short duration: A regional analysis. *Water Resources Research*. Vol. 46. no. 9, pp. W09531.
- Ceresetti, D., Anquetin, S., Molinié, G., Leblois, E. & Creutin, J.-D. [2012]. Multiscale Evaluation of Extreme Rainfall Event Predictions Using Severity Diagrams. *Weather and Forecasting*. Vol. 27. no. 1, pp. 174–188.
- Chardon, J. [2014]. Intérêt de la méthode des analogues pour la génération de scénarios de précipitations à l'échelle de la France métropolitaine. Cohérence spatiale et adaptabilité du lien d'échelle. Thèse de doct. Université de Grenoble.
- Chen, C.-T. & Knutson, T. [2008]. On the Verification and Comparison of Extreme Rainfall Indices from Climate Models. *Journal of Climate*. Vol. 21. no. 7, pp. 1605–1621.
- Chilès, J.-P. & Delfiner, P. [1999]. *Geostatistics. Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley-Interscience Publication. Wiley Series in Probability and Statistics. New York: John Wiley & Sons.

- Creutin, J. D. & Obled, C. [1982]. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. *Water Resources Research*. Vol. 18. no. 2, pp. 413–431.
- Dai, A. [2006]. Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate*. Vol. 19. no. 18, pp. 4605–4630.
- Dai, A., Giorgi, F. & Trenberth, K. E. [1999]. Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. 104. no. D6, pp. 6377–6402.
- Dai, A., Lin, X. & Hsu, K.-L. [2007]. The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes. *Climate Dynamics*. Vol. 29. no. 7-8, pp. 727–744.
- De Michele, C., Kottogoda, N. T. & Rosso, R. [2001]. The derivation of areal reduction factor of storm rainfall from its scaling properties. *Water Resources Research*. Vol. 37. no. 12, pp. 3247–3252.
- Delhomme, J. P. [1978]. Kriging in the hydrosociences. *Advances in Water Resources*. Vol. 1. no. 5, pp. 251–266.
- Delrieu, G., Nicol, J., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Creutin, J.-D., Anquetin, S., Obled, C., Saulnier, G.-M., Ducrocq, V., Gaume, E. & others [2005]. The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais mediterranean hydrometeorological observatory. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 6. no. 1, pp. 34–52.
- Drobinski, P., Bastin, S., Dabas, A., Delville, P. & Reitebuch, O. [2006]. Variability of three-dimensional sea breeze structure in southern France: observations and evaluation of empirical scaling laws. *Annales Geophysicae*. Vol. 24. no. 7, pp. 1783–1799.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeau-pin, C. & Thouvenin, T. [2008]. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 134. no. 630, pp. 131–145.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C. & Rummukainen, M. [2013]. Chapter 9: Evaluation of Climate Models. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA.: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley.
- Frei, C. & Schär, C. [1998]. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*. Vol. 18. no. 8, pp. 873–900.
- Fresnay, S., Hally, A., Garnaud, C., Richard, E. & Lambert, D. [2012]. Heavy precipitation events in the Mediterranean: sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 12. no. 8, pp. 2671–2688.
- Giorgi, F. [2006]. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*. Vol. 33. no. L08707.
- Giorgi, F. & Lionello, P. [2008]. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*. Vol. 63. no. 2–3, pp. 90–104.
- Giorgi, F., Jones, C. & Asrar, G. R. [2009]. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*. Vol. 58. no. 3, pp. 175.
- Giorgi, F., Im, E.-S., Coppola, E., Diffenbaugh, N. S., Gao, X. J., Mariotti, L. & Shi, Y. [2011]. Higher Hydroclimatic Intensity with Global Warming. *Journal of Climate*. Vol. 24. no. 20, pp. 5309–5324.
- Godart, A. [2009]. Les précipitations orographiques organisées en bandes dans la région Cévennes-Vivarais: Caractérisation et contribution au régime pluviométrique. Thèse de doct. Grenoble: Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Godart, A., Leblois, E., Anquetin, S. & Freychet, N. [2010]. Analysis of the Relationship between Banded Orographic Convection and Atmospheric Properties Using Factorial Discriminant Analysis and Neural Networks. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 49. no. 4, pp. 646–663.

- Godart, A., Anquetin, S., Leblois, E. & Creutin, J.-D. [2011]. The Contribution of Orographically Driven Banded Precipitation to the Rainfall Climatology of a Mediterranean Region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 50. no. 11, pp. 2235–2246.
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D. & New, M. [2008]. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. 113. no. D20119.
- Hewitson, B. C. & Crane, R. G. [1996]. Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*. Vol. 07. no. 2, pp. 85–95.
- Hill, C. M., Fitzpatrick, P. J., Corbin, J. H., Lau, Y. H. & Bhate, S. K. [2010]. Summertime Precipitation Regimes Associated with the Sea Breeze and Land Breeze in Southern Mississippi and Eastern Louisiana. *Weather and Forecasting*. Vol. 25. no. 6, pp. 1755–1779.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B. & Susskind, J. [2001]. Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 2. no. 1, pp. 36–50.
- Johnson, G. L. & Hanson, C. L. [1995]. Topographic and Atmospheric Influences on Precipitation Variability over a Mountainous Watershed. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34. no. 1, pp. 68–87.
- Koutsoyiannis, D. [1997]. *Statistical hydrology*. National Technical University of Athens, Athens, Greece.
- Lebel, T., Bastin, G., Obled, C. & Creutin, J. D. [1987]. On the accuracy of areal rainfall estimation: A case study. *Water Resources Research*. Vol. 23. no. 11, pp. 2123–2134.
- Mandapaka, P. V., Germann, U. & Panziera, L. [2013]. Diurnal cycle of precipitation over complex Alpine orography: inferences from high-resolution radar observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 139. no. 673, pp. 1025–1046.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V. K. C., Chun, K. P., Goodess, C. M., Jones, R. G., Onof, C., Vrac, M. & Thiele-Eich, I. [2010]. Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. en. *Reviews of Geophysics*. Vol. 48. no. 3.
- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N. & Alessandri, A. [2015]. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Climate Dynamics*. Vol. 44. no. 5-6, pp. 1437–1456.
- Mearns, L. O., Bogardi, I., Giorgi, F., Matyasovszky, I. & Palecki, M. [1999]. Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. 104. no. D6, pp. 6603–6621.
- Michaud, J. D., Auvine, B. A. & Penalba, O. C. [1995]. Spatial and Elevational Variations of Summer Rainfall in the Southwestern United States. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34. no. 12, pp. 2689–2703.
- Miniscloux, F., Creutin, J. D. & Anquetin, S. [2001]. Geostatistical Analysis of Orographic Rainbands. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 40. no. 11, pp. 1835–1854.
- Mitchell, T. D. & Jones, P. D. [2005]. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*. Vol. 25. no. 6, pp. 693–712.
- Molinié, G., Ceresetti, D., Anquetin, S., Creutin, J. D. & Boudevillain, B. [2012]. Rainfall Regime of a Mountainous Mediterranean Region: Statistical Analysis at Short Time Steps. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 51. no. 3, pp. 429–448.
- Nesbitt, S. W. & Zipser, E. J. [2003]. The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. *Journal of Climate*. Vol. 16. no. 10, pp. 1456–1475.
- Nikulin, G., Jones, C., Giorgi, F., Asrar, G., Büchner, M., Cerezo-Mota, R., Christensen, O. B., Déqué, M., Fernandez, J., Hänsler, A., Meijgaard, E. van, Samuelsson, P., Sylla, M. B. & Sushama, L. [2012]. Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *Journal of Climate*. Vol. 25. no. 18, pp. 6057–6078.

- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeau-pin, C. & Anquetin, S. [2008]. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 134. no. 630, pp. 111–130.
- Oki, T. & Musiake, K. [1994]. Seasonal Change of the Diurnal Cycle of Precipitation over Japan and Malaysia. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 33. no. 12, pp. 1445–1463.
- Pielke, R. A. [1974]. A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes Over South Florida. *Monthly Weather Review*. Vol. 102. no. 2, pp. 115–139.
- Quintana Seguí, P. [2008]. Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec SAFRAN-ISBA-MODCOU. Amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique. Thèse de doct. Université Paul Sabatier.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L. & Morel, S. [2008]. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 47. no. 1, pp. 92–107.
- Quintana Seguí, P., Ribes, A., Martin, E., Habets, F. & Boé, J. [2010]. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology*. Vol. 383. no. 1–2, pp. 111–124.
- Reichler, T. & Kim, J. [2008]. How Well Do Coupled Models Simulate Today’s Climate?: *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 89. no. 3, pp. 303–311.
- Ricard, D. [2002]. Initialisation et assimilation de données à méso-échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région Cévennes-Vivarais. Français. Thèse de doct. Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Ruin, I., Creutin, J. D., Anquetin, S. & Lutoff, C. [2008]. Human exposure to flash floods – Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. *Journal of Hydrology*. Vol. 361. no. 1–2, pp. 199–213.
- Ruti, P., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaoumas, E., Obermann, A., Dell’Aquila, A., Pisacane, G., Harzallah, A., Lombardi, E., Ahrens, B., Akhtar, N., Alias, A., Arsouze, T., Aznar, R., Bastin, S., Bartholy, J., Béranger, K., Beuvier, J., Bouffies-Cloch e, S., Brauch, J., Cabos, W., Calmanti, S., Calvet, J.-C., Carillo, A., Conte, D., Coppola, E., Djurdjevic, V., Drobinski, P., Elizalde-Arellano, A., Gaertner, M., Gal an, P., Gallardo, C., Goncalves, M., Gualdi, S., Jorba, O., Jord a, G., L’Heveder, B., Lebeau-pin-Brossier, C., L., L., Liguori, G., Lionello, P., D., M., Nabat, P., Onol, B., Raikovic, B., Ramage, K., Sannino, G., Sevault, F., Struglia, M., Sanna, A., Torma, C. & Vervatis, V. [2015]. MED-CORDEX initiative for Mediterranean Climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*. In revision.
- Skelly, W. C. & Henderson-Sellers, A. [1996]. Grid box or Grid point: What type of data do GCMs deliver to climate impact researchers?: *International Journal of Climatology*. Vol. 16. no. 10, pp. 1079–1086.
- S en esi, S., Bougeault, P., Ch eze, J.-L., Cosentino, P. & Thepenier, R.-M. [1996]. The Vaison-La-Romaine Flash Flood: Mesoscale Analysis and Predictability Issues. *Weather and Forecasting*. Vol. 11. no. 4, pp. 417–442.
- Vidal, J. P., Martin, E., Franchist eguy, L., Baillon, M. & Soubeyroux, J. M. [2010]. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*. Vol. 30. no. 11, pp. 1627–1644.
- Vi e, B., Molinié, G., Nuissier, O., Vincendon, B., Ducrocq, V., Bouttier, F. & Richard, E. [2012]. Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for Mediterranean heavy precipitating events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 12. no. 8, pp. 2631–2645.
- Xie, P. & Arkin, P. A. [1997]. Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 78. no. 11, pp. 2539–2558.
- Yates, E. [2006]. Convection en région Cévennes-Vivarais : Etude de données pluviométriques, simulations numériques et validation multi-échelles. Français. Thèse de doct. Institut National Polytechnique de Grenoble.

- Yates, E., Anquetin, S., Ducrocq, V., Creutin, J. D., Ricard, D. & Chancibault, K. [2006]. Point and areal validation of forecast precipitation fields. *Meteorological Applications*. Vol. 13. no. 01, pp. 1.
- Zepeda-Arce, J., Foufoula-Georgiou, E. & Droegemeier, K. K. [2000]. Space-time rainfall organization and its role in validating quantitative precipitation forecasts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. Vol. 105. no. D8, pp. 10,129–10,146.

Synthèse

Afin de fournir une caractérisation de la pluie adaptée à l'évaluation de la pluie simulée par les RCM, il est nécessaire d'utiliser des observations aux mêmes échelles que les modèles. Nous avons alors créé une base de données de pluie aux échelles spatiales et temporelles des RCM. Cette base de données, désignée K-REF par la suite, est obtenue par krigeage ordinaire par bloc d'observations trihoraires sur une grille régulière de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ en latitude et en longitude. Ces données sont utilisées pour décrire certaines caractéristiques de la pluie dans le sud-est de la France et apporter des éléments de réponse à la question :

Quelles sont les caractéristiques de la pluie aux échelles des modèles climatiques régionaux dans le sud-est de la France ?

La pluie a pour cela été étudiée en ce qui concerne son occurrence, son intensité et la structure spatiale et temporelle de ces deux variables. Parmi les multiples caractéristiques de la pluie, cette étude met en évidence l'influence du relief et de l'énergie solaire sur le déclenchement et l'intensité des précipitations.

Les interactions entre les masses d'air circulant dans la région et les reliefs influent sensiblement sur les caractéristiques climatologiques de la pluie. Des deux principaux massifs du domaine (Pré-alpes et Cévennes), le relief cévenol est celui pour lequel cette influence est la plus marquée. Ainsi, au sein de la région d'étude, que ce soit pour des durées d'accumulation de 3 heures, d'un jour ou d'un an, les cumuls les plus importants sont relevés dans les Cévennes. De plus, dans les Cévennes plus que dans les autres parties du domaine, les plus forts cumuls journaliers sont la conséquence de la persistance des intensités 3 h les plus fortes.

L'étude du cycle diurne de la pluie permet de souligner que la pluie se produit préférentiellement en fin d'après-midi (18H UTC), surtout en été et dans les journées avec les plus forts cumuls, en lien avec le chauffage diurne de la surface. Le cycle diurne de l'intensité non nulle de pluie est moins contrasté et varie davantage d'une saison et d'une région à l'autre que celui de l'occurrence. On note cependant un maximum d'intensité le matin (entre 3 et 6H UTC) durant les journées dont le cumul est proche de la médiane.

Dans le chapitre suivant, nous nous proposons d'étudier ces caractéristiques dans certains modèles climatiques régionaux afin d'évaluer leur capacité à les reproduire.

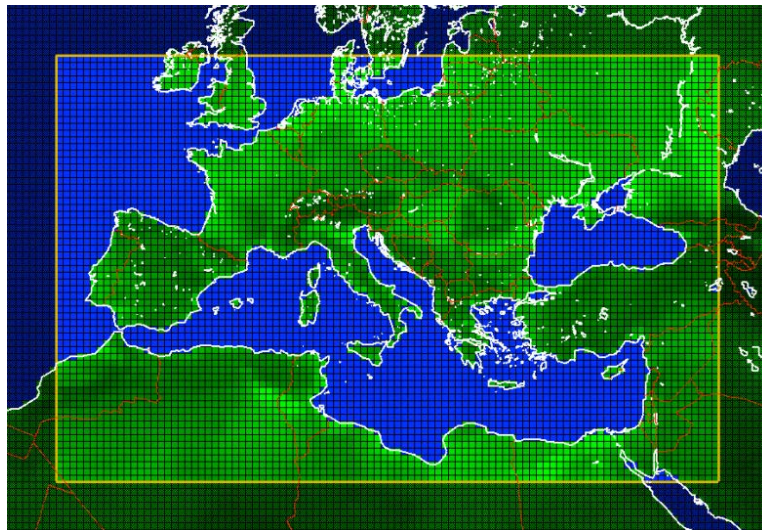
Évaluation multi-échelle de la pluie simulée par ALADIN, LMDz et WRF

Le CHAPITRE IV a apporté des éléments de caractérisation de la pluie dans le sud-est de la France aux échelles des modèles climatiques régionaux, en vue de leur évaluation. Dans le présent chapitre, nous exploitons cette caractérisation pour évaluer la pluie simulée par trois modèles climatiques régionaux, ALADIN-Climat, LMDz et WRF.

Les trois modèles climatiques régionaux dont nous étudions les performances sont décrits dans la SECTION 1. Puis, la méthodologie d'évaluation, basée sur la comparaison des caractéristiques de la pluie identifiées au CHAPITRE IV entre les simulations de RCM et les observations spatialisées, est détaillée dans la SECTION 2. Les résultats de ces comparaisons sont ensuite présentés de façon globale (SECTIONS 3 et 4) puis de façon plus spécifique à ce qui se passe au sein des journées pluvieuses, notamment en ce qui concerne le cycle diurne et la structure spatiale de la pluie (SECTION 5). Enfin, nous discuterons ces résultats dans la SECTION 6 à la lumière des paramétrisations physiques utilisées dans les modèles et de ce que l'on sait des processus physiques à l'origine de la pluie dans la région.

1. Présentation des modèles utilisés

Les modèles utilisés dans le cadre du projet ANR REMEMBER, et donc dans cette étude, sont les modèles du système climatique régional intégrant les différentes composantes du système Terre (océan, atmosphère, surfaces continentales) utilisés en France et participant aux programmes internationaux HyMeX et MED-CORDEX. Il s'agit des modèles ALADIN, LMDz et WRF. Le domaine méditerranéen (MED) représenté sur la FIGURE V.1 est commun à l'ensemble des simulations réalisées dans le cadre de ces projets. Ainsi, toutes les simulations utilisées dans cette thèse sont réalisées sur des domaines incluant ce domaine MED.

FIGURE V.1 – Domaine MED, tel que défini dans CORDEX (source : www.cordex.org)

Pour l'évaluation de ces RCM, nous travaillons avec des *simulations de contrôle*, c'est-à-dire des simulations du climat des dernières décennies pour lesquelles les conditions initiales et aux frontières de la région simulée sont fournies par des réanalyses. Les réanalyses utilisées sont les réanalyses ERA-Interim du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (*European Centre for Mean-range Weather Forecasts*, ECMWF) dont les champs de variables d'état de l'atmosphère sont disponibles toutes les 6 heures et avec une résolution de 0.75° sur la période 1979-2014 (DEE et al., 2011).

De plus, seuls les modèles d'atmosphère sont étudiés, la composante océanique, notamment les températures de surface de la mer, est également fournie par des réanalyses. Dans le cadre des projets HyMeX et MED-CORDEX, ces modèles d'atmosphère sont également utilisés en version couplée avec un modèle d'océan (par exemple, SEVAULT et al. [2014] ; L'HÉVÉDER et al. [2012] ; DROBINSKI et al. [2012] respectivement pour ALADIN, LMDz et WRF) mais ces versions ne seront pas analysées dans cette thèse.

Nous présentons ci-après les principales caractéristiques de chacun des modèles, elles sont résumées dans le TABLEAU V.1. De nombreuses paramétrisations physiques sont utilisées dans chaque modèle, nous ne rentrerons pas dans leur détail mais préciserons uniquement le schéma de convection qui est utilisé.

ALADIN-Climat

ALADIN-Climat (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational, RADU et al. [2008] ; FARDA et al. [2010] ; COLIN et al. [2010]) est un modèle numérique de climat à aire limitée développé depuis les années 2000 au Centre National Recherches Météorologiques (CNRM, Météo-France) à partir de son équivalent pour la prévision numérique du temps (ALADIN). ALADIN-Climat est la version à aire limitée du modèle global ARPEGE-Climat (DÉQUÉ [2007] par exemple). La version utilisée est la version 5 présentée pour la première fois dans COLIN et al. [2010] et également utilisée dans HERRMANN et al. [2011] ou TRAMBLAY et al. [2013], entre autres. La pluie produite par ALADIN-Climat résulte d'un schéma de convection en flux de masse (BOUGEAULT, 1985) et d'un schéma déterminant la fraction pluvieuse due à la grande échelle (SMITH, 1990). Le déclenchement du

schéma de convection repose sur une condition de convergence d’humidité positive et sur un critère d’instabilité. Sa fermeture est basée sur la convergence d’humidité. Nous avons à notre disposition deux simulations réalisées avec ce modèle pour des résolutions horizontales de 12 et 50 km respectivement. Ces deux simulations sont réalisées pour la période 1979–2010.

WRF

Le modèle climatique régional WRF (*Weather Research and Forecasting*) est un modèle à aire limitée développé au *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) (SKAMAROCK et al., 2008). Il est utilisé à la fois en prévision opérationnelle du temps et en recherche. Nous utilisons deux simulations réalisées avec le modèle WRF à l’Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), l’une avec une résolution horizontale de 50 km sur la période 1979–2010 et l’autre avec une résolution horizontale de 12 km sur la période 1989–2008. Ces simulations utilisent le nouveau schéma de convection de Kain-Fritsch (KAIN, 2004), un schéma en flux de masse avec un déclenchement et une fermeture basée sur la CAPE (*Convective Available Potential Energy*), la convection est déclenchée dans le modèle. Davantage de détails sur les simulations peuvent être trouvés dans STÉFANON et al. [2014] par exemple.

LMDz

LMDz4-régional est un modèle atmosphérique global adapté aux simulations du climat régional, développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD, IPSL). Il est très proche du modèle de circulation générale LMDz4 décrit notamment dans HOURDIN et al. [2006]. Contrairement à ALADIN et WRF qui sont des modèles à aire limitée, il s’agit d’un modèle à mailles variables (modèle «zoomé»). Toutefois, dans la simulation que nous utilisons, LMDz4-régional se comporte comme un modèle à aire limitée dans la mesure où le climat simulé est libre à l’intérieur du domaine zoomé mais il est ramené aux valeurs des réanalyses ERA-Interim en-dehors de ce domaine. Dans la configuration utilisée dans cette étude, le domaine zoomé couvre la totalité du bassin Méditerranéen et la résolution horizontale y est d’environ 30 km (L’HÉVÉDER et al., 2012 ; LI et al., 2012). La simulation est réalisée pour la période 1979–2009. Le schéma en flux de masse d’Emanuel (EMANUEL, 1991 ; EMANUEL, 1993) est utilisé pour décrire la convection. Le déclenchement et la fermeture de la convection repose sur la CAPE, comme pour le modèle WRF.

Modèle	CNRM ALADIN5.2		IPSL WRF3.1.1		LMDZ4
	12 km	50 km	20 km	50 km	30 km
Nom court	ALADIN MED11	ALADIN MED44	WRF MED18	WRF MED44	LMDz MED44
Centre modélisateur	CNRM		IPSL		IPSL
Type	Modèle à aire limitée		Modèle à aire limitée		Modèle zoomé
Période	1979–2010		1989–2010	1989–2008	1979–2009
Schéma de convection	BOUGEAULT [1985]		KAIN [2004]		EMANUEL [1991] ; EMANUEL [1993]

Tableau V.1 – Caractéristiques des modèles utilisés.

Dans la suite du document, ces modèles seront désignés par leur «nom court» indiqué dans le TABLEAU V.1.

La topographie utilisée par chaque modèle est présentée sur la FIGURE V.2. On note le lissage du relief dû à la résolution des modèles. Plus la résolution est grossière, moins le relief est détaillé et prononcé. Par exemple, le relief cévenol, culminant à 1699 m d'altitude au Mont Lozère n'atteint que 1338 m dans ALADIN MED11, 1145 m dans ALADIN MED44, 1180 m dans WRF MED18, 1101 m dans WRF MED44 et 1230 m dans LMDz MED44. La topographie des modèles est également fortement dépendante de la position du maillage par rapport au relief sous-jacent, ce que l'on peut constater par exemple en comparant la topographie de ALADIN-MED44 et WRF-MED44 qui ont la même résolution spatiale mais des mailles localisées différemment. Ainsi, les mailles des Cévennes avec les altitudes les plus élevées mentionnées précédemment ne sont pas toutes colocalisées entre elles, ni avec le Mont Lozère.

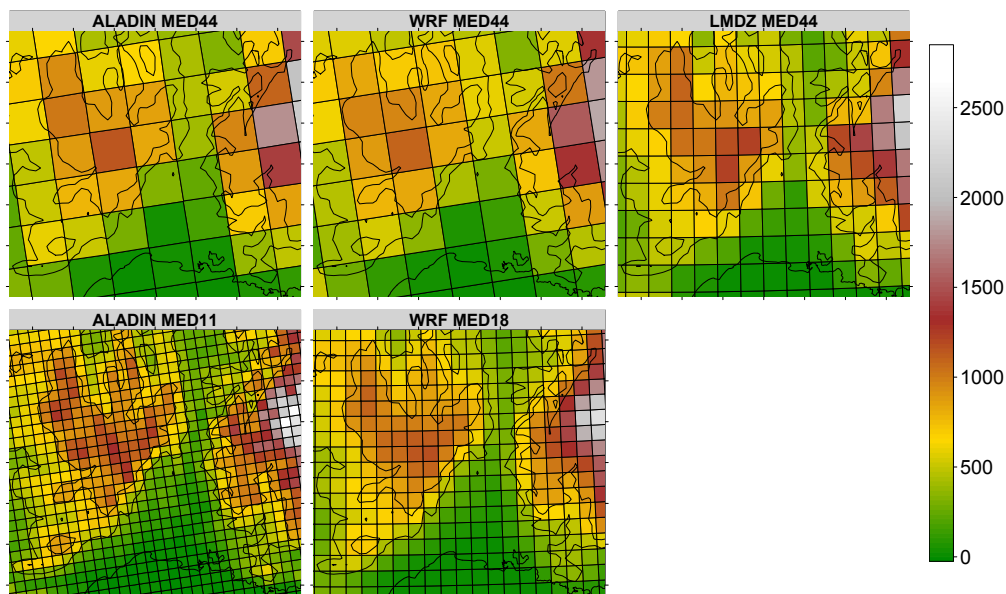


FIGURE V.2 – Topographie des différents modèles. L'échelle de couleurs (altitudes, en m) et les contours sont les mêmes que ceux utilisés sur la FIGURE III.1.

2. Méthodologie d'évaluation

Pour l'évaluation de la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux présentés dans la SECTION 1, nous adoptons le même cadre d'analyse que celui du CHAPITRE IV (voir SECTION 1.2). Ainsi, la capacité des modèles à reproduire les caractéristiques de la pluie dans la région d'étude est considérée en termes d'occurrence et d'intensité de pluie. L'occurrence de pluie est définie de telle sorte qu'un pas de temps est considéré comme pluvieux dès lors que son cumul de pluie excède 0.1 mm. Chacune de ces deux caractéristiques de la pluie est alors décrite selon ses valeurs, sa structure spatiale et sa structure temporelle. Afin de comparer les performances des modèles dans les différents secteurs de la zone d'étude, elles seront étudiées dans chacune des sous-régions *Cévennes*, *vallée du Rhône*, *plaine* et *Préalpes*, déjà utilisées au CHAPITRE IV. Les mailles utilisées pour définir ces sous-régions pour chacun des modèles sont présentées sur la FIGURE V.3.

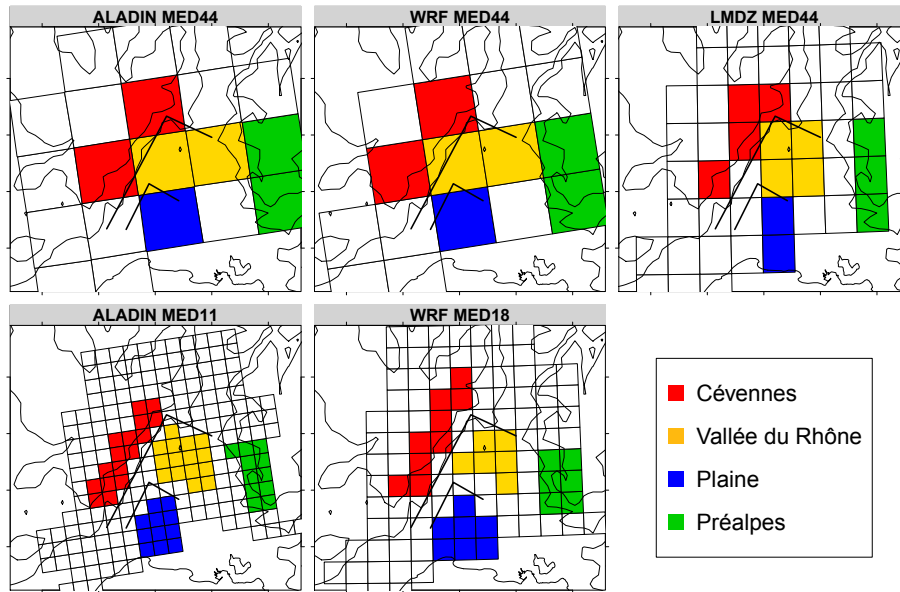


FIGURE V.3 – Localisation des mailles sélectionnées pour chacune des quatre sous-régions pour les trois modèles aux différentes résolutions : les *Cévennes* en rouge, la *vallée du Rhône* en jaune, la *plaine* en bleu et les *Préalpes* en vert. Pour information, les limites entre les secteurs utilisées par MINISCLOUX et al. [2001] sont tracées sur chaque carte. Ces cartes sont les équivalents de la FIGURE 7 du CHAPITRE IV.

Les résolutions spatiales horizontales des différents modèles (de 12 à 50 km) sont différentes de celle utilisée pour les observations de référence K-REF (environ 10 km). Afin de pouvoir comparer pluie observée et pluie simulée aux mêmes échelles, les observations ont été krigées sur les grilles de chacun des modèles selon le même protocole que pour la base de données K-REF décrite au CHAPITRE IV. Ces nouvelles données krigées seront utilisées au maximum pour évaluer les performances des modèles à simuler les caractéristiques de la pluie observée, en particulier lorsqu'il s'agira de comparer des valeurs d'occurrence ou d'intensité de pluie.

Les performances des modèles sont quantifiées, dans chaque maille ou groupe de mailles, au moyen d'écarts relatifs par rapport aux observations. Les diverses statistiques sont calculées indépendamment pour les données observées et simulées, à partir de la plus longue période de données disponibles. Une étude de sensibilité (non présentée) a permis de montrer que les résultats obtenus, en particulier les écarts relatifs calculés, dépendent peu de la période utilisée et notamment du fait que les périodes des données observées et simulées soient les mêmes ou non. La plupart des figures présentées dans ce chapitre donnent ces écarts relatifs. Des figures complémentaires, indiquant directement les valeurs simulées par les modèles, sont en ANNEXE A. L'écart relatif $E_{M-O,i}(X)$ d'une variable X dans la maille i , s'exprime en pourcentage, en fonction de la valeur de la variable X observée dans la maille i , X_{O_i} , et de la valeur simulée par le modèle, X_{M_i} , selon l'ÉQUATION V.1 :

$$E_{M-O,i}(X) = 100 \times \frac{X_{M_i} - X_{O_i}}{X_{O_i}} \quad (\text{V.1})$$

Nous présenterons préférentiellement les résultats de l'automne car c'est la saison la plus propice aux événements les plus intenses. En fonction des besoins, l'été fera également l'objet d'analyses spécifiques. Malgré de faibles cumuls, l'étude de cette saison est intéressante du fait de la spécificité des

processus physiques qui sont à l'origine de la pluie. C'est en effet la saison durant laquelle les effets de la convection profonde dominent.

D'une manière générale, les différences de performances liées à la résolution horizontale utilisée pour un même modèle sont plus faibles que les différences de performances entre les modèles. Nous discuterons donc davantage des différences de comportements entre modèles que des effets de la résolution spatiale sur les caractéristiques simulées. L'analyse de la valeur ajoutée par la haute résolution dans les simulations climatiques régionales reste toutefois un domaine de recherche actif (voir par exemple la revue de DI LUCA et al., 2015).

3. Cumuls annuels et saisonniers de pluie

La capacité des modèles climatiques à rendre compte de la ressource en eau de manière générale peut être étudiée grâce aux cumuls annuels moyens, présentés dans la SECTION 3.1. La décomposition du cumul annuel en cumuls saisonniers permet de prendre en compte la saisonnalité de la ressource en eau. Les performances des modèles climatiques pour reproduire les cumuls saisonniers sont détaillées dans la SECTION 3.2.

3.1. Cumuls annuels moyens

En considérant le volume de pluie total reçu en moyenne chaque année par le domaine d'étude¹, les modèles simulent des volumes comparables à ceux obtenus à partir des observations krigées sur les mêmes mailles. Ainsi, ALADIN est celui qui montre les meilleures performances avec une erreur relative négative inférieure à 2% en valeur absolue pour la résolution de 12 km et proche de 8% pour celle de 50 km. WRF simule également un volume inférieur à celui observé, avec des erreurs relatives de -10% et -24% environ pour les résolutions de 20 et 50 km respectivement. LMDz simule quant à lui un très léger excès de pluie de 4% par rapport aux observations.

Ces bonnes performances cachent cependant des disparités spatiales. Pour chacun des modèles étudiés, le cumul annuel moyen simulé est alors comparé dans chaque maille au cumul annuel moyen obtenu pour les observations krigées sur les mêmes mailles. L'écart relatif dans chacune des mailles est alors représenté sur la FIGURE V.4. Pour faciliter l'analyse, le cumul annuel moyen calculé à partir des observations K-REF, déjà présenté au CHAPITRE IV, est également donné.

Dans la zone d'étude, le cumul annuel moyen observé est maximal sur le relief cévenol, atteignant jusqu'à 1600 mm dans K-REF. Les Préalpes, bien qu'aux mêmes altitudes que les Cévennes, ne bénéficient pas d'un tel cumul annuel. Il y est de l'ordre de 1000 mm, ce qui reste toutefois supérieur aux 600 à 800 mm observés dans en plaine (secteurs plaine et vallée du Rhône).

Cette organisation spatiale des cumuls annuels, notamment les cumuls maximaux sur les Cévennes, est globalement bien représentée par les RCM étudiés (voir ANNEXE A). Toutefois, dans l'ensemble, les RCM ont tendance à sous-estimer les cumuls annuels. En particulier, le cumul simulé en plaine

1. Le domaine utilisé pour calculer le volume de pluie annuel total est un peu différent selon les modèles. Pour chaque modèle, il s'agit de l'ensemble des mailles représentées sur la FIGURE V.3. La surface du domaine varie entre 33 225 km² et 43 277 km² selon les modèles. Pour chaque modèle, l'erreur est calculée entre le volume simulé et le volume correspondant aux observations krigées sur les mêmes mailles.

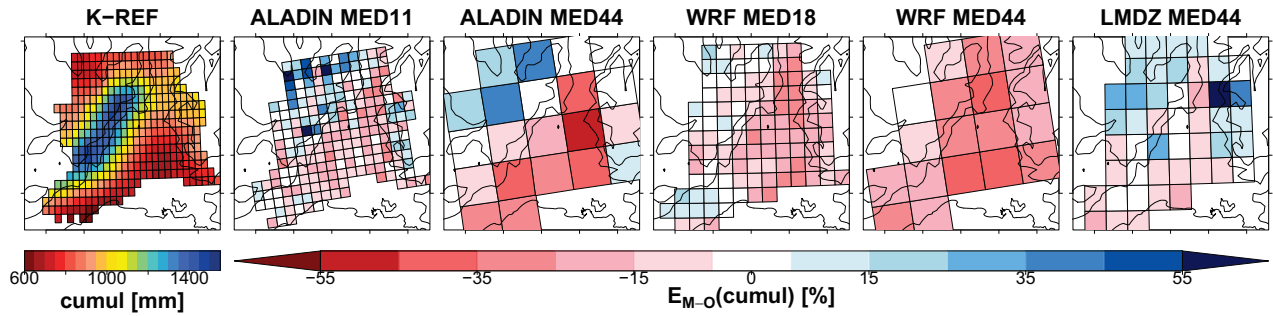


FIGURE V.4 – Cumuls annuels moyens (en mm) dans les observations K-REF et écarts relatifs (en %) entre les cumuls annuels moyens des modèles et des observations krigées sur les mêmes mailles. Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à des cumuls plus importants (resp. moins importants) dans les modèles par rapport aux observations.

est plus faible que le cumul observé quel que soit le modèle considéré. Sur le relief, les résultats sont plus contrastés d'un modèle à l'autre. À l'exception de quelques mailles isolées, WRF sous-estime également le cumul annuel sur le relief. En revanche, ALADIN et LMDz produisent des cumuls un peu trop importants sur le relief, à la fois sur les Cévennes et sur les Préalpes.

On notera que l'hétérogénéité des valeurs entre mailles voisines est plus importante dans les modèles que dans les observations. Le krigeage opéré sur les observations a tendance à lisser les champs de précipitations observées alors que les RCM simulent des champs de précipitations plus irréguliers, en lien notamment avec l'irrégularité du relief. Cette particularité apparaît dans la majorité des diagnostics présentés dans ce chapitre sans qu'elle ne soit rementionnée systématiquement.

3.2. Cumuls saisonniers

La répartition saisonnière du cumul pluviométrique annuel moyen est présentée sur la FIGURE V.5.

Dans les observations, l'automne est la saison avec les cumuls les plus importants, notamment sur le relief cévenol et l'été présente les cumuls les plus faibles. Ce cycle saisonnier est plutôt bien représenté par les modèles. Cependant, sur le relief, ALADIN a tendance à lisser le cycle saisonnier. En effet, les cumuls printaniers et estivaux sont davantage surestimés que ceux d'automne. Par exemple, dans les Cévennes, l'écart relatif par rapport aux observations est supérieur à 50% au printemps et en été alors qu'il est compris entre -25 et +25% en automne dans la plupart des mailles. Les différences de cumuls entre les saisons sont alors plus faibles dans ALADIN que dans les observations (ces différences sont appréciables sur la FIGURE A.2, ANNEXE A).

Dans l'ensemble, il y a une tendance globale de tous les modèles à sous-estimer les cumuls de pluie même si l'analyse saisonnière permet de mettre en évidence des différences selon les saisons et selon les modèles. La sous-estimation des cumuls est particulièrement notable en plaine. Les cumuls simulés sont inférieurs aux cumuls observés en plaine, quels que soient le modèle et la saison étudiés, excepté ALADIN qui surévalue légèrement les cumuls printaniers. Les cumuls d'automne, qui sont les plus importants de l'année, sont également sous-estimés par tous les modèles, presque partout, avec des écarts relatifs généralement compris entre -25 et -45% dans ALADIN et WRF et entre 0 et -25% dans LMDz. Pendant les autres saisons (MAM, JJA et DJF), tous les modèles simulent des cumuls trop élevés par rapport aux observations sur les reliefs du Massif Central, dont les Cévennes, et des

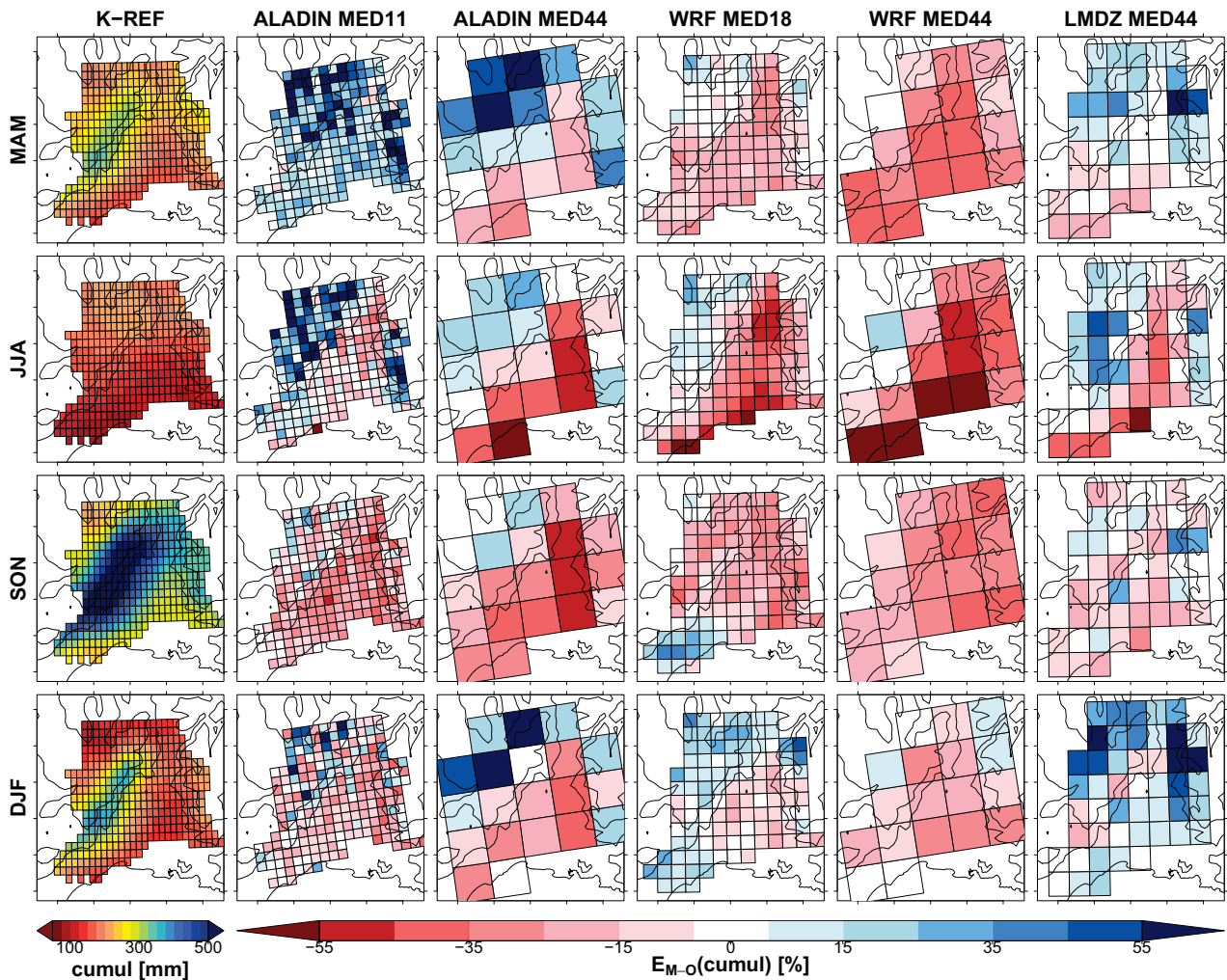


FIGURE V.5 – Cumuls saisonniers moyens (en mm) dans les observations K-REF et écarts relatifs (en %) entre les cumuls saisonniers moyens des modèles et des observations krigées sur les mêmes mailles. Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à des cumuls plus importants (resp. moins importants) dans les modèles par rapport aux observations.

Préalpes. Cette surévaluation est plus marquée dans ALADIN et LMDz que dans WRF. Elle est supérieure à 35% dans une grande partie des mailles d'ALADIN et LMDz alors qu'elle est inférieure à 25% dans WRF. Par ailleurs, dans WRF et LMDz, c'est en hiver que la surestimation est la plus importante tandis que c'est au printemps dans ALADIN.

Un point particulier de la comparaison entre cumuls saisonniers observés et modélisés est la différence d'organisation spatiale des cumuls d'été. Dans toutes les autres saisons (MAM, SON et DJF), l'organisation spatiale des cumuls est sensiblement la même que celle des cumuls annuels, c'est-à-dire avec les cumuls les plus forts localisés sur les Cévennes. Cette organisation est bien simulée par les modèles. À l'inverse, en été, l'effet du relief est moins visible sur les cumuls saisonniers observés qui semblent plutôt s'organiser selon un gradient sud-nord. Cette structure est mal reproduite par les modèles dont les cumuls estivaux varient davantage en fonction de l'altitude et sont plus importants sur l'ensemble du Massif Central et les Préalpes que dans la vallée du Rhône ou près de la côte (voir ANNEXE A). Sur les erreurs relatives présentées sur la FIGURE V.5, cette différence se traduit par des erreurs très contrastées entre relief et plaine, avec des cumuls surestimés sur le relief et sous-estimés en plaine.

4. Occurrence et intensité de la pluie

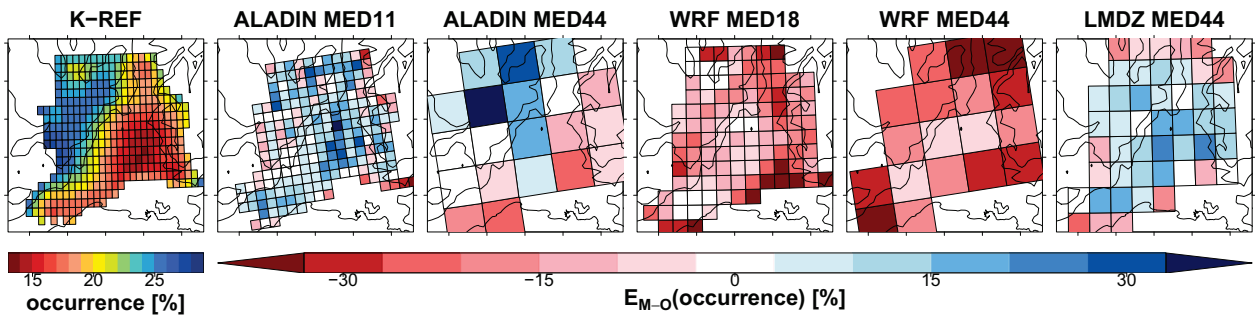
Le cumul de pluie est le produit de l'occurrence et de l'intensité moyennes de pluie pendant les périodes pluvieuses. Ainsi, les différences de cumuls entre observations et modèles d'une part et entre les modèles entre eux d'autre part sont la combinaison de différences d'occurrence et d'intensité. Afin de mieux identifier l'origine de ces différences de cumuls, les performances des RCM pour simuler la climatologie de l'occurrence et de l'intensité de pluie à différentes échelles de temps sont détaillées. Dans un premier temps, l'étude des caractéristiques climatologiques des modèles est menée sur l'automne (SECTIONS 4.1, 4.2, 4.3) avant d'être étendue à l'ensemble des saisons (SECTION 4.4). L'occurrence moyenne est évaluée pour des durées d'accumulation de 3 h et de 24 h (SECTION 4.1). Pour comprendre comment les pas de temps pluvieux s'enchaînent dans les modèles, nous analyserons la durée des événements pluvieux dans la SECTION 4.2. Les intensités des précipitations d'automne seront détaillées dans la SECTION 4.3.

4.1. Occurrence en automne

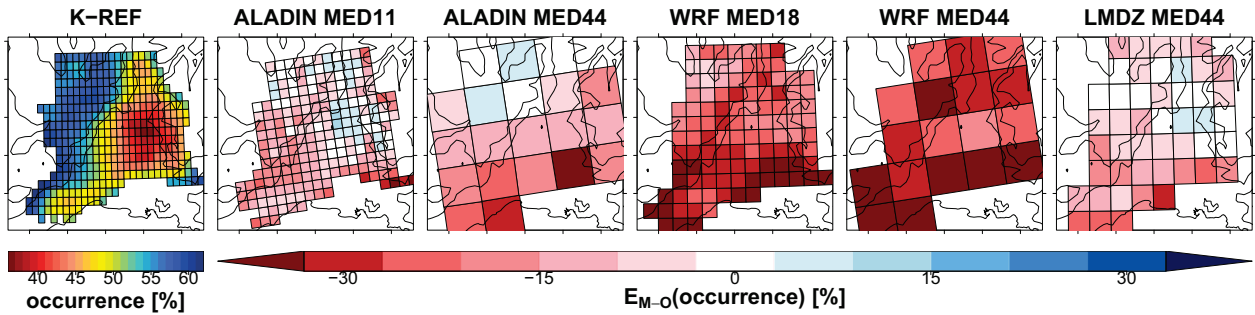
L'occurrence moyenne de la pluie en automne (SON), pour des durées d'accumulation de 3 h et de 24 h, est présentée sur la FIGURE V.6 et permet d'apprécier l'évolution de l'occurrence avec l'échelle temporelle. Dans les observations, l'organisation spatiale des occurrences 3 h et 24 h sont similaires, avec une occurrence de pluie maximale sur le relief du Massif Central et minimale dans la vallée du Rhône. Comme on pouvait s'y attendre, la fréquence d'occurrence de la pluie augmente avec la durée d'accumulation. Si la probabilité de pluie dans un créneau de 3 h est comprise entre 10 et 30% selon les parties du domaine, elle atteint 35 à 65% lorsqu'on considère un créneau de 24 h (dans les observations).

Les RCM reproduisent cette augmentation de l'occurrence avec la durée d'accumulation. En revanche, les erreurs relatives par rapport aux observations ainsi que les différences entre l'occurrence 3 h et l'occurrence 24 h sont variables d'un modèle à l'autre.

WRF sous-estime l'occurrence de pluie, à 3 h et encore plus à 24 h. À l'inverse, ALADIN et LMDz ont tendance à simuler de la pluie trop fréquemment à 3 h et pas assez à 24 h. Dans WRF, la sous-estimation est la plus importante sur les Préalpes à 3 h et sur les Cévennes et le sud du domaine à 24 h. L'erreur relative sur l'occurrence 3 h moyenne atteint 15 à 30% dans les Préalpes et elle est supérieure à 30% pour l'occurrence 24 h dans les Cévennes et le sud du domaine. Dans ALADIN et LMDz, l'occurrence 3 h est surestimée, jusqu'à 30% par rapport aux observations, à part pour quelques mailles isolées des Cévennes dans ALADIN MED11 ou à l'est du Rhône dans ALADIN MED44. En augmentant la durée d'accumulation de la pluie à 24 h, l'occurrence devient jusqu'à 20% trop faible par rapport aux observations sur les Cévennes, le piémont et le sud du domaine. La probabilité de pluie reste supérieure d'environ 3 à 10% à celle des observations dans la vallée du Rhône, à l'endroit où elle est la plus faible dans les observations.



(a) Occurrence des précipitations 3 h.



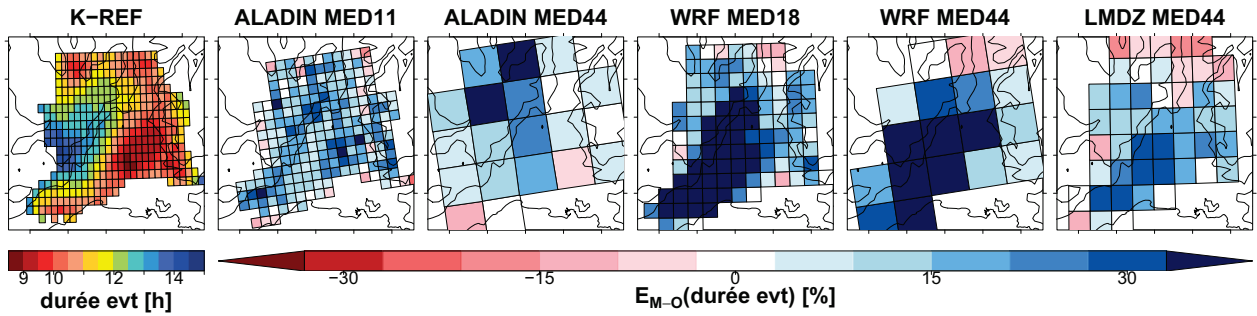
(b) Occurrence des précipitations 24 h.

FIGURE V.6 – Occurrence moyenne de la pluie en automne (SON), pour des durées d’accumulation de 3 h et 24 h. Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et écart relatif de l’occurrence simulée par les modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44) par rapport à celle des observations krigées sur les mêmes grilles. Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à une occurrence de pluie supérieure (resp. inférieure) dans les modèles par rapport aux observations.

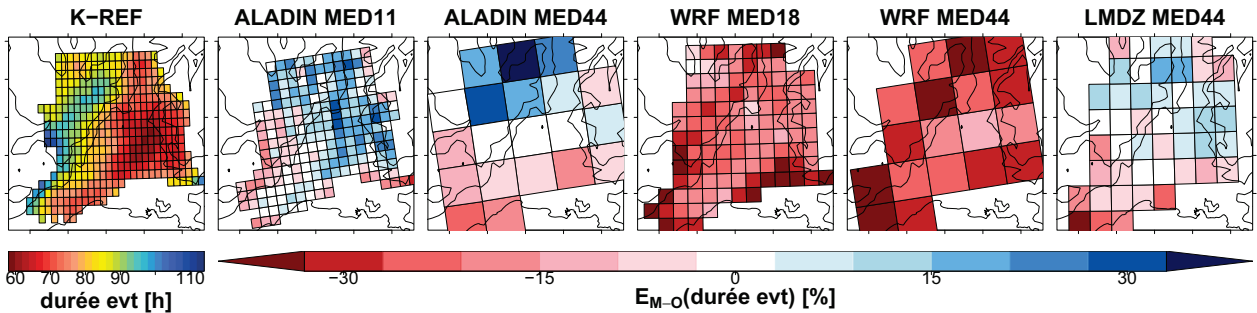
4.2. Durée des événements d’automne

La capacité des RCM à reproduire l’occurrence de pluie est variable selon les modèles mais aussi selon la durée d’accumulation de la pluie. Pour apprécier ces différences, il est alors intéressant d’étudier l’enchaînement des périodes pluvieuses de 3 h et de 24 h dans les modèles par rapport aux observations.

Comme au CHAPITRE IV, pour une durée d’accumulation donnée, on définit un événement pluvieux comme une succession de pas de temps pluvieux, c’est-à-dire avec un cumul supérieur à 0.1 mm. Les durées moyennes des événements pluvieux d’automne dans les observations K-REF et les erreurs relatives des modèles sont présentées sur la FIGURE V.7, pour des durées d’accumulation de 3 h et 24 h. Dans K-REF, les événements les plus longs sont localisés sur les Cévennes, notamment dans la partie sud, tandis que les événements les plus courts sont rencontrés dans la vallée du Rhône. La répartition spatiale de ces durées d’événements est proche de celle de l’occurrence de pluie. Néanmoins, il est intéressant de remarquer que même si l’occurrence de pluie est du même niveau sur l’ensemble du Massif Central (au moins la partie pour laquelle nous avons des valeurs), surtout à 24 h, les durées d’événements les plus longues sont en revanche davantage circonscrites à la crête cévenole. La localisation des événements les plus longs sur les Cévennes est correctement reproduite par tous les modèles. Cependant, pour une durée d’accumulation de 24 h, les durées d’événements simulées sont du même ordre sur l’ensemble du Massif Central, contrairement à ce qui est observé.



(a) Durée des événements 3 h.



(b) Durée des événements 24 h.

FIGURE V.7 – Durée moyenne des événements pluvieux en automne (SON), pour des durées d'accumulation de 3 h et 24 h. Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et écart relatif de la durée simulée par les modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44) par rapport à celle des observations krigées sur les mêmes grilles. Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à des événements pluvieux plus longs (resp. plus courts) dans les modèles par rapport aux observations.

De plus, les écarts relatifs entre modèles et observations montrent que les erreurs relatives des RCM par rapport aux observations sur les durées des événements pluvieux sont différentes d'un modèle et d'une région à l'autre. ALADIN et LMDz présentent des résultats similaires, qui sont bien différents de ceux obtenus pour WRF. ALADIN et LMDz simulent majoritairement des événements pluvieux trop longs, à 3 h comme à 24 h. L'erreur est cependant plus marquée à 3 h. Dans ALADIN, l'erreur est maximale sur le relief cévenol et dans la vallée du Rhône à 3 h, atteignant 15 à 30%. À 24h, les erreurs de surestimation valent jusqu'à 25% dans la vallée du Rhône, où elles sont maximales. La durée des événements pluvieux à 24 h est cependant sous-estimée dans le sud du Massif Central. Dans LMDz, la durée des événements est le plus surestimée dans le sud du piémont cévenol à 3 h (environ 20% d'écart), alors qu'elle y est sous-estimée de quelques pourcents pour une durée d'accumulation de 24 h. Dans WRF, les erreurs sur la durée des événements sont globalement plus importantes que dans ALADIN ou LMDz. De plus, les résultats sont très contrastés entre la durée des événements 3 h et 24 h : surestimation de la durée des événements à 3 h et sous-estimation de la durée des événements à 24 h sur l'ensemble du domaine. Ce contraste est particulièrement marqué sur les Cévennes (et le piémont dans WRF et LMDz) puisqu'on y trouve les erreurs relatives les plus importantes à 3 h comme à 24 h, de l'ordre de 30% ou plus en valeur absolue dans les deux cas.

4.3. Intensités en automne

Les sections précédentes ont permis d’analyser l’occurrence moyenne et la durée des événements en automne. Nous étudions à présent les valeurs prises par l’intensité de pluie durant les pas de temps pluvieux et la capacité des RCM à reproduire ces intensités. Pour une vision complète des valeurs d’intensité, il est nécessaire d’en regarder la distribution. Diverses représentations sont possibles pour comparer les distributions d’intensité observées et simulées. La plus courante se présente sous forme de diagramme quantile-quantile et confronte les quantiles simulés avec les quantiles observés. Étant donné la forme de la distribution des intensités de pluie, ce type de diagramme ne permet pas de représenter correctement le comportement d’un modèle à la fois pour les intensités les plus faibles et les plus fortes. Nous avons donc opté pour une représentation qui donne autant d’importance aux faibles et aux fortes intensités en calculant l’erreur relative sur chaque quantile simulé par rapport au quantile observé en fonction de la fréquence cumulée considérée (FIGURE V.8). Les distributions d’intensité 3 h dans chaque sous-région des observations K-REF sont données à titre indicatif sous la forme des différents quantiles Q_{obs} en fonction de la fréquence cumulée $F(x)$. Par exemple, les 20^e, 50^e et 95^e centiles valent respectivement 0.23, 0.86 et 13.85 mm/3h pour le secteur des Cévennes.

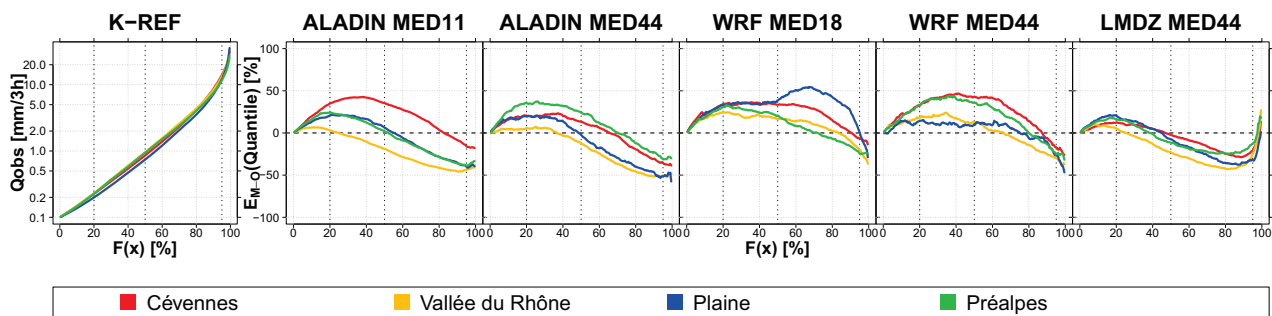


FIGURE V.8 – Distribution du cumul de pluie 3 h en automne (SON) dans chacune des quatre sous-régions (couleur) dans les observations K-REF et écarts relatifs des modèles par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles. Les valeurs des quantiles et des écarts relatifs sur les quantiles sont représentées en fonction de la fréquence cumulée $F(x)$, jusqu’à une fréquence de 99.5%. Des écarts relatifs positifs (resp. négatifs) correspondent à une surestimation (resp. sous-estimation) des quantiles par le modèle par rapport aux observations.

Pour tous les modèles, les bas quantiles sont surestimés et les hauts quantiles sont sous-estimés. Le quantile correspondant à la transition entre surestimation et sous-estimation est cependant différent d’une sous-région à l’autre et d’un modèle à l’autre. De plus, LMDz surestime les très hauts quantiles (au-delà du 97^e au 99^e percentiles selon les sous-régions). Ceci traduit le fait que les modèles ne simulent pas assez de faibles et de fortes intensités mais trop d’intensités moyennes, les limites entre ces faibles, moyennes et fortes intensités sont variables d’un modèle et d’une sous-région à l’autre. De plus, LMDz simule plus de très fortes intensités que ce qui est rencontré dans K-REF.

En effet, en prenant l’exemple d’ALADIN MED11, le 20^e percentile simulé pour le secteur des Cévennes vaut 0.31 mm/3h, soit une surestimation de 35% par rapport au 0.23 mm/3h dans K-REF. Cela signifie que 20% des intensités 3 h simulées sont inférieures à 0.31 mm/3h, et donc logiquement que moins de 20% sont inférieures à 0.23 mm/3h contrairement à K-REF. Le raisonnement est similaire pour le 50^e percentiles. Dans le cas des hauts quantiles, par exemple, le 95^e percentiles simulé par ALADIN MED11 pour le secteur des Cévennes vaut 11.81 mm/3h, c’est-à-dire 15% de moins que les

13.85 mm/3h dans K-REF. Ainsi, 5% des intensités 3 h simulées par ALADIN MED11 sont supérieures à 11.81 mm/3h, il en résulte qu'une proportion inférieure à 5% est supérieure au 95^e percentiles de K-REF (13.85 mm/3h). Il y a donc moins de fortes intensités simulées que dans les observations.

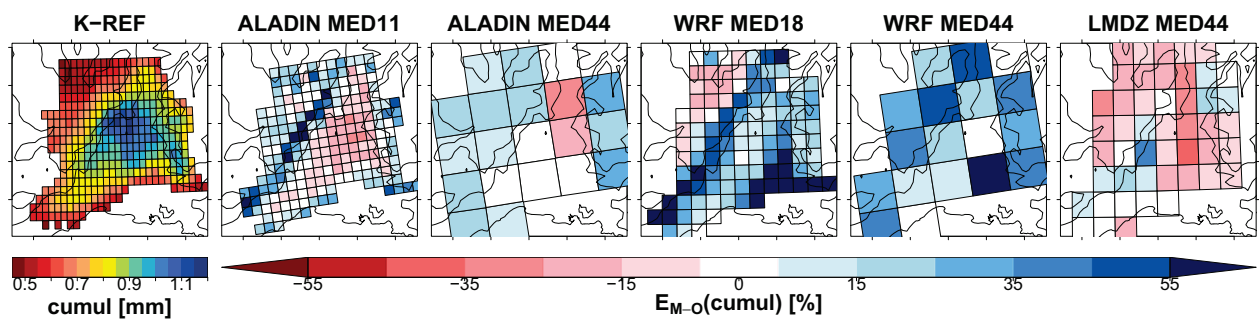
Pour tous les modèles (excepté ALADIN MED11), les écarts relatifs des distributions d'intensités de pluie varient peu d'une sous-région à l'autre (FIGURE V.8). Dans WRF, les écarts relatifs sont positifs pour la majorité des quantiles (jusqu'au 70^e percentile au moins, selon les sous-régions). À l'inverse, dans LMDz, les écarts relatifs sont négatifs pour une plus grande partie de la distribution statistique (entre le 30^e à 50^e percentile et le 98^e percentile, en fonction des sous-régions). Ainsi, le déficit en faibles valeurs d'intensités de pluie est plus important dans WRF que dans LMDz alors que LMDz manque davantage d'intensités fortes que WRF, à l'exception des intensités très fortes (au-delà du 98^e percentile) qui sont surreprésentées dans LMDz. Dans ALADIN MED11, les caractéristiques des courbes des écarts relatifs en fonction des quantiles sont les plus différentes entre les Cévennes et la vallée du Rhône, la plaine et les Préalpes ayant un comportement intermédiaire. La courbe correspondant à la région des Cévennes pourrait se rapprocher de celles du modèle WRF tandis que celle de la vallée du Rhône est plus proche du modèle LMDz. Ainsi, le déficit de faibles intensités est plus important dans les Cévennes que dans la vallée du Rhône tandis que les intensités plus fortes sont davantage sous-représentées dans la vallée du Rhône par comparaison avec les Cévennes.

L'inconvénient de travailler avec les distributions est qu'elles présentent beaucoup d'informations et qu'il est parfois difficile d'en extraire un signal dominant. Pour simplifier, nous nous concentrerons sur les 50^e et 95^e centiles de la distribution pour avoir une idée du comportement des intensités courantes et intenses, comme cela a été fait au CHAPITRE IV. La FIGURE V.9 montre les 50^e et 95^e centiles de l'intensité 3 h et 24 h non nulle d'automne pour les observations et les erreurs relatives dans les modèles. Des figures complémentaires indiquant directement les valeurs simulées par les modèles sont présentées en A (FIGURES A.11 et A.15). Dans l'ensemble, conformément à ce qui a pu être établi pour les intensités 3 h à partir de la FIGURE V.8, les 50^e centiles sont plutôt surestimés tandis que les 95^e centiles sont généralement sous-estimés. Cette grande tendance est valable également pour les intensités 24 h.

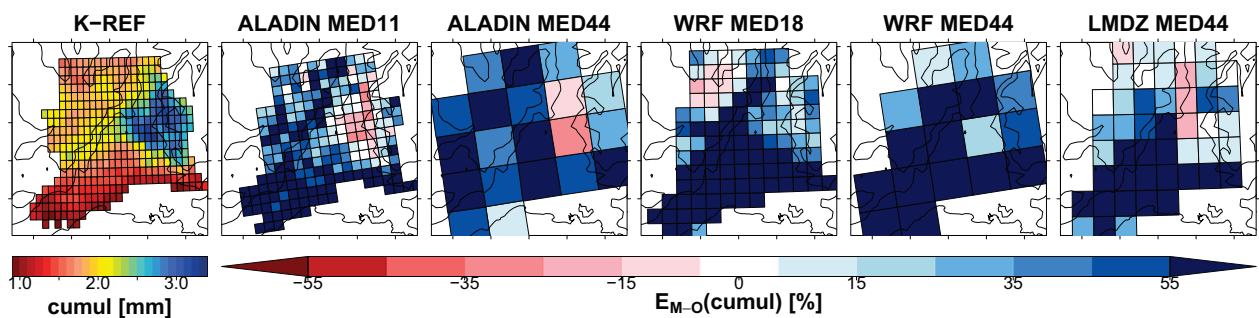
Concernant les 50^e centiles (médianes), l'erreur est plus grande pour les intensités 24 h que pour les intensités 3 h et ces quantiles sont surtout surestimés sur les reliefs, notamment les Cévennes. Les erreurs sur la médiane des cumuls 24 h dépassent souvent 50%. WRF surestime les intensités médianes sur la presque totalité du domaine, surtout sur les Cévennes. En revanche, ALADIN et LMDz surévaluent également les intensités médianes sur les Cévennes mais les sous-estiment, à 3 h comme à 24 h, dans la vallée du Rhône, là où les intensités médianes observées sont les plus fortes.

L'organisation spatiale des intensités médianes est mal reproduite par les modèles. Les intensités médianes les plus fortes sont observées au nord de la vallée du Rhône, à l'ouest à 3 h et à l'est à 24 h. Dans les modèles, elles sont localisées sur les Cévennes, quelle que soit la durée d'accumulation. Seul WRF produit des intensités médianes fortes dans la vallée du Rhône, atteignant les valeurs simulées sur les Cévennes à 3 h mais inférieures à 24 h.

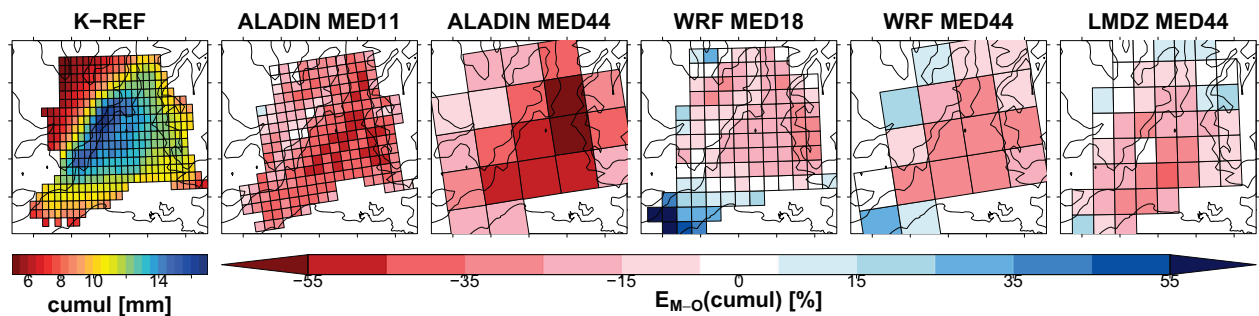
D'autre part, les 95^e centiles sont sous-évalués en plaine, dans la vallée du Rhône et sur les Préalpes, à 3 h comme à 24 h, par tous les modèles et particulièrement ALADIN. Dans la vallée du Rhône, l'erreur relative sur le 95^e centile de l'intensité 3 h simulée par ALADIN dépasse 35%, voire 45%, alors



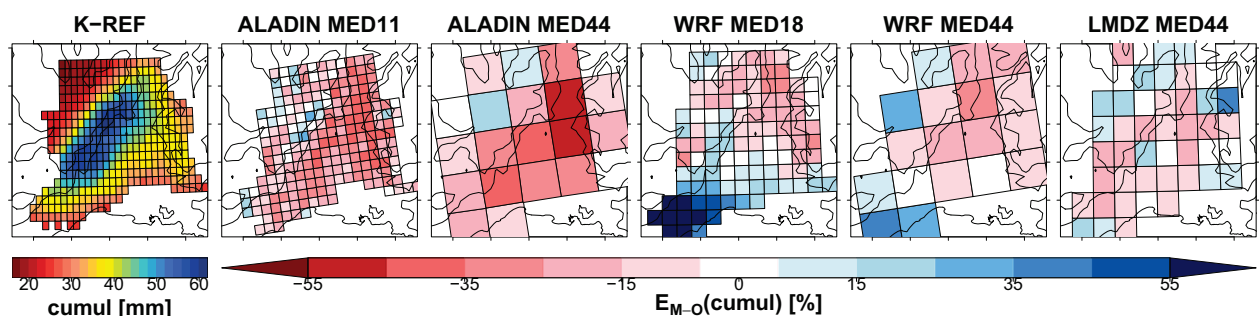
(a) 50^e centile de l'intensité 3 h.



(b) 50^e centile de l'intensité 24 h.



(c) 95^e centile de l'intensité 3 h.



(d) 95^e centile de l'intensité 24 h.

FIGURE V.9 – 50^e et 95^e centiles de l'intensité de pluie non nulle en automne (SON), pour des durées d'accumulation de 3 h et 24 h. Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et écart relatif des centiles simulés par les modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44) par rapport à ceux des observations krigées sur les mêmes grilles. Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à des intensités plus grandes (resp. plus petites) dans les modèles par rapport aux observations.

qu'elle est inférieure à 25% dans WRF et comprise entre 15 et 45% dans LMDz. Les fortes intensités sont également sous-estimées sur le relief cévenol pour une durée d'accumulation de 3 h, mais dans une moindre mesure par rapport à la vallée du Rhône. À 24 h, la sous-estimation est encore moins importante qu'à 3 h, il y a même quelques mailles pour lesquelles le 95^e centile est surestimé dans les Cévennes pour ALADIN et WRF et sur le Massif Central et les Préalpes pour LMDz.

L'organisation spatiale des 95^e centiles est mieux restituée par les modèles que celle des 50^e centiles. Les valeurs maximales observées sont localisées sur les Cévennes à 3 h et à 24 h, ce que les modèles reproduisent correctement. Toutefois, l'intensité de pluie 3 h présente également de forts 95^e centiles sur le piémont cévenol, quasiment équivalent à ceux observés sur les Cévennes, ce qui n'est pas reproduit dans la pluie simulée par ALADIN et très peu par LMDz. Dans WRF, le gradient du 95^e centile entre les Cévennes et la vallée du Rhône est moins fort que dans ALADIN ou LMDz, des valeurs relativement importantes sont simulées sur le piémont cévenol. Ce gradient est toutefois plus fort que celui de K-REF, ce qui se traduit en particulier sur la FIGURE V.9c par une sous-estimation plus importante des 95^e centiles sur le piémont que dans les Cévennes.

4.4. Synthèse pour toutes les saisons

Après avoir présenté dans les précédentes sections les principales caractéristiques des performances des modèles relativement à l'occurrence et à l'intensité de pluie en automne, nous proposons à présent une synthèse des erreurs des RCM sur ces mêmes caractéristiques pour toutes les saisons.

Les capacités des modèles à simuler l'occurrence moyenne, la durée des événements pluvieux et les 50^e et 95^e centiles de l'intensité de pluie, pour une durée d'accumulation de 3 h ou de 24 h et pour toutes les saisons sont synthétisées sur les FIGURES V.11 et V.12. Pour cela, pour chaque statistique étudiée, l'écart relatif moyen est évalué pour chaque statistique étudiée, pour chaque modèle et pour chaque sous-région. Pour une statistique, une saison et un modèle donnés, il y a donc quatre valeurs d'écarts relatifs (une par sous-régions) qui sont représentées selon l'organisation présentée sur la FIGURE V.10. Il s'agit d'un carré divisé en quatre avec les valeurs relatives aux secteurs montagneux sur la ligne du haut (Cévennes à gauche et Préalpes à droite) et celles des secteurs de plus faible altitude sur la ligne du bas (plaine à gauche et vallée du Rhône à droite).

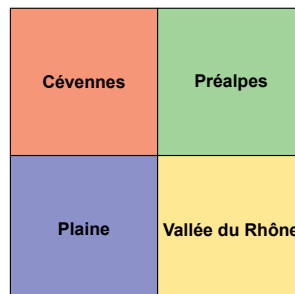


FIGURE V.10 – Organisation des résultats par sous-régions dans les diagrammes de synthèses des performances des modèles (FIGURES V.11, V.12 et V.13). Dans un carré divisé en quatre, les résultats relatifs aux secteurs montagneux sont indiqués en haut, à gauche pour les Cévennes et à droite pour les Préalpes. La ligne du bas contient les résultats relatifs aux zones de plus faible altitude, la plaine à gauche et la vallée du Rhône à droite.

4.4.1. Occurrence

Les performances des modèles afférentes à l'occurrence moyenne et à la durée des événements de pluie à 3 h et à 24 h sont représentées sur la FIGURE V.11.

Les erreurs sur l'occurrence moyenne de pluie simulée sont dans l'ensemble les mêmes pour une durée d'accumulation de 3 h ou de 24 h. Cependant, ces erreurs sont très différentes d'un modèle à l'autre. Comme déjà mentionné pour l'automne, WRF ne simule pas de pluie suffisamment fréquemment par comparaison avec les observations, pour toutes les saisons. Le déficit d'occurrence de pluie est plus marqué à 24 h qu'à 3 h.

À l'inverse, ALADIN a plutôt tendance à produire de la pluie trop souvent. L'occurrence est particulièrement surestimée au printemps et en été, que ce soit pour une durée d'accumulation de 3 h ou de 24 h. Pour une durée d'accumulation de 3 h, en automne et en hiver, l'occurrence pluvieuse est également surestimée, mais dans une moindre mesure par rapport aux deux autres saisons. Cette surestimation est principalement inférieure à 15% en SON et DJF, alors qu'elle est souvent supérieure à 20 voire 35% en MAM et JJA. Malgré la tendance générale d'ALADIN à la surestimation de l'occurrence de pluie, ce modèle sous-estime la fréquence de pluie 24 h en hiver et en automne, avec des écarts relatifs majoritairement compris entre 10 et 20%.

Dans LMDz, les erreurs sur l'estimation de l'occurrence de pluie sont plus variables selon les saisons et les sous-régions. Au printemps et en été, les tendances sont les mêmes à 3 h et à 24 h, c'est-à-dire trop d'occurrences sur les zones de relief et pas assez en plaine (incluant également la vallée du Rhône en été). En automne et en hiver, la probabilité de pluie simulée est trop grande à 3 h mais trop faible à 24 h par rapport aux observations.

La FIGURE V.11 fournit également une vision d'ensemble de la performance des modèles à reproduire la durée des éléments pluvieux. Il apparaît qu'hormis en été, les événements pluvieux simulés par tous les modèles sont plus longs que ceux des observations lorsqu'on considère une durée d'accumulation de 3 h. La surestimation de la durée de ces événements est plus importante dans WRF en automne et en hiver avec plus de 30% d'erreur dans les secteurs de basse altitude et sur les Cévennes. En été, les différents modèles produisent des erreurs de signe différent. Durant cette saison, les événements pluvieux modélisés par LMDz sont plus courts que les événements observés quelle que soit la sous-région considérée. En revanche, dans WRF et ALADIN, le signe de l'erreur dépend de la sous-région étudiée : la durée des événements est sous-estimée en plaine (WRF, ALADIN MED11) ou sur les Préalpes (ALADIN MED 44), elle est surestimée dans les autres cas.

Pour une durée d'accumulation de 24 h, ALADIN et LMDz produisent également des événements pluvieux plus longs que dans les observations, excepté dans le secteur *plaine* où ils sont plus courts. Comme relevé pour l'automne (SECTION 4.2), si WRF simule des événements pluvieux trop longs à 3 h, ils sont trop courts sur l'ensemble du domaine à 24 h.

4.4.2. Intensité

La SECTION 4.4.1 a permis de présenter les performances des RCM relatives à l'occurrence de pluie dans chacune des sous-régions et pour les quatre saisons. Pour compléter cette analyse, la FIGURE V.12 montre les performances des RCM pour la simulation de l'intensité de pluie, lorsqu'il pleut. Comme à

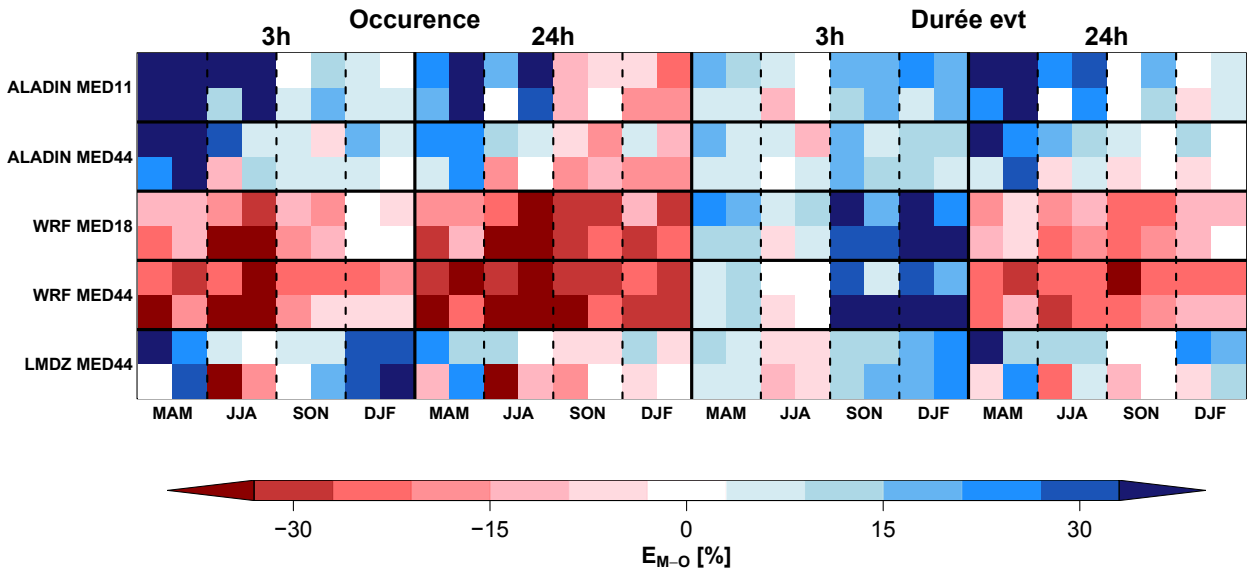


FIGURE V.11 – Occurrence de pluie et durée des événements pluvieux moyennes. Diagramme de synthèse des performances des modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44) pour des durées d’accumulation de 3 h et de 24 h, en fonction des saisons. L’échelle de couleur, identique à celle des FIGURES V.6 et V.7, indique l’erreur relative moyenne par sous-régions d’un modèle donné par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles. Les quatre sous-régions sont regroupées en carré selon l’organisation indiquée sur la FIGURE V.10.

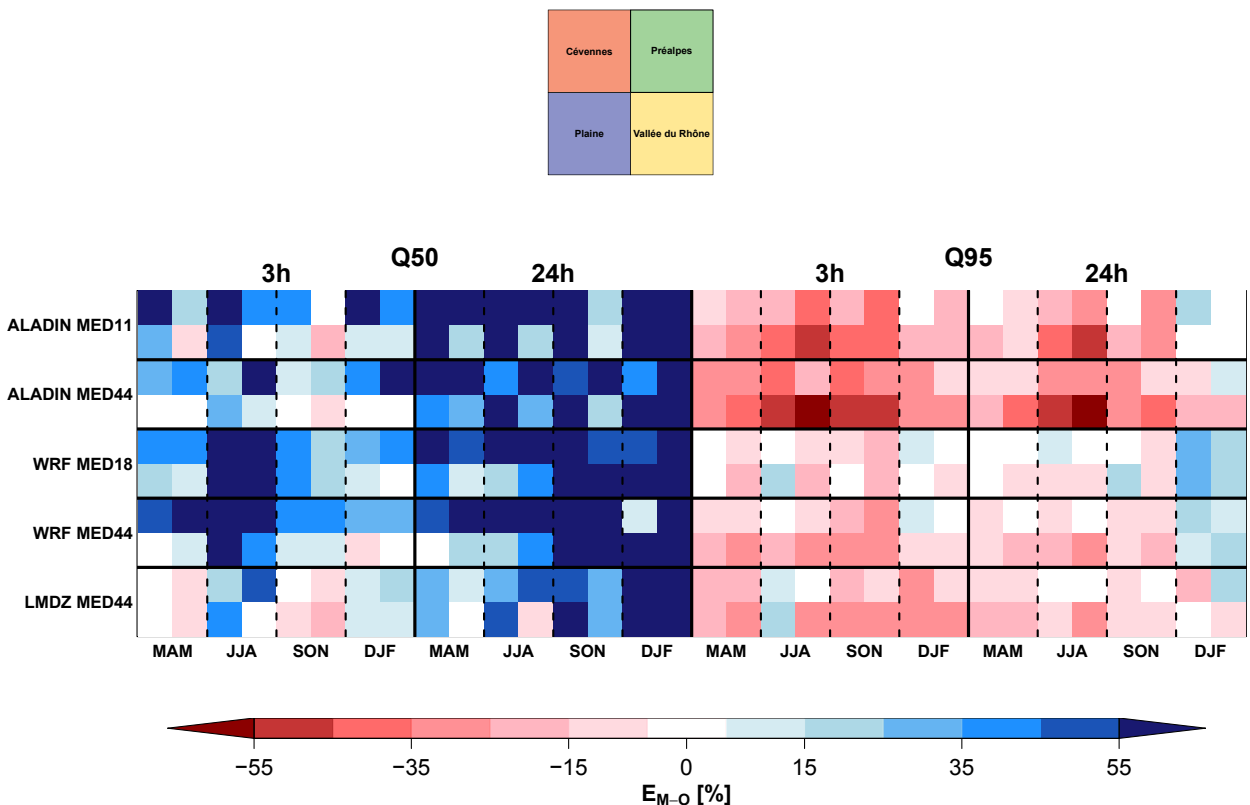


FIGURE V.12 – 50^e et 95^e centiles de l’intensité de pluie non nulle. Diagramme de synthèse des performances des modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44) pour des durées d’accumulation de 3 h et de 24 h, en fonction des saisons. L’échelle de couleur, identique à celle de la FIGURE V.9, indique l’erreur relative moyenne par sous-régions d’un modèle donné par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles. Les quatre sous-régions sont regroupées en carré selon l’organisation indiquée sur la FIGURE V.10.

la SECTION 4.3, les caractéristiques de l'intensité sont étudiés en terme de quantiles : le 50^e et le 95^e centiles. Les erreurs relatives des modèles par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles pour chacun des deux quantiles de l'intensité 3 h et 24 h, pour les quatre saisons et pour les quatre sous-régions sont indiquées sur la FIGURE V.12.

Dans l'ensemble, comme pour l'automne, les modèles surestiment les 50^e centiles de l'intensité de pluie non nulle et sous-estiment les 95^e centiles, que ce soit pour une durée d'accumulation de 3 h ou de 24 h. L'erreur relative sur les intensités médianes est plus importante à 24 h qu'à 3 h et elle est supérieure à 50% pour un grand nombre de cas. Notons toutefois que LMDz s'écarte de la tendance générale à la surestimation des intensités 3 h médianes dans les inter-saisons (MAM et SON) et les sous-évalue.

En ce qui concerne les intensités les plus fortes, représentées ici par le 95^e centile, ALADIN les sous-évalue davantage que WRF ou LMDz, principalement en plaine et dans la vallée du Rhône. Il existe quelques cas qui font exception à la sous-estimation de ces hauts quantiles. C'est en particulier le cas de WRF qui surestime (jusqu'à 35%) les 95^e centiles de l'intensité 24 h en hiver. De même, dans les Cévennes, à 3 h comme à 24 h, ces quantiles sont légèrement surestimés ou simulés avec une erreur relative inférieure à 5% en valeur absolue par WRF (surtout à la résolution de 20 km). Enfin, LMDz surestime le 95^e centile de l'intensité 3 h en été sur les Cévennes et la plaine.

5. Organisation infrajournalière

5.1. Méthodologie

Lors de l'étude des précipitations observées (CHAPITRE IV), les différences entre l'organisation des 50^e et des 95^e centiles de l'intensité de pluie d'une part et entre les valeurs pour l'intensité 3 h et 24 h d'autre part nous ont conduit à étudier l'organisation de la pluie, en termes d'occurrence et d'intensité, au sein de journées médianes et intenses. Les mêmes types de différences existent dans l'intensité de pluie simulée par les modèles. Il semble donc intéressant d'analyser la pluie simulée par les modèles de la même manière, c'est-à-dire en étudiant l'organisation de l'occurrence et de l'intensité de pluie au sein des journées médianes et intenses. Les journées médianes sont définies comme les journées pluvieuses dont le cumul est compris entre les 40^e et 60^e centiles des cumuls journaliers pris à partir de 6H UTC. Pour les journées intenses, les cumuls journaliers sont compris entre le 85^e et le 98^e centile.

L'enchaînement des pas de temps de 3 h pluvieux et non pluvieux au sein des journées pluvieuses est étudié grâce à l'occurrence moyenne (SECTION 5.2.1) et au cycle diurne d'occurrence (SECTION 5.3.2) dans ces journées. Le cycle diurne de l'intensité de la pluie 3 h dans les pas de temps pluvieux est également analysé (SECTION 5.3.3). La structure spatiale de la pluie simulée par les RCM dans les journées médianes et intenses est comparée à celle des observations krigées, à la fois en ce qui concerne l'occurrence et l'intensité (SECTIONS 5.4.2 et 5.4.3).

5.2. Occurrence dans les journées pluvieuses

5.2.1. Occurrence moyenne

Dans un premier temps, nous présentons la capacité des RCM à reproduire l'occurrence moyenne de pluie dans les journées pluvieuses, médianes et intenses, durant chacune des quatre saisons et dans les quatre sous-régions. Les écarts relatifs de l'occurrence moyenne simulée par les modèles par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles sont représentés sur la FIGURE V.13.

Les erreurs relatives sur l'occurrence dans les journées pluvieuses (FIGURE V.13) témoignent de meilleures performances des RCM pour simuler l'occurrence moyenne dans les journées pluvieuses que l'occurrence 3 h ou 24 h (FIGURE V.11). La valeur absolue de l'erreur relative sur l'occurrence infrajournalière est inférieure à 15% dans de nombreux cas alors que l'erreur relative sur les occurrences 3 h et 24 h est souvent supérieure à 20%. L'occurrence de pluie 3 h est la combinaison de l'occurrence 24 h et de l'occurrence dans les journées pluvieuses (voir SECTION 1.2, CHAPITRE IV). Les erreurs des modèles sur l'occurrence 3 h viennent donc majoritairement des erreurs sur l'occurrence 24 h.

Dans l'ensemble, les RCM ont tendance à faiblement surestimer l'occurrence dans les journées médianes et intenses. Il existe cependant quelques cas de sous-estimations qui sont principalement rencontrés en plaine et dans la vallée du Rhône dans les simulations WRF et LMDz. Les erreurs sur l'occurrence dans les journées intenses sont plus faibles (inférieure à 20% en valeur absolue) que dans les journées médianes. Ce résultat est logique dans la mesure où ces erreurs sont majoritairement des erreurs de surestimation, l'occurrence moyenne observée dans les journées intenses est importante (supérieure à 65%, sauf en été) et l'occurrence moyenne simulée ne peut excéder 100% dans tous les cas.

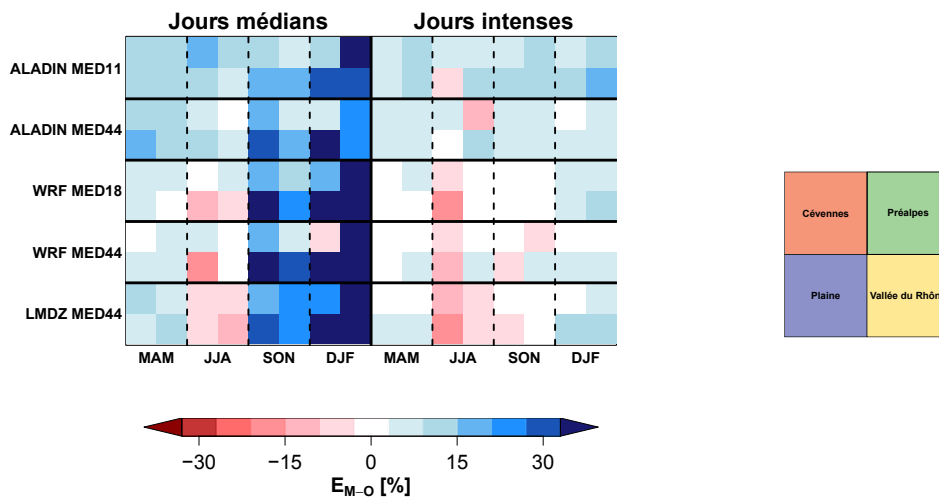


FIGURE V.13 – Occurrence de pluie dans les journées pluvieuses médianes et intenses. Diagramme de synthèse des performances des modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44) en fonction des saisons. L'échelle de couleur, identique à celle de la FIGURE V.6, indique l'erreur relative moyenne par sous-régions d'un modèle donné par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles. Les quatre sous-régions sont regroupées en carré selon l'organisation indiquée sur la FIGURE V.10 (rappelée à droite de la figure).

Il est intéressant de noter qu'en automne et en hiver, l'occurrence 24 h est sous-estimée par tous les modèles dans presque toutes les sous-régions alors que l'occurrence infrajournalière est plutôt surestimée, particulièrement dans les zones de basse altitude durant les jours médians. Dans les simulations WRF, la sous-estimation des occurrences 24 h est particulièrement marquée, la surestimation des occurrences 3 h dans les jours médians est aussi particulièrement marquée. En automne et en hiver, les modèles ne simulent donc pas assez de journées pluvieuses, mais trop de pas de temps pluvieux dans les journées qui sont pluvieuses, surtout si elles sont médianes.

5.2.2. Journées intenses totalement pluvieuses

Au CHAPITRE IV, nous avons montré la singularité du secteur des Cévennes à avoir une forte proportion de journées intenses totalement pluvieuses, c'est-à-dire avec 8 pas de temps pluvieux sur 8, en automne et en hiver. Dans K-REF, environ 40% des journées intenses des Cévennes sont totalement pluvieuses en automne et en hiver. Les autres sous-régions présentent une proportion plus faible, inférieure à 20%, de journées intenses totalement pluvieuses.

La FIGURE V.14 a pour objectif de vérifier si les RCM reproduisent cette particularité. Pour cela, la proportion de journées intenses totalement pluvieuses simulée par chaque modèle est comparée à celle des observations krigées sur les mêmes mailles. La comparaison est réalisée pour chaque sous-régions et pour chaque saison. Étant donné le très faible nombre de journées médianes totalement pluvieuses dans K-REF et dans les RCM, la comparaison de ce nombre de journées entre observations et modèles est difficile et a peu de sens. Ceci explique que nous ne présentions que les résultats pour les journées intenses.

Dans les observations, la résolution spatiale a un impact sur les proportions de journées intenses totalement pluvieuses mais pas sur la spécificité des Cévennes en automne et en hiver. La proportion de journées totalement pluvieuses est plus importante lorsque les mailles sont plus grandes comme avec les mailles d'ALADIN MED44 ou WRF MED44. Ainsi par exemple, en automne dans les Cévennes, cette proportion vaut respectivement 41.7%, 43%, 40.7%, 44.5% et 41.1% dans les observations krigées sur les mailles des modèles ALADIN MED11, ALADIN MED44, WRF MED18, WRF MED44 et LMDz MED44.

D'une manière générale, tous les modèles étudiés simulent une proportion de journées totalement pluvieuses plus faible en été que dans les autres saisons, peu importe la sous-région, ce qui est en accord avec les observations. Par ailleurs, sur l'ensemble des saisons et sous-régions, tous les modèles ont tendance à surestimer la proportion de journées totalement pluvieuses. Cette surestimation est particulièrement forte pour ALADIN. Elle concerne toutes les saisons et sous-régions, excepté la plaine et la vallée du Rhône en été. Dans la plupart des cas, ALADIN MED11 simule une proportion supérieure à celle des observations avec plus de 50% d'erreur relative. La surestimation est moins importante pour WRF et LMDz, l'erreur relative par rapport aux observations est rarement supérieure à 50%. En outre, les proportions de journées totalement pluvieuses sont sous-estimées par ces modèles en été et dans quelques cas en plaine et dans les Préalpes.

La spécificité des Cévennes à avoir une proportion de journées intenses totalement pluvieuses particulièrement plus importante que les autres sous-régions en automne et en hiver est souvent moins marquée dans les modèles que dans les observations. Dans ALADIN et WRF, cette proportion dans les

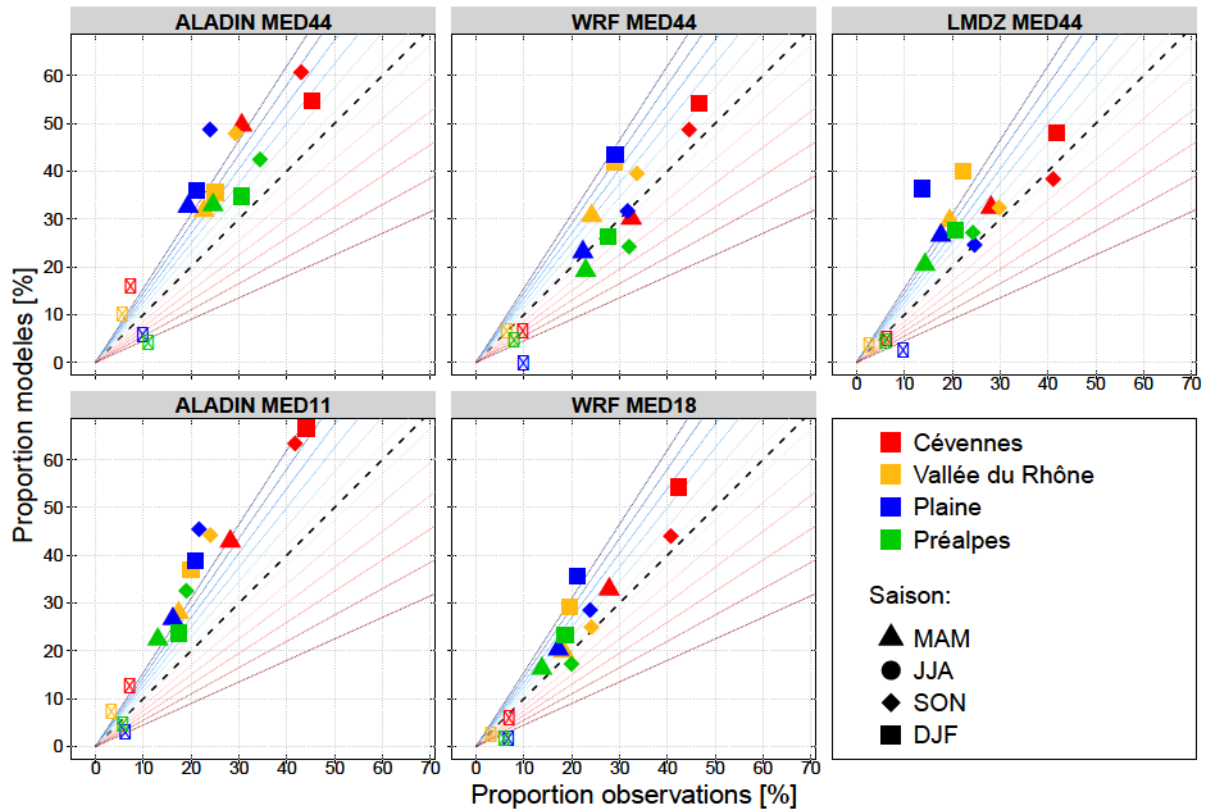


FIGURE V.14 – Proportion de journées intenses totalement pluvieuses, dans les différentes sous-régions et pour les différentes saisons. Comparaisons entre les proportions simulées par les RCM (ALADIN MED11, ALADIN MED44, WRF MED18, WRF MED44 et LMDz MED44) et celles des observations de pluie krigée sur les grilles respectives de chaque modèle. La ligne noire pointillée correspond à l'égalité entre les proportions simulées et observées. Les lignes de couleur correspondent à des erreurs relative du modèle par rapport aux observations de 5, 15, 25, 35, 45 et 55% (en bleu, les erreurs positives c'est-à-dire que le modèle produit trop de journées totalement pluvieuses par rapport aux observations ; en rouge, les erreurs négatives).

Cévennes en automne et en hiver est supérieure à celle des autres cas (saisons et sous-régions). Néanmoins, si l'écart avec les autres cas est important dans ALADIN MED11 (de l'ordre de 18 points), cet écart est plus petit dans les autres simulations. Il est d'environ 5 points pour ALADIN MED44 et WRF MED44 et 8 points pour WRF MED18. Dans LMDz, la plaine et la vallée du Rhône ont beaucoup de journées totalement pluvieuses en hiver, atteignant les proportions simulées pour l'automne dans les Cévennes.

5.3. Cycle diurne

5.3.1. Éléments méthodologiques

Les cycles diurnes d'occurrence et d'intensité permettent de décrire l'organisation temporelle de la pluie dans les journées pluvieuses. Ces cycles renseignent sur le rôle d'un éventuel forçage solaire dans l'occurrence ou l'intensité de pluie. Ce forçage peut être direct (convection associée à l'augmentation de l'énergie solaire incidente) ou indirect (précipitations associées aux brises de pente et brises de mer par exemple) comme souligné au CHAPITRE IV. La comparaison entre les cycles simulés par les RCM et ceux observés fournit des éléments complémentaires de compréhension des biais de la pluie simulée.

Comme au CHAPITRE IV, nous étudions le cycle de l'occurrence moyenne et de l'intensité médiane, avec un pas de temps de 3 h, dans les jours médians et intenses. Pour une comparaison pertinente entre sous-régions et entre saisons, les cycles diurnes sont normalisés par la valeur moyenne de la variable étudiée sur l'ensemble de la journée. Une fois normalisés, ces cycles sont peu sensibles à la résolution spatiale utilisée, comme le montrent les FIGURES V.15 et V.16. Sur la FIGURE V.15, on montre le cycle diurne normalisé de l'occurrence de pluie dans les observations de référence (K-REF) et dans les observations krigées sur les grilles de chacun des modèles. De la même manière, la FIGURE V.16 présente le cycle diurne normalisé de l'intensité non nulle de pluie dans les observations krigées à différentes résolutions (K-REF et celles des RCM étudiés). Ces figures concernent la pluie des jours médians et intenses d'automne mais les conclusions sont similaires pour les autres saisons. Que ce soit pour l'occurrence ou pour l'intensité, les cycles diurnes dépendent peu de la taille des mailles utilisées, dans la gamme de résolution et dans les sous-régions étudiées. Les différences entre les résolutions spatiales n'influent pas sur la temporalité ni sur l'amplitude des cycles étudiés. Nous représenterons donc par la suite les cycles des observations K-REF et des modèles sur les mêmes figures. De plus, pour

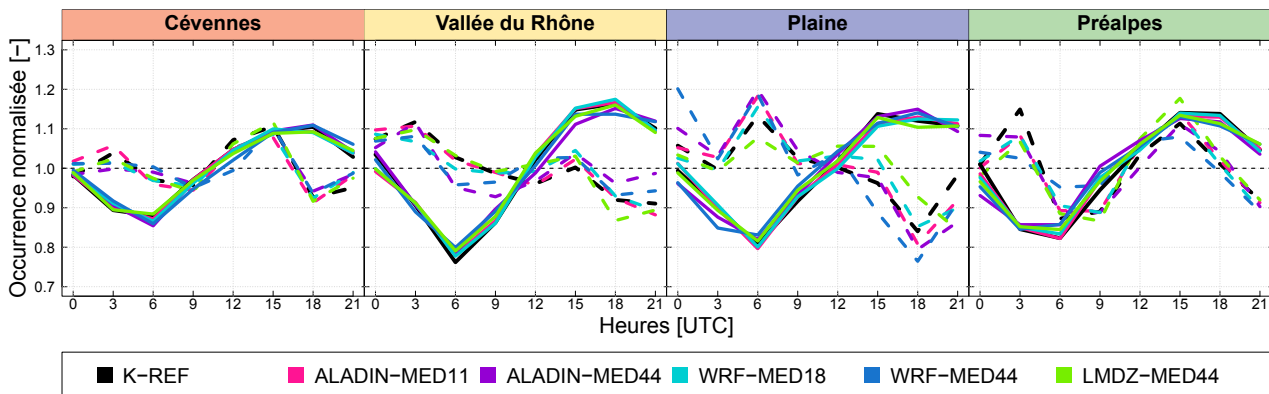


FIGURE V.15 – Cycle diurne de l'occurrence moyenne de pluie 3 h pour les observations krigées sur différentes grilles (K-REF et grilles des modèles), dans les jours d'automne (SON) médians (pointillés) et intenses (traits pleins) dans chacune des quatre sous-régions (en colonne), pour les observations de référence (K-REF, en noir) et krigées sur grilles des différents modèles (ALADIN MED11, ALADIN MED44, WRF MED18, WRF MED44, LMDz MED44, en différentes couleurs). Pour chaque maille étudiée, les occurrences moyennes de chaque créneau horaire sont normalisées par leurs moyennes journalières. Puis, pour une sous-région donnée, chaque cycle diurne est représenté par la moyenne, sur les différentes mailles de la sous-région, de ces occurrences normalisées. La valeur indiquée à une heure donnée correspond à l'occurrence dans les trois heures précédentes (par exemple, l'occurrence moyenne indiquée à 12H UTC est prise entre 9H et 12H UTC).

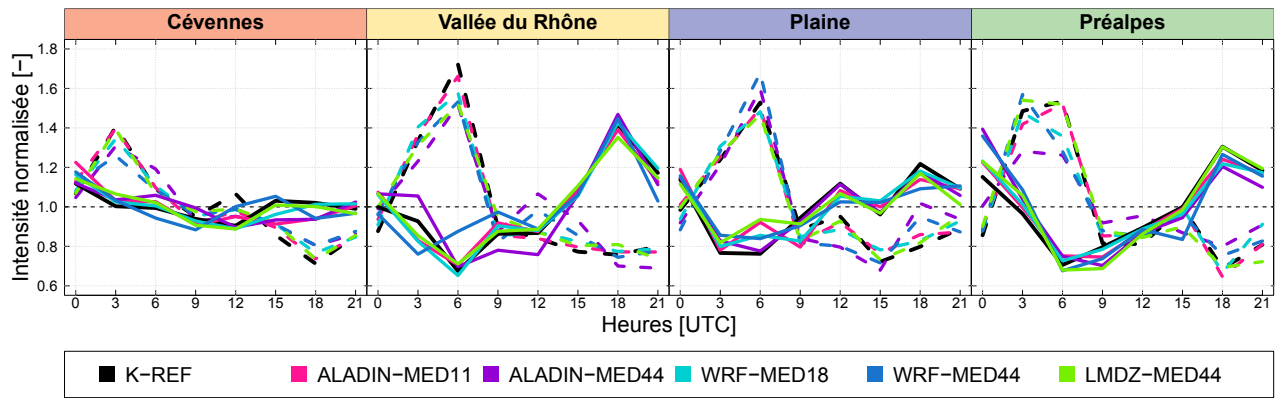


FIGURE V.16 – Cycle diurne de l'intensité médiane de pluie 3 h non nulle pour les observations krigées sur différentes grilles (K-REF et grilles des modèles), dans les jours d'automne (SON). Même représentation que sur la FIGURE V.15.

limiter le nombre de figures, seuls les cycles diurnes d'occurrence et d'intensité des journées médianes et intenses d'été et d'automne seront présentés. Dans l'ensemble, les cycles diurnes de printemps sont similaires à ceux d'été et les cycles d'hiver à ceux d'automne.

Les cycles diurnes sont présentés en fonction de l'heure UTC (Temps Universel Coordonné) qui correspond approximativement à l'heure solaire dans la région d'étude.

5.3.2. Cycle diurne d'occurrence

Le cycle diurne normalisé de l'occurrence de pluie est présenté sur la FIGURE V.17 pour les jours médians et intenses d'été (JJA) et d'automne (SON).

De manière générale, le cycle diurne de l'occurrence varie peu d'une sous-région à l'autre. Quels que soient la sous-région et le type de journée (médiane ou intense) considérés, le cycle diurne de l'occurrence est marqué en été dans les observations de référence. Il l'est aussi dans les modèles mais avec des amplitudes encore plus importantes. Dans les jours médians d'été, le pic d'occurrence observé se produit à 18H UTC dans les quatre sous-régions. WRF produit un pic d'occurrence en phase avec les observations tandis que le pic d'occurrence simulé par ALADIN et LMDz est plus précoce et se produit à 15H UTC. Dans les jours intenses d'été, tous les modèles produisent un pic d'occurrence vers 15H UTC alors que ce pic est entre 18 et 21H UTC dans les observations, un peu plus tardif que dans les jours médians donc.

Dans K-REF, en automne, les cycles diurnes d'occurrence de pluie sont bien moins marqués qu'en été. Cette caractéristique est bien reproduite par les modèles climatiques étudiés, excepté ALADIN qui produit un cycle d'occurrence marqué dans les jours médians d'automne avec un pic vers 15H UTC. Dans les journées intenses, tous les modèles ont approximativement le même cycle peu marqué avec une occurrence de pluie maximale vers 15H UTC alors que l'occurrence atteint sa valeur maximale entre 18 et 21H UTC dans K-REF.

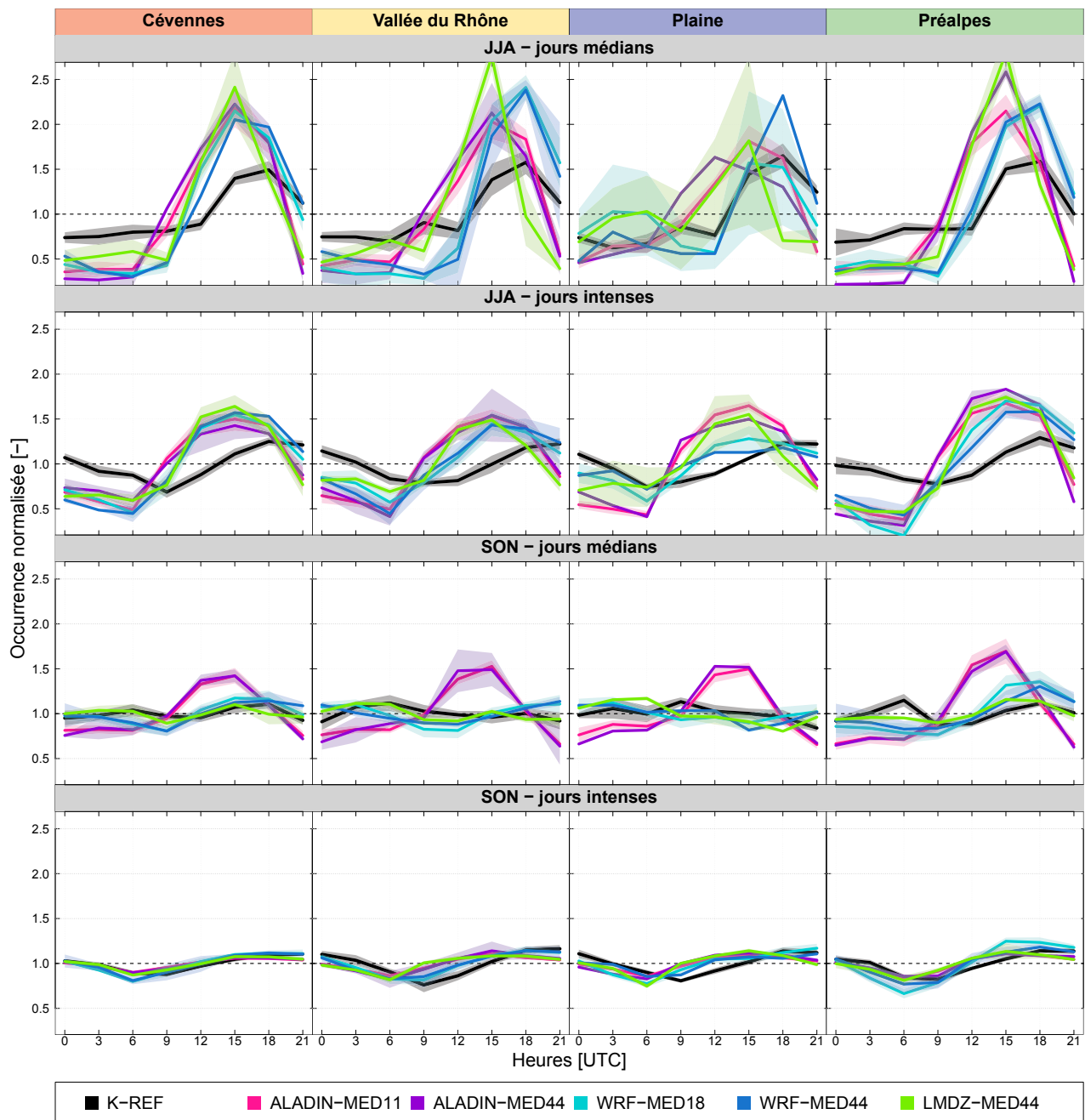


FIGURE V.17 – Cycle diurne de l'occurrence moyenne de pluie 3 h des observations de référence (K-REF, en noir) et des simulations de RCM (ALADIN MED11, ALADIN MED44, WRF MED18, WRF MED44, LMDz MED44, en différentes couleurs) dans les jours d'été (JJA) et d'automne (SON) médians et intenses (en ligne) et dans chacune des quatre sous-régions (en colonne). Le processus de normalisation du cycle d'occurrence est le même que pour la FIGURE V.15. L'écart-type des valeurs dans chaque sous-région est représenté de part et d'autre de la valeur moyenne (lorsque la sous-région contient au moins deux mailles). La valeur indiquée à une heure donnée correspond à l'occurrence dans les trois heures précédentes (par exemple, l'occurrence moyenne indiquée à 12H UTC est prise entre 9H et 12H UTC).

5.3.3. Cycle diurne d'intensité

Pour compléter cette étude de la variation journalière de la pluie, le cycle diurne normalisé de l'intensité non nulle de pluie, dans les observations de référence et dans les modèles, est présenté sur la FIGURE V.18. Comme dans les observations, le cycle diurne d'intensité simulée est moins évident que celui d'occurrence. En particulier, la variabilité au sein des sous-régions, matérialisée par les plages de couleur de part et d'autre des cycles moyens, est plus grande.

Dans l'ensemble, l'amplitude des cycles est bien reproduite par les modèles en automne et elle est un peu trop importante en été, surtout dans les simulations ALADIN et LMDz. La capacité des RCM à simuler la temporalité des cycles est variable selon les saisons, les types de journées et selon les modèles. Durant les journées médianes d'été (première ligne sur la FIGURE V.18), les observations de référence montrent deux maxima d'intensité, le plus fort entre 6H et 9H UTC et l'autre à 18H UTC. On retrouve ces deux maxima dans les simulations WRF, parfois un peu plus tôt selon les sous-régions. LMDz produit également deux pics d'intensité mais le pic de l'après-midi est plus intense que dans les observations et systématiquement en avance sur K-REF (pic à 15H UTC). ALADIN en revanche ne simule pas de pic le matin (sauf en plaine, où il existe un pic de faible amplitude), le pic de l'après-midi est beaucoup plus marqué que dans les observations et en avance de 3 heures sur celles-ci.

Dans les observations de référence, les journées intenses d'été (FIGURE V.18, deuxième ligne) sont caractérisées par un maximum d'intensité en soirée, entre 15H et 21H UTC selon les sous-régions. À part dans les Cévennes, il existe également un maximum secondaire le matin à 6H UTC. Le pic de l'après-midi, qui est aussi le plus marqué, est reproduit par tous les modèles. Cependant, ALADIN et LMDz le produisent à 12H UTC (éventuellement 15H UTC), c'est-à-dire plus tôt que dans les observations, et avec une plus grande amplitude que dans les observations. Dans WRF, ce pic est simulé avec une amplitude plus proche de celle des observations, entre 15 et 18H UTC, ce qui est également plus en phase avec les observations. Le pic secondaire du matin apparaît dans les simulations WRF et LMDz pour la vallée du Rhône et la plaine (mais pas les Préalpes) mais n'apparaît pas dans les simulations ALADIN.

En automne, l'intensité des jours médians est maximale le matin, entre 6H et 9H UTC, dans K-REF (FIGURE V.18, troisième ligne). Le caractère matinal du pic d'intensité est reproduit par WRF et LMDz, il apparaît toutefois trop tôt en plaine et dans la vallée du Rhône par rapport à K-REF (6H au lieu de 9H UTC). Dans ALADIN, même s'il existe un maximum secondaire d'intensité le matin dans la majorité des sous-régions, l'intensité est maximale l'après-midi, simultanément au maximum d'occurrence simulé par ce modèle.

Enfin, les journées intenses d'automne (quatrième ligne de la FIGURE V.18), sont caractérisées par l'absence de cycle diurne d'intensité dans les Cévennes, dans K-REF. Cette absence de cycle est mieux représentée par ALADIN que par LMDz et WRF qui simulent une intensité maximale entre 3 et 6H UTC. Dans les autres sous-régions, le cycle diurne de l'intensité des observations de référence est peu marqué mais l'intensité est maximale à 21H UTC, ce qui n'est simulé par aucun modèle, les pics simulés se produisant plutôt dans l'après-midi (12H ou 15H UTC), voire le matin (3H ou 6H UTC).

Les cycles diurnes d'intensité d'hiver et de printemps sont donnés en ANNEXE A. En hiver, les cycles diurnes d'intensité simulés par les modèles sont cohérents avec les observations. Au printemps,

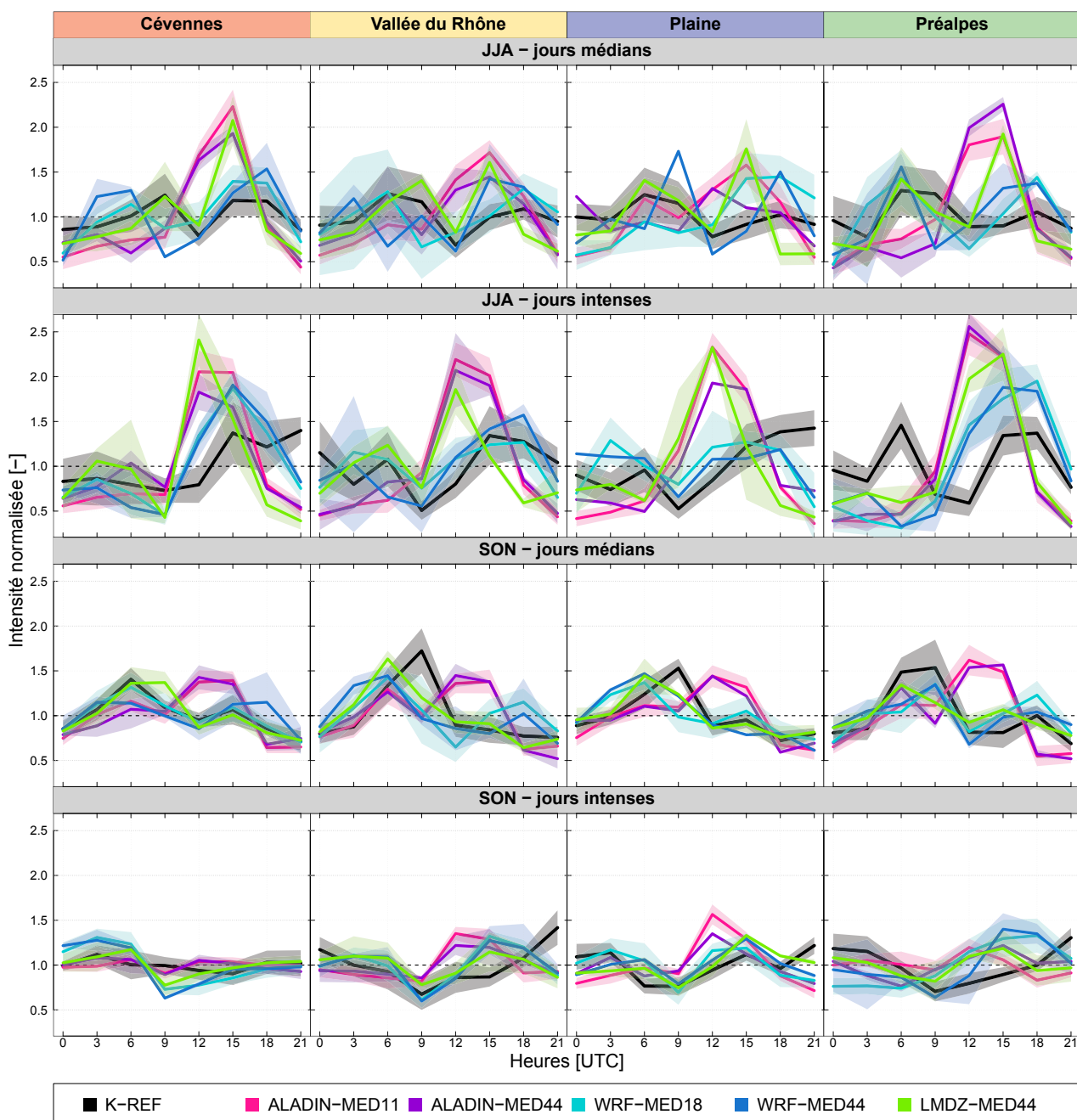


FIGURE V.18 – Cycle diurne de l'intensité médiane de pluie 3 h des observations de référence (K-REF) et des simulations de RCM. Même représentation que sur la FIGURE V.17.

les cycles observés sont similaires à ceux d'été et leur représentation par les RCM comporte les mêmes défauts qu'en été.

5.4. Structure spatiale

5.4.1. Éléments méthodologiques

De la même manière que cela a été fait pour caractériser la pluie de K-REF (CHAPITRE IV), nous étudions à présent l'organisation spatiale de la pluie simulée par ALADIN, WRF et LMDz. L'étude ne porte que sur les versions des modèles à la plus haute résolution, c'est-à-dire ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. La résolution horizontale de 50 km utilisée dans ALADIN MED44 et WRF MED44 ne permet pas d'avoir une vision suffisante de la structure spatiale.

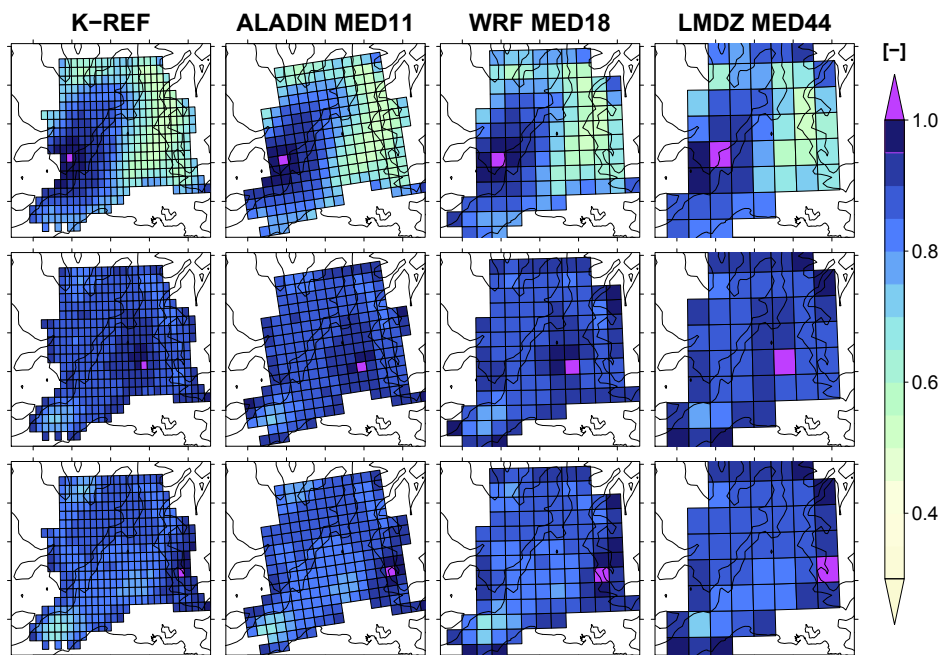
L'organisation spatiale de la pluie est détaillée pour l'occurrence d'une part (SECTION 5.4.2) et pour l'intensité non nulle d'autre part (SECTION 5.4.3). L'organisation spatiale de l'occurrence et de l'intensité est caractérisée autour de mailles pluvieuses de référence respectivement grâce à la probabilité de pluie autour de ces mailles et à la médiane des différences de cumuls 3 h entre une maille de référence et les autres mailles du domaine lorsqu'elles sont simultanément pluvieuses. Dans les observations, cette organisation spatiale dépend peu du maillage utilisé. Ainsi, pour les journées intenses d'automne par exemple, ces organisations spatiales sont représentées pour différents maillages sur la FIGURE V.19. Les résultats sont présentés pour les observations de référence K-REF et pour les observations krigées sur les mailles des modèles ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Cette figure met en évidence que l'organisation spatiale de l'occurrence et de l'intensité de pluie, telle qu'analysée dans cette section, est la même pour les quatre résolutions horizontales utilisées. De plus, les probabilités de pluie rencontrées sont du même ordre de grandeur pour les quatre maillages. De la même manière, les médianes des différences de cumuls 3 h sont comparables pour les quatre maillages, avec éventuellement des différences d'intensité moindres lorsque les mailles sont de plus grande taille.

Dans la suite, nous comparerons donc les organisations spatiales de l'occurrence et de l'intensité de pluie des modèles et de K-REF sur leurs maillages respectifs.

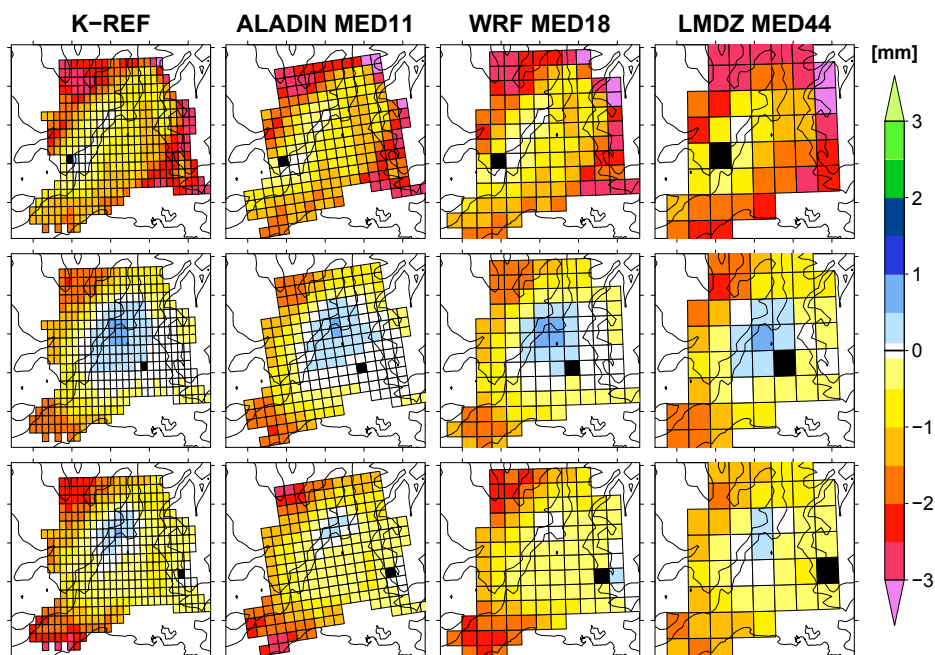
5.4.2. Structure spatiale de l'occurrence

L'organisation spatiale de l'occurrence de pluie est présentée sur les FIGURES V.20 et V.21 au moyen de la probabilité de pluie autour de trois mailles de référence lorsque celles-ci reçoivent de la pluie. À proximité de la maille de référence, l'organisation spatiale de probabilité de non-pluie donne une idée de la distance de décorrélation de la pluie autour de cette maille. À plus grande distance de la maille de référence, ces figures renseignent sur la probabilité de pluie au delà de cette distance de décorrélation.

Dans K-REF, autour de la maille étudiée, il existe une zone de corrélation de la pluie, dans laquelle la probabilité de pluie est supérieure à 80%. Cette zone est généralement isotrope, excepté durant les journées intenses d'automne (FIGURE V.21b) autour de la maille choisie dans les Cévennes quand elle est alors orientée le long de la crête cévenole et vers le sud. Dans les trois RCM étudiés, cette structure proche de la maille de référence est moins marquée que dans les observations en été : l'occurrence de pluie est plus faible à proximité de la maille de référence. En automne, la probabilité de pluie au voi-

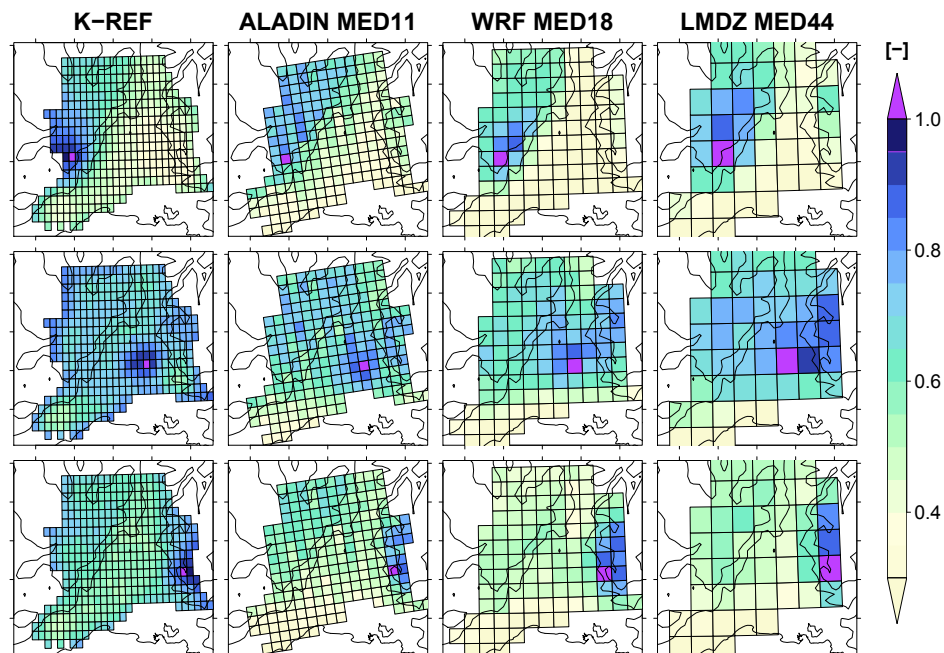


(a) Probabilité de non-pluie autour d'une maille pluvieuse (en mauve)

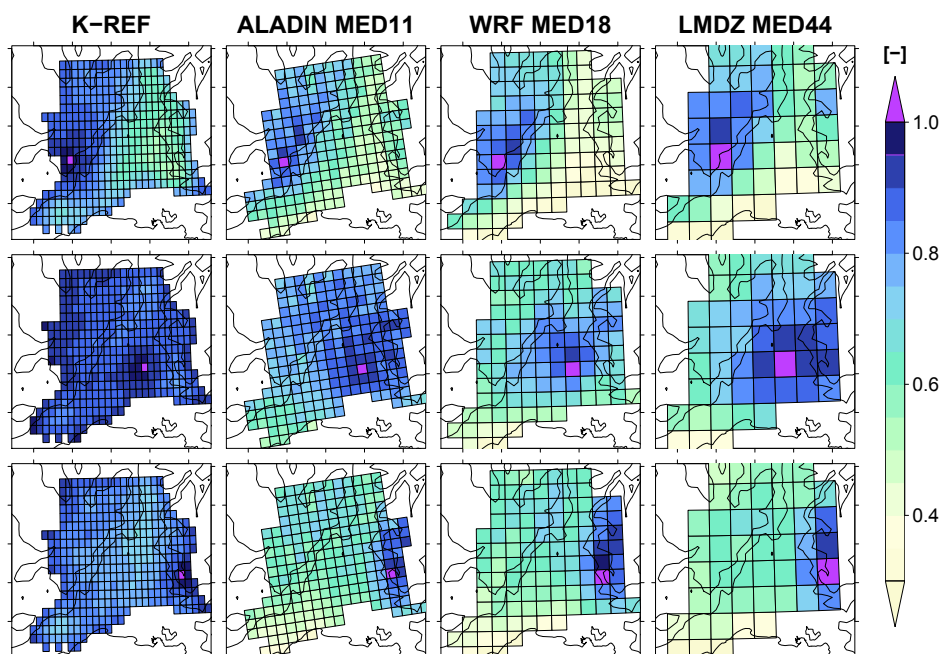


(b) Médiane des différences de cumuls 3 h (en mm) entre une maille de référence (en noire) et les autres mailles du domaine lorsqu'elles sont simultanément pluvieuses

FIGURE V.19 – Organisation spatiale (a) de la probabilité de pluie autour d'une maille pluvieuse (en mauve) et de (b) la médiane des différences de cumuls 3 h entre une maille de référence (en noire) et les autres mailles du domaine lorsqu'elles sont simultanément pluvieuses; dans les observations de référence (K-REF) et dans les observations krigées sur les mailles des modèles ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Résultats pour les jours d'automne (SON) intenses à la maille de référence. Les mailles de référence sont choisies dans le sud des Cévennes (1^{re} ligne), la vallée du Rhône (2^e ligne) et les Préalpes (3^e ligne).

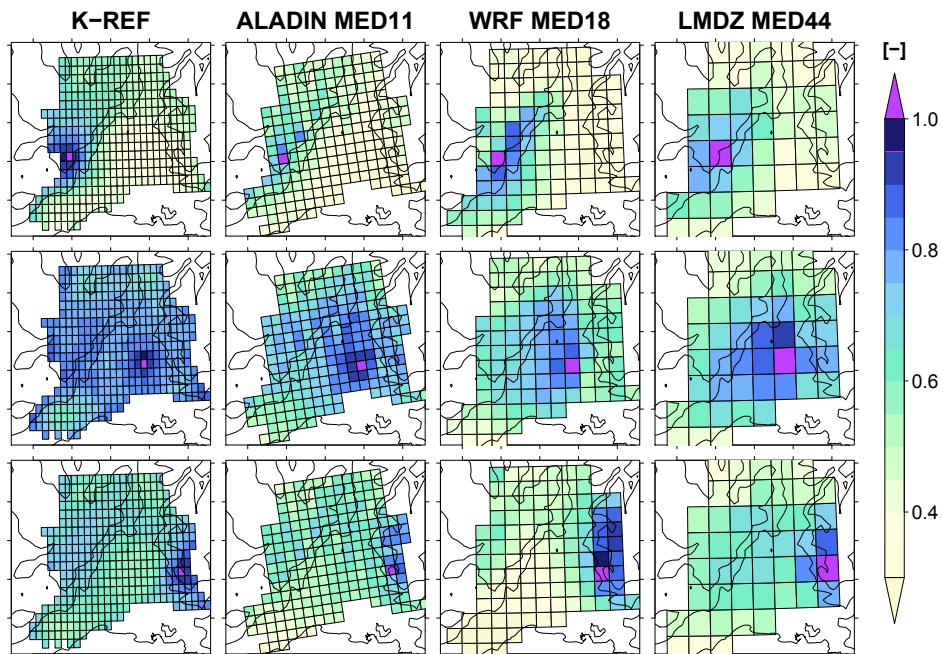


(a) JJA, jours médians

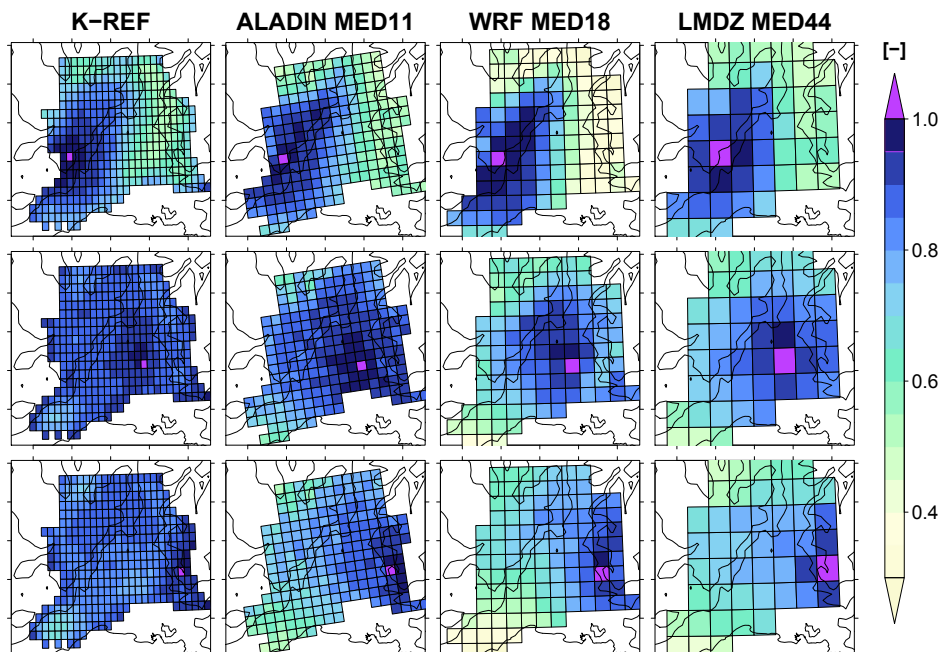


(b) JJA, jours intenses

FIGURE V.20 – Organisation spatiale de la probabilité de pluie autour d’une maille pluvieuse (en mauve) dans les observations de référence (K-REF) et dans les simulations ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Résultats pour les jours d’été (JJA) médians (a) et intenses (b) à la maille de référence. Les mailles de référence sont choisies dans le sud des Cévennes (1^{re} ligne), la vallée du Rhône (2^e ligne) et les Préalpes (3^e ligne).



(a) SON, jours médians



(b) SON, jours intenses

FIGURE V.21 – Comme pour la FIGURE V.20 pour les jours d'automne (SON).

sinage des mailles de référence est du même ordre dans les RCM que dans K-REF. De plus, l'isotropie de la structure d'occurrence à proximité de la maille de référence est correctement reproduite par tous les modèles autour de la maille de la vallée du Rhône, en été comme en automne, dans les journées médianes et intenses. Autour des mailles de montagne (Cévennes et Préalpes), la structure, qui est plutôt isotrope dans les observations, se montre davantage anisotrope dans les modèles en étant plus étendue au massif montagneux concerné. En particulier, dans les Cévennes, l'organisation de la structure de l'occurrence le long de la crête cévenole apparaît dans les modèles pour toutes les saisons et tous les types de journée alors qu'elle n'est présente dans les observations que dans les journées intenses d'automne (FIGURE V.21b). Notons que même pour ces journées intenses d'automne, les probabilités de pluie sont plus fortes au sud des Cévennes qu'au nord dans K-REF alors que les probabilités de pluie simulée sont du même ordre de grandeur sur l'ensemble de la crête cévenole.

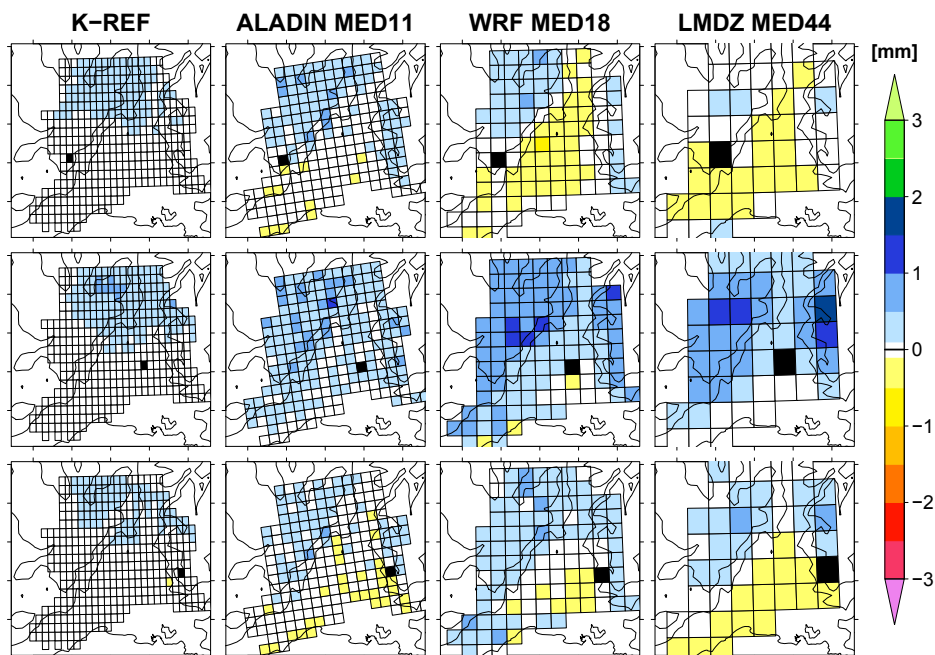
Dans les observations K-REF, la probabilité de pluie au-delà de la distance de décorrélation est différente selon la localisation de la maille de référence considérée. Lorsque la maille de référence se situe dans la vallée du Rhône, la probabilité de pluie en dehors de la zone de corrélation est supérieure à 70% dans les journées médianes et à 80% dans les journées intenses. Cette probabilité de pluie est plus faible lorsque la maille de référence est prise dans les Préalpes et encore plus faible pour la maille des Cévennes. Les modèles étudiés reproduisent le fait que la probabilité de pluie au-delà de la distance de décorrélation soit la plus forte autour de la maille de la vallée du Rhône. Cependant, dans la plupart des cas, les probabilités de pluie simulée à distance de la maille de référence sont plus faibles que dans K-REF, excepté en automne autour de la maille des Cévennes. En particulier, relativement aux mailles de référence de la vallée du Rhône et des Préalpes, l'occurrence de pluie au-delà de la distance de décorrélation est plus faible dans les RCM, notamment dans WRF, que dans K-REF. De plus, lorsqu'il pleut à proximité du Mont Aigoual (maille de référence des Cévennes), en automne, l'occurrence de pluie sur le piémont cévenol est plus importante dans les modèles que dans K-REF, le gradient de probabilité de pluie à partir de la maille de référence étant moins fort dans les modèles que dans K-REF.

5.4.3. Structure spatiale de l'intensité

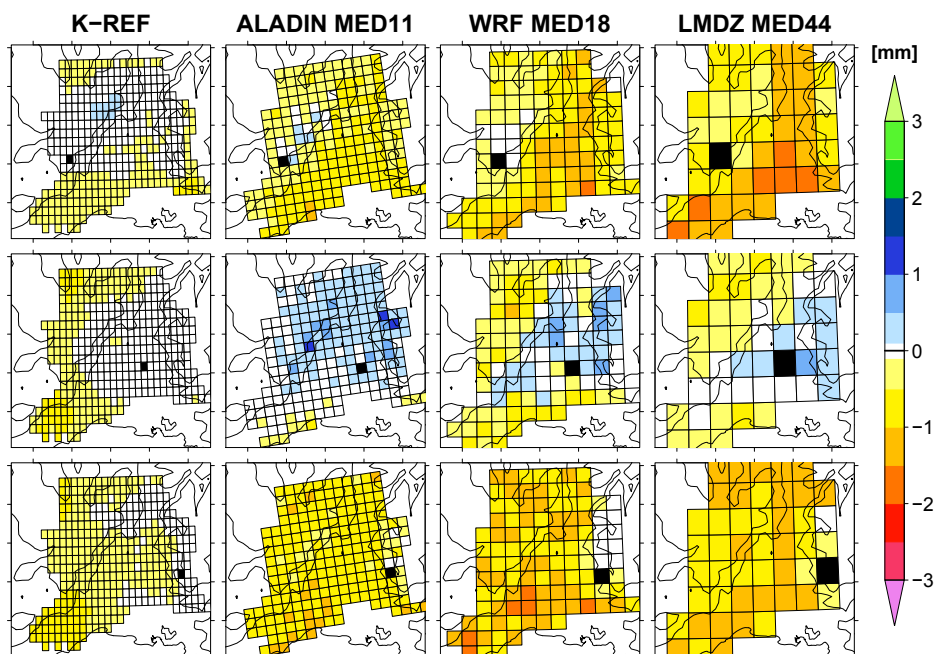
La structure spatiale de l'intensité (non nulle) de pluie est décrite autour de trois mailles de référence grâce aux médianes des différences d'intensité entre la maille de référence et toute autre maille du domaine recevant de la pluie simultanément. Les FIGURES V.22 et V.23 rappellent ces structures pour les observations de référence et présentent leurs équivalents pour ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44.

Dans l'ensemble, tous les modèles simulent des différences d'intensités entre les mailles de référence et le reste du domaine plus importantes que les différences relevées dans les observations. De plus, l'intensité varie plus rapidement entre les mailles de références et leurs voisines dans les RCM que dans les observations.

Dans les observations, durant les journées d'été et les journées médianes d'automne (FIGURES V.22 et V.23a), l'intensité de pluie est homogène dans une grande zone autour des mailles de référence. La médiane des différences d'intensité y est inférieure à 0.1 mm en valeur absolue. Dans les RCM, cette zone d'homogénéité est beaucoup moins étendue, notamment autour de la maille de la vallée

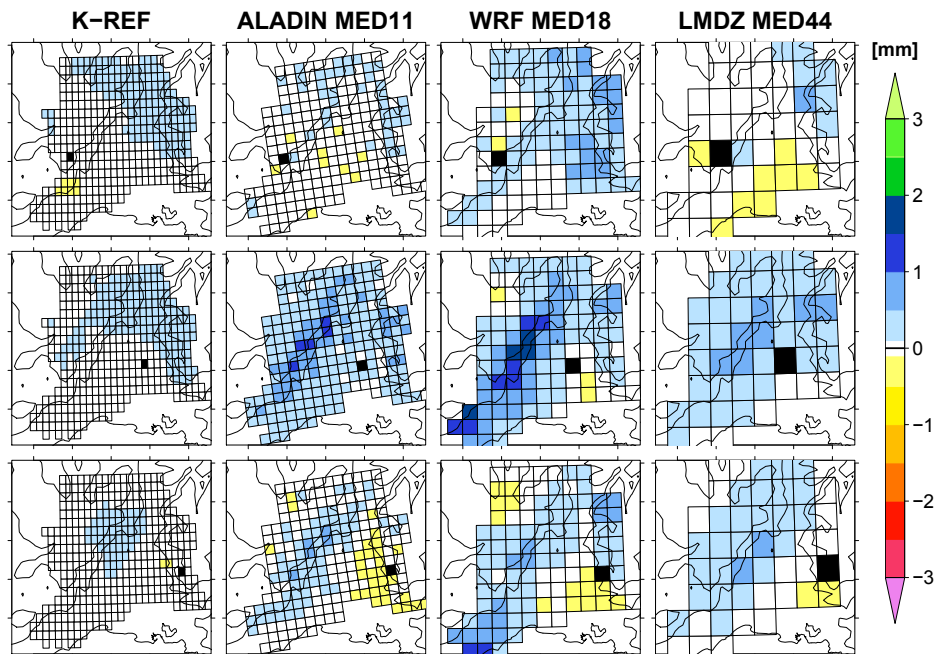


(a) JJA, jours médians

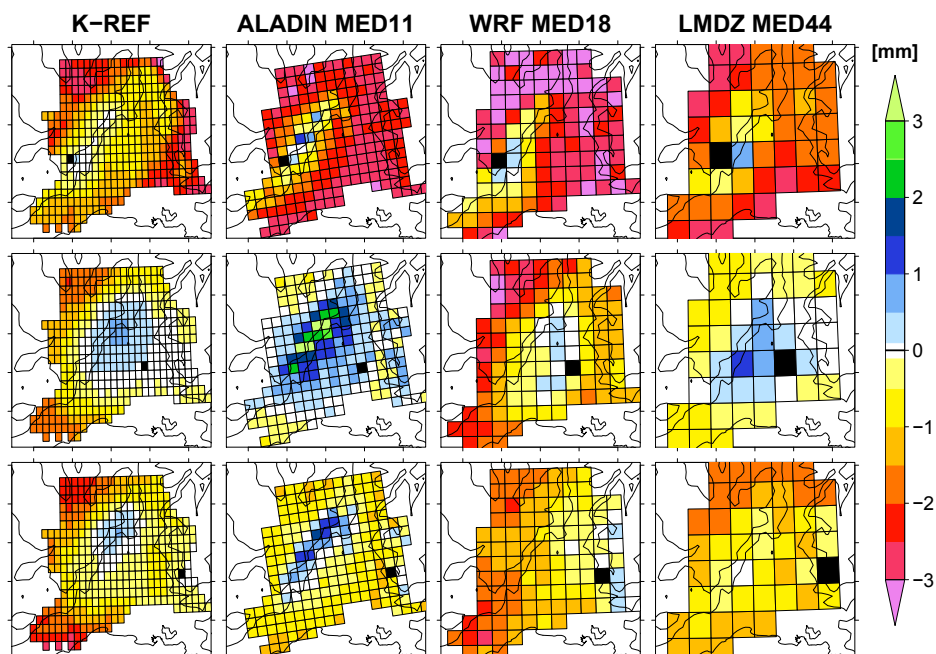


(b) JJA, jours intenses

FIGURE V.22 – Organisation spatiale de la médiane des différences de cumuls 3 h (en mm) entre une maille de référence (en noir) et les autres mailles du domaine lorsqu'elles sont simultanément pluvieuses, dans les observations de référence (K-REF) et dans les simulations ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Résultats pour les jours d'été (JJA) médians (a) et intenses (b) à la maille de référence. Les mailles de référence sont choisies dans le sud des Cévennes (1^{re} ligne), la vallée du Rhône (2^e ligne) et les Préalpes (3^e ligne). Des différences positives (resp. négatives) indiquent que la maille concernée reçoit une intensité de pluie supérieure (resp. inférieure) à la maille de référence.



(a) SON, jours médians



(b) SON, jours intenses

FIGURE V.23 – Comme pour la FIGURE V.22 mais pour les jours d'automne (SON).

du Rhône. Durant les journées intenses d'automne (FIGURE V.23b), l'intensité de pluie observée ne présente pas d'homogénéité autour des mailles de plaine et des Préalpes et lorsqu'il pleut dans la maille de Cévennes, l'intensité est du même ordre uniquement sur le reste de la crête cévenole. On retrouve ce comportement dans les RCM, avec toutefois plus de variations d'intensité sur la crête cévenole et des intensités parfois supérieures à celle de la maille prise comme référence.

Au delà de cette zone d'homogénéité de l'intensité de pluie, la tendance générale relevée dans K-REF est la présence d'intensités plus élevées autour des mailles de référence dans les journées médianes et des intensités plus faibles dans les journées intenses. On retrouve cette tendance générale dans les simulations des RCM, avec toutefois quelques écarts.

Dans les jours médians d'été (FIGURE V.22a), on note une organisation des intensités de pluie selon un gradient nord-sud dans les observations alors que les gradients d'intensité semblent plutôt suivre le relief dans les RCM. Lors des journées intenses d'été (FIGURE V.22b) pour la maille des Cévennes, située à proximité du Mont Aigoual, l'intensité de pluie est plus forte dans le nord des Cévennes, vers le Serre de la Croix de Bauzon. Ce phénomène n'est pas reproduit par WRF et LMDz. ALADIN simule des intensités plus fortes sur quelques mailles de la crête cévenole mais moins localisées que dans les observations. Durant les journées médianes d'automne (FIGURE V.23a), lorsqu'il pleut en plaine ou sur les Préalpes, l'accentuation des intensités de pluie sur la crête cévenole est plus marquée dans les RCM que dans les observations de référence. Par exemple, lorsqu'une journée médiane se produit à la maille de référence de la vallée du Rhône, la médiane des différences de cumuls 3 h atteint 1 à 2 mm dans ALADIN et WRF, alors qu'elle est inférieure à 0.5 mm, voire 0.1 mm, dans K-REF. Enfin, dans les journées intenses d'automne (FIGURE V.23b), les différences de cumuls 3 h entre la maille de référence des Cévennes et les mailles de plaine sont bien plus importantes dans les RCM, notamment WRF, que dans K-REF. Elles sont majoritairement comprises entre 0.5 et 1.5 mm dans K-REF et entre 1.5 et 3 mm dans les trois modèles étudiés. Lorsqu'une journée intense d'automne se produit à la maille de référence de plaine ou des Préalpes, les intensités observées sont plus importantes dans le nord des Cévennes, au niveau du Serre de la Croix de Bauzon. Cette caractéristique n'est reproduite par aucun des trois RCM étudiés : lorsque des intensités plus fortes sont simulées, elles sont localisées sur l'ensemble de la crête cévenole. C'est le cas pour ALADIN qui produit des intensités beaucoup plus fortes (jusqu'à 6 mm de plus en 3 heures) et de LMDz lorsque la maille étudiée est celle des Préalpes (jusqu'à 1.5 mm/3 h sur les Cévennes).

6. Discussion en lien avec les schémas utilisés dans les modèles

De nombreux processus impactent de façon directe ou indirecte le déclenchement et l'intensité de la pluie. Nombre d'entre eux sont mis en œuvre dans les modèles climatiques, généralement grâce à des paramétrisations physiques. Le schéma de convection (SECTION 4.2.2, CHAPITRE II) fournit directement une partie de la pluie produite. Toutefois, d'autres paramétrisations physiques modifient indirectement la pluie produite *in fine*. Par exemple, le schéma de surface qui décrit les interactions entre le sol et l'atmosphère va influencer sur l'humidité relâchée dans l'atmosphère et sur la capacité du sol à stocker de l'énergie et donc sur le déclenchement de la convection.

D'un modèle à l'autre, les paramétrisations sont différentes. Nous traitons dans cette section des pistes possibles d'explications des différences entre modèles et observations d'une part et entre modèles d'autre part au regard de la façon dont les précipitations sont produites dans les modèles.

6.1. Caractéristiques générales d'occurrence et d'intensité

Les modèles climatiques ont tendance à simuler trop fréquemment des petites intensités de pluie (SUN et al., 2006 ; FREI et al., 2006 ; STEPHENS et al., 2010 par exemple). Si une plus basse résolution spatiale ou temporelle tend naturellement à augmenter la fréquence d'occurrence de la pluie et à diminuer son intensité, cet excès d'occurrence des faibles intensités est constaté y compris lorsque la pluie simulée est comparée à des observations de même résolution.

Les résultats obtenus pour l'intensité avec les cinq simulations étudiées sont cohérents avec cette tendance générale. Nous avons en effet noté une proportion plus faible des petites et des fortes intensités dans les cinq modèles par rapport aux observations. Il en résulte que les modèles simulent davantage d'intensités moyennes (qui correspondent à ce qui est défini comme intensités faibles dans les études mentionnées précédemment) que ce qui est observé. Ainsi, par exemple, les intensités médianes de pluie (FIGURE V.12) sont surestimées par les cinq modèles. Aussi, les fortes intensités sont en plus faible proportion dans les modèles que dans les observations à en juger par la surestimation des 95^e centiles (FIGURE V.12) même si les intensités les plus fortes simulées par LMDz (1 à 2% d'entre elles) sont plus fortes que les plus fortes observées (voir par exemple, la FIGURE V.8).

Les résultats obtenus pour les simulations réalisées par ALADIN et LMDz sont cohérents avec la tendance générale à un excès d'occurrence. En effet, nous avons montré qu'ALADIN, quelle que soit sa résolution spatiale, simule une fréquence d'occurrence de la pluie trop importante, surtout au printemps et en été. Pour LMDz, on relève également un excès de l'occurrence de pluie dans l'ensemble, même si pour certaines sous-régions (principalement en plaine) il y a plutôt un déficit d'occurrence. En revanche, WRF simule une trop faible fréquence d'occurrence de la pluie, quelle que soit sa résolution (20 ou 50 km).

Du fait de leur rôle important dans la production des précipitations simulées, ces résultats pourraient être attribuables aux différences dans les schémas de convection utilisés dans les différents modèles. C'est par exemple ce que SUN et al. [2006] suggèrent dans l'analyse de leurs résultats. Dans notre cas, on ne saurait attribuer les écarts entre ALADIN, LMDz et WRF aux types de déclenchement ou de fermeture utilisés pour le schéma de convection. En effet, il semble y avoir une plus grande proxi-

mité entre ALADIN et LMDz alors que ce sont WRF et LMDz qui partagent un déclenchement de la convection et une fermeture basée sur la CAPE tandis que dans ALADIN le déclenchement dépend de la convergence d'humidité, associée à une condition d'instabilité du profil vertical, l'hypothèse de fermeture reposant également sur la convergence d'humidité. D'autres différences entre les schémas de convection pourrait alors expliquer ces résultats.

Ainsi, PIERI et al. [2015] montrent que les schémas de convection utilisés dans les modèles climatiques conduisent généralement à une surestimation de la pluie totale et de son occurrence. Ils comparent plusieurs simulations réalisées avec WRF sur l'Europe, utilisant des simulations avec différents schémas de convection et une simulation avec de très fines résolutions spatiale et temporelle permettant une résolution explicite de la convection. Il en ressort une surestimation des précipitations de toutes les saisons dans toutes les simulations. Cependant, le schéma de Kain-Fritsch (qui est également celui utilisé dans les simulations WRF que nous étudions) est celui qui conduit à la plus grosse surestimation tandis que la résolution explicite de la convection permet de réduire le biais de façon importante. KATRAGKOU et al. [2015] proposent également une étude multi-physique de WRF sur l'Europe, réalisée dans le cadre de EURO-CORDEX¹. Cette étude met en évidence un biais humide commun à diverses simulations réalisées avec différentes paramétrisations du modèle WRF, incluant différents schémas de convection. Ce biais humide est plus important au printemps et en été qu'en hiver ou en automne. De plus, comme dans l'étude de PIERI et al. [2015], le schéma de Kain-Fritsch apparaît être celui qui a le biais humide le plus important sur la Méditerranée, notamment en été. Ainsi, le biais sec et le manque d'occurrence de pluie relevé pour les simulations WRF dans notre étude ne semble pas majoritairement dû au schéma de convection utilisé.

Dans l'intercomparaison de plusieurs modèles menée par AYAR et al. [2015], la simulation WRF réalisée sur le domaine MED-CORDEX utilise les mêmes paramétrisations physiques que celles des simulations que nous étudions. Ils notent également le biais sec et le déficit d'occurrence de pluie et l'expliquent par une mauvaise reproduction des interactions entre le sol et l'atmosphère. Le sol est asséché trop précocement au printemps conduisant à un déficit de couverture nuageuse et de précipitations accompagné de températures trop importantes en été. Cette mauvaise représentation des interactions entre le sol et l'atmosphère pourrait donc être une explication au manque d'occurrence de la pluie simulée par WRF constaté dans notre étude. Toutefois, le déficit de précipitations que nous avons noté est le plus fort en été et au printemps mais il persiste également en automne et en hiver. Il semblerait donc que le sol reste trop sec toute l'année, avec un maximum en été.

Dans le cas d'ALADIN, on note que l'excès d'occurrence est plus marqué au printemps et en été qu'en automne ou en hiver. Ceci suggère un lien entre cet excès et le schéma de convection qui est en principe davantage gouverné par la surface l'été que l'hiver (où la circulation de grande échelle est dominante, influant sur la CAPE et la convergence résolue). Au printemps ou en été, la convection est déclenchée particulièrement facilement du fait de la présence quasi-permanente d'instabilité convective (CAPE) et d'un manque de prise en compte de l'inhibition convective au sommet de la couche limite liée à l'inversion thermique (R. Roehrig, communication personnelle).

1. Le projet EURO-CORDEX est la composante de CORDEX destinée à l'étude du climat européen. La zone d'étude est plus vaste que celle de Med-CORDEX mais ces deux domaines se recouvrent en partie.

Dans LMDz, l'occurrence 3 h est excédentaire, en particulier sur les reliefs. Ce résultat pourrait provenir d'un déclenchement trop facile du schéma de convection, les reliefs favorisant le franchissement du niveau de convection libre. En revanche, l'occurrence de pluie 3 h est déficitaire en été dans les zones de plaines, c'est-à-dire dans les situations pour lesquelles la pluie est la plus susceptible d'être contrôlée par la convection. Cette distinction entre surestimation et sous-estimation de l'occurrence selon les cas pourrait résulter d'un effet de seuil sur le déclenchement de la convection.

6.2. Cycle diurne de la pluie

De nombreuses études ont mis en évidence qu'au-dessus des surfaces continentales, les précipitations étaient plus importantes en milieu d'après-midi ou en soirée (par exemple, DAI et al., 1999 ; NESBITT & ZIPSER, 2003 ; MANDAPAKA et al., 2013). De plus, ce cycle diurne des précipitations moyennes est davantage dû à la fréquence d'occurrence des précipitations qu'à leur intensité (DAI et al., 1999). L'étude présentée au CHAPITRE IV confirme ces résultats.

Le cycle diurne des précipitations est un marqueur du cycle diurne de la convection de manière plus générale, en témoigne le cycle des précipitations plus accentué au printemps ou en été qu'en automne ou en hiver relevé au CHAPITRE IV. Cependant, le cycle diurne de la convection continentale implique les nombreux processus couplés entre la surface, la couche limite et l'atmosphère libre qui sont paramétrés dans les modèles climatiques. Ainsi, la capacité des modèles à reproduire le cycle diurne des précipitations est un test important pour les paramétrisations physiques au regard de ces divers processus.

Une faiblesse connue des modèles climatiques est la précocité du déclenchement de la convection qu'ils simulent par rapport à ce qui est observé au-dessus des surfaces continentales (GUICHARD et al., 2004 ; BECHTOLD et al., 2004 ; BROCKHAUS et al., 2008 par exemple). C'est également le cas des cinq simulations analysées dans ce chapitre, avec certaines spécificités propres à chaque modèle. On observe une avance de 3 à 6 heures du pic de précipitations dans les modèles par rapport aux observations. Cette avance peut potentiellement correspondre à un décalage un peu différent du fait de la résolution temporelle des données utilisée (3 h) mais elle est cohérente avec d'autres études (BROCKHAUS et al. [2008] mentionnent par exemple un décalage de 3 à 7 heures).

Ce décalage suggère une réponse trop rapide du schéma de convection au cycle diurne des flux de surface, révélant une faiblesse des processus de déclenchement des schémas de convection ou d'autres paramétrisations influant sur les profils de température et d'humidité (BECHTOLD et al., 2004). GUICHARD et al. [2004] comparent les performances de modèles explicites de nuages et de modèles unicolonnes (*Single-Column Models*, SCM, c'est-à-dire la version unicolonne des modèles climatiques globaux ou régionaux) et mettent en évidence la précocité systématique du déclenchement de la convection profonde simulée par les SCM par rapport aux modèles explicites de nuages, même si des premiers nuages, peu profonds, apparaissent avant dans ces derniers. Cette phase intermédiaire entre la convection peu profonde et la convection profonde est absente de la plupart des SCM. Dans les modèles explicites de nuages, la formation des cumulus permet l'humidification progressive du sommet de la couche limite, favorisant ainsi l'augmentation de la hauteur du sommet des nuages. La convection profonde est accompagnée de descentes d'air qui refroidissent et assèchent la couche limite ; ce qui n'est pas reproduit dans la plupart des SCM.

À la SECTION 5.3, nous avons constaté que les pics d'occurrence de pluie simulés par ALADIN et LMDz se produisent plus tôt que ceux simulés par WRF. Ces résultats sont en accord avec l'interprétation précédente. En effet, le schéma de convection de Kain-Fritsch utilisé dans les simulations WRF permet la convection peu profonde. Il existe donc une transition entre convection peu profonde et profonde dans ces simulations qui retarde l'occurrence des précipitations sans toutefois lui permettre d'être systématiquement en phase avec les observations. Les schémas utilisés pour les deux autres modèles ne disposent pas d'une prise en compte spécifique de la convection peu profonde. Notons par ailleurs qu'ALADIN est particulièrement sensible au cycle diurne et l'occurrence comme l'intensité de pluie ont un cycle marqué quelles que soient les périodes de l'année alors que ce n'est pas le cas dans les observations. Cette particularité pourrait être liée à l'utilisation de la convergence d'humidité à la fois pour le déclenchement et la fermeture du schéma de convection, rendant le modèle spécialement sensible à l'énergie en surface.

Le problème de la précocité du déclenchement de la convection profonde ayant été identifié, des travaux visant à améliorer la prise en compte du cycle diurne de la convection par les modèles de climat sont en cours. En particulier, un nouveau jeu de paramétrisations physiques, visant notamment à une meilleure représentation de la convection et des nuages, a été développé pour le modèle LMDz (HOURDIN et al., 2012) et est en voie d'intégration dans WRF (dans le cadre du projet REMEMBER). Il sera intéressant de tester l'influence de ces nouvelles paramétrisations sur les caractéristiques du cycle diurne de la pluie étudiées dans ce chapitre. D'autres paramétrisations physiques peuvent également être responsable de ce décalage du cycle diurne en influant sur les profils d'humidité et de température et donc indirectement sur le déclenchement de la convection (BECHTOLD et al., 2004). Par exemple, une température ou une humidité en surface trop faible aurait pour conséquence de retarder, voire empêcher, le déclenchement de la convection.

Le cycle diurne de l'intensité de pluie non nulle, plus complexe et moins marqué que celui de l'occurrence, a été peu étudié de façon spécifique dans la littérature. Nous avons noté un maximum de l'intensité non nulle le matin dans les observations, dans les journées présentant un pic d'occurrence marqué l'après-midi. Ce maximum matinal apparaît dans les simulations WRF et LMDz, éventuellement légèrement décalé dans le temps, mais n'est reproduit par ALADIN dans aucun des cas. L'origine physique de ce maximum ne nous est pas claire et nécessiterait une analyse plus spécifique. Cependant, le comportement des modèles semble suggérer un lien avec l'instabilité convective dans la mesure où la fermeture du schéma de convection, et donc l'intensité des précipitations convectives, est basée sur la CAPE à la fois dans WRF et dans LMDz mais pas dans ALADIN.

Il est intéressant de remarquer que la résolution spatiale utilisée a très peu d'influence sur le cycle diurne des précipitations, dans le cas d'ALADIN comme dans le cas de WRF. La paramétrisation de la convection est la même quelle que soit la résolution spatiale. L'influence de la topographie sur le cycle diurne des précipitations, par exemple du fait de brises de pente, ne semble pas dominante dans la région d'étude aux échelles traitées.

6.3. Organisation spatiale de la pluie en lien avec la topographie

Le rôle du relief pour déclencher ou renforcer les précipitations et les principaux mécanismes associés ont été mentionnés au CHAPITRE II. La région d'étude, du fait de sa topographie marquée, est un

bon exemple du lien entre le relief et les précipitations. Nous avons mis en évidence certains aspects de l'impact des interactions entre la topographie et la masse d'air sur la pluie produite (CHAPITRE IV). Cette région est ainsi un bon terrain pour étudier la capacité des modèles à reproduire les effets du relief sur la pluie (son occurrence, son intensité, son organisation spatiale et temporelle).

De manière qualitative, les modèles reproduisent les différences climatologiques entre les reliefs et les zones de plaine avec par exemple des cumuls de pluie plus forts sur les reliefs, résultant à la fois de fréquences d'occurrence et d'intensités plus grandes. Les deux massifs montagneux du domaine présentent toutefois des caractéristiques de la pluie différentes. La pluie est ainsi plus fréquente et plus intense dans les Cévennes par rapport aux Préalpes. Ces différences sont également reproduites par les modèles.

De manière plus quantitative, certaines différences avec les observations existent et l'accentuation du cumul sur les reliefs par rapport aux zones de plaine apparaît plus marquée dans les modèles que dans les observations. Bien que le volume annuel total d'eau apporté par la pluie sur l'ensemble du domaine soit proche des valeurs observées, les erreurs sur les cumuls annuels de pluie ne sont pas réparties de façon homogène dans l'espace (SECTION 3). Ainsi, les reliefs, notamment les Cévennes, bénéficient d'une surestimation plus importante (ALADIN, LMDz) ou d'une sous-estimation moins importante (WRF) des cumuls annuels par rapport aux zones de plaine. Ce contraste entre plaine et montagne plus accentué dans les modèles que dans les observations est également présent dans les cumuls saisonniers, notamment en été. En effet, le cumul estival semble peu lié au relief dans les observations et l'est davantage dans les simulations de RCM.

L'accentuation des différences de cumuls entre plaines et reliefs dans les modèles semble surtout due à de trop fortes intensités plutôt qu'à trop d'occurrence de pluie. En effet, l'occurrence de pluie (à 3 h comme à 24 h) est plutôt moins surestimée ou plus sous-estimée sur les reliefs, particulièrement les Cévennes, que dans le reste du domaine. En revanche, les différences d'intensité entre plaine et montagne sont accrues dans les modèles par rapport aux observations. Cet accroissement des différences est plus particulièrement marqué sur les Cévennes par rapport aux Préalpes et l'est plus spécifiquement dans ALADIN. Ainsi, par exemple, dans la distribution d'intensité de pluie non nulle, l'erreur sur les quantiles est toujours plus grande dans les Cévennes que dans les autres secteurs (correspondant à une plus grande surestimation ou une plus faible sous-estimation, voir FIGURE V.8). Le fait que l'interaction entre le relief cévenol et les masses d'air génèrent des intensités plus marquées par rapport à la plaine dans ALADIN par comparaison avec WRF ou LMDz pourrait provenir de l'utilisation d'une équation de fermeture du schéma de convection basée sur la convergence d'humidité dans ALADIN. La présence du relief favorisant la convergence, l'intensité de pluie s'en trouverait augmentée. Une analyse des circulations synoptiques ou de plus fine échelle associées à ce contraste entre les Cévennes et le reste du domaine pourrait permettre de consolider ou au contraire d'écarter cette hypothèse.

Par ailleurs, dans les observations, il est possible de constater que certaines statistiques sont différentes entre la partie nord (vers le Serre de la Croix de Bauzon) et la partie sud (à proximité du Mont Aigoual) des Cévennes. Le cas le plus marquant est celui de la structure d'intensité dans les jours intenses d'automne (FIGURE V.23). Ainsi, par exemple, lorsqu'il pleut en plaine, les intensités observées simultanément sont plus fortes dans le nord des Cévennes qu'à la maille de référence. Dans WRF et LMDz, les intensités plus fortes ne sont pas localisées sur le relief cévenol mais sur le piémont.

Dans ALADIN en revanche, elles sont positionnées sur l'ensemble de la crête des Cévennes, et non uniquement au nord comme dans les observations. Ce type de différences observées entre le nord et le sud du massif pourraient être due à l'interaction entre le flux de grande échelle et la position et la forme globale du relief ou à des structures plus fines de la topographie (succession de vallées et de crêtes et leurs orientations). Une analyse de la structure spatiale de la pluie en lien avec les flux de grande échelle pourra indiquer si l'origine de ces différences entre le nord et le sud du massif y sont liées et indiquera si l'interaction entre la topographie et ces flux est à améliorer dans les modèles. Ce point particulier sera discuté dans le CHAPITRE VI. Des particularités résultant d'organisations fines de la topographie ne pourront en revanche être reproduite que par des modèles dont la résolution horizontale permettrait de rendre compte de ces détails de la topographie.

Synthèse

Nous avons présenté dans le chapitre précédent une analyse des caractéristiques de la pluie aux échelles des RCM à partir d'observations spatialisées. Nous étudions dans ce chapitre la capacité de modèles climatiques régionaux à reproduire ces caractéristiques.

Les modèles climatiques régionaux reproduisent-ils les caractéristiques de la pluie observée ?

Trois modèles climatiques sont étudiés : ALADIN-Climat, LMDz et WRF. Les simulations utilisées sont réalisées sur un domaine couvrant le bassin méditerranéen pour la période récente avec des conditions aux limites fournies par les réanalyses ERA-Interim. Pour ALADIN et WRF, deux simulations sont disponibles, réalisées avec deux résolutions horizontales différentes : 12 et 50 km pour ALADIN et 20 et 50 km pour WRF. La simulation LMDz à notre disposition utilise une résolution horizontale de 30 km.

Pour comparer les caractéristiques de la pluie simulée avec celles de la pluie observée aux mêmes échelles, les observations ont été krigées sur les grilles de chaque modèle selon le même procédé que pour la base de données K-REF. L'occurrence et l'intensité de pluie simulées, et en particulier l'organisation spatiale et temporelle de la pluie 3 h au sein des journées pluvieuses, sont alors comparées à celles de la pluie observée sur les mêmes mailles.

Dans les modèles, le volume annuel total d'eau apporté par la pluie sur l'ensemble du domaine est proche des valeurs observée. Cependant, la répartition de ce volume total, à la fois dans l'espace et dans le temps, en ce qui concerne l'occurrence et l'intensité de pluie, présente des erreurs souvent plus importantes et plus variables d'un modèle à l'autre.

D'une manière générale, les modèles reproduisent l'influence du relief sur les caractéristiques de la pluie, traduite par de plus forts cumuls sur les reliefs résultant de fréquences d'occurrence et d'intensités plus grandes. Toutefois, les différences de cumuls entre plaine et reliefs sont plus accentuées dans les modèles que dans les observations, principalement du fait d'intensités trop fortes en montagne. Par ailleurs, ALADIN et LMDz simulent un excès d'occurrence de pluie au pas de temps de 3 heures tandis que cette occurrence est sous-estimée dans WRF. Le biais sec de WRF semble lié à une mauvaise reproduction des interactions entre le sol et l'atmosphère et à un assèchement trop précoce du sol au printemps conduisant à un déficit de couverture nuageuse et de précipitations accompagné de températures trop importantes en été. Dans ALADIN et LMDz, l'excès d'occurrence pourrait être dû à un déclenchement trop fréquent du schéma de convection, en particulier au-dessus des reliefs qui favorisent la convergence.

Concernant le cycle diurne de la pluie, il apparaît que le maximum d'occurrence est plus précoce dans les modèles que dans les observations. Ce décalage suggère une réponse trop rapide du schéma de convection au cycle diurne des flux de surface, liée à l'absence de la phase de transition entre la convection peu profonde et la convection profonde dans la majorité des schémas. Dans les simulations WRF, le schéma de convection permet la convection peu profonde retardant le pic d'occurrence par rapport à celui de ALADIN et LMDz, sans toutefois être parfaitement en phase avec les observations.

Analyse par type de temps des caractéristiques de la pluie

Nous avons décrit certaines caractéristiques de la pluie observée aux échelles spatiales et temporelles des modèles climatiques régionaux dans le CHAPITRE IV et évalué la capacité de certains RCM à reproduire ces caractéristiques au CHAPITRE V. Dans ce chapitre, nous analysons les caractéristiques de la pluie selon une classification en type de temps comme préalable à une évaluation des RCM en fonction des conditions synoptiques. Une telle analyse a deux objectifs : améliorer la compréhension des processus physiques en jeu dans la genèse de la pluie et tenir compte de ces processus dans l'évaluation des modèles. Nous ne proposons pas une évaluation exhaustive des RCM par type de temps mais une première exploration de quelques caractéristiques marquantes de la pluie à la lumière de la circulation de grande échelle.

Nous présentons dans un premier temps les types de temps utilisés pour cette analyse et la façon dont leur classification a été réalisée (SECTION 1). Dans un second temps, les cumuls annuels de pluie (SECTION 2) ainsi que l'occurrence et l'intensité de pluie journalière et infrajournalière (SECTION 3) seront détaillés en fonction des types de temps. Pour finir, nous discuterons de l'apport d'une telle analyse pour mettre en lumière certaines caractéristiques de la pluie observée et simulée relevées dans les chapitres précédents (SECTION 4), en particulier des propriétés du cycle diurne et de l'organisation spatiale par rapport à la topographie. Nous invitons le lecteur intéressé uniquement par l'évaluation des RCM à se reporter directement à cette dernière section.

1. Description des types de temps

Pour cette étude par type de temps, nous nous basons sur une classification des situations synoptiques proposée initialement par PAQUET et al. [2006] et présentée plus en détails par GARAVAGLIA et al. [2010]. Cette classification repose sur huit situations atmosphériques contrastées. Elle permet d'affecter une classe à n'importe quelle situation atmosphérique, contrairement à la classification de NUISSIER et al. [2011] qui est spécifique aux événements les plus intenses (voir la SECTION 3 du CHAPITRE III). De plus, contrairement à une catégorisation en régime de temps telle que proposée par MICHELANGELI et al. [1995] dans laquelle les champs de géopotentiels sont classés directement, cette classification est conditionnée par les champs de pluie observés. Cette classification est ainsi un outil utile pour étudier les événements précipitants en lien avec les processus qui en sont à l'origine.

Nous présentons dans cette section la méthode utilisée par GARAVAGLIA et al. [2010] pour construire cette classification (SECTION 1.1) puis les conditions synoptiques correspondant à chacun des types de temps (SECTION 1.2). Enfin, nous donnerons des éléments sur la fréquence d'occurrence de chacun des types de temps à l'échelle de l'année et de la saison (SECTION 1.3).

1.1. Construction de la classification

La classification des situations synoptiques en huit types de temps proposée par GARAVAGLIA et al. [2010] est basée sur une approche *bottom-up*, au sens où la forme des champs de pluie est prise en compte pour conditionner la caractérisation de la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique. Les situations synoptiques sur la France, principalement le sud-est, sont définies grâce à une méthode analogique, utilisant les altitudes des géopotentiels à 700 et 1000 hPa, à 0 h et à 24 h dans la zone allant de 6.2°W à 12.9°E et de 38.0°N à 50.3°N.

La méthode de classification se compose des étapes suivantes, synthétisées sur la FIGURE VI.1 (pour plus de détails, se référer à GARAVAGLIA et al. [2010]) :

- La première étape consiste à décrire les champs de pluie journalière sur une large moitié sud de la France à partir d'observations pluviométriques principalement localisées dans les reliefs des Alpes, des Pyrénées et du Massif Central. Pour ne prendre en compte que la forme des champs de pluie, ceux-ci sont normalisés par la moyenne de chaque journée concernée.
- Une classification hiérarchique ascendante est ensuite appliquée à ces champs de pluie normalisée pour les journées considérées comme pluvieuses, c'est-à-dire celles dont le cumul dépasse 5 mm en un point au moins. Ces journées sont alors réparties dans sept classes. Les autres journées sont regroupées dans une huitième classe.
- Les champs de géopotential correspondant aux centroïdes (c'est-à-dire les centres de gravité) des huit classes définies précédemment sont calculés.
- Chaque journée est ensuite classée dans l'un des huit types de temps en fonction de la proximité de ses champs de géopotential à ceux des centroïdes.

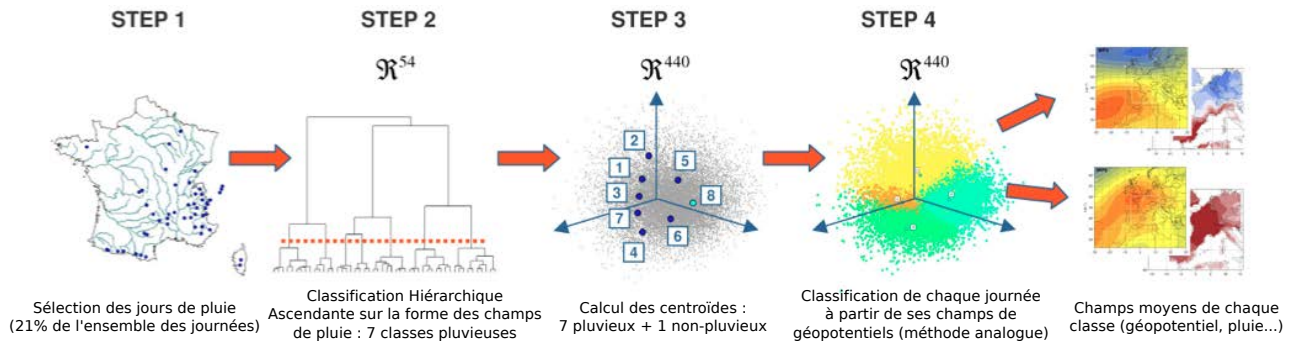


FIGURE VI.1 – Illustration des différentes étapes de la méthode de classification en types de temps. Figure tirée de (GARAVAGLIA et al., 2010).

Jusqu'à présent (CHAPITRES IV et V), nous avons travaillé sur des périodes de 24 heures commençant à 6H UTC, conformément aux pratiques courantes de relevé des cumuls journaliers. Cette classification des situations synoptiques est réalisée pour des journées prises entre 0H et 24H UTC. Ainsi, les journées décrites dans ce chapitre correspondent à des périodes de 24 h débutant à 0H UTC.

1.2. Conditions synoptiques associées à chaque types de temps

L'altitude moyenne du géopotential à 1000 hPa à 0H UTC représentée sur la FIGURE VI.2 (*page suivante*) donne un aperçu des situations synoptiques et des circulations moyennes associées à ces huit types de temps (TT) pour la période d'étude, c'est-à-dire 1993-2013. Les flèches noires indiquent l'orientation des flux atmosphériques moyens en basse couche. Elles sont reprises sur la FIGURE VI.3, synthèse de tous les types de temps.

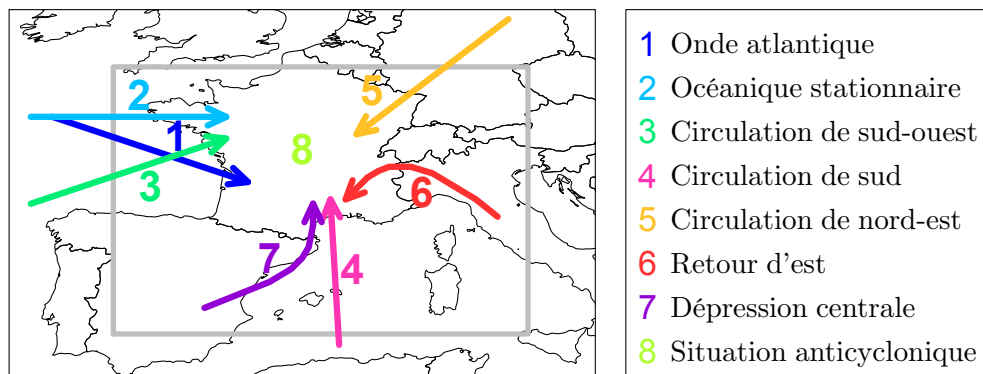


FIGURE VI.3 – Schématisation de la direction des flux atmosphériques moyens en basses couches associés aux huit types de temps tels que définis par GARAVAGLIA et al. [2010].

Selon cette classification, les circulations d'ouest, en provenance de l'Océan Atlantique sont dues à une onde atlantique (TT1), une circulation océanique stationnaire (TT2) et un flux de sud-ouest (TT3). Les circulations d'origine méditerranéenne sont regroupées dans les classes TT4 (circulation de sud), TT6 (retour d'est) et TT7 (dépression centrale). Le TT5 (circulation de nord-est) correspond à une circulation synoptique continentale. Enfin, le TT8 (situation anticyclonique) est la classe résultant des journées non-pluvieuses (cumul inférieur à 5 mm/jour dans GARAVAGLIA et al. [2010]).

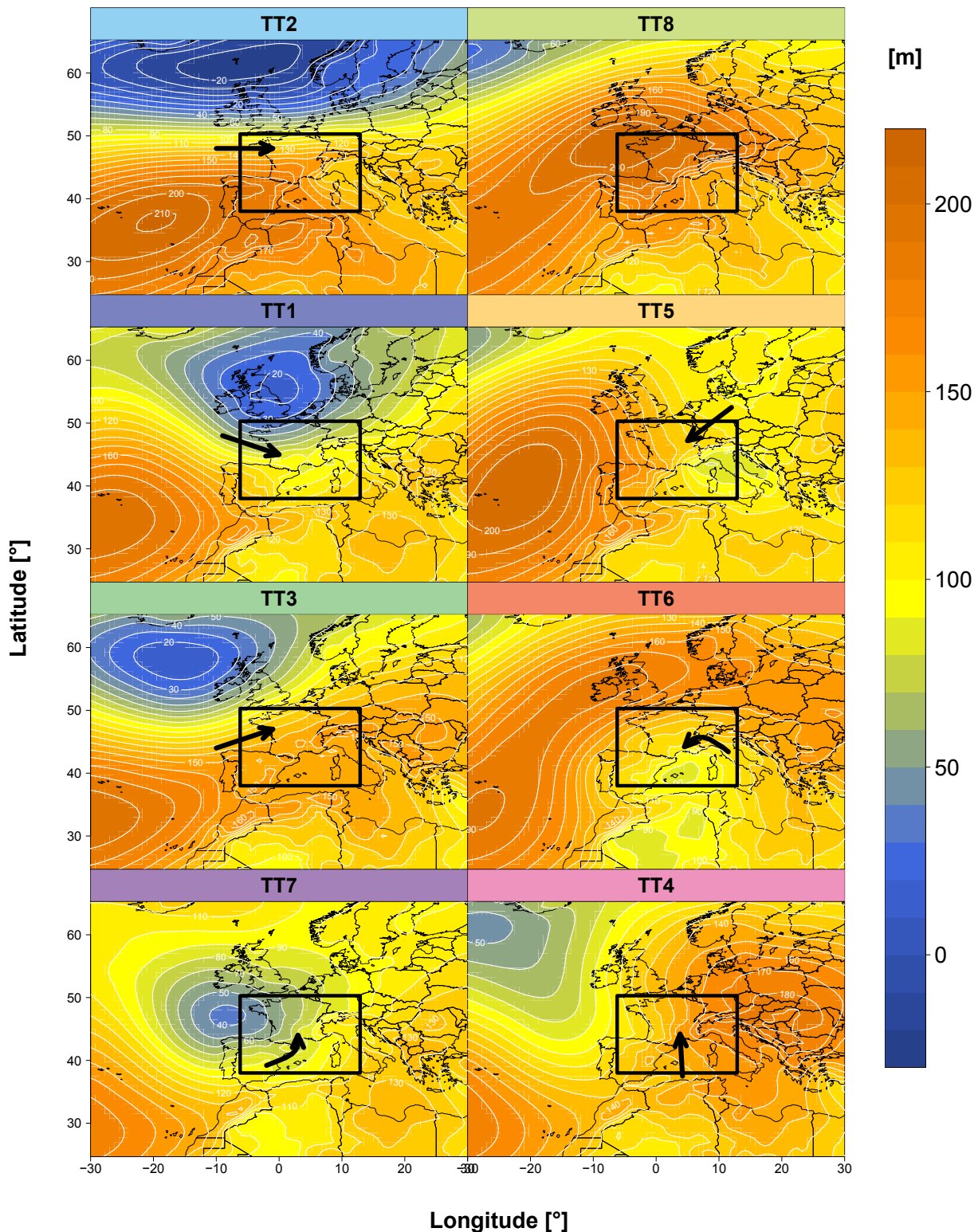


FIGURE VI.2 – Altitude moyenne du géopotential 1000 hPa calculée pour chacun des huit types de temps à partir des réanalyses ERA-INTERIM pour la période 1993-2013. Le cadre noir montre le domaine d’analogie utilisé pour la classification. Les flèches noires indiquent la direction du flux atmosphérique moyen en basses couches. Figure adaptée de GARAVAGLIA et al. [2010] (les champs sont présentés dans un ordre logique relativement à la circulation atmosphérique).

1.3. Fréquence de chaque type de temps

La FIGURE VI.4 présente la fréquence de chacun des huit types de temps décrits précédemment parmi les journées de chaque saison et de l'ensemble de l'année pour la période 1993-2013. À la manière de GARAVAGLIA et al. [2010], les TT sont agencés selon l'origine du flux. Elle indique que les circulations d'ouest (TT1, TT2 et TT3) représentent environ 40% des journées, le TT2 étant le type de temps le plus fréquent parmi ces circulations. Ces circulations d'ouest sont particulièrement fréquentes en hiver (DJF), en particulier du fait d'une fréquence du TT2 atteignant 36%. Les circulations méditerranéennes correspondent à environ 25% des journées et plus de deux tiers de ces journées sont classées dans le TT4. Ces circulations sont plus fréquentes durant les saisons intermédiaires (MAM et SON) et représentent alors environ 30% des journées. Le TT5 se produit approximativement dans les mêmes proportions durant les quatre saisons, entre 7 et 8% des journées. Enfin, environ 30% des journées sont associées au TT8, qui est particulièrement fréquent en été (38% des journées) et moins fréquent en hiver (23%).

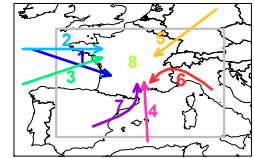
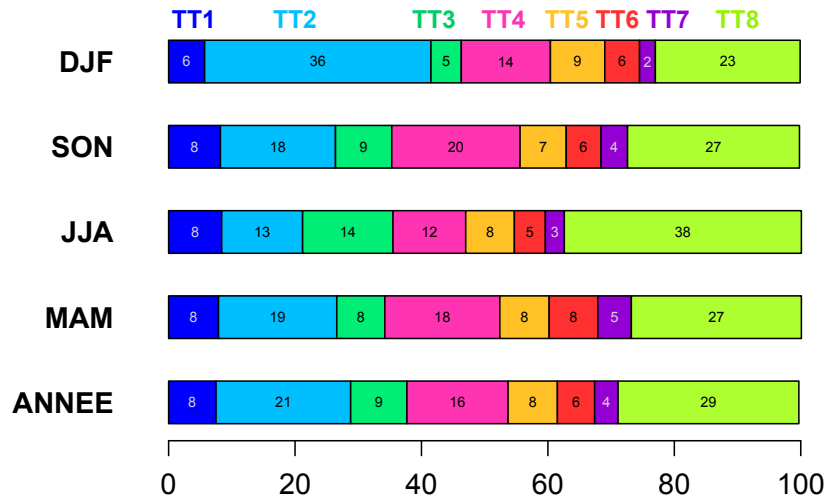


FIGURE VI.4 – Fréquences annuelle et saisonnière des huit types de temps (TT) pour la période 1993-2013. Les couleurs attribuées aux types de temps sont celles utilisées sur la FIGURE VI.3. À noter que la somme des proportions n'est pas toujours exactement égale à 100% du fait des arrondis.

En complément de la fréquence annuelle et saisonnière de chaque type de temps, la FIGURE VI.5 informe sur la persistance de ces types de temps, c'est-à-dire leur organisation temporelle. Pour cela, elle indique la distribution statistique de la durée des épisodes de chaque type de temps. On définit un *épisode* comme une succession de jours avec le même type de temps, chaque épisode n'est compté qu'une seule fois. Il apparaît logiquement que les types de temps les plus fréquents (TT4, TT2 et TT8) sont également les plus persistants. Les épisodes des TT4, TT2 et TT8 durent en moyenne 2.6, 2.8 et 3.4 jours respectivement. De plus, à titre d'exemple, environ 25% des épisodes du TT8 durent 5 jours ou plus. Cette proportion est de 17.5% et 13% pour les TT2 et TT4. Les TT1 et TT7 sont les moins persistants, leurs épisodes durent en moyenne 1.3 jours et plus de 80% d'entre eux ne durent qu'une seule journée. Entre ces deux groupes, les épisodes des TT3, TT5 et TT6 ont des durées moyennes de 1.4, 1.5 et 1.8 jours. Et il est rare (moins de 4% des journées) que ces épisodes durent 5 jours ou plus.

Notons que la persistance des types de temps n'est pas totalement liée à leur fréquence. En effet, par exemple, le TT6 est plus persistant que les TT3, TT5 et TT1 qui sont pourtant plus fréquents.

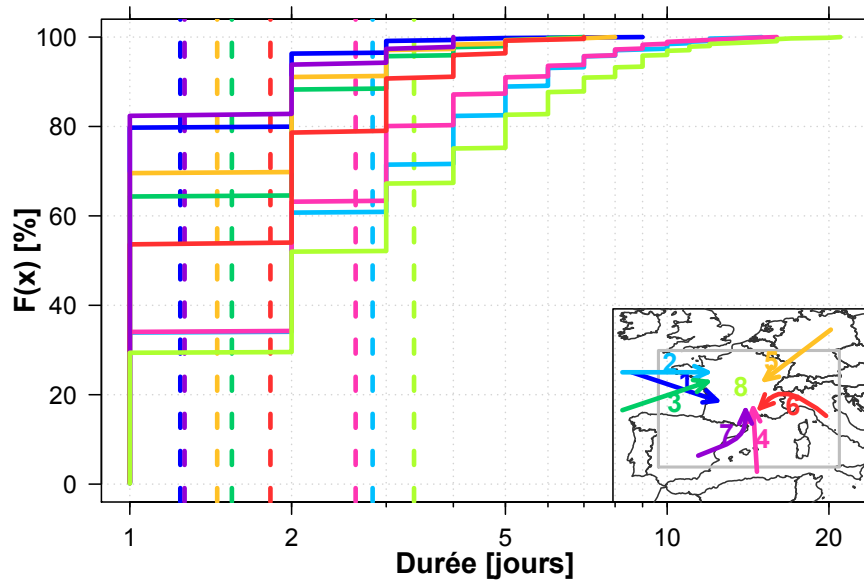


FIGURE VI.5 – Fréquence cumulée ($F(x)$) de la durée des épisodes des huit types de temps (en nombre de jours consécutifs) sur la période 1993-2013. Les durées moyennes des épisodes sont indiquées en pointillés.

2. Cumuls annuels de pluie par type de temps

Les chapitres précédents ont montrés que les cumuls annuels moyens les plus importants sont localisés sur la crête cévenole. Nous étudions à présent les cumuls de pluie apportés par chacun des types de temps dans les observations K-REF par comparaison avec les cumuls annuels totaux afin d'identifier ceux qui y contribuent le plus dans les différents secteurs de la zone d'étude.

Dans cette optique, nous présentons sur la FIGURE VI.6 le cumul annuel moyen dû à chaque type de temps en valeur absolue et relative au cumul total pour chaque maille de K-REF. Sur ces figures, il apparaît la prépondérance notable du TT4 en ce qui concerne les cumuls annuels de pluie dans la région d'étude. Les échelles de couleur ont d'ailleurs été adaptées pour pouvoir rendre compte des comportements des autres types de temps. Ainsi cette circulation de sud (TT4) produit de très importants cumuls, supérieurs à 400 mm/an, sur l'ensemble du relief cévenol et atteignant environ 550 mm/an au sud des Cévennes, au voisinage du Mont Aigoual. Alors que le TT4 représente seulement 16% des journées de l'année, ce cumul correspond à plus de 30% du cumul annuel total sur la crête cévenole (et localement plus de 40%).

Les autres circulations d'origine méditerranéenne (TT7 et TT6) amènent des cumuls de plus faible importance mais la part du cumul annuel total qu'ils génèrent est conséquente en comparaison de la fréquence de ces deux types de temps. Le cumul annuel dû au TT7 est maximal sur le relief cévenol, notamment au nord, au niveau du Serre de la Croix de Bauzon où il atteint 250 mm. En revanche, c'est sur le piémont (entre Aubenas et Alès) que la contribution de la pluie du TT7 au cumul annuel est maximale. Elle y atteint 20%, ce qui est particulièrement important au regard des 4% de journées concernées par le TT7. Le cumul annuel résultant des journées du TT6 atteint environ 200 mm au sud

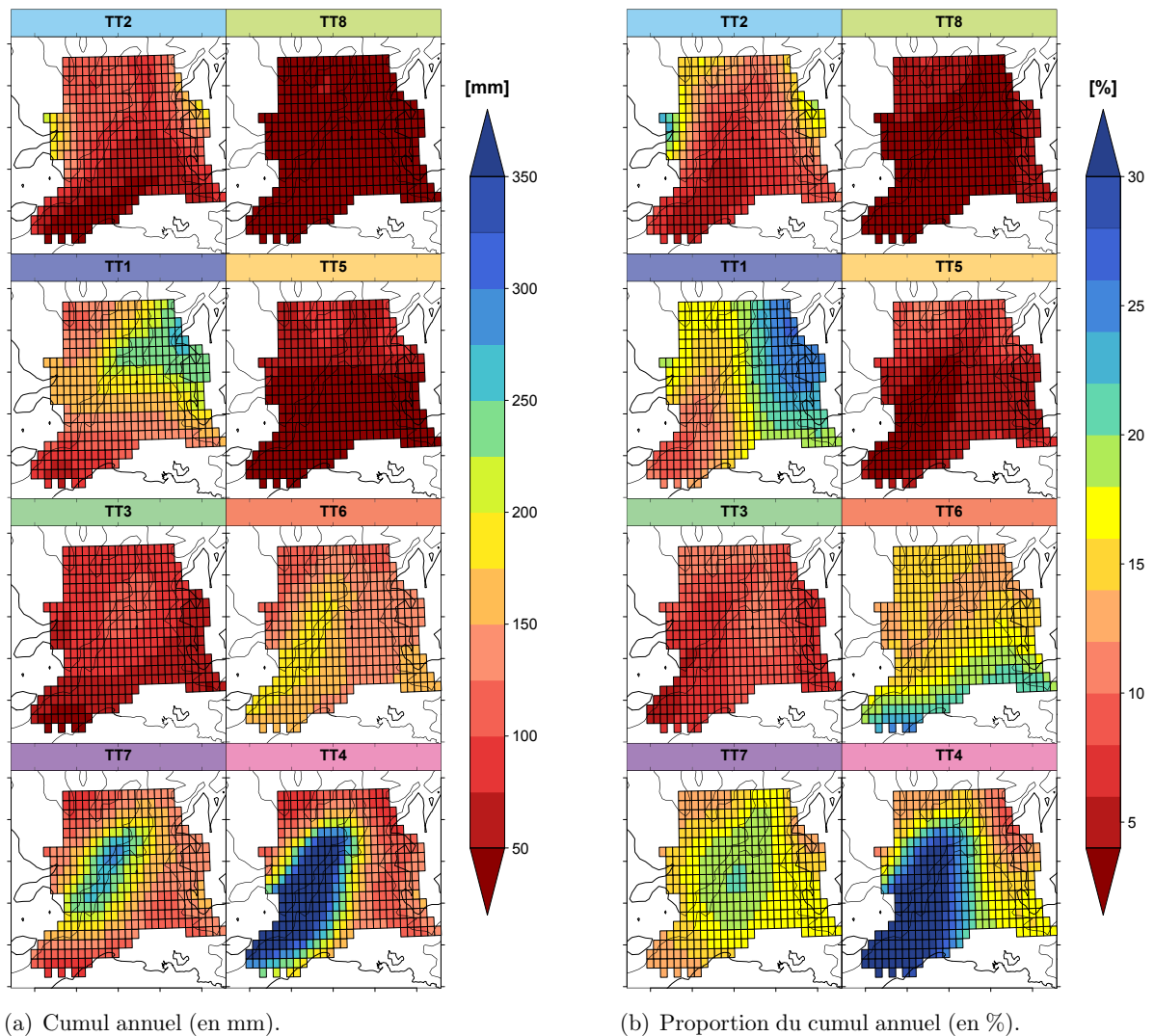


FIGURE VI.6 – (a) Cumul annuel moyen et (b) proportion du cumul annuel total imputable à chaque type de temps pour chacune des mailles du domaine d'étude.

du massif des Cévennes et c'est dans le sud du domaine que le TT6 contribue le plus au cumul annuel total (jusqu'à 20% environ, à comparer avec la fréquence du TT6 qui est de 6%).

Les circulations d'ouest (TT1, TT2, TT3) génèrent des cumuls annuels inférieurs à 150 mm sur la majorité des mailles du domaine et atteignent localement jusqu'à 250 mm. Parmi ces circulations, le TT1, bien que le moins fréquent, est celui qui apporte le plus grande part des cumuls annuels totaux, notamment sur l'est du domaine où cette part dépasse 25%. La contribution du TT2 est la plus importante (jusqu'à 18% des cumuls annuels totaux) sur les versants ouest des reliefs (les Préalpes et l'ouest du Massif Central, du moins pour la partie pour laquelle nous avons des informations). Les

cumuls annuels attribuables au TT3 sont les plus importants au nord du massif des Cévennes et c'est dans le nord de la vallée du Rhône qu'ils contribuent le plus aux cumuls annuels totaux (environ 12%).

Le TT5 apporte une part très faible du cumul annuel total, inférieure à 5% excepté dans le nord du domaine d'étude où cette part atteint 10%. Enfin, sans surprise, la situation anticyclonique (TT8), construite à partir des journées non pluvieuses¹, donne de très faibles cumuls sur l'ensemble du domaine. Ils sont inférieurs à 50 mm par an et représentent moins de 5% du cumul annuel total dans la plupart des mailles de la région d'étude.

3. Occurrence et intensité de pluie par type de temps

Nous décrivons à présent ces cumuls annuels en fonction de la fréquence d'occurrence de la pluie et de son intensité, à l'échelle journalière et infrajournalière, afin de mieux appréhender la contribution de chaque type de temps à l'occurrence et à l'intensité de pluie dans K-REF. Le cadre d'analyse des caractéristiques de la pluie est le même que dans les chapitres précédents (voir CHAPITRE IV, SECTION 1.2).

3.1. Occurrence journalière

De la même manière que dans les chapitres précédent, l'occurrence de pluie est définie grâce à un seuil de 0.1 mm. Pour un pas de temps donné, celui-ci est considéré comme pluvieux lorsque le cumul de pluie dépasse 0.1 mm, il est jugé sec sinon.

Pour décrire l'occurrence de pluie sur des périodes de 24 h des différents types de temps, la FIGURE VI.7a présente la fréquence des journées pluvieuses parmi les journées de chacun des types de temps. Il apparaît que trois types de temps sont particulièrement pluvieux : les TT1, TT6 et TT7. Plus de 65% des journées de ces types de temps sont pluvieuses, et ce quelle que soit la maille considérée. Le TT7 est le plus pluvieux de tous et l'occurrence de pluie journalière, supérieure à 80%, est relativement homogène sur l'ensemble du domaine d'étude.

À l'inverse, la pluie est très peu fréquente dans la situation anticyclonique (TT8). Moins de 30% des journées de ce type de temps sont pluvieuses, pour toutes les mailles du domaine. Cette faible fréquence de pluie dans le TT8 est cohérente avec la construction de cette classe de situations synoptiques autour des champs de pluie les moins pluvieux. Les TT2, TT3, TT4 et TT5 sont intermédiaires entre les types de temps très pluvieux et le TT8 très peu pluvieux, avec entre 30 et 70% de journées pluvieuses selon les types de temps et les régions.

De façon générale, on remarque que l'occurrence journalière est influencée par les effets d'ombre pluviométrique induits par les reliefs. La pluie est alors plus fréquente sur les versants au vent tandis que les versants sous le vent sont davantage protégés. Ainsi, le plateau du Massif Central est la zone la plus arrosée dans les circulations d'ouest alors que ce sont les pentes du relief cévenol lorsque le flux vient du sud. Ce phénomène est particulièrement bien illustré dans le cas du retour d'est (TT6) par exemple. Les Alpes créent alors une ombre pluviométrique au nord de la vallée du Rhône où l'occurrence journalière (environ 65%) est plus faible que dans le reste du domaine (entre 75 et 80%).

1. telles que décrites par GARAVAGLIA et al. [2010].

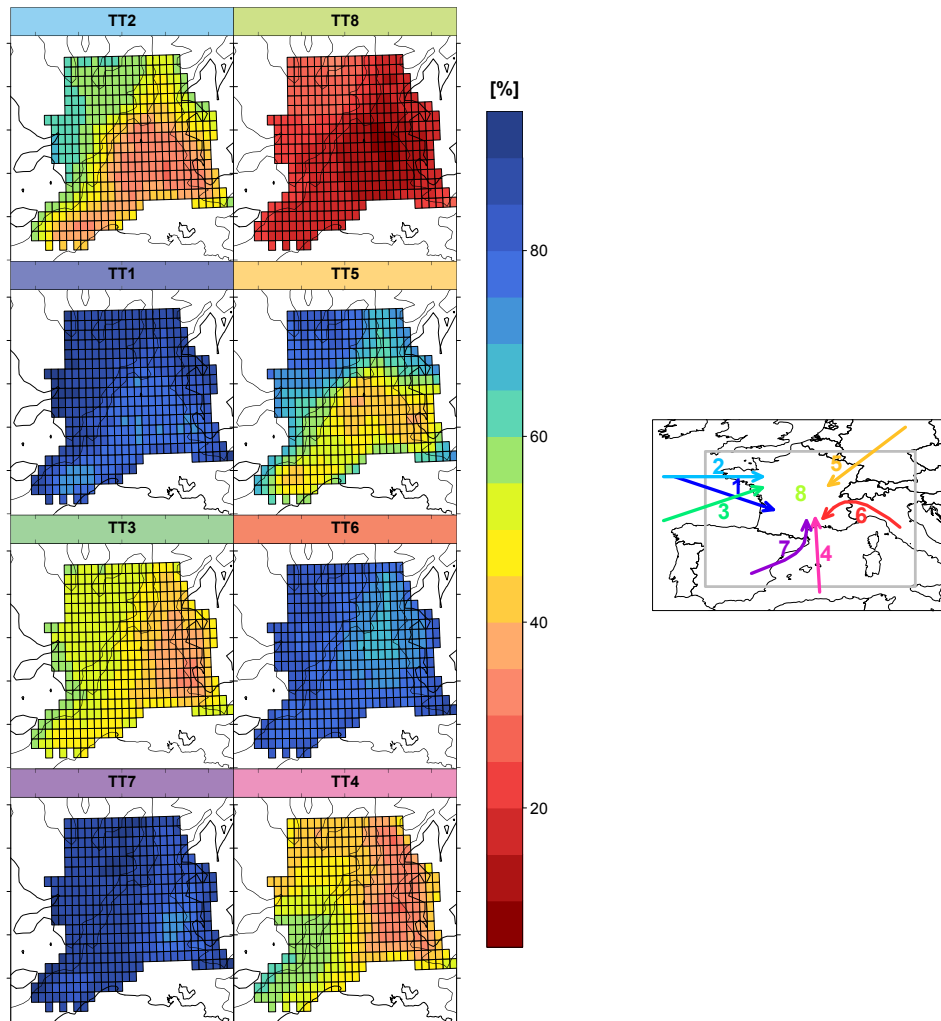


FIGURE VI.7 – Occurrence de pluie journalière selon les types de temps (proportion des journées de chaque type de temps qui sont pluvieuses).

Dans les situations du TT4, le relief du Mont Aigoual qui est au vent enregistre l'occurrence journalière la plus forte (environ 65%) et protège le reste de l'arête cévenole.

Ces résultats pourraient être approfondis en vérifiant la manifestation de cet effet d'ombre pluviométrique dans les RCM. Que cet effet soit reproduit ou non, l'analyse de l'interaction entre flux d'humidité, condensation et relief renseignerait sur les mécanismes en jeu.

3.2. Analyse multi-échelle de l'intensité

Nous venons de caractériser l'occurrence de pluie au pas de temps journalier en fonction des différents types de temps. Pour compléter cette caractérisation de la pluie, nous décrivons à présent le cumul journalier de pluie dans les jours pluvieux. Les distributions cumulatives empiriques du cumul de pluie 24 h sont données sur la FIGURE VI.8c en fonction des types de temps pour les quatre sous-régions. Cette figure met en évidence des distributions de cumul journalier très contrastées en fonction des types de temps. Cependant, cette classification repose sur des différences de forme des champs de pluie journalière normalisée et non de leur amplitude. Ainsi, il semble que des différences dans la forme des champs de pluie correspondent également à des valeurs d'intensités différentes.

Les cumuls 3 h se combinent entre eux, avec de l'intermittence ou non, pour donner les cumuls journaliers. L'occurrence moyenne à 3 h et les distributions du cumul de pluie 3 h pour chaque type de temps sont alors également représentées sur la FIGURE VI.8 (ces caractéristiques sont également données pour chaque maille individuellement dans l'ANNEXE B). On constate que les différences entre les distributions du cumul 3 h selon les types de temps sont moins marquées que pour le cumul journalier. La classification en type de temps étant basée sur les champs de pluie journalière et non sur les champs de pluie 3 h, elle sépare moins nettement les distributions d'intensités 3 h, du fait notamment des différences de l'occurrence 3 h au sein des jours pluvieux.

Dans un premier temps, nous décrivons brièvement les caractéristiques principales des cumuls 3 h en fonction des types de temps. Puis, nous montrons comment ces cumuls 3 h se combinent au pas de temps journalier, en tenant en compte de l'occurrence infrajournalière.

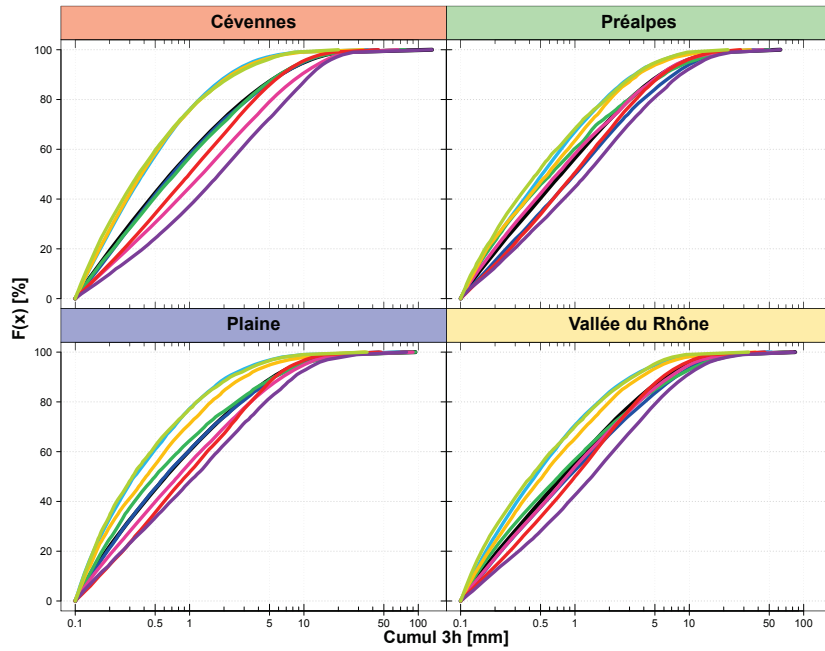
3.2.1. Cumuls 3 h

Nous avons mentionné que les différences entre les distributions de cumul 3 h des différents types de temps étaient moins marquées que pour les cumuls 24 h. Parmi les quatre sous-régions, c'est toutefois dans le secteur des Cévennes, que ces différences sont les plus grandes.

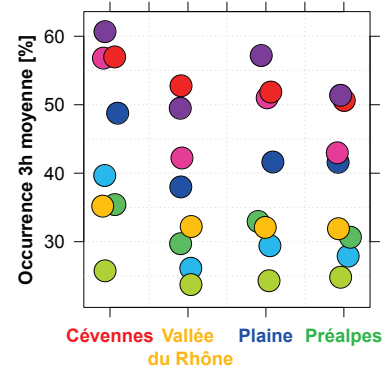
Dans l'ensemble, les circulations d'origine méditerranéenne (TT4, TT6, TT7) sont celles qui apportent les intensités 3 h les plus fortes, particulièrement le TT7 dont la distribution cumulée est la plus à droite dans toutes les sous-régions sur la FIGURE VI.8a. Le TT7 est également pourvoyeur des intensités 3 h maximale dans les Cévennes (supérieure à 100 mm/3 h), dans la vallée du Rhône (environ 85 mm/3 h) et les Préalpes (environ 65 mm/3 h). Le TT6 induit des distributions d'intensité 3 h similaires dans toutes les sous-régions avec environ 50% des cumuls 3 h supérieurs à 1 mm et 10% dépassant 5 mm. Dans les jours pluvieux du TT4, les intensités 3 h sont plus fortes dans les Cévennes et la plaine que dans la vallée du Rhône ou les Préalpes où leurs distributions sont proches de celles de l'ensemble des journées. Dans les Cévennes, environ 20% des intensités 3 h dues au TT4 sont par exemple supérieures à 5 mm.

Parmi les autres types de temps, produisant des intensités 3 h moindres, les intensités 3 h du TT3 ont une distribution statistique proche de celles de l'ensemble des journées, tous types de temps confondus. Cependant, ce type de circulation génère quelques cas de très fortes intensités. Ainsi, le maximum relevé en plaine est lié au TT3, avec un cumul proche de 95 mm en 3 h. Le TT3 donne aussi des cumuls atteignant 75 mm en 3 h dans les Cévennes et la vallée du Rhône.

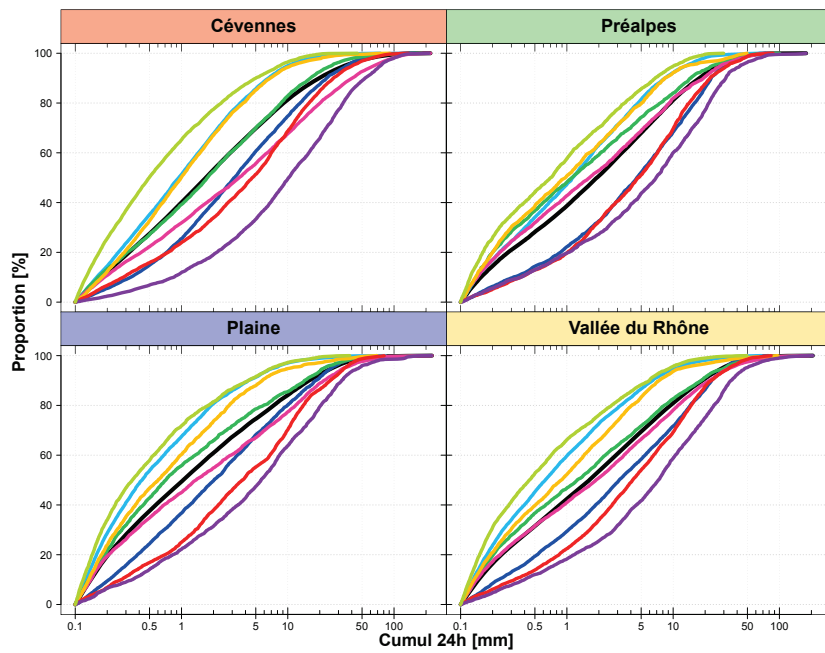
Enfin, notons que si le TT8 donne les intensités 3 h les plus faibles, ces intensités atteignent des valeurs plus grande en plaine et dans la vallée du Rhône (jusqu'à 35 mm/3 h) que sur les reliefs (jusqu'à 20 mm/3 h). Dans ce type de temps, en l'absence de forçage synoptique, les conditions de surface jouent un rôle important dans le déclenchement des précipitations qui sont majoritairement convectives. Le relief favorisant le déclenchement de la convection, l'inhibition convective (CIN) est supérieure en plaine ce qui facilite d'accumulation d'énergie. Lorsque cette énergie est libérée, davantage d'humidité serait alors entraînée sous la forme de précipitations. Ces résultats en sont une illustration.



(a) Distribution du cumul 3 h



(b) Occurrence 3 h moyenne



(c) Distribution du cumul 24 h

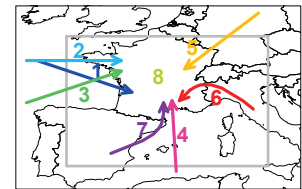


FIGURE VI.8 – Distribution empirique cumulée des cumuls de pluie 3 h (a) et 24 h (c) et occurrence moyenne de la pluie 3 h (b) dans les journées de chaque types de temps (couleurs), dans chacune des quatre sous-régions (cf. FIGURE III.2). Les couleurs des courbes et des points correspondent aux types de temps tels qu'indiqués sur le schéma en bas à droite. On indique également la distribution cumulée des cumuls 3 h et 24 h de l'ensemble des journées, tous types de temps confondus (en noir). Les cumuls sont représentés avec une échelle logarithmique. Pour plus de détails sur l'organisation spatiale de ces caractéristiques, voir ANNEXE B.

3.2.2. Organisation de la pluie 3 h en cumul journalier

Les cumuls journaliers découlent de la combinaison des cumuls 3 h et de l'occurrence 3 h au sein des journées pluvieuses.

D'après la FIGURE VI.8b, les circulations d'origine méditerranéenne (TT4, TT6 et TT7) sont celles qui entraînent la plus forte occurrence 3 h dans les journées pluvieuses, en plus d'être à l'origine des intensités les plus importantes. Il s'ensuit logiquement que ce sont dans ces situations synoptiques que l'on rencontre le plus de forts cumuls journaliers (FIGURE VI.8c). En particulier, les occurrences moyenne à 3 h dans les jours pluvieux et les cumuls 3 h sont les plus importants dans le TT7, c'est donc dans ce type de temps que l'on retrouve les cumuls journaliers les plus forts, dans toutes les sous-régions. Plus de la moitié des cumuls journaliers non nuls de ce type de temps sont supérieurs à 10 mm dans le secteur des Cévennes. Cette proportion est de l'ordre de 40% pour les autres secteurs.

Dans le TT4, il existe une différence entre l'ouest et l'est du domaine. Ainsi, les cumuls et les occurrences 3 h rencontrés dans les secteurs des Cévennes et de la plaine sont plus importants que ceux de la vallée du Rhône et des Préalpes. Les cumuls journaliers reflètent ces différences. Ainsi, respectivement 25 et 30% de ces cumuls sont supérieurs à 10 mm dans la plaine et dans les Cévennes contre environ 20% à l'est du domaine. Une illustration de situations du TT4 pouvant avoir ces caractéristiques est le cas de la formation de dôme froid à l'amont de l'obstacle topographique (les Cévennes dans ce cas). Le dôme froid provoque alors l'élévation du flux de basses couches à l'amont du relief et génère ainsi de fortes intensités sur la plaine en plus des Cévennes (DUCROCQ et al., 2008).

Les situations du TT7 présentent également des différences entre les cumuls journaliers relevés dans les Cévennes et ceux de la vallée du Rhône. Les différences sont toutefois moins prononcées que pour le TT4. En effet, la situation synoptique du TT4 est plus stationnaire que celle du TT7 (voir FIGURE VI.5) et le TT7 est associé au passage d'un front synoptique générant des pluies sur la totalité du domaine. Un cas particulier des situations de TT7 est l'épisode dramatique de la crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1992¹. D'importants cumuls ont alors été relevés de part et d'autre de la vallée du Rhône, en Ardèche et dans les Préalpes (à Vaison-la-Romaine notamment ; SÉNÉSI et al., 1996).

L'onde atlantique (TT1) présente des cumuls journaliers comparables à ceux produits par les circulations en provenance de la mer Méditerranée, en particulier dans les Préalpes où 30% des cumuls journaliers sont supérieurs à 10 mm. Ces cumuls sont le résultat d'une occurrence 3 h relativement forte au sein des journées pluvieuses associée à des cumuls 3 h dans la moyenne.

1. Note : cet épisode n'est pas pris en compte dans les données présentées sur la FIGURE VI.8 qui commencent en 1993.

4. Apport pour la climatologie de la pluie et pour l'évaluation des modèles

Les sections précédentes nous ont permis de caractériser la pluie, son occurrence et son intensité, en fonction des différents types de temps de la classification de GARAVAGLIA et al. [2010]. Dans cette section, nous utilisons cette caractérisation pour remettre certains résultats des CHAPITRES IV et V dans le contexte des conditions synoptiques qui y sont associées. Ainsi, la SECTION 4.1 est consacrée à la mise en perspective de quelques résultats liés aux caractéristiques générales d'occurrence et d'intensité de la pluie. Certains aspects relatifs au cycle diurne et à l'organisation spatiale de la pluie seront ensuite discutés dans les SECTIONS 4.2 et 4.3. Nous analyserons prioritairement les résultats relatifs au secteur des Cévennes. Pour faciliter l'interprétation des résultats des chapitres précédents, nous présentons sur la FIGURE VI.9 la proportion de chaque type de temps parmi les journées intenses et médianes dans les observations K-REF, pour le secteur des Cévennes, en automne et en été. Pour les besoins de l'analyse, ces proportions sont également données pour les jours intenses d'automne dans la vallée du Rhône et pour ALADIN MED11. En plus des propriétés de la pluie de K-REF, nous discuterons dans cette section de celles des modèles ALADIN MED11, LMDz MED44 et WRF MED18.

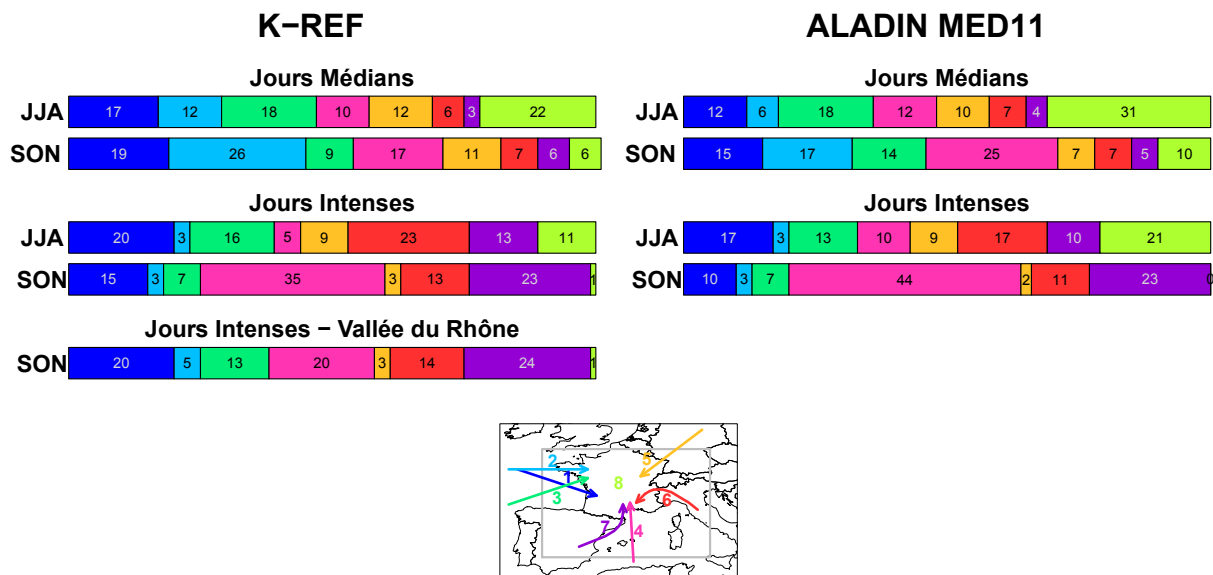


FIGURE VI.9 – Proportion de chacun des huit types de temps parmi les journées médianes et intenses, d'été et d'automne dans le secteur des Cévennes pour les observations de référence K-REF et le modèle ALADIN MED11. On donne aussi les proportions des types de temps dans les journées intenses d'automne de la vallée du Rhône. Les couleurs attribuées aux types de temps sont celles utilisées sur la FIGURE VI.3.

Nous présentons ici une étude préliminaire de l'intérêt de cette classification en types de temps pour évaluer les performances des RCM à simuler la pluie. Dans les simulations utilisées, les conditions à l'extérieur du domaine méditerranéen sont données par les réanalyses ERA-Interim (cf. CHAPITRE V, SECTION 1). Nous faisons alors l'hypothèse que les dates correspondant à chaque type de temps dans les modèles sont les mêmes que pour les observations sans appliquer le processus de classification aux champs de géopotential simulés par les modèles. Nous n'avons pas pu, pour le moment, valider

strictement cette hypothèse qui pourrait être remise en cause par la variabilité interne des RCM mais plusieurs arguments la rendent probable. Nous avons calculés les champs moyens de géopotentiels simulés : ils sont similaires à ceux des réanalyses, en particulier en ce qui concerne le flux à l'entrée de la zone d'intérêt. De plus, comme on peut le voir sur la FIGURE VI.2, les structures de géopotentiel dans ERA-Interim sont grandes par rapport aux dimensions du domaine de simulation des RCM (voir FIGURE V.1). Comme ce forçage est appliqué aux bords du domaine des RCM toutes les 6 heures, il est peu probable qu'il soit modifié par le RCM en moyenne journalière, au moins sur les bords.

4.1. Caractéristiques générales de la pluie

Cas particulier des journées intenses d'automne dans les Cévennes

Un des points remarqué dans l'étude des caractéristiques de la pluie de K-REF réalisée au CHAPITRE IV concerne les journées intenses d'automne. Nous avons en effet souligné que dans les Cévennes, plus que dans les autres sous-régions du domaine, ces journées intenses d'automne résultent de fréquences d'occurrence 3 h très élevées et des intensités 3 h les plus fortes.

Ce résultat est cohérent avec les types de temps rencontrés parmi les journées intenses en automne dans les Cévennes (FIGURE VI.9). Ces types de temps correspondent majoritairement à des circulations d'origine méditerranéenne (TT4 pour 35% dans journées, TT7 pour 23% et TT6 pour 13%) et des circulations de type *onde atlantique* (TT1, 15% des journées). En effet, ces types de temps présentent les occurrences et les intensités 3 h les plus fortes dans les Cévennes, notamment les trois circulations venant de la Méditerranée (TT4, TT6 et TT7).

Pour illustrer la spécificité des journées intenses d'automne dans les Cévennes, nous comparons à la fois les proportions des différents types de temps et les caractéristiques de la pluie dans ces types de temps entre les Cévennes et la vallée du Rhône. Les proportions de chaque type de temps dans les journées intenses d'automne de la vallée du Rhône sont indiquées sur la FIGURE VI.9. Les types de temps majoritaires dans ces journées sont les mêmes que pour les Cévennes. Cependant, leurs proportions diffèrent légèrement. Ainsi, le TT4 est moins fréquent tandis que les TT1 et TT3 dont les intensités sont moindres sont plus fréquents dans les journées intenses de la vallée du Rhône par rapport à celles des Cévennes (voir SECTION 3.2.1). La fréquence d'occurrence de pluie est par ailleurs plus faible dans la vallée du Rhône que dans les Cévennes pour l'ensemble des types de temps, en particulier le TT4.

Évaluation de l'occurrence simulée par les modèles

L'étude du CHAPITRE V a permis de mettre en avant des différences de performances des RCM étudiés pour simuler l'occurrence de pluie : ALADIN surestimant généralement l'occurrence de pluie, WRF la sous-estimant tandis que les résultats pour LMDz sont plus contrastés d'une saison à l'autre et d'une sous-région à l'autre. Afin de compléter ces résultats grâce à l'analyse par type de temps, la FIGURE VI.10 indique les performances des modèles pour simuler l'occurrence de pluie journalière selon les types de temps. Cette comparaison des performances porte sur l'occurrence journalière car il a été montré au CHAPITRE V que les erreurs relatives sont plus importantes sur l'occurrence journalière que sur l'occurrence infrajournalière. En complément, l'ANNEXE B présente les erreurs relatives sur

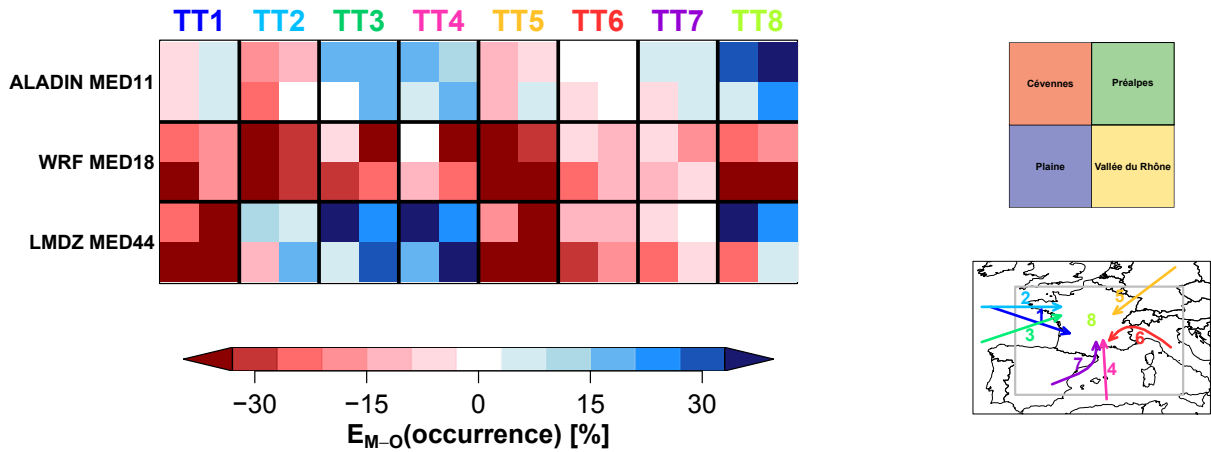


FIGURE VI.10 – Occurrence de pluie journalière pour chaque type de temps. Diagramme de synthèse des performances des modèles (ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44). L'échelle de couleur indique l'erreur relative moyenne par sous-régions d'un modèle donné par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles. Les quatre sous-régions sont regroupées en carré selon l'organisation indiquée sur la FIGURE V.10 (rappelée en haut à droite de la figure). Les flux de surface correspondant aux types de temps sont rappelés sur le schéma de droite (bas).

l'occurrence journalière des trois modèles pour chaque maille individuellement pour chaque type de temps.

Les performances de LMDz se révèlent variables d'un type de temps à l'autre. En effet, dans la majorité des sous-régions, l'occurrence journalière simulée par LMDz est surestimée pour les TT2, TT3, TT4 et TT8 et sous-estimée pour les TT1, TT5, TT6 et TT7. Cette variabilité selon les types de temps explique la variabilité des performances de LMDz d'une saison à l'autre et d'une partie du domaine à l'autre dans la mesure où les types de temps influant majoritairement sur les caractéristiques climatiques diffèrent d'une saison à l'autre et d'une région à l'autre.

La représentation de l'occurrence de pluie journalière est également variable d'un type de temps à l'autre dans ALADIN. Cependant, à part pour le TT8, les erreurs relatives, inférieures à 20% en valeur absolue, sont globalement plus faibles que pour LMDz. On note de plus que dans ALADIN comme LMDz, l'occurrence de pluie est surestimée pour les situations anticycloniques (TT8), particulièrement sur le relief avec des erreurs dépassant 25%. Dans les circulations de sud-ouest (TT3), ALADIN et LMDz surestiment également l'occurrence journalière. Dans ces deux types de temps, l'absence de forçage dynamique de grande échelle dans la région d'étude est propice au déclenchement de convection désorganisée. Dans le TT3, le nord de la France est concerné par une circulation de sud-ouest, mais une zone de marais barométrique existe dans le sud de la France (voir FIGURE VI.2). Ce résultat semble donc confirmer que dans ALADIN comme dans LMDz, la convection se déclenche trop facilement en réponse à des forçages de basses couches, principalement sur les reliefs dont la topographie favorise la convergence d'humidité et par suite la convection.

Dans le cas de WRF, l'occurrence de pluie journalière est sous-estimée pour tous les types de temps. Au CHAPITRE V, nous avons invoqué une sécheresse précoce du sol pour expliquer le manque d'occurrence de pluie, ce qui est compatible avec les résultats obtenus pour les différents types de temps. Par exemple, les types de temps ayant une forte occurrence 24 h, comme le TT6 ou le TT7, sont ceux pour lesquels la sous-estimation est la moins importante. Dans ces types de temps, l'apport

d'humidité en provenance de la mer Méditerranée est lié au flux de grande échelle ; l'humidité du sol aurait alors une influence secondaire sur le déclenchement des précipitations conduisant à une faible sous-estimation de l'occurrence (inférieure à 20%, sauf en plaine dans le TT6).

4.2. Cycle diurne de la pluie

Cette étude par type de temps est également susceptible d'éclairer certains aspects du cycle diurne des précipitations dans les observations et dans les modèles, en complément de ce que nous avons pu dégager dans les CHAPITRES IV et V. Comme nous l'avons déjà mentionné, le cycle diurne de la pluie est lié au cycle diurne de la convection. Ainsi, l'étude du cycle diurne de la pluie dans chaque situation synoptique informe sur l'importance de la convection localisée dans la pluie de ces situations.

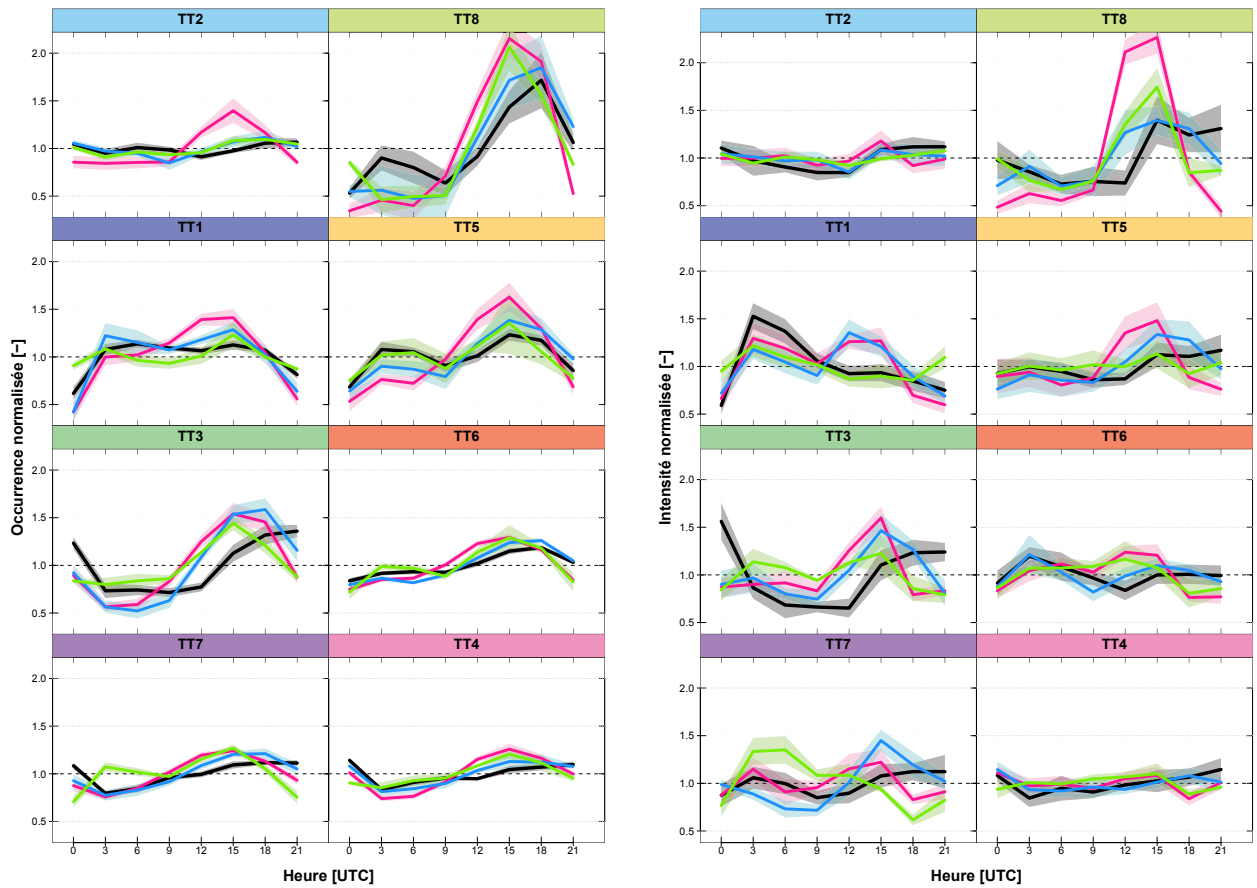
La FIGURE VI.11 indique les cycles diurnes d'occurrence moyenne et d'intensité médiane normalisées dans les observations K-REF et dans les modèles ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44, dans la sous-région des Cévennes. Les cycles sont similaires dans les autres sous-régions (voir ANNEXE B).

Cycle diurne de l'occurrence de pluie

Les cycles diurnes de l'occurrence moyenne normalisée dans K-REF pour chacun des huit types de temps présentés sur la FIGURE VI.11a permettent de distinguer des types de temps dans lesquels le cycle diurne est marqué de ceux dans lesquels il ne l'est pas. Ainsi, les TT3 et TT8, pour lesquels le forçage dynamique est faible dans le domaine d'étude, présentent un cycle marqué avec une occurrence maximale en fin d'après-midi (18-21H UTC). Pour les autres types de temps, le forçage dynamique est plus important et leurs cycles diurnes de l'occurrence de pluie sont moins prononcés. Par exemple, dans le cas des circulations d'origine méditerranéenne qui contribuent en majorité aux pluies dans les Cévennes, ce cycle est peu marqué mais l'occurrence de pluie est toutefois un peu plus forte en fin d'après-midi que le reste de la journée. Ce résultat suggère l'association d'un forçage dynamique pour lequel il n'y a pas de cycle diurne avec un forçage solaire.

Cette figure permet également de mettre en perspective les cycles diurnes relevés pour l'occurrence de pluie dans K-REF au sein des journées médianes et intenses dans chacune des saisons (voir FIGURE 10, CHAPITRE IV). Dans les journées médianes, ce cycle est marqué au printemps et en été alors qu'il n'est pas clairement défini en automne et en hiver. D'après la FIGURE VI.9, les TT3 et TT8 représentent 40% des journées médianes d'été et seulement 15% des journées médianes d'automne. Ces types de temps ayant un cycle diurne marqué, leurs proportions permettent d'expliquer les différences entre les cycles d'été et d'automne dans les journées médianes. De plus, dans les journées intenses, nous avons noté l'existence d'un cycle de faible amplitude avec un maximum d'occurrence en fin d'après-midi pour toutes les saisons ce qui est cohérent avec les types de temps majoritairement rencontrés dans ces journées (TT1, TT3, TT6 et TT8 en été et TT1, TT4, TT6 et TT7 en automne).

Dans les modèles, les principales caractéristiques soulignées au CHAPITRE V se retrouve dans l'analyse par type de temps. Ainsi, la pluie simulée par ALADIN est plus fréquente l'après-midi (15H UTC) que le reste de la journée, quelque soit le type de temps. Pour les types de temps dont l'occurrence de pluie présente un cycle marqué avec un maximum en fin d'après-midi dans K-REF (par exemple les TT8 et TT3), le pic du cycle simulé par ALADIN est plus précoce et de plus grande amplitude que



(a) Cycle diurne de l'occurrence moyenne

(b) Cycle diurne de l'intensité médiane

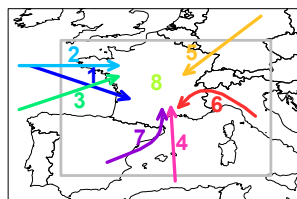
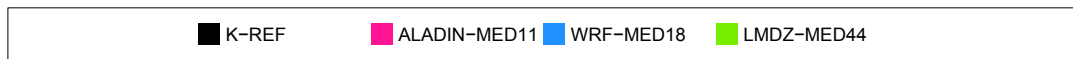


FIGURE VI.11 – Cycle diurne de l'occurrence moyenne (a) et de l'intensité non nulle médiane (b) de la pluie 3 h dans les observations de référence (K-REF, en noir) et les simulations de RCM (ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44, en différentes couleurs) dans le secteur des Cévennes, pour chacun des huit types de temps définis par GARAVAGLIA et al. [2010]. Pour chaque maille étudiée, les occurrences moyennes et les intensités médianes de chaque créneau horaire sont normalisées par leurs moyennes journalières. On représente le cycle moyen de l'ensemble des mailles de la sous-région. L'écart-type des valeurs au sein de la sous-région est représenté de part et d'autre de la valeur moyenne. La valeur indiquée à une heure donnée correspond à l'occurrence dans les trois heures précédentes (par exemple, l'occurrence moyenne indiquée à 12H UTC est prise entre 9H et 12H UTC).

celui de K-REF. De plus, ALADIN produit également un pic d'occurrence durant les types de temps, comme le TT2, pour lesquels le forçage dynamique de grande échelle domine et aucun cycle n'apparaît dans K-REF. Ces cycles appuient l'idée que la convection associée au flux de surface se déclenche trop facilement dans ALADIN.

L'analyse des performances de LMDz pour simuler l'occurrence de pluie journalière (SECTION 4.1) a, entre autres, souligné un déclenchement trop fréquent de la pluie dans les situations anticycloniques (TT8). Le cycle diurne de l'occurrence simulé par LMDz dans ce TT, avec un pic d'amplitude supérieure à celle du pic de K-REF, consolide le fait que ce déclenchement trop fréquent soit en réponse à l'énergie reçue en surface. Dans les autres types de temps, les cycles d'occurrence de pluie simulés par WRF et LMDz ont des formes et des amplitudes plus proches de ceux de K-REF. Toutefois, conformément à ce qui a été relevé et discuté dans le CHAPITRE V, les pics d'occurrence, lorsqu'il y en a, sont généralement en avance sur les pics d'occurrence de K-REF, surtout pour la simulation LMDz.

Cycle diurne de l'intensité de la pluie

Les cycles diurnes normalisés de l'intensité médiane sont présentés sur la FIGURE VI.11b pour les observations K-REF et les trois RCM (ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44).

Globalement, dans K-REF, le cycle d'intensité est peu marqué pour les TT2, TT4, TT5, TT6 et TT7. Les TT3 et TT8 présentent un maximum d'intensité en fin de journée (15-21H pour TT8, 18-0H pour TT3). Ces deux types de temps sont également ceux pour lesquels l'occurrence est maximale en fin de journée. Dans ces situations où la convection domine en l'absence de forçage dynamique, les cycles diurnes d'occurrence et d'intensité sont tous deux liés au flux de surface, en lien avec l'énergie solaire reçue.

Enfin, durant les journées du TT1, l'intensité de pluie est maximale le matin, à 3H UTC. Au vu des caractéristiques des cycles d'intensités de tous les types de temps, il semble que le pic d'intensité matinal relevé pour les jours médians au CHAPITRE IV soit le fait des journées de TT1 qui représentent entre 15 et 20% des journées médianes, dans toutes les saisons (FIGURE VI.9). Au printemps et en été, on rencontre un second pic d'intensité l'après-midi dans ces journées médianes, ce qui est cohérent avec une proportion des TT3 et TT8 plus importante qu'en automne et en hiver. L'origine physique du pic matinal d'intensité des journées du TT1 mériterait d'être étudiée plus en détails, par exemple grâce à l'étude des modèles. En effet, la FIGURE VI.11b montre que pour le TT1, les trois RCM traités produisent aussi un maximum d'intensité le matin, à 3H UTC, comme dans les observations. Notons par ailleurs que ALADIN et WRF simulent un second pic d'intensité l'après-midi (12-15H UTC) dans le TT1.

Les cycles d'intensité par saison et type de journée (médiane ou intense) présentés au CHAPITRE V (SECTION 5.3.3) mettent en évidence qu'ALADIN simule un pic d'intensité l'après-midi en été et dans les jours médians d'automne. Dans K-REF, ce pic est soit de plus faible amplitude (en été), soit absent (en automne). Compte tenu des cycles des différents types de temps, il semble que ce résultat soit en partie dû à la surestimation du nombre de journées pluvieuses dans les TT3 et TT8 déjà évoquée dans la SECTION 4.1. En effet, cette surestimation conduit à la surreprésentation des TT3 et TT8 parmi les journées d'été et les journées médianes d'automne observable sur la FIGURE VI.9. Or, les TT3 et

TT8 sont caractérisés par un cycle diurne de l'intensité de pluie plus marqué dans ALADIN que dans K-REF, affectant ainsi le cycle moyen des journées d'été et des journées médianes d'automne.

4.3. Organisation spatiale de la pluie

Dans cette section, nous revenons principalement sur l'organisation spatiale de la pluie autour du relief cévenol pour laquelle nous avons identifié quelques différences entre les observations et les simulations de modèles (SECTION 6.3 du CHAPITRE V).

Dans les observations K-REF, ce sont essentiellement les TT4 et TT7 qui produisent de la pluie sur le relief cévenol (respectivement 40% et 20% environ du cumul annuel moyen, voir FIGURE VI.6). L'organisation spatiale de la pluie est légèrement différente entre ces deux types de temps. Ainsi, les cumuls annuels maximaux associés au TT7 sont localisés au nord de la chaîne des Cévennes tandis que les cumuls maximaux liés au TT4 sont situés sur l'ensemble du massif et sur le piémont méridional des Cévennes. Les flux de basses couches principaux associés à ces deux types de situations synoptiques expliquent ces différences. Ainsi, schématiquement, dans le cas du TT4, la masse d'air arrivant de la mer Méditerranée par le sud se retrouve bloquée par le relief cévenol, arrosant non seulement les crêtes mais également le piémont du fait de ce blocage. Dans le cas du TT7, du fait de l'orientation du flux au sud-ouest, les Pyrénées constituent un masque protégeant le sud des Cévennes tandis que l'épaulement situé au nord du massif est orienté de telle sorte à pouvoir bloquer un tel flux. Ce blocage induit une plus forte accumulation de la pluie au nord du massif.

Cumuls annuels simulés

Au CHAPITRE V, il apparaît que le contraste du cumul annuel de pluie entre relief et plaine est plus marqué dans les modèles que dans les observations. Cette différence est analysée en fonction des types de temps. La FIGURE VI.12 présente les cumuls annuels moyens pour chaque type de temps pour les modèles ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Les erreurs relatives calculées pour ces cumuls annuels par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles sont données à titre indicatif dans l'ANNEXE B.

Il apparaît que pour ALADIN et WRF, la localisation des cumuls les plus importants pour chacun des types de temps est globalement respectée par rapport aux observations. Dans le cas d'ALADIN, on note cependant des cumuls plus importants que dans les observations sur les reliefs, et plus spécialement sur la crête cévenole quels que soient les types de temps. En particulier, des différences entre plaine et reliefs apparaissent dans les types de temps pour lesquels les cumuls sont semblables dans les observations tels que les TT5 et TT8. Le même type de différence entre plaine et relief dans les TT5 et TT8 est également constaté pour le modèle WRF. WRF comme ALADIN reproduisent approximativement la différence de localisation des cumuls maximaux des TT4 et TT7.

Dans LMDz, l'analyse du cumul annuel par type de temps ne permet pas de mettre en évidence un contraste entre plaine et relief particulièrement différent de ce qui est observé dans K-REF. En revanche, la FIGURE VI.12 souligne la prépondérance du TT4 dans le cumul annuel, sur l'ensemble du domaine d'étude. De plus, si le cumul annuel de pluie lié au TT4 est organisé autour de la crête cévenole comme dans les observations, ce n'est pas le cas pour le TT7 pour lequel les cumuls les plus importants sont relevés dans les Préalpes.

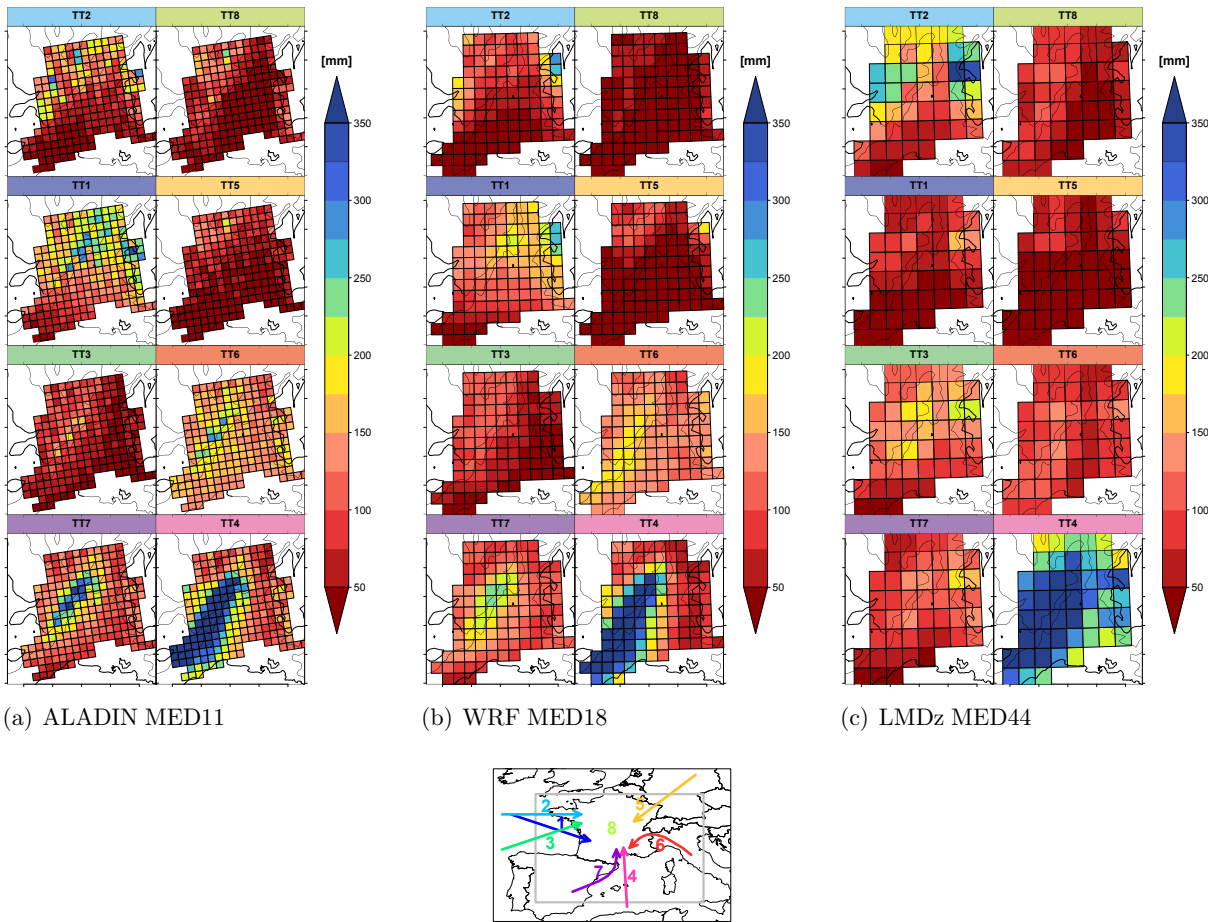


FIGURE VI.12 – Cumul annuel moyen dans les modèles ALADIN MED11 (a), WRF MED18 (b) et LMDz MED44 (c), pour chaque type de temps pour chacune des mailles du domaine d'étude.

Structure spatiale de l'intensité

L'étude de la structure spatiale de l'intensité dans les jours intenses d'automne a permis d'identifier des différences d'organisation spatiale entre pluie observée et pluie simulée, particulièrement dans le cas d'ALADIN (CHAPITRE V). Ainsi, pour étayer la comparaison d'organisation spatiale de la pluie entre le sud et le nord du massif cévenol, la FIGURE VI.13 présente la structure spatiale de l'intensité de pluie 3 h au sein des journées des TT4 et TT7 telle qu'étudiée dans les CHAPITRES IV et V. Ces structures spatiales sont données pour les observations K-REF et pour les modèles ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Seuls les TT4 et TT7 sont donnés dans la mesure où ils représentent une part importante des jours intenses et sont également les types de temps pour lesquels la pluie est organisée autour du relief cévenol. De plus, on ne montre que la structure spatiale de l'intensité autour de la maille de la vallée du Rhône qui est celle pour laquelle les différences entre observations et modèles sont les plus prononcées.

Dans les observations K-REF, la différence d'organisation spatiale entre le TT4 et le TT7 constatée pour les cumuls annuels est encore plus manifeste lorsque l'on compare la structure spatiale de l'intensité de ces deux types de temps. Ainsi, lorsque la maille de référence de la vallée du Rhône reçoit de la pluie, l'intensité est généralement plus forte dans le nord des Cévennes pour le TT7 et sur l'ensemble des Cévennes et le piémont méridional pour le TT4.

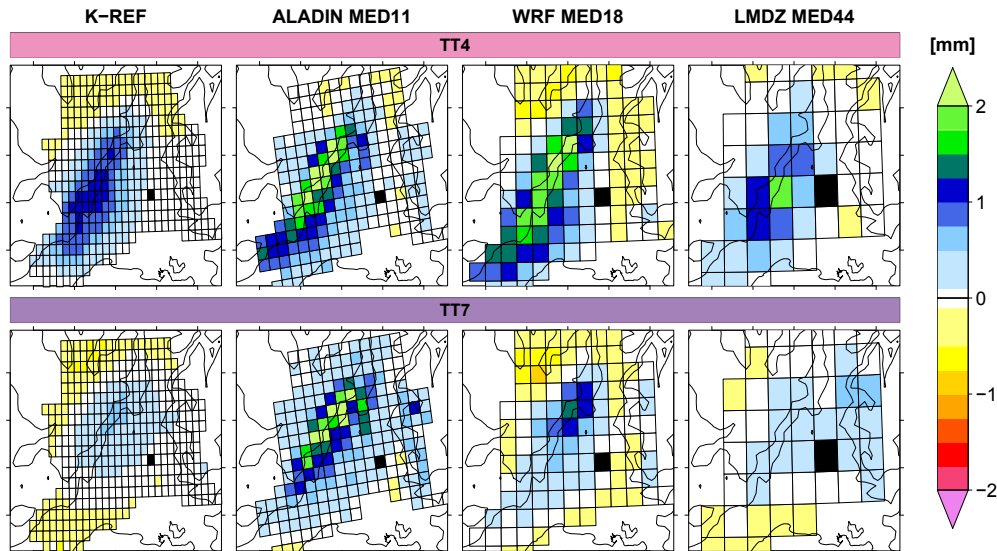


FIGURE VI.13 – Organisation spatiale de la médiane des différences de cumuls 3 h (en mm) entre une maille de référence choisie dans la vallée du Rhône (en noir) et les autres mailles du domaine lorsqu'elles sont simultanément pluvieuses, dans les observations de référence (K-REF) et dans les simulations ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Résultats pour les journées des TT4 et TT7 (1^{re} et 2^e lignes respectivement) . Des différences positives (resp. négatives) indiquent que la maille concernée reçoit une intensité de pluie supérieure à la maille de référence.

La structure spatiale de l'intensité de pluie modélisée par WRF dans les TT4 et TT7 est similaire à celle de K-REF bien que les différences d'intensités soient supérieures dans WRF. Dans LMDz, la localisation d'intensités plus grandes sur les Cévennes qu'à la maille de référence est reproduite dans le cas du TT4. En revanche, pour le TT7, la structure spatiale de l'intensité de pluie simulée par LMDz, avec des intensités supérieures à la maille de référence localisées sur les Préalpes, est différente de celle de K-REF. Les caractéristiques de la pluie dans les situations du TT7, en particulier les interactions avec le relief cévenol, semblent globalement mal reproduites. Une étude plus approfondie de ces situations, notamment les flux d'humidité, permettrait d'y apporter des éléments de compréhension.

Dans ALADIN, une différence existe entre les structures spatiales des TT4 et des TT7, elle est en revanche moins prononcée que dans K-REF. Dans le TT4, malgré des différences d'intensités plus grandes, la structure spatiale de l'intensité de pluie est similaire à celle de K-REF. En revanche, dans le TT7, l'intensité est généralement supérieure à celle de la maille de référence sur la totalité de la crête cévenole alors qu'elle devrait l'être principalement au nord du massif.

Dans le CHAPITRE V, nous avons émis l'hypothèse que les différences dans les caractéristiques de la pluie entre le nord et le sud des Cévennes pouvaient provenir de structures fines du relief non représentées par les RCM. Une résolution spatiale plus fine devrait permettre de mieux prendre en compte l'impact de ces structures fines du relief. Or, WRF qui a une résolution plus grossière qu'ALADIN reproduit mieux la structure spatiale de l'intensité du TT7. Cette étude souligne donc le rôle de la situation synoptique pour expliquer ces différences entre les caractéristiques de la pluie dans le nord et dans le sud des Cévennes.

Nous souhaitons comprendre comment la circulation des masses d'air dans cette région au relief complexe aboutit à la formation des précipitations. Pour progresser sur cette question, il serait in-

téressant de comparer les circulations atmosphériques et les changements de phase de l'eau entre les différents modèles qui reproduisent ou non certaines caractéristiques de la pluie de référence.

Synthèse

Nous présentons dans ce chapitre une étude exploratoire des caractéristiques de la pluie observée et simulée selon une classification en types de temps. Une telle analyse a pour objectifs d'améliorer la compréhension des processus physiques à l'origine de la pluie et de tenir compte de ces processus dans l'évaluation des modèles.

La classification des situations synoptiques en huit types de temps utilisée (PAQUET et al., 2006 ; GARAVAGLIA et al., 2010) combine l'utilisation d'une classification appliquée à la forme des champs de pluie journalière et d'une méthode analogique pour caractériser le circulation atmosphérique à l'échelle synoptique. Elle se compose de huit classes : trois circulations d'ouest provenant de l'Océan Atlantique (TT1, TT2, TT3, représentant environ 40% des journées), trois circulations d'origine méditerranéenne (TT4, TT6, TT7, environ 25% des journées), une circulation d'origine continentale (TT5, environ 7% des journées) et un type de temps associé aux situations anticycloniques (TT8, environ 30% des journées).

Dans le sud-est de la France, quelles sont les caractéristiques journalières et infra-journalières de la pluie associées à des types de temps déduits des pluies journalières en France ?

D'une manière générale, ce sont les circulations d'origine méditerranéenne (TT4, TT6, TT7) qui génèrent les cumuls annuels les plus importants dans la région d'étude. Ces importants cumuls correspondent à une grande fréquence d'occurrence et à de fortes intensités, à 3 h comme à 24 h. La circulation de sud (TT4) se distingue des TT6 et TT7 dans la mesure où la pluie qu'elle génère est plus intermittente et moins intense dans la vallée du Rhône et les Préalpes que dans les Cévennes ou sur le piémont cévenol. L'onde atlantique (TT1) produit également des cumuls annuels importants, résultant notamment d'une forte fréquence d'occurrence de pluie au pas de temps journalier, en particulier sur les Préalpes.

De plus, cette analyse par type de temps permet, entre autres, de souligner le phénomène d'ombre pluviométrique. Les versants sous le vent sont en effet moins pluvieux que les versants au vent.

Quelles sont les caractéristiques de ces pluies dans les RCM ? Quel est l'apport d'une analyse par type de temps pour comprendre l'origine des biais des modèles ?

Nous avons exploré en fonction des types de temps quelques aspects de la climatologie de la pluie simulée par les RCM relevés au CHAPITRE V.

Entre autres, cette étude a permis de souligner le rôle du relief dans le déclenchement et l'intensité des précipitations, notamment dans les situations pour lesquelles le forçage dynamique de grande échelle est peu prononcé et où les forçages de basses couches dominant. Cet effet est particulièrement marqué dans ALADIN dont le déclenchement et la fermeture du schéma de convection repose sur la convergence d'humidité, laquelle est fortement influencée par les reliefs.

Cette première exploration des possibilités d'analyse des RCM par type de temps montre l'intérêt d'une telle analyse pour comprendre certains processus en jeu ou non dans les modèles. Elle est à appliquer de manière plus systématique.

Conclusions et perspectives

Synthèse des résultats

Les modèles climatiques régionaux sont des outils essentiels pour la compréhension du climat régional et pour la projection de son évolution future. Sur le bassin méditerranéen, les projections climatiques pour la fin du siècle indiquent un assèchement des étés accompagné d'une intensification des précipitations. Le sud-est de la France, notamment la région des Cévennes, est déjà sujet à des précipitations intenses qui génèrent des crues rapides occasionnant d'importants dégâts matériels et parfois humains. La capacité des modèles climatiques régionaux à reproduire une climatologie régionale pertinente pour quantifier les impacts de l'évolution climatique future doit être diagnostiquée et prise en compte dans l'élaboration des politiques d'adaptation et d'atténuation.

Dans ce contexte, ce travail de thèse a permis de caractériser la pluie simulée par les RCM à plusieurs échelles de temps allant de 3 h à l'année et d'explorer les liens avec la circulation atmosphérique synoptique. Nous synthétisons ci-après les principaux points méthodologiques et résultats de ce travail et proposons quelques pistes d'approfondissements.

Méthodologie d'évaluation de la pluie simulée

La variété des échelles spatio-temporelles des processus à l'origine de la pluie est responsable de l'hétérogénéité spatiale et temporelle de l'occurrence et de l'intensité de pluie. Il en découle la variabilité dans le temps et dans l'espace des caractéristiques de la pluie qu'il est nécessaire de considérer lors de la comparaison de deux types de données. Ainsi, il est essentiel de comparer la pluie simulée avec des observations aux mêmes échelles. La pluie produite par les modèles climatiques doit être considérée comme une moyenne spatiale (CHEN & KNUTSON, 2008). Elle doit alors être comparée avec des observations spatialisées. À notre connaissance, il n'existe pas de données de pluie spatialisée à haute résolution adaptées à une étude au pas de temps infra-journalier dans la région d'étude. Nous avons

alors créé une base de données de pluie spatialisée à partir d'un réseau dense d'observations pluviométriques à la résolution de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ en latitude et en longitude et au pas de temps trihoraire. Dans un premier temps, les pluies estimées à cette échelle spatiale sont caractérisées à plusieurs échelles temporelles, allant de 3 h à l'année. L'intensité et l'occurrence de la pluie sont analysées en termes de valeurs et de structure spatiale et temporelle.

Les performances de trois modèles climatiques régionaux (ALADIN, WRF et LMDz) pour reproduire ces caractéristiques sont ensuite évaluées. Pour cela, l'occurrence et l'intensité de la pluie simulées ainsi que la structure spatiale et temporelle de ces variables sont comparées avec celles de données d'observations interpolées sur les mailles de chacun des modèles. De plus, nous explorons l'intérêt d'une analyse des caractéristiques de la pluie par type de temps pour améliorer la compréhension des processus physiques en jeu et en tenir compte dans l'évaluation des modèles.

Parmi les multiples caractéristiques de la pluie, cette étude met en évidence l'influence du relief et de l'énergie solaire sur le déclenchement et l'intensité des précipitations. Après une courte synthèse des propriétés générales des biais des modèles, nous détaillerons les principaux résultats relatifs à ces deux aspects.

Évaluation des caractéristiques générales de la pluie simulée par les RCM

Dans les modèles, le volume annuel total d'eau apporté par la pluie sur l'ensemble du domaine est proche des valeurs observées. Cependant, la répartition de ce volume total, à la fois dans l'espace et dans le temps, en ce qui concerne l'occurrence et l'intensité de pluie, présente des erreurs souvent plus importantes et plus variables d'un modèle à l'autre.

Par exemple, les faibles et les fortes intensités 3 h sont sous-représentées dans les trois modèles par rapport aux observations. De plus, ALADIN et LMDz simulent un excès d'occurrence de pluie au pas de temps de 3 heures tandis que cette occurrence est sous-estimée dans WRF. Le biais sec de WRF semble lié à une mauvaise reproduction des interactions entre le sol et l'atmosphère et à un assèchement trop précoce du sol au printemps conduisant à un déficit de couverture nuageuse et de précipitations accompagné de températures trop importantes en été.

Dans ALADIN et LMDz, l'excès d'occurrence est particulièrement marqué dans les situations synoptiques pour lesquelles le forçage dynamique de grande échelle est faible dans la région et notamment sur les reliefs. Ainsi, cette surestimation de l'occurrence de pluie semble due à un déclenchement trop fréquent du schéma de convection, en particulier au-dessus des reliefs qui favorisent le déclenchement de la convection par convergence.

Influence du relief sur les caractéristiques de la pluie

Les interactions entre les masses d'air circulant dans la région et les reliefs influent sensiblement sur les caractéristiques climatologiques de la pluie. Des deux massifs montagneux du domaine (Préalpes et Cévennes), le relief cévenol est celui pour lequel cette influence est la plus marquée. Ainsi, au sein de la région d'étude, que ce soit pour des durées d'accumulation de 3 heures, d'un jour ou d'un an, les cumuls les plus importants sont relevés dans les Cévennes. De plus, dans les Cévennes plus que dans les autres parties du domaine, les plus forts cumuls journaliers sont la conséquence de la persistance

des intensités 3 h les plus fortes. En effet, les forts cumuls journaliers sont principalement dus aux circulations d'origine méditerranéenne dont les plus fortes intensités 3 h se combinent entre elles, avec peu d'intermittence, au sein des journées pluvieuses.

Bien que les cumuls annuels totaux ou les plus fortes valeurs journalières se produisent de façon quasiment homogène sur l'arête cévenole, l'analyse par type de temps révèle la complexité de la répartition de la pluie sur ce relief. Cette analyse souligne l'effet d'ombre pluviométrique lié au relief dans l'organisation spatiale de l'occurrence de pluie. Les versants au vent sont alors plus pluvieux que les versants sous le vent qui sont alors protégés par le relief. Au sein même du relief cévenol, les caractéristiques de la pluie varient entre le nord et le sud. Il semble que ces caractéristiques différentes soient associées à des situations synoptiques différentes. En effet, parmi les deux types de temps produisant les plus fortes intensités 3 h et 24 h dans les Cévennes, le type de temps correspondant au flux de sud en basses couches (TT4) arrose principalement le sud tandis que quand le flux de basses couches est de sud-est (TT7), c'est le nord des montagnes cévenoles qui reçoit les plus fortes pluies. Ces différences sont globalement reproduites dans WRF mais le sont moins bien dans ALADIN et LMDz. Ces différences de comportement des modèles peuvent alors être exploitées en vue d'améliorer la compréhension des processus physiques en jeu (voir Perspectives ci-après).

Les modèles climatiques régionaux reproduisent l'influence du relief sur les caractéristiques de la pluie. Cette influence se traduit notamment par de plus forts cumuls sur les reliefs résultant de fréquences d'occurrence et d'intensités plus grandes. Toutefois, les contrastes entre plaines et reliefs sont plus accentués dans les modèles que dans les observations, notamment dans les situations pour lesquelles le forçage de grande échelle est faible et la convection dominante dans la région d'étude. L'accentuation du contraste entre plaine et montagne dans les modèles semble donc provenir d'une trop grande sensibilité des schémas de convection au relief qui favorise la convergence et l'instabilité de la masse d'air.

Cycle diurne de la pluie

L'étude du cycle diurne de la pluie permet de souligner que la pluie se produit préférentiellement en fin d'après-midi (18H UTC), surtout en été et dans les journées avec les plus forts cumuls, en lien avec le chauffage diurne de la surface.

Dans les modèles, le maximum d'occurrence est plus précoce que dans les observations. Ce décalage suggère une réponse trop rapide du schéma de convection au cycle diurne des flux de surface, liée à l'absence de la phase de transition entre la convection peu profonde et la convection profonde dans la majorité des schémas. Dans les simulations WRF, le schéma de convection permet la convection peu profonde retardant le pic d'occurrence par rapport à celui de ALADIN et LMDz, sans toutefois être parfaitement en phase avec les observations.

De plus, ALADIN se montre particulièrement sensible au cycle diurne des flux de surface, y compris dans les situations où le forçage synoptique domine le déclenchement des précipitations. Dans WRF et LMDz, les cycles produits pour chaque type de temps ont des formes et des amplitudes similaires à celles des observations, hormis un cycle trop marqué par LMDz dans les situations anticycloniques. Ce résultat souligne la facilité de déclenchement de la convection dans LMDz en réponse à l'énergie reçue en surface.

Le cycle diurne de l'intensité non nulle de pluie est moins contrasté et varie davantage d'une saison et d'une région à l'autre que celui de l'occurrence. On note cependant un maximum d'intensité le matin (entre 3 et 6H UTC) durant les journées dont le cumul est proche de la médiane. Il semblerait que ce pic d'intensité matinal provienne du type de temps *onde atlantique* (TT1), sans que nous soyons en mesure de donner une explication précise quant aux processus physiques qui en sont à l'origine.

Perspectives

Certaines questions abordées dans cette thèse restent relativement préliminaires et mériteraient d'être explorées plus en détails. Voici quelques perspectives identifiées de travaux de recherche complémentaires à mener dans la continuité de cette thèse :

Amélioration de la référence d'observations

- D'autres méthodes d'interpolation des observations pluviométriques pourraient être testées en vue d'améliorer la qualité de la référence d'observations de pluie spatialisée, par exemple en prenant en compte plus spécifiquement l'intermittence spatiale de la pluie (CREUTIN & OBLED, 1982) ou en interpolant séparément la variabilité basse fréquence et la variabilité haute fréquence de la pluie (HAYLOCK et al., 2008 interpolent les cumuls mensuels dans un premier temps puis les écarts journaliers à ces cumuls mensuels).

D'autres types d'observations, telles que des données radar, peuvent également être utilisées en vue d'améliorer l'estimation de la pluie surfacique. Dans le cadre de l'Observatoire Hydrométéorologique Cévennes-Vivarais (OHM-CV), des réanalyses de pluie horaire surfacique ont été produites récemment à partir de données pluviométriques et radar dans la même région que celle que nous étudions (BOUDEVILLAIN et al., 2015). Les données radar n'étant disponibles que pour les événements les plus significatifs, une telle base de données ne permet pas de réaliser une climatologie exhaustive. Elle est en revanche utile pour des études événementielles.

- De façon complémentaire, il serait intéressant de quantifier l'incertitude sur les données de pluie spatialisées pour pouvoir en tenir compte dans l'évaluation des modèles. Nous classons ces incertitudes en deux catégories : celles provenant des erreurs de mesures pluviométriques d'une part et celles liées à la densité du réseau par rapport à la variabilité du phénomène interpolé par krigeage d'autre part (incertitude d'échantillonnage). Il est possible de quantifier l'incertitude en utilisant une technique de *bootstrap* consistant à recalculer un grand nombre de fois les champs de pluie spatialisée en ajoutant du bruit sur les mesures pluviométriques ou en retirant des stations d'observations. Une telle méthode est très consommatrice en temps de calcul. À titre d'exemple, la création de la base de données K-REF a demandé environ 400 heures de calculs, ce qu'il faudrait reproduire un très grand nombre de fois pour le *bootstrap*.

De plus, une comparaison de la pluie de K-REF avec les réanalyses de pluie OHM-CV combinant données pluviométriques et radar mentionnées précédemment apporterait également des informations sur l'incertitude pour les événements les plus significatifs.

Caractérisation de la pluie et évaluation des RCM

- Dans cette thèse, nous avons caractérisé la pluie courante et intense. Le cadre statistique de la théorie des valeurs extrêmes pourrait être appliqué pour caractériser les pluies extrêmes à 3 h et à 24 h dans les observations spatialisées et pour évaluer les extrêmes simulés par les modèles.
- La caractérisation de la pluie observée et simulée que nous avons présenté dans cette thèse peut être complétée par une étude des tendances d'évolution passée de ces différences caractéristiques dans les données K-REF et dans les simulations des RCM. L'évolution des cumuls moyens à diverses résolutions temporelles (annuelle et journalière en particulier) et des valeurs extrêmes journalières et infra-journalières peut alors être étudiée de manière globale ou par type de temps. Des stages réalisés au LTHE en 2014 et 2015 (Julien Touati, Victor Melese) montrent par exemple l'existence d'une augmentation significative des valeurs extrêmes ponctuelles journalières dans la région d'étude au cours des 30 dernières années, notamment lors des types de temps TT4 et TT7.
- Dans cette thèse, l'analyse des différences de comportement des différents modèles est rendue difficile par la variété des schémas conduisant à la formation de la pluie, ces schémas étant presque tous différents d'un modèle à l'autre. Des études multi-physiques faisant varier des schémas individuellement dans chaque modèle permettraient de vérifier certaines hypothèses émises à partir de la comparaison des modèles.
- Deux variables de précipitations sont simulées par les modèles : celles dues à la grande échelle et celles dues au schéma de convection. Cette distinction ne correspond pas exactement à celle entre précipitations stratiformes et convectives. De façon complémentaire au point précédent, l'analyse des caractéristiques de chacune de ces deux variables permettrait de dissocier les propriétés liées à la grande échelle de celles issues du schéma de convection. À noter que d'autres paramétrisations physiques, telles que le schéma décrivant les interactions entre la surface et l'atmosphère, sont susceptibles d'influer sur les deux types de précipitations.
- Dans le CHAPITRE VI, nous montrons quelques caractéristiques de la pluie simulée par les RCM selon les types de temps. Pour compléter la caractérisation de la pluie simulée par les modèles, une analyse systématique des biais des modèles en fonction des types de temps permettra une évaluation de ces modèles plus axées sur les processus. En particulier, l'analyse préliminaire du CHAPITRE VI montre que les biais sur les caractéristiques de la pluie simulée par LMDz sont très variables d'un type de temps à l'autre. Une analyse détaillée de ces différences éclairerait potentiellement l'origine des biais de LMDz dans la simulation de la pluie.

Compréhension des processus physiques à l'origine de la pluie

- Dans le prolongement de l'étude réalisée au CHAPITRE VI, la caractérisation de la pluie par type de temps peut être exploitée en vue d'approfondir la compréhension des processus physiques à l'origine de la pluie dans le sud-est de la France, pour chacun des types de temps. Dans ce but, les simulations des RCM permettent de disposer de variables météorologiques relatives à la circulation de méso-échelle et aux changements d'états de l'eau, à plus haute résolution que les réanalyses disponibles. Il est alors possible d'exploiter les biais des modèles et les différences

entre modèles pour identifier les paramètres météorologiques auxquels la pluie est sensible, en fonction des types de temps.

De plus, afin de tenir compte de la variabilité de la circulation synoptique et de la pluie au sein de chaque type de temps lors d'analyses par type de temps, il conviendrait de caractériser cette variabilité.

- Pour une étude plus directe de certaines caractéristiques pluviométriques, il est possible d'identifier les champs de pluie possédant ces caractéristiques et de calculer les circulations moyennes associées.

Ce type d'analyse pourrait par exemple être appliqué pour mieux comprendre les différences d'origine de la pluie entre le nord et le sud du relief cévenol. La distinction des cas pour lesquels les intensités sont maximales dans le nord des Cévennes et ceux où elles sont maximales dans le sud permettrait de calculer les circulations moyennes simulées qui sont associées à ces différents cas à l'échelle synoptique et à plus fine échelle.

Application aux études d'impact en climat futur

Une caractérisation multi-échelle de la pluie peut être appliquée aux simulations climatiques futures afin d'estimer l'évolution du régime pluviométrique, en termes d'occurrence et d'intensité, en général et en particulier en fonction des types de circulations synoptiques. Il serait alors possible de caractériser l'évolution de l'hydrologie régionale en réponse à cette modification des régimes pluviométriques, à la fois en ce qui concerne les ressources en eau et les risques hydrologiques.

Références Bibliographiques

- ADHÉMAR, J. A. [1860]. *Révolutions de la mer déluges périodiques*.
- ADLER, R. F., HUFFMAN, G. J., CHANG, A., FERRARO, R., XIE, P.-P., JANOWIAK, J., RUDOLF, B., SCHNEIDER, U., CURTIS, S., BOLVIN, D., GRUBER, A., SUSSKIND, J., ARKIN, P. & NELKIN, E. [2003]. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 4. no. 6, pp. 1147–1167.
- AILLIOT, P., ALLARD, D., MONBET, V. & NAVEAU, P. [2015]. Stochastic weather generators : an overview of weather type models. *Journal de la Société Française de Statistique*. Vol. 156, pp. 101–113.
- ALLEN, M. R. & INGRAM, W. J. [2002]. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*. Vol. 419. no. 6903, pp. 224–232.
- ALPERT, P. [1986]. Mesoscale Indexing of the Distribution of Orographic Precipitation over High Mountains. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. Vol. 25. no. 4, pp. 532–545.
- ARAKAWA, A. [2004]. The Cumulus Parameterization Problem : Past, Present, and Future. *Journal of Climate*. Vol. 17. no. 13, pp. 2493–2525.
- ARAKAWA, A. & SCHUBERT, W. H. [1974]. Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 31. no. 3, pp. 674–701.
- ARAKAWA, A. [1966]. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion : Two-dimensional incompressible flow. Part I. *Journal of Computational Physics*. Vol. 1. no. 1, pp. 119–143.
- ARRHENIUS, P. S. [1896]. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science*. Vol. 41. no. 251, pp. 237–276.
- AYAR, P. V., VRAC, M., BASTIN, S., CARREAU, J., DÉQUÉ, M. & GALLARDO, C. [2015]. Intercomparison of statistical and dynamical downscaling models under the EURO- and MED-CORDEX initiative framework : present climate evaluations. *Climate Dynamics*.
- BASTIN, G., LORENT, B., DUQUÉ, C. & GEVERS, M. [1984]. Optimal Estimation of the Average Areal Rainfall and Optimal Selection of Rain Gauge Locations. *Water Resources Research*. Vol. 20. no. 4, pp. 463–470.
- BASTIN, S., DROBINSKI, P., DABAS, A., DELVILLE, P., REITEBUCH, O. & WERNER, C. [2005]. Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. *Atmospheric Research*. Vol. 74. no. 1–4, pp. 303–328.

- BATES, B. C., KUNDZEWICZ, Z. W., WU, S. & PALUTIKOF, J. P. [2008]. *Climate Change and Water*. Document technique publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Secrétariat du GIEC, Genève, éd.
- BECHTOLD, P., CHABOUREAU, J.-P., BELJAARS, A., BETTS, A. K., KÖHLER, M., MILLER, M. & REDELSPERGER, J.-L. [2004]. The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 130. no. 604, pp. 3119–3137.
- BECHTOLD, P. [2014]. *Atmospheric moist convection*. Meteorological Training Course Lecture Series. ECMWF.
- BENISTON, M., STEPHENSON, D. B., CHRISTENSEN, O. B., FERRO, C. A. T., FREI, C., GOYETTE, S., HALSNAES, K., HOLT, T., JYLHÄ, K., KOFFI, B., PALUTIKOF, J., SCHÖLL, R., SEMMLER, T. & WOTH, K. [2007]. Future extreme events in European climate : an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*. Vol. 81. no. 1, pp. 71–95.
- BERGERON, T. [1965]. On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Proceedings International Conference on Cloud Physics, Tokyo, 1965*. pp. 96–100.
- BERNE, A., DELRIEU, G. & BODEVILLAIN, B. [2009]. Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation. *Advances in water resources*. Vol. 32. no. 7, pp. 1031–1042.
- BETTS, A. K. & MILLER, M. J. [1986]. A new convective adjustment scheme. Part II : Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 112. no. 473, pp. 693–709.
- BIASUTTI, M., YUTER, S. E., BURLEYSON, C. D. & SOBEL, A. H. [2012]. Very high resolution rainfall patterns measured by TRMM precipitation radar : seasonal and diurnal cycles. *Climate Dynamics*. Vol. 39. no. 1-2, pp. 239–258.
- BJERKNES, V. [1904]. Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik. *Meteorologische Zeitschrift*. Vol. 21, pp. 1–7.
- BJERKNES, V. [1995]. Le problème de la prévision du temps du point de vue de la mécanique et de la physique. *La Météorologie*. Vol. 8. no. 9, pp. 55–62.
- BLÖSCHL, G. & SIVAPALAN, M. [1995]. Scale issues in hydrological modelling : A review. *Hydrological Processes*. Vol. 9. no. 3-4, pp. 251–290.
- BOOIJ, M. J. [2002]. Extreme daily precipitation in Western Europe with climate change at appropriate spatial scales. *International Journal of Climatology*. Vol. 22. no. 1, pp. 69–85.
- BODEVILLAIN, B., ARGENCE, S., CLAUD, C., DUCROCQ, V., JOLY, B., JOLY, A., LAMBERT, D., NUISSIER, O., PLU, M., RICARD, D., ARBOGAST, P., BERNE, A., CHABOUREAU, J.-P., CHAPON, B., CRÉPIN, F., DELRIEU, G., DOERFLINGER, E., FUNATSU, B. M., KIRSTETTER, P.-E., MASSON, F., MAYNARD, K., RICHARD, E., SANCHEZ, E., TERRAY, L. & WALPERSDORF, A. [2009]. Projet Cyprim, partie I : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*. no. 66, pp. 18–28.
- BODEVILLAIN, B., DELRIEU, G., WIJBRANS, A. & CONFOLAND, A. [2015]. A high-resolution rainfall re-analysis based on radar-raingauge merging in the Cévennes-Vivarais region, France. *Journal of Hydrology*.
- BOUGEAULT, P. [1985]. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly weather review*. Vol. 113. no. 12, pp. 2108–2121.
- BOÉ, J. [2007]. Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France. Thèse de doct. Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- BOÉ, J. & TERRAY, L. [2008]. Uncertainties in summer evapotranspiration changes over Europe and implications for regional climate change. *Geophysical Research Letters*. Vol. 35. no. 5, pp. L05702.
- BROCKHAUS, P., LÜTHI, D. & SCHÄR, C. [2008]. Aspects of the diurnal cycle in a regional climate model. *Meteorologische Zeitschrift*. Vol. 17. no. 4, pp. 433–443.
- CERESSETTI, D., MOLINIÉ, G. & CREUTIN, J. D. [2010]. Scaling properties of heavy rainfall at short duration : A regional analysis. *Water Resources Research*. Vol. 46. no. 9, pp. W09531.

- CERESSETTI, D., ANQUETIN, S., MOLINIÉ, G., LEBLOIS, E. & CREUTIN, J.-D. [2012]. Multiscale Evaluation of Extreme Rainfall Event Predictions Using Severity Diagrams. *Weather and Forecasting*. Vol. 27. no. 1, pp. 174–188.
- CHAMBERLIN, T. C. [1897]. A Group of Hypotheses Bearing on Climatic Changes. *The Journal of Geology*. Vol. 5. no. 7, pp. 653–683.
- CHAMBERLIN, T. C. [1898]. The Influence of Great Epochs of Limestone Formation upon the Constitution of the Atmosphere. *The Journal of Geology*. Vol. 6. no. 6, pp. 609–621.
- CHARDON, J. [2014]. Intérêt de la méthode des analogues pour la génération de scénarios de précipitations à l'échelle de la France métropolitaine. Cohérence spatiale et adaptabilité du lien d'échelle. Thèse de doct. Université de Grenoble.
- CHARNEY, J. C., ARAKAWA, A., BAKER, D. J., BOLIN, B., DICKINSON, R. E., GOODY, R. M., LEITH, C., STOMMEL, H. M. & WUNSCH, C. I. [1979]. *Carbon dioxide and Climate : a Scientific Assessment*. Report of an Ad Hoc Study Group on Carbon Dioxide and Climate.
- CHEN, C.-T. & KNUTSON, T. [2008]. On the Verification and Comparison of Extreme Rainfall Indices from Climate Models. *Journal of Climate*. Vol. 21. no. 7, pp. 1605–1621.
- CHILÈS, J.-P. & DELFINER, P. [1999]. *Geostatistics. Modeling Spatial Uncertainty*. Wiley-Interscience Publication. Wiley Series in Probability and Statistics. New York : John Wiley & Sons.
- CHRISTENSEN, J. H. & CHRISTENSEN, O. B. [2003]. Climate modelling : Severe summertime flooding in Europe. *Nature*. Vol. 421. no. 6925, pp. 805–806.
- CHRISTENSEN, J. H., CARTER, T. R. & GIORGI, F. [2002]. PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. Vol. 83. no. 13, pp. 147–147.
- COLIN, J. [2011]. Etude des événements précipitants intenses en Méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale. Thèse de doct. Université Paul Sabatier, Toulouse.
- COLIN, J., DÉQUÉ, M., RADU, R. & SOMOT, S. [2010]. Sensitivity study of heavy precipitation in Limited Area Model climate simulations : influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus A*. Vol. 62. no. 5, pp. 591–604.
- CREUTIN, J. D. & OBLED, C. [1982]. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields : An objective comparison. *Water Resources Research*. Vol. 18. no. 2, pp. 413–431.
- CROLL, J. [1875]. *Climate and Time in Their Geological Relations : A Theory of Secular Changes of the Earth's Climate*. Daldy Isbister.
- DAI, A. [2006]. Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate*. Vol. 19. no. 18, pp. 4605–4630.
- DAI, A. [2011]. Drought under global warming : a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*. Vol. 2. no. 1, pp. 45–65.
- DAI, A., GIORGI, F. & TRENBERTH, K. E. [1999]. Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 104. no. D6, pp. 6377–6402.
- DAI, A., LIN, X. & HSU, K.-L. [2007]. The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes. *Climate Dynamics*. Vol. 29. no. 7-8, pp. 727–744.
- DE MICHELE, C., KOTTEGODA, N. T. & ROSSO, R. [2001]. The derivation of areal reduction factor of storm rainfall from its scaling properties. *Water Resources Research*. Vol. 37. no. 12, pp. 3247–3252.
- DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., BERG, L. van de, BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÓLM, E. V., ISAKSEN, L., KÅLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., McNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., ROSNAY, P. de, TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N. & VITART, F. [2011]. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the

- data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 137. no. 656, pp. 553–597.
- DELHOMME, J. P. [1978]. Kriging in the hydrosociences. *Advances in Water Resources*. Vol. 1. no. 5, pp. 251–266.
- DELRIEU, G., NICOL, J., YATES, E., KIRSTETTER, P.-E., CREUTIN, J.-D., ANQUETIN, S., OBLED, C., SAULNIER, G.-M., DUCROCQ, V., GAUME, E. & OTHERS [2005]. The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cévennes-Vivarais mediterranean hydrometeorological observatory. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 6. no. 1, pp. 34–52.
- DI LUCA, A., ELÍA, R. de & LAPRISE, R. [2012]. Potential for added value in precipitation simulated by high-resolution nested Regional Climate Models and observations. *Climate Dynamics*. Vol. 38. no. 5-6, pp. 1229–1247.
- DI LUCA, A., DE ELÍA, R. & LAPRISE, R. [2015]. Challenges in the Quest for Added Value of Regional Climate Dynamical Downscaling. *Current Climate Change Reports*. Vol. 1. no. 1, pp. 10–21.
- DOVE, H. W. [1837]. *Meteorologische untersuchungen*. Sander.
- DROBINSKI, P., BASTIN, S., DABAS, A., DELVILLE, P. & REITEBUCH, O. [2006]. Variability of three-dimensional sea breeze structure in southern France : observations and evaluation of empirical scaling laws. *Annales Geophysicae*. Vol. 24. no. 7, pp. 1783–1799.
- DROBINSKI, P., ANAV, A., LEBEAUPIN BROSSIER, C., SAMSON, G., STÉFANON, M., BASTIN, S., BAKLOUTI, M., BÉRANGER, K., BEUVIER, J., BOURDALLÉ-BADIE, R., COQUART, L., D’ANDREA, F., NOBLET-DUCOUDRÉ, N. de, DIAZ, F., DUTAY, J.-C., ETHE, C., FOJOLS, M.-A., KHVOROSTYANOV, D., MADEC, G., MANCIP, M., MASSON, S., MENUT, L., PALMIERI, J., POLCHER, J., TURQUETY, S., VALCKE, S. & VIOVY, N. [2012]. Model of the Regional Coupled Earth system (MORCE) : Application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environmental Modelling & Software*. Vol. 35, pp. 1–18.
- DUCROCQ, V., NUISSIER, O., RICARD, D., LEBEAUPIN, C. & THOUVENIN, T. [2008]. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 134. no. 630, pp. 131–145.
- DUCROCQ, V., AULLO, G. & SANTURETTE, P. [2003]. Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*. no. 42, pp. 18–27.
- DUFFOURG, F. & DUCROCQ, V. [2011]. Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 11. no. 4, pp. 1163–1178.
- DÉQUÉ, M. [2007]. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*. Vol. 57. no. 1–2, pp. 16–26.
- EASTERLING, D. R., EVANS, J. L., GROISMAN, P. Y., KARL, T. R., KUNKEL, K. E. & AMBENJE, P. [2000]. Observed Variability and Trends in Extreme Climate Events : A Brief Review. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 81. no. 3, pp. 417–425.
- EDWARDS, P. N. [2011]. History of climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*. Vol. 2. no. 1, pp. 128–139.
- EMANUEL, K. A. [1991]. A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 48. no. 21, pp. 2313–2329.
- EMANUEL, K. A. [1993]. A Cumulus Representation Based on the Episodic Mixing Model : The Importance of Mixing and Microphysics in Predicting Humidity. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*. Sous la dir. de K. A. EMANUEL & D. J. RAYMOND. Meteorological Monographs. American Meteorological Society, pp. 185–192.
- FABRY, F. [1996]. On the determination of scale ranges for precipitation fields. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 101. no. D8, pp. 12,819–12,826.

- FARDA, A., DÉQUÉ, M., SOMOT, S., HORÁNYI, A., SPIRIDONOV, V. & TÓTH, H. [2010]. Model ALADIN as regional climate model for Central and Eastern Europe. *Studia Geophysica et Geodaetica*. Vol. 54. no. 2, pp. 313–332.
- FERREL, W. [1856]. An essay on the winds and currents of the ocean. *Nashville Journal of Medicine and Surgery*. Vol. 11, pp. 287–301.
- FESER, F., ROCKEL, B., STORCH, H. von, WINTERFELDT, J. & ZAHN, M. [2011]. Regional Climate Models Add Value to Global Model Data : A Review and Selected Examples. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 92. no. 9, pp. 1181–1192.
- FLATO, G., MAROTZKE, J., ABIODUN, B., BRACONNOT, P., CHOU, S., COLLINS, W., COX, P., DRIOUECH, F., EMORI, S., EYRING, V., FOREST, C., GLECKLER, P., GUILYARDI, E., JAKOB, C., KATTSOV, V., REASON, C. & RUMMUKAINEN, M. [2013]. Chapter 9 : Evaluation of Climate Models. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA. : Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley.
- FOLEY, A. M. [2010]. Uncertainty in regional climate modelling : A review. *Progress in Physical Geography*. Vol. 34. no. 5, pp. 647–670.
- FOURIER, J. B. J. [1822]. *Théorie analytique de la chaleur*. Chez F. Didot, père et fils.
- FREI, C. & SCHÄR, C. [1998]. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*. Vol. 18. no. 8, pp. 873–900.
- FREI, C., CHRISTENSEN, J. H., DÉQUÉ, M., JACOB, D., JONES, R. G. & VIDALE, P. L. [2003]. Daily precipitation statistics in regional climate models : Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 108. no. D3, pp. 4124.
- FREI, C., SCHÖLL, R., FUKUTOME, S., SCHMIDL, J. & VIDALE, P. L. [2006]. Future change of precipitation extremes in Europe : Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 111. no. D06105.
- FRESNAY, S., HALLY, A., GARNAUD, C., RICHARD, E. & LAMBERT, D. [2012]. Heavy precipitation events in the Mediterranean : sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 12. no. 8, pp. 2671–2688.
- FUNATSU, B. M., CLAUD, C. & CHABOUREAU, J.-P. [2009]. Comparison between the Large-Scale Environments of Moderate and Intense Precipitating Systems in the Mediterranean Region. *Monthly Weather Review*. Vol. 137. no. 11, pp. 3933–3959.
- GARAVAGLIA, F., GAILHARD, J., PAQUET, E., LANG, M., GARÇON, R. & BERNARDARA, P. [2010]. Introducing a rainfall compound distribution model based on weather patterns sub-sampling. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 14. no. 6, pp. 951–964.
- GARCÍA-DÍEZ, M., FERNÁNDEZ, J. & VAUTARD, R. [2015]. An RCM multi-physics ensemble over Europe : multi-variable evaluation to avoid error compensation. *Climate Dynamics*. pp. 1–16.
- GIORGI, F. [2006]. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*. Vol. 33. no. L08707.
- GIORGI, F. & LIONELLO, P. [2008]. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*. Vol. 63. no. 2–3, pp. 90–104.
- GIORGI, F. & MEARN, L. O. [1999]. Introduction to special section : Regional Climate Modeling Revisited. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 104. no. D6, pp. 6335–6352.
- GIORGI, F., JONES, C. & ASRAR, G. R. [2009]. Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*. Vol. 58. no. 3, pp. 175.
- GIORGI, F., IM, E.-S., COPPOLA, E., DIFFENBAUGH, N. S., GAO, X. J., MARIOTTI, L. & SHI, Y. [2011]. Higher Hydroclimatic Intensity with Global Warming. *Journal of Climate*. Vol. 24. no. 20, pp. 5309–5324.
- GIORGI, F. [1990]. Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model. *Journal of Climate*. Vol. 3. no. 9, pp. 941–963.

- GLECKLER, P. J., TAYLOR, K. E. & DOUTRIAUX, C. [2008]. Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 113. no. D06104.
- GODART, A. [2009]. Les précipitations orographiques organisées en bandes dans la région Cévennes-Vivarais : Caractérisation et contribution au régime pluviométrique. Thèse de doct. Grenoble : Université Joseph Fourier, Grenoble.
- GODART, A., LEBLOIS, E., ANQUETIN, S. & FREYCHET, N. [2010]. Analysis of the Relationship between Banded Orographic Convection and Atmospheric Properties Using Factorial Discriminant Analysis and Neural Networks. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 49. no. 4, pp. 646–663.
- GODART, A., ANQUETIN, S., LEBLOIS, E. & CREUTIN, J.-D. [2011]. The Contribution of Orographically Driven Banded Precipitation to the Rainfall Climatology of a Mediterranean Region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 50. no. 11, pp. 2235–2246.
- GUICHARD, F., PETCH, J. C., REDELSPERGER, J.-L., BECHTOLD, P., CHABOUREAU, J.-P., CHEINET, S., GRABOWSKI, W., GRENIER, H., JONES, C. G., KÖHLER, M., PIRIOU, J.-M., TAILLEUX, R. & TOMASINI, M. [2004]. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 130. no. 604, pp. 3139–3172.
- HADLEY, G. [1735]. Concerning the Cause of the General Trade-Winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Vol. 39, pp. 58–62.
- HALLEGATTE, S., SOMOT, S. & NASSOPOULOS, H. [2009]. *Région méditerranéenne & changement climatique. Une nécessaire anticipation*. Construire la Méditerranée.
- HALLEY, E. [1686]. An Historical Account of the Trade Winds, and Monsoons, Observable in the Seas between and Near the Tropicks, with an Attempt to Assign the Phisical Cause of the Said Winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Vol. 16, pp. 153–168.
- HAYLOCK, M. R., HOFSTRA, N., KLEIN TANK, A. M. G., KLOK, E. J., JONES, P. D. & NEW, M. [2008]. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 113. no. D20119.
- HERRMANN, M., SOMOT, S., CALMANTI, S., DUBOIS, C. & SEVAULT, F. [2011]. Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 11, pp. 1983–2001.
- HEWITSON, B. C. & CRANE, R. G. [1996]. Climate downscaling : techniques and application. *Climate Research*. Vol. 07. no. 2, pp. 85–95.
- HEWITT, C. D. [2004]. Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. Vol. 85. no. 52, pp. 566–566.
- HILL, C. M., FITZPATRICK, P. J., CORBIN, J. H., LAU, Y. H. & BHATE, S. K. [2010]. Summertime Precipitation Regimes Associated with the Sea Breeze and Land Breeze in Southern Mississippi and Eastern Louisiana. *Weather and Forecasting*. Vol. 25. no. 6, pp. 1755–1779.
- HOUDIN, F., MUSAT, I., BONY, S., BRACONNOT, P., CODRON, F., DUFRESNE, J.-L., FAIRHEAD, L., FILIBERTI, M.-A., FRIEDLINGSTEIN, P., GRANDPEIX, J.-Y., KRINNER, G., LEVAN, P., LI, Z.-X. & LOTT, F. [2006]. The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*. Vol. 27. no. 7-8, pp. 787–813.
- HOUDIN, F., GRANDPEIX, J.-Y., RIO, C., BONY, S., JAM, A., CHERUY, F., ROCHETIN, N., FAIRHEAD, L., IDELKADI, A., MUSAT, I., DUFRESNE, J.-L., LAHELLEC, A., LEFEBVRE, M.-P. & ROEHRIG, R. [2012]. LMDZ5B : the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Climate Dynamics*. Vol. 40. no. 9-10, pp. 2193–2222.
- HOUZE Jr., R. A. [1993]. *Cloud Dynamics*. Vol. 53. International Geophysics Series. Academic Press, Inc.

- HUFFMAN, G. J., ADLER, R. F., MORRISSEY, M. M., BOLVIN, D. T., CURTIS, S., JOYCE, R., MCGAVOCK, B. & SUSSKIND, J. [2001]. Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 2. no. 1, pp. 36–50.
- HUNTINGTON, T. G. [2006]. Evidence for intensification of the global water cycle : Review and synthesis. *Journal of Hydrology*. Vol. 319. no. 1–4, pp. 83–95.
- IORIO, J. P., DUFFY, P. B., GOVINDASAMY, B., THOMPSON, S. L., KHAIROUTDINOV, M. & RANDALL, D. [2004]. Effects of model resolution and subgrid-scale physics on the simulation of precipitation in the continental United States. *Climate Dynamics*. Vol. 23. no. 3-4, pp. 243–258.
- IPCC [2007]. *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 & New York, NY, USA : Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller.
- IPCC [2013]. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA : Stocker, T.F., D. Qin, G. - K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley.
- ISOTTA, F. A., FREI, C., WEILGUNI, V., PERČEC TADIĆ, M., LASSÈGUES, P., RUDOLF, B., PAVAN, V., CACCIAMANI, C., ANTOLINI, G., RATTO, S. M., MUNARI, M., MICHELETTI, S., BONATI, V., LUSSANA, C., RONCHI, C., PANETTIERI, E., MARIGO, G. & VERTAČNIK, G. [2014]. The climate of daily precipitation in the Alps : development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *International Journal of Climatology*. Vol. 34. no. 5, pp. 1657–1675.
- JOHNSON, G. L. & HANSON, C. L. [1995]. Topographic and Atmospheric Influences on Precipitation Variability over a Mountainous Watershed. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34. no. 1, pp. 68–87.
- JONES, C., GIORGI, F. & ASRAR, G. [2011]. The Coordinated Regional Downscaling Experiment : CORDEX. An international downscaling link to CMIP5. *Clivar Exchanges*. Vol. 56, pp. 34–40.
- JUN, M., KNUTTI, R. & NYCHKA, D. W. [2008]. Spatial Analysis to Quantify Numerical Model Bias and Dependence. *Journal of the American Statistical Association*. Vol. 103. no. 483, pp. 934–947.
- KAIN, J. S. [2004]. The Kain–Fritsch Convective Parameterization : An Update. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 43. no. 1, pp. 170–181.
- KAIN, J. S. & FRITSCH, J. M. [1990]. A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 47. no. 23, pp. 2784–2802.
- KASAHARA, A. & WASHINGTON, W. M. [1967]. NCAR global general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review*. Vol. 95. no. 7, pp. 389–402.
- KATRAGKOU, E., GARCÍA-DÍEZ, M., VAUTARD, R., SOBOLOWSKI, S., ZANIS, P., ALEXANDRI, G., CARDOSO, R. M., COLETTE, A., FERNANDEZ, J., GOBIET, A., GOERGEN, K., KARACOSTAS, T., KNIST, S., MAYER, S., SOARES, P. M. M., PYTHAROULIS, I., TEGOULIAS, I., TSIKERDEKIS, A. & JACOB, D. [2015]. Regional climate hindcast simulations within EURO-CORDEX : evaluation of a WRF multi-physics ensemble. *Geoscientific Model Development*. Vol. 8. no. 3, pp. 603–618.
- KOUTSOYIANNIS, D. [1997]. *Statistical hydrology*. National Technical University of Athens, Athens, Greece.
- KUO, H. L. [1965]. On Formation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent Heat Release by Cumulus Convection. *Journal of the atmospheric sciences*. Vol. 22, pp. 40–63.
- LEBEL, T., BASTIN, G., OBLED, C. & CREUTIN, J. D. [1987]. On the accuracy of areal rainfall estimation : A case study. *Water Resources Research*. Vol. 23. no. 11, pp. 2123–2134.
- LI, L., CASADO, A., CONGEDI, L., DELL'AQUILLA, A., DUBOIS, C., ELIZALDE, A., L'HÉVÉDER, B., LIONELLO, P., SEVAULT, F., SOMOT, S., RUTI, P. & ZAMPIERI, M. [2012]. Chapitre 7 : Modeling of the Mediterranean Climate System. *The climate of the Mediterranean region : from the past to the future*. Elsevier insights. London ; Waltham, MA : Lionello P., pp. 419–448.

- LIONELLO, P., MALANOTTE-RIZZOLI, P., BOSCOLO, R., ALPERT, P., ARTALE, V., LI, L., LUTERBACHER, J., MAY, W., TRIGO, R., TSIMPLIS, M., ULBRICH, U. & XOPLAKI, E. [2006]. The Mediterranean Climate : An Overview of the Main Characteristics and Issues. *Mediterranean Climate Variability*. Elsevier. Developments in Earth and Environmental Sciences no. 4. Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R.
- LORENZ, E. N. [1963]. Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 20. no. 2, pp. 130–141.
- LORENZ, E. N. [1969]. Atmospheric Predictability as Revealed by Naturally Occurring Analogues. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 26. no. 4, pp. 636–646.
- L'HÉVÉDER, B., LI, L., SEVAULT, F. & SOMOT, S. [2012]. Interannual variability of deep convection in the Northwestern Mediterranean simulated with a coupled AORCM. *Climate Dynamics*. Vol. 41. no. 3-4, pp. 937–960.
- MALARDEL, S. [2005]. *Fondamentaux de météorologie, à l'école du temps*. Cépaduès.
- MANABE, S., SMAGORINSKY, J. & STRICKLER, R. F. [1965]. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Monthly Weather Review*. Vol. 93. no. 12, pp. 769–798.
- MANDAPAKA, P. V., GERMANN, U. & PANZIERA, L. [2013]. Diurnal cycle of precipitation over complex Alpine orography : inferences from high-resolution radar observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 139. no. 673, pp. 1025–1046.
- MARAUN, D., WETTERHALL, F., IRESON, A. M., CHANDLER, R. E., KENDON, E. J., WIDMANN, M., BRIENEN, S., RUST, H. W., SAUTER, T., THEMESSEL, M., VENEMA, V. K. C., CHUN, K. P., GOODESS, C. M., JONES, R. G., ONOF, C., VRAC, M. & THIELE-EICH, I. [2010]. Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. en. *Reviews of Geophysics*. Vol. 48. no. 3.
- MARIOTTI, A., STRUGLIA, M. V., ZENG, N. & LAU, K.-M. [2002]. The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea. *Journal of Climate*. Vol. 15. no. 13, pp. 1674–1690.
- MARIOTTI, A., PAN, Y., ZENG, N. & ALESSANDRI, A. [2015]. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Climate Dynamics*. Vol. 44. no. 5-6, pp. 1437–1456.
- MEARNS, L. O., BOGARDI, I., GIORGI, F., MATYASOVSKY, I. & PALECKI, M. [1999]. Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 104. no. D6, pp. 6603–6621.
- MEARNS, L. O., GUTOWSKI, W., JONES, R., LEUNG, R., MCGINNIS, S., NUNES, A. & QIAN, Y. [2009]. A Regional Climate Change Assessment Program for North America. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. Vol. 90. no. 36, pp. 311–311.
- MICHAUD, J. D., AUVINE, B. A. & PENALBA, O. C. [1995]. Spatial and Elevational Variations of Summer Rainfall in the Southwestern United States. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34. no. 12, pp. 2689–2703.
- MICHELANGELI, P.-A., VAUTARD, R. & LEGRAS, B. [1995]. Weather Regimes : Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 52. no. 8, pp. 1237–1256.
- MILANKOVIĆ, M. [1920]. *Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire*. Paris : Gauthier-Villars.
- MILLY, P. C. D., WETHERALD, R. T., DUNNE, K. A. & DELWORTH, T. L. [2002]. Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*. Vol. 415. no. 6871, pp. 514–517.
- MINISCLOUX, F., CREUTIN, J. D. & ANQUETIN, S. [2001]. Geostatistical Analysis of Orographic Rainbands. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 40. no. 11, pp. 1835–1854.
- MITCHELL, T. D. & JONES, P. D. [2005]. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*. Vol. 25. no. 6, pp. 693–712.

- MITCHELL, T. D. & HULME, M. [1999]. Predicting regional climate change : living with uncertainty. *Progress in Physical Geography*. Vol. 23. no. 1, pp. 57–78.
- MOLINIÉ, G., CERESSETTI, D., ANQUETIN, S., CREUTIN, J. D. & BOUDEVILLAIN, B. [2012]. Rainfall Regime of a Mountainous Mediterranean Region : Statistical Analysis at Short Time Steps. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 51. no. 3, pp. 429–448.
- MURPHY, J. [1999]. An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *Journal of Climate*. Vol. 12. no. 8, pp. 2256–2284.
- NESBITT, S. W. & ZIPSER, E. J. [2003]. The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. *Journal of Climate*. Vol. 16. no. 10, pp. 1456–1475.
- NIKULIN, G., JONES, C., GIORGI, F., ASRAR, G., BÜCHNER, M., CEREZO-MOTA, R., CHRISTENSEN, O. B., DÉQUÉ, M., FERNANDEZ, J., HÄNSLER, A., MEIJGAARD, E. van, SAMUELSSON, P., SYLLA, M. B. & SUSHAMA, L. [2012]. Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *Journal of Climate*. Vol. 25. no. 18, pp. 6057–6078.
- NUISSIER, O., DUCROCQ, V., RICARD, D., LEBEAUPIN, C. & ANQUETIN, S. [2008]. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 134. no. 630, pp. 111–130.
- NUISSIER, O., JOLY, B., JOLY, A., DUCROCQ, V. & ARBOGAST, P. [2011]. A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 137, pp. 1812–1827.
- OKI, T. & MUSIAKE, K. [1994]. Seasonal Change of the Diurnal Cycle of Precipitation over Japan and Malaysia. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 33. no. 12, pp. 1445–1463.
- ORLANSKI, I. [1975]. A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 56. no. 5, pp. 527–530.
- OSBORN, T. J. & HULME, M. [1997]. Development of a relationship between station and grid-box rainfall frequencies for climate model evaluation. *Journal of Climate*. Vol. 10. no. 8, pp. 1885–1908.
- PAQUET, E., GAILHARD, J. & GARÇON, R. [2006]. Évolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche*. no. 5, pp. 80–90.
- PARODI, A., FOUFOULA-GEORGIU, E. & EMANUEL, K. [2011]. Signature of microphysics on spatial rainfall statistics. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 116. no. D14119.
- PIELKE, R. A. [1974]. A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes Over South Florida. *Monthly Weather Review*. Vol. 102. no. 2, pp. 115–139.
- PIERI, A. B., HARDENBERG, J. von, PARODI, A. & PROVENZALE, A. [2015]. Sensitivity of Precipitation Statistics to Resolution, Microphysics, and Convective Parameterization : A Case Study with the High-Resolution WRF Climate Model over Europe. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 16. no. 4, pp. 1857–1872.
- QUINTANA SEGUÍ, P. [2008]. Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec SAFRAN-ISBA-MODCOU. Amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique. Thèse de doct. Université Paul Sabatier.
- QUINTANA-SEGUÍ, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. & MOREL, S. [2008]. Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol. 47. no. 1, pp. 92–107.
- QUINTANA SEGUÍ, P., RIBES, A., MARTIN, E., HABETS, F. & BOÉ, J. [2010]. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology*. Vol. 383. no. 1–2, pp. 111–124.
- RADU, R., DÉQUÉ, M. & SOMOT, S. [2008]. Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus A*. Vol. 60. no. 5, pp. 898–910.
- RAMOS, M. H., CREUTIN, J. D. & LEBLOIS, E. [2005]. Visualization of storm severity. *Journal of Hydrology*. Vol. 315. no. 1–4, pp. 295–307.

- RANDALL, D. A., WOOD, R. A., BONY, S., COLMAN, R., FICHEFET, T., FYFE, J., KATTSOV, V., PITMAN, A., SHUKLA, J., SRINIVASAN, J., STOUFFER, R. J., SUMI, A. & TAYLOR, K. E. [2007]. Chapter 8 : Climate Models and Their Evaluation. *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 & New York, NY, USA : Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller.
- REICHLER, T. & KIM, J. [2008]. How Well Do Coupled Models Simulate Today's Climate ? : *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 89. no. 3, pp. 303–311.
- RICARD, D. [2002]. Initialisation et assimilation de données à méso-échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région Cévennes-Vivarais. Thèse de doct. Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- RICHARDSON, L. F. [1922]. *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge University Press.
- RUIN, I., CREUTIN, J. D., ANQUETIN, S. & LUTOFF, C. [2008]. Human exposure to flash floods – Relation between flood parameters and human vulnerability during a storm of September 2002 in Southern France. *Journal of Hydrology*. Vol. 361. no. 1–2, pp. 199–213.
- RUMMUKAINEN, M. [2010]. State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*. Vol. 1. no. 1, pp. 82–96.
- RUTI, P., SOMOT, S., GIORGI, F., DUBOIS, C., FLAOUNAS, E., OBERMANN, A., DELL'AQUILA, A., PISACANE, G., HARZALLAH, A., LOMBARDI, E., AHRENS, B., AKHTAR, N., ALIAS, A., ARSOUZE, T., AZNAR, R., BASTIN, S., BARTHOLY, J., BÉRANGER, K., BEUVIER, J., BOUFFIES-CLOCHÉ, S., BRAUCH, J., CABOS, W., CALMANTI, S., CALVET, J.-C., CARILLO, A., CONTE, D., COPPOLA, E., DJURDJEVIC, V., DROBINSKI, P., ELIZALDE-ARELLANO, A., GAERTNER, M., GALÀN, P., GALLARDO, C., GONCALVES, M., GUALDI, S., JORBA, O., JORDÀ, G., L'HEVEDER, B., LEBEAUPIN-BROSSIER, C., L., L., LIGUORI, G., LIONELLO, P., D., M., NABAT, P., ONOL, B., RAIKOVIC, B., RAMAGE, K., SANNINO, G., SEVAULT, F., STRUGLIA, M., SANNA, A., TORMA, C. & VERVATIS, V. [2015]. MED-CORDEX initiative for Mediterranean Climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*. In revision.
- SEVAULT, F., SOMOT, S., ALIAS, A., DUBOIS, C., LEBEAUPIN-BROSSIER, C., NABAT, P., ADLOFF, F., DÉQUÉ, M. & DECHARME, B. [2014]. A fully coupled Mediterranean regional climate system model : design and evaluation of the ocean component for the 1980–2012 period. *Tellus A*. Vol. 66. no. 23967.
- SHIU, C. J., LIU, S. C., FU, C., DAI, A. & SUN, Y. [2012]. How much do precipitation extremes change in a warming climate ? : *Geophysical Research Letters*. Vol. 39. no. 17, pp. L17707.
- SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., GILL, D. O., BARKER, D. M., WANG, W. & POWERS, J. G. [2008]. *A description of the advanced research WRF version 2*. Rap. tech. DTIC Document.
- SKELLY, W. C. & HENDERSON-SELLERS, A. [1996]. Grid box or Grid point : What type of data do GCMs deliver to climate impact researchers ? : *International Journal of Climatology*. Vol. 16. no. 10, pp. 1079–1086.
- SMAGORINSKY, J., MANABE, S. & HOLLOWAY, J. L. [1965]. Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review*. Vol. 93. no. 12, pp. 727–768.
- SMITH, R. N. B. [1990]. A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 116. no. 492, pp. 435–460.
- STAINFORTH, D. A., ALLEN, M. R., TREDGER, E. R. & SMITH, L. A. [2007]. Confidence, uncertainty and decision-support relevance in climate predictions. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. 365, pp. 2145–2161.
- STEPHENS, G. L., L'ECUYER, T., FORBES, R., GETTLEMEN, A., GOLAZ, J.-C., BODAS-SALCEDO, A., SUZUKI, K., GABRIEL, P. & HAYNES, J. [2010]. Dreary state of precipitation in global models. en. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 115. no. D24211.
- STÉFANON, M., DROBINSKI, P., D'ANDREA, F., LEBEAUPIN-BROSSIER, C. & BASTIN, S. [2014]. Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. en. *Climate Dynamics*. Vol. 42. no. 5-6, pp. 1309–1324.

- SUN, Y., SOLOMON, S., DAI, A. & PORTMANN, R. W. [2006]. How often does it rain? : *Journal of Climate*. Vol. 19. no. 6, pp. 916–934.
- SÉNÉSI, S., BOUGEAULT, P., CHÈZE, J.-L., COSENTINO, P. & THEPENIER, R.-M. [1996]. The Vaison-La-Romaine Flash Flood : Mesoscale Analysis and Predictability Issues. *Weather and Forecasting*. Vol. 11. no. 4, pp. 417–442.
- TAYLOR, K. E. [2001]. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 106. no. D7, pp. 7183–7192.
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J. & MEEHL, G. A. [2012]. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 93. no. 4, pp. 485–498.
- TEBALDI, C. & KNUZZI, R. [2007]. The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol. 365. no. 1857, pp. 2053–2075.
- TIEDTKE, M. [1989]. A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*. Vol. 117, pp. 1779–1800.
- TRAMBLAY, Y., RUELLAND, D., SOMOT, S., BOUAICHA, R. & SERVAT, E. [2013]. High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies : a first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 17. no. 10, pp. 3721–3739.
- TRENBERTH, K. E. [2011]. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*. Vol. 47. no. 1, pp. 123–138.
- TRENBERTH, K. E., DAI, A., RASMUSSEN, R. M. & PARSONS, D. B. [2003]. The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 84. no. 9, pp. 1205–1218.
- TRENBERTH, K. E. [2009]. Precipitation in a Changing Climate—More Floods and Droughts in the Future. *Gewex News*. Vol. 19, pp. 8–10.
- VIDAL, J. P., MARTIN, E., FRANCHISTÉGUY, L., BAILLON, M. & SOUBEYROUX, J. M. [2010]. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*. Vol. 30. no. 11, pp. 1627–1644.
- VIÉ, B., MOLINIÉ, G., NUISSIER, O., VINCENDON, B., DUCROCQ, V., BOUTTIER, F. & RICHARD, E. [2012]. Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for Mediterranean heavy precipitating events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 12. no. 8, pp. 2631–2645.
- WANG, Y., LEUNG, L. R., MCGREGOR, J. L., LEE, D.-K., WANG, W.-C., DING, Y. & KIMURA, F. [2004]. Regional Climate Modeling : Progress, Challenges, and Prospects. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*. Vol. 82. no. 6, pp. 1599–1628.
- WILBY, R. L. & WIGLEY, T. M. L. [1997]. Downscaling general circulation model output : a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*. Vol. 21. no. 4, pp. 530–548.
- WILBY, R. L., WIGLEY, T. M. L., CONWAY, D., JONES, P. D., HEWITSON, B. C., MAIN, J. & WILKS, D. S. [1998]. Statistical downscaling of general circulation model output : A comparison of methods. *Water Resources Research*. Vol. 34. no. 11, pp. 2995–3008.
- WILKS, D. S. & WILBY, R. L. [1999]. The weather generation game : a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*. Vol. 23. no. 3, pp. 329–357.
- XIE, P. & ARKIN, P. A. [1997]. Global Precipitation : A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 78. no. 11, pp. 2539–2558.
- YANG, Z. & ARMITT, R. W. [2002]. Tests of a Perturbed Physics Ensemble Approach for Regional Climate Modeling. *Journal of Climate*. Vol. 15. no. 20, pp. 2881–2896.
- YATES, E. [2006]. Convection en région Cévennes-Vivarais : Etude de données pluviométriques, simulations numériques et validation multi-échelles. Thèse de doct. Institut National Polytechnique de Grenoble.
- YATES, E., ANQUETIN, S., DUCROCQ, V., CREUTIN, J. D., RICARD, D. & CHANCIBAUT, K. [2006]. Point and areal validation of forecast precipitation fields. *Meteorological Applications*. Vol. 13. no. 01, pp. 1.

- YATES, E., CREUTIN, J. D., ANQUETIN, S. & RIVOIRARD, J. [2007]. A Scale-Dependent Quality Index of Areal Rainfall Prediction. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 8. no. 2, pp. 160–170.
- ZEPEDA-ARCE, J., FOUFOULA-GEORGIU, E. & DROEGEMEIER, K. K. [2000]. Space-time rainfall organization and its role in validating quantitative precipitation forecasts. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 105. no. D8, pp. 10,129–10,146.
- ZOLINA, O., SIMMER, C., KAPALA, A., SHABANOV, P., BECKER, P., MÄCHEL, H., GULEV, S. & GROISMAN, P. [2014]. Precipitation Variability and Extremes in Central Europe : New View from STAMMEX Results. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 95. no. 7, pp. 995–1002.
- ZORITA, E. & STORCH, H. von [1999]. The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique : Comparison with More Complicated Methods. *Journal of Climate*. Vol. 12. no. 8, pp. 2474–2489.

ANNEXES

Compléments à l'évaluation des simulations RCM

Nous présentons dans cette annexe des figures complémentaires à l'évaluation des modèles. Il s'agit de figures similaires à celles présentées dans le CHAPITRE V correspondant à d'autres saisons que l'automne et à des représentations des valeurs simulées au lieu des écarts relatifs.

1. Cumuls

Nous présentons les cumuls annuels et saisonniers moyens dans les différentes simulations sur leurs propres grilles. Les cumuls des observations K-REF sont rappelés à titre d'information.

1.1. Cumuls annuels

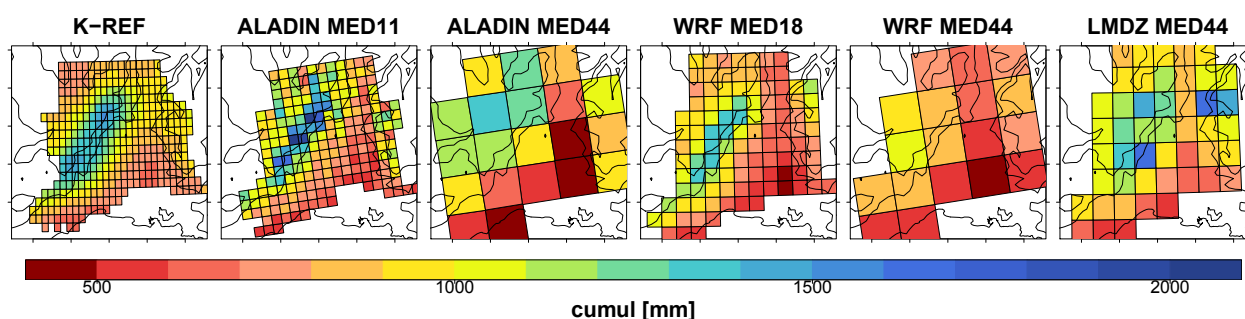


FIGURE A.1 – Cumuls annuels moyens (en mm) dans les observations K-REF et dans les simulations ALADIN MED11, ALADIN MED44, WRF MED18, WRF MED44, LMDz MED44.

1.2. Cumuls saisonniers

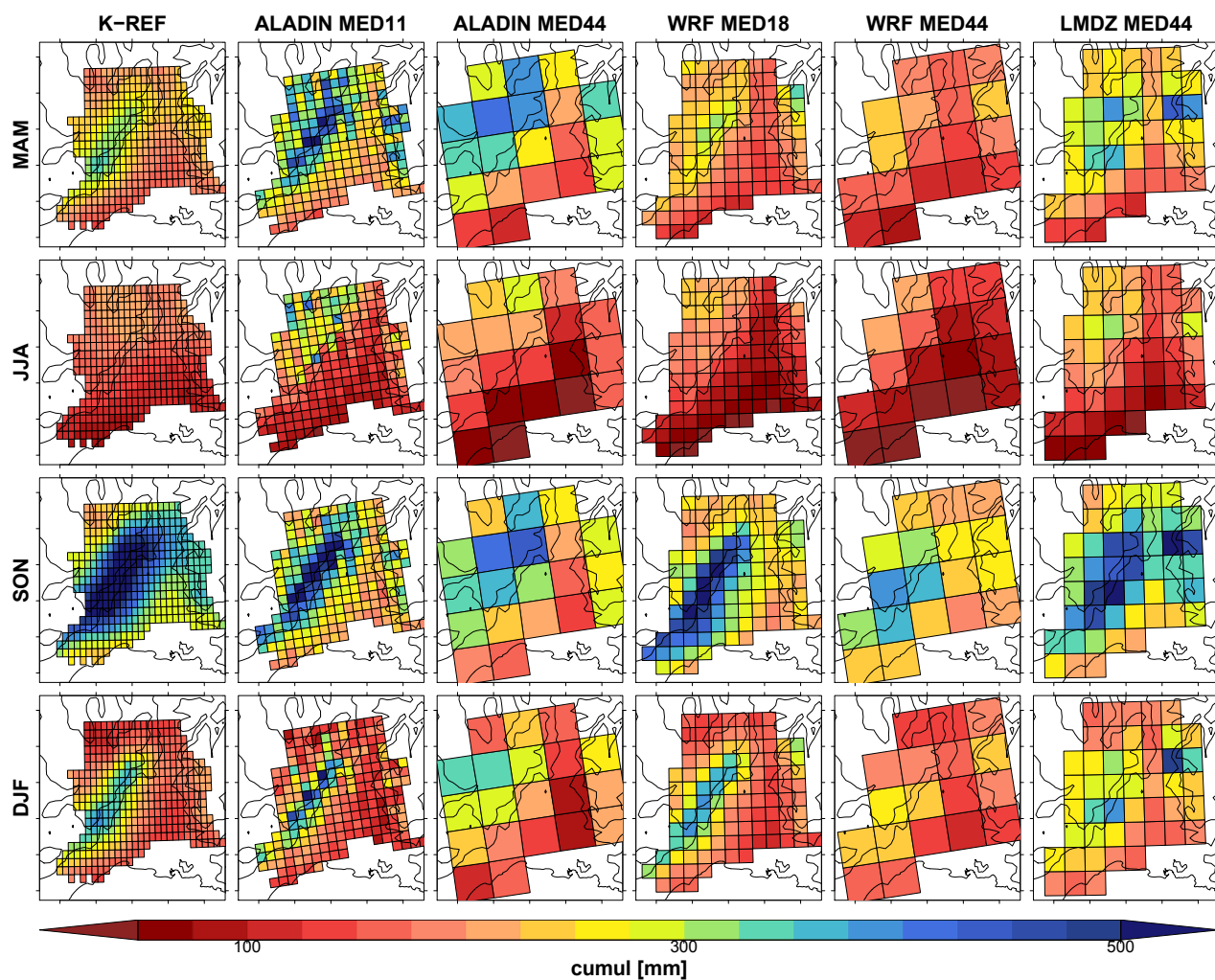


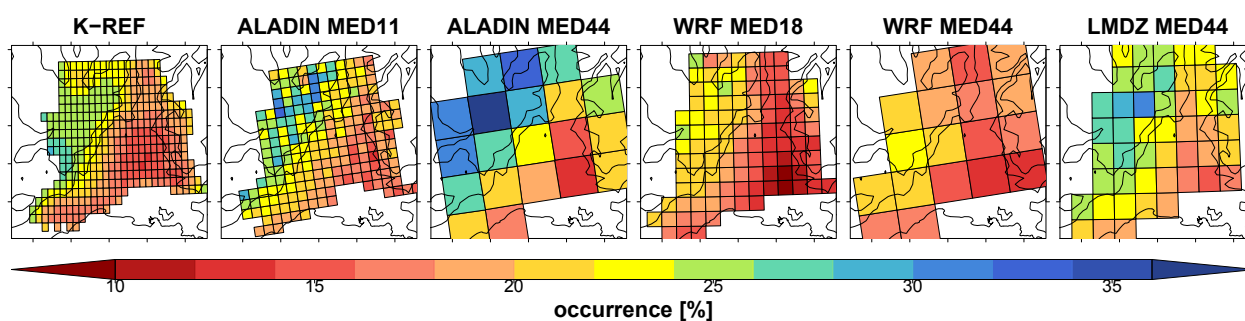
FIGURE A.2 – Cumuls saisonniers moyens (en mm) dans les observations K-REF et dans les simulations ALADIN MED11, ALADIN MED44, WRF MED18, WRF MED44, LMDz MED44.

2. Occurrence de pluie

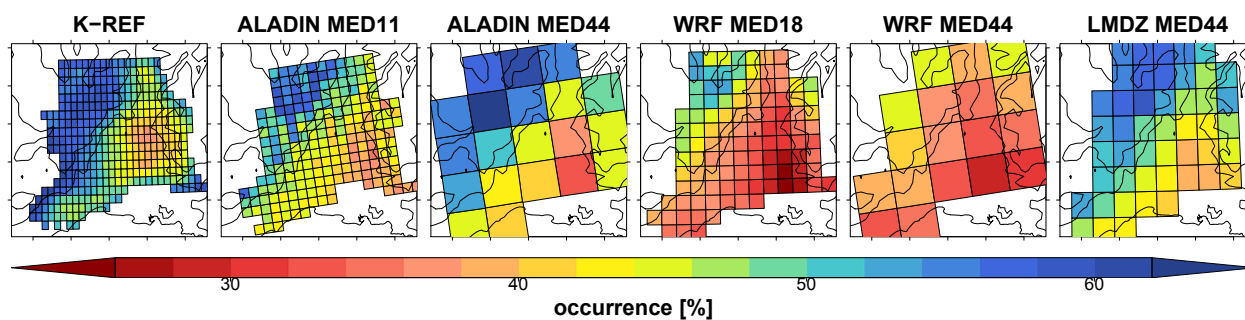
Pour chaque saison, l'occurrence de pluie pour des durées d'accumulation de 3 h et de 24 h est décrite grâce aux valeurs d'occurrence moyenne (SECTION 2.1) et de durée d'événements pluvieux, renseignant sur l'organisation temporelle de l'occurrence (SECTION 2.2). Pour l'automne, les écarts relatifs entre observations et modèles sont indiqués au CHAPITRE V, seules les statistiques calculées pour chacun de modèles sont présentées. Pour les autres saisons, on donne également les valeurs des écarts relatifs par rapport aux observations. Les valeurs pour les observations K-REF sont rappelées à titre indicatif.

2.1. Occurrence moyenne

En automne (SON)



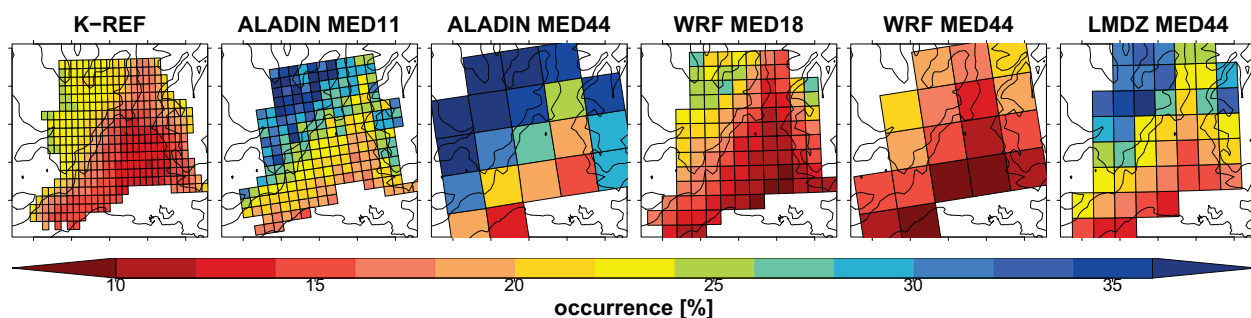
(a) Occurrence des précipitations 3 h.



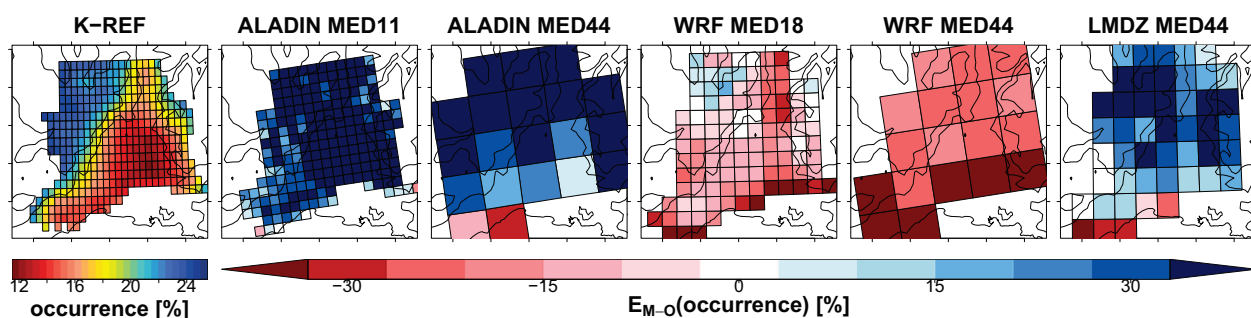
(b) Occurrence des précipitations 24 h.

FIGURE A.3 – Occurrence moyenne de la pluie en automne (SON), pour des durées d'accumulation de 3 h (a) et 24 h (b). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulation des différents modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44).

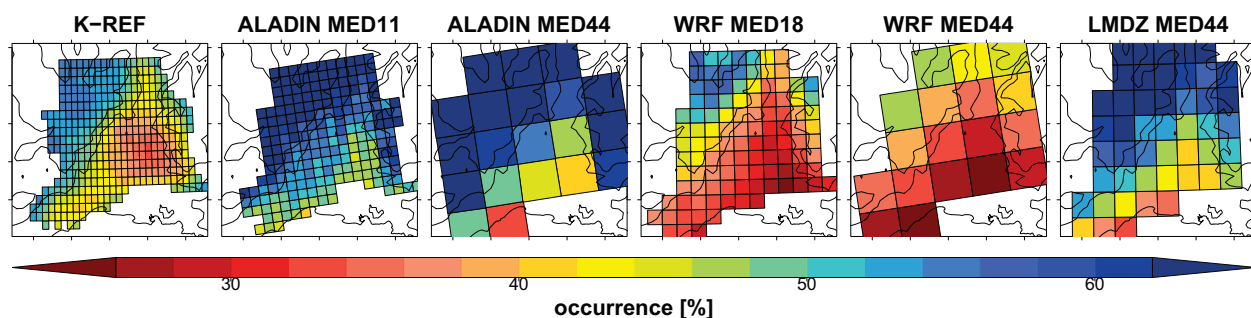
Autres saisons



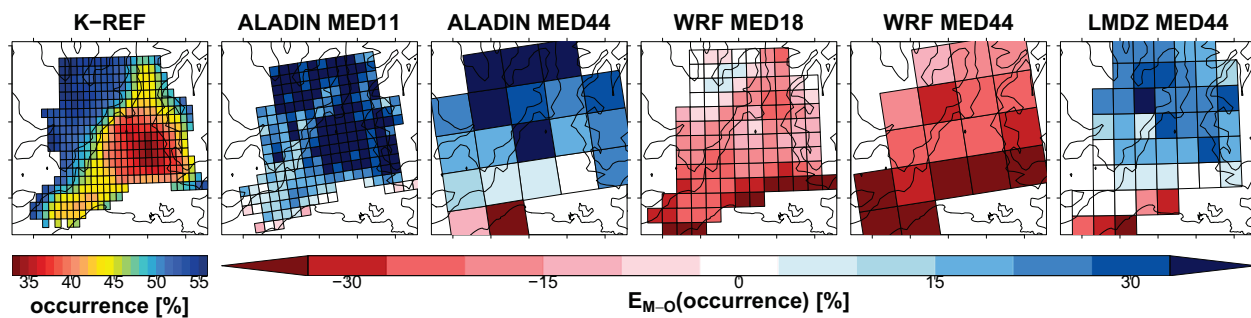
(a) Occurrence des précipitations 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) Occurrence des précipitations 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

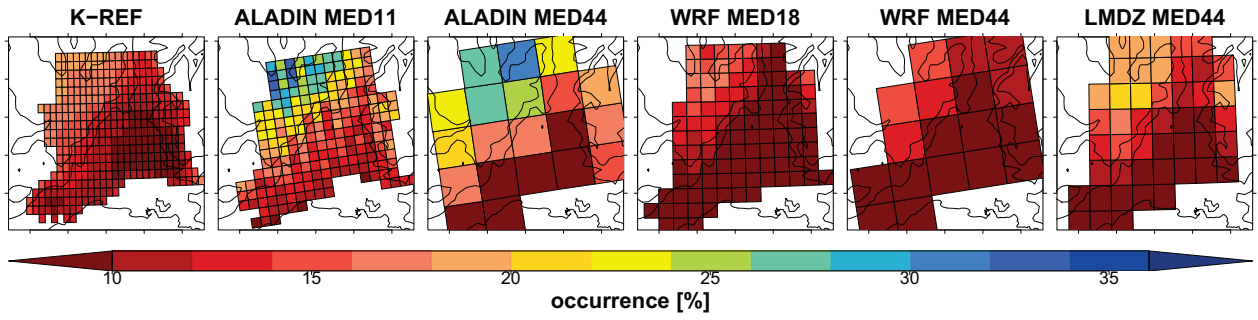


(c) Occurrence des précipitations 24 h. Valeurs observées et simulées.

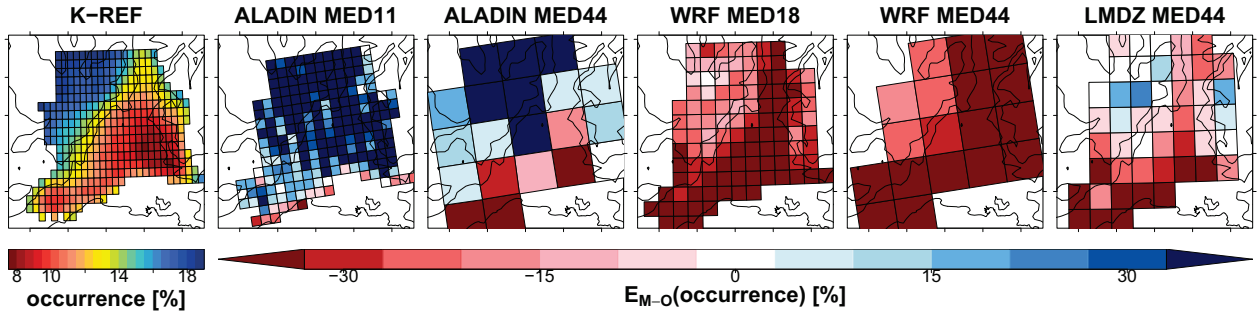


(d) Occurrence des précipitations 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

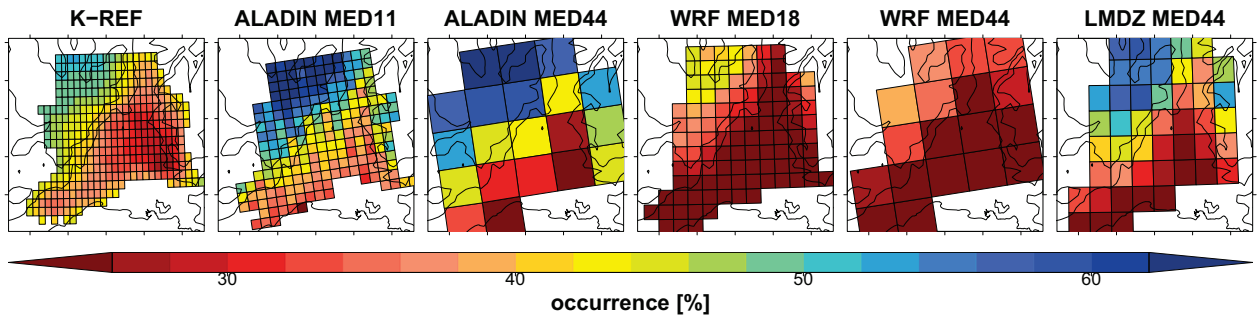
FIGURE A.4 – Occurrence moyenne de la pluie au printemps (MAM), pour des durées d'accumulation de 3 h (a,b) et 24 h (c,d). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulations des différents modèles (a,c) et écart relatif de l'occurrence simulée par les modèles par rapport à celle des observations krigées sur les mêmes grilles (b,d). Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à une occurrence de pluie supérieure (resp. inférieure) dans les modèles par rapport aux observations.



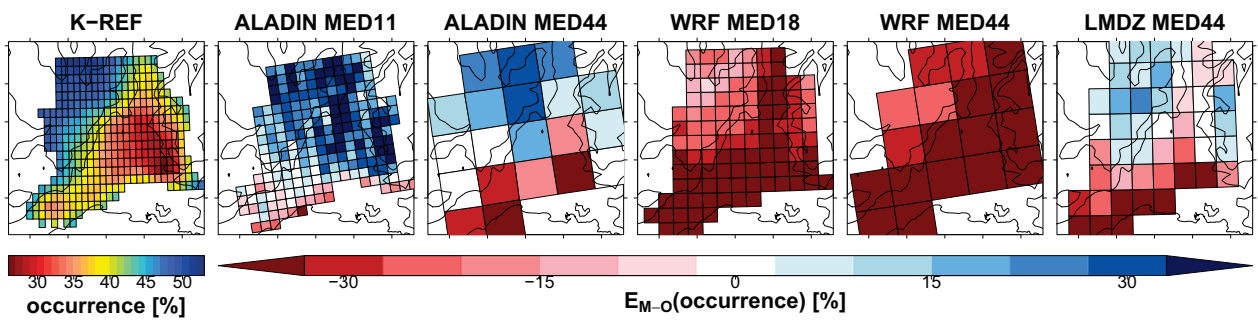
(a) Occurrence des précipitations 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) Occurrence des précipitations 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

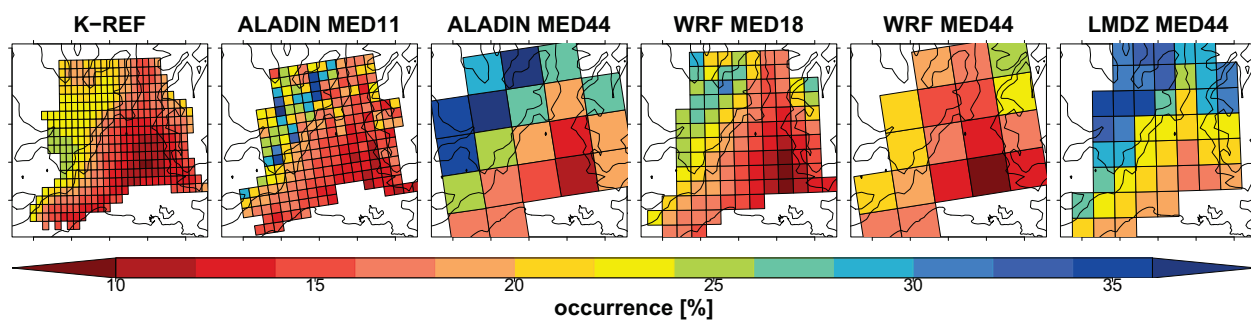


(c) Occurrence des précipitations 24 h. Valeurs observées et simulées.

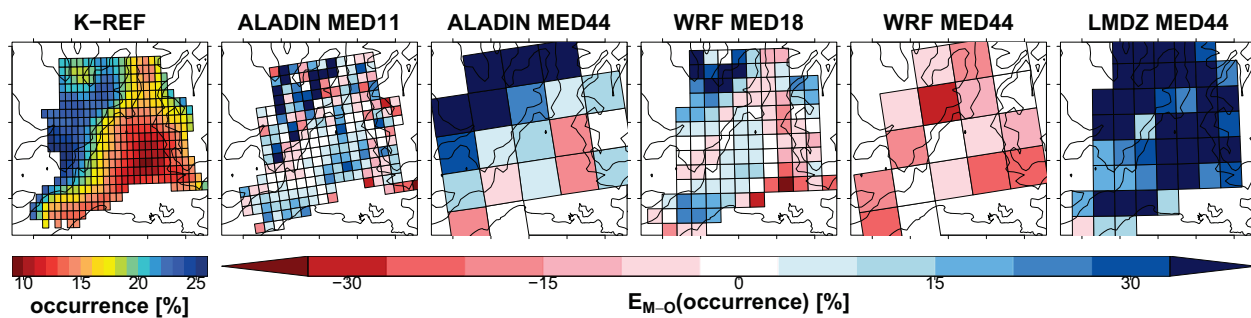


(d) Occurrence des précipitations 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

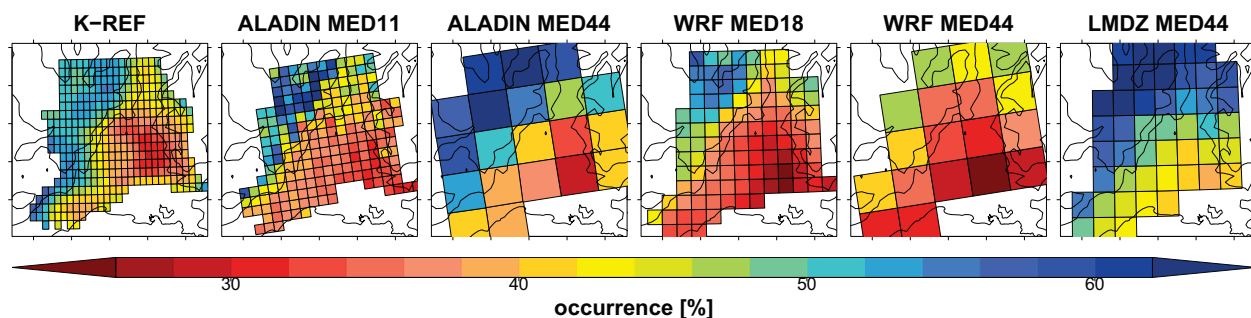
FIGURE A.5 – Similaire à la FIGURE A.4 pour l'été (JJA).



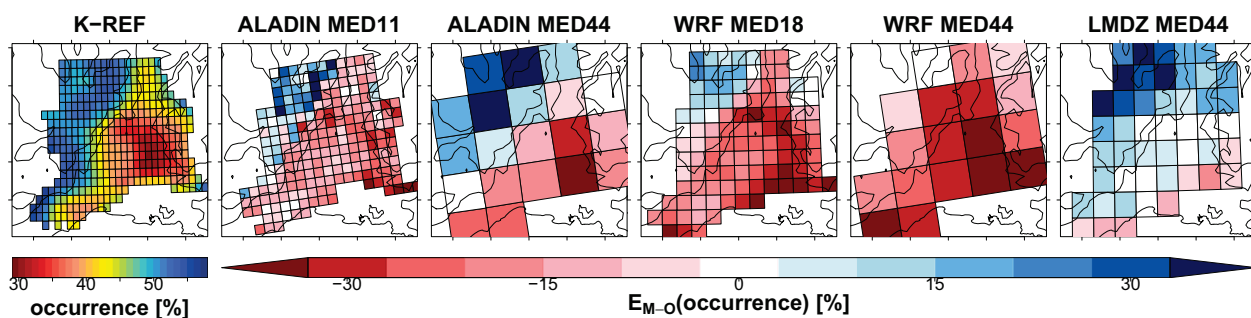
(a) Occurrence des précipitations 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) Occurrence des précipitations 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.



(c) Occurrence des précipitations 24 h. Valeurs observées et simulées.

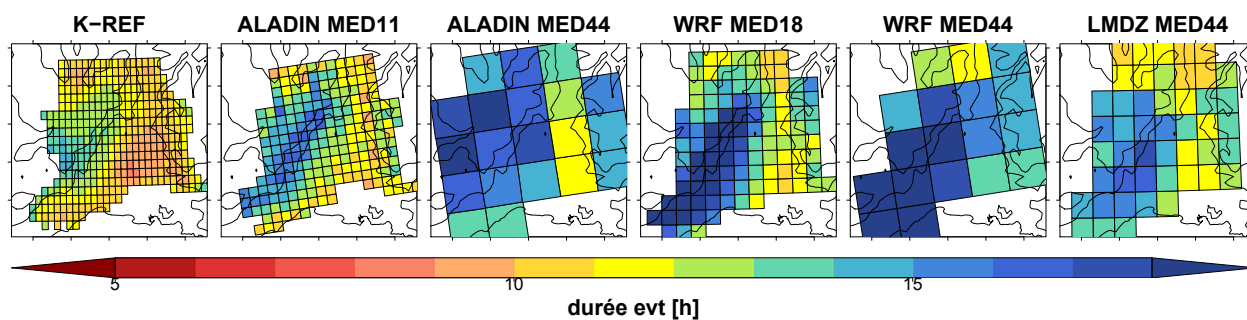


(d) Occurrence des précipitations 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

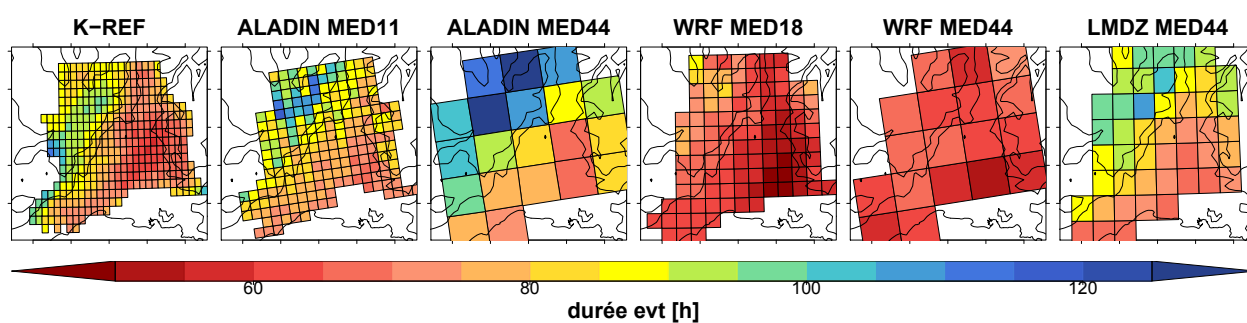
FIGURE A.6 – Similaire à la FIGURE A.4 pour l'hiver (DJF).

2.2. Durée des événements

En automne (SON)



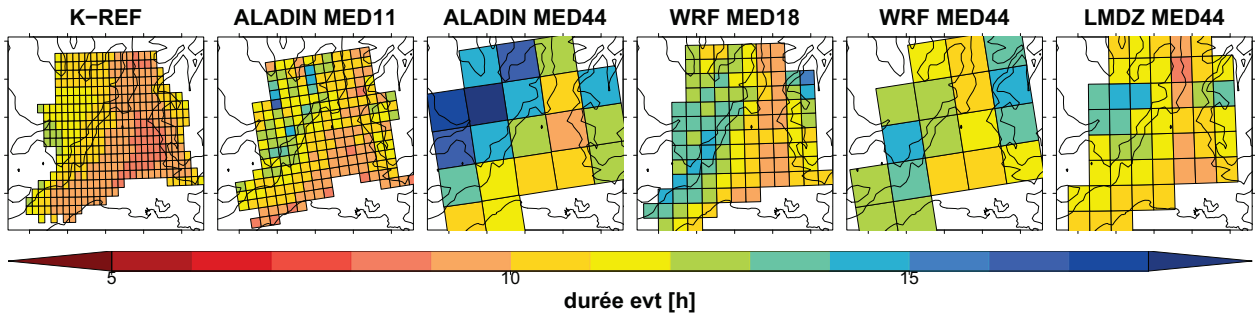
(a) Durée des événements 3 h.



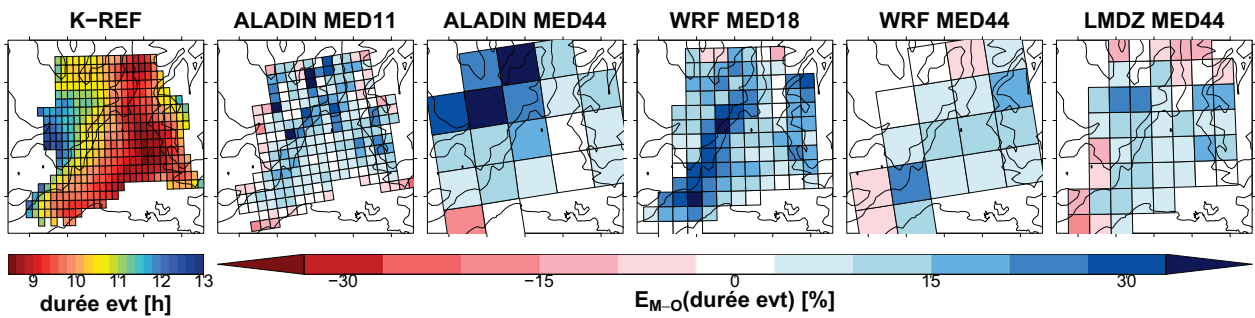
(b) Durée des événements 24 h.

FIGURE A.7 – Durée moyenne des événements pluvieux en automne (SON), pour des durées d'accumulation de 3 h (a) et 24 h (b). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulation des différents modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44).

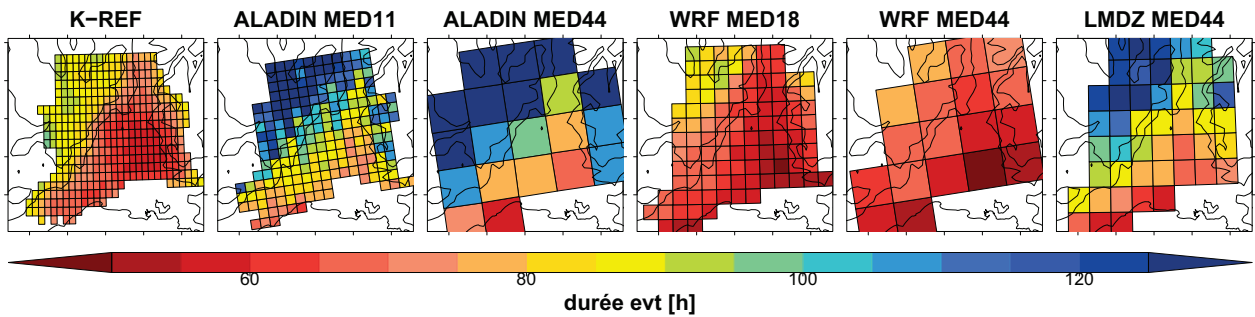
Autres saisons



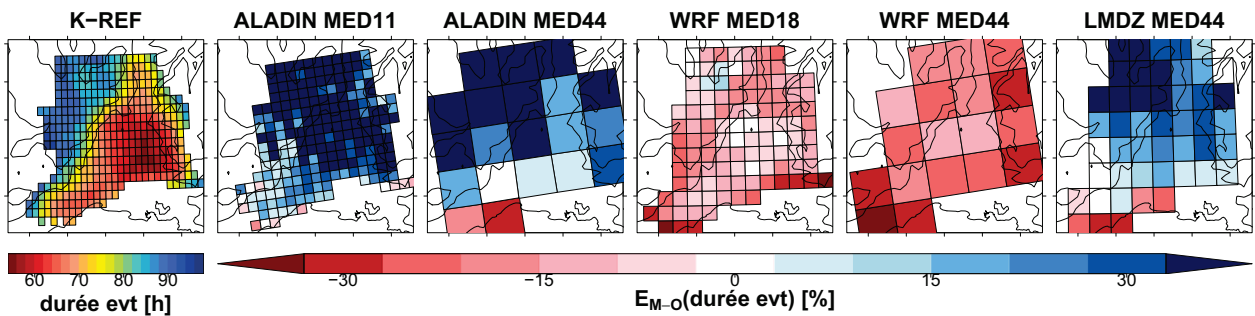
(a) Durée des événements 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) Durée des événements 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

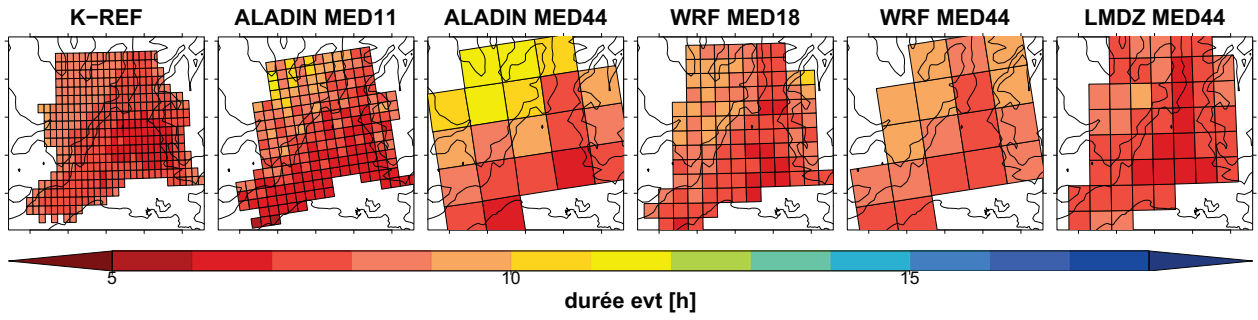


(c) Durée des événements 24 h. Valeurs observées et simulées.

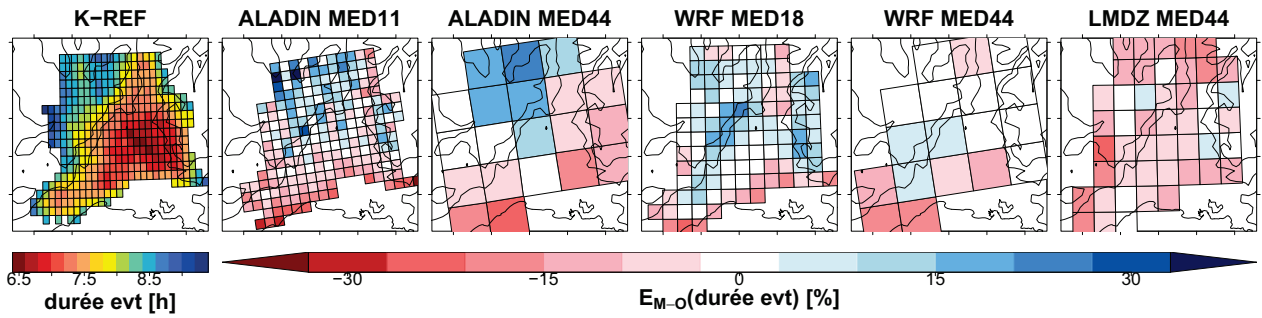


(d) Durée des événements 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

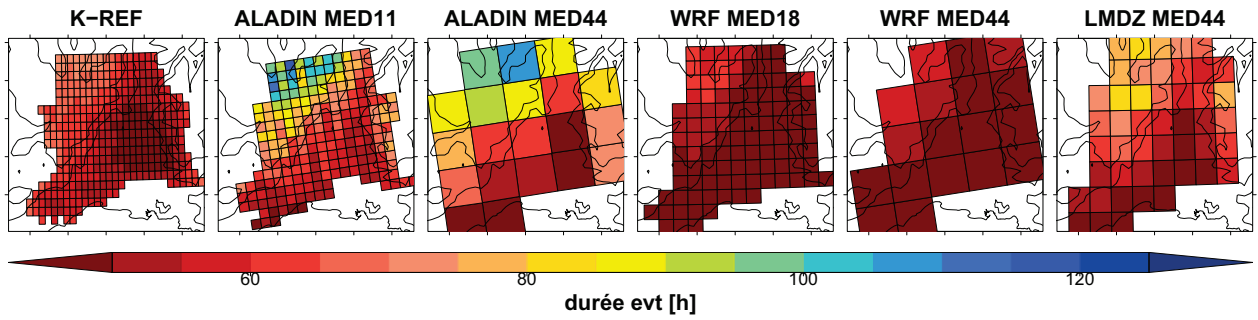
FIGURE A.8 – Durée moyenne des événements pluvieux au printemps (MAM), pour des durées d'accumulation de 3 h (a,b) et 24 h (c,d). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulations des différents modèles (a,c) et écart relatif de la durée d'événements pluvieux simulée par les modèles par rapport à celle des observations krigées sur les mêmes grilles (b,d). Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à une durée d'événements pluvieux supérieure (resp. inférieure) dans les modèles par rapport aux observations.



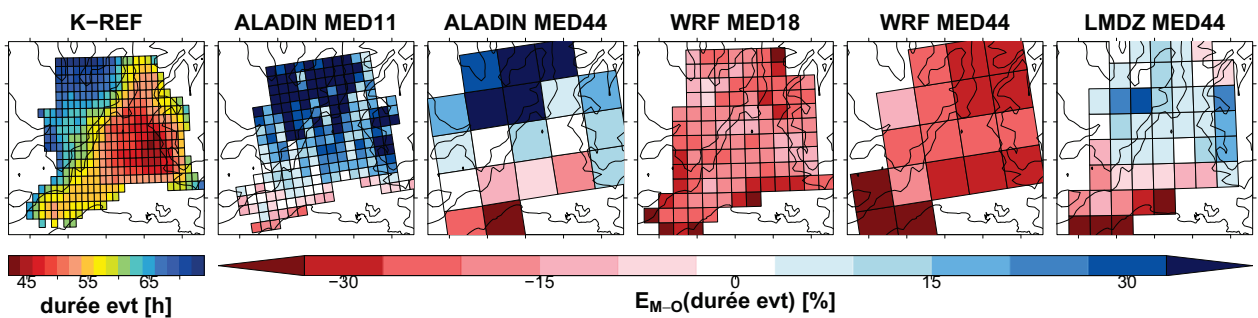
(a) Durée des événements 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) Durée des événements 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

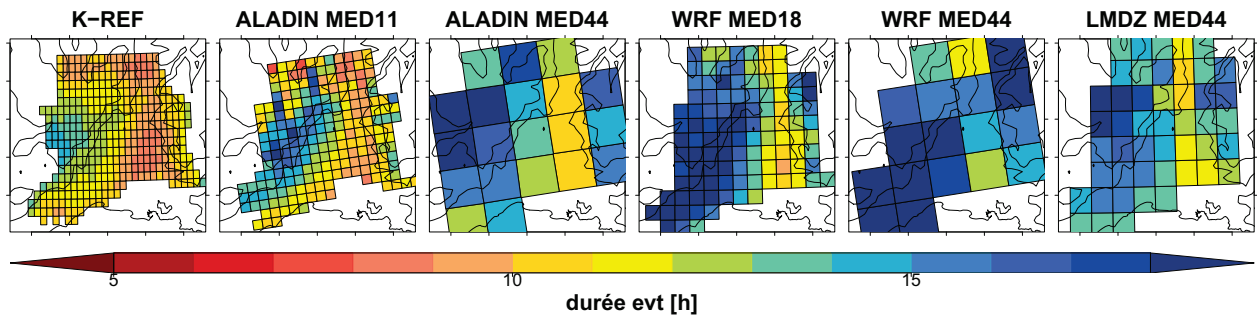


(c) Durée des événements 24 h. Valeurs observées et simulées.

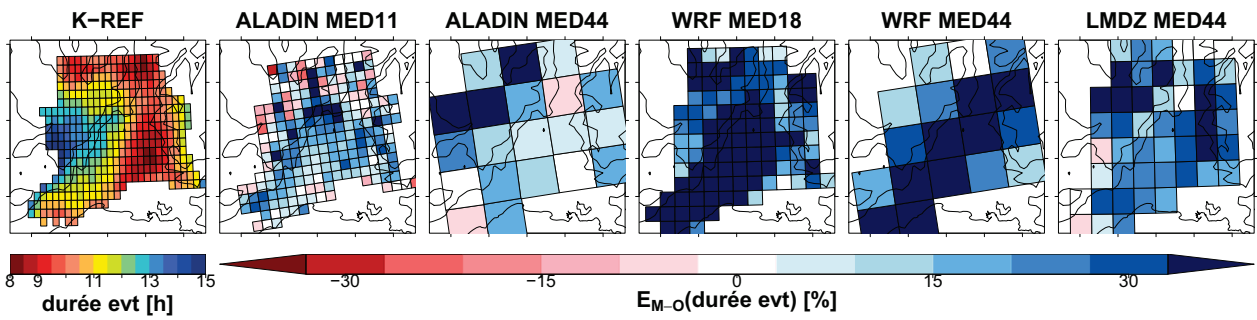


(d) Durée des événements 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

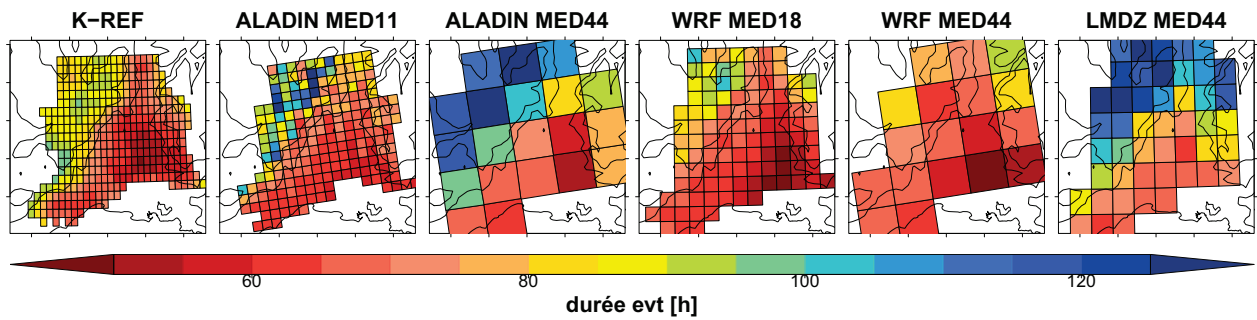
FIGURE A.9 – Similaire à la FIGURE A.8 pour l'été (JJA).



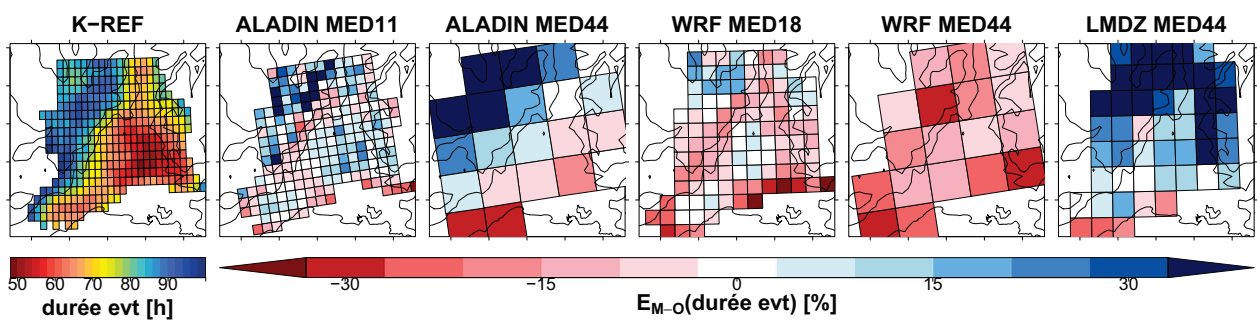
(a) Durée des événements 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) Durée des événements 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.



(c) Durée des événements 24 h. Valeurs observées et simulées.



(d) Durée des événements 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

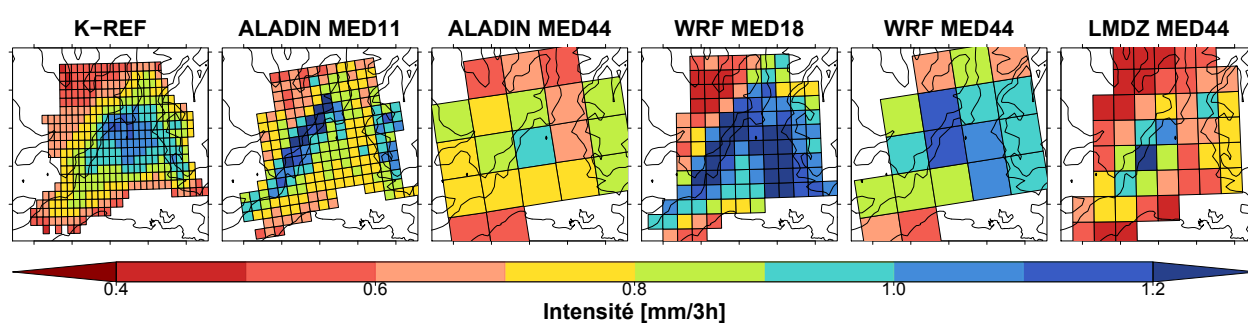
FIGURE A.10 – Similaire à la FIGURE A.8 pour l'hiver (DJF).

3. Intensité de pluie

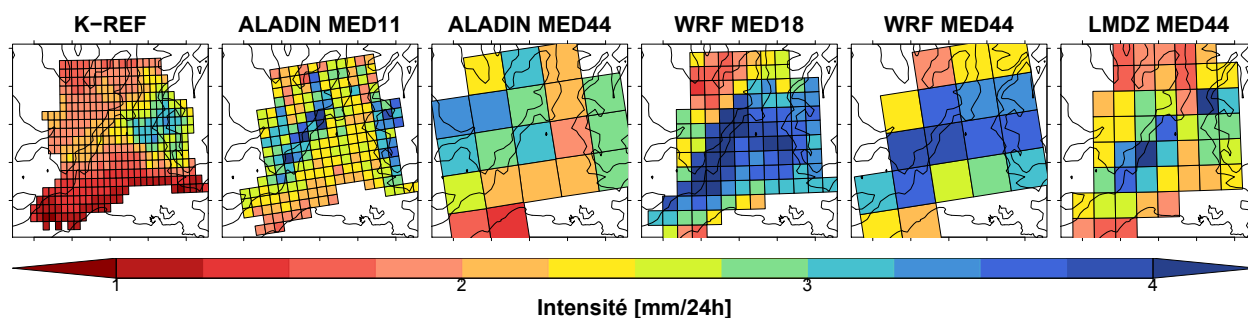
Nous donnons pour chaque saison les 50^e et 95^e centiles de l'intensité non nulle de pluie, pour des durées d'accumulation de 3 h et de 24 h, dans les différentes simulations. Pour les autres saisons que l'automne, les valeurs de écarts relatifs par rapport aux observations sont également représentées. Les quantiles de l'intensité de pluie dans K-REF sont indiqués à titre d'information.

3.1. 50^e centiles d'intensité

En automne (SON)



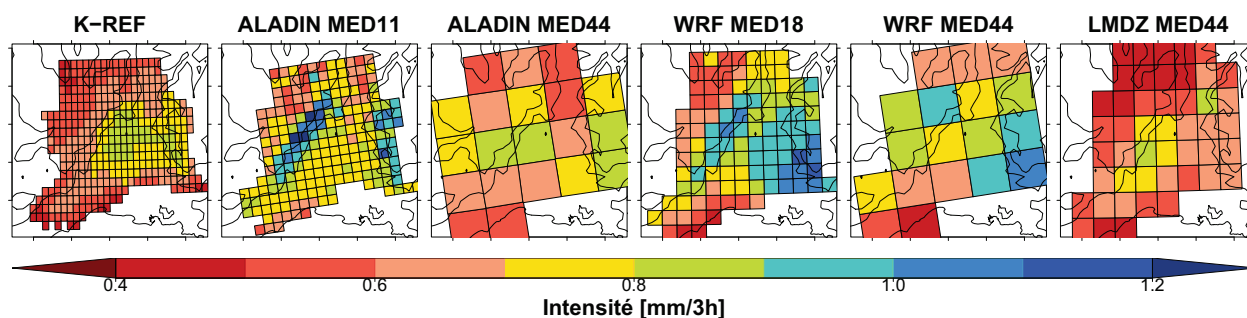
(a) 50^e centile de l'intensité 3 h.



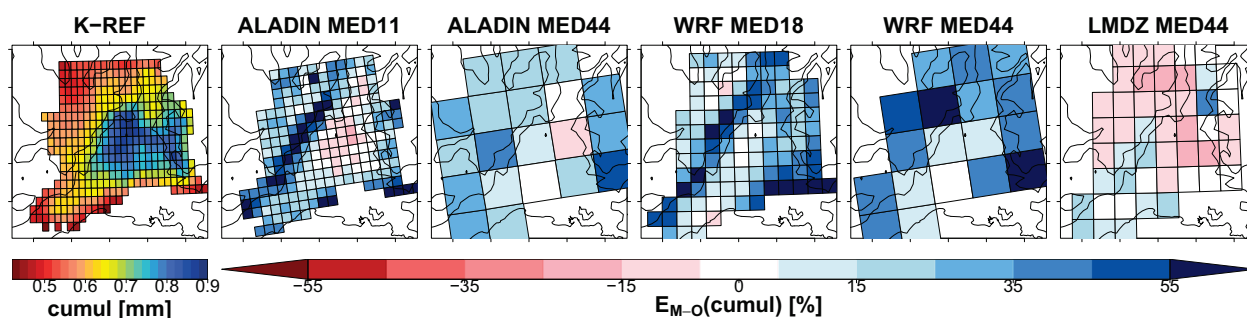
(b) 50^e centile de l'intensité 24 h.

FIGURE A.11 – 50^e centile de l'intensité non nulle 3 h (a) et 24 h (b) en automne (SON). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulation des différents modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44).

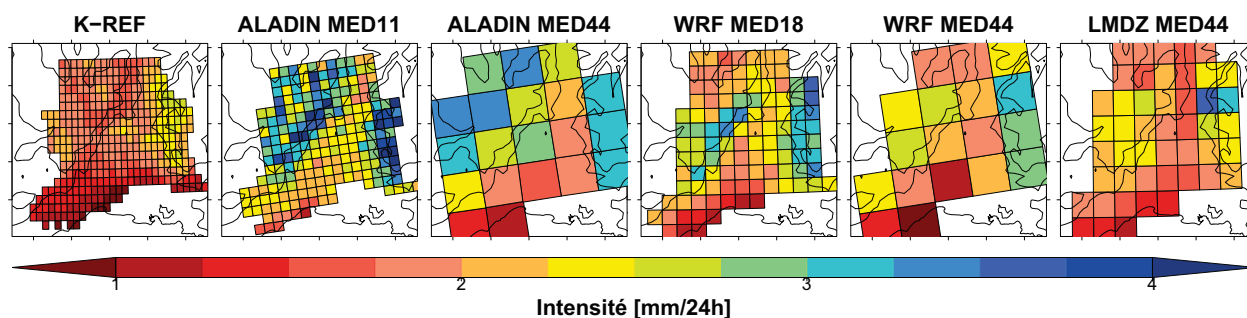
Autres saisons



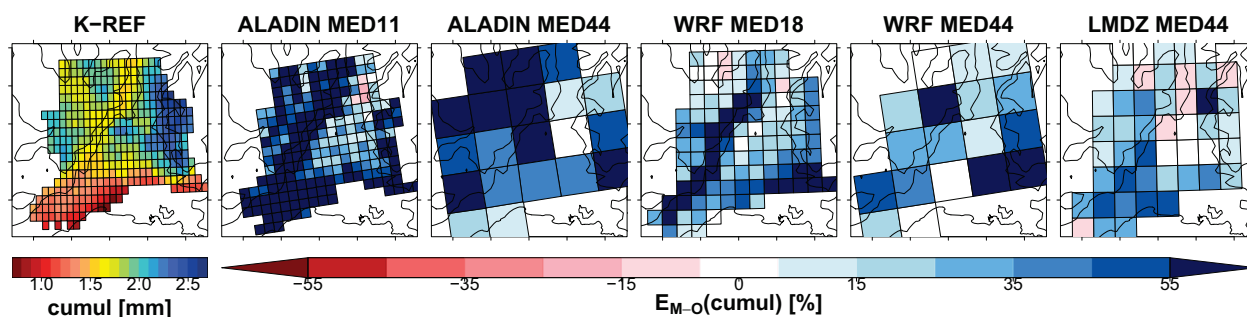
(a) 50^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) 50^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.



(c) 50^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et simulées.



(d) 50^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

FIGURE A.12 – 50^e centile de l'intensité non nulle 3 h (a,b) et 24 h (c,d) au printemps (MAM). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulations des différents modèles (a,c) et écart relatif des quantiles simulés par les modèles par rapport à celle des observations krigées sur les mêmes grilles (b,d). Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à une intensité de pluie supérieure (resp. inférieure) dans les modèles par rapport aux observations.

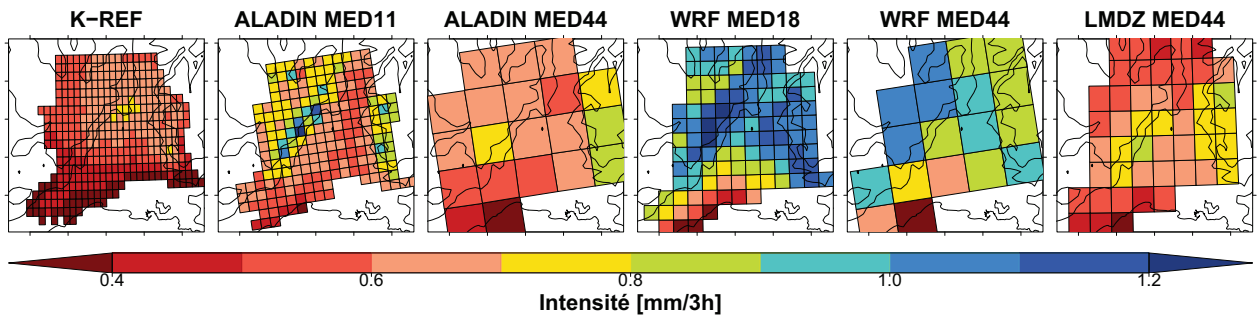
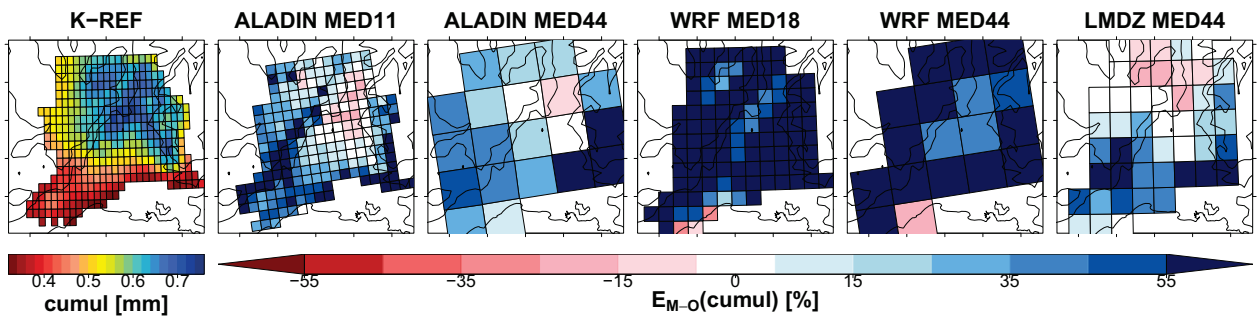
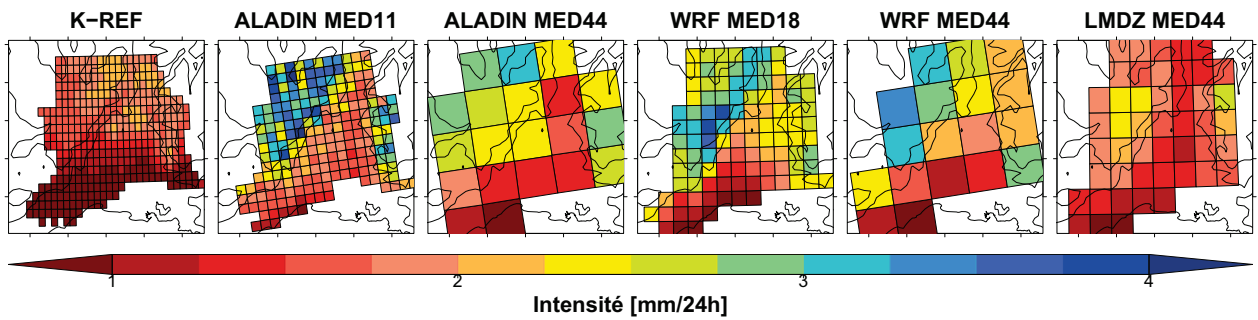
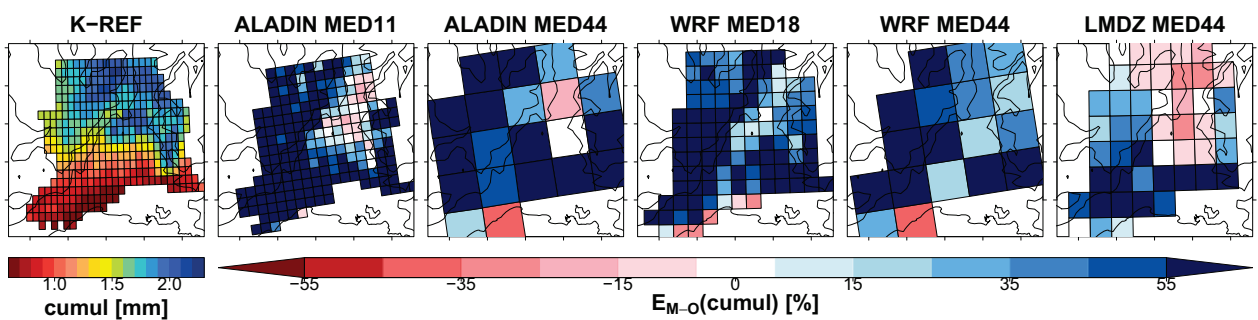
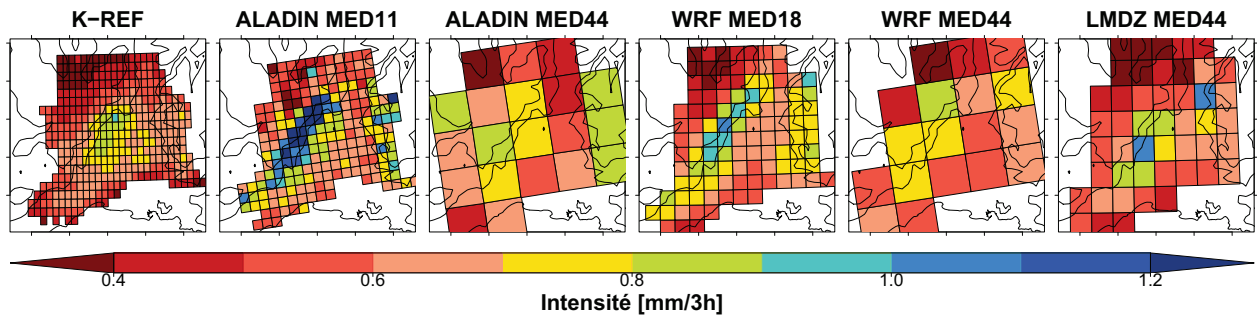
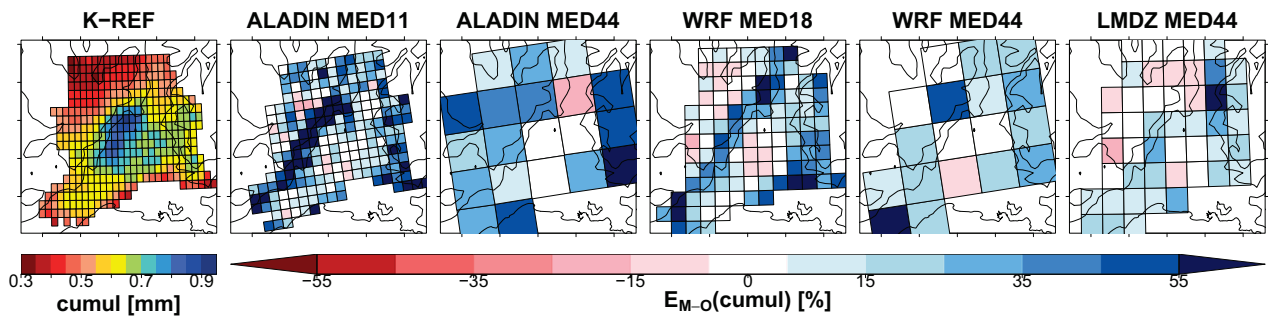
(a) 50^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et simulées(b) 50^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.(c) 50^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et simulées.(d) 50^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

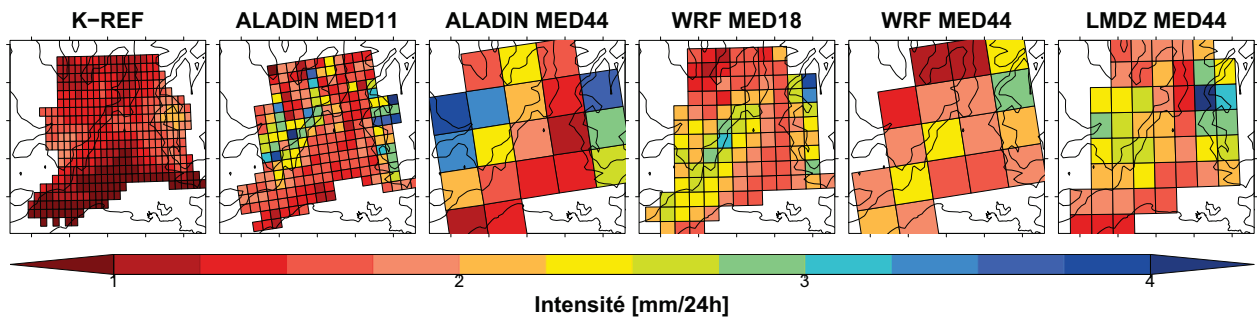
FIGURE A.13 – Similaire à la FIGURE A.12 pour l'été (JJA).



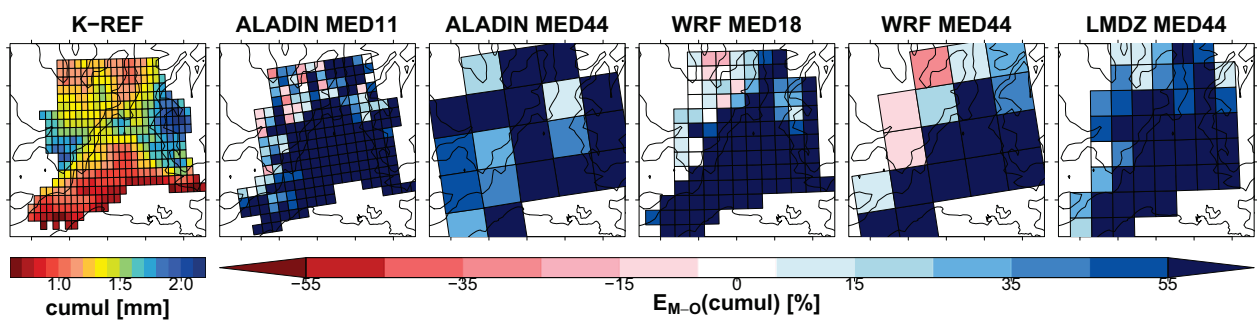
(a) 50^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) 50^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.



(c) 50^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et simulées.

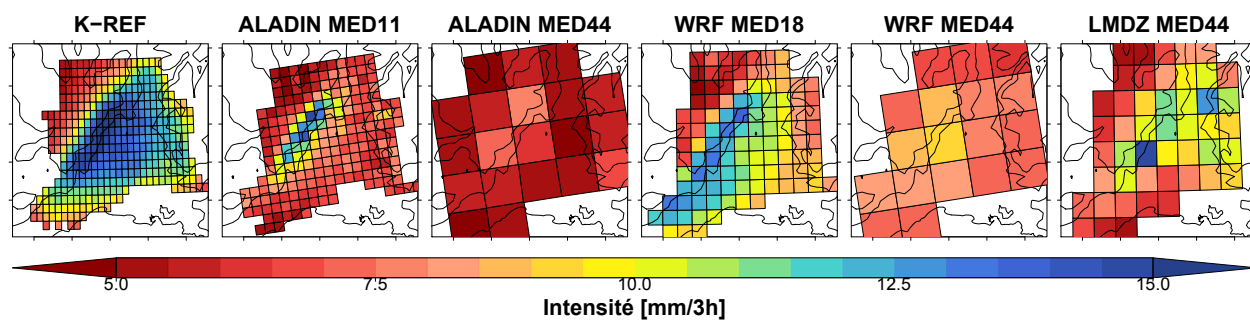


(d) 50^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

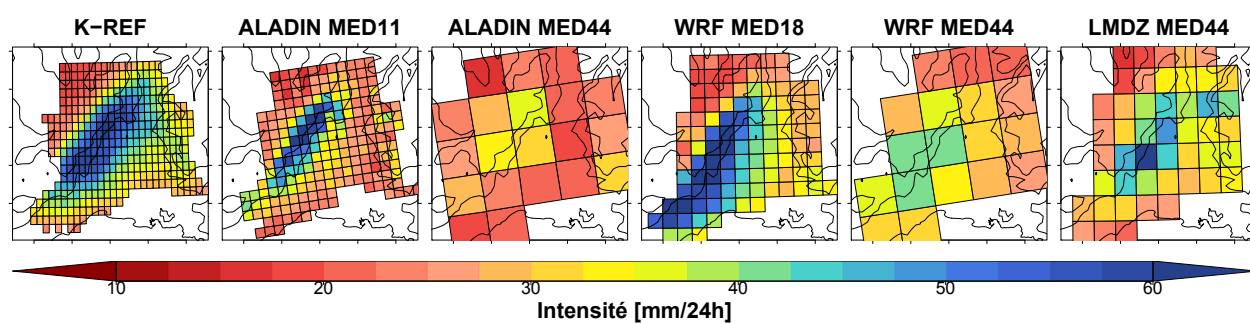
FIGURE A.14 – Similaire à la FIGURE A.12 pour l'hiver (DJF).

3.2. 95^e centiles d'intensité

En automne (SON)



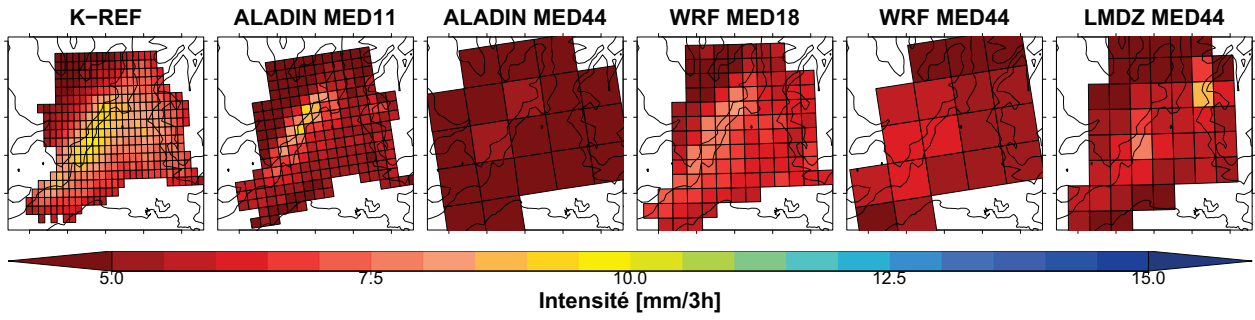
(a) 95^e centile de l'intensité 3 h.



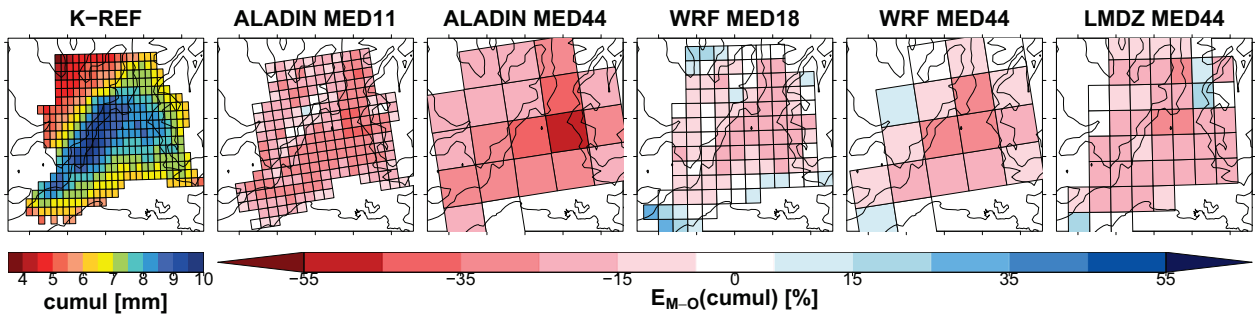
(b) 95^e centile de l'intensité 24 h.

FIGURE A.15 – 95^e centile de l'intensité non nulle 3 h (a) et 24 h (b) en automne (SON). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulation des différents modèles (ALADIN MED11 et MED44, WRF MED18 et MED44 et LMDz MED44).

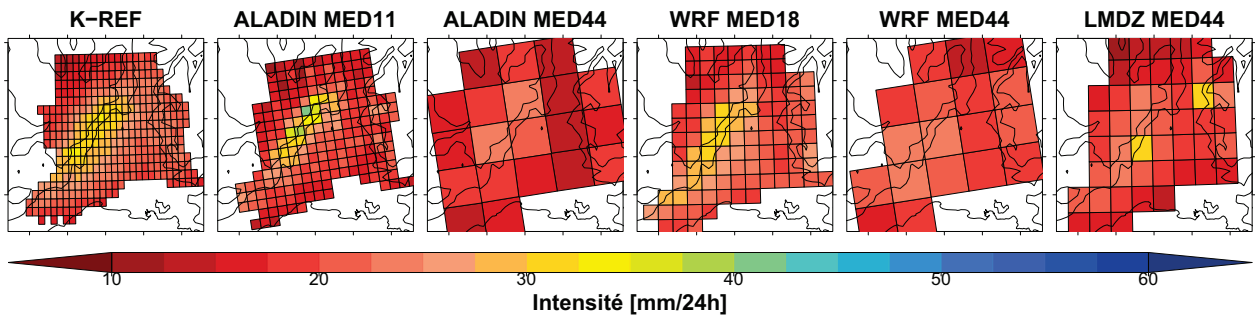
Autres saisons



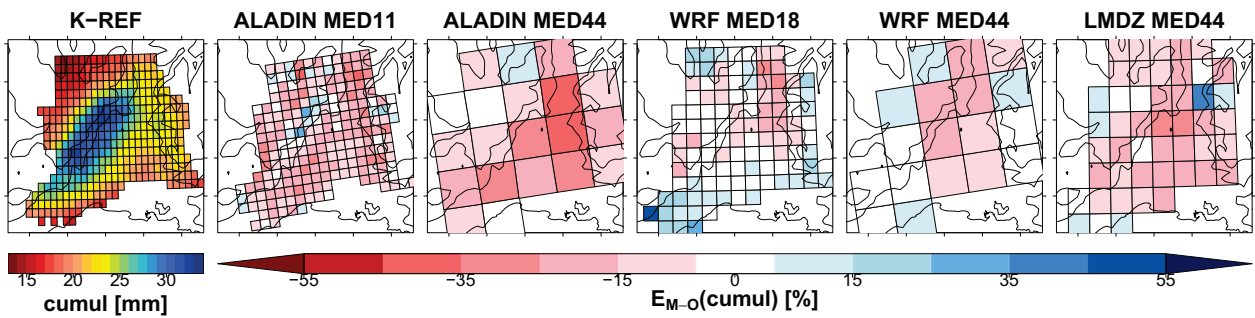
(a) 95^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) 95^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.



(c) 95^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et simulées.



(d) 95^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

FIGURE A.16 – 95^e centile de l'intensité non nulle 3 h (a,b) et 24 h (c,d) au printemps (MAM). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF (gauche) et dans les simulations des différents modèles (a,c) et écart relatif des quantiles simulés par les modèles par rapport à celle des observations krigées sur les mêmes grilles (b,d). Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à une intensité de pluie supérieure (resp. inférieure) dans les modèles par rapport aux observations.

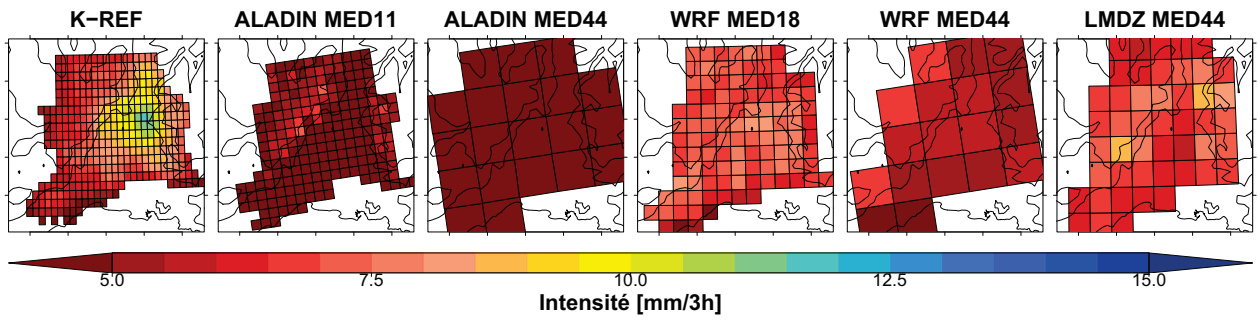
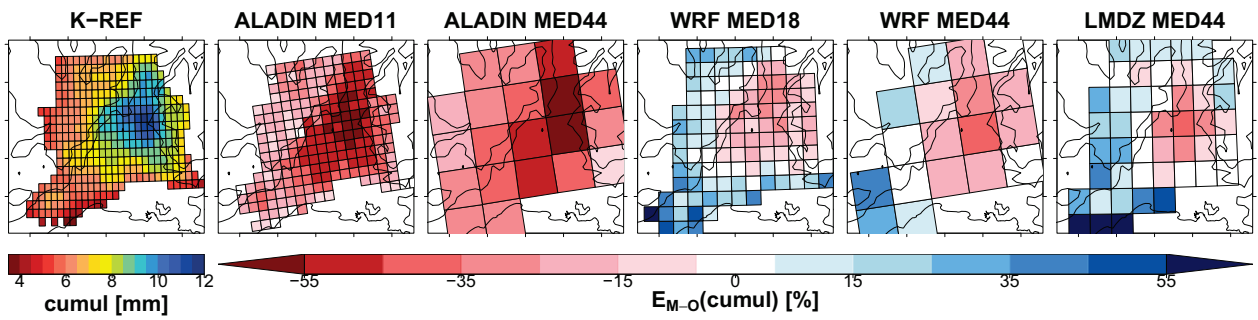
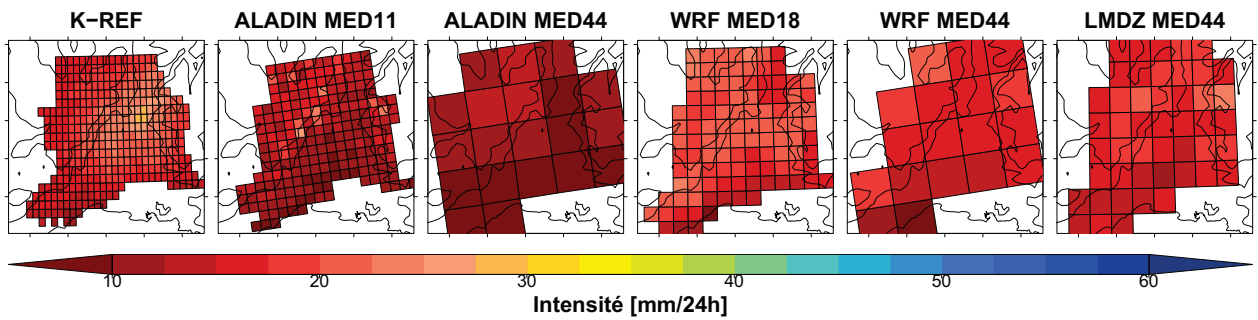
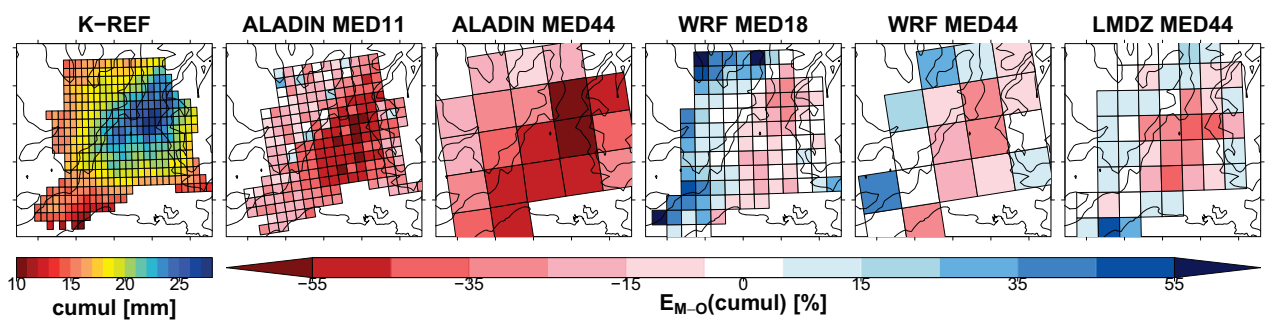
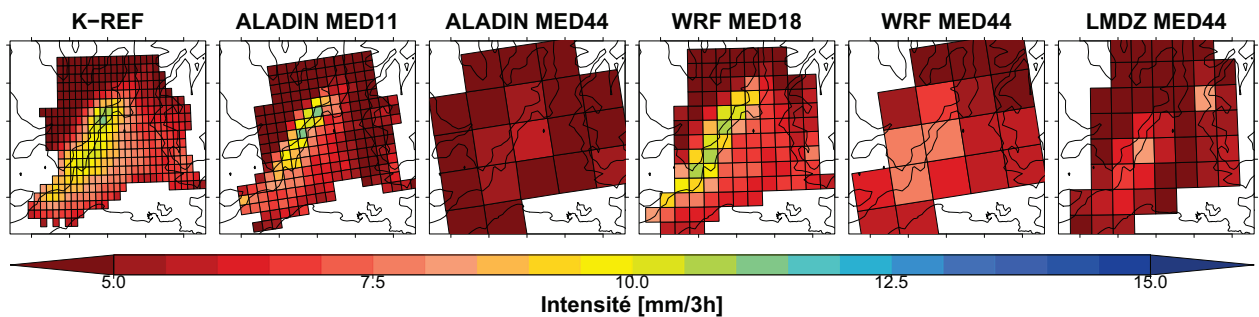
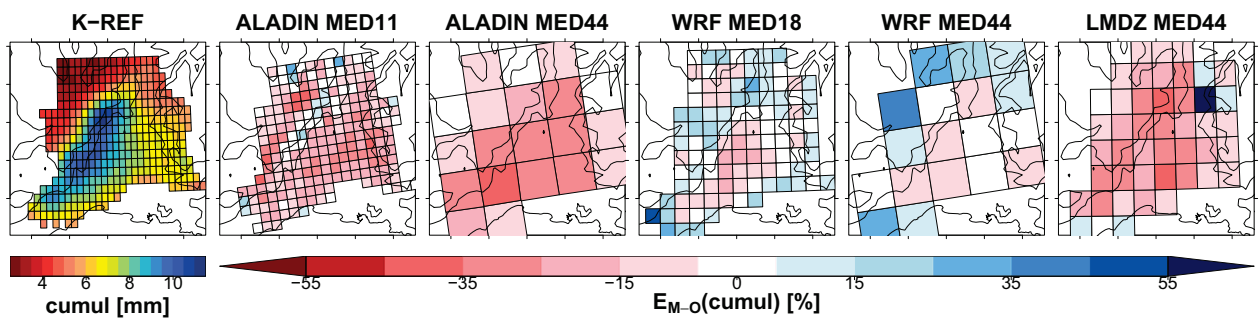
(a) 95^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et simulées(b) 95^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.(c) 95^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et simulées.(d) 95^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

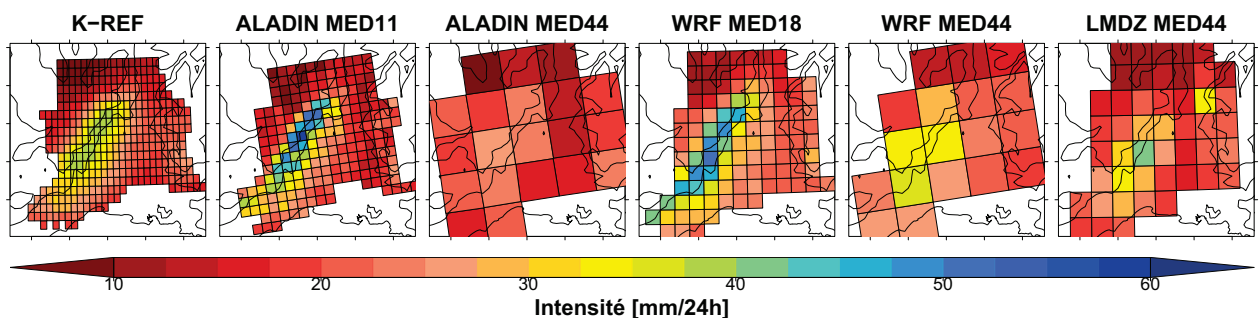
FIGURE A.17 – Similaire à la FIGURE A.16 pour l'été (JJA).



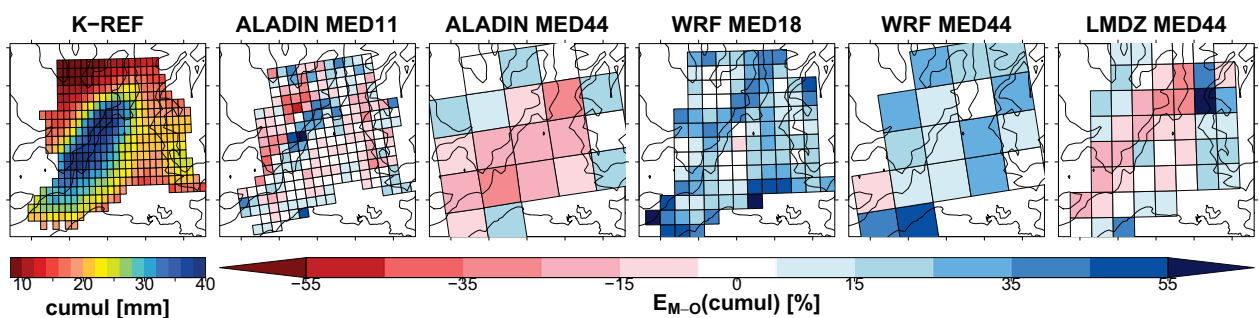
(a) 95^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et simulées



(b) 95^e centile de l'intensité 3 h. Valeurs observées et écarts relatifs.



(c) 95^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et simulées.



(d) 95^e centile de l'intensité 24 h. Valeurs observées et écarts relatifs.

FIGURE A.18 – Similaire à la FIGURE A.16 pour l'hiver (DJF).

4. Cycle diurne de la pluie

En complément des cycles diurnes d'occurrence et d'intensité de pluie en été et en automne représentés dans la SECTION 5.3 du CHAPITRE V, nous donnons ci-après les cycles équivalents pour le printemps (MAM) et l'hiver (DJF).

4.1. Cycle diurne d'occurrence

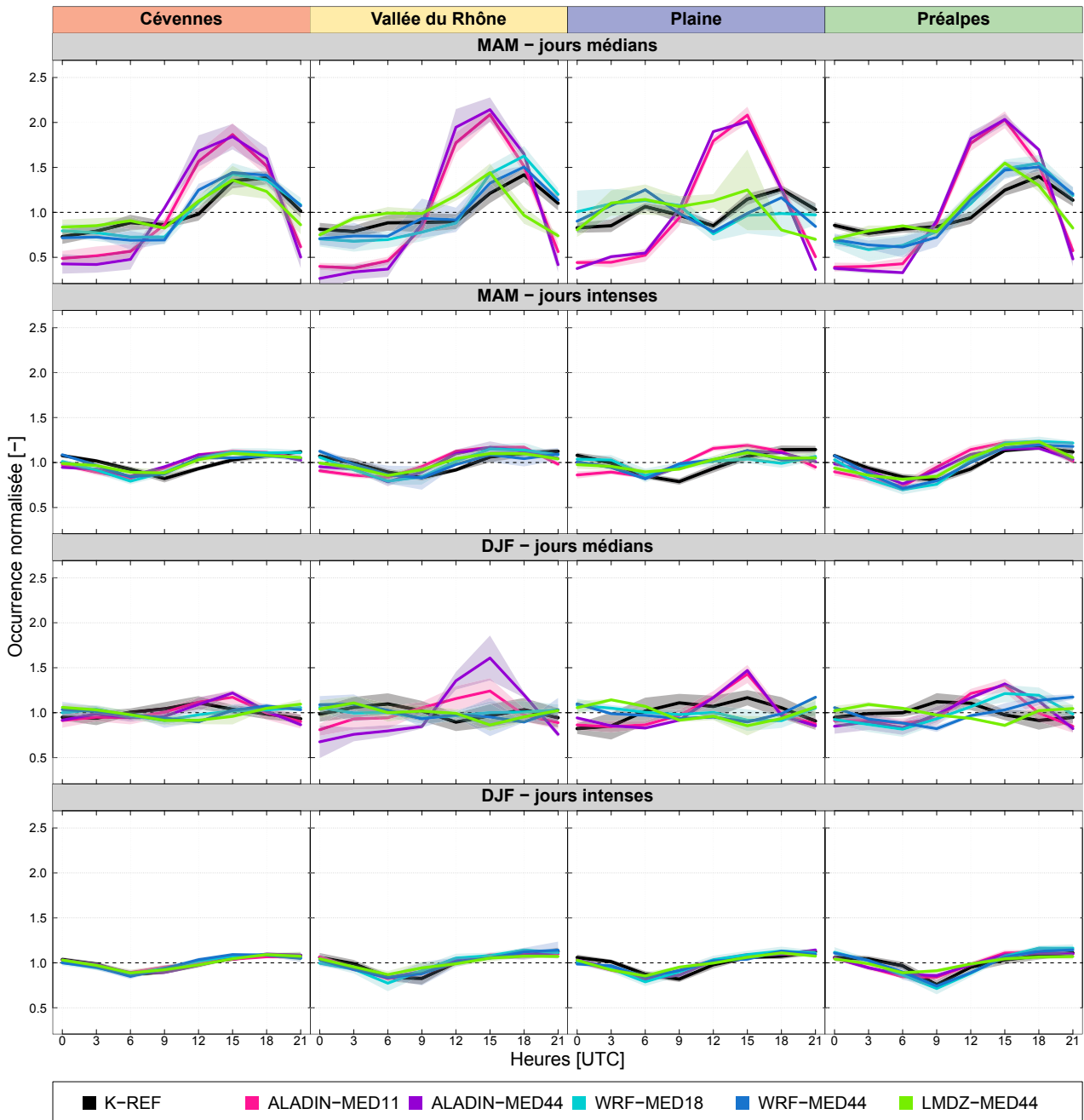


FIGURE A.19 – Cycle diurne de l'occurrence moyenne de pluie 3 h des observations de référence (K-REF, en noir) et des simulations de RCM (ALADIN MED11, ALADIN MED44, WRF MED18, WRF MED44, LMDz MED44, en différentes couleurs) dans les jours de printemps (MAM) et d'hiver (DJF) médians et intenses (en ligne) et dans chacune des quatre sous-régions (en colonne). Pour chaque maille étudiée, les occurrences moyennes de chaque créneau horaire sont normalisées par leurs moyennes journalières. Puis, pour une sous-région donnée, chaque cycle diurne est représenté par la moyenne, sur les différentes mailles de la sous-région, de ces occurrences normalisées. L'écart-type des valeurs dans chaque sous-région est représenté de part et d'autre de la valeur moyenne (lorsque la sous-région contient au moins deux mailles). La valeur indiquée à une heure donnée correspond à l'occurrence dans les trois heures précédentes (par exemple, l'occurrence moyenne indiquée à 12H UTC est prise entre 9H et 12H UTC).

4.2. Cycle diurne d'intensité

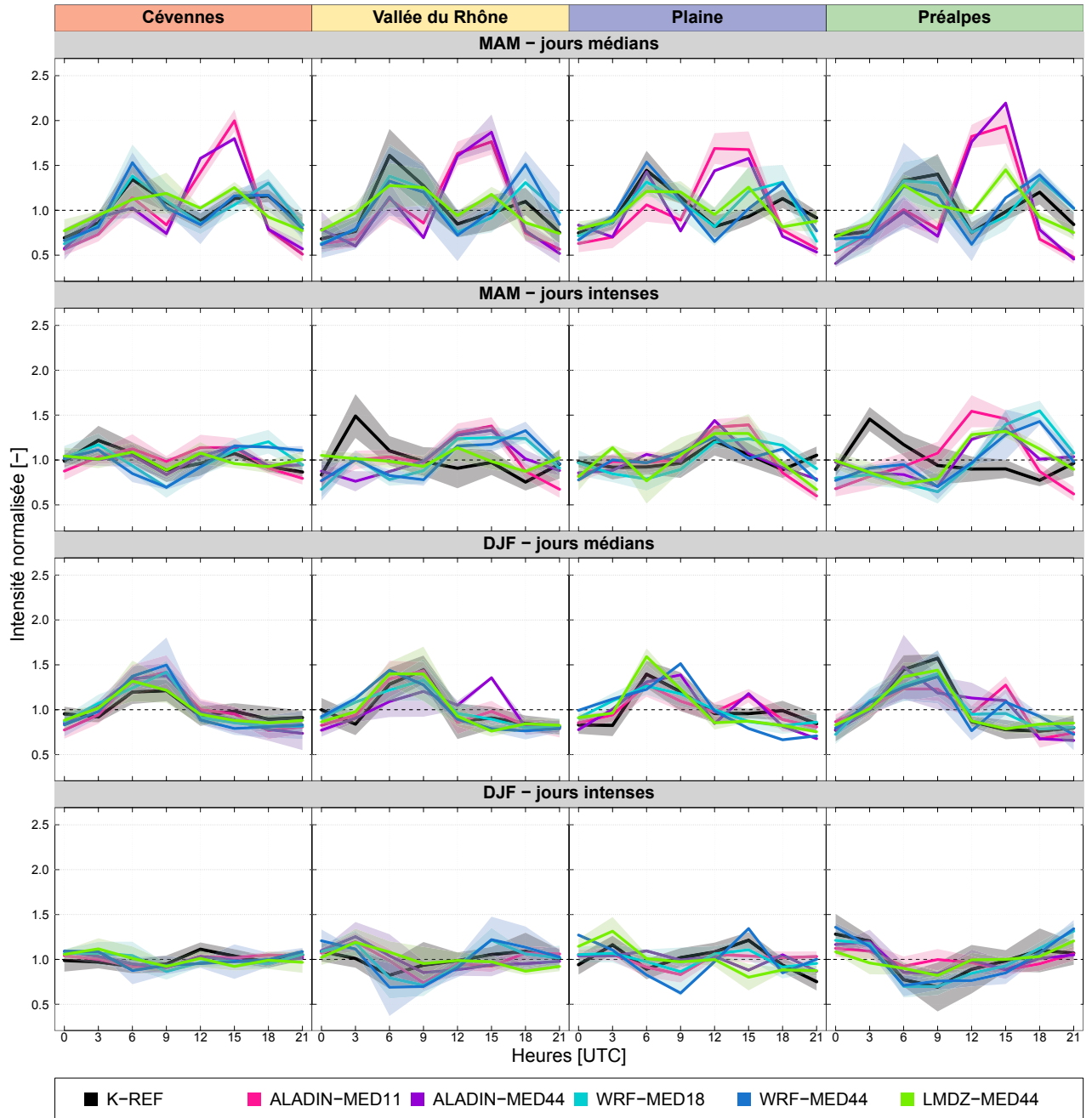


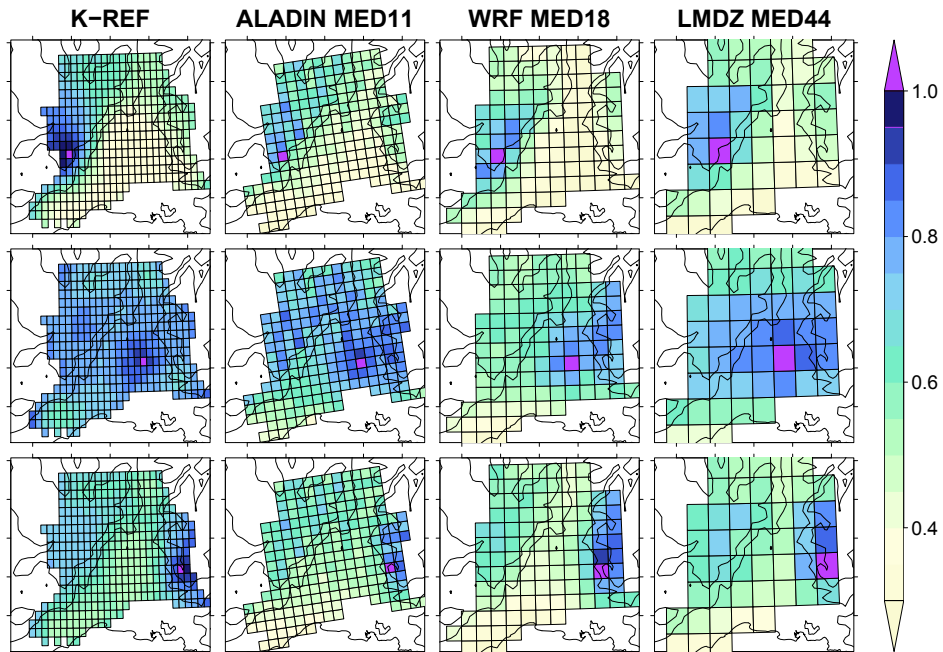
FIGURE A.20 – Cycle diurne de l'intensité médiane de pluie 3 h non nulle des observations K-REF et des simulations de RCM. Même représentation que sur la FIGURE A.19.

5. Structure spatiale de la pluie

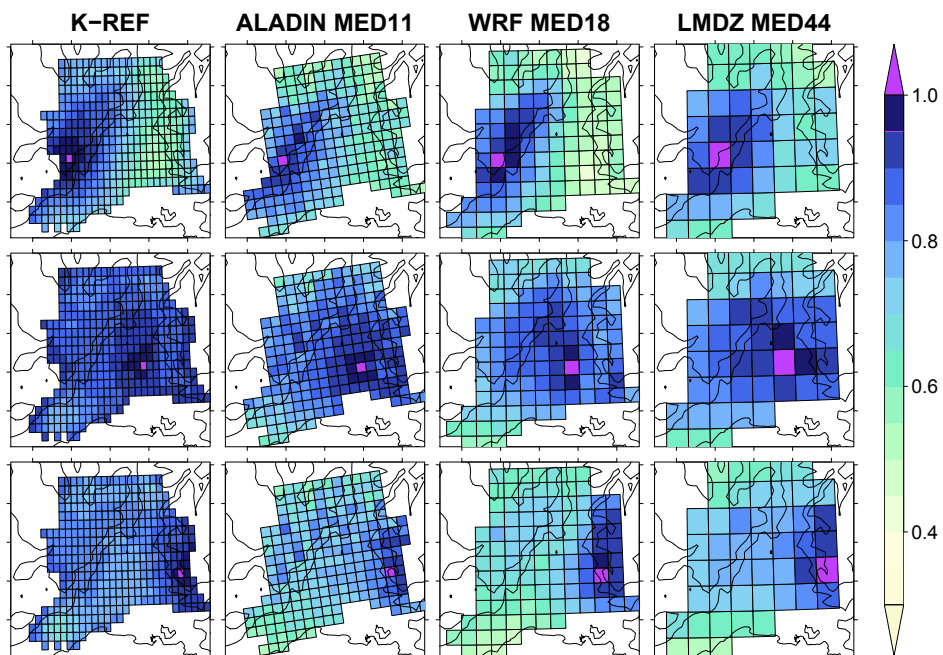
En complément des représentations de la structure spatiale de l'occurrence et d'intensité de pluie en été et en automne représentés dans la SECTION 5.4 du CHAPITRE V, nous donnons ci-après les mêmes représentations pour le printemps (MAM) et l'hiver (DJF).

5.1. Structure spatiale de l'occurrence

Printemps (MAM)



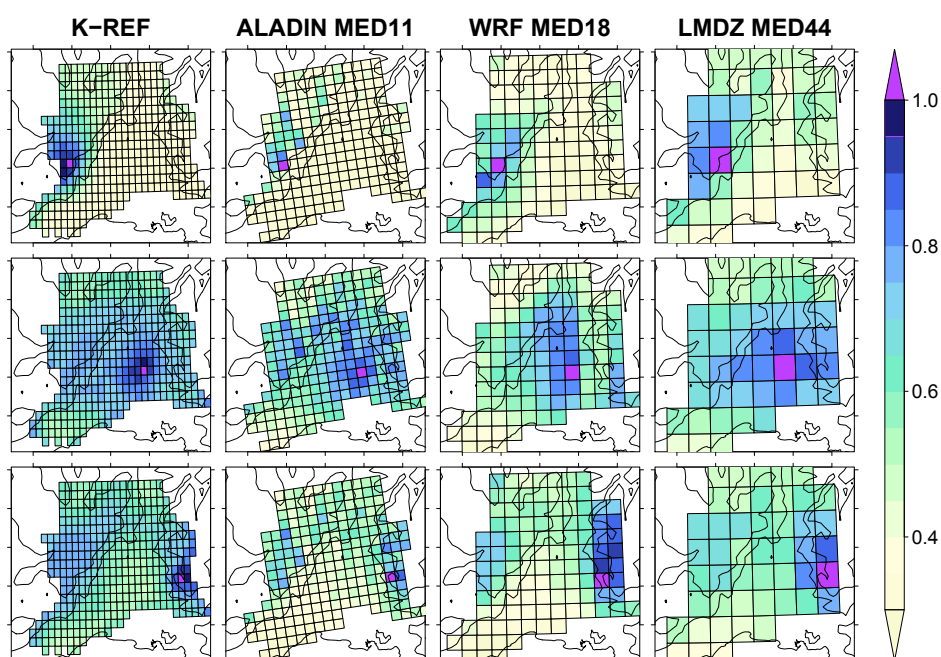
(a) MAM, jours médians



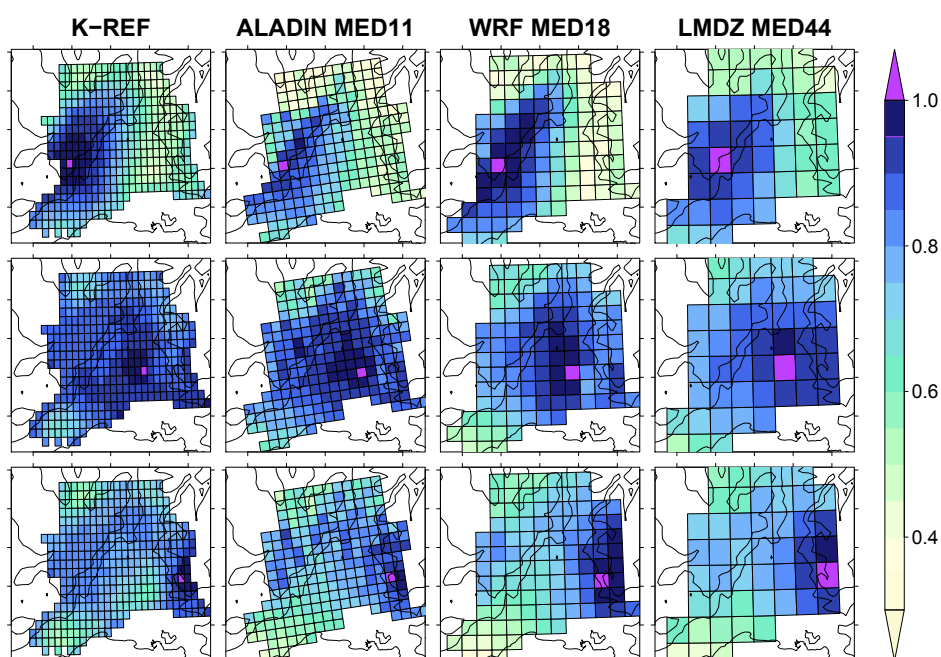
(b) MAM, jours intenses

FIGURE A.21 – Organisation spatiale de la probabilité de pluie autour d'une maille pluvieuse (en mauve) dans les observations de référence (K-REF) et dans les simulations ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Résultats pour les jours de printemps (MAM) médians (a) et intenses (b) à la maille de référence. Les mailles de référence sont choisies dans le sud des Cévennes (1^{re} ligne), la vallée du Rhône (2^e ligne) et les préalpes (3^e ligne).

Hiver (DJF)



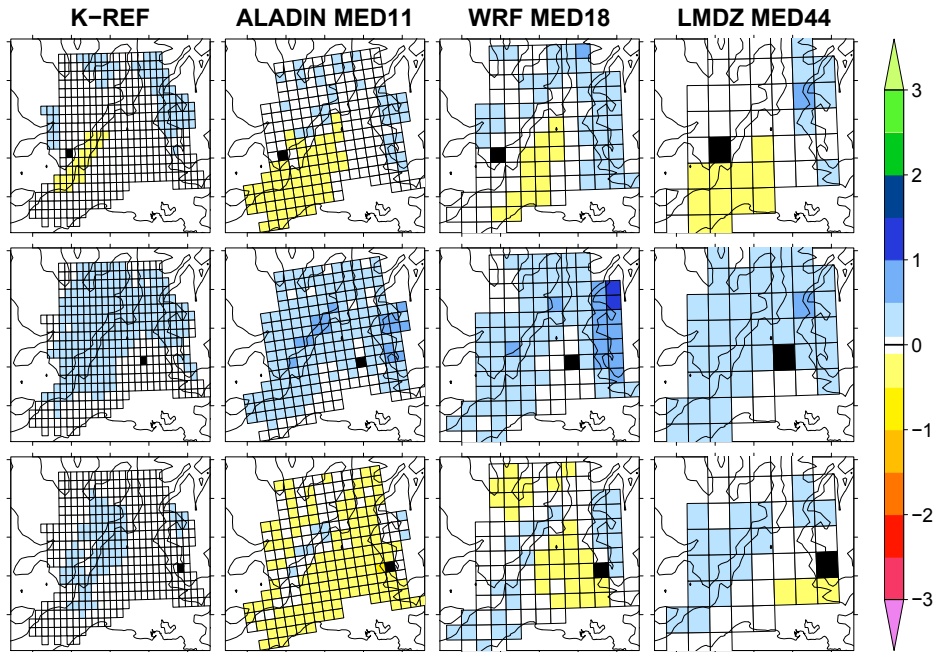
(a) DJF, jours médians



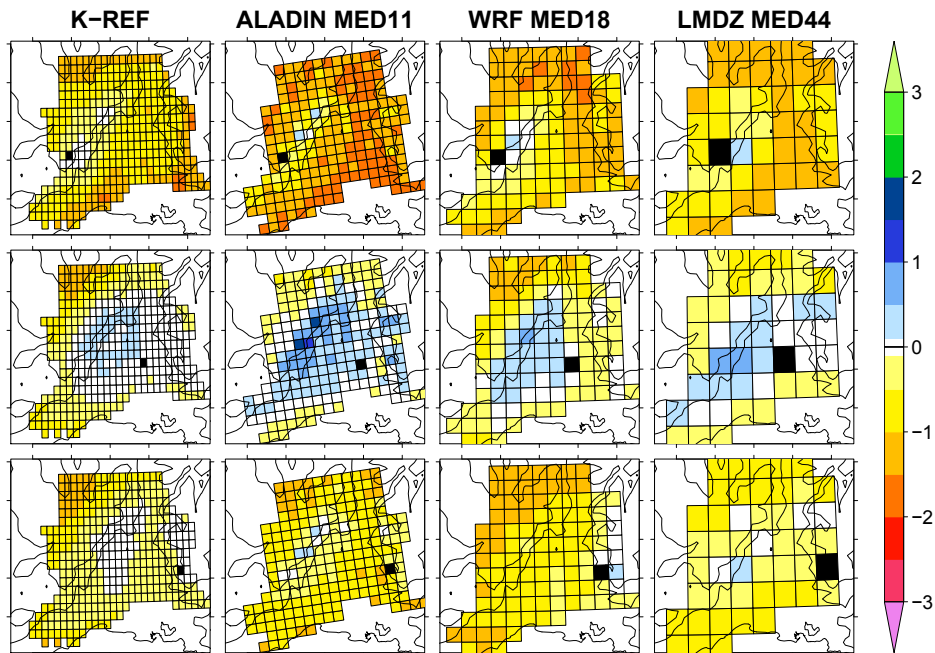
(b) DJF, jours intenses

FIGURE A.22 – Comme pour la FIGURE A.21 pour pour les jours d’hiver (DJF).

5.2. Structure spatiale de l'intensité

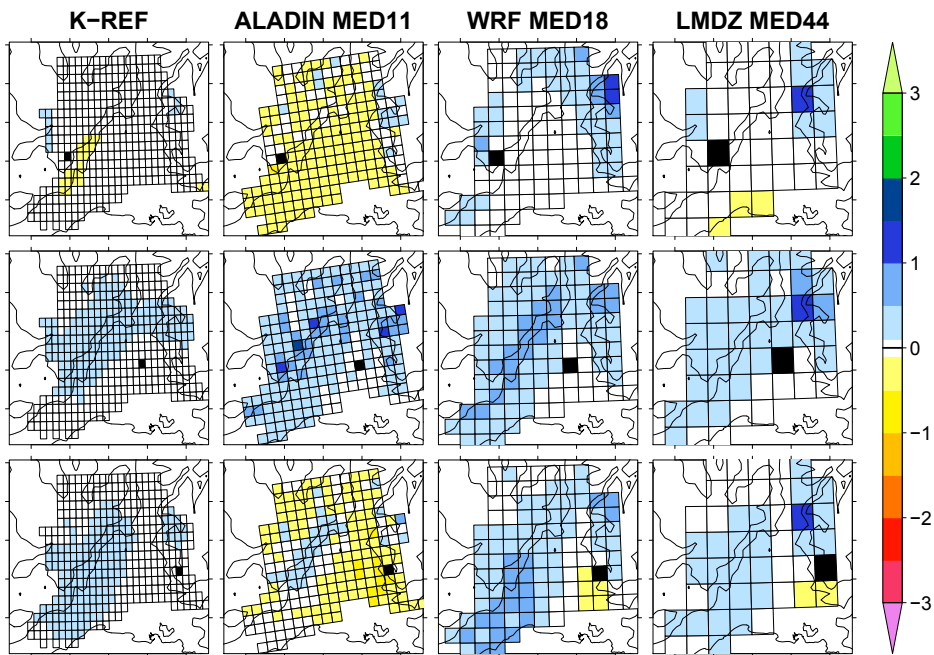


(a) MAM, jours médians

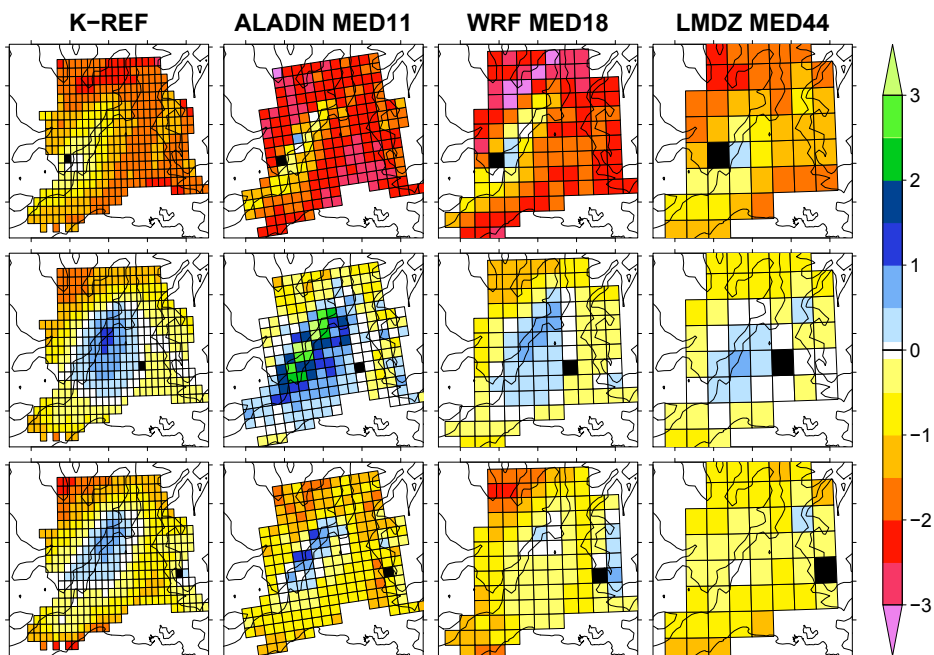


(b) MAM, jours intenses

FIGURE A.23 – Organisation spatiale de la médiane des différences de cumuls 3 h (en mm) entre une maille de référence (en noir) et les autres mailles du domaine lorsqu'elles sont simultanément pluvieuses, dans les observations de référence (K-REF) et dans les simulations ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44. Résultats pour les jours de printemps (MAM) médians (a) et intenses (b) à la maille de référence. Les mailles de référence sont choisies dans le sud des Cévennes (1^{re} ligne), la vallée du Rhône (2^e ligne) et les préalpes (3^e ligne). Des différences positives (resp. négatives) indiquent que la maille concernée reçoit une intensité de pluie supérieure (resp. inférieure) à la maille de référence.



(a) DJF, jours médians



(b) DJF, jours intenses

FIGURE A.24 – Comme pour la FIGURE A.23 mais pour les jours d’hiver (DJF).

Compléments à l'analyse par type de temps

Nous présentons dans cette annexe quelques figures complémentaires à celles présentées dans le CHAPITRE VI relatives à la caractérisation de la pluie par type de temps, dans les observations de référence et dans les RCM.

1. Occurrence et intensité de la pluie observée

En complément de la FIGURE VI.8 (CHAPITRE VI) décrivant l'occurrence 3 h au sein des journées pluvieuses, l'intensité 3 h et l'intensité 24 h dans les sous-régions, nous présentons ici ces caractéristiques pour toutes les mailles de K-REF :

- l'occurrence 3 h au sein des journées pluvieuses (FIGURE B.1) ;
- les 50^e et 95^e centiles de l'intensité 3 h et de l'intensité 24 h (FIGURES B.2 et B.3).

1.1. Occurrence de pluie 3 h au sein des journées pluvieuses

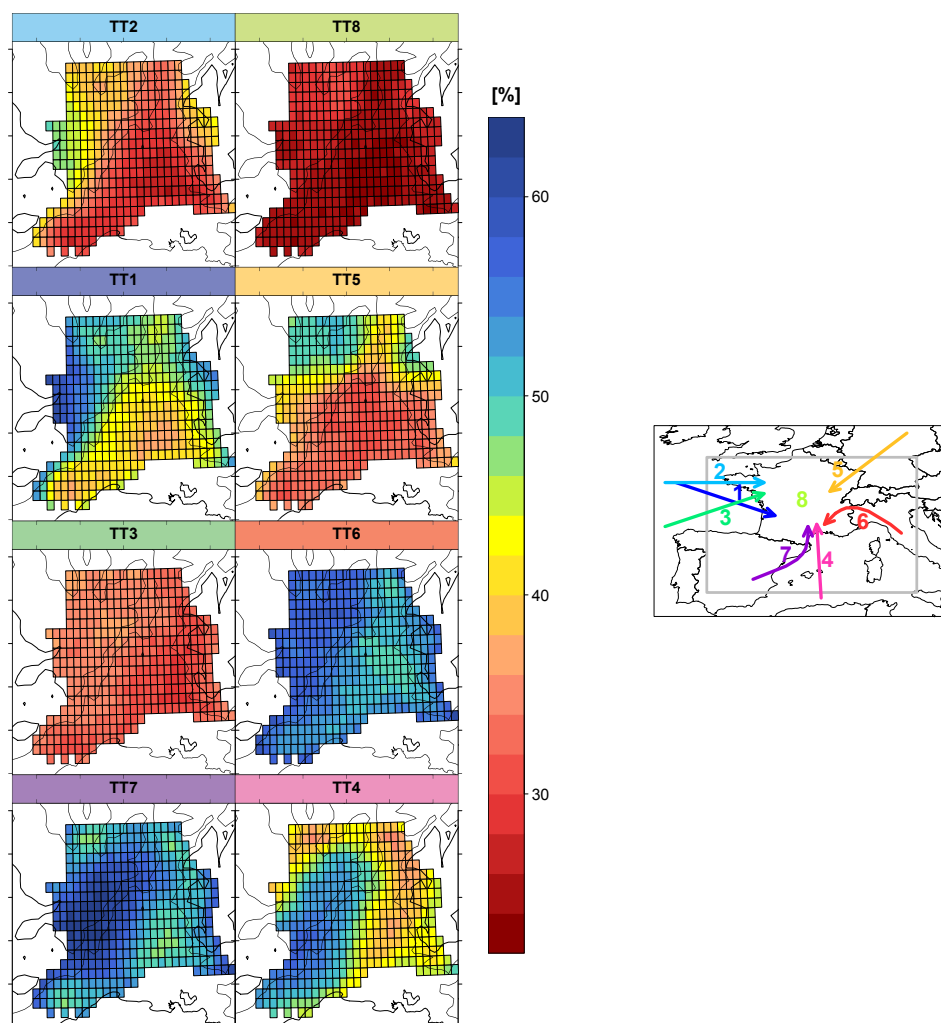
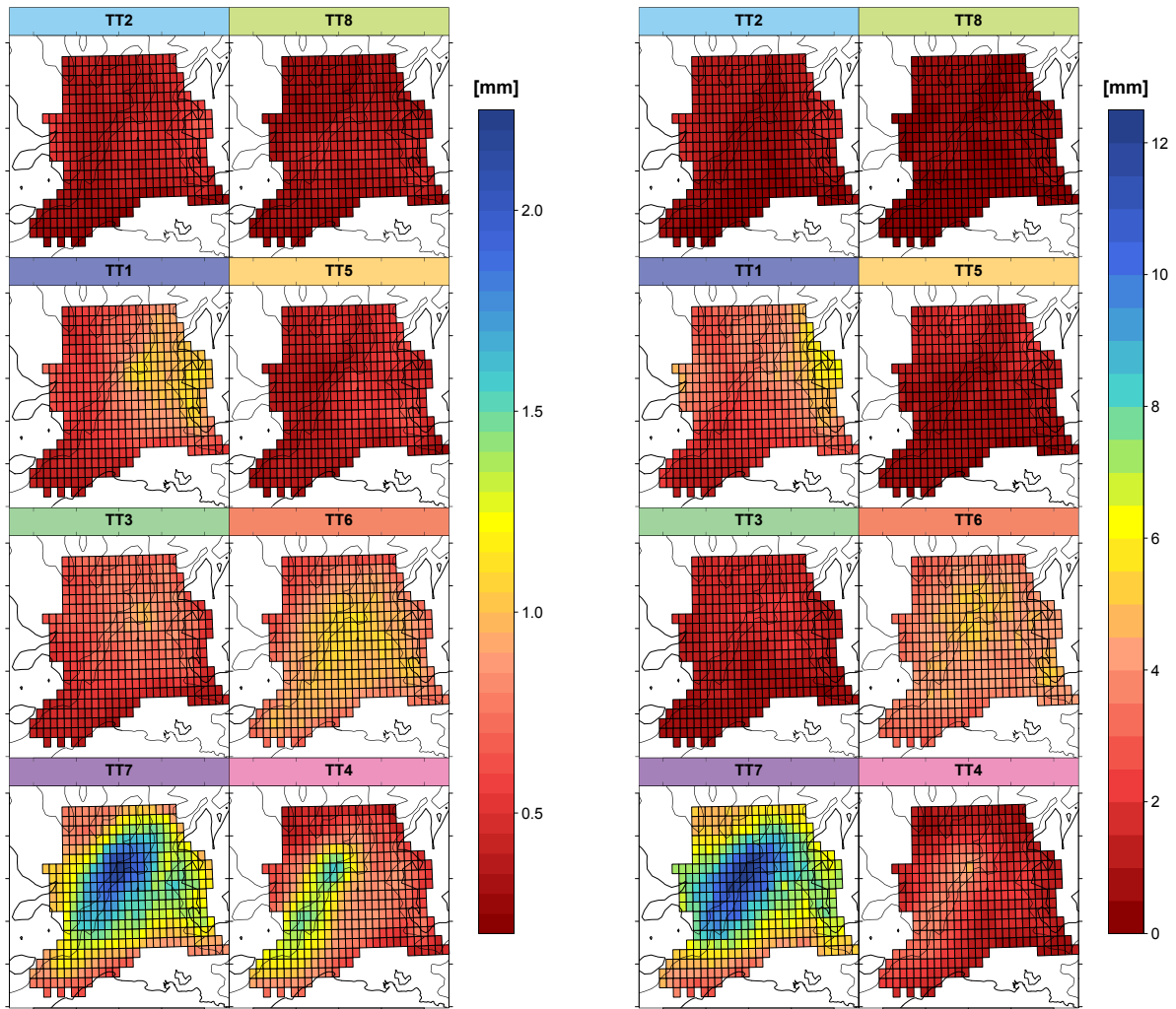


FIGURE B.1 – Occurrence de pluie 3 h au sein des journées pluvieuses selon les types de temps, dans chacune des mailles des observations K-REF.

1.2. Quantiles de l'intensité de pluie 3 h et 24 h

50^e centile



(a) 50^e centiles de l'intensité 3 h.

(b) 50^e centiles de l'intensité 24 h.

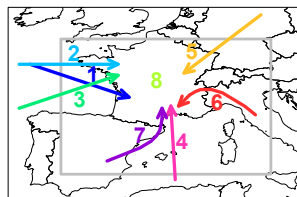
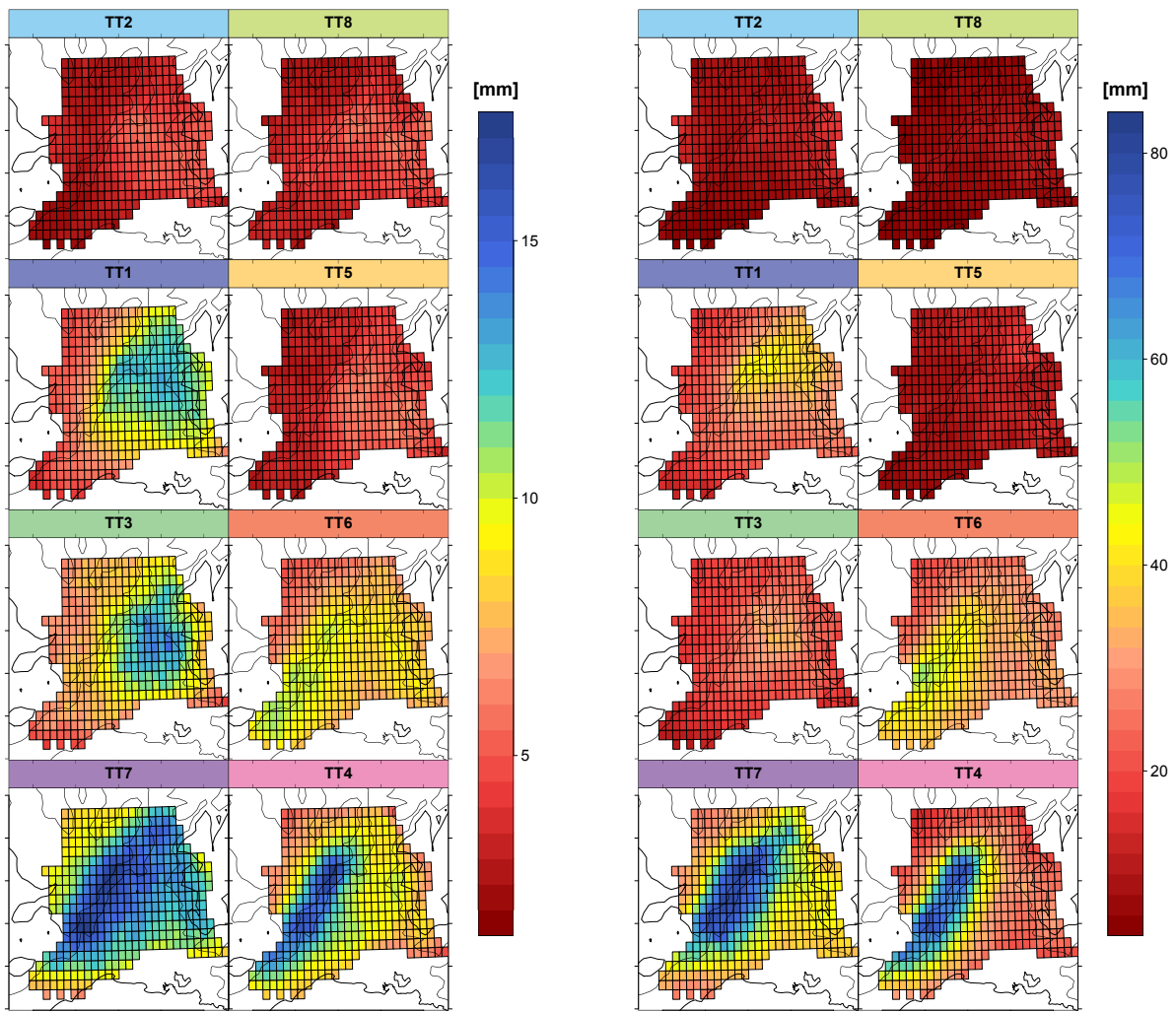


FIGURE B.2 – 50^e centiles de l'intensité de pluie non nulle dans chaque type de temps, pour des durées d'accumulation de 3 h (a) et 24 h (b). Valeurs pour chaque maille dans les observations K-REF.

95^e centile



(a) 95^e centiles de l'intensité 3 h.

(b) 95^e centiles de l'intensité 24 h.

FIGURE B.3 – 95^e centiles de l'intensité de pluie non nulle dans chaque type de temps, pour des durées d'accumulation de 3 h (a) et 24 h (b). Valeurs pour chaque maille dans les observations krigées K-REF.

2. Caractéristiques de la pluie simulée par les RCM

2.1. Cumuls annuels

En complément de la figure FIGURE VI.12 indiquant les cumuls annuels moyens de la pluie simulée par les RCM, nous indiquons sur la FIGURE B.4 ci-après les écarts relatifs sur ces cumuls entre les RCM et les observations krigées sur les mêmes mailles.

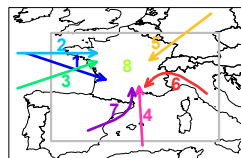
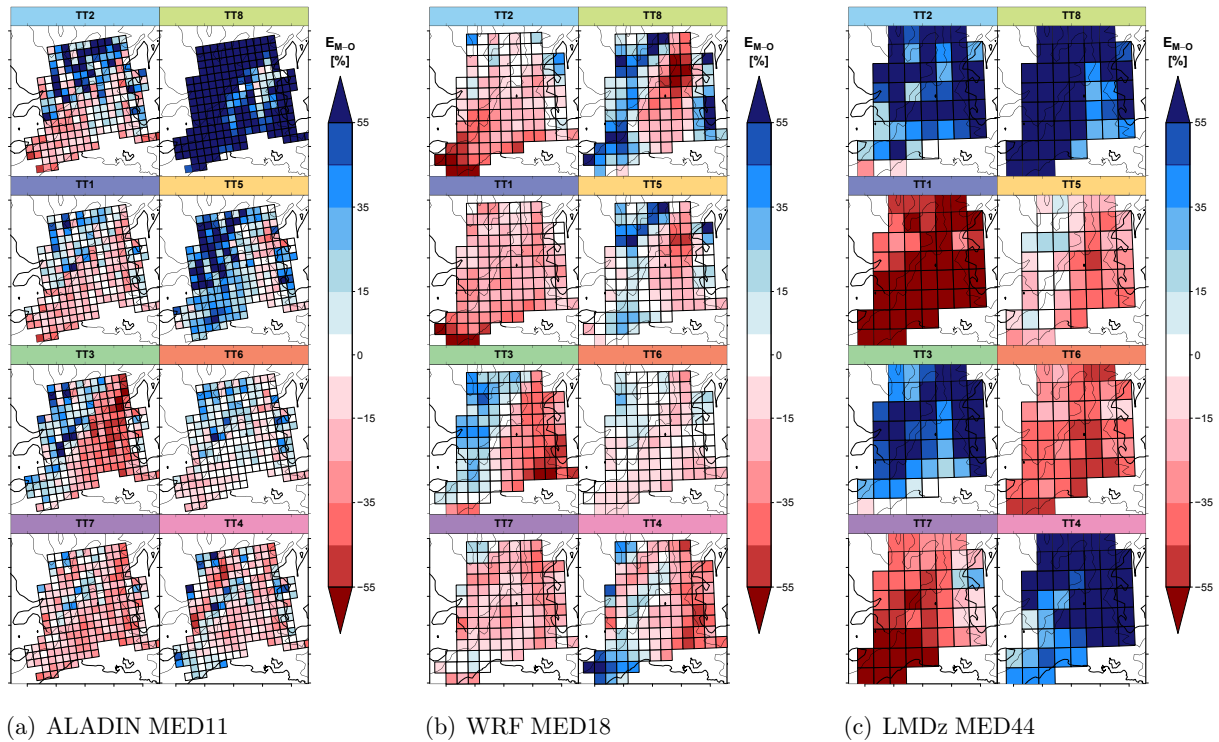


FIGURE B.4 – Écart relatifs des cumuls annuels moyens simulés par les modèles ALADIN MED11 (a), WRF MED18 (b) et LMDz MED44 (c) par rapport à ceux des observations krigées sur les mêmes grilles, pour chaque type de temps pour chacune des mailles du domaine d'étude. Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à des intensités plus grandes (resp. plus petites) dans les modèles par rapport aux observations.

2.2. Occurrence journalière

Nous avons donné les écarts relatifs de l'occurrence journalière moyenne de la pluie simulée par les RCM par rapport aux observations krigées sur les mêmes mailles dans chaque sous-région et pour chaque type de temps (FIGURE VI.10). Pour plus de détails, nous présentons sur la FIGURE B.5 ces écarts relatifs par type de temps pour chacune des mailles du domaine d'étude.

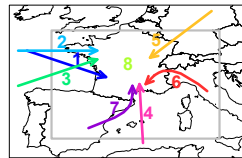
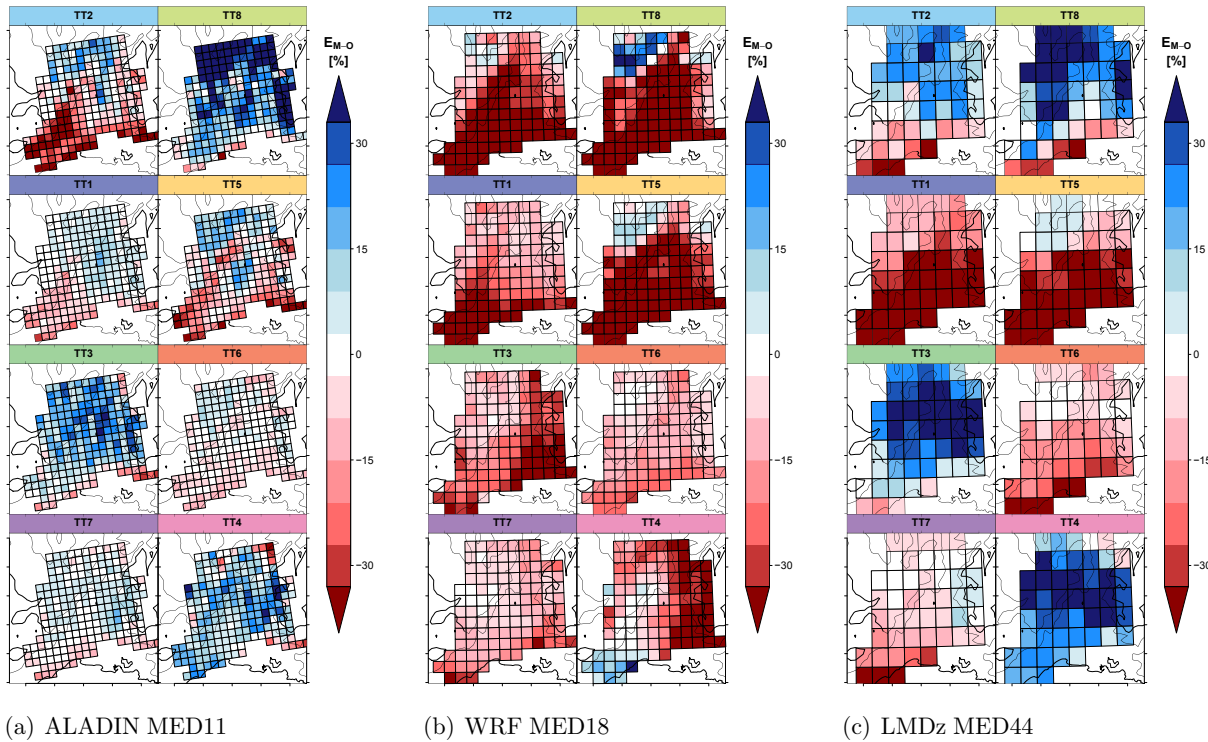
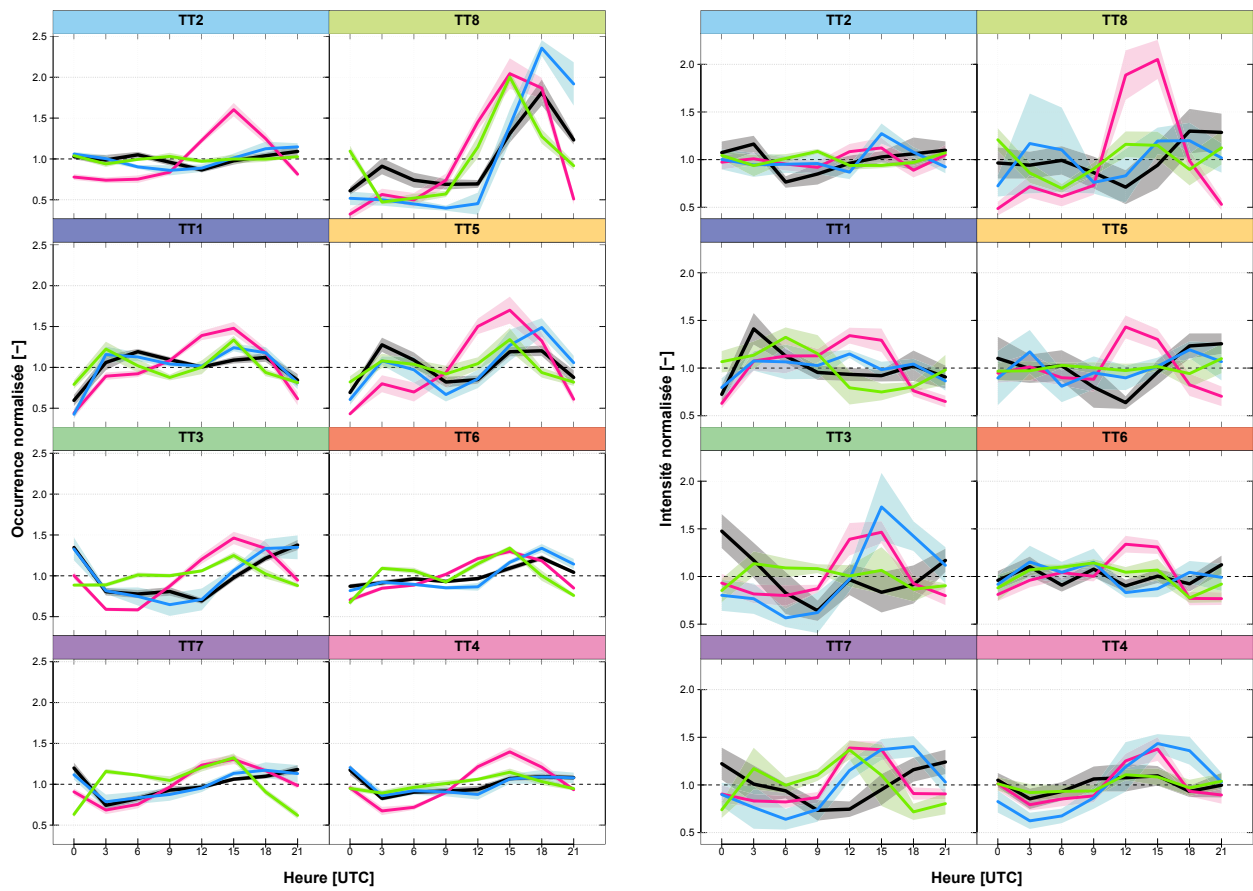


FIGURE B.5 – Écart relatifs des cumul annuel moyen simulés par les modèles ALADIN MED11 (a), WRF MED18 (b) et LMDz MED44 (c) par rapport à ceux des observations krigées sur les mêmes grilles, pour chaque type de temps pour chacune des mailles du domaine d'étude. Les écarts relatifs positifs (resp. négatifs), en bleu (resp. rouge), correspondent à des intensités plus grandes (resp. plus petites) dans les modèles par rapport aux observations.

2.3. Cycle diurne de la pluie

Pour compléter la présentation des cycles diurnes de la pluie par type de temps faite dans la SECTION 4.2 du CHAPITRE VI pour le secteur des Cévennes, nous indiquons sur les FIGURES B.6, B.7 et B.8 les cycles relatifs aux autres sous-régions.

Vallée du Rhône



(a) Cycle diurne de l'occurrence moyenne

(b) Cycle diurne de l'intensité médiane

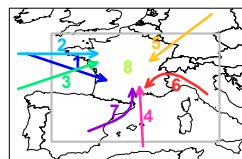
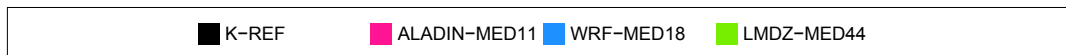
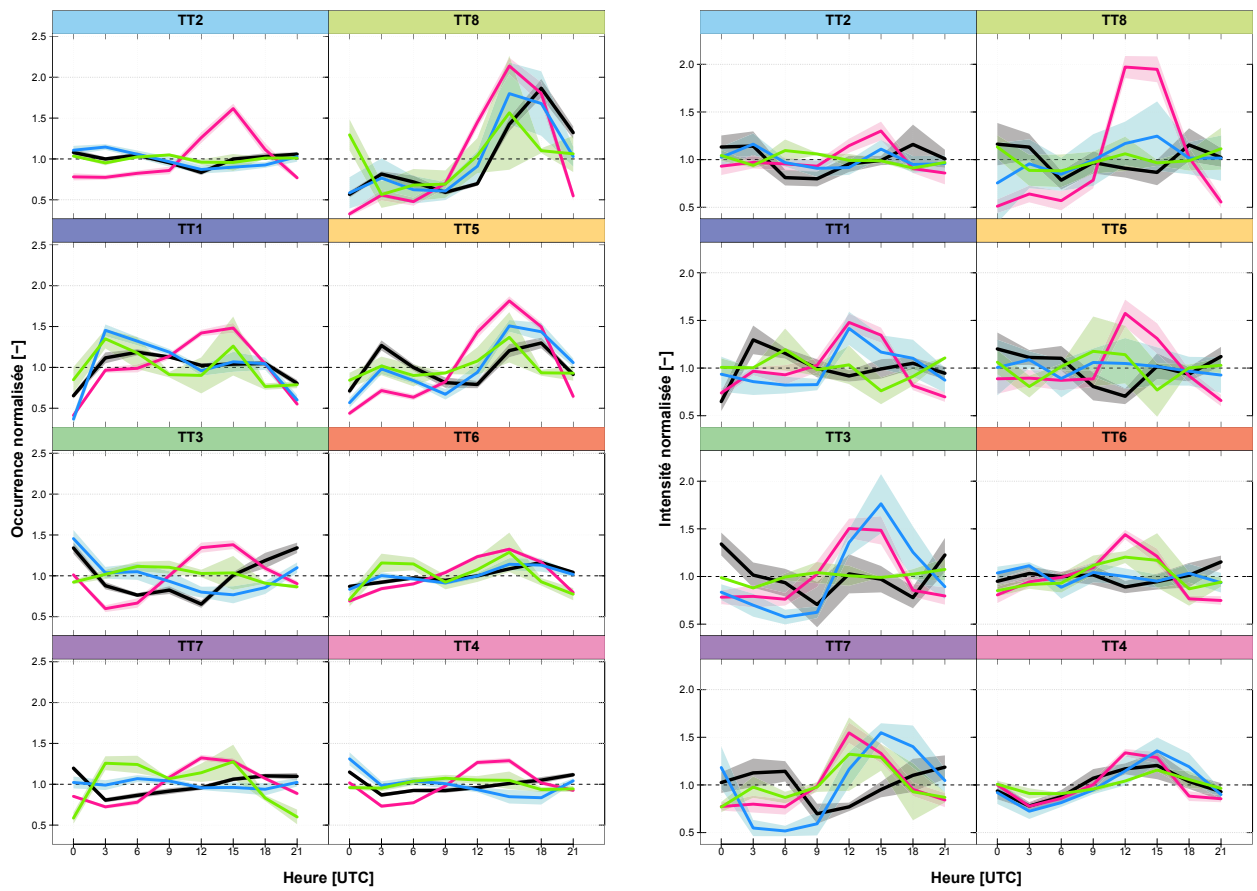


FIGURE B.6 – Cycle diurne de l'occurrence moyenne (a) et de l'intensité non nulle médiane (b) de la pluie 3 h dans les observations de référence (K-REF, en noir) et les simulations de RCM (ALADIN MED11, WRF MED18 et LMDz MED44, en différentes couleurs) dans le secteur de la vallée du Rhône, pour chacun des huit types de temps définis par GARAVAGLIA et al. [2010]. Pour chaque maille étudiée, les occurrences moyennes et les intensités médianes de chaque créneau horaire sont normalisées par leurs moyennes journalières. On représente le cycle moyen de l'ensemble des mailles de la sous-région. L'écart-type des valeurs au sein de la sous-région est représenté de part et d'autre de la valeur moyenne. La valeur indiquée à une heure donnée correspond à l'occurrence dans les trois heures précédentes (par exemple, l'occurrence moyenne indiquée à 12H UTC est prise entre 9H et 12H UTC).

Plaine



(a) Cycle diurne de l'occurrence moyenne

(b) Cycle diurne de l'intensité médiane

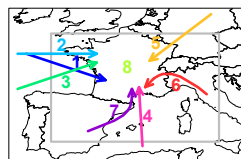
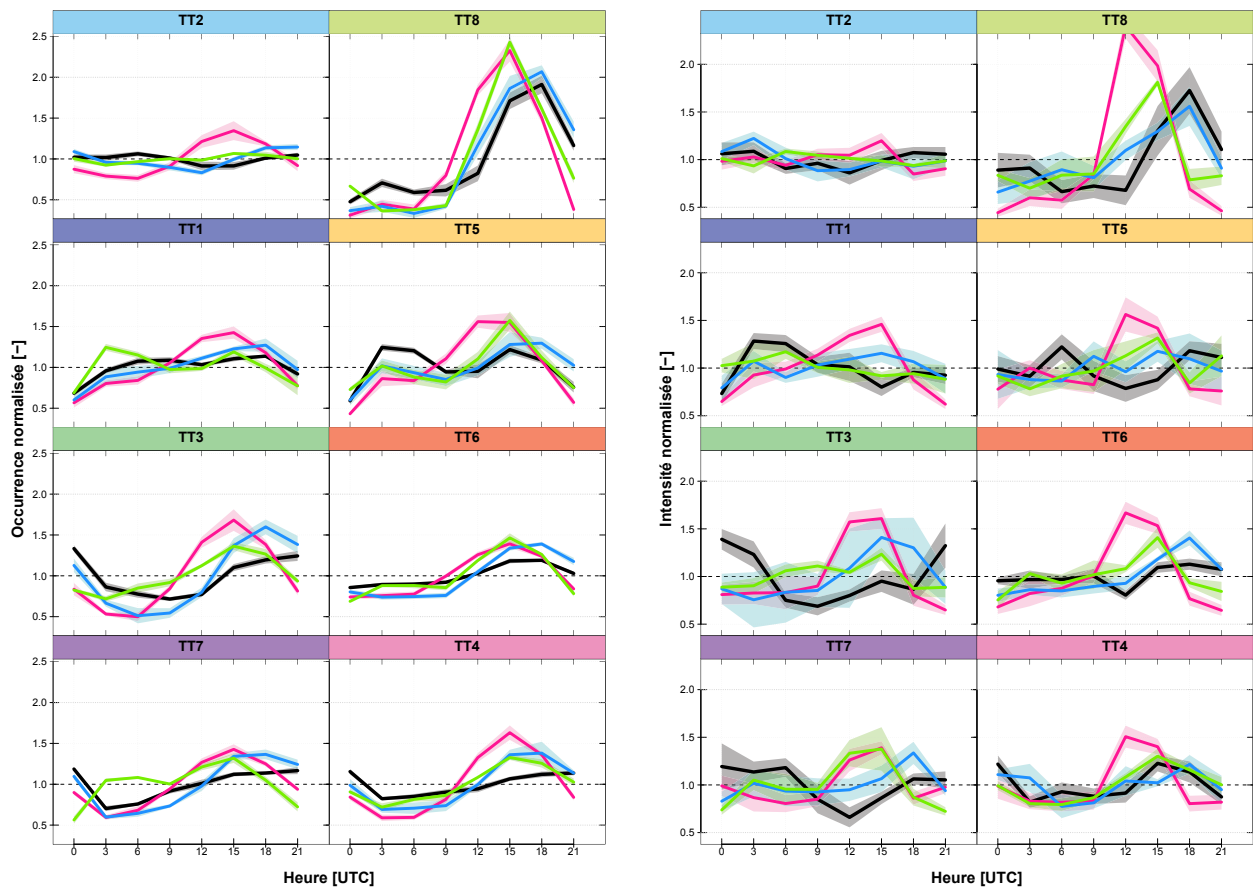


FIGURE B.7 – Même représentation que sur la FIGURE B.6 pour le secteur de la plaine.

Préalpes



(a) Cycle diurne de l'occurrence moyenne

(b) Cycle diurne de l'intensité médiane

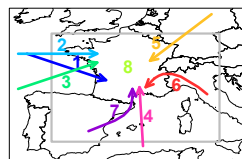
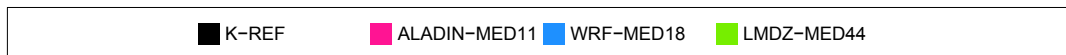


FIGURE B.8 – Même représentation que sur la FIGURE B.6 pour le secteur des Préalpes.

Approche multi-échelle pour l'évaluation de la pluie dans les modèles climatiques régionaux

Sur le bassin méditerranéen, les projections climatiques pour la fin du siècle indiquent un assèchement des étés accompagné d'une intensification des précipitations. Dans ce contexte, la caractérisation de la pluviométrie de la région est nécessaire pour appréhender son évolution future. Les modèles climatiques régionaux (RCM) sont des outils essentiels pour la compréhension du climat régional et pour la projection de son évolution. L'objectif de cette thèse est alors de caractériser et d'évaluer la pluie simulée par les RCM dans le sud-est de la France, typique des régions méditerranéennes côtières. La description de la pluie observée aux mêmes échelles que les RCM en est un préalable. La pluie observée et simulée est caractérisée en termes de valeurs et de structure spatiale et temporelle de l'occurrence et de l'intensité. Les liens entre ces caractéristiques et les processus physiques sous-jacents sont explorés grâce à une analyse par type de temps.

Dans les modèles, le volume annuel total d'eau apporté par la pluie sur l'ensemble de la région d'étude est proche des valeurs observées. Ce volume n'est toutefois pas réparti également dans le temps et dans l'espace dans les observations et dans les simulations. Parmi les multiples caractéristiques de la pluie observée et simulée, cette étude souligne l'influence des forçages du relief et des processus liés au cycle diurne de l'énergie solaire à la fois sur le déclenchement et sur l'intensité des précipitations. Ainsi, la pluie se produit préférentiellement en fin d'après-midi, en lien avec le chauffage diurne de la surface. Cependant, dans les modèles, le maximum d'occurrence est plus précoce que dans les observations, ce qui suggère une réponse trop rapide du schéma de convection au cycle diurne des flux de surface, liée à l'absence de la phase de transition entre la convection peu profonde et la convection profonde dans la majorité des schémas. Par ailleurs, au sein du domaine d'étude, l'influence du relief sur les caractéristiques de la pluie est plus marquée pour les Cévennes que pour les Préalpes. Les RCM reproduisent cette influence du relief sur les caractéristiques de pluie. Toutefois, les contrastes entre plaines et reliefs sont plus accentués dans les modèles que dans les observations, notamment lorsque le forçage de grande échelle est faible et la convection dominante dans la région d'étude. L'accentuation du contraste entre plaine et montagne dans les modèles semble donc provenir d'une trop grande sensibilité des schémas de convection au relief qui favorise la convergence et l'instabilité de la masse d'air.

Mots-clés : Pluie, Variabilité spatio-temporelle, Climatologie, Modèles climatiques régionaux, Évaluation, Types de temps

Multi-scale assessment of rainfall simulated by Regional Climate Models in Southeast France

Climate projections for the end of the century indicate drier summers and more intense precipitation in the Mediterranean. In this respect, the characterization of rainfall in the region is necessary to understand its future changes. Regional climate models (RCM) are essential tools to understand the regional climate and to project its future evolution. This thesis aims at characterizing and evaluating rainfall simulated by RCM in Southeast France, typical of the mediterranean coastal regions. The description of observed rainfall at the same scales as RCM is a prerequisite. Observed and simulated rainfall is described in terms of values and spatial and temporal structure of occurrence and intensity. Weather types are used to explore the relation between rainfall features and the underlying physical processes.

In the RCM, the annual total volume of water precipitated over the study region is closed to the observed values. However, this total volume is not distributed the same in space and time in the RCM simulations and in the observations. Among the multiple facets of the rainfall climatology, this study highlights the influence of the relief and of the solar cycle both in the triggering and in the intensity of rain. Rain appears to occur preferentially in the late afternoon, in connection with the daytime heating of the surface. However, the maximum of rain occurrence simulated by the RCM is earlier than in the observations, suggesting a too quick response of the convection scheme to the diurnal cycle of surface fluxes, in relation to the absence of transition between shallow and deep convection in most schemes. Besides, within the study region, the orographic forcing appears to be quite different for the two ranges of the domain and is much more pronounced over the Cévennes. The RCM reproduce the influence of the topography on rainfall features. Yet, the contrast between plains and mountains is more pronounced in the models than in the observations, especially when the large-scale forcing is weak and the convection is prevailing in the study area. The contrast accentuation between plain and relief in the models seems to be due to a too high sensitivity of the convection schemes to the air mass convergence and instability favored by the relief.

Key words : Rainfall, Spatio-temporal variability, Climatology, Regional climate models, Evaluation, Weather types