



Autour des relations température-précipitations dans la région Euro-Méditerranéenne

Nicolas da Silva

► To cite this version:

Nicolas da Silva. Autour des relations température-précipitations dans la région Euro-Méditerranéenne. Climatologie. Université Paris Saclay (COMUE), 2018. Français. NNT : 2018SACLX069 . tel-02059296

HAL Id: tel-02059296

<https://pastel.hal.science/tel-02059296>

Submitted on 6 Mar 2019

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

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

Autour des relations température-précipitations dans la région Euro-Méditerranéenne

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
préparée à l'École Polytechnique

École doctorale n°579 Sciences mécaniques et énergétiques,
matériaux et géosciences - SMEMaG
Spécialité de doctorat : météorologie, océanographie, physique de
l'environnement

Thèse présentée et soutenue à Palaiseau, le 30/11/2018, par

Nicolas Da Silva

Composition du Jury :

Cyrille Flamant Directeur de Recherche, CNRS (LATMOS – UMR 8190)	Président
Marc Mallet Chargé de Recherche, CNRS / Météo France (– UMR 3589)	Rapporteur
Wolfram Wobrock Professeur, Université Blaise Pascal (LAMP – UMR 6016)	Rapporteur
Benoît VIÉ Ingénieur de Recherche, Météo-France (– UMR 3589)	Examineur
Philippe Drobinski DR2, École Polytechnique (LMD – UMR 8539)	Directeur de thèse
Sylvain Mailler Ingénieur de Recherche, ENPC (LMD – UMR 8539)	Co-Directeur de thèse

À mes parents, mon frère et ma soeur ...

Remerciements

Ce travail ne s'est pas réalisé sans l'aide de certaines personnes que je tiens à remercier dans ce paragraphe.

Je voudrais d'abord remercier mes directeurs de thèse, Philippe Drobinski et Sylvain Mailler. Philippe, merci pour m'avoir accordé ta confiance depuis le début lorsque je me suis présenté pour candidater à un stage de fin de première année de master. Comme preuve de cette confiance, tu m'as très rapidement proposé un sujet de thèse. Ensuite, étant donné mes difficultés d'expression à l'oral, tu m'as particulièrement aidé voire "coaché" pour préparer l'audition de thèse. J'ai beaucoup apprécié cette aide qui a été au-delà de tes fonctions et de cette audition. Tu m'as aidé de même pour chaque présentation scientifique. Aujourd'hui, j'envisage ces présentations avec beaucoup plus de sérénité qu'avant et je pense en grande partie grâce à l'aide que tu m'as apportée. Bien que ton nouveau poste de directeur du laboratoire t'a rendu moins disponible en cours de thèse, tu as continué à toujours être là dans les moments importants. Ta bonne humeur a également été très appréciée et a participé à mon bien-être au cours de cette thèse. Tu as apporté des idées scientifiques pertinentes et des réponses simples et rapides à des problèmes sur lesquels je suis parfois resté bloqué pendant de longs moments. Sylvain, merci également pour l'aide que tu m'as apportée. Tu t'es davantage concentré sur les problèmes du quotidien, ce qui n'est certainement pas la tâche la plus agréable. J'ai apprécié ta disponibilité, je savais que si j'avais besoin d'aide je pouvais compter sur toi rapidement. Les solutions que tu as apportées ont toujours été adaptées et optimistes malgré des situations parfois désespérées, notamment pour les simulations WRF capricieuses. Cela a contribué à me soulager et à éviter que je sombre dans la panique. Je suis particulièrement reconnaissant pour t'être adapté à ma personnalité et d'avoir fait en sorte de réduire mon stress pendant la période où j'étais moins bien. Philippe et Sylvain, j'ai beaucoup apprécié votre attitude à la fois détendue et impliquée dans mon travail.

J'aimerais ensuite remercier l'ensemble du jury pour avoir expertisé mon travail en lisant attentivement mon mémoire et en posant des questions pertinentes lors de la soutenance, qui m'ont permises d'avoir davantage de recul sur mon travail. Merci également pour les corrections que vous avez suggérées qui ont amélioré mon manuscrit. Merci particulièrement

à Cyrille Flamant qui, en plus d'avoir présidé mon jury de thèse, a accepté de faire parti de mon comité de thèse en début de deuxième année.

Merci à l'ensemble du personnel du laboratoire qui m'a aidé dans mes démarches administratives, informatiques ou pratiques.

Je voudrais aussi remercier mes amis doctorants et post-doctorants pour m'avoir accompagné pendant ces trois ans de thèse. Vous avez clairement contribué à me faire passer un bon moment au LMD malgré de longues heures de travail. Ces moments passés avec vous, que ce soit sur un terrain de foot, à la cantine, dans un bar, ou au détour d'un couloir, m'ont permis de couper avec le travail, ce qui m'a sans doute rendu plus productif.

Enfin un grand merci à ma famille pour le soutien essentiel qu'elle a pu m'apporter.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Précipitations et microphysique des nuages	1
1.2	Climatologie des précipitations sur le pourtour méditerranéen	3
1.2.1	Le climat méditerranéen	3
1.2.2	Les précipitations moyennes	3
1.2.3	Les précipitations extrêmes	5
1.2.4	Le problème de l'eau en Méditerranée	9
1.3	Variabilité et tendances des précipitations en Méditerranée	11
1.3.1	Influence des principaux modes de variabilité des moyennes latitudes sur la variabilité des précipitations en Méditerranée	11
1.3.2	Variabilité tropicale et variabilité des précipitations en Méditerranée	14
1.3.3	Tendances du climat présent	17
1.3.4	Tendances futures	18
1.4	La relation température-précipitations	22
1.4.1	Les bases physiques	22
1.4.2	État de l'art	24
1.4.3	Aérosols et relation température-précipitations en Méditerranée . .	26
1.4.4	Plan de la thèse	31
2	La relation température-précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne	33
2.1	Étude de la relation température-précipitations extrêmes dans le sud-est de la France	34
2.1.1	Outils et Méthodes	34
2.1.2	La relation température-précipitations extrêmes	41
2.1.3	Analyse de processus	49
2.1.4	Discussion	59

2.2	Variabilité spatiale de la relation température-précipitations extrêmes sur le bassin méditerranéen	60
2.2.1	Outils	61
2.2.2	Analyse des observations	63
2.2.3	Évaluation et analyse des simulations	66
2.3	Conclusion	73
3	Impact des aérosols sur la relation température-précipitations	75
3.1	Introduction	75
3.2	Configuration du modèle et des expériences	78
3.3	Analyse des expériences de sensibilité	81
3.3.1	Sensibilité de la simulation basse résolution à la concentration en aérosols	81
3.3.2	Sensibilité de la simulation à haute résolution et impact de la résolution	86
3.3.3	Discussion	90
3.4	Impact des aérosols sur la relation température-précipitations	94
3.4.1	Méthodes	95
3.4.2	La relation température-précipitations en Europe centrale	97
3.4.3	Analyse des contributions	100
3.4.4	Contributions aux changements de la vitesse verticale	101
3.4.5	Contributions de la température de surface et du gradient vertical de température	104
3.5	Conclusion	106
4	Relation température-précipitations extrêmes dans le climat futur	113
4.1	Évolution de la relation température-précipitations extrêmes dans le futur .	114
4.1.1	Simulations utilisées	114
4.1.2	Comparaison entre les simulations historiques et ERA-Interim . . .	114
4.1.3	Projections dans un climat futur	116
4.2	Les limites des sources d'humidité	123
4.2.1	Modèles utilisés et configurations	123
4.2.2	Analyse de l'humidité	125
4.2.3	Discussion	127
4.3	Conclusion	131
5	Conclusion et perspectives	135
5.1	Conclusion	135

5.2 Perspectives	137
Bibliographie	141
Annexe A Énergie potentielle de convection disponible	175
Annexe B Liste des articles publiés et en préparation	179

Chapitre 1

Introduction

La Terre est la seule planète connue ayant gardé son eau sous forme liquide en sa surface et ainsi permis le développement de la vie. Cette eau est présente majoritairement dans les océans qui recouvrent 71 % de la surface terrestre. L'eau est aussi présente dans l'atmosphère terrestre principalement sous forme de vapeur. Le processus d'évaporation permet le passage de l'eau liquide présente à la surface vers l'atmosphère. Cela initie ce que l'on appelle le cycle de l'eau, c'est-à-dire son parcours à travers les grands réservoirs que sont les océans, l'atmosphère, les glaciers et les étendues d'eau douce. Une partie de l'eau évaporée en surface se recondense en altitude pour former des nuages. L'eau des nuages est redistribuée inégalement à la surface de la Terre sous la forme de précipitations. C'est ainsi que chaque année la Terre fait coexister des régions très humides où il pleut plus de 10 000 mm par an et des régions très sèches dont les précipitations annuelles n'excèdent pas le mm. Le bilan annuel cache aussi des variations temporelles très importantes. Alliant sécheresses en été et évènements de précipitations extrêmes pendant l'automne, le pourtour méditerranéen est une région dans laquelle la variabilité des précipitations est exacerbée.

1.1 Précipitations et microphysique des nuages

Les nuages se forment par condensation de la vapeur d'eau sur des particules solides en suspension dans l'atmosphère qu'on appelle aérosol (voir section 1.4.3). Les gouttes d'eau ainsi formées voient leur taille grossir sous l'effet de la condensation et de la coalescence avec d'autres gouttes d'eau. Lorsqu'une goutte d'eau atteint un diamètre dépassant les 100 μm , les forces d'agitation de l'atmosphère ne peuvent plus la maintenir en suspension et elle tombe sous l'effet de la gravité, on dit qu'il y a précipitation. On notera que la totalité des précipitations n'atteint pas toujours le sol. En effet lorsque celles-ci tombent dans un

environnement relativement sec, elles s'évaporent en partie voire totalement (on parle alors de virga).

En altitude, la vapeur d'eau peut également se condenser sous la forme de cristaux de glace lorsqu'elle atteint des températures en-dessous de -5°C . Dans ce cas, la croissance des cristaux se fait d'abord par diffusion de la vapeur d'eau. Celle-ci est généralement plus rapide que pour l'eau liquide car elle se produit souvent dans une atmosphère déjà saturée pour l'eau liquide (présence d'un nuage d'eau liquide), ce qui pour la glace correspond à des conditions de sursaturation (de l'ordre de 20%). Les cristaux de glace peuvent grossir davantage par collision avec des gouttes d'eau liquide. Il se forme alors une couche d'eau surfondue autour du cristal ce qui augmente sa capacité à pouvoir s'agréger avec d'autres cristaux de glace.

Mülmenstädt *et al.* (2015) ont montré que parmi les nuages continentaux qui précipitent, moins de 5% sont des nuages composés uniquement d'eau liquide, ce qui montre l'importance de la phase solide dans le processus de précipitations. Dans ces nuages mixtes, il peut se produire un effet dit de Bergeron (1928) pour lequel les gouttes d'eau liquides s'évaporent alors que les cristaux de glace continuent à grossir. Cet effet se produit pour des températures inférieures à -10°C et lorsque la vapeur d'eau est saturée pour la glace mais pas pour l'eau liquide. Il s'agit principalement d'une redistribution de la phase liquide vers la phase solide dans le nuage qui n'a peu d'effet sur la quantité de précipitations.

On distingue deux types de précipitations : les précipitations convectives et les précipitations stratiformes. Les précipitations convectives se produisent par l'élévation rapide d'une masse d'air chaude et humide sous l'effet de la poussée d'Archimède. Ces précipitations sont souvent caractérisées par une forte intensité (supérieure à 10 mm.h^{-1}), une durée courte (30 minutes) et une faible étendue spatiale (5 km). Il peut s'agir d'orages ou de simples averses. Les précipitations stratiformes sont formées par le mouvement vertical lent d'une masse d'air humide. Elles sont souvent caractérisées par des intensités faibles à modérées (inférieures à 10 mm.h^{-1}), une répartition spatiale relativement homogène et une durée plus importante. Le terme stratiforme peut aussi désigner les précipitations faibles à modérées à l'arrière de certains systèmes convectifs.

Les précipitations font partie d'un ensemble de variables météorologiques (température, pression, humidité relative, etc.) qui interagissent entre elles via de nombreux processus. Si l'ensemble de ces paramètres ont une grande variabilité temporelle pour un lieu donné, on observe que leur comportement tend à se répéter année après année. Le climat désigne les caractéristiques météorologiques propres à un lieu ou une région donnée. Il se déduit à partir de moyennes faites sur de longues périodes de temps (quelques dizaines d'années).

1.2 Climatologie des précipitations sur le pourtour méditerranéen

1.2.1 Le climat méditerranéen

Le climat de la Terre est gouverné au premier ordre par l'intensité et les variations du rayonnement solaire incident. Le mot climat vient d'ailleurs du grec *klima* qui désigne l'inclinaison de la Terre par rapport au soleil. La première classification du climat en 5 bandes de latitude a été faite pendant l'antiquité par Aristote. Avec le temps, les scientifiques sont arrivés à une description des climats plus précise. Aujourd'hui la communauté s'accorde pour utiliser la classification de Köppen réalisée en 1900 et ayant subi quelques modifications au cours du 20^{ème} siècle. Selon cette classification, le climat méditerranéen est défini comme Csb et Csa c'est-à-dire tempéré avec des étés secs et chauds voire très chauds. Cependant comme montré sur la figure 1.1, cette définition ne s'applique qu'à une partie du pourtour méditerranéen. De forts contrastes existent entre les différentes régions du fait de la morphologie même du bassin méditerranéen. On trouve des climats tempérés non secs en été au nord du bassin, des climats arides au sud, des climats de neige sur les reliefs ou encore des climats de steppe sur la partie orientale. Les régions du nord de la Méditerranée sont sous l'influence de la circulation de moyenne latitude et celles du sud sont influencées par un régime subtropical (Lionello *et al.*, 2006, Alpert *et al.*, 2006, Trigo *et al.*, 2006).

La géographie du bassin méditerranéen avec une ligne de côte complexe, de nombreuses îles et un relief souvent accidenté est l'une des causes de l'hétérogénéité du climat méditerranéen. Elle est notamment à l'origine de vents régionaux tels que le mistral dans la vallée du Rhône ou la bora sur la mer Adriatique. Lorsqu'ils arrivent sur mer, ces vents agissent sur la mer en renforçant l'évaporation. Des différences de température puis de pression se créent entre les zones sous le vent et les zones à l'abri du vent. Il a été montré que le mistral pouvait modifier de cette manière la localisation des précipitations dans le massif des Cévennes (Berthou *et al.*, 2014).

Le climat méditerranéen est donc caractérisé par de fortes variabilités spatiales et saisonnières. Cette variabilité s'exprime surtout par les précipitations que nous allons décrire plus en détail dans les parties suivantes.

1.2.2 Les précipitations moyennes

La connaissance de la distribution spatiale des précipitations repose sur les séries temporelles de plusieurs stations météorologiques autour de la Méditerranée. Malheureusement, pour la Méditerranée, la répartition des stations météorologiques ayant de longues séries tem-

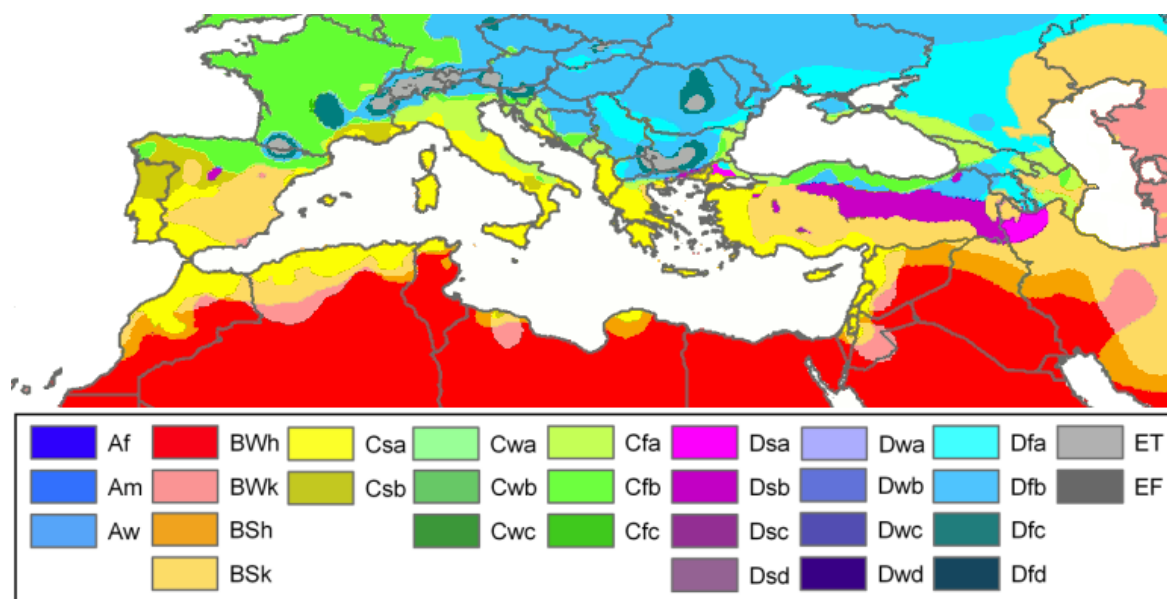


FIGURE 1.1 Le climat méditerranéen selon la classification de Köppen et Geiger (1936) adapté au climat actuel par Peel *et al.* (2007). La correspondance entre la légende et le type de climat est présentée dans le tableau 1.1

climat principal	précipitations	températures	
A : équatorial	W : désert	h : chaud et aride	F : gel annuel
B : aride	S : semi-aride	k : froid et aride	T : toundra
C : tempéré doux	f : très humide	a : été chaud	
D : neige	s : été sec	b : été tempéré	
E : polaire	w : hiver sec	c : été frais	
	m : moussons	d : très continental	

TABLE 1.1 Correspondance entre les sigles utilisés par Köppen et Geiger (1936) et le type de climat.

porelles n'est pas uniforme : les données sont plus abondantes dans les régions du nord-ouest que dans le reste de la Méditerranée, et les stations de l'Afrique du nord sont très éloignées de la couverture idéale (New *et al.*, 1999, Haylock *et al.*, 2008). Pour établir la caractérisation climatique régionale des précipitations, les séries temporelles doivent être harmonisées de façon à pallier le manque de données dans certaines régions puis être réparties sur une grille régulière afin d'obtenir des données homogènes dans le temps et dans l'espace (New *et al.*, 1999, Haylock *et al.*, 2008).

La climatologie utilisée dans cette thèse pour décrire les précipitations moyennes en Méditerranée est la climatologie "Climatic Research Unit" (CRU, New *et al.*, 1999). Elle a été

réalisée à partir d'une combinaison de plusieurs sources de données qui ont été harmonisées sur l'ensemble du globe sur une grille de 0.5° pour la période 1961-1990 (New *et al.*, 1999). Une des spécificités de cette climatologie est que l'interpolation des données des stations de mesure est réalisée selon les trois dimensions (Hutchinson, 1995), ce qui n'est pas le cas pour d'autres climatologies (Legates et Willmott, 1990) et fait que la climatologie CRU est de meilleure qualité sur les régions montagneuses (New *et al.*, 1999).

La figure 1.2, issue de Lionello *et al.* (2012a), représente la moyenne climatologique des précipitations CRU sur la période 1961-1990 pour les 4 saisons (New *et al.*, 1999). La répartition spatiale des précipitations fait apparaître de nombreuses régions selon les saisons. On peut néanmoins établir qu'à l'échelle du bassin méditerranéen, les précipitations moyennes sur l'ensemble des saisons sont plus intenses dans les régions humides du nord et de l'ouest par rapport aux régions arides du sud et de l'est. Les zones montagneuses sont associées à des maxima locaux de précipitations par leur capacité à soulever les masses d'air humides. La circulation atmosphérique zonale domine sur le bassin méditerranéen et favorise le transport d'humidité de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée vers les côtes, ce qui explique les maxima locaux de précipitations sur les côtes ouest des continents. À l'inverse, les côtes est et l'intérieur des continents sont généralement abrités de ces flux d'ouest humides, et sont sujets à des précipitations plus faibles. Les étés sont bien plus secs que les hivers à l'exception des Alpes qui ont un maximum de précipitations durant cette saison (Lionello *et al.*, 2012a).

Cette répartition climatologique saisonnière des précipitations masque des événements de précipitations extrêmes qui méritent que l'on s'y attarde.

1.2.3 Les précipitations extrêmes

Les précipitations extrêmes sont un trait important du climat méditerranéen. Toreti *et al.* (2010) ont montré que les précipitations extrêmes des 20 stations d'étude réparties autour de la mer Méditerranée (voir leur figure 1) contribuaient à environ 60% du total des précipitations entre octobre et mars. Le caractère extrême des précipitations est souvent défini selon le dépassement d'un seuil de précipitations. La valeur exacte du quantile seuil des précipitations a été calculée pour chaque station selon un algorithme précis (décrit dans Toreti *et al.*, 2010) qui se base sur la distribution des extrêmes généralisée et la distribution de Pareto généralisée (Coles *et al.*, 2001).

La répartition spatiale des précipitations extrêmes est déduite à partir de séries temporelles de précipitations de 286 stations autour de la mer Méditerranée (voir figure 1.3) de 1950 à 2006. On considère uniquement la période humide du bassin méditerranéen définie entre octobre et mars selon Xoplaki (2002), Xoplaki *et al.* (2004). L'harmonisation des séries

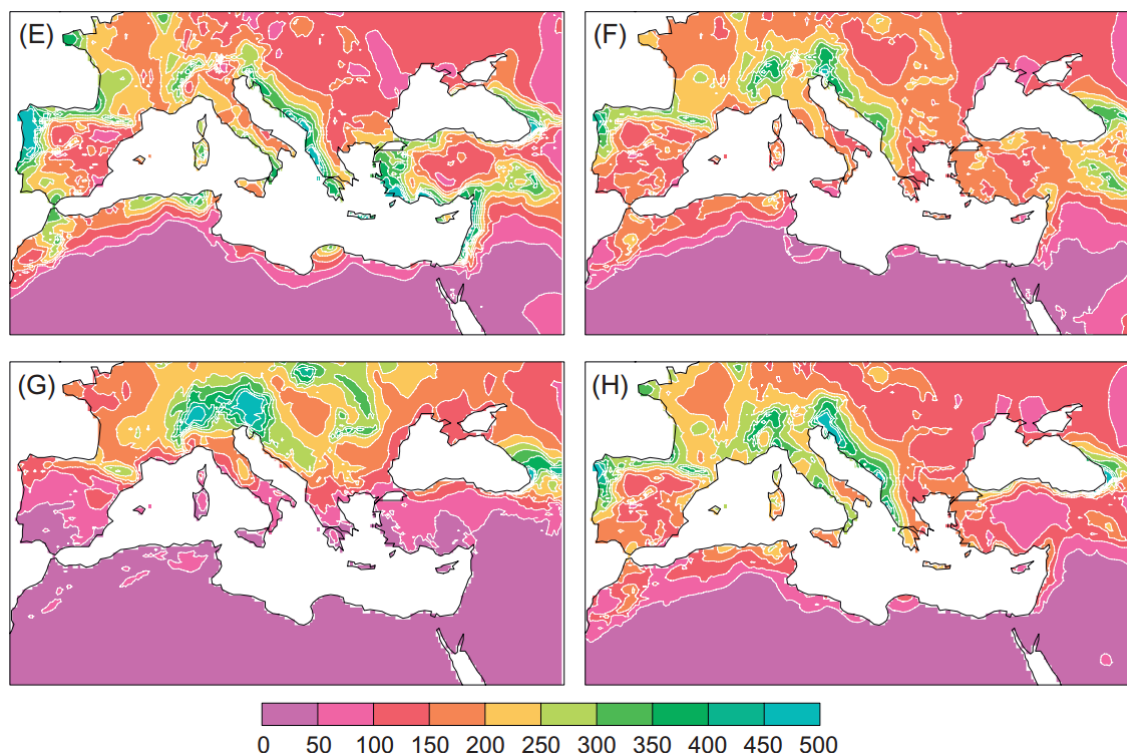


FIGURE 1.2 Figure extraite de Lionello *et al.* (2012a). Moyenne saisonnière du cumul des précipitations sur le bassin méditerranéen en hiver (décembre-janvier-février, **E**), au printemps (mars-avril-mai, **F**), en été (juin-juillet-août, **G**) et en automne (septembre-octobre-novembre, **H**) basée sur la période 1961-1990 de la climatologie CRU (New *et al.*, 1999)

temporelles a été effectuée selon l'algorithme GAHMDI (Genetic Algorithm Hidden Markov Models for Detection of Inhomogeneities, Toreti *et al.*, 2012) et par Caussinus et Mestre (2004). À partir de chaque série temporelle on peut calculer la valeur du cumul journalier des précipitations correspondant à une période de retour à 5 ans et à 50 ans. Une méthode de calcul de ces valeurs est donné par Toreti *et al.* (2010).

La figure 1.3, issue de Lionello *et al.* (2012a), représente ces deux valeurs pour l'ensemble des stations utilisées dans le bassin méditerranéen. Les valeurs correspondant à une période de retour de 5 ans permettent de mettre en évidence des régions avec de forts extrêmes dépassant les 100 mm : la côte nord du Portugal, le Golfe du Lion, le golfe de Gênes, la Croatie, Rhodes, et l'est de la Mer Noire (Lionello *et al.*, 2012a). Les plus fortes valeurs sont situées près des côtes suggérant que l'apport d'humidité par la mer Méditerranée joue un rôle important pour les extrêmes. Une station dans les Cévennes et la station de Gênes ont une

valeur de retour à 5 ans dépassant les 140 mm. Les valeurs à l'intérieur des terres dépassent rarement les 50 mm sauf pour quelques stations sur les reliefs.

Les valeurs de retour à 50 ans mettent en évidence le nord-est de la péninsule ibérique, le golfe du Lion, la côte ouest des Balkans, l'ouest de la Turquie et le sud de la Mer Noire. Parmi les stations considérées par Lionello *et al.* (2012a), la station de Gênes a la plus forte valeur avec 264 mm de cumul journalier pour une période de retour tous les 50 ans (Toreti *et al.*, 2010). Des cumuls journaliers plus importants ont toutefois déjà été observés : lors de l'épisode cévenol du 8 au 9 septembre 2002, caractérisé par des cumuls journaliers dépassant les 200 mm sur une très grande surface (5500 km²), on a localement relevé des cumuls journaliers dépassant les 600 mm dans les régions d'Anduze et d'Alès (Delrieu *et al.*, 2005).

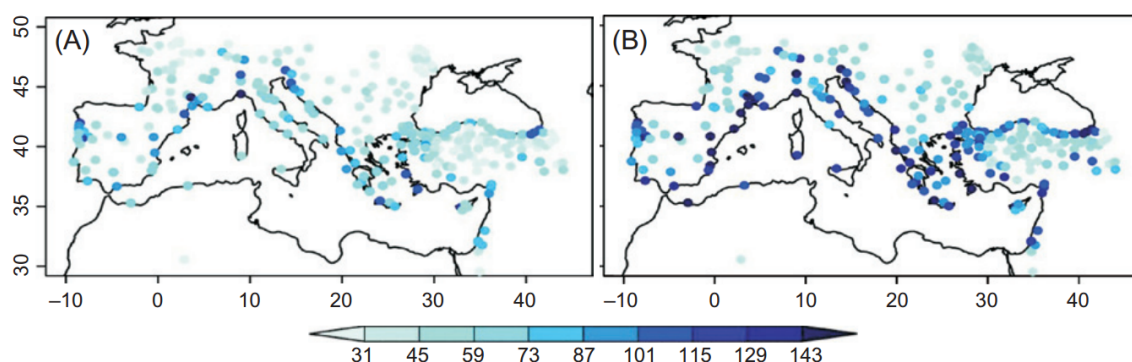


FIGURE 1.3 Figure extraite de Lionello *et al.* (2012a). Valeurs des précipitations extrêmes qui se produisent une fois tous les 5 ans (A) et une fois tous les 50 ans (B) sur plusieurs stations du bassin méditerranéen.

Les fortes pluies se produisent généralement pendant l'automne, période à laquelle le contraste de température entre la mer Méditerranée réchauffée pendant l'été et l'air plus froid peut être très important et favoriser une forte évaporation. Le développement des précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne résulte non pas d'un seul facteur mais de la combinaison et de l'interaction de plusieurs facteurs agissant à l'échelle locale et à grande échelle. Parmi ces facteurs on peut citer le rôle de la température de la surface de la mer (SST), des flux d'humidité provenant de l'Atlantique et de la Méditerranée et le forçage orographique des nombreuses chaînes de montagnes entourant le bassin méditerranéen (Lionello *et al.*, 2012a). Toreti *et al.* (2010) a identifié trois situations typiques de l'anomalie du géopotential à 500 hPa associée à ces événements, ayant des signatures significativement différentes des jours secs.

La figure 1.4, issue de Toreti *et al.* (2010), montre un exemple de ces configurations favorables à des événements de fortes précipitations pour l'ouest du bassin méditerranéen (a)

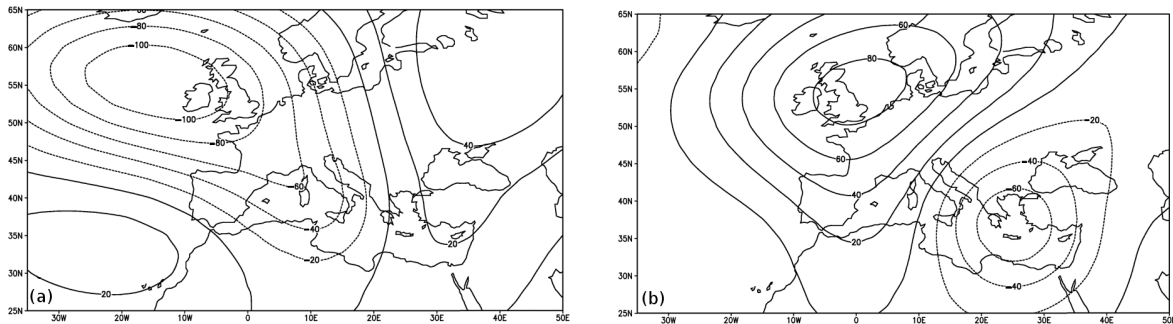


FIGURE 1.4 Figures extraites de Toreti *et al.* (2010). Anomalies de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa associée aux événements de précipitations extrêmes dans la Méditerranée de l'ouest (a) et dans la Méditerranée de l'est (b).

et pour sa partie orientale (b). La configuration du géopotentiel à 500 hPa de la figure 1.4a met en évidence un creux dont le centre se situe au large des îles britanniques et qui s'étend vers le sud-est jusqu'en Algérie. On notera également deux anomalies positives de part et d'autre, au niveau des Açores et de la Russie. Ces trois centres d'action favorisent l'advection d'humidité provenant de l'Atlantique par flux de nord-ouest sur la partie occidentale de la Méditerranée (Toreti *et al.*, 2010, Trigo *et al.*, 2006). Cette configuration correspond typiquement au stade initial du développement de la dépression du golfe de Gênes dans laquelle une masse d'air froid venant du nord-ouest est déviée vers le sud par les Alpes (McGinley, 1982, Radinovic, 1986, Ulbrich *et al.*, 2012). La configuration du géopotentiel à 500 hPa de la figure 1.4b, et les 2 autres favorables aux précipitations extrêmes dans la partie orientale de la Méditerranée (non montrées, voir Toreti *et al.*, 2010), font état de la dépression de Chypre. Cette dernière est donc essentielle dans le développement de précipitations extrêmes dans l'est de la Méditerranée. Saaroni *et al.* (2010) ont montré qu'elle est associée à environ 80% des précipitations en Israël entre Novembre et Mars (période concentrant plus de 90% des précipitations annuelles, Goldreich, 1998, Goldreich *et al.*, 2004, Goldreich, 2012).

La position et l'intensité des dépressions du bassin méditerranéen jouent donc un rôle important dans l'établissement des précipitations extrêmes de la partie occidentale (Jansa *et al.*, 2001, Duffourg et Ducrocq, 2011) et orientale (Saaroni *et al.*, 2010) de la Méditerranée. Toreti *et al.* (2010) ont également étudié la configuration du jet subtropical en haute troposphère dans les cas des précipitations à valeur de retour à 5 ans pour l'ouest et l'est de la Méditerranée. La position et l'intensité du jet subtropical, parfois en interaction avec le jet polaire, place systématiquement les régions affectées par les précipitations extrêmes dans des zones de divergence des vents d'altitude : il a en effet été montré que la divergence des

vents d'altitude est favorable au déclenchement de la cyclogenèse aux moyennes latitudes (Ahrens, 2016). Contrairement aux dépressions de moyennes latitudes, l'apport d'air chaud par le sud n'est pas essentiel pour le développement des dépressions méditerranéennes. En effet, Ziv *et al.* (2009) ont montré que parmi les 8 dépressions méditerranéennes qu'ils ont étudiées, 5 ne présentaient pas de nuages dans la partie sud du secteur chaud car les vents de sud amenaient un air trop sec en provenance du Sahara. Ils suggèrent que c'est davantage l'advection d'air froid par le nord-ouest sur la mer chaude qui génère de l'instabilité et le développement des dépressions.

En France on distingue deux types d'épisode méditerranéen selon le degré d'instabilité de l'atmosphère¹. Les épisodes cévenols apparaissent lorsqu'un flux de sud-est dirige l'air chaud et chargé en vapeur d'eau contre le relief des Cévennes, ce qui force celui-ci à s'élever et favorise donc la formation des précipitations. Tant que l'orientation du vent reste identique, un flux constant de précipitations se déverse sur le relief cévenol, cela peut durer plusieurs jours. Ce type d'événement ne nécessite pas forcément une instabilité convective de l'air, le forçage principal étant orographique. D'autres épisodes méditerranéens sont caractérisés par le fait qu'ils se produisent sur tout l'arc méditerranéen car ils sont majoritairement forcés par l'instabilité de l'air qui peut être la conséquence d'une arrivée d'air froid en altitude. Ces orages peuvent se régénérer et être quasiment stationnaires. Le refroidissement de surface créé par la pluie peut produire une bulle d'air froid dense qui peut alors agir de façon similaire au relief en forçant l'air chaud à s'élever lorsque celui-ci arrive sur le continent. On retrouve ces deux types d'événements sur la majorité du pourtour méditerranéen.

1.2.4 Le problème de l'eau en Méditerranée

Le cycle de l'eau en Méditerranée a fait l'objet de nombreuses études pour sa phénoménologie unique dans le monde mais aussi parce que ses caractéristiques posent problème pour les sociétés (Lionello *et al.*, 2012a). Le bassin méditerranéen est caractérisé par de fortes différences socio-économiques, en particulier entre les pays du nord de la Méditerranée (PNM) et ceux du sud et de l'est de la Méditerranée (PSEM). La population et l'urbanisation des PSEM est en croissance tandis que celles des PNM sont plus ou moins stables (Benoit et Comeau, 2005). Il s'en suit une surexploitation de l'eau, des terres et des autres ressources dans les PSEM. L'eau est une ressource rare et très demandée par les pays du bassin méditerranéen. Face à des populations qui augmentent, les demandes en eau ont doublé au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle. En 2005, 180 millions d'habitants vivaient dans des

1. voir <http://www.meteofrance.fr/actualites/28475438-dossier-episode-mediterraneen>

régions où la ressource annuelle en eau totale n'excédait pas les 1 000 m³ par habitant, ce qui traduit une tension voire une pénurie selon les seuils définis par Falkenmark *et al.* (1976).

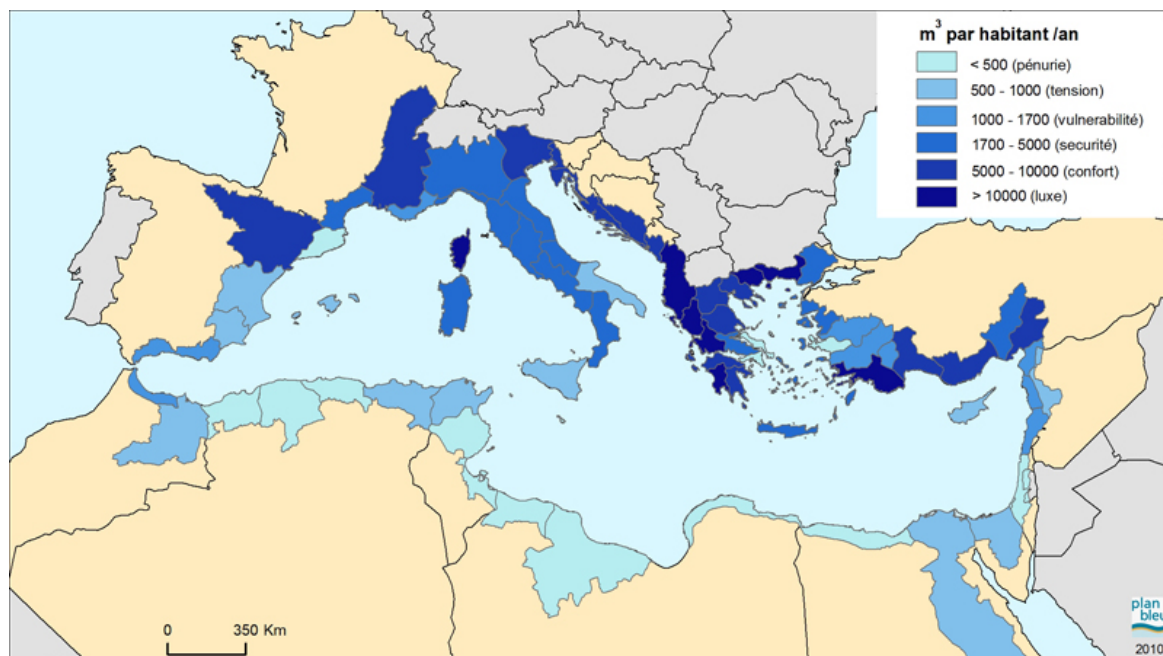


FIGURE 1.5 Ressource en eau sur le bassin méditerranéen. Figure du Plan Bleu Méditerranée²

À l'image des précipitations, la figure 1.5 montre qu'il y a un déséquilibre géographique de la ressource en eau : les régions du nord en concentrent près des 2/3 alors que les pays de l'est et du sud concentrent respectivement 1/4 et 1/10 des ressources en eau de l'ensemble des pays Méditerranéens (Blinda et Thivet, 2009). Ces bilans annuels cachent des situations beaucoup plus préoccupantes pendant les mois d'été où le climat est sec et les demandes en eau plus importantes du fait du tourisme et de l'irrigation. Les demandes en eau concernent majoritairement l'agriculture qui représente 64% de la demande totale en eau (Margat, 2004).

De plus, seule une partie de cette ressource en eau est accessible. En effet, l'eau s'écoule en partie dans des lieux inhabités, parfois le débit est trop élevé pour que l'eau puisse être récupérée, et enfin il est parfois impossible de prélever l'eau sans mettre en danger les écosystèmes. L'exploitation de la ressource en eau disponible dépend des conditions environnementales et des paramètres socio-économiques de chaque pays. On estime que 10% (50%) des villes et 5% (20%) de la population des PNM (PSEM) n'ont pas de système de traitement de l'eau (Benoit et Comeau, 2005, Lionello *et al.*, 2012a).

D'autre part les épisodes de précipitations extrêmes qui peuvent durer plusieurs jours sont responsables de nombreux dégâts matériels ou humains du fait de l'importante quantité

2. voir <http://planbleu.org/fr/activites/eau>

de précipitations tombée en peu de temps. De 1970 à 2006, Barredo (2009) a reporté 122 inondations en Europe correspondant à un total de 140 milliards de dollars de pertes. En 2009, la tempête hivernale Klaus a ajouté 5.1 milliards de dollars de pertes en France et en Espagne (Munich, 2010). Ces événements touchent aussi les régions de la Méditerranée les plus sèches. Les 9 et 10 novembre 2001, le nord et le nord-ouest de l'Algérie ont été touchés par des précipitations extrêmes après une longue période de sécheresse. Ces pluies ont eu des conséquences catastrophiques dans la ville d'Alger, peuplée de près de 3 millions d'habitants répartis dans des habitations dont le bâti repose parfois sur des terrains accidentés et glissants. Des torrents de boues dévastatrices ont ainsi déferlé en faisant près d'un millier de morts, principalement dans la ville d'Alger. Les dégâts matériels sont aussi considérables puisqu'ils s'élèvent à quelques dizaines de milliards de dollars (Djellouli et Saci, 2003).

La distribution des précipitations est donc problématique pour les régions de la Méditerranée. Il importe de savoir si ces problèmes de manque ou d'excès de précipitations vont se résoudre naturellement ou au contraire s'aggraver dans un contexte de changement climatique.

1.3 Variabilité et tendances des précipitations en Méditerranée

Les précipitations moyennes et extrêmes d'une région donnée varient à l'échelle journalière, saisonnière, annuelle et inter-annuelle. Ces variations sont rythmées par des modes de variabilité du climat bien identifiés. Les modes de variabilité sont des anomalies du champ de pression et de la circulation à grande échelle ayant des signatures spatiales bien définies et qui se reproduisent de manière récurrente. Ces structures spatiales du champ de pression peuvent affecter le climat sur une vaste étendue géographique voire sur l'ensemble du globe par ce qu'on appelle les téléconnexions climatiques.

1.3.1 Influence des principaux modes de variabilité des moyennes latitudes sur la variabilité des précipitations en Méditerranée

Il a été montré que l'Oscillation Nord Atlantique (ou NAO pour "North Atlantic Oscillation", Barnston et Livezey, 1987) est reliée à la variabilité inter-annuelle du climat du nord de la Méditerranée, surtout en hiver (Hurrell, 1995, 1996, Rodó *et al.*, 1997, Eshel et Farrell, 2000). La NAO correspond à un dipôle de pression dans le nord de l'océan Atlantique. Dans sa phase positive, la dépression d'Islande est particulièrement creuse et l'anticyclone des Açores est bien formé. Cette phase favorise des conditions plus chaudes au nord de la

Méditerranée et plus froides au sud de la Méditerranée, et inversement pour la phase négative de la NAO (Xoplaki, 2002, Trigo *et al.*, 2002, 2006). On observe aussi des variations de la quantité de précipitations avec la NAO dues à une modification de l'activité dépressionnaire atlantique. La phase positive hivernale de la NAO est associée à des précipitations plus faibles sur une grande partie de l'ouest et du nord de la Méditerranée (Brandimarte *et al.*, 2011, López-Moreno *et al.*, 2011, Fernández-González *et al.*, 2012, Benoit *et al.*, 2014, Krichak *et al.*, 2014) tandis que la phase négative hivernale de la NAO est associée à des précipitations plus fortes sur ces mêmes régions (Ulbrich *et al.*, 1999, Trigo *et al.*, 2004, 2006, Türkeş et Erlat, 2003, Brandimarte *et al.*, 2011, Krichak *et al.*, 2014). Dünkelloh et Jacobeit (2003) ont étudié les modes de variabilité associés aux précipitations dans la Méditerranée, c'est-à-dire ceux pour lesquelles les corrélations entre les précipitations et le champ de pression sont maximisées. Leur résultat montre qu'un des premiers modes de variabilité directement lié aux précipitations dans la région méditerranéenne est caractérisé par un anticyclone positionné sur la côte Atlantique de la France et des basses pressions dans l'extrême sud-est de la Méditerranée (voir figure 1.6a). Cette configuration des centres d'action est très fortement reliée à la NAO pour les mois d'octobre à mars (Dünkelloh et Jacobeit, 2003). On trouve en effet des corrélations de 0.45 à 0.72 entre ce premier mode de variabilité des précipitations en Méditerranée et la NAO, selon les différentes méthodes utilisées pour le calcul de l'indice de la NAO (Dünkelloh et Jacobeit, 2003, Jones *et al.*, 1997, Hurrell, 1995, Barnston et Livezey, 1987). La distribution spatiale des précipitations correspondante au mode positif (figure 1.6b) montre des écarts de précipitations positifs dans le sud-est de la Méditerranée et négatifs ailleurs.

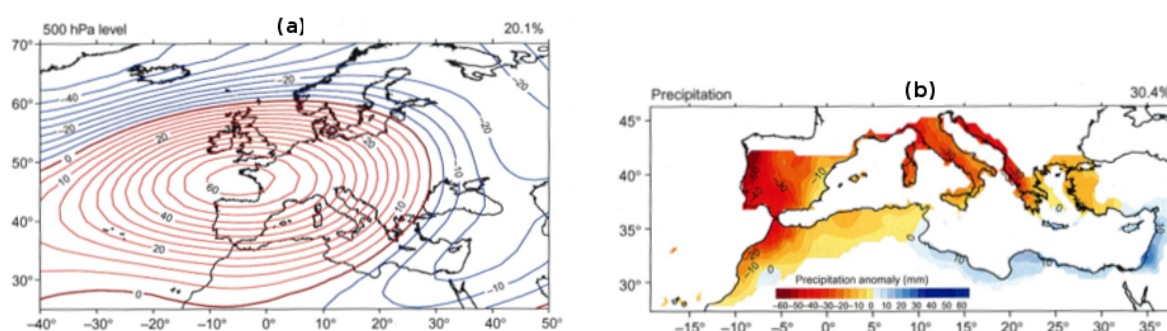


FIGURE 1.6 Figures adaptées de Dünkelloh et Jacobeit (2003) par Lionello *et al.* (2012a). Premier mode de variabilité canonique pour l'hiver (de octobre à mars sur la période 1948-1998) entre la hauteur du géopotential à 500 hPa (a) et les précipitations méditerranéennes (b). Le coefficient de corrélation avec l'indice NAO (selon les données CRU) est de 0.72

Cette configuration est parfois nommée phase positive de l'oscillation méditerranéenne (Conte *et al.*, 1989). Martin-Vide et Lopez-Bustins (2006) ont défini l'oscillation méditerranéenne de l'ouest, sensiblement différente de l'oscillation méditerranéenne définie originellement par Conte *et al.* (1989), et ont montré qu'elle est plus connectée à la variabilité des précipitations dans l'est de l'Espagne que la NAO car les précipitations de cette région sont influencées plus fortement par les flux provenant de la Méditerranée que par ceux provenant de l'Atlantique.

Outre la NAO, d'autres modes de variabilités ont une influence sur les précipitations régionales, comme le mode de variabilité scandinave, le mode Est Atlantique et le mode Est Atlantique/Russie (Xoplaki, 2002, D  nkeloh et Jacobeit, 2003, Xoplaki *et al.*, 2003, 2004, Lionello et Galati, 2008). Le mode de variabilité scandinave est caractérisé, dans sa phase positive, par une anomalie anticyclonique sur la Fennoscandie et l'ouest de la Russie et par des basses pressions sur la péninsule ibérique. Il a été introduit par Barnston et Livezey (1987) sous le nom de mode de variabilité eurasienn   1. Dans sa phase positive, il a tendance à dynamiser la cyclogénèse méditerranéenne en hiver et ainsi à favoriser des anomalies positives de précipitations sur l'ensemble de la région méditerranéenne avec un maximum autour de l'Italie centrale et du nord (Xoplaki, 2002, Ulbrich *et al.*, 2012, Krichak *et al.*, 2014). Kalimeris *et al.* (2017) ont étudié l'influence de différents modes de variabilité sur les précipitations dans les Pouilles (Italie) et sur la Mer Ionienne. Ils ont identifié de fortes corrélations entre les variations de l'indice du mode de variabilité scandinave et les variations inter-annuelles des précipitations.

Le mode de variabilité Est Atlantique (EA) est similaire au mode "East Atlantic" décrit par Barnston et Livezey (1987). Il s'agit du deuxième mode de variabilité le plus important permettant d'expliquer la variabilité du climat de l'Atlantique nord (Moore *et al.*, 2013, Comas Bru *et al.*, 2016). L'EA a la même structure que la NAO mais les centres d'action sont décalés vers le sud-est par rapport à ceux de la NAO. L'EA est lié à la crête subtropicale aux basses latitudes et peut modifier son intensité ou sa position, ce qui fait la principale différence avec la NAO³. L'influence de l'EA sur la variabilité des précipitations est moins flagrante mais certains modes de variabilité des précipitations sont corrélés modérément avec l'EA (D  nkeloh et Jacobeit, 2003). Le mode Est Atlantique/Ouest Russie⁴, peut être vu comme un décalage du mode EA vers les îles britanniques, combiné avec une anomalie négative de pression au nord de la mer Caspienne. Ce mode de variabilité serait associé à des anomalies négatives de précipitations en hiver sur le nord de la mer Méditerranée durant sa phase positive (Xoplaki, 2002, Krichak *et al.*, 2014). L'EA semble aussi influencer les

3. voir <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea.shtml>

4. la structure spatiale de ce mode est montr  e ici : http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawruss_map.shtml

précipitations sur l'est de la Méditerranée (Krichak *et al.*, 2002, O. et Pinhas, 2005) mais le signe des corrélations est moins clair (Krichak *et al.*, 2014) et semble dépendre la phase de la NAO (Krichak *et al.*, 2002).

Une autre téléconnection entre l'est de la Méditerranée et le nord-est de l'Atlantique a été identifiée aux niveaux 500 hPa et 300 hPa par Hatzaki *et al.* (2007, 2009) sous le nom de mode de variabilité de l'est de la Méditerranée. Elle apparaît en automne et en hiver et n'a pas de relation avec la NAO ou l'oscillation méditerranéenne. La phase positive est associée à des hautes pressions en Europe centrale qui provoquent un flux de nord en Grèce contribuant à une augmentation des précipitations sur l'est de la Méditerranée et inversement dans la phase négative (Hatzaki *et al.*, 2007, 2009).

1.3.2 Variabilité tropicale et variabilité des précipitations en Méditerranée

Les anomalies de la circulation tropicale peuvent aussi avoir une influence sur la variabilité des précipitations en Méditerranée. Celle qui a le plus d'effet est l'Oscillation Australe El Niño (ENSO pour "El Niño Southern Oscillation") dont le signal peut se propager très loin de sa source depuis le Pacifique tropical jusqu'à la Méditerranée via un train d'ondes de Rossby (Alpert *et al.*, 2006, Shaman et Tziperman, 2011, Lionello *et al.*, 2012a). Bien qu'il en existe plusieurs définitions (Trenberth, 1997), le phénomène ENSO désigne un changement de la structure de la SST sur le Pacifique équatorial. Comme le signal est émis de très loin et a une variabilité irrégulière mais de l'ordre de 5 ans, la variabilité des précipitations méditerranéennes liée à ENSO ne se constate que sur des échelles de temps de l'ordre de la décennie. Kalimeris *et al.* (2017) ont montré que la variabilité multidécadale des précipitations dans la mer Ionienne et dans les Pouilles (Italie) était reliée aux signaux décadaux de ENSO mais que le mode de variabilité scandinave prédominait pour les petites échelles de temps (2-3 ans).

L'influence de ENSO sur le climat méditerranéen est liée aux différentes étapes du cycle d'ENSO et dépend de la saison (Lionello *et al.*, 2012a). Les effets sur le climat méditerranéen peuvent être constatés pendant la même saison ou avec un décalage de quelques mois selon le mécanisme de transport du signal d'ENSO. Des corrélations ont été observées entre ENSO et les précipitations de l'ouest de la Méditerranée pour l'automne et le printemps mais avec des signes opposés : en phase El Niño (phase chaude de ENSO) les précipitations de printemps sont plus faibles (Rodó *et al.*, 1997, Van Oldenborgh *et al.*, 2000, Mariotti *et al.*, 2002), alors que les précipitations d'automne précédant la phase mature d'El Niño sont plus fortes d'environ 10% (Mariotti *et al.*, 2005, Shaman et Tziperman, 2011). On constate aussi qu'il

peut y avoir des variations décadales de ces corrélations. La corrélation entre ENSO et les précipitations du nord de l'Afrique a par exemple disparu entre 1931 et 1960 (Knippertz *et al.*, 2003). Pour les précipitations d'hiver, Pozo-Vázquez *et al.* (2005) ont identifié un signal de La Niña (phase négative d'ENSO) dans des anomalies négatives dans le sud de l'Europe (plus prononcé dans le sud-ouest de la péninsule ibérique) du fait de trajectoires plus zonales des dépressions des moyennes latitudes et par conséquent moins de dépressions dans la Méditerranée.

Les téléconnections avec la mousson indienne ont été discutées depuis les années 1990. Rodwell et Hoskins (1996) ont montré qu'une onde de Rossby est produite à l'ouest du réchauffement diabatique principal de la mousson asiatique et que celle-ci contribue à l'assèchement de la partie orientale du bassin méditerranéen lorsqu'elle entre en interaction avec les vents d'ouest de moyenne latitude ce qui renforce la descente de la cellule de Hadley sur cette région. Un décalage latitudinal du réchauffement diabatique de la mousson asiatique pourrait alors avoir des conséquences sur la localisation de la branche subsidente. Un décalage vers le sud induit par exemple des conditions plus humides sur l'est de la Méditerranée (Ulbrich *et al.*, 2012). Ziv *et al.* (2004) ont de plus identifié une circulation troposphérique reliant les maxima de vitesse verticale sur la chaîne Himalayenne avec les mouvements descendants sur l'est de la Méditerranée. Ils ont suggéré que le réchauffement induit par la descente adiabatique sur la partie orientale du bassin méditerranéen, pouvait être compensé par une intensification des étésiens, vents de nord plus frais, lorsque la mousson asiatique est intense (également constatée par Rizou *et al.*, 2016). Bien qu'une telle circulation méridienne dans les basses couches n'est pas favorable aux précipitations sur une large partie de la Méditerranée orientale du fait de sa composante continentale, ces vents peuvent occasionner des inondations au nord de la Turquie par advection d'humidité provenant de la mer Noire et venant se bloquer sur les Alpes Pontiques (Göktürk *et al.*, 2014). La mousson indienne peut affecter les précipitations en Méditerranée pour d'autres saisons. L'intensité de la mousson indienne peut se mesurer avec un indice reposant sur la différence de vent zonal à 850 hPa entre une région au nord et une région au sud de la mousson asiatique (Wang *et al.*, 2001). Alpert *et al.* (2006) ont trouvé que l'indice de la mousson indienne en été et les précipitations en Israël l'hiver suivant avaient des signes opposés pour 73 ans sur les 118 ans d'étude (soit 62% des années). De plus, les corrélations entre l'indice de la mousson indienne en été et les précipitations en Israël l'hiver suivant, augmentent lorsque l'on s'intéresse uniquement aux étés pendant lesquels la mousson est extrême (Alpert *et al.*, 2004, 2006).

Un troisième système dynamique tropical est connecté à la variabilité des précipitations en Méditerranée : la mousson africaine. Dans une bande longitudinale entre 30°E et 40°E,

Ziv *et al.* (2004) ont trouvé une corrélation significative pendant l'été entre les mouvements ascendants à 15-20°N et les mouvements descendants à 30-40°N, indiquant un lien entre l'est de la Méditerranée et le nord-est de l'Afrique piloté par la cellule de Hadley à l'échelle régionale (Ulbrich *et al.*, 2012). Concernant l'ouest de la Méditerranée, Baldi *et al.* (2006) ont montré que lorsque la mousson ouest-africaine est anormalement décalée vers le sud par rapport à la moyenne, les précipitations d'été sur la partie occidentale du bassin méditerranéen sont plus intenses, et inversement lorsque la mousson ouest-africaine est anormalement décalée vers le nord par rapport à la moyenne. La position de la mousson ouest-africaine varie selon la température à la surface de la mer (SST) sur le golfe de Guinée : des SST chaudes tendent à la décaler vers les côtes du golfe de Guinée tandis que des SST froides la décalent au contraire plus au nord, à l'intérieur du continent africain. Seubert (2010) ont montré qu'une anti-corrélation entre les précipitations de l'ouest et du sud de la Méditerranée avec les précipitations du Sahel persistait en fin d'été et pendant l'automne, du fait d'une extension vers l'est de l'anticyclone des Açores. On notera que plusieurs études ont montré à l'inverse un impact du climat méditerranéen sur la mousson ouest-africaine (Vizy et Cook, 2009, Raichich *et al.*, 2003) suggérant un couplage entre les deux.

À travers l'étude des modes de variabilité influençant les précipitations en Méditerranée, on s'aperçoit qu'il faut inclure beaucoup de modes de variabilité pour expliquer une fraction significative de la variabilité des précipitations en Méditerranée. Le fonctionnement de ces modes de variabilité est loin d'être entièrement connu (Lionello *et al.*, 2012a). On peut ainsi remarquer quelques incohérences de la littérature dans ce domaine. Eshel et Farrell (2000) ont par exemple suggéré que les précipitations de l'est de la Méditerranée étaient influencées par la NAO alors que Ziv *et al.* (2006) et Philandras *et al.* (2011) ont montré qu'il n'y avait pas de corrélations entre la NAO et les précipitations dans l'est de la Méditerranée. L'action des modes de variabilité est parfois instable dans le temps car les modes de variabilité ne sont pas indépendants, ils interagissent entre eux et se superposent (Seubert, 2010). López-Parages et Rodríguez-Fonseca (2012) ont montré que les variations multidécales des corrélations entre ENSO et les précipitations en Méditerranée pouvaient résulter de l'action de l'AMO ("Atlantic Multidecadal Oscillation", Kerr, 2000) pour la fin de l'hiver et le printemps, et l'action de la PDO (Pacific Decadal Oscillation, Mantua et Hare, 2002) pour l'automne. Seubert (2010) ont suggéré que le couplage négatif pendant l'été entre les précipitations du Sahel et l'ouest et le sud de la Méditerranée n'est pas directement influencé par la mousson africaine mais par l'action de ENSO sur les deux systèmes.

1.3.3 Tendances du climat présent

Les études réalisées sur la tendance actuelle des précipitations en Méditerranée ne montrent pas de résultats aussi francs que ceux que l'on peut voir sur l'évolution de la température durant le dernier siècle (Lionello *et al.*, 2012a). Le signe de l'évolution des précipitations est régionalisé, dépend de la saison (Plaut *et al.*, 2001, Bárdossy *et al.*, 2003, Lionello *et al.*, 2012a) et n'est pas toujours significatif (Lionello *et al.*, 2012a). Dans leur étude utilisant les données CRU entre 1951 et 2005, Lionello *et al.* (2012a) n'ont trouvé que très peu de régions pour lesquelles la tendance des précipitations saisonnières est significative. De plus l'évolution des précipitations est parfois incohérente selon les études. Kostopoulou et Jones (2005) ont par exemple trouvé une augmentation des précipitations en Italie pour la période 1958-2000 alors qu'une tendance négative des précipitations a été constatée par Piccarreta *et al.* (2013) pour la période 1951-2000 dans la Basilicate, au sud de l'Italie. Aucune tendance significative n'a été constatée dans cette région par Philandras *et al.* (2011) sur la période 1901-2009 et Lionello *et al.* (2012a) sur la période 1951-2005.

Certaines études se sont cependant accordées sur certaines caractéristiques de l'évolution des précipitations dans le bassin méditerranéen. Les statistiques utilisées pour décrire la tendance des précipitations sont souvent communes aux différentes études, ce qui permet une comparaison des tendances sur l'ensemble du globe (Frich *et al.*, 2002). Le projet STARDEX⁵ ("Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions") a ainsi défini 33 indices pour l'étude de l'évolution des précipitations. Il a notamment été constaté que les précipitations dans l'est de la Méditerranée ont diminué (Kostopoulou et Jones, 2005, Philandras *et al.*, 2011). Cette baisse des précipitations dans l'est méditerranéen s'accompagne d'une augmentation de l'intensité des sécheresses (Bárdossy *et al.*, 2003, Philandras *et al.*, 2011). Par ailleurs concernant l'ouest du bassin, plusieurs études ont constaté une différence d'évolution des précipitations entre le nord des Alpes où les précipitations ont augmenté et le sud des Alpes où les précipitations ont diminué (Buffoni *et al.*, 1999, Plaut *et al.*, 2001, Brunetti *et al.*, 2006).

L'évolution des précipitations extrêmes au cours du dernier siècle a été moins étudiée. Plaut *et al.* (2001) ont observé une augmentation des précipitations extrêmes en automne sur le pourtour méditerranéen français tandis que Piccarreta *et al.* (2013) ont constaté une diminution des précipitations extrêmes journalières en moyenne sur l'ensemble de l'année, avec une contribution principale pendant l'été.

5. voir <http://crudata.uea.ac.uk/projects/stardex/>

1.3.4 Tendances futures

Les précipitations moyennes

Le changement climatique dans le bassin méditerranéen est analysé à partir de simulations climatiques couvrant le 21^{ème} siècle. Ces simulations suivent différents scénarios d'émission de gaz à effet de serre (GES) et tiennent compte de l'émission d'aérosols. Les scénarios d'émission sont ceux qui ont été prescrits par le groupe de travail III de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group III (WGIII), Nakicenovic *et al.*, 2000). Les scénarios sont des images des futurs possibles, mais ne sont pas des prévisions puisqu'elles reposent sur plusieurs aspects du système social dont l'évolution n'est pas prévisible à l'échelle multi-décadale. À partir d'un ensemble de 40 scénarios d'émission développés par 6 groupes de modélisations, le WGIII a proposé 4 familles de scénarios nommées SRES A1, A2, B1 et B2, le premier étant lui-même divisé en 3 sous-groupes A1FI, A1T et A1B selon le progrès technologique envisagé. Les concentrations en CO₂ équivalentes au forçage radiatif dû aux GES en 2100 pour les scénarios SRES B1, B2, A1B et A2 sont environ 600, 800, 850, et 1250 ppm (respectivement).

Giorgi et Lionello (2008) ont fait une revue des projections climatiques pour le bassin méditerranéen reposant sur un ensemble de 17 simulations extraites de MGME (Multi Global Model Ensemble) qui ont été analysées dans le 4^{ème} rapport de l'IPCC. Un réchauffement global et robuste est projeté avec un maximum en été (Planton *et al.*, 2012). La figure 1.7 représente l'augmentation moyenne de la température entre les projections du scénario A1B pour la période 2071-2100 et la période 1961-1990. On voit qu'en été les valeurs atteignent +3-4 °C au-dessus de la mer, +4-5°C à l'intérieur des terres et plus de +5°C au-dessus du Sahara et du Moyen-Orient. On observe des changements substantiels aussi pour les autres saisons avec en moyenne +2-3°C en hiver et printemps et +3-4° d'augmentation en automne. Les changements sont un demi-degré plus haut pour le scénario A2 et un degré plus bas pour le scénario B1.

La figure 1.8 issue de Giorgi et Lionello (2008) montre le changement moyen de précipitations pour les mêmes périodes et pour le même scénario. Les variations les plus faibles se rencontrent en hiver, avec très peu de changement pour le nord de la Méditerranée et environ +40% de baisse dans le sud. Au printemps et en automne, la baisse des précipitations varie entre +10% et +40%. La valeur moyenne de la baisse des précipitations pour l'été est de +25% à +30% mais des baisses de plus de +50% sont modélisées sur certaines régions du nord-est et du sud. Pour la plupart des simulations, la moyenne annuelle des précipitations décroît. Lorsque l'on moyenne sur l'ensemble du bassin, la baisse est plus importante sur les mers que sur les terres, sauf en hiver. Comme pour la température, les changements de

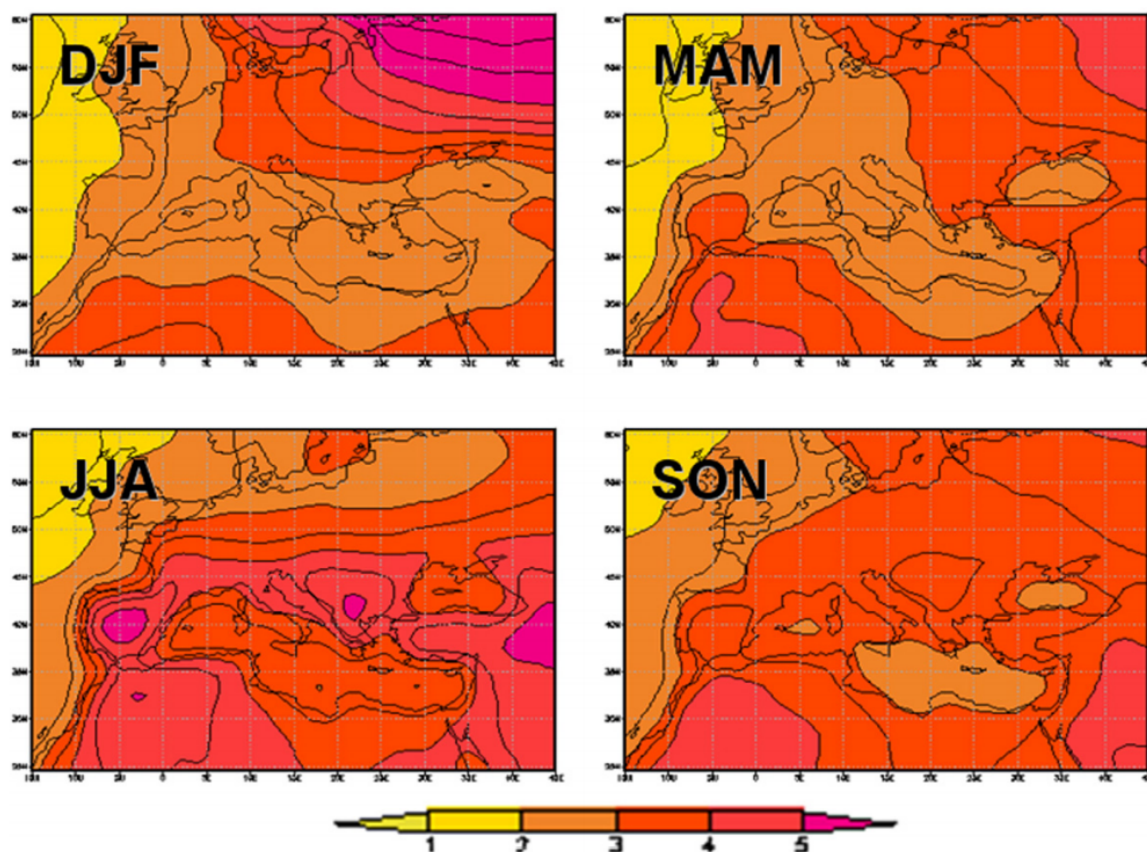


FIGURE 1.7 Figure extraite de Giorgi et Lionello (2008). Cartes des différences de température moyennes (en °C) simulées par un ensemble de modèles climatiques régionaux entre la période 2071-2100 selon le scénario A1B et la période 1961-1990 pour les 4 saisons (DJF : décembre-janvier-février, MAM : mars-avril-mai, JJA : juin-juillet-août, SON : septembre-octobre-novembre)

précipitations sont plus forts (faibles) pour le scénario A2 (B1) par rapport au scénario A1B, et se rangent donc dans le même sens que l'intensité des forçages radiatifs appliqués pour les différents scénarios. En moyennant sur tout le bassin méditerranéen pour le scénario A2, les précipitations baissent de +20 à +30% pendant les saisons intermédiaires et jusqu'à +30 à +40% en été (Planton *et al.*, 2012). Des résultats similaires ont été trouvés par Philandras *et al.* (2011) avec le modèle climatique régional (RCM) RACMO. La baisse des précipitations s'accompagne d'une augmentation de la fréquence des anomalies négatives ce qui augmenterait la fréquence et l'intensité des sécheresses (Giorgi, F. et Coppola, E., 2009, Oikonomou *et al.*, 2008).

Une nouvelle définition des scénarios a vu le jour dans le courant des années 2010, pour des soucis d'amélioration des simulations climatiques ainsi que de la prise en compte des

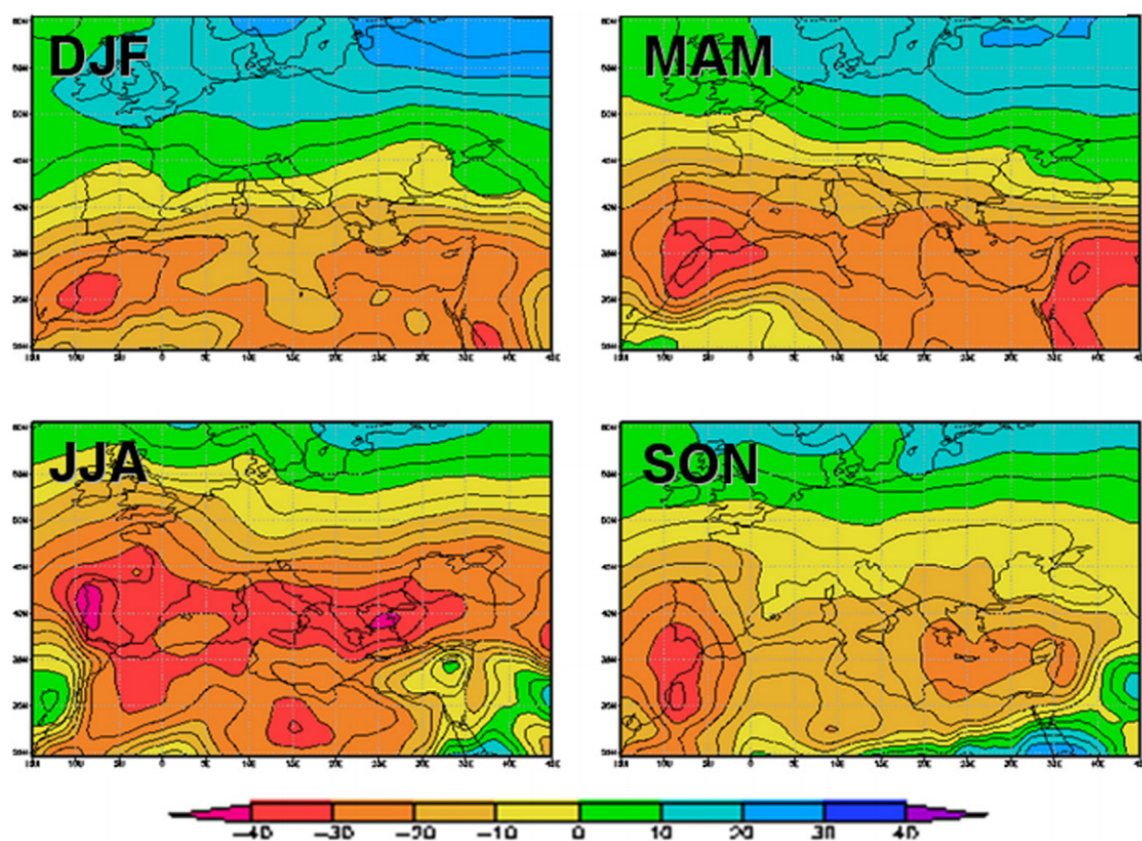


FIGURE 1.8 Figure extraite de Giorgi et Lionello (2008). Cartes des différences relatives moyennes du cumul des précipitations (en %) simulées par un ensemble de RCM entre la période 2071-2100 selon le scénario A1B et la période 1961-1990 (DJF : décembre-janvier-février, MAM : mars-avril-mai, JJA : juin-juillet-août, SON : septembre-octobre-novembre)

politiques (van Vuuren *et al.*, 2011). Dans cette nouvelle génération de scénarios, Knutti et Sedláček (2012) ont également trouvé une baisse des précipitations moyennes sur le bassin méditerranéen avec le scénario RCP8.5 (Riahi *et al.*, 2011), équivalent au scénario A2 de l'ancienne définition.

Les précipitations extrêmes

L'évolution des précipitations extrêmes dans un climat futur a également été étudiée sur le bassin méditerranéen. En utilisant les projections dans le futur du RCM ALADIN-Climate à 12 km de résolution selon les scénarios B1, A1B et A2, Planton *et al.* (2012) ont montré que les précipitations extrêmes devraient augmenter sur l'arc méditerranéen français. La figure 1.9 tirée de cette étude, représente les quantiles des précipitations journalières sur la période

2070-2100 en fonction des quantiles de précipitations journalières de la période 1970-2000 sur une boîte au sud-est de la France (voir la figure 8.9 de Planton *et al.*, 2012), pour les mois de septembre, octobre et novembre et pour les trois scénarios B1, A1B et A2. Cette figure confirme la baisse des précipitations faibles et moyennes dans le futur. On voit également qu'à partir d'un certain quantile, variable selon les scénarios, les précipitations dans le climat futur sont plus fortes que celles du climat présent. Planton *et al.* (2012) ont montré que ce quantile était en général élevé puisqu'il dépasse le 95^{ème} quantile des précipitations, en émettant toutefois des doutes sur la significativité de ce résultat.

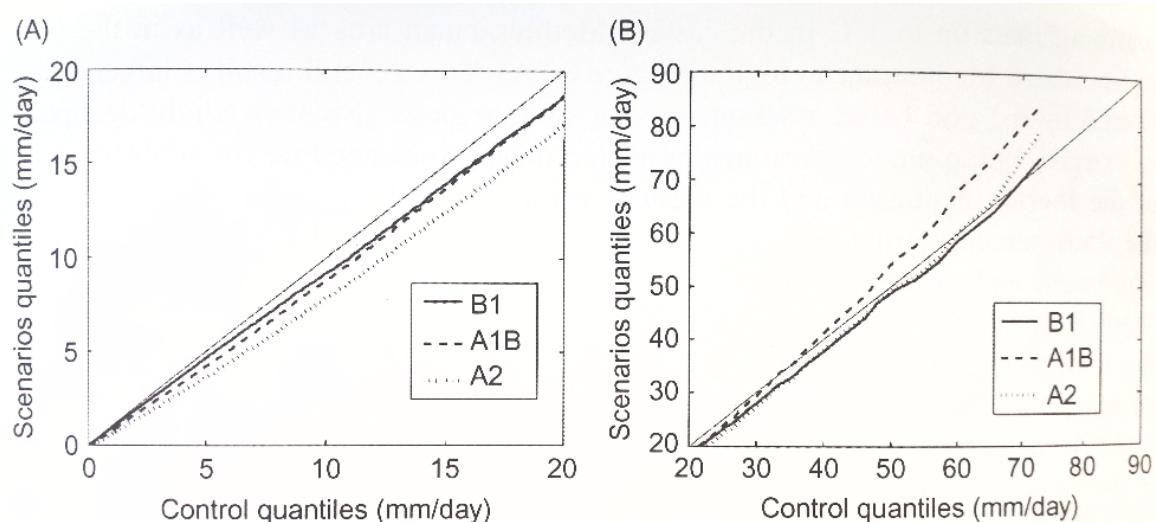


FIGURE 1.9 Figure extraite de Planton *et al.* (2012). Diagramme quantile-quantile des précipitations journalières en automne (septembre-octobre-novembre) pour la période 2070-2100 en fonction de la période 1970-2000. Les quantiles sont moyennés sur une boîte couvrant le sud-est de la France (voir la figure 8.9 de Planton *et al.*, 2012). Les quantiles dont la valeur est comprise entre 0 et 20 mm.jour⁻¹ sont sur le panneau de gauche (A) et les quantiles dont la valeur sont compris entre 20 et 90 mm.jour⁻¹ sont sur le panneau de droite (B). La ligne continue en gras représente le scénario B1, celle en pointillé fin le scénario A2 et celle en pointillé épais le scénario A1B. La ligne continue diagonale différencie une augmentation d'une diminution des précipitations dans le futur et a été représentée pour la lisibilité.

L'augmentation des précipitations extrêmes dans le futur a été constatée dans plusieurs autres études utilisant des RCM projetés selon divers scénarios (Semmler et Jacob, 2004, Beniston *et al.*, 2007, Goubanova et Li, 2007, Kharin *et al.*, 2013, Toreti *et al.*, 2013, Scoccimarro *et al.*, 2016). Ces résultats nécessitent néanmoins d'être confirmés, étant donné l'incertitude lié à la formulation des modèles. Hertig *et al.* (2013) ont par exemple trouvé

une baisse des précipitations extrêmes en automne et en été pour les régions de l'ouest et du nord de la Méditerranée avec les modèles océan-atmosphère ECHAM5 et HadCM3.

Pour appréhender l'évolution des précipitations dans le futur, on peut utiliser une autre approche qui consiste à étudier la relation entre la température et les précipitations. En déterminant la relation entre la température et les précipitations dans le climat actuel on peut alors déterminer comment évolueront les précipitations avec une augmentation de la température telle qu'elle est prévu dans un climat futur. Si l'applicabilité de cette approche au changement climatique n'est pas évidente, ce que nous discuterons dans cette thèse, elle présente néanmoins l'avantage d'éclaircir certains mécanismes importants pour les précipitations extrêmes.

1.4 La relation température-précipitations

1.4.1 Les bases physiques

Température et précipitations ne sont pas des variables indépendantes car elles sont liées indirectement par la loi de Clausius-Clapeyron (CC), qui est à la base de l'approche température-précipitations adoptée dans cette thèse. La loi de CC exprime la variation de la pression de vapeur saturante avec la température. Dans cette thèse la formule de August Magnus Roche (Alduchov et Eskridge, 1996) a été choisie comme approximation de l'intégrale de la relation de CC :

$$e_s(T) = 6.1094 \exp \left(\frac{17.625T}{T + 243.04} \right) \quad (1.1)$$

On peut déduire la relation correspondante pour le rapport de mélange saturant qui dépend donc également de la pression P :

$$q_s(T) = \frac{\beta e_s(T)}{P - e_s} \quad (1.2)$$

avec $\beta = 0.622$.

Dans un schéma idéalisé, considérons une parcelle d'air initialement en surface ayant une température T et un rapport de mélange en vapeur d'eau q (voir schéma de gauche de la figure 1.10). On peut définir son humidité relative RH comme le rapport entre q et q_s . En dérivant l'expression de q_s par rapport à l'altitude, on peut montrer que q_s diminue lorsque l'on fait monter adiabatiquement cette parcelle. Si l'on suppose que la parcelle garde le même rapport de mélange en vapeur d'eau q au cours de son ascension, l'eau sous forme vapeur

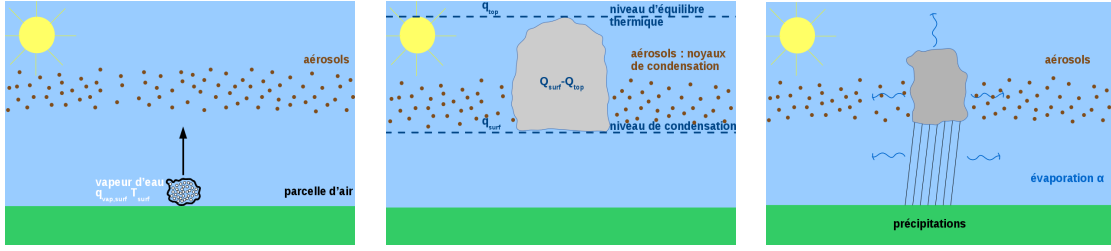


FIGURE 1.10 Schémas simplifiés de la formation des précipitations à partir de l'ascension d'une parcelle d'air initialement en surface

se condense lorsque le couple température-pression est tel que $q_s(T, P) = q$. Par libération de chaleur latente de condensation, la parcelle devient plus chaude et plus légère que son environnement, elle continue donc son ascension tout en se condensant. Son rapport de mélange en vapeur d'eau décroît selon la décroissance de $q_s(T, P)$. Lorsque sa température redevient identique à celle de l'environnement, son mouvement vertical s'interrompt. Il lui reste alors une certaine quantité de vapeur d'eau exprimée par le rapport de mélange $q_{top} = q_s(T_{top}, P_{top})$. Le nuage formé contient une quantité $q_{surf} - q_{top}$ de masse d'eau sous forme liquide ou solide par unité de masse d'air sec (voir schéma central de la figure 1.10). Supposons que ce nuage précipite à une vitesse telle que sa quantité d'eau condensée reste constante. Le flux de précipitations Pr_{tot} (en m.s^{-1}) doit être égal au flux de vapeur d'eau qui se condense dans le nuage :

$$Pr_{tot} = w \times \frac{\rho_a(q_{surf} - q_{top})}{\rho_{eau}} \quad (1.3)$$

où w est la vitesse verticale de la parcelle au cours de son ascension dans le nuage, ρ_a la masse volumique de l'air sec moyenne au niveau de la couche du nuage et ρ_{eau} la masse volumique de l'eau. Une partie de ces précipitations est évaporée lorsque ces précipitations traversent des zones plus sèches de l'atmosphère sous la base du nuage (voir schéma de droite de la figure 1.10). L'eau condensée présente dans le nuage s'évapore également aux extrémités du nuage par contact avec de l'air plus sec. On note α la fraction de l'eau condensée qui ne s'évapore pas et qui atteint le sol sous la forme de précipitations. On peut alors définir l'efficacité des précipitations ε comme le rapport entre les précipitations atteignant le sol et les précipitations théoriques lorsque $\alpha = 1$ et $q_{top} = 0$, i.e. lorsque la totalité de l'eau sous forme vapeur de la parcelle s'est condensée et est retournée au sol sous la forme de précipitations. Le cumul Pr des précipitations en surface s'exprime alors :

$$Pr = \varepsilon w q_{surf} \frac{\rho_a}{\rho_{eau}} \quad (1.4)$$

Et de manière équivalente :

$$Pr = \varepsilon w RH_{surf} q_s(T_{surf}) \frac{\rho_a}{\rho_{eau}} \quad (1.5)$$

Le taux de précipitations dépend donc de l'efficacité des précipitations, de la vitesse verticale, de l'humidité relative de surface, de la température de surface, et de la masse volumique moyenne de l'air sec. Ce dernier facteur varie peu entre chaque événement précipitant, on le considéra constant par rapport aux autres termes. Selon ce modèle simplifié, si la température de surface est modifiée à humidité relative, vitesse verticale et efficacité des précipitations constantes, les précipitations seront alors modifiées selon la loi de CC, soit une augmentation d'environ 6.5% par degré d'augmentation de la température à 15°C.

1.4.2 État de l'art

De nombreuses recherches ont déjà été faites sur la relation température-précipitations dans le but de prévoir l'évolution des précipitations dans un climat futur plus chaud. On distingue les études sur la relation température-précipitations dans le climat présent de celles qui s'intéressent au changement des précipitations entre un climat futur et un climat présent.

Dans le climat présent, l'augmentation des précipitations extrêmes avec la température peut-être inférieure à celle prévue par la loi de CC (on parlera de comportement sous-CC), similaire à celle prévue par la loi de CC (on parlera de comportement CC), ou supérieure à celle prévue par la loi de CC (on parlera de comportement super-CC). Pour une gamme de température de 12°C à 23°C, Lenderink et van Meijgaard (2008) observent un comportement super-CC des précipitations extrêmes en fonction de la température. Ce comportement super-CC pourrait être un effet de la transition de précipitations stratiformes aux basses températures à des précipitations convectives, par nature plus intenses, aux hautes températures (Haerter et Berg, 2009, Berg et Haerter, 2013, Berg *et al.*, 2013, Molnar *et al.*, 2015). Lenderink *et al.* (2017) ont cependant trouvé que ce comportement super-CC est maintenu lorsqu'ils analysent les précipitations des après-midi d'été, pour la plupart convectives. Ils ont ainsi montré que le comportement super-CC des précipitations extrêmes à de Bilt (Pays-Bas) était lié à la dynamique de ces phénomènes convectifs plutôt qu'à un changement de nature des précipitations. D'après ces auteurs, c'est parce que l'instabilité convective est plus importante pour ces températures qu'un comportement super-CC est observé. Ce comportement super-CC des précipitations extrêmes est cependant loin d'être constaté dans toutes les études : au contraire, il a aussi été montré que la pente pouvait être sous-CC pour les hautes températures (Hardwick *et al.*, 2010). Cette caractéristique a été expliquée d'une part parce que les précipitations durent moins longtemps aux hautes températures

(Utsumi *et al.*, 2011, Singleton et Toumi, 2013, Panthou *et al.*, 2014), d'autre part parce que l'humidité relative baisse fortement aux hautes températures (Hardwick *et al.*, 2010, Panthou *et al.*, 2014). Ces dernières études montrent une certaine variabilité régionale de la relation température-précipitations. De manière surprenante, la relation température-précipitations n'a pas encore étudiée dans la région méditerranéenne, pourtant exposée à des précipitations à fort impact sociétal (voir section 1.2.4). Dans cette thèse, nous déterminerons donc la relation température-précipitations extrêmes dans la région euro-méditerranéenne.

L'étude des précipitations moyennes en fonction de la température est généralement moins documentée. Certaines études suggèrent une augmentation des précipitations moyennes avec la température pour les basses températures et une diminution pour les hautes températures (Isaac et Stuart, 1992, Madden et Williams, 1978, Zhao et Khalil, 1993), ce qui cette fois va dans le même sens que l'évolution prévue par les projections climatiques en Méditerranée (voir section 1.3.4). Néanmoins les observations satellites suggèrent qu'à l'échelle globale, les précipitations et le contenu en eau de l'atmosphère ont augmenté à la même vitesse au cours des vingt dernières années (Wentz *et al.*, 2007).

Une autre partie de la littérature s'est intéressée à la variation des précipitations en fonction de la variation de la température entre un climat présent et un climat futur plus chaud. Ces études sont faites à partir de simulations de modèles climatiques pour le climat futur. Comme pour le cas de la relation température-précipitations dans le climat présent, les résultats pour la variation de précipitations entre un climat futur et le climat actuel sont différents selon l'intensité des précipitations. En effet, il a souvent été montré que les précipitations extrêmes augmenteraient à un taux similaire à la loi de CC tandis que les précipitations moyennes devraient augmenter à un taux sous-CC dans un climat plus chaud (Held et Soden, 2006, Covey *et al.*, 2003, Mitchell *et al.*, 1987, Allen et Ingram, 2002, Hennessey *et al.*, 1997, Kharin et Zwiers, 2000, Semenov et Bengtsson, 2002, Watterson et Dix, 2003, Hegerl *et al.*, 2004, Wehner, 2004, Emori et Brown, 2005, Romps, 2011, Muller *et al.*, 2011, Bengtsson *et al.*, 2007). Les précipitations moyennes seraient avant tout déterminées par un bilan énergétique, tandis que les précipitations extrêmes seraient déterminées par un bilan d'eau (Romps, 2011, Muller *et al.*, 2011). Mais la relation de CC ne fait pas consensus pour l'évolution des précipitations extrêmes dans le futur. Certains simulent un comportement super-CC dû à des modifications dynamiques (Sugiyama *et al.*, 2010, Singleton et Toumi, 2013), d'autres sous-CC avec pour argument que c'est plutôt le changement de pente de l'adiabatique humide qui est déterminant (O'Gorman et Schneider, 2009, Betts, 1987). Pall *et al.* (2007) ont montré que ce comportement sous-CC est simulé seulement pour les zones désertiques du fait d'un manque d'humidité relative. À travers l'étude de la relation température-précipitations extrêmes dans un climat futur plus chaud, nous verrons comment

évoluent les précipitations extrêmes de la région euro-méditerranéenne par rapport à la loi de CC et si cette évolution est prédite par la relation température-précipitations extrêmes du climat présent.

Singh et O’Gorman (2014) ont étudié l’influence de la microphysique sur la relation température-précipitations extrêmes en effectuant des simulations d’un modèle en équilibre radiatif-convectif utilisant des schémas microphysiques différents. Alors que les schémas microphysiques ont peu d’effet aux hautes températures, cette étude montre un effet important pour les basses températures. Les auteurs justifient les différences de comportement par les différences de paramétrisation de la vitesse de chute des hydrométéores dans chaque schéma microphysique. Très abondants sur le bassin méditerranéen, les aérosols sont une autre composante de la microphysique pouvant modifier la relation température-précipitations.

1.4.3 Aérosols et relation température-précipitations en Méditerranée

On définit de façon générale un aérosol comme une petite particule solide ou liquide en suspension dans un gaz (Boucher, 2012). Pour le cas des aérosols atmosphériques on retire tous les hydrométéores (gouttelettes d’eau nuageuse, cristaux de glace, gouttes de pluie, grêlons et flocons de neige) de la définition. Les aérosols sont présents en tout point du globe mais à des concentrations très variables dans l’espace et le temps. La région méditerranéenne se situe au carrefour de nombreuses sources d’aérosols (Lelieveld *et al.*, 2002, Nabat, 2014, Rea *et al.*, 2015, Mallet *et al.*, 2016). C’est donc l’une des régions du globe où l’on retrouve de fortes concentrations massiques en aérosol (Prospero, 1979). Cette forte charge en aérosol s’explique largement par les émissions périodiques de poussières minérales issues en particulier du Sahara et du Sahel (Rodá *et al.*, 1993, Moulin *et al.*, 1998, Israelevich *et al.*, 2012, Gkikas *et al.*, 2013). Moulin *et al.* (1998) ont montré que ces épisodes se produisent plus souvent de mars à octobre du fait de la position adoptée par les principaux centres d’action lors de cette période. Il se forme régulièrement des dépressions thermiques au dessus du Sahara, liées au fort réchauffement de la surface continentale. Au printemps le contraste thermique entre la mer Méditerranée et le nord du Sahara est maximal. Lorsqu’un flux de nord-ouest arrive sur l’Atlas la dépression thermique initiale s’intensifie. Et si ce flux est suffisamment durable la dépression va alors se déplacer parallèlement au gradient thermique et donc suivre un déplacement d’ouest en est. Les vents de sud sur son flanc est arrachent des particules minérales du Sahara et les transportent vers les régions de l’est de la Méditerranée (Alpert et Ziv, 1989). Au cours du printemps un anticyclone se forme en Libye ce qui finit par bloquer le passage de ces dépressions au début de l’été. L’advection de poussières minérales est alors décalée plus à l’ouest par rapport au printemps. Pendant l’été, cet anticyclone se décale vers l’ouest et force ainsi la dépression à rester quasiment

stationnaire sur le nord-ouest de l'Afrique. Parallèlement, le même type de dépression thermique s'est développé sur la péninsule ibérique ce qui a pour effet de renforcer les vents de sud sur l'ouest de la mer Méditerranée. Des observations ont montré que les poussières minérales présentes au-dessus du bassin méditerranéen sont répartis en couches, chacune caractéristique d'une région d'émission différente depuis le continent Africain (Hamonou *et al.*, 1999, Dulac et Chazette, 2003, Balis *et al.*, 2004, Papayannis *et al.*, 2005, Di Iorio *et al.*, 2009). En général, ces différentes couches de poussières minérales ont été détectées entre 1.8 km et 9 km d'altitude (Mallet *et al.*, 2016).

La Méditerranée génère également des aérosols maritimes (sels) par l'effet de la friction du vent sur la mer. En hiver les vents sont plus forts, ce qui fait augmenter la concentration des sels marins notamment par l'effet de vents régionaux comme le mistral (Despiau *et al.*, 1996). En été la sécheresse favorise la formation de nombreux feux de forêt qui peuvent prendre de l'ampleur lors d'épisodes de vents forts (Hernandez *et al.*, 2015a). En moyenne, entre 600 000 et 800 000 hectares de forêts sont détruits chaque année sur le pourtour méditerranéen (Olivella *et al.*, 2006). Signalons également les feux agricoles présent en Europe de l'est (Korontzi *et al.*, 2006, Mollicone *et al.*, 2006, Hernandez *et al.*, 2015b) qui affectent la qualité de l'air du bassin oriental de la Méditerranée (Sciare *et al.*, 2008). Les feux (tout comme les volcans) sont des sources ponctuelles d'aérosols mais en concentrations très importantes. Lorsque ceux-ci sont intenses et poussés par de forts vents, ils peuvent être ressentis sur plusieurs centaines de kilomètres. Ce fut le cas lors du passage du cyclone Ophélie au large de la péninsule ibérique en flamme en octobre 2017. Un ciel orangé avait alors été observé en Bretagne durant la matinée du 16 octobre (voir la photo 1.11). Formenti *et al.* (2002) ont même montré que certains aérosols issus de feux de forêt canadiens traversent l'océan Atlantique et sont détectés en Méditerranée. On trouve aussi les aérosols de pollution provenant des régions industrielles au nord de la Méditerranée, liés notamment aux activités de combustion du charbon et des dérivés du pétrole. Par ailleurs, les côtes de la Méditerranée sont occupées par la végétation qui émet du BVOC, des composés organiques volatiles et du DMS (marin). Enfin n'oublions pas la source volcanique présente au sein même de la Méditerranée comme l'Etna en Italie (Carn *et al.*, 2005) ou en dehors comme l'Eyjafjallajökull en Islande (Gislason *et al.*, 2011). En été, la quasi-absence des pluies ainsi que le fait que la mer Méditerranée soit une zone de convergence des vents (Lelieveld *et al.*, 2002) favorise l'accumulation d'aérosols au-dessus de la région méditerranéenne.

Les aérosols interagissent directement avec le rayonnement solaire incident. Une partie est absorbée, ce qui réchauffe la couche d'atmosphère contenant les aérosols, et une autre partie est diffusée dans toutes les directions. La diffusion est la réémission immédiate du rayonnement reçu par "rebond" sur l'aérosol. La rétro-diffusion du rayonnement solaire



FIGURE 1.11 Ciel jaune en Bretagne le lundi 16 octobre 2017 dû au passage de l'ouragan Ophélia au large qui a fait remonter des particules provenant de feux de forêt de la péninsule ibérique et de poussières minérales du Sahara. Crédit photo Ginaff.

par les aérosols entraîne un refroidissement global du système climatique en particulier sous la couche d'aérosols. En absorbant le rayonnement solaire, les aérosols viennent donc changer le profil vertical de température. Ce changement de température s'accompagne d'un changement d'humidité relative car il y a réchauffement ou refroidissement sans apport de vapeur d'eau. Or la formation des nuages est directement corrélée au profil vertical de température et d'humidité relative. On appelle effet semi-direct, la modification de la formation des nuages résultant de l'effet direct des aérosols. Outre leur interaction avec le rayonnement, les aérosols sont indispensables pour la formation des nuages (composés d'eau liquide ou solide) car ils servent de noyau de condensation. Une population d'aérosols nombreuse va induire une répartition de l'eau nuageuse disponible sur de nombreuses gouttes. Les gouttes d'eau composant le nuage seront alors plus petites que celles d'un nuage comportant moins d'aérosols, pour la même quantité d'eau disponible. Twomey (1977) a montré qu'un nuage composé de gouttes petites est optiquement plus épais qu'un nuage de même contenu en eau mais composé de gouttes plus grosses. Un calcul élémentaire de la section efficace totale de ces nuages suffit à s'en persuader : si l'on considère que les gouttes

d'eau sont sphériques, et en attribuant l'indice 1 aux grandeurs relatives au nuage pollué et l'indice 2 à celles relatives au nuage non pollué, alors on a :

$$\sigma_1 = N_1 4\pi R_1^2 = 3 \frac{Q}{\rho_{eau}} \times \frac{1}{R_1} = \sigma_2 \frac{R_2}{R_1} > \sigma_2 \quad (1.6)$$

où σ désigne la section efficace du nuage, N le nombre de gouttes, R le rayon des gouttes, Q la masse d'eau dans le nuage (identique pour le nuage 1 et 2) et ρ_{eau} la masse volumique de l'eau. Il s'agit d'un effet purement géométrique lié au rapport surface-volume des gouttes d'eau. Des aérosols plus nombreux tendent donc à générer des nuages plus épais optiquement. Cet effet qui induit un refroidissement du système climatique est le premier effet indirect des aérosols. Le changement de taille des gouttes peut aussi avoir des effets sur le cycle de vie du nuage : un nuage ayant des gouttes plus petites pourrait demander plus de temps pour que ses gouttes soient assez grosses pour précipiter, ce qui allongerait le cycle de vie d'un nuage pollué. Mais la réalité n'est pas si simple : par exemple dans cette nouvelle configuration il est possible que le nuage ne puisse jamais précipiter du fait d'un contenu en eau insuffisant pour former des gouttes capables de précipiter. Small *et al.* (2009) ont montré que la durée de vie des nuages pollués était réduite à cause d'un processus d'entraînement et de déentraînement plus important lorsqu'il y a des petites gouttes. Cet effet sur le cycle de vie des nuages est appelé second effet indirect des aérosols. Il existe un troisième effet indirect en lien avec la congélation des gouttes d'eau nuageuse liquide. On a vu qu'un accroissement de la population en aérosols résultait en une diminution de la taille des gouttes d'eau et donc un retard dans la formation des précipitations. Si l'on considère que les gouttes d'eau sont transportées depuis la base du nuage jusqu'au sommet et qu'elles tombent lorsqu'elles atteignent la taille minimale requise, les gouttes d'eau du nuage pollué vont monter à une altitude plus haute avant de précipiter. Il y aura donc statistiquement une quantité plus importante d'eau qui va geler au cours de son ascension et libérer la chaleur latente de glaciation dans le nuage pollué. Cet ajout de chaleur dans le nuage pollué accélère son mouvement vertical et le rend donc plus précipitant. Cet effet est appelé effet de glaciation ou d'invigoration convective des aérosols. Il existe enfin un dernier effet des aérosols sur le climat lié à leur dépôt sur le sol. Ce dépôt peut notamment changer l'albédo du sol. C'est typiquement le cas lorsque un nuage de poussières minérales du Sahara vient se déposer sur la neige présente sur les montagnes du sud de l'Europe.

La figure 1.12 montre le forçage radiatif des certains gaz et aérosols de l'atmosphère en 2011 relativement à l'année 1750 (IPCC, 2013). On peut constater qu'à l'échelle globale les aérosols ont un effet radiatif négatif qui tend à limiter le réchauffement climatique induit par les gaz à effet de serre. La figure 1.12 montre aussi que si en moyenne les aérosols

ont un effet refroidissant, ce n'est pas le cas de tous les aérosols pour l'effet direct. En ne réfléchissant qu'une faible partie du rayonnement solaire incident, le carbone suie contribue à baisser l'albédo terrestre ce qui explique son forçage radiatif positif à l'échelle globale. À Lampedusa, île Italienne située au large des côtes tunisiennes, Pace *et al.* (2005) ont constaté une augmentation (autour de 25 W.m^{-2}) du forçage radiatif de l'atmosphère (le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère moins le forçage radiatif en surface) induit par les feux de forêt du nord de la région méditerranéenne pendant la période exceptionnellement chaude et sèche du 3 au 23 Août 2003. Il a aussi été montré que l'effet direct des aérosols sur le rayonnement infrarouge n'est pas négligeable et contribue à limiter l'effet direct des aérosols sur le rayonnement solaire (di Sarra *et al.*, 2011, Meloni *et al.*, 2015). En surface, le forçage radiatif direct des aérosols est généralement négatif car l'absorption et la réflexion du rayonnement solaire par une couche d'aérosols en altitude contribuent toutes deux à diminuer le rayonnement incident en surface. De nombreuses études ont constaté une baisse significative du rayonnement solaire reçu en surface par effet direct des aérosols dans le bassin méditerranéen (Horvath *et al.*, 2002, Markowicz *et al.*, 2002, Formenti *et al.*, 2002, Meloni *et al.*, 2003, Mallet *et al.*, 2006, Roger *et al.*, 2006, Saha *et al.*, 2008, di Sarra *et al.*, 2008, Di Biagio *et al.*, 2009, 2010). D'après les données MODIS sur la période 2000-2007, le forçage radiatif direct des aérosols dans la région méditerranéenne est de -19 W.m^{-2} en surface et de -4.5 W.m^{-2} au sommet de l'atmosphère (Papadimas *et al.*, 2012). Des modèles régionaux couplés chimie-climat ont également été utilisés pour estimer le forçage radiatif direct des aérosols dans la région méditerranéenne et selon les modèles donnent des valeurs comprises entre -12 et -25 W.m^{-2} en surface et -2.4 et -5.7 W.m^{-2} au sommet de l'atmosphère (Santese *et al.*, 2010, Zanis *et al.*, 2012, Nabat *et al.*, 2012, 2014, 2015).

L'effet des aérosols sur les nuages tend également à faire refroidir la Terre, cependant les connaissances actuelles ne permettent pas de déterminer le forçage radiatif indirect des aérosols de manière aussi précise que pour leur effet direct. D'après la figure 1.12, il semblerait que l'ordre de grandeur du forçage radiatif indirect des aérosols soit similaire à celui pour l'effet direct avec possiblement un impact radiatif légèrement plus fort. Les aérosols font donc partie intégrante du système climatique en particulier sur la région euro-méditerranéenne où ils sont en fortes concentrations. Par leur action sur le rayonnement, à travers les effets directs et indirects, ils peuvent modifier les températures de surface et ainsi agir sur les précipitations. Cependant, leur effet sur la relation température-précipitations reste inconnu et pourrait éventuellement changer les conclusions pour l'évolution des précipitations dans le futur. L'impact des aérosols sur la relation température-précipitations de la région euro-méditerranéenne sera donc analysé dans cette thèse.

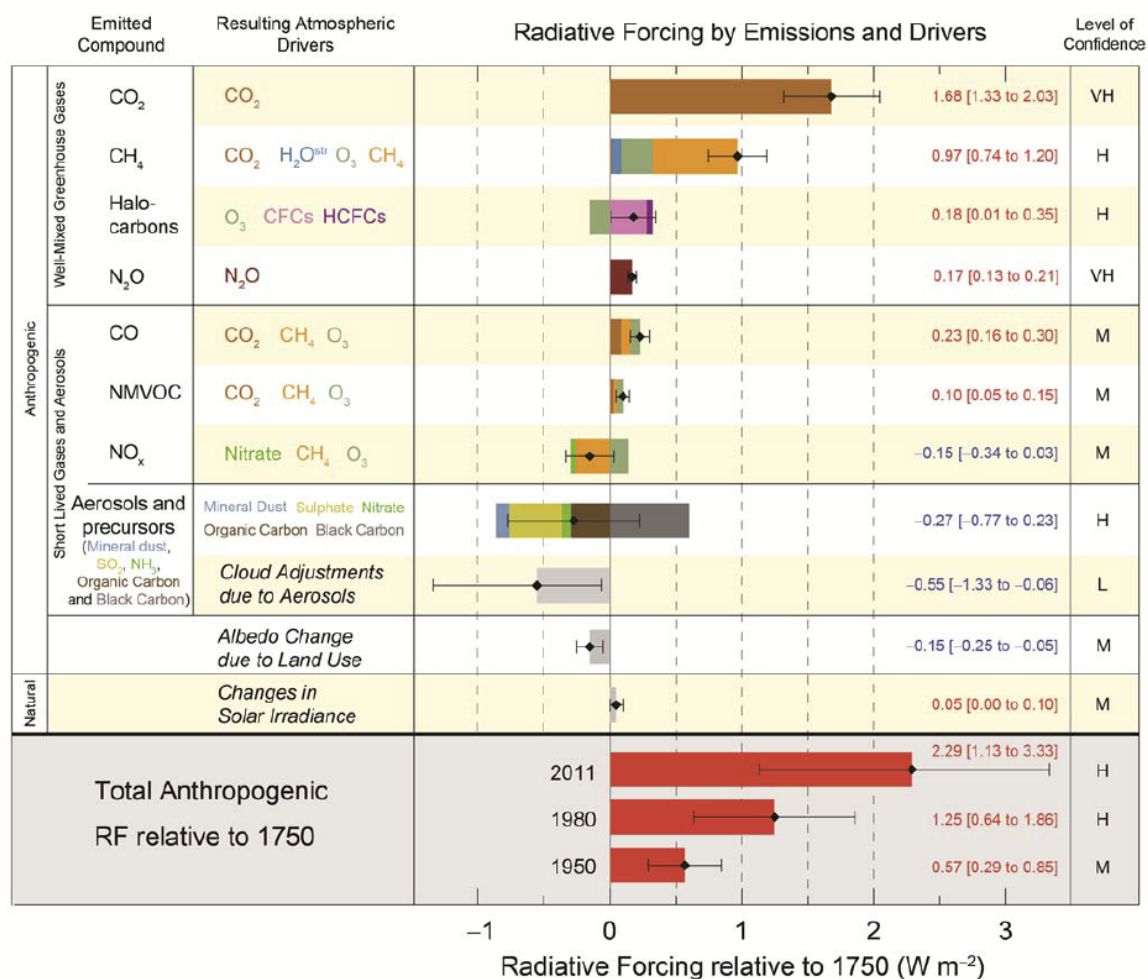


FIGURE 1.12 Forçages radiatifs relativement à l'année 1750 des principaux gaz à effet de serre et des aérosols émis depuis la surface terrestre en 2011 (IPCC, 2013).

1.4.4 Plan de la thèse

Dans le chapitre 2, nous analysons les processus contrôlant la relation température-précipitations extrêmes dans le sud-est de la France et la variabilité spatiale de la relation température-précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen. Le chapitre suivant est consacré à l'impact des effets indirects des aérosols sur les précipitations dans la région euro-méditerranéenne. Dans ce même chapitre, une étude approfondie est conduite en Europe centrale pour déterminer leurs impacts sur la relation température-précipitations. Le chapitre 4 est focalisé sur la relation température-précipitations extrêmes simulée dans un climat futur sur l'ensemble du bassin méditerranéen. Enfin la dernière partie conclut ce mémoire en dressant un bilan des résultats et en émettant des perspectives pour de futures recherches.

Chapitre 2

La relation température-précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne

L'augmentation de la quantité de vapeur d'eau avec la température, à un taux équivalent à celui de la relation de Clausius-Clapeyron (CC), donne un premier ordre de grandeur au changement des précipitations extrêmes avec la température. Cependant il est probable qu'une simple approche thermodynamique ne soit pas suffisante pour expliquer les précipitations extrêmes en Méditerranée. Les épisodes cévenols ont une composante dynamique importante qui pourrait ainsi écarter la relation température-précipitations extrêmes de la relation de CC en Méditerranée. Nous nous sommes particulièrement intéressés aux écarts à la relation de CC. Cette étude s'appuie sur un réseau dense d'observations, des réanalyses à haute résolution et des simulations réalisées dans le cadre des projets HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment, Drobinski *et al.*, 2014) et Med-CORDEX (Mediterranean Coordinated Regional Climate Downscaling EXperiment, Ruti *et al.*, 2016). Notre but est d'étudier la variabilité temporelle et spatiale de la relation température-précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne. Plus précisément, nous nous posons les questions suivantes :

1. Quelle est la relation température-précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne ? Est-elle en accord avec la relation de CC ?
2. Y a-t-il une forte variabilité saisonnière de la relation, avec de forts cumuls en automne et en hiver et des conditions arides en été ?
3. Les écarts à la relation de CC peuvent-ils être attribués à la dynamique, à l'efficacité des précipitations ou à la quantité de vapeur d'eau disponible (voir équation 1.4) ?

4. Peut-on expliquer la variabilité spatiale de la relation par les différents climats qu'abrite le bassin méditerranéen ?

Dans ce contexte une étude approfondie de la relation température-précipitations extrêmes est réalisée dans le sud-est de la France et fait l'objet de la première partie de ce chapitre. La seconde partie est dédiée à l'étude de la variabilité spatiale de la relation température-précipitations extrêmes sur l'ensemble du bassin méditerranéen. Un jeu de données spécifique est utilisé dans chacune de ces parties et est décrit dans les premières sous-parties.

2.1 Étude de la relation température-précipitations extrêmes dans le sud-est de la France

Dans cette première partie nous essayons de répondre aux trois premières questions évoquées dans le paragraphe précédent à l'aide d'une étude approfondie de la relation température-précipitations extrêmes dans le sud-est de la France. Les résultats présentés ont fait l'objet d'une publication (voir annexe B : Drobinski et al., 2016). La première sous-partie décrit les outils et les méthodes utilisés. La deuxième sous-partie analyse le changement de précipitations extrêmes avec la température, sa sensibilité à la moyenne temporelle et spatiale, et sa variabilité spatiale entre plaines et montagnes dans le sud-est de la France. La troisième sous-partie analyse les différents processus qui affectent la relation température-précipitations-extrêmes et qui aboutissent à des écarts à la loi de CC. La quatrième sous-partie met les résultats en perspective avec les caractéristiques saisonnières du climat de la région.

2.1.1 Outils et Méthodes

Observations

Pour étudier la relation température-précipitations extrêmes, nous avons sélectionné des stations réparties dans le sud de la France, incluant les zones montagneuses, les côtes maritimes et les plaines continentales de la région d'étude comme montré sur la figure 2.1b. Seules les stations contenant au moins 30 000 données marquées comme fiables de la température et des précipitations toutes les 3h de 1989 à 2008 ont été retenues pour effectuer l'analyse. Le nombre de stations météorologiques de surface correspondant est de 220 (points sur la figure 2.1b).

Nous avons aussi utilisé les mesures de contenu en vapeur d'eau intégré de trois stations GPS (Global Positioning System) pour évaluer la capacité des simulations du RCM WRF

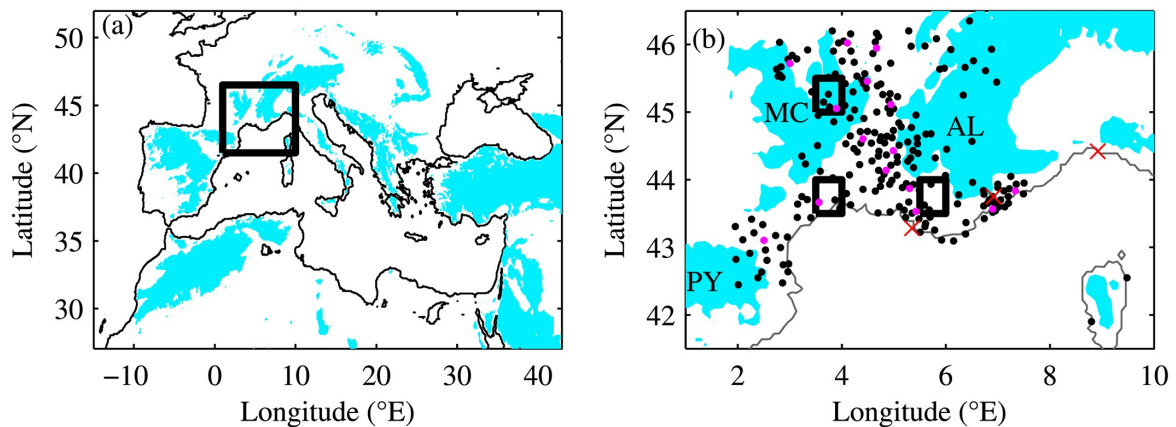


FIGURE 2.1 (a) Domaine des simulations régionales HyMeX/Med-CORDEX. Les zones bleues indiquent les endroits où le relief dépasse les 500 mètres. Le rectangle noir indique la région d'étude. (b) Zoom sur la région d'étude. Les points correspondent aux endroits où il y a des stations météorologiques de Météo-France, que l'on utilise dans cette étude. Les points en magenta indiquent les stations que l'on a utilisées pour étudier l'effet de la moyenne spatiale sur la relation température-précipitations extrêmes. Les croix rouges indiquent les stations GPS pour lesquels on a les profils intégrés de vapeur d'eau. Les trois rectangles correspondent aux trois régions pour lesquels on a calculé l'efficacité des précipitations. Les acronymes PY, MC et AL réfèrent aux Pyrénées, au Massif Central et aux Alpes, respectivement

(décrites dans le paragraphe suivant) à reproduire le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère (voir les croix rouges sur la figure 2.1b).

Nous avons également utilisé le système d'analyse SAFRAN (Le Moigne, 2002) qui fournit les températures (à 2 m) et les précipitations à 8 km de résolution toutes les 3 heures aux points de grille les plus proches des stations de mesure. À l'origine, le système d'analyse SAFRAN a été utilisé pour développer une réanalyse à long terme sur les Alpes françaises (Durand *et al.*, 1993, 2009) qui a ensuite été étendue sur l'ensemble de la France et modifiée pour permettre son implémentation dans les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (Le Moigne, 2002). Ces données sont considérées comme des données de référence pour les précipitations et la température à l'échelle locale, de même que pour les études climatiques régionales (Lavaysse *et al.*, 2012, Vrac *et al.*, 2012) bien qu'elles doivent être utilisées avec précaution sur les régions montagneuses dans lesquelles les stations de mesure sont peu nombreuses (Flaounas *et al.*, 2012). Les séries temporelles de telles réanalyses présentent aussi l'avantage de ne pas posséder de lacunes, ce qui peut se produire pour les données collectées sur des stations météorologiques de surface. En effet, SAFRAN utilise une interpolation optimale pour analyser la plupart des paramètres.

SAFRAN fait d'abord un contrôle de qualité des observations. Il s'agit d'une procédure itérative basée sur la comparaison entre les quantités observées et analysées à l'endroit où l'observation est mesurée. Les analyses de la température, de l'humidité, de la vitesse du vent et de l'opacité des nuages sont faites toutes les 6h en utilisant toutes les observations disponibles. Le point de départ de cette procédure vient du modèle de prévision du temps français ARPEGE ou des archives européennes de l'ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts). L'analyse est faite en deux étapes. Dans la première étape, les profils verticaux de la température, la vitesse du vent, l'humidité et l'opacité des nuages sont analysés. Ces profils verticaux sont calculés avec un pas vertical de 300 m. Dans la deuxième étape, SAFRAN détermine les paramètres de surface en utilisant une méthode plus grossière à partir du résultat des analyses précédentes. L'analyse des précipitations est faite tous les jours à 6h UTC, pour inclure dans l'analyse les données des pluviomètres qui ne mesurent les précipitations qu'une seule fois par jour. Le point de départ est dans ce cas déduit des champs climatologiques (en appliquant un gradient d'altitude vertical constant ou en utilisant des paramètres météorologiques s'ils sont disponibles). Ensuite les données analysées sont interpolées sur un pas de temps horaire. Dans ce but, tous les profils verticaux (températures, humidité, opacité des nuages) et le vent de surface sont interpolés linéairement, les rayonnements solaire et infrarouge sont calculés à l'aide d'un schéma de transfert radiatif, qui utilise les profils verticaux calculés précédemment. L'analyse de la température à 2 m est légèrement corrigée à 12h UTC en utilisant le maximum journalier de la température et est ensuite ajustée toutes les heures en utilisant le flux solaire incident et une relaxation à une température d'équilibre. Pour garder le contenu en humidité de l'air constant, quelques corrections supplémentaires ont également été effectuées. Enfin, la détermination des précipitations horaire est effectuée en 4 étapes :

1. détermination de l'isotherme à 0°C ;
2. détermination de l'altitude de la limite pluie-neige toutes les heures, selon le gradient vertical de température ;
3. détermination du ratio pluie-neige journalier à partir des ratios pluie-neige observés ou estimés sur chaque stations d'observation ;
4. les précipitations horaires et leur phase sont estimées en utilisant l'humidité relative et la contrainte du ratio pluie-neige. La redistribution horaire des précipitations est effectuée par pondération des précipitations journalières par l'humidité relative horaire.

Le nombre de stations utilisées chaque jour par SAFRAN évolue avec le temps (voir Vidal *et al.* (2010), figure 2). Depuis la fin des années 50, le nombre de stations a augmenté de

façon continue de 3 000 à 4000 observations par jour pour les précipitations. L'augmentation a été beaucoup plus brutale pour la température qui est passée de 500 à 4000 observations par jour entre la fin des années 80 et la fin des années 90 (pas de changements significatifs depuis). Une description détaillée de SAFRAN, sa validation et son application sur la France est donnée par (Quintana-Seguí *et al.*, 2008). Pour notre étude nous utilisons les données de températures et de précipitations sur une période de 20 ans entre 1989 et 2008.

La figure 2.2 montre les séries temporelles des précipitations tri-horaires de la station météorologique in-situ ayant le plus de données (Saint-Gervais-d'Auvergne) et de SAFRAN au point de grille le plus proche de cette station. Nous avons également tracé les séries temporelles journalières des précipitations de la réanalyse SAFRAN car les précipitations tri-horaires ont été calculées à partir de celles-ci, comme expliqué précédemment. En général les précipitations extrêmes sont plus intenses dans les stations météorologiques par rapport à la réanalyse SAFRAN. Un zoom sur une période de quelques dizaines de jours est aussi montré sur la figure 2.2 pour mieux illustrer la comparaison entre chaque type de données et montre que SAFRAN reproduit assez bien la temporalité des épisodes.

Les données de certaines stations météorologiques de surface, les données GPS et de la réanalyse SAFRAN ont été ajoutées à la base de données HyMeX dans le cadre la période de longue observation (voir Drobinski *et al.*, 2014 pour les détails de la stratégie d'observation).

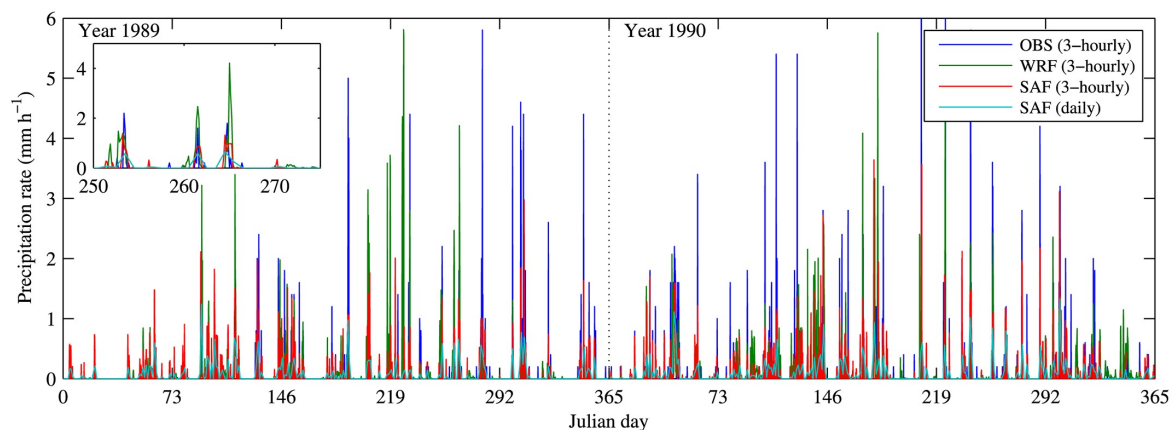


FIGURE 2.2 Série temporelle des précipitations tri-horaires pour la station in-situ possédant le plus grand nombre de données (Saint-Gervais-d'Auvergne, bleu), pour la simulation WRF (vert) et la réanalyse SAFRAN (rouge) au point de grille correspondant le plus proche de cette station, de même que les précipitations journalières pour la réanalyse SAFRAN (cyan). Le rectangle intégré en haut à gauche de la figure principale correspond à un zoom sur une période permettant de comparer la temporalité des épisodes de précipitations entre chaque jeu de données (entre le jour julien 250 et 275 de l'année 1989)

Simulation WRF

Contexte Med-CORDEX

Dans ce chapitre et le chapitre 4 nous utilisons des données issues de simulations du programme Med-CORDEX (Ruti *et al.*, 2016) qui constitue le volet méditerranéen du programme CORDEX (Giorgi *et al.*, 2009). Ce programme promeut l'utilisation de RCM pour étudier le climat méditerranéen dans le futur et mieux capturer ses caractéristiques régionales. L'initiative Med-CORDEX est supportée par les programmes HyMeX (Drobinski *et al.*, 2014) et MedCLIVAR (Mediterran CLImate VARIability and predictability, Lionello *et al.*, 2012b). Le protocole CORDEX prévoit deux types de simulations faites avec des RCM sur des domaines continentaux couvrant la quasi-totalité des terres du monde à environ 50 km de résolution (Giorgi, F. et Coppola, E., 2009, Ruti *et al.*, 2016). La première batterie de simulations est réalisée en les forçant aux limites par des réanalyses ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) et sert à optimiser la performance des RCM en les comparant aux observations pour la période correspondante (Giorgi et Mearns, 1999). La seconde batterie de simulations est utilisée pour l'étude du climat futur. Elle consiste en la projection climatique s'étendant de la fin du 20^{ème} siècle (1950 ou 1970) jusqu'à la fin du 21^{ème} siècle (2100). Les RCM sont alors forcés aux limites par les données de différents modèles climatiques globaux (GCM) du programme CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012). Pour étudier les problématiques du climat méditerranéen, la phase 1 de Med-CORDEX prévoit un cadre d'étude plus spécifique avec notamment l'utilisation de RCM entièrement couplés (atmosphère-terre-rivières-océan) et de RCM à haute résolution. La phase 1 de Med-CORDEX rassemble 22 groupes de modélisation répartis dans 9 pays (France, Italie, Espagne, Serbie, Grèce, Turquie, Tunisie, Allemagne et Hongrie). Parmi les modèles utilisés, 12 sont des RCM couplés océan-atmosphère voire océan-atmosphère-rivières, 13 sont des RCM ne prenant en compte que l'atmosphère mais à plusieurs résolutions (150, 50, 25 et 12 km), 10 sont des RCM ne prenant en compte que l'océan (avec des résolutions allant de 25 à 3 km) et 4 sont des RCM de surface continentale (avec 50 km de résolution). Les simulations de changement climatique pour l'atmosphère (15 simulations), l'océan (1 simulation) et pour l'océan et l'atmosphère couplés (6 simulations) ont été réalisées en utilisant les scénarios RCP8.5 et RCP4.5 pour la période 1950-2100 avec les conditions aux limites données par 6 GCMs différents du programme CMIP5. Toutes les simulations du programme Med-CORDEX sont réalisées sur un domaine commun couvrant le bassin méditerranéen et une grande partie de l'Europe, comme montré en figure 2.1a dans laquelle nous avons encadré la région du sud-est de la France à laquelle nous nous intéressons dans cette étude.

Configuration du modèle WRF

Les simulations ont été faites avec la version 3.1.1 du modèle sur le domaine de la figure 2.1a avec une résolution horizontale de 20 km. La période 1989-2008 a été sélectionnée pour l'analyse afin qu'il y ait une correspondance avec la période disponible pour les mesures in-situ. Le temps de spin-up est négligeable du fait de l'utilisation de la technique de guidage. Les simulations ont été réalisées sur 28 niveaux verticaux jusqu'à 50 hPa. Des tests de sensibilité au nombre de niveaux verticaux ont été effectués dans lesquels on n'observe pas de sensibilité significative au nombre de niveaux. Les SST sont fournies par ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). Les données géographiques ont une résolution horizontale de 5' et proviennent de l'USGS (United States Geophysical Survey). La nature du sol est basée d'une part sur les données du sol de la FAO (Food and Agriculture Organization) et d'autre part sur les données STATSGO (STaTe Soil GeOgraphic); dans les deux cas à 10' de résolution. Les paramétrisations utilisées dans ces simulations incluent la paramétrisation microphysique WRF à un moment et 5 classes (Hong *et al.*, 2004), la paramétrisation de Kain-Fristch pour la convection (Kain, 2004), le schéma de Dudhia (1989) pour le flux solaire, le schéma RRTM pour le rayonnement infrarouge (Mlawer *et al.*, 1997), le schéma de couche limite planétaire de l'université de Yonsei (Noh *et al.*, 2003) et le schéma de surface RUC (Smirnova *et al.*, 1997). La température, le vent et l'humidité des simulations ont été relaxées vers ERA-Interim avec un temps caractéristique de 6h (Salameh *et al.*, 2010, Omrani *et al.*, 2013, 2015). La figure 2.2 compare les précipitations tri-horaires de cette simulation WRF avec les mesures in-situ et la réanalyse SAFRAN pour la station ayant le plus données dans le sud-est de la France (Saint-Gervais-d'Auvergne) et les points de grilles les plus proches de cette station. Malgré des différences d'intensité des précipitations pouvant être fortes, les événements précipitants sont bien reproduits et se déclenchent au bon moment dans la simulation WRF par rapport aux mesures in-situ.

Les précipitations et la température simulées ont été évaluées par rapport aux produits ECA&D à l'échelle du bassin méditerranéen (Flaounas *et al.*, 2013). D'autres études utilisant cette simulation (Lebeaupin Brossier *et al.*, 2013, Stéfanon *et al.*, 2014, Chiriaco *et al.*, 2014) ou des simulations couplées océan/atmosphère utilisant WRF dans cette même configuration (Drobinski *et al.*, 2012, Lebeaupin Brossier *et al.*, 2013, 2015, Berthou *et al.*, 2014, 2015, Berthou *et al.*, Flaounas *et al.*, 2015) ont déjà été publiées. Les données de ces simulations peuvent être trouvées sur la base de données HyMeX/Med-CORDEX.

Méthodes

Dans cette étude, nous avons adopté la méthodologie de Hardwick *et al.* (2010). Pour chaque station et pour une durée de cumul fixe des précipitations (3h ou 24h), le maximum

journalier du taux de précipitations enregistré sur les périodes pluvieuses est associé à la moyenne journalière de la température à 2 m au-dessus du sol. Pour les simulations, un seuil à 0.1 mm est appliqué pour distinguer les périodes pluvieuses des périodes non pluvieuses et ainsi reproduire une distribution des précipitations satisfaisante. En effet, les RCM ayant typiquement des résolutions supérieures à 10 km simulent trop fréquemment les très faibles précipitations. Les intensités tri-horaires sont classées par boîtes en utilisant la température journalière moyenne au lieu des températures horaires car s'intéresse à la température de la masse d'air et aussi pour des raisons de cohérence avec les études précédentes sur le sujet (Hardwick *et al.*, 2010, Haerter *et al.*, 2010, Westra *et al.*, 2014).

Pour la relation température-précipitations extrêmes de la réanalyse SAFRAN et de la simulation WRF, nous avons utilisé les points de grille les plus proches des stations. Les paires de température-précipitations sont placées dans 44 boîtes selon leur température, avec un nombre identique d'échantillons dans chaque boîte (50 échantillons). Une étude de sensibilité a été conduite en faisant varier le nombre d'échantillons par boîte sans que l'on observe des différences significatives. Dans chaque boîte, 50 échantillons ont été finalement utilisés comme meilleur compromis entre une faible variation de la température et une bonne résolution de l'extrême de précipitations dans chaque boîte. La médiane des températures journalières moyennes de chaque boîte est utilisée comme température représentative de cette boîte. Comme dans Hardwick *et al.* (2010), cette approche a été préférée à celle utilisant des boîtes de températures de même largeur, car elle assure un nombre raisonnable d'événements dans chaque boîte. Dans chaque boîte de 50 échantillons, les intensités de précipitations sont classées pour déterminer le 99^{ème} quantile représentant l'extrême des précipitations de la boîte. Une régression exponentielle est appliquée aux valeurs de précipitations pour chaque boîte (en ajustant une régression linéaire au logarithme des précipitations selon la méthode des moindres carrés) pour déduire la pente de la relation température-précipitations extrêmes. Quand cette pente vaut 0.065, elle est équivalente à la relation de CC de 6.5%.C⁻¹ à 15°C. D'autres méthodes ont été utilisées dans la littérature comme celle d'inclure les jours secs dans les statistiques de précipitations (O'Gorman, 2012).

L'analyse du bilan d'eau dans la section 2.1.3 suit celle adoptée par Huang *et al.* (2014). Elle est conduite en utilisant la simulation WRF et en suivant la formulation du bilan d'eau de Braun (2006) et Yang *et al.* (2011) pour calculer les bilans de vapeur d'eau, d'eau nuageuse et de précipitations dans les trois domaines montrés en figure 2.1. Cette formulation inclut également le calcul d'une efficacité des précipitations comme définie par Sui *et al.* (2005, 2007). L'expression de l'efficacité des précipitations ε est :

$$\varepsilon = \frac{P}{\Sigma Q_i^+} \quad (2.1)$$

où la quantité P est les précipitations en surface et $Q_i = (Q_{wvt}, Q_{wvf}, Q_{wve}, Q_{cm})$ avec Q_{wvt} le changement local de vapeur d'eau, Q_{wvf} la convergence de vapeur d'eau, Q_{wve} le taux d'évaporation de surface et Q_{cm} la somme du changement local en hydrométéores et la convergence d'hydrométéores. La quantité Q_i^+ vaut Q_i lorsque Q_i est positif et vaut 0 lorsque Q_i est négatif. Il existe une définition microphysique plus intuitive mais moins souvent utilisée car le calcul de l'efficacité des précipitations fait intervenir des paramètres que l'on n'obtient qu'avec des modèles ayant une paramétrisation explicite de la microphysique (Sui *et al.*, 2007). La définition adoptée dans cette étude produit néanmoins des résultats similaires lorsque les données sont moyennées sur un grand domaine spatial (par rapport à la dimension des nuages, Sui *et al.*, 2007), ce que l'on peut considérer pour notre modèle à 20 km résolution horizontale.

2.1.2 La relation température-précipitations extrêmes

La figure 2.3 montre les précipitations extrêmes (99^{ème} quantile) journalières et tri-horaires en fonction de la température journalière moyenne (à 2 m) pour les stations météorologiques, la réanalyse SAFRAN et la simulation WRF au point de grille le plus proche. La courbe noire indique les valeurs médianes et les courbes en pointillé délimitant une aire grisée correspondent au 20^{ème} et 80^{ème} quantile, respectivement. La courbe température-précipitations extrêmes fait apparaître 2 régimes formant un crochet avec une rupture de pente entre les basses températures et les hautes températures. La rupture de pente se situe autour de 18°C dans les mesures in-situ et autour de 15°C dans la simulation WRF et la réanalyse SAFRAN. Ce comportement est robuste à travers le domaine et pour tous les quantiles. La pente aux basses températures est plus forte et plus proche de celle de la loi de CC par rapport à la pente aux hautes températures. Le moyennage temporel des précipitations a généralement pour effet de diminuer les pentes des précipitations journalières par rapport aux précipitations tri-horaires. Cependant quelle que soit l'échelle temporelle, la figure 2.3 montre que la région étudiée ne semble pas être concernée par un comportement super-CC (sauf pour des stations individuelles, à cause d'une grosse incertitude sur le fit, voir plus tard dans le texte), bien que cela ait été observé dans d'autres études (Lenderink et van Meijgaard, 2008). On peut constater un comportement sous-CC au-dessus d'une température autour de 15-18°C contre une valeur de 20-25°C trouvée dans d'autres études (Utsumi *et al.*, 2011). Berg et Haerter (2013) ont évoqué qu'un changement de pente peut être dû à un changement de type de précipitations dominantes des précipitations stratiformes aux précipitations convectives. Dans la simulation WRF, la baisse de la pente aux hautes températures est effective même lorsque l'on sépare les précipitations convectives des précipitations stratiformes (non montré).

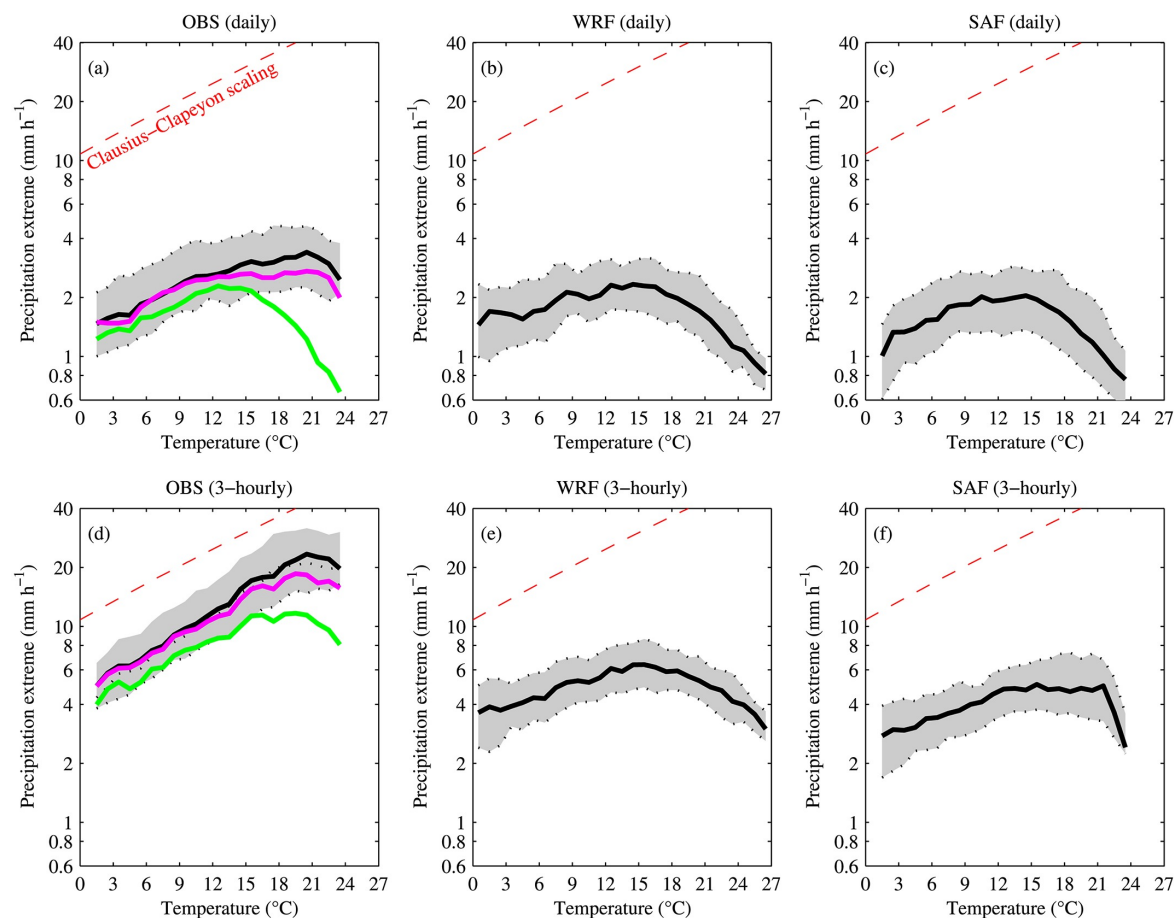


FIGURE 2.3 Précipitations extrêmes (99^{ème} quantile) en fonction des températures moyennes journalières pour (a,d) les mesures in-situ (OBS), (b,e) la simulation WRF (WRF) et (c,f) la réanalyse SAFRAN (SAF) au point de grille le plus proche. La courbe continue noire correspond à la moyenne de l'ensemble des stations météorologiques. Les courbes en pointillé en-dessous et au-dessus et qui délimitent une aire grisée sont respectivement les 20^{ème} et 80^{ème} quantiles. Les courbes continues magentas et vertes sont les courbes obtenues à partir des mesures in-situ corrigées par le rapport des extrêmes des précipitations moyennées spatialement sur les extrêmes des précipitations locales sur un domaine d'environ $8 \times 8 \text{ km}^2$ et $20 \times 20 \text{ km}^2$ (respectivement). Ces dernières courbes représentent la relation attendue pour SAFRAN et WRF (respectivement). La ligne en pointillé rouge indique la pente de CC.

En général la pente est plus proche de CC pour les observations par rapport à la réanalyse SAFRAN et à la simulation WRF. On observe en particulier une pente plus faible dans la simulation WRF aux hautes températures. Une explication possible est celle donnée par Singh et O'Gorman (2014) qui ont montré que la relation température-précipitations extrêmes était sensible à la microphysique. Il a été montré que les précipitations extrêmes sont sensibles à la vitesse de chute des hydrométéores, et que cela expliquait partiellement les différentes pentes

obtenues avec des schémas microphysiques différents. Une autre explication est le domaine de température dans lequel la pente est calculée. On a en effet observé une surestimation du maximum de la température journalière moyenne des événements de précipitations extrêmes dans la simulation WRF (+3.36°C comparé aux mesures dans les stations météorologiques de surface). Une troisième explication possible est la résolution utilisée (Eggert *et al.*, 2015). Des simulations idéalisées suggèrent que l'amplitude des précipitations extrêmes est sensible à la résolution (avec des valeurs plus faibles pour les résolutions les plus grossières où l'effet de moyenne est plus important), mais que leur sensibilité à un réchauffement ne l'est pas : Romps (2011) et Muller *et al.* (2011) ont trouvé dans des simulations idéalisées une augmentation similaire des précipitations extrêmes avec la température pour des simulations à 200 mètres et 4 km de résolution horizontale, respectivement. Il est toutefois possible que dans notre configuration plus réaliste (Flaounas *et al.*, 2013, Lebeaupin Brossier *et al.*, 2013, Berthou *et al.*, 2014, 2015, Berthou *et al.*) la sensibilité des précipitations extrêmes à la température dépende de la résolution. Dans le but de quantifier l'effet de moyenne spatiale, 15 stations entourées par plus d'une station dans un rayon de 8 et 20 km ont été sélectionnées. Ces rayons correspondent typiquement aux résolutions de SAFRAN et de WRF (respectivement). Les 15 stations météorologiques sont affichées en magenta sur la figure 2.1b. Les séries temporelles des stations présentes dans le rayon correspondant (8 ou 20 km) sont moyennées et retraitées pour dériver la relation entre les précipitations extrêmes et la température moyenne journalière. Le rapport entre les précipitations moyennées spatialement et les précipitations locales extrêmes en fonction de la température moyenne journalière est montré en figure 2.4. L'effet de moyenne spatiale est plutôt faible aux basses températures, ce qui peut être expliqué par la nature des précipitations. Il s'agit en général de précipitations frontales traversant la région d'ouest en est, en couvrant de grands espaces. Dans cette situation, l'effet de moyenne temporelle et spatiale n'est donc pas significatif. L'effet de moyenne spatiale a beaucoup plus d'impact pour les hautes températures. Les précipitations moyennées sur un carré domaine d'environ 20x20 km² sont beaucoup plus faibles que celles mesurées à une seule station. L'effet est similaire lorsque l'on considère les précipitations cumulées sur 3h, suggérant que les précipitations extrêmes les plus longues ne sont pas forcément les plus étendues spatialement que les précipitations extrêmes plus courtes. Un résultat qui nécessite cependant d'être confirmé pour des durées de cumul plus faibles, un événement d'une durée de 3h restant long pour un extrême de précipitations. Lorsque l'on moyenne sur un domaine d'environ 8x8 km², l'effet de moyenne spatiale est similaire mais plus faible.

La conséquence de l'effet de moyenne spatiale est cohérente avec Chen et Knutson (2008) et Khodayar *et al.* (2016) et est illustré sur les figures 2.3a et 2.3d qui montrent

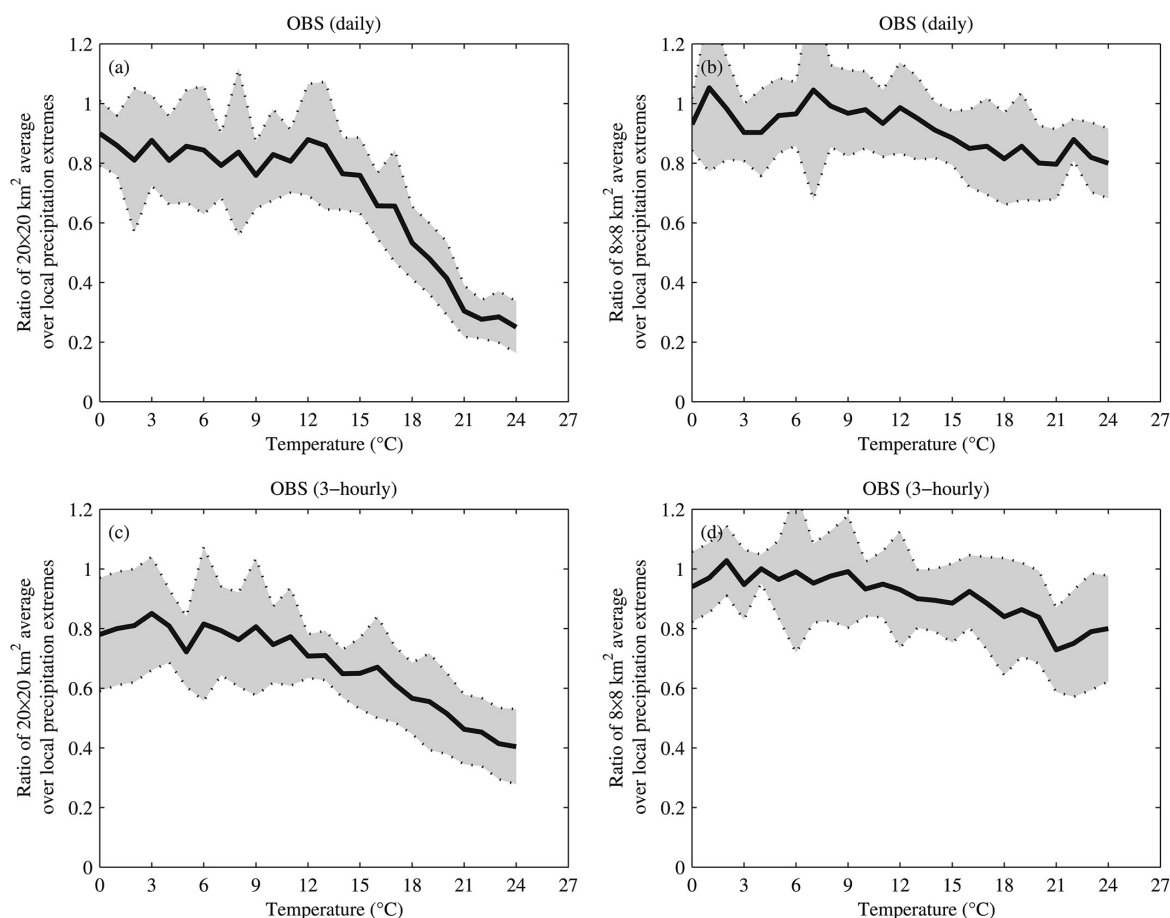


FIGURE 2.4 Rapport des extrêmes de précipitations locales sur les extrêmes de précipitations moyennées spatialement sur un domaine d'environ $20 \times 20 \text{ km}^2$ (a, c) et $8 \times 8 \text{ km}^2$ (b, d) pour les précipitations journalières (a, b) et tri-horaires (c, d) de 15 stations in-situ montrées en magenta sur la figure 2.1b. La ligne continue noire correspond à la moyenne d'ensemble des rapports de ces 15 stations. Les courbes en pointillé en-dessous et au-dessus délimitant une aire grisée sont respectivement les 20^{ème} et 80^{ème} quantiles.

les courbes tracées à partir des mesures in-situ corrigées en utilisant la moyenne du ratio entre les précipitations moyennées spatialement et les précipitations locales extrêmes de la figure 2.4. Les courbes magenta et vertes correspondent aux relations obtenues à partir des observations in-situ pour des résolutions équivalentes à celles de la réanalyse SAFRAN (8 km) et de la simulation WRF (20 km, respectivement). Les courbes journalières corrigées ressemblent davantage aux courbes journalières de la simulation WRF et de la réanalyse SAFRAN et présentent une forme en crochet qui est accentuée par l'effet de moyenne spatiale. La température à laquelle on observe un brusque changement de pente (qu'on appellera température T_{break}), est aussi cohérente entre les courbes de précipitations journalières

corrigées et les courbes des précipitations journalières de la simulation WRF et de la réanalyse SAFRAN. L'impact de la moyenne spatiale sur la relation entre la température journalière et les précipitations extrêmes tri-horaires est plus faible mais améliore la comparaison avec la relation pour la simulation WRF. En effet les courbes avec et sans correction sont plus proches lorsque l'on considère les précipitations extrêmes tri-horaires par rapport aux précipitations extrêmes journalières. Les précipitations extrêmes hivernales sont mieux reproduites par SAFRAN et WRF par rapport aux précipitations extrêmes d'été qui sont fortement sous-estimées. Le plateau entre 15°C et 20°C est plus cohérent avec la courbe corrigée des précipitations tri-horaires, mais la pente décroissante aux hautes températures est toujours trop faible dans la courbe des précipitations journalières corrigées. Cela peut-être dû au faible nombre de stations dans un rayon de 8 km pour chacune des 15 stations. Concernant la simulation WRF, les précipitations journalières simulées sont largement dominées par la partie paramétrisée par rapport aux précipitations explicites et sont donc très sensibles au schéma de convection (Crétat *et al.*, 2012, Di Luca *et al.*, 2014) dont l'analyse ne sera pas faite dans cette étude. En dépit de ces problèmes, ramener les données de mesure et de réanalyse à la même échelle que celle de la simulation WRF permet une comparaison plus pertinente entre ces 3 types d'information.

En tant qu'évaluation complémentaire de la simulation WRF, la figure 2.5 montre comment WRF simule la vapeur d'eau dans l'atmosphère, variable essentielle dans la relation température-précipitations extrêmes (Bretherton *et al.*, 2004). Elle montre une comparaison entre le contenu intégré en vapeur d'eau sur trois stations GPS montrées en figure 2.1 et le contenu intégré en vapeur d'eau simulé par WRF aux points de grille les plus proches. Puisque le contenu intégré en vapeur d'eau est déjà une quantité spatialement moyennée, on ne s'attend pas à observer une sensibilité significative de la moyenne spatiale sur le contenu en vapeur d'eau intégré. La figure 2.5 montre que WRF surestime la vapeur d'eau intégrée aux températures inférieures à 6°C. Au-delà, la simulation montre toujours un petit biais positif mais la forme de la courbe est en parfait accord avec les données GPS. La figure 2.5 montre en particulier qu'au delà des 20°C, le contenu en vapeur d'eau. Un tel comportement ne s'observe pas à des latitudes plus hautes et suggère une limitation des sources de vapeur d'eau sur l'arc méditerranéen français pour ces températures, ce qui est bien capturé par WRF.

Par ailleurs, le temps de moyennage plus faible des précipitations tri-horaires résulte en une plus faible réduction de la pente depuis les basses températures jusqu'aux hautes températures, avec cependant le maintien d'une forme en crochet. Cela est cohérent avec les résultats de Haerter *et al.* (2010) et Utsumi *et al.* (2011) qui ont montré que la durée des événements diminue avec la température, ce qui explique en partie la différence entre les

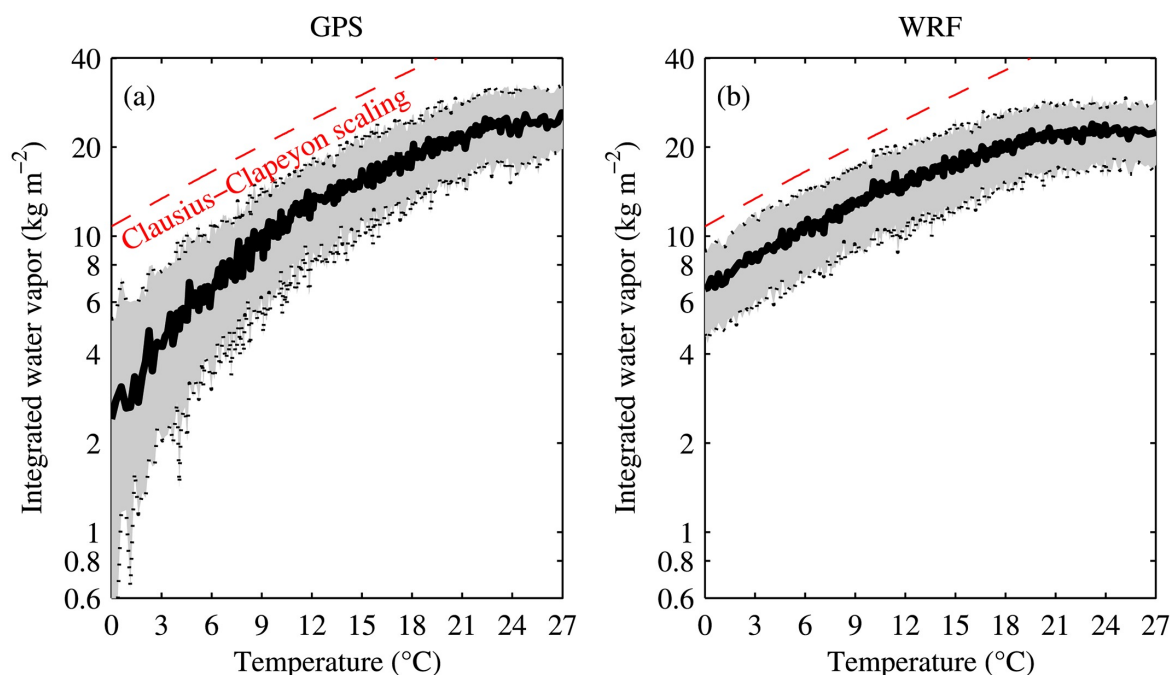


FIGURE 2.5 Contenu intégré en vapeur d'eau en fonction de la température moyenne journalière pour (a) les 3 stations GPS et pour (b) la simulation WRF aux points de grille les plus proches. La ligne continue noire correspond à la moyenne de l'ensemble des stations GPS. Les lignes en pointillé au-dessus et en-dessous délimitant une aire grisée sont respectivement les 20^{ème} et 80^{ème} quantiles. La ligne en pointillé rouge représente la pente de CC.

précipitations extrêmes tri-horaires et les précipitations extrêmes journalières. La figure 2.6 montre le ratio entre le maximum journalier des précipitations tri-horaires et les précipitations journalières pour les événements de précipitations extrêmes journalières en fonction de la moyenne journalière de la température pour les mesures in-situ, la simulation WRF et la réanalyse SAFRAN. Le ratio vaut 1 lorsque le cumul des précipitations extrêmes journalières réduit à une période de 3h (i.e. divisé par 8) est égal au maximum journalier du cumul tri-horaire des précipitations. Ce qui signifie qu'il a plu toute la journée de façon constante, i.e. 8 fois les précipitations tri-horaires. Inversement, lorsque le ratio vaut 8, cela veut dire que l'extrême de précipitations journalières est survenu dans une période de moins de 3h. Le fait que la baisse de pente est plus importante pour les précipitations extrêmes journalières que pour les précipitations tri-horaires extrêmes est dû au fait que les événements les plus chauds ont des durées plus faibles. Pour ces événements chauds et courts, prendre une moyenne journalière ajoute des zéros à l'intensité tri-horaire. Cet effet est présent dans les observations, dans la réanalyse SAFRAN et dans la simulation WRF, bien qu'il soit plus faible pour les deux derniers. Nous ne pouvons malheureusement pas quantifier davantage

l'effet de l'intermittence des précipitations dû à nos jeux de données limités (uniquement des données tri-horaires et journalières). La relation température-précipitations extrêmes pour des cumuls de précipitations sur une durée inférieure à 3h aurait peut-être été plus proche de la loi de CC.

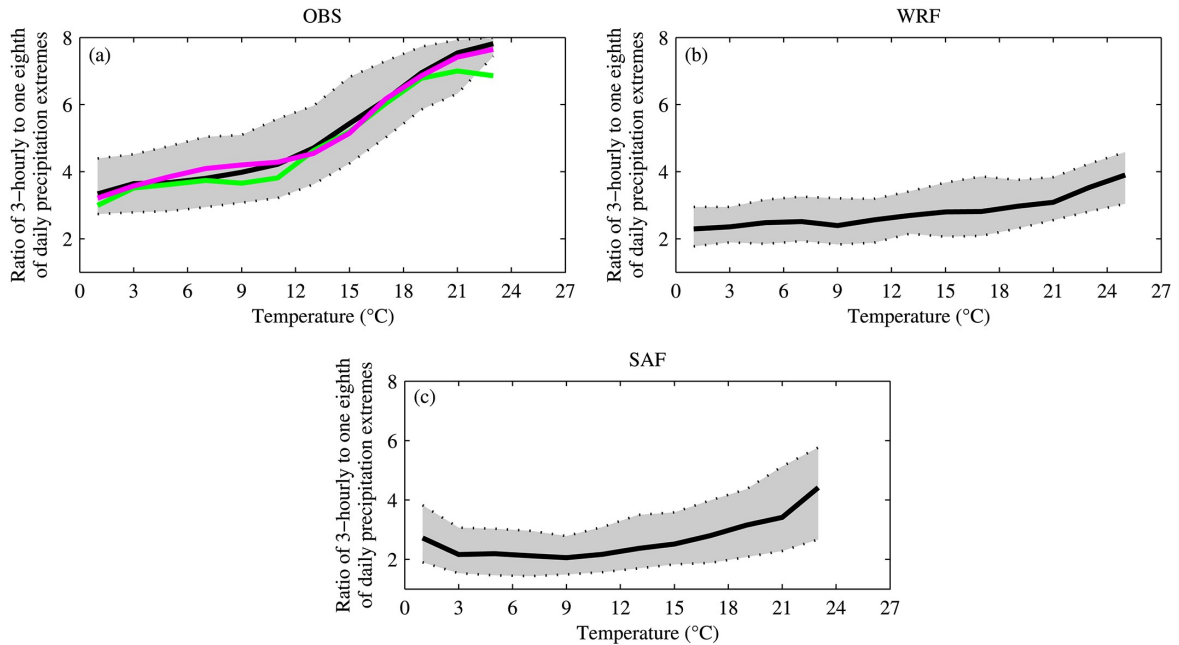


FIGURE 2.6 Rapport du maximum journalier des précipitations tri-horaires sur un huitième des précipitations journalières pour les événements de précipitations extrêmes journalières en fonction de la température moyenne journalière à 2 m pour (a) les mesures in-situ, (b) la simulation WRF et (c) la réanalyse SAFRAN interpolées à l'emplacement des stations. Les précipitations moyennées sur la journée sont ramenées à des intensités tri-horaires (divisées par 8). La ligne continue noire montre la valeur moyenne et l'aire grisée la variabilité spatiale autour de cette moyenne. Les lignes continues magenta et vertes montrent les courbes obtenues lorsque l'on corrige les mesures in-situ par le rapport des extrêmes de précipitations moyennées spatialement sur les extrêmes précipitations locales sur un domaine d'environ $8 \times 8 \text{ km}^2$ et $20 \times 20 \text{ km}^2$ (respectivement, voir figure 2.4).

La figure 2.7 montre la répartition spatiale des pentes de la relation température-précipitations extrêmes en dessous de la température T_{break} (à gauche) et au-dessus de la température T_{break} (à droite). La température T_{break} est différente selon le jeu de données utilisé : sa valeur est autour de 18°C pour les mesures in-situ et autour de 15°C pour la simulation WRF et la réanalyse SAFRAN. Un contrôle de qualité sur l'estimation de la pente est appliqué selon la procédure suivante. Une régression linéaire à deux segments est optimisée sur la relation température-précipitations extrêmes en utilisant la méthode des moindres carrés. Toutes les températures T_{break} possibles sont testées (i.e. en utilisant chaque boîte de température

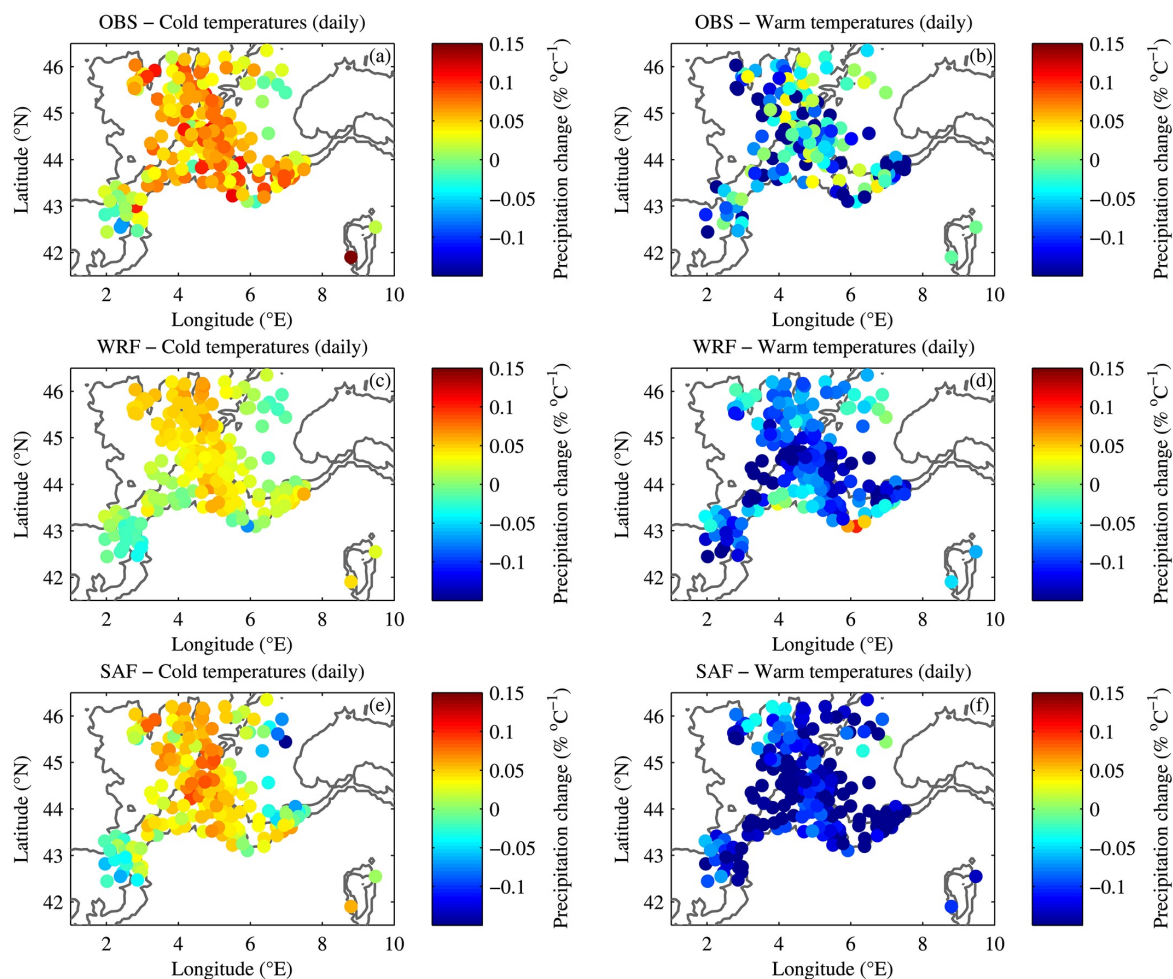


FIGURE 2.7 Variation relative des précipitations par rapport à la température à 2 m ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) pour les précipitations moyennes journalières des mesures in-situ (a,b), de la simulation WRF (c,d) et de la réanalyse SAFRAN (e,f) pour les basses (a,c,e) et les hautes (b,d,f) températures. Les iso-contours montrent la ligne de côte et le relief supérieur à 500 m d'altitude (voir figure 2.1b). Le seuil séparant les basses des hautes températures à 2 m est la température T_{break} que l'on a identifié en figure 2.3 et qui marque une forte variation de la pente. Elle se situe autour de 18°C pour les observations in-situ et autour de 15°C pour la simulation WRF et la réanalyse SAFRAN. La pente de CC est d'environ $6.5\%^{\circ}\text{C}^{-1}$.

comme possible point de rupture de pente). La température T_{break} retenue est celle qui correspond à la meilleure régression linéaire à deux segments au sens des moindres carrés. Les pentes obtenues pour ces régressions linéaires sont affichées en figure 2.8. Pour limiter les effets de bords, on utilise une seule régression si la température T_{break} est obtenue sur un des bords (les 5 premières et les 5 dernières boîtes de température). Dans ce cas, on ne définit pas de température T_{break} . En pratique cela n'arrive que pour les mesures in-situ et la réanalyse

SAFRAN aux hautes températures. Cela explique pourquoi certains points apparaissent dans la figure des pentes aux basses températures mais plus dans la figure des pentes aux hautes températures. Il y a un bon accord entre nos trois jeux de données. La pente aux basses températures de la simulation WRF est souvent sous-estimée par rapport à la pente aux basses températures des mesures in-situ. Les pentes obtenues pour la réanalyse SAFRAN se trouvent à un niveau intermédiaire entre celles de la simulation WRF et celles des mesures in-situ. Pour les basses températures, les pentes sont positives presque partout. La figure 2.8 est similaire à la figure 2.7 mais pour les précipitations extrêmes tri-horaires. En comparant les pentes obtenues avec les précipitations extrêmes tri-horaires aux pentes obtenues avec les précipitations extrêmes journalières, on constate que l'effet de moyenne temporelle a moins d'impact aux basses températures par rapport aux hautes températures. La pente négative aux hautes températures est moins prononcée pour les précipitations extrêmes tri-horaires que pour les précipitations extrêmes journalières, ce qui est cohérent avec la baisse de la durée des événements extrêmes avec la température. Les mesures in-situ montrent aussi des pentes plus fortes aux basses températures avec un comportement super-CC sur plusieurs stations. Les pentes sont aussi plus fortes pour la réanalyse SAFRAN et la simulation WRF mais les changements sont plus subtils et les pentes restent proches de la loi de CC. La répartition spatiale des pentes pour les précipitations extrêmes journalières et tri-horaires montrent toutes les deux des pentes plus faibles dans la partie sud-ouest du domaine le long des Pyrénées et près de la côte. L'origine d'un tel comportement n'est pas évident et ne sera pas traité par la suite.

2.1.3 Analyse de processus

Établir une relation entre les précipitations et la température de surface (généralement mesurée à 2 mètres) et la comparer avec la relation de CC n'est pas immédiat comme nous venons de le constater. Excepté la forme en crochet, il ne semble pas qu'il y ait de traits caractéristiques qui émergent pour la relation température-précipitations extrêmes dans le sud-est de la France pour laquelle les spécificités régionales semblent contribuer fortement. Plusieurs facteurs peuvent aboutir à des écarts à la relation thermodynamique de CC attendue. La loi de CC relie le rapport de mélange de la vapeur d'eau saturante à la température de condensation. On peut écrire de façon approximative (voir section 1.4.1) :

$$P \propto \varepsilon_w Q_{sat} \quad (2.2)$$

où P est l'intensité des précipitations, ε l'efficacité des précipitations, Q_{sat} le rapport de mélange saturant de la basse troposphère, à l'endroit où la parcelle ascendante commence

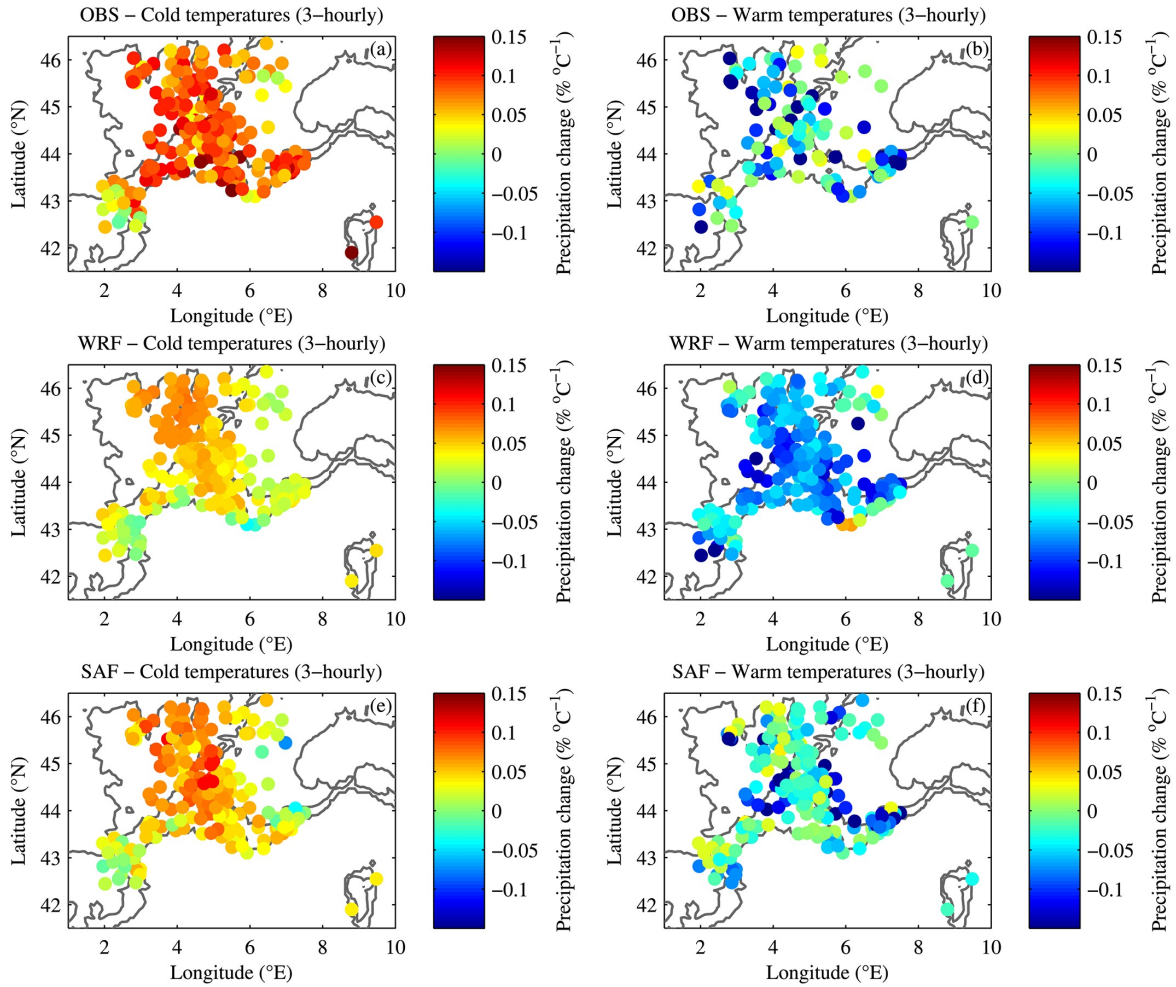


FIGURE 2.8 Identique à la figure 2.7 mais pour les précipitations tri-horaires.

à se condenser, et w la vitesse verticale maximale dans la troposphère, qui est atteinte au voisinage des nuages aux hautes températures. La vitesse verticale de la moyenne troposphère est aussi communément utilisée pour les précipitations extrêmes (Betts, 1987, O’Gorman et Schneider, 2009, Muller, 2013). Un test de sensibilité a été effectué pour le choix de la vitesse verticale sans toutefois montrer de différences significatives (non montré). La quantité Q_{sat} représente la quantité maximale d’eau liquide formée dans le processus de condensation. Cette valeur théorique n’est jamais atteinte car la phase liquide est toujours en équilibre avec une phase gazeuse, même infime. Cependant elle représente une bonne approximation de la quantité d’eau condensée des nuages produisant des précipitations extrêmes car ces derniers atteignent des altitudes où la température pour laquelle la quantité de vapeur d’eau en équilibre avec l’eau condensée est faible (du fait de la loi de CC) par rapport à la quantité initiale à la base du nuage. En différenciant par rapport à la température on obtient :

$$\frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial T} = \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial T} + \frac{1}{w} \frac{\partial w}{\partial T} + \frac{1}{Q_{sat}} \frac{\partial Q_{sat}}{\partial T} \quad (2.3)$$

Des changements dans l'efficacité des précipitations et dans le transport vertical avec la température peuvent être à l'origine d'écart à la loi de CC. Une autre source d'écart possible est le choix de la température, choisir la température de condensation ou la température de surface à 2 mètres peut aboutir à des résultats différents étant donné les changements de l'humidité relative avec la température. L'analyse sera faite avec la simulation WRF car elle fournit toutes les variables nécessaires non seulement près de la surface mais aussi sur l'ensemble de la colonne atmosphérique (notamment pour le calcul de l'efficacité des précipitations).

Il est important de préciser que dans cette étude le changement des précipitations extrêmes avec la température journalière pour le climat présent est analysé, pour dériver une relation température-précipitations extrêmes "observée". Savoir si cette relation est liée à celle projetée dans un autre état du climat Allen et Ingram (2002) est une autre question que nous aborderons dans les chapitres suivants. Une meilleure compréhension de la relation dans le climat présent permettra d'éviter d'éventuelles mauvaises interprétations du changement des précipitations extrêmes dans un autre climat.

Le processus de condensation

Soit $Q(T)$ le rapport de mélange en vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique à la température T . Le rapport de mélange en vapeur d'eau est tel que $Q(T) = Q_{sat}(T_d)$, où T_d est la température du point de rosée. Il y a deux moyens différents d'atteindre la saturation pour une parcelle d'air caractérisée par une température T et un rapport de mélange en vapeur d'eau $Q(T)$.

1. Elle peut atteindre la saturation par augmentation de son contenu en vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique. La saturation apparaît à la température T après une augmentation du rapport de mélange de la couche limite atmosphérique de $Q(T)$ à $Q_{sat}(T)$.
2. Dans le cas où elle ne peut pas atteindre la saturation par une augmentation de son contenu en vapeur d'eau, le seul moyen possible pour cette parcelle d'atteindre la saturation est de s'élever pour se refroidir et atteindre sa température de condensation. Dans ce cas la quantité maximale de vapeur d'eau qui peut se condenser est $Q_{sat}(T_d) < Q_{sat}(T)$.

Étudions les différentes possibilités de changement de rapport de mélange en vapeur d'eau saturant quand la température augmente de T_1 à T_2 :

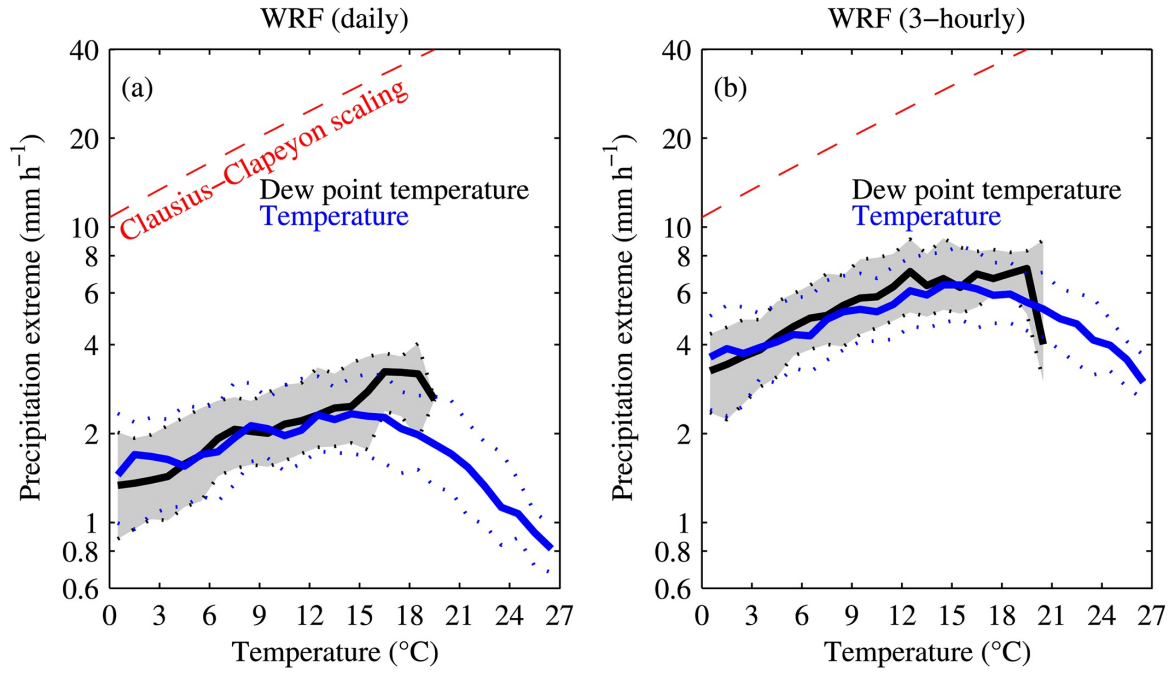


FIGURE 2.9 (a) Précipitations extrêmes journalières et (b) tri-horaires (99^{ème} quantile) en fonction de la moyenne journalière de la température du point de rosée (courbes noires) et de la température (courbes bleues) à 2 m de la simulation WRF aux points de grilles les plus proches des stations de mesure in-situ (figure 2.1). La ligne continue noire montre la moyenne sur l'ensemble des stations de mesure. Les lignes en pointillé en dessous et au-dessus délimitant une aire grisée sont respectivement les 20^{ème} et 80^{ème} quantiles. La ligne en pointillé rouge représente la pente de CC.

1. la parcelle d'air est proche de la saturation à la température $T_1 \simeq T_{d,1}$ et à la température $T_2 \simeq T_{d,2}$. La quantité maximale de vapeur d'eau qui peut se condenser est donc approximativement $Q_{sat}(T_1)$ et $Q_{sat}(T_2)$ (respectivement). Le changement de rapport de mélange de vapeur d'eau saturant est donc $Q_{sat}(T_2) - Q_{sat}(T_1)$ qui suit la loi de CC.
2. la parcelle d'air est proche de la saturation à la température $T_1 \simeq T_{d,1}$ et éloignée de la saturation à la température $T_2 \gg T_{d,2}$. La quantité maximale de vapeur d'eau pouvant se condenser est $Q_{sat}(T_1)$ et $Q_{sat}(T_{d,2}) < Q_{sat}(T_2)$ (respectivement). Le changement de rapport de mélange en vapeur d'eau saturant est donc $Q_{sat}(T_{d,2}) - Q_{sat}(T_1) < Q_{sat}(T_2) - Q_{sat}(T_1)$ qui est donc sous-CC.
3. la parcelle d'air est éloignée de la saturation à la température $T_1 \gg T_{d,1}$ et proche de la saturation à la température $T_2 \simeq T_{d,2}$. La quantité maximale de vapeur d'eau pouvant se condenser est $Q_{sat}(T_{d,1}) < Q_{sat}(T_1)$ et $Q_{sat}(T_2)$ (respectivement). Le changement

- de rapport de mélange en vapeur d'eau saturant est donc $Q_{sat}(T_2) - Q_{sat}(T_{d,1}) > Q_{sat}(T_2) - Q_{sat}(T_1)$ qui est donc super-CC.
4. enfin la parcelle d'air peut être éloignée de la saturation à la température $T_1 \ll T_{d,1}$ et à la température $T_2 \ll T_{d,2}$. La quantité maximale de vapeur d'eau pouvant se condenser est $Q_{sat}(T_{d,1})$ et $Q_{sat}(T_{d,2})$ (respectivement). Le changement de rapport de mélange en vapeur d'eau saturant est donc $Q_{sat}(T_{d,2}) - Q_{sat}(T_{d,1})$. Le changement est dans ce cas indéterminé puisqu'il n'y a pas de relation directe entre la température de condensation et la température de la couche limite.

Si le processus de condensation était le seul impliqué dans la formation des précipitations (i.e. en négligeant l'impact de la vitesse verticale et de l'efficacité des précipitations), on peut s'attendre à ce que le changement des précipitations extrêmes par rapport à la température du point de rosée suive la loi de CC (Lenderink *et al.*, 2011, Panthou *et al.*, 2014). La figure 2.9 montre les précipitations extrêmes journalières et tri-horaires en fonction de la température et de la température du point de rosée moyennées sur la journée aux points de grille les plus proches des stations in-situ de la simulation WRF. Comme on pouvait s'y attendre, tracer les précipitations extrêmes en fonction de la température du point de rosée réduit la forme en crochet. On observe cependant que celui-ci n'est pas supprimé, cela est particulièrement visible pour les précipitations extrêmes tri-horaires. La pente est légèrement plus proche de CC mais l'augmentation des précipitations extrêmes par rapport à la température du point de rosée est toujours sous-CC. La figure 2.10a montre Q_{sat} en fonction de la température moyenne journalière, où Q_{sat} est le rapport de mélange en vapeur d'eau saturant à la base du nuage. On voit un comportement CC quasiment parfait jusqu'à 17°C. Pour les températures supérieures à 17°C, la pente est sous-CC, probablement du fait d'un décalage vers des conditions plus sèches. Cela explique le fait que l'on observe une suppression de la partie décroissante aux hautes températures de la relation température-précipitations extrêmes lorsque l'on passe de la température à la température du point de rosée en abscisse (figure 2.9). Ce comportement peut être facilement expliqué par le fait qu'il y a une limitation de l'eau disponible en surface. Les hautes températures correspondent en effet à l'été, période de l'année où le climat est aride dans la région méditerranéenne. Les sols sont donc appauvris en eau et par conséquent en fournissent moins à l'atmosphère. Pour condenser cette faible quantité de vapeur d'eau, la parcelle doit s'élever à une altitude plus haute et atteindre le niveau de condensation. À cette altitude la température de condensation est beaucoup plus faible que la température à 2 mètres. Cet écart entre la température de condensation et la température de surface est plus important aux hautes températures par rapport aux basses températures du fait de la limitation par l'eau. Il en résulte une pente sous-CC aux hautes températures. La forme en crochet peut donc être expliquée en partie

par l'utilisation de la température de surface (à 2 mètres) qui n'est pas un bon estimateur de la température de condensation aux hautes températures, traduisant la chute de l'humidité relative de surface lorsque l'on passe des basses aux hautes températures. On constate qu'il y a aussi un large écart-type des pentes aux hautes températures à travers toutes les stations, ce qui suggère que certaines régions peuvent être moins concernées par cette limitation d'eau. Comme l'utilisation de la température du point de rosée n'est pas suffisante pour obtenir un comportement CC, les écarts à la relation de CC doivent pouvoir s'expliquer par d'autres processus que la condensation (comme l'efficacité des précipitations et le transport vertical de vapeur d'eau), ce qui sera discuté dans la section suivante.

Le transport vertical

La figure 2.10b montre la vitesse verticale maximale dans la colonne atmosphérique pour les jours pluvieux en fonction de la température moyenne journalière. En général la vitesse verticale augmente avec la température jusque vers 14°C et ce pour tous les quantiles. Pour des températures plus chaudes que 15°C, on observe une décroissance de la vitesse verticale avec la température pour tous les quantiles. Lorsque l'on fait la même figure pour les jours secs, on ne constate plus cette tendance (non montré). Cela donne plus de robustesse à la tendance et permet de l'attribuer à la dynamique des systèmes précipitants. La figure 2.10b montre qu'entre 12°C et 15°C, températures moyennes du printemps et de l'automne dans cette région, les quantiles diffèrent significativement. Le quantile le plus bas montre une transition plus douce et relativement plus plate que le 80^{ème} quantile. Ce dernier a inversement plutôt tendance à exposer un maximum prononcé. Cette différence entre le 20^{ème} et le 80^{ème} quantile est assez subtile mais importante pour la suite, il est donc nécessaire de tester la significativité des quantiles. Pour analyser le maximum de vitesse verticale au voisinage de la température T_{break} à 15°C, on a aléatoirement divisé le jeu de données chacune des boîtes de températures en 2 et 4 sous-échantillons. Pour chaque échantillon on a recalculé la moyenne et l'écart-type de tous les déciles rangés depuis le 1^{er} (10^{ème} quantile) jusqu'au 8^{ème} (80^{ème} quantile). Le pic au voisinage de la température T_{break} devient significatif au seuil de 95% pour les quantiles supérieurs au 70^{ème} quantile. Le maximum pour le 50^{ème} quantile n'est pas significatif, mais devient significatif au-dessus du 70^{ème} quantile. Comme cela sera discuté plus tard, ce maximum peut être vu comme un phénomène d'hystérésis de la relation température-précipitations. Comme décrit dans le chapitre 1, l'automne est la saison pendant laquelle les maxima de précipitations se produisent dans le climat méditerranéen français (Frei et Schär, 1998). Le quantile inférieur dans la figure 2.10b correspond probablement aux précipitations extrêmes du printemps tandis que le quantile

supérieur correspond probablement à ces fameux épisodes cévenols se produisant en automne (Delrieu *et al.*, 2005).

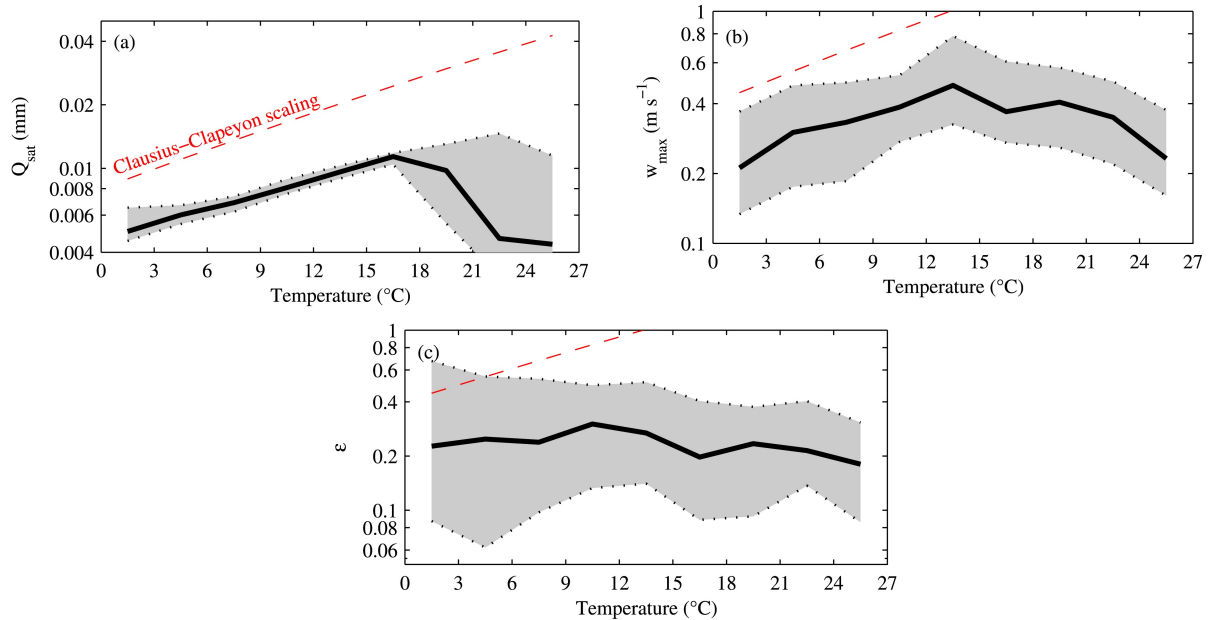


FIGURE 2.10 **(a)** Contenu intégré en vapeur d'eau saturant, **(b)** vitesse verticale maximale et **(c)** efficacité des précipitations ε calculés à partir de la simulation WRF pour tous les événements de précipitations extrêmes sur l'ensemble des colonnes atmosphériques des trois régions montrées en figure 2.1. La ligne en pointillé rouge indique la pente de CC.

Cela devient évident sur la figure 2.11 qui montre l'occurrence des précipitations extrêmes en fonction de la température et de l'intensité des précipitations en hiver (janvier-mars), printemps (avril-juin), été (juillet-septembre), et automne (octobre-décembre). L'occurrence est calculée sur des boîtes de température-précipitations de taille $3^{\circ}\text{C} \times 3 \text{ mm}$. La figure 2.11 montre qu'entre 12°C et 15°C , trois saisons contribuent aux précipitations extrêmes mais avec deux modes distincts, que l'on nomme « mode 1 » et « mode 2 ». Ces deux modes sont visibles en automne alors qu'un seul mode n'est visible pour l'hiver, le printemps et l'été. Le pic de précipitations extrêmes (80^{ème} quantile), correspondant au mode 2 dans la figure 2.11d, est un mélange de précipitations extrêmes se produisant en été et en automne. La contribution de l'été pour le pic est due au mois de septembre, qui a été inclus ici dans la saison d'été, et qui correspond au début de la saison des épisodes cévenols (Delrieu *et al.*, 2005). Ces événements, qui se produisent typiquement du mois de septembre au mois de novembre, sont caractérisés par un fort jet marin de surface qui converge sur la région d'étude par déviation par le relief des Alpes. Ce vent arrive finalement sur le Massif Central où il s'élève et produit des précipitations extrêmes (Bresson *et al.*, 2012). L'élévation directe du

vent par orographie crée de fortes vitesses verticales qui sont montrées sur la figure 2.10b. La courbe du 20^{ème} quantile entre 12°C et 15°C, identifiée comme le mode 1 dans la figure 11d, est comparativement plus plate. L'occurrence des précipitations extrêmes est similaire à celle du 80^{ème} quantile et est associée aux épisodes se produisant entre le printemps et l'automne. Les événements les plus faibles correspondent aux précipitations orographiques créées par l'instabilité convective le long des montagnes, dans lesquels le forçage orographique n'a pas de rôle significatif dans l'augmentation des vitesses verticales. Pour les températures inférieures à 12°C, correspondant aux événements d'hiver et d'automne, la distribution des précipitations extrêmes est décalée vers des valeurs plus faibles correspondant aux précipitations frontales. Pour les températures supérieures à 15°C correspondant aux événements de printemps et d'été, la distribution des précipitations extrêmes est aussi décalée vers des valeurs plus faibles qui correspondent à des précipitations convectives. Dans les deux cas, l'orographie joue un rôle mineur dans le transport vertical de vapeur d'eau et la formation des précipitations extrêmes. Le fait que la vitesse verticale décroisse avec la température est dû à la baisse de l'énergie potentielle de convection disponible (CAPE, voir annexe A) par dilution avec l'air sec de l'environnement en été. Les parcelles d'air ascendantes tendent en effet à se mélanger avec l'environnement et ainsi à emmener de l'air non saturé dans la colonne convective. L'entraînement de cet air sec et le refroidissement par évaporation participent à la baisse de la flottabilité de la parcelle convective. L'entraînement de masse exerce aussi une force de rappel à la parcelle qui ralentit cette dernière (Zhang, 2009, Holton et Hakim, 2013).

L'efficacité des précipitations

La figure 2.10c montre l'efficacité des précipitations ϵ calculée à partir de la simulation WRF en utilisant l'équation 2.3 pour tous les événements de précipitations extrêmes sur l'ensemble des colonnes atmosphériques des trois régions montrées en figure 2.1b. Chaque terme du bilan d'efficacité des précipitations est montré en figure 2.12. Dans les deux figures, la ligne noire indique la médiane et les lignes en pointillé inférieures et supérieures délimitant une aire grisée sont les 20^{ème} et les 80^{ème} quantiles, respectivement. La figure 2.12c montre que le taux d'évaporation de surface augmente avec la température jusqu'à 20°C, valeur à partir de laquelle il sature et reste constant lorsque l'on augmente davantage la température. Ce résultat s'explique par l'aridité des sols en été et est lié à au comportement sous-CC du contenu en vapeur d'eau intégré observé par GPS et bien reproduit par WRF (figure 2.5) pour des températures au-delà des 20°C. La figure 2.10c montre des comportements différents pour le 20^{ème}, le 50^{ème} et le 80^{ème} quantile. Le quantile le plus haut décroît avec la température d'une valeur de 70% en hiver jusqu'à 25% en été. La médiane est quasiment

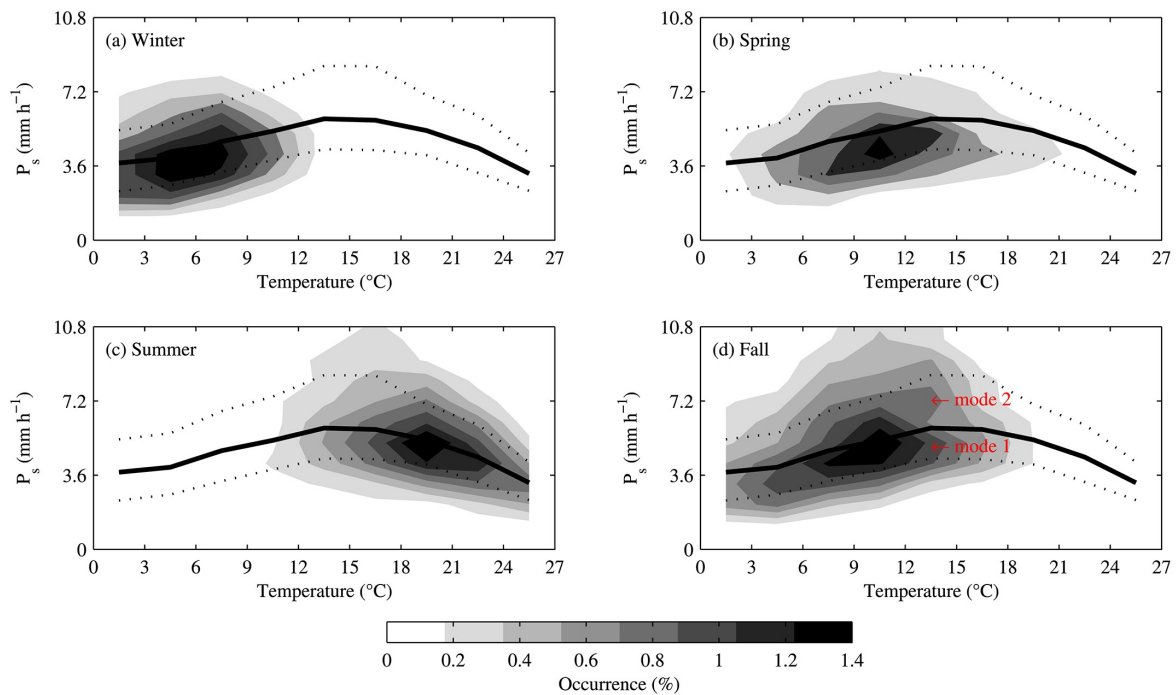


FIGURE 2.11 Occurrence des précipitations extrêmes calculée à partir de la simulation WRF et précipitations extrêmes tri-horaires en fonction de la température journalière moyenne à 2 m en (a) hiver (janvier-février-mars), (b) printemps (avril-mai-juin), (c) été (juillet-août-septembre) et (d) automne (octobre-novembre-décembre). Les lignes continues noires représente la moyenne sur l'ensemble. Les lignes en pointillé en dessous et au-dessus sont respectivement le 20^{ème} et 80^{ème} quantiles des précipitations extrêmes (voir figure 2.3).

constante jusqu'à 9°C avec une valeur autour de 25%. Elle augmente jusqu'à 30% à 12°C et ensuite décroît jusqu'à 17%. Le 20^{ème} quantile ne montre pas de tendance claire et oscille entre 7% et 15%. En moyenne, la figure 2.12 montre que jusqu'à 15°C tous les termes du bilan augmentent, avec un taux qui augmente entre 9°C et 15°C (la convergence de vapeur d'eau ne montre pas de tendance claire). Il semble y avoir une compensation entre l'augmentation des précipitations et des sources d'eau jusqu'à 9°C, ce qui fait que l'efficacité des précipitations reste constante. Le taux de précipitations augmente plus fortement entre 9°C et 12°C, ce qui explique le maximum d'efficacité des précipitations. Au-delà de 15°C, le terme de précipitations décroît plus rapidement que le changement local en hydrométéores et en vapeur d'eau, et la convergence d'hydrométéores. Cela a pour conséquence de faire baisser l'efficacité des précipitations avec la température du fait d'une plus grande évaporation des précipitations dans un environnement très sec rencontré au printemps et en été (Frei et Schär, 1998). Dans la paramétrisation de Kain-Fritsch utilisée dans la simulation WRF de cette étude, le schéma de fermeture est basé sur libération de la CAPE d'une parcelle ascendante.

Cette approche fournit des valeurs raisonnables de précipitations convectives pour une large variété d'environnements convectifs et fait que le flux vertical de masse est un meilleur prédicteur de l'intensité de la convection (Kain, 2004). Il a aussi été montré que le schéma convectif de Kain-Fritsch donne des résultats similaires à ceux produit par des modèles résolvant explicitement les nuages (Bechtold *et al.*, 2001, Guichard *et al.*, 2004, Hohenegger *et al.*, 2009).

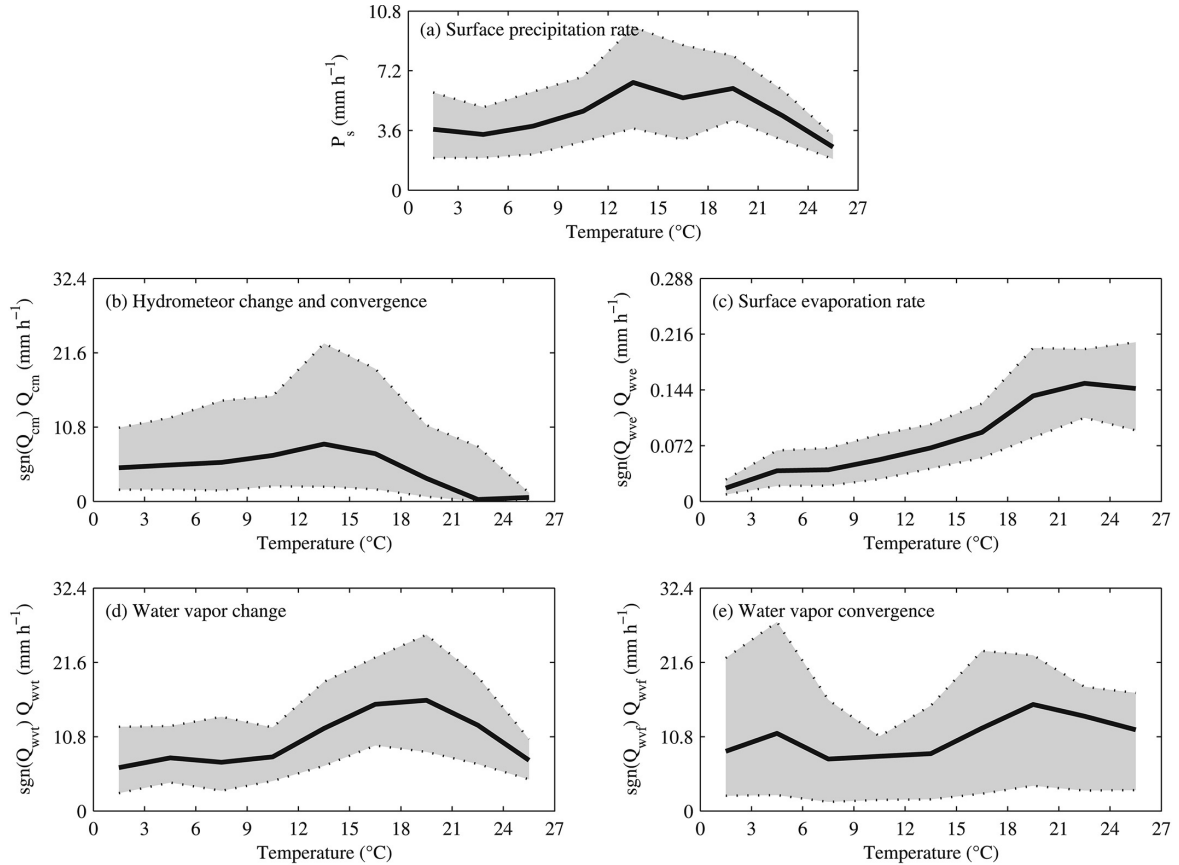


FIGURE 2.12 Termes du bilan d'efficacité des précipitations de l'équation 2.3 calculés à partir de la simulation WRF pour tous les événements de précipitations extrêmes des 3 régions montrées en figure 2.1. (a) La quantité P est le taux de précipitations de surface, (b) Q_{cm} la somme du changement local d'hydrométéores avec la convergence d'hydrométéores, (c) Q_{wve} le taux d'évaporation de surface, (d) Q_{wvt} le changement local de vapeur d'eau et (e) la convergence de vapeur d'eau. On notera les échelles différentes des axes des ordonnées des différents panneaux.

2.1.4 Discussion

La figure 2.13 est un schéma décrivant les processus expliquant la relation température-précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen français. Le régime I (ligne bleue) correspond aux précipitations d'hiver et d'automne, qui sont majoritairement générées par des perturbations de grande échelle. Dans la simulation, les précipitations convectives représentent environ 10% du total des précipitations jusqu'à une température d'environ 15°C (non montré). Au printemps et en été, la contribution des précipitations de grande échelle tombe jusqu'à 1 à 5% du total (non montré). La transition entre les précipitations de grande échelle d'hiver et les précipitations convectives d'été se déroule pendant le printemps et suit le régime II (ligne verte). Pendant cette période, les précipitations convectives sont associées à du transport vertical modéré. Les précipitations convectives d'été correspondent au régime III (ligne rouge), avec des extrêmes qui diminuent et des conditions plus sèches. Ces dernières font que les nuages et les précipitations se forment à une altitude plus élevée ce qui fait que la température de surface n'est plus un bon indicateur de la température de condensation. L'utilisation de la température de surface explique en partie la forme en crochet et la pente négative aux hautes températures de la relation température-précipitation.

L'efficacité des précipitations et la vitesse verticale des courants ascendants peuvent aussi varier avec la température et contribuer à des écarts à la relation de CC. En particulier, les conditions sèches et arides associées aux températures les plus chaudes (régime II, figure 2.13) font que l'efficacité des précipitations est plus faible aux hautes températures qu'aux basses températures. Les précipitations extrêmes d'automne sont soit associées aux événements extrêmes cévenols, avec une forte contribution de l'orographie (régime IV b, figure 2.13) et de la dynamique (figure 2.10b), soit à des événements plus modérés de type printanier (régime VI a, figure 2.13) .

Cette étude montre que la relation température-précipitations dans le sud-est de la France est caractérisée par une forme en crochet et que chaque partie de la courbe est reliée à une saison et à un type d'événement. Toutefois comme vu dans le chapitre 1, le bassin méditerranéen est une vaste région possédant une large variété de climats. Dans la partie suivante nous nous demanderons donc comment varie la relation température-précipitations dans le bassin méditerranéen.

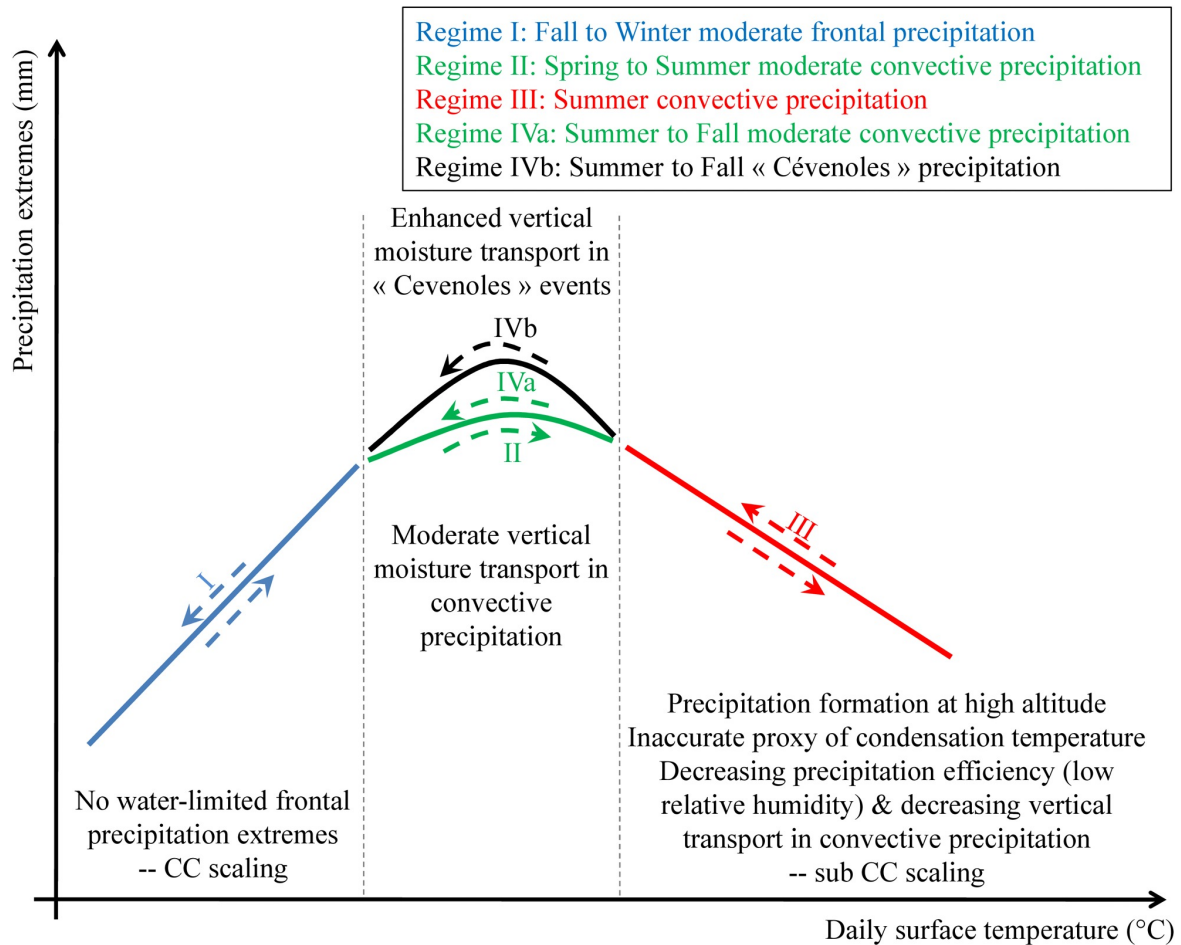


FIGURE 2.13 Schéma de la relation température-précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne française.

2.2 Variabilité spatiale de la relation température-précipitations extrêmes sur le bassin méditerranéen

Dans ce contexte, des observations in-situ, des observations interpolées sur une grille et plusieurs simulations sont analysées sur l'ensemble de la région euro-méditerranéenne. Les résultats présentés dans cette seconde partie correspondent à la première partie d'une seconde publication (voir annexe B : Drobinski et al., 2018). Dans la première sous-partie, nous décrivons ce nouveau jeu de données. La seconde sous-partie est dédiée à l'analyse des observations. La troisième sous-partie analyse la capacité des modèles de climat régionaux à simuler la dépendance des précipitations extrêmes à la température, la sensibilité à la durée de cumul des précipitations, l'impact de la résolution des modèles ainsi que celui du couplage

avec un modèle d'océan, et la variabilité spatiale dans la région euro-méditerranéenne. Enfin la dernière sous-partie conclut l'étude.

2.2.1 Outils

Données E-OBS

Les données d'observation de la température et des précipitations, homogènes sur l'ensemble du bassin méditerranéen et que l'on utilise dans cette partie, proviennent du produit en points de grille E-OBS (Haylock *et al.*, 2008). Elles ont été obtenue à partir d'une procédure d'interpolation (décrite dans Haylock *et al.*, 2008) sur les données ECA&D (Klok et Klein, 2009). On a utilisé ici la version 10 de ce produit (sortie en Avril 2014). Le jeu de données couvre l'Europe de 1950 à 2013 avec une résolution spatiale de 0.25° . E-OBS a été beaucoup utilisé pour l'évaluation des RCM (Lorenz et Jacob, 2010, Kjellström *et al.*, 2010, Nikulin *et al.*, 2011, Samuelsson *et al.*, 2011, Torma *et al.*, 2011, Flaounas *et al.*, 2013, Stéfanon *et al.*, 2014) et a été longuement évalué dans la littérature (Hofstra *et al.*, 2009, 2010, Kyselý et Plavcová, 2010, Flaounas *et al.*, 2012, Herrera *et al.*, 2012). Dans la version 10 de E-OBS que l'on utilise ici, des améliorations substantielles ont été apportées, en particulier l'augmentation de la densité des stations (autour de 2000 pour les versions 1 et 2 contre plus de 4200 stations pour la température et plus de 7300 pour les précipitations dans la version 10).

Données in-situ

Comme les données E-OBS ne fournissent que des valeurs journalières pour la température et les précipitations, on utilise également des données in-situ dont la fréquence est sous-journalière. Nous avons en effet montré dans la partie précédente que la relation température-précipitations extrêmes était modifiée sous l'effet de la moyenne journalière. Les mesures in-situ utilisées proviennent de stations en Croatie, France, Israël, Italie, Espagne et Grèce. L'emplacement des stations est montré sur la figure 2.14 et leurs caractéristiques dans le tableau 2.1.

Configurations des modèles

Plusieurs simulations de RCM ont été utilisées pour évaluer la relation température-précipitations extrêmes sur l'ensemble du bassin méditerranéen et pour avoir une estimation de l'incertitude liée au modèle. La liste de ces modèles et leur configuration sont données dans le tableau 2.2. Ces simulations ont été réalisées dans le cadre des programmes HyMeX

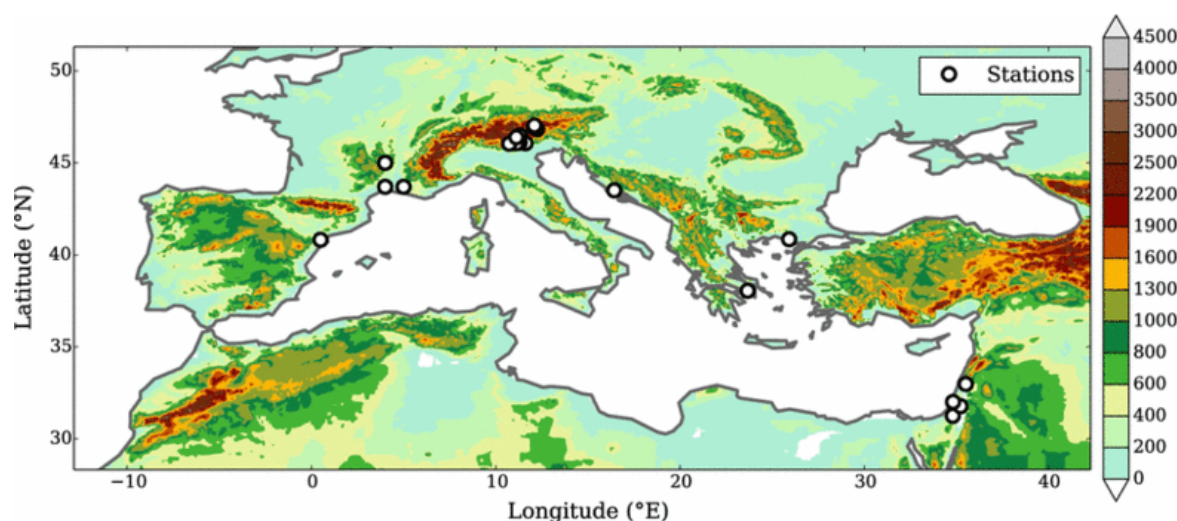


FIGURE 2.14 Région d'étude des simulations climatiques régionales HyMeX/Med-CORDEX où les couleurs indiquent la topographie et les cercles blancs les stations de mesure utilisées dans cette étude.

(Drobinski *et al.*, 2014) et Med-CORDEX (Ruti *et al.*, 2016) et couvrent la période 1989-2008 comme recommandé. Quelques simulations ont ensuite été étendues à la période 1979-2008 pour couvrir la nouvelle période ERA-Interim et d'autres simulations ont été prolongées jusqu'en 2014 afin de couvrir les périodes d'observation HyMeX (Drobinski *et al.*, 2014). Tous les modèles utilisent les réanalyses ERA-Interim comme données de forçage aux limites toutes les 6h. Pour LMDZ, qui est un modèle ayant une capacité de zoom sur une région donnée, la température, la vitesse du vent et l'humidité spécifique sont guidées vers les champs ERA-Interim en dehors du domaine Med-CORDEX. On notera que la maille de ce modèle est irrégulière à l'intérieur du zoom et varie entre 50 et 30 km. Tous les autres modèles à aire limitée sont forcés sur les bords en utilisant les réanalyses tri-dimensionnelles du vent, de l'humidité, de la température ou de la température potentielle et l'altitude du géopotentiel. Pour CCLM, les nuages de glace et d'eau liquide sont également prescrits aux limites. Les simulations WRF-IPSL utilisent la technique de guidage à toutes les échelles dans le domaine pour la température, le vent et l'humidité au-dessus de la couche limite planétaire (Salameh *et al.*, 2010, Omrani *et al.*, 2013, 2015). Les autres modèles n'utilisent pas la technique de guidage à l'intérieur du domaine.

Pour la réduction d'échelle des réanalyses ERA-Interim, 14 simulations ont été produites à partir de 8 modèles (ALADIN V5.2, Colin *et al.*, 2010; Herrmann *et al.*, 2011; CCLM, Rockel *et al.*, 2008; RegCM V4.3, Giorgi *et al.*, 2012; WRF V3.1.1, Skamarock *et al.*, 2008; le modèle couplé WRF-NEMO-MED12, Drobinski *et al.*, 2012; LMDZ V4 couplé avec

Pays	Nombre de stations	Fréquence temporelle	Période de mesure	Fournisseur des données	Références
Croatie	1	1 et 3 h, 24 h	1995-2008	DHMZ	Zaninović <i>et al.</i> (2008)
France	3	3 h, 24 h	1979-2008	Météo-France	Drobinski <i>et al.</i> (2016)
Grèce	2	3 h, 24 h	1978-2006	HNMS	Mamara <i>et al.</i> (2013)
Israël	4	3 h, 24 h	1950-2014	IMS	–
Italie	7	3 h, 24 h	1985-2013	MeteoTrentino	Norbiato <i>et al.</i> (2009) Panziera <i>et al.</i> (2015) Zahumensky (2010)
Espagne	1	10, 20 et 30 min, 1 et 3 h, 24 h	1957-2010	Ebro Observatory	Grau (2003) Turco <i>et al.</i> (2014)

TABLE 2.1 Origine des données in-situ, fréquence d'observation, période de mesure utilisée dans cette étude, fournisseurs des données et références. Tous les fournisseurs des données sont des services météorologiques régionaux ou nationaux, sauf l'Ebro Observatory.

NEMO-MED8, Hourdin *et al.*, 2006). L'utilisation de la haute résolution et du couplage océan/atmosphère constituent un aspect novateur du programme Med-CORDEX dont nous évaluerons la performance dans le cadre de la relation température-précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne. Cinq simulations ont été réalisées avec des résolutions supérieures à 50 km (0.11° ou 0.18°), et 9 avec une basse résolution (0.44°) sur le domaine Med-CORDEX. Parmi ces 14 simulations, 4 (CCLM, ALADIN, WRF, PROMES) ont été réalisées en double avec le même modèle et avec une configuration similaire en ne changeant que la résolution et 11 ont été faites avec uniquement un modèle d'atmosphère, i.e. la SST a été prescrite par les réanalyses ERA-Interim comme condition à la limite inférieure du domaine. 3 simulations incluent un modèle d'océan interactif (NEMO-MED8 ou NEMO-MED12, Brossier *et al.*, 2011, 2012, Lebeaupin Brossier *et al.*, 2012) qui calcule la SST. Les simulations sont appelées par le nom du groupe modélisateur suivi du nom et de la version du modèle, et la résolution (11 pour 0.11° , 18 pour 0.18° et 44 pour 0.44°).

2.2.2 Analyse des observations

La figure 2.15 montre le 99^{ème} quantile des précipitations en fonction de la température moyenne journalière à la surface provenant de stations de mesures in-situ en Croatie, France, Israël, Italie, Espagne et Grèce et provenant de E-OBS aux points de grille les plus proches. Malgré une sous-estimation des précipitations pour les données E-OBS par rapport aux mesures in-situ, il y a un accord remarquable dans la relation température-précipitations extrêmes, et le comportement sous-CC semble commun à tous les jeux de données aux hautes températures. La première chose remarquable est que la forme en crochet observée

Institution	Modèle/Type/ Résolution	Nombre de niveaux	Schéma radiatif	Schéma de convection	Schéma microphysique	Schéma de surface terrestre	Schéma de couche limite	Land-use
CMCC	CCLM4-8-19/ RCM/MED44	40	Ritter and Geleyn (1992)	Tiedtke (1989)	Doms et al. (2007) Baldauf and Schultz (2004)	Doms et al. (2007)	Louis (1979)	GLC2000
CMCC	CCLM4-8-19/ RCM/MED11	40	Ritter and Geleyn (1992)	Tiedtke (1989)	Doms et al. (2007) Baldauf and Schultz (2004)	Doms et al. (2007)	Louis (1979)	GLC2000
CNRM	ALADIN52/ RCM/MED44	31	Morcrette (1990)	Bougeault (1985)	Ricard and Royer (1993) Smith (1990)	Noilhan and Planton (1989), Noilhan and Mahfouf (1996)	Ricard and Royer (1993)	GLC2000
CNRM	ALADIN52/ RCM/MED11	31	Morcrette (1990)	Bougeault (1985)	Ricard and Royer (1993) Smith (1990)	Noilhan and Planton (1989), Noilhan and Mahfouf (1996)	Ricard and Royer (1993)	GLC2000
GUF	CCLM4-8-18/ RCM/MED44	32	Ritter and Geleyn (1992)	Tiedtke (1989)	Doms et al. (2007) Baldauf and Schultz (2004)	Doms et al. (2007)	Louis (1979)	GLC2000
GUF	CCLM4-8-18NEMO12/ AORCM/MED44	32	Ritter and Geleyn (1992)	Tiedtke (1989)	Doms et al. (2007) Baldauf and Schultz (2004)	Doms et al. (2007)	Louis (1979)	GLC2000
ICTP	RegCM4-3/ RCM/MED44	23	Kiehl et al. (1996)	Grell (1993)	Pal et al. (2000)	Dickinson et al. (1993)	Holtlag et al. (1990)	USGS
ICTP	RegCM4-3/ RCM/MED11	23	Kiehl et al. (1996)	Grell (1993)	Pal et al. (2000)	Dickinson et al. (1993)	Holtlag et al. (1990)	USGS
IPSL	WRF311/ RCM/MED44	28	Mlawer et al. (1997) Dudhia (1989)	Kain (2004)	Hong et al. (2004)	Smirnova et al. (1997)	Noh et al. (2003)	USGS
IPSL	WRF311/ RCM/MED18	28	Mlawer et al. (1997) Dudhia (1989)	Kain (2004)	Hong et al. (2004)	Smirnova et al. (1997)	Noh et al. (2003)	USGS
IPSL	WRF311NEMO12/ AORCM/MED18	28	Mlawer et al. (1997) Dudhia (1989)	Kain (2004)	Hong et al. (2004)	Smirnova et al. (1997)	Noh et al. (2003)	USGS
ITU	RegCM4-3-BATS/ RCM/MED44	23	Kiehl et al. (1996)	Grell (1993)	Pal et al. (2000)	Dickinson et al. (1993)	Holtlag et al. (1990)	USGS
ITU	RegCM4-3-CLM/ RCM/MED44	23	Kiehl et al. (1996)	Grell (1993)	Pal et al. (2000)	Oleson et al. (2008)	Holtlag et al. (1990)	USGS
LMD	LMDZ4NEMO8/ AORCM/MED44	19	Fouquart and Bonnel (1980), Morcrette et al. (1986)	Emanuel (1993)	Li (1999) Hourdin et al. (2006)	Krinner et al. (2005)	Louis (1979)	None
UCLM	PROMES/ RCM/MED44	37	Mlawer et al. (1997) Morcrette et al. (2008)	Kain (2004)	Hong et al. (2004)	Krinner et al. (2005)	Cuxart et al. (2000)	IGBP
UCLM	PROMES/ RCM/MED11	37	Mlawer et al. (1997) Morcrette et al. (2008)	Kain (2004)	Hong et al. (2004)	Krinner et al. (2005)	Cuxart et al. (2000)	IGBP

TABLE 2.2 Liste des RCM utilisés dans cette partie. Les modèles sont soit des RCM (modèles climatiques régionaux avec des SST prescrites) soit des AORCM (modèles climatiques régionaux couplés avec l'océan).

pour les précipitations extrêmes du sud-est de la France, est robuste dans toutes les stations distribuée autour du bassin méditerranéen (à l'exception de Israël, voir plus loin) et pour toutes les durées de précipitations. Comme dans la partie précédente on peut définir une température T_{break} en-dessous laquelle la relation est CC et au-dessus laquelle la tendance est sous-CC, voire presque systématiquement négative. En d'autres termes, la température T_{break} est la température à laquelle on observe une forte variation de la pente des précipitations extrêmes en fonction de la température. La température T_{break} est autour de 20°C dans l'ouest de la région méditerranéenne (en Espagne et en France) et décroît à mesure que l'on se déplace vers l'est et atteignant 7°C en Grèce. En dépit d'une certaine variabilité dans chaque pays, la figure 2.16 montre que le comportement général d'un pays à un autre est largement reproductible dans toutes les stations de mesure. La figure 2.16 montre la relation température-précipitations extrêmes dans toutes les stations sélectionnées en France, Italie, Israël et Grèce (nous n'avions qu'une seule station de mesure pour la Croatie et l'Espagne). En Israël, la pente de la relation température-précipitations extrêmes est négative pour toutes les températures (figure 2.15c). Aucune des autres stations ne montre une telle tendance pour des durées de cumul des précipitations sous-journaliers. Cette pente négative s'observe sur plusieurs stations d'Israël (figure 2.16c). Un résultat similaire a été trouvé dans les régions tropicales de l'Amérique du sud bien que l'échelle sous-journalière n'ait pas été traitée (Maeda *et al.*, 2012). Comme montré dans le chapitre précédent dans le sud de la France et dans l'étude de Utsumi *et al.* (2011) au Japon, la pente de la relation température-précipitations extrêmes augmente lorsque l'on abaisse la durée de cumul des précipitations.

Cela est bien expliqué par la baisse de la durée des précipitations aux hautes températures plutôt qu'une baisse d'intensité des précipitations. En Espagne, la résolution temporelle des données permet d'évaluer la durée de cumul des précipitations limite pour laquelle l'effet de moyenne temporelle n'affecte plus la pente de la relation température-précipitations extrêmes.

Comme il n'y a pas de différences significatives entre les pentes aux hautes températures des précipitations sous-horaires, on peut affirmer que cette durée de cumul des précipitations limite se situe entre 30 minutes et une heure pour l'Espagne. En Espagne, le comportement sous-CC aux hautes températures est toujours présent pour les plus faibles durées de cumul des précipitations et résulte donc bien de phénomènes physiques, et pas d'un effet de moyenne. On constate que la forme en crochet est aussi présente en Croatie pour les précipitations horaires, ce qui suggère que ce comportement pourrait être robuste dans la région méditerranéenne. Il faut cependant rester prudent quant à ce type de généralisation, étant donné le faible nombre de stations utilisées dans cette étude par rapport à la dimension

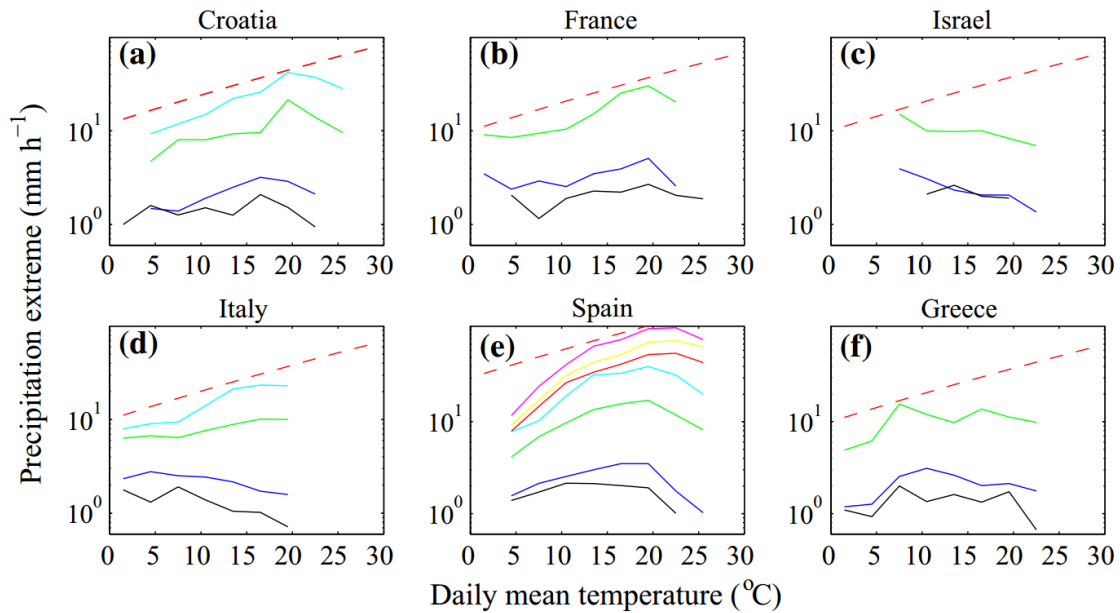


FIGURE 2.15 Précipitations extrêmes (99^{ème} quantile) sur dix minutes (magenta), vingt minutes (jaune), trente minutes (rouge), une heure (cyan), trois heures (vert) et une journée (bleu pour les mesures in-situ, noir pour les données E-OBS) en fonction de la température à 2 m moyennée sur la journée aux stations météorologiques de Split en Croatie (a), près de Montpellier en France (b), à Jérusalem en Israël (c), à Telve en Italie (d), à Roquetes en Espagne (e) et à Alexandroupoli en Grèce (f) pour les données in-situ et les données E-OBS aux points de grille les plus proches. La ligne en pointillé rouge représente la pente de CC.

de la région méditerranéenne. En Espagne, un comportement super-CC est observé pour les plus petites échelles de temps entre 5°C et 10°C. Cela est cohérent avec les observations de Lenderink et van Meijgaard (2008) à De Bilt aux Pays-Bas, bien que le comportement super-CC ait été constaté pour des températures bien plus chaudes, de façon similaire à ce que l'on observe pour les précipitations tri-horaires en France (figure 2.15b).

2.2.3 Évaluation et analyse des simulations

La figure 2.17 montre les précipitations extrêmes (99^{ème} quantile) journalières en fonction de la température journalière moyenne à la surface des stations météorologiques de mesure en Croatie, France, Israël, Espagne et Grèce et pour les simulations HyMeX/Med-CORDEX aux points de grille les plus proches. En analysant les courbes des précipitations extrêmes dans les figures 2.15 et 2.17, on s'aperçoit que la température T_{break} décroît de l'ouest vers l'est du bassin méditerranéen. Elle est autour de 16-20°C en Espagne, France et Croatie, descend à 7-10°C en Grèce et n'est pas détectable en Israël où la pente est négative pour

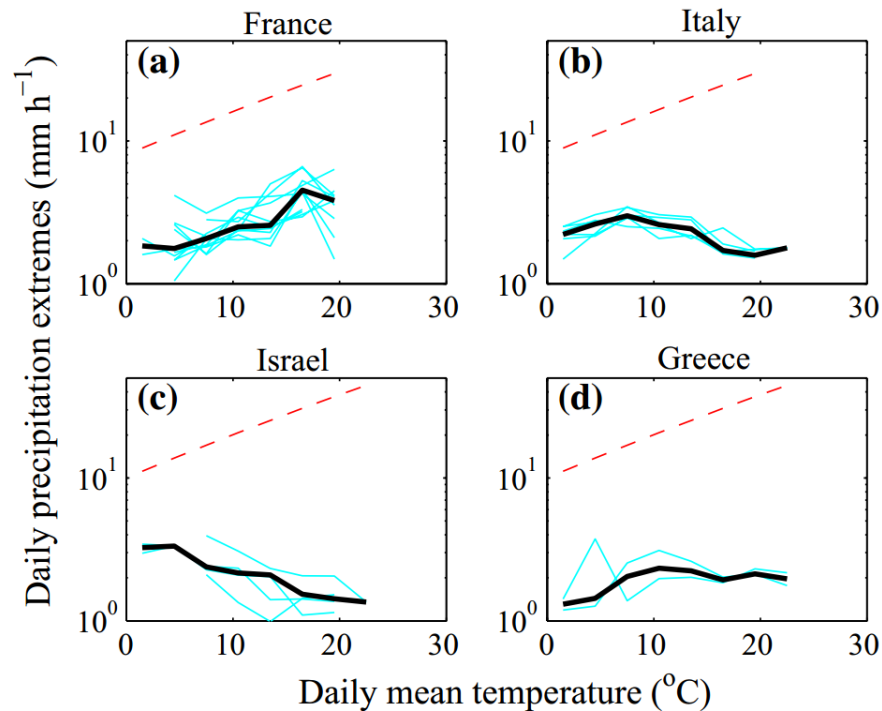


FIGURE 2.16 Précipitations journalières extrêmes (99^{ème} quantile) en fonction de la température moyenne journalière à 2 m sur toutes les stations sélectionnées en France (a), Italie (b), Israël (c) et Grèce (d) pour les mesures in-situ. Pour chaque pays, la relation obtenue en moyennant toutes les stations est montrée en noir.

toutes les températures. Même si l'on peut constater une certaine variabilité, les modèles reproduisent de manière similaire les pentes et la température T_{break} des observations in-situ. On constate aussi une sous-estimation quasi-systématique des précipitations modélisées par rapport aux observations. Cette sous-estimation n'est pas surprenante car dans le cas des modèles, les précipitations sont moyennées sur l'ensemble de la maille, soit 2500 km², alors que les mesures des extrêmes dans les stations in-situ sont locales. De tels événements sont rarement extrêmes sur une si grande surface, ce qui fait que dans sa moyenne le modèle prend en compte des valeurs périphériques plus faibles que l'extrême local et contribue ainsi à réduire l'extrême de précipitations. Cet effet de moyenne a été constaté par Chen et Knutson (2008) qui montrent qu'il dépend de la résolution du modèle et du quantile de précipitations extrêmes utilisé. Si l'on revient sur la figure 2.17, on peut affirmer que pour les stations étudiées, la simulation GUF-CCLM4-8-18-MED44 est la plus proche des observations in-situ des précipitations extrêmes alors que la simulation CNRM-ALADIN52-MED44 sous-estime fortement les précipitations.

On peut constater que la courbe des précipitations extrêmes journalières en fonction de la température journalière en Italie ne présente pas de température T_{break} identifiable pour l'ensemble des modèles et pour toutes les durées de précipitations. Dans la section précédente, nous avons expliqué une telle forme en crochet par plusieurs facteurs résultant plus ou moins directement d'une baisse de l'humidité relative avec la température. L'efficacité des précipitations, la quantité d'eau apportée dans le nuage relativement à la saturation de surface, la durée des précipitations et la vitesse verticale diminuent à partir d'une certaine température et contribuent à créer la forme en crochet. La station italienne que nous considérons ici est cependant un cas particulier par rapport aux autres stations car elle se situe au cœur d'un massif montagneux, le Trentin. Cette région montagneuse n'est pas concernée par la baisse de l'humidité relative avec la température (voir la figure 4.6), la fonte des neiges pourrait en être la cause. Il est probable que cela soit la raison pour laquelle la température T_{break} n'est pas identifiable dans cette station. La pente des précipitations journalières extrêmes en fonction de la température journalière moyenne est négative au-dessus de 10°C en Italie et en Israël, ce qui est assez bien reproduit par les simulations sauf pour CMCC-CCLM4-8-19-MED44 et GUF-CCLM4-8-18-MED44. En revanche, contrairement à la station en Israël, la pente de la courbe température-précipitations extrêmes en Italie est sensible à la durée de cumul des précipitations puisque l'on observe un comportement CC pour la courbe des précipitations horaires (voir la figure 2.15).

La figure 2.18 montre la répartition spatiale de la pente de la relation température-précipitations extrêmes journalières aux températures inférieures à la température T_{break} (le terme "pente aux basses températures" sera également utilisé par mesure de simplification). Pour les points de grilles où on ne peut pas identifier de température T_{break} , il s'agit de la valeur de la pente moyenne sur l'ensemble de la courbe température-précipitations extrêmes. La pente aux basses températures est proche de celle prévue par CC ($\simeq 6.5\% \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$) pour la plupart des régions du nord-ouest de la région méditerranéenne. A l'inverse, des pentes négatives sont observées dans le sud et l'est de la région méditerranéenne. Tous les modèles reproduisent la limite entre les zones concernées par un comportement CC et les zones concernées par un comportement sous-CC caractérisées par un climat aride. Certaines simulations produisent néanmoins des pentes trop fortement négatives, comme ICTP-RegCM4-3-MED44, LMD-LMDZ4NEMOMED8-MED44, CMCC-CCLM4-8-19-MED44, et GUF-CCLM4-8-18-MED44. D'autres sous-estiment (CNRM-ALADIN52-MED44) ou sur-estiment (IPSL-WRF311-MED44) la zone aride avec des pentes négatives sur le nord de la région méditerranéenne. Cependant les différences les plus grandes se trouvent aux endroits où il n'y a pas d'observations E-OBS disponibles, c'est-à-dire principalement dans le sud et l'est de la région méditerranéenne.

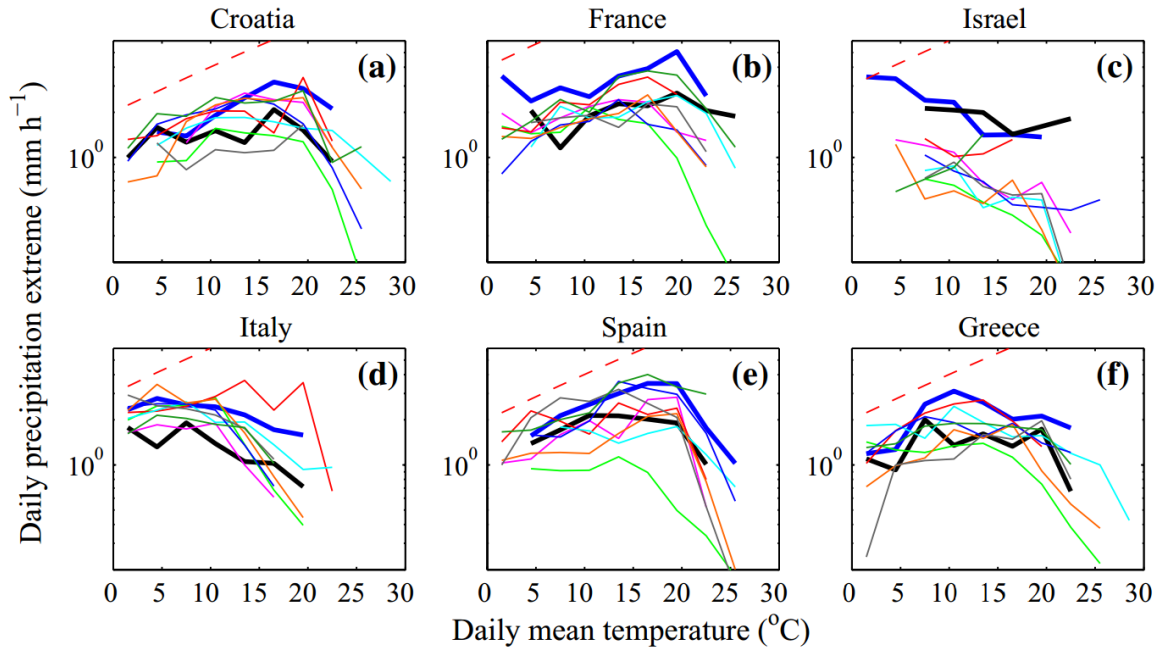


FIGURE 2.17 Précipitations journalières extrêmes (99^{ème} quantile) en fonction de la température moyenne journalière aux stations de mesure in-situ à Split en Croatie (a), sur la côte méditerranéenne en France (b), à Jérusalem en Israël (c), à Telve en Italie (d), à Roquetes en Espagne (e) et à Alexandroupoli en Grèce (f) à partir des mesures in-situ (en bleu), des données E-OBS aux points de grilles les plus proches (en noir) et des simulations HyMeX/Med-CORDEX à 0.44° de résolution (CMCC-CCLM4-8-19-MED44 : rouge ; CNRM-ALADIN52-MED44 : vert ; ICTP-RegCM4-3-MED44 : orange ; ITU-RegCM4-3-CLM-MED44 : magenta ; IPSL-WRF311-MED44 : cyan ; GUF-CCLM4-8-18-MED44 : vert foncé ; UCLM-PROMES-MED44 : gris ; LMD-LMDZ4NEMOMED8-MED44 : bleu) aux points de grille les plus proches.

La figure 2.19 montre la répartition spatiale de la pente de la relation température-précipitations extrêmes journalières aux hautes températures (supérieures à la température T_{break}). Aucune pente n'a pu être calculée dans la plupart des régions du sud et de l'est de la région méditerranéenne où la température T_{break} n'a pu être déterminée. On observe des pentes négatives sur l'ensemble du pourtour méditerranéen pour les mesures E-OBS et pour toutes les simulations utilisées. Ce comportement sous-CC est constaté au-delà de températures allant de 27°C à 2°C d'ouest en est (figure 2.17), à comparer avec des valeurs autour de 20-25°C dans des études précédentes (Utsumi *et al.*, 2011).

De manière similaire aux précipitations journalières, l'intensité des précipitations tri-horaires est systématiquement sous-estimée par les modèles, comme montré sur la figure 2.20. Pour la station en Israël, la relation température-précipitations extrêmes est trop variable

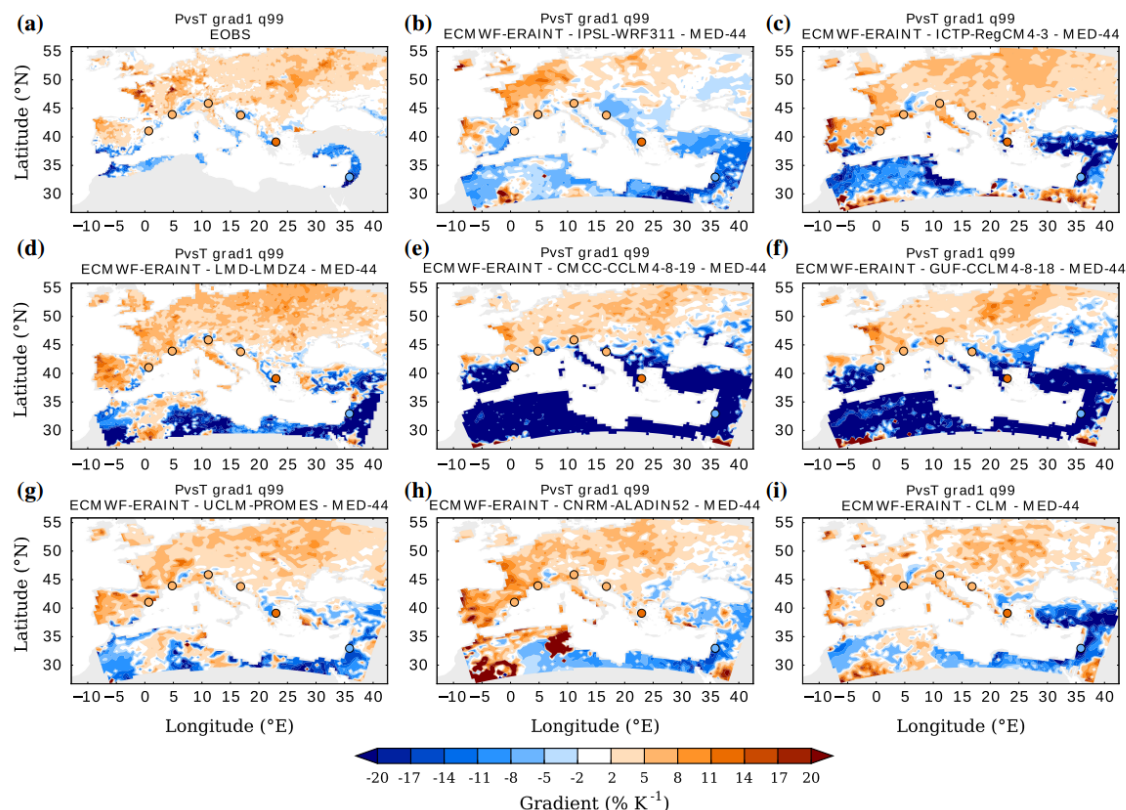


FIGURE 2.18 Pentès de la relation température-précipitations journalières extrêmes pour des températures plus froides que la température T_{break} , calculée à partir des données E-OBS et des simulations HyMeX/Med-CORDEX à 0.44° de résolution horizontale. Les cercles colorés représentent la valeur des pentes aux différentes stations de Croatie, France, Grèce, Italie, Israël et Espagne.

pour les mesures in-situ et ne permet pas d'établir de conclusion. La plupart des modèles produisent toujours des pentes négatives à toutes les températures, sauf pour la simulation CNRM-ALADIN52-MED44 qui montre une courbe en crochet avec une température T_{break} autour de 10°C . CMCC-CCLM4-8-19-MED44 et GUF-CCLM4-8-18-MED44 proposent une pente légèrement positive. Ce sont aussi les seuls modèles qui reproduisent l'absence de précipitations aux températures supérieures à 16°C . Pour toutes les autres stations sauf celle en France, tous les modèles produisent une pente négative moins forte aux hautes températures par rapport à la pente des précipitations journalières. En Italie, la pente obtenue pour les données in-situ est positive pour toutes les températures alors que la plupart des modèles simulent une forme en crochet avec une température T_{break} autour de 10°C (et 20°C pour CMCC-CCLM4-8-19-MED44). C'est en France et en Croatie que la relation température-précipitations extrêmes est la mieux reproduite par les modèles.

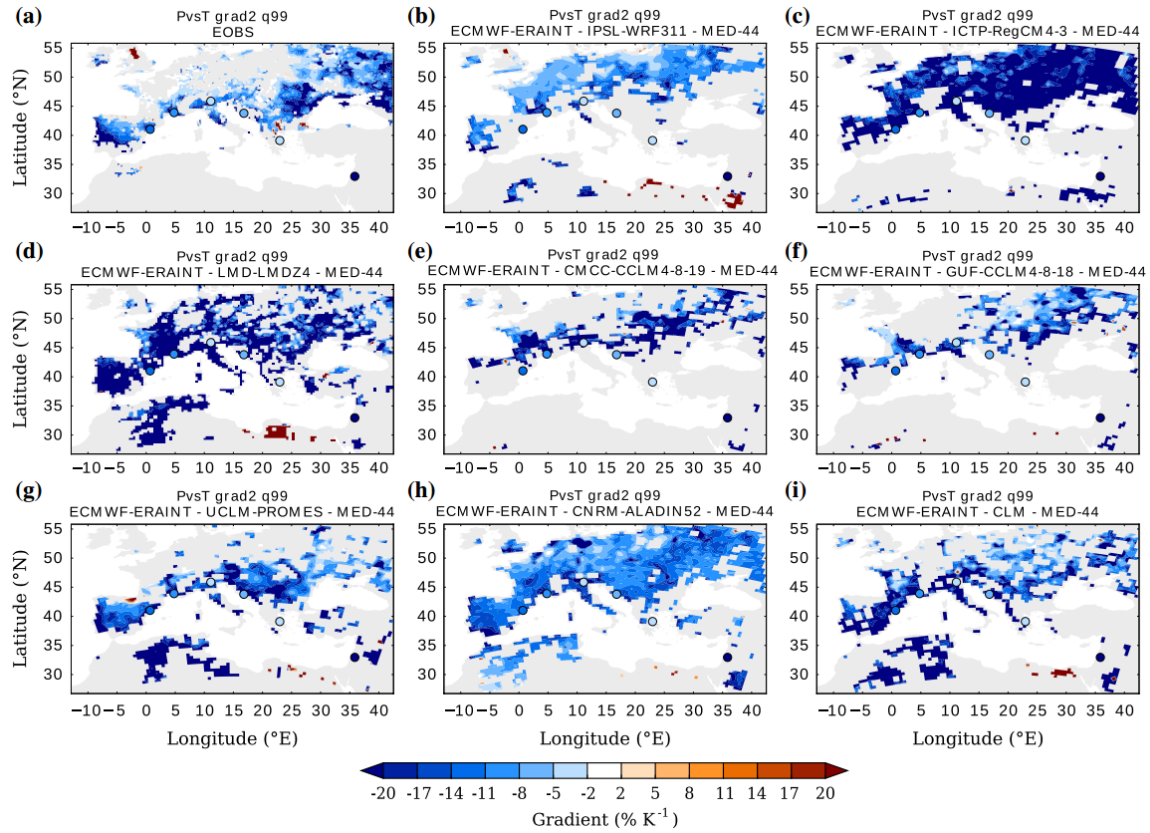


FIGURE 2.19 Identique à la figure 2.18 mais pour les températures supérieures à la température T_{break} .

L'analyse de la sensibilité à la résolution révèle qu'il n'y a pas d'effet de la résolution horizontale (0.44-0.11) sur la relation température-précipitations extrêmes pour les précipitations journalières (non montré). Quand on utilise les précipitations tri-horaires, la sensibilité à la résolution devient plus significative sur certaines stations mais reste malgré tout assez faible. En effet, le ratio des précipitations tri-horaires sur les précipitations journalières utilisé dans la partie précédente et dans l'étude de Utsumi *et al.* (2011), semble être sensible à la résolution aux hautes températures. On rappelle que le ratio vaut 1 quand l'intensité tri-horaire des précipitations journalières est identique à l'intensité tri-horaire des précipitations tri-horaires. Cela arrive lorsqu'il pleut toute la journée avec la même intensité. Inversement quand le ratio vaut 8, il ne pleut que pendant trois heures dans la journée. Aux basses températures le ratio est statistiquement le même aux basses et hautes résolutions, avec une valeur d'environ 2.5 en bon accord avec les observations (non montré). Ce ratio est assez bas, ce qui suggère des événements extrêmes longs probablement dominés par des précipitations de type stratiforme. Le ratio augmente avec la température pour toutes les simulations et les mesures in-situ mais

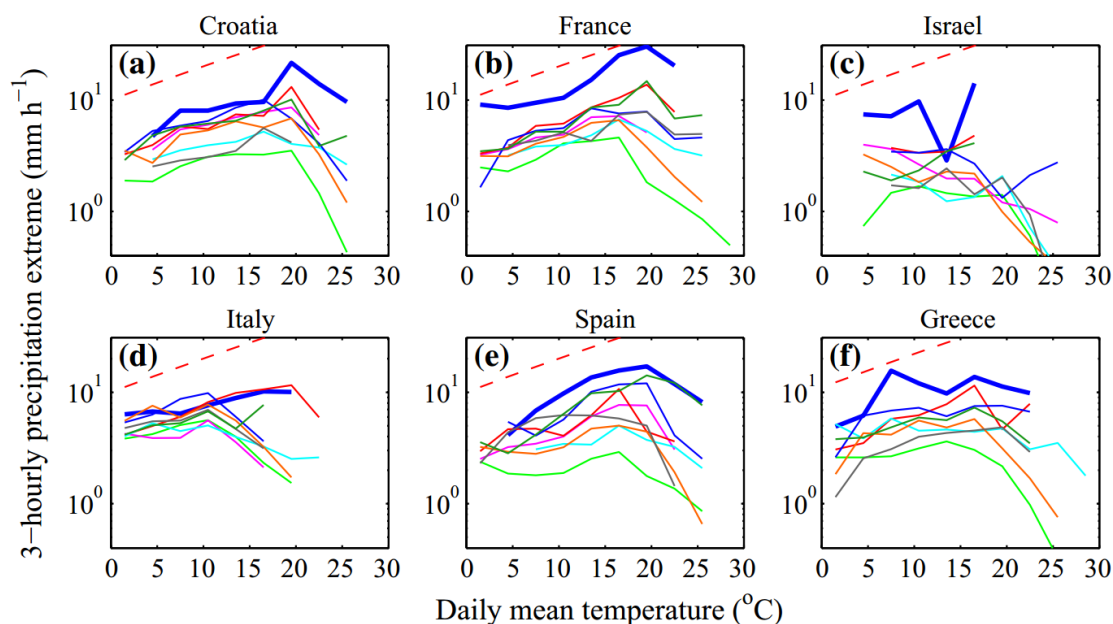


FIGURE 2.20 Identique à la figure 2.17 mais pour les précipitations tri-horaires.

avec une pente plus faible pour les simulations à basse résolution. Pour les températures les plus hautes, la différence de ratio entre les simulations à haute et à basse résolution est généralement significative, excepté pour les simulations du modèle UCLM-PROMES. Les ratios pour les hautes résolutions sont toujours plus faibles que celui des observations ($\simeq 6$) mais ils sont plus proches par rapport aux simulations à basse résolution. Aux hautes températures, les précipitations simulées sont principalement de nature convective et leur durée est fortement sensible au schéma de convection. Puisque le ratio est plus fort aux hautes températures pour les hautes résolutions par rapport aux basses résolutions, la courbe se redresse davantage aux hautes températures pour les simulations à haute résolution. Dans la première partie, en moyennant spatialement les séries temporelles de plusieurs stations météorologiques du sud-est de la France, nous avons pu observer un effet similaire de la moyenne spatiale sur la relation température-précipitations extrêmes. La sensibilité était en revanche plus importante et également présente pour les précipitations journalières, ce qui n'est pas le cas dans les simulations de cette partie. Ces différences confirment que baisser la résolution d'un RCM ne revient pas tout à fait à effectuer une moyenne spatiale des points de grille de la résolution la plus haute vers la grille de la basse résolution.

Nous avons aussi regardé l'impact du couplage entre l'océan et l'atmosphère sur la relation température-précipitations extrêmes mais il semble que celui-ci soit inexistant ou très faible (non montré). Ce n'est pas surprenant car le couplage océan-atmosphère semble

affecter le lieu des précipitations extrêmes plutôt que leur intensité (Lebeaupin Brossier *et al.*, 2013, 2015, Berthou *et al.*, 2014, 2015).

2.3 Conclusion

Utiliser la relation température-précipitations extrêmes dans le climat présent pour estimer la tendance des précipitations extrêmes dans un climat qui se réchauffe doit être fait avec précaution. Comme cela a aussi été suggéré par Utsumi *et al.* (2011), utiliser des cumuls journaliers de précipitations peut aboutir à la conclusion hâtive que les précipitations extrêmes vont diminuer dans un climat futur plus chaud, or ce résultat ne se généralise pas pour toutes les durées de cumul des précipitations. L'applicabilité potentielle de la relation de CC est en effet améliorée pour les précipitations tri-horaires dans les observations et les simulations. Cependant même pour les données tri-horaires, la relation température-précipitations extrêmes peut très fortement dévier de la relation de CC. La variabilité de la relation température-précipitations et les écarts à la relation thermodynamique de CC peuvent être liés à plusieurs phénomènes. Le fait que l'on utilise la température de surface comme indicateur de la température de condensation est un facteur important qui peut aboutir à des écarts à la relation de CC dans les situations arides, où les sources d'eau sont limitées. Dans notre étude dans le sud-est de la France, nous avons mis en évidence que des aspects dynamiques caractéristiques d'un type d'événement et d'une saison, modifient également la relation température-précipitations extrêmes.

Dans un second temps, nous avons analysé la relation température-précipitations extrêmes pour l'ensemble de la région méditerranéenne à l'aide d'observations in-situ sur la période 1979-2008 et un ensemble de simulations régionales réalisées dans le cadre des programmes HyMeX et Med-CORDEX. Bien que l'on observe des différences quantitatives entre les différents modèles, le changement des précipitations extrêmes avec la température est robuste et cohérent entre les modèles. Cette étude met en évidence la variabilité spatiale de la relation température-précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen. En général, cette relation est en forme de crochet avec des pentes positives suivant la loi de CC aux basses températures et des pentes négatives aux hautes températures. La température T_{break} , c'est-à-dire la température correspondant à la rupture de pente, varie de 20°C dans la partie occidentale de la région méditerranéenne à une valeur inférieure à 10°C en Grèce. Elle devient indétectable dans l'est et le sud de la région méditerranéenne, ce qui veut dire que la pente est toujours négative dans les régions arides du bassin méditerranéen. La relation température-précipitations extrêmes est insensible au couplage océan-atmosphère et dépend faiblement de la résolution pour les hautes températures et les faibles durées de cumul des

précipitations (où les précipitations sont souvent paramétrisées). Cela est dû à la durée moyenne des précipitations différente selon la résolution aux petites échelles temporelles. Ces effets de résolution sont cependant faibles et n'affectent pas la relation température-précipitations extrêmes de manière significative contrairement à l'effet de moyenne spatiale réalisé sur un réseau dense de données in-situ.

Singh et O’Gorman (2014) ont montré que des changements dans la microphysique pouvaient affecter la relation température précipitations-extrêmes. Les aérosols, présents en fortes concentrations dans le bassin méditerranéen, ont la capacité de servir de noyau de condensation pour les gouttelettes nuageuses et sont donc susceptibles de modifier la microphysique des nuages et les précipitations. Le chapitre suivant est dédié à l'étude des effets indirects de ces aérosols sur les précipitations, ainsi qu'à leur impact sur la relation température-précipitations dans la région euro-méditerranéenne.

Chapitre 3

Impact des aérosols sur la relation température-précipitations

3.1 Introduction

Les aérosols ont de multiples effets possibles sur le climat. Par leur capacité à absorber le rayonnement solaire (effet direct) ou leur capacité à servir de noyau de condensation pour former des nuages épais optiquement (effet indirect), les aérosols ont en particulier un impact négatif sur le bilan radiatif à la surface de la Terre. Cela se traduit par des températures de surface plus faibles en présence d'aérosols. Comme vu dans les chapitres précédents, les précipitations sont très sensibles à la température de surface. Les aérosols sont donc susceptibles d'avoir une influence significative sur la distribution et l'intensité des précipitations. Alors que l'effet direct des aérosols en Méditerranée a déjà été étudié à partir de simulations numériques (Flamant *et al.*, 2015, Nabat *et al.*, 2015, 2016) et d'observations (Flamant *et al.*, 2015), ces dernières ne prennent généralement pas en compte les effets indirects des aérosols dont l'impact sur le climat est ainsi bien moins connu. Dans ce chapitre nous avons donc choisi de ne nous intéresser uniquement aux effets indirects des aérosols sur les précipitations en Méditerranée. Dans ce contexte, nous avons réalisé une paire de simulations en utilisant le modèle WRF (Weather Research and Forecasting model version 3.7.1 ; Skamarock *et al.*, 2008) à 50 km de résolution avec le schéma convectif de Kain-Fritsch (Kain, 2004) et le schéma microphysique de Thompson et Eidhammer (2014). Une simulation est forcée avec de très fortes concentrations en CCN (simulation MAX) et l'autre avec de très faibles concentrations en CCN (simulation MIN). L'utilisation d'une telle configuration nous permet d'isoler les effets indirects des aérosols sur les précipitations dans la région méditerranéenne. Les processus gouvernant l'occurrence des précipitations

sont très différents entre l'hiver et l'été : alors que les précipitations stratiformes de grande échelle dominant en hiver, la contribution des précipitations convectives de petite échelle augmente considérablement en été. Pour permettre d'examiner l'effet indirect des aérosols sur les précipitations d'une façon plus précise en tenant compte à la fois de la contribution de la grande échelle et celle de la paramétrisation, nous avons choisi de restreindre notre étude aux précipitations d'été. La représentation des précipitations dans les RCM est très sensible au schéma de convection utilisé (Di Luca *et al.*, 2014) et il a été montré que l'utilisation de schémas de convection peut avoir pour effet de réduire artificiellement l'effet microphysique des aérosols (Khain *et al.*, 2015). C'est pourquoi une autre paire de simulations a été réalisée à une résolution de 3.3 km, ce qui permet de résoudre les panaches convectifs (simulations que nous appellerons HR pour "High Resolution"). Ces deux simulations supplémentaires permettent de vérifier que les effets identifiés dans les deux simulations à basse résolution (que nous appellerons LR pour Low Resolution) ne sont pas de simples conséquences du schéma de convection, et permettent également d'examiner comment les effets indirects des aérosols affectent les précipitations d'été dans un modèle où la convection est résolue explicitement. Les interactions entre les aérosols et les nuages peuvent se produire à travers plusieurs processus. Les aérosols servent de noyau de condensation pour la formation des gouttelettes d'eau ou des particules de glace nuageuse, modifiant ainsi le nombre et la taille des gouttelettes et des particules de glace, ce qui affecte la physique et la dynamique atmosphérique de plusieurs façons. Les aérosols ont ainsi été suspectés d'augmenter le contenu en eau, la durée de vie et la hauteur des nuages par le biais de la réduction du rayon des particules nuageuses (Charlson *et al.*, 1987, Radke *et al.*, 1989, Pincus et Baker, 1994, Rosenfeld, 2000), un effet que l'on appelle souvent effet Albrecht (1989). Cependant des études récentes ont suggéré que l'effet Albrecht (1989) sur le contenu en eau des nuages pourrait être compensé par une augmentation de l'évaporation et de l'entraînement d'air sec (Small *et al.*, 2009, Seifert *et al.*, 2015). Cet effet dépend du type de nuage et de ses propriétés (Fan *et al.*, 2016) et du schéma microphysique (Zhou et Penner, 2017). Un autre processus connu sous le nom d'effet Twomey réfère à l'augmentation de l'épaisseur optique des nuages (COD) avec l'augmentation de la concentration en aérosols du fait de la réduction du rayon des gouttelettes nuageuses et de l'augmentation du nombre de particules nuageuses (Twomey, 1977). Dans certaines conditions, les aérosols pourraient également renforcer la convection profonde en augmentant le dégagement de chaleur latente (Rosenfeld *et al.*, 2008). Les effets indirects ne sont pas aussi bien connus que les effets directs car ils impliquent plusieurs processus physiques qui se compensent en partie (Stevens et Feingold, 2009). Cette caractéristique a été constatée dans plusieurs études sur l'effet indirect des aérosols (Fan *et al.*, 2013, Grabowski et Morrison, 2011, Morrison et Grabowski, 2011, Seifert *et al.*,

2012, van den Heever *et al.*, 2011). Seifert *et al.* (2012) ont par exemple constaté que les compensations entre ces différentes rétroactions expliquent un effet total faible sur les précipitations d'été en Allemagne. Les simulations qu'ils ont utilisées sont assez similaires aux simulations à haute résolution (HR) que nous utilisons dans ce chapitre. En revanche dans notre cas il s'agit d'une seule simulation qui couvre six mois d'avril à septembre, dans leur cas il s'agit d'un ensemble de simulations d'un jour pour l'été et sur un domaine plus petit que le nôtre. Les effets indirects des aérosols sur le long terme sont donc potentiellement inhibés dans leur configuration (Fan *et al.*, 2013). Notre simulation et notre domaine sont suffisamment grands pour que de tels effets puissent être observables. Parmi ces effets, on trouve l'effet de refroidissement radiatif en surface lorsque l'on augmente la concentration en aérosols. Ce refroidissement en surface peut résulter de l'effet direct ou des effets indirects des aérosols. Ce refroidissement de surface dû aux aérosols, avec pour effet une réduction des précipitations, a été décrit dans plusieurs études numériques à l'échelle globale comme Ramanathan *et al.* (2001), Salzmann *et al.* (2014), Bollasina *et al.* (2011) et Lelieveld *et al.* (2002) pour la région méditerranéenne. Les effets du refroidissement de surface lié aux aérosols sur les précipitations ont été étudié par Seifert *et al.* (2012) et Fan *et al.* (2013) à une échelle plus fine, où la convection est résolue. Ces deux études ont identifié un refroidissement de surface à cause des effets indirects des aérosols, avec peu d'effet sur les précipitations en dépit d'une stabilisation de la colonne atmosphérique. Morrison et Grabowski (2011) ont observé une stabilisation de l'atmosphère lié à un réchauffement de la haute troposphère par effet indirect des aérosols, aboutissant à une légère baisse des précipitations. Cependant la stabilisation de l'atmosphère n'aboutit pas toujours à une baisse des précipitations car cet effet est en compétition avec l'effet d'invigoration convective (Fan *et al.*, 2013). Ce dernier effet est une conséquence de la formation de plus petites gouttelettes d'eau dans les nuages pollués qui augmente la quantité d'eau atteignant le niveau de givrage et libérant davantage de chaleur latente de congélation en présence de nombreux aérosols. Ce gain de chaleur latente dans les nuages pollués se manifeste par des courants ascendants plus intenses qui dynamisent la convection (Rosenfeld *et al.*, 2008, Altaratz *et al.*, 2014). Il a été montré que l'effet d'invigoration convective par les aérosols peut augmenter localement les précipitations dans certaines conditions mais ne peut pas agir sur les précipitations à l'échelle globale qui sont contraintes par le flux d'évaporation.

Les études faites à partir de données d'observation étaient délicates dans ce domaine car il est difficile de séparer l'effet indirect des aérosols des autres effets (Denman *et al.*, 2007), la modélisation numérique fournit une approche possible vers ce problème. Cependant de telles études sont assez souvent menées en changeant les concentrations en aérosols dans le schéma radiatif *et* le schéma microphysique du modèle, ce qui ne permet pas de séparer

l'effet direct des effets indirects des aérosols. C'est le cas pour des études numériques à haute résolution (Fan *et al.*, 2012, Li *et al.*, 2008, Lerach *et al.*, 2008, Lynn *et al.*, 2005, van den Heever et Cotton, 2007) et à basse résolution (Lohmann *et al.*, 2007, Song et Zhang, 2011, Jacobson, 2001). Dans ce chapitre, nous allons utiliser une configuration du modèle WRF permettant de modifier les effets indirects des aérosols en gardant les effets directs inchangés. La première partie décrit la configuration du modèle et des expériences. L'analyse des expériences de sensibilité aux effets indirects des aérosols est réalisée dans la seconde partie. Les résultats qui y sont présentés ont fait l'objet d'une publication (voir annexe B : Da Silva et al., 2018). La troisième partie est consacrée à l'impact des aérosols sur la relation température-précipitations et correspond à un article en préparation (voir annexe B : Da Silva et al., 2018). Enfin la dernière partie dresse un bilan du chapitre.

3.2 Configuration du modèle et des expériences

L'étude est réalisée à partir d'analyses de simulations numériques réalisées avec le modèle climatique régional WRF (Weather Research and Forecasting model, Skamarock *et al.*, 2008) version 3.7.1. Ces simulations testent la sensibilité du climat à l'effet indirect des aérosols. WRF est un modèle non hydrostatique à aire limitée et utilisant une discrétisation verticale massique. Les simulations utilisées ont été réalisées à 50 km et à 3.3 km de résolution horizontale avec dans les deux cas 33 niveaux verticaux allant de la surface jusqu'au niveau de pression 50 hPa. Il y a environ 8 niveaux dans les 1000 premiers mètres de l'atmosphère. Le domaine de simulation contient le pourtour méditerranéen, une grande partie de l'Europe et l'Atlantique du nord-est (voir figure 3.1). Le modèle GFS (pour "Global Forecast System", National Centers for Environmental Prediction National Weather Service, 2000) fournit à la fois les conditions initiales et celles aux limites du domaine toutes les 6h avec 1 degré de résolution en longitude et en latitude. Pour éviter que le modèle ne s'écarte trop de son champ de forçage, la technique du "guidage" est utilisée (Salameh *et al.*, 2010, Omrani *et al.*, 2013, 2015). Elle consiste à ajouter un terme de relaxation vers les analyses GFS pour la température, l'humidité, le géopotential et le vent. Suivant l'étude de Omrani *et al.* (2013), nous avons choisi un coefficient de relaxation valant $5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (soit environ 5h30 pour le temps de relaxation). Les SST sont également fournies par GFS. Les données géographiques ont une résolution horizontale de 5' et proviennent du centre d'étude géophysique des États-Unis. La nature du sol est basée d'une part sur les données de sol de l'organisation des Nations-Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) et d'autre part sur les données de sol de STATSGO (State Soil Geographic), dans les deux cas à 10' de résolution. Ces simulations ont été réalisées avec un schéma d'ordre 2.5 pour la paramétrisation de la

couche limite atmosphérique, il s'agit du schéma de Mellor-Yamada (Nakanishi, 2001). Le schéma de Jiménez *et al.* (2012) a été choisi pour paramétrer la couche de surface dans nos simulations. La convection est paramétrisée dans nos simulations à 50 km de résolution par le schéma de Kain-Fritsch (Kain, 2004) qui déclenche la convection dès qu'une parcelle d'air (d'au moins 60 hPa d'épaisseur) est considérée comme instable, en prenant en compte sa température, son humidité, la différence de température avec l'environnement lorsque la parcelle atteint son niveau de condensation et la vitesse verticale résolue. Si le schéma estime que la parcelle est effectivement apte à atteindre son niveau de condensation, alors elle est relâchée à cette altitude avec une vitesse verticale initiale calculée à partir des paramètres cités précédemment. Pour la suite de son ascension, la vitesse verticale de la parcelle est déterminée avec l'utilisation d'une méthode lagrangienne prenant en compte l'entraînement, le déentraînement et le contenu en vapeur d'eau. Dans ces conditions, si la parcelle est capable de s'élever d'au moins 3 km supplémentaires, la convection est activée, et s'arrête lorsque la parcelle a libéré toute sa CAPE. On notera que la concentration en aérosols n'est pas prise en compte explicitement dans le schéma de convection.

Pour ces simulations, nous avons adopté le schéma microphysique de Thompson et Eidhammer (2014) qui est un schéma à un moment (rapport de mélange massique) pour la neige et la grêle et à deux moments (rapport de mélange massique et concentration en nombre) pour l'eau liquide nuageuse, l'eau solide nuageuse et la pluie. Les aérosols sont divisés en deux catégories selon leur capacité à servir de noyau de condensation (CCN) pour la formation de gouttelettes d'eau liquide (WFA pour "Water Friendly Aerosols") ou solide (IFA, pour "Ice Friendly Aerosols"). Pendant la simulation, le nombre des WFA (NWFA) et celui des IFA (NIFA) sont diffusés et advectés de la même façon que les autres variables. La concentration en nombre des aérosols est initialisée et forcée par les bords par une climatologie. Pour les WFA, on calcule à la surface une émission artificielle surfacique à partir de la valeur initiale de NWFA au premier niveau vertical. Cette émission est nécessaire pour équilibrer approximativement la perte des WFA par nucléation et par dépôt sec ou humide. En revanche aucune émission de surface n'est appliquée pour les IFA. L'étude de sensibilité consiste à modifier la climatologie de forçage des aérosols utilisée dans ce schéma microphysique. Le schéma RRTMG (Iacono *et al.*, 2008) a été choisi pour paramétriser le transfert radiatif car il prend en compte les rayons effectifs de l'eau liquide nuageuse, l'eau solide nuageuse et de la neige fournis par le schéma microphysique de Thompson et Eidhammer (2014) pour résoudre les équations du transfert radiatif. Grâce à cette caractéristique les effets du changement de la climatologie des aérosols dans le schéma microphysique seront pris en compte dans le schéma radiatif, et l'ensemble des effets indirects des aérosols sera ainsi testé. Il est important de noter qu'une autre climatologie de concentration en aérosols (Tegen *et al.*,

1997) est utilisée dans le schéma RRTMG pour calculer l'effet direct des aérosols, ce qui rend possible de tester la sensibilité du climat à l'effet indirect des aérosols sans modification de l'effet direct.

Le modèle a été lancé pour deux différents forçages en NWFA et en NIFA pour une période couvrant le printemps et l'été de l'année 2013. Comme il faut un certain temps (spin-up) pour que le modèle s'adapte et s'équilibre avec les conditions initiales, les simulations ont été commencées un mois avant la période d'étude. Les deux simulations débutent le 1^{er} avril 2013 (après un mois de spin-up) et se terminent le 17 septembre 2013 (du fait de problèmes numériques dans l'une des deux simulations). L'étude de sensibilité aux aérosols consiste en deux simulations extrêmes en terme de concentration en NIFA et NWFA de façon à pouvoir séparer clairement la sensibilité aux aérosols du "bruit" lié à la variabilité interne du modèle. Dans une première simulation, qu'on appellera MIN par la suite, nous avons utilisé une émission en aérosols sur l'ensemble du domaine de $1.75 \cdot 10^{-4} \text{ kg.s}^{-1}$. Dans une seconde simulation, qu'on appellera MAX par la suite, nous avons utilisé une émission en aérosols sur l'ensemble du domaine de $1.75 \cdot 10^7 \text{ kg.s}^{-1}$. Bien que la différence de taux d'émission entre la simulation MAX et la simulation MIN atteigne 11 ordres de grandeur, l'application du schéma microphysique réduit cet écart sur les concentrations en NWFA et NIFA. En effet le schéma de Thompson et Eidhammer (2014) limite le NWFA entre 10 cm^{-3} et $10\,000 \text{ cm}^{-3}$ et le NIFA entre 0.005 cm^{-3} et $10\,000 \text{ cm}^{-3}$. Les valeurs extrêmes d'émission assurent que les concentrations en NWFA et NIFA dans la simulation MIN (respectivement MAX) restent proches de la valeur minimale (respectivement maximale) imposée par le schéma microphysique.

Exceptées ces différences de concentration en aérosols dans le schéma microphysique, la configuration du modèle est strictement identique dans les simulations MIN et MAX. Comme dit précédemment une paire de simulations à basse résolution (50 km, LR) et une autre paire de simulations à haute résolution (3.3 km, HR) ont été réalisées. Ce dernier jeu de simulations a été réalisé sans paramétrisation de la convection car on peut considérer qu'une bonne partie des phénomènes convectifs est résolue à 3.3 km de résolution horizontale. C'est la seule différence qu'il y a dans la configuration du modèle entre la paire de simulations HR et la paire de simulations LR. Cette nouvelle paire de simulations à haute résolution sert à évaluer si les résultats observés dans la simulation LR ne sont pas simplement la conséquence de la formulation du schéma de convection, mais de phénomènes physiques bien réels. Les simulations HR ont été réalisées sur un plus petit domaine en Europe centrale, à cause du coût informatique. Ce plus petit domaine a été choisi pour ses caractéristiques continentales et le fait qu'il soit bien éloigné des limites du domaines pour éviter les contaminations par les conditions aux limites. Ces simulations HR sont forcées aux limites par des simulations

intermédiaires (MR) réalisées à 16.6 km de résolution sur le domaine MR (voir figure 3.1). Ces dernières simulations MR sont elle même forcées aux limites par les simulations LR ("one-way nesting"). L'analyse sera conduite dans un domaine européen (EUR) et un domaine méditerranéen (MED, voir figure 3.1).

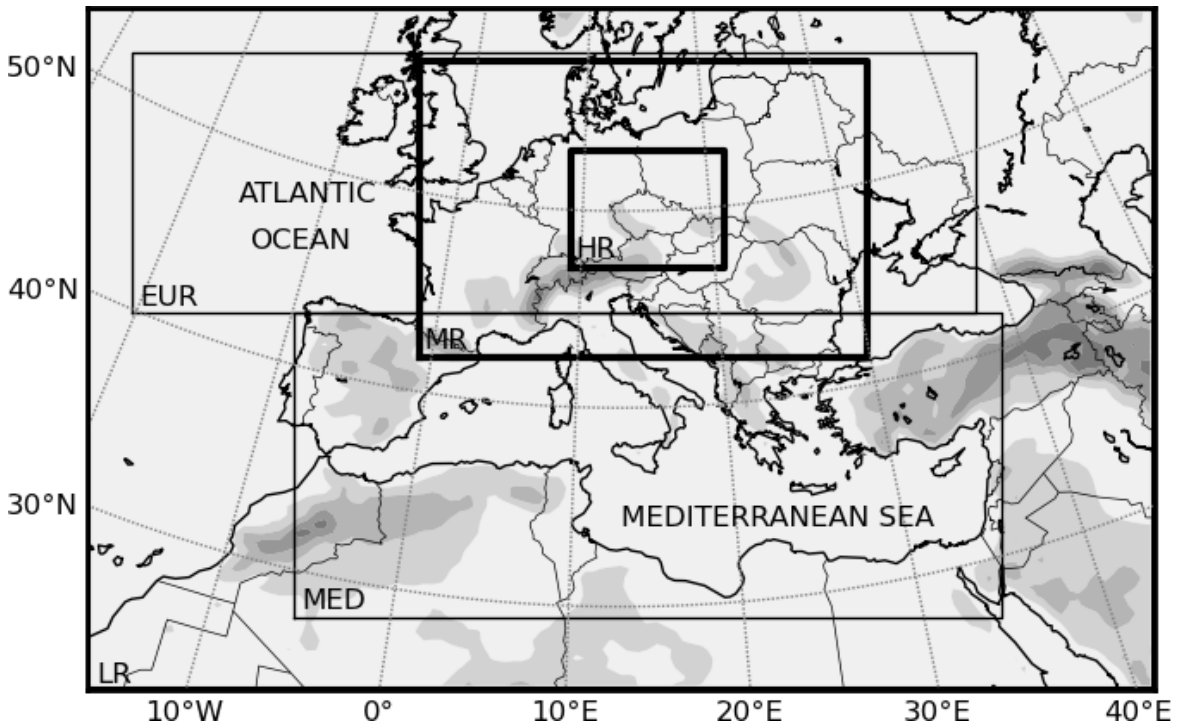


FIGURE 3.1 Domaine de simulation où les aires grisées représentent les zones géographiques où le relief est supérieur à 500 m. Les boîtes EUR et MED indiquent les zones d'étude utilisées. Le domaine de basse résolution (LR) est l'ensemble de la carte, le domaine intermédiaire (MR) est représenté par une boîte en contours épais contenant une partie de l'Europe, de l'ouest de la France jusqu'à la Mer Noire, et la petite boîte en contours épais à l'intérieur du domaine MR désigne le domaine à haute résolution (HR).

3.3 Analyse des expériences de sensibilité

3.3.1 Sensibilité de la simulation basse résolution à la concentration en aérosols

La figure 3.2 montre la répartition spatiale des précipitations cumulées dans la simulation MIN. Excepté pour le nord-est de l'Atlantique, les précipitations se concentrent plutôt dans les terres en particulier sur la partie centrale et orientale de l'Europe ainsi que sur les chaînes

de montagnes, ce qui est assez similaire à la climatologie des précipitations du mois de juin à août présentée en figure 1.2. La figure 3.2 montre également la différence de précipitations cumulées entre la simulation MAX et la simulation MIN (MAX-MIN). On trouve des différences de l'ordre de 10%. De telles différences sont importantes si on les compare aux résultats obtenus par Thompson et Eidhammer (2014) avec le même modèle et le même schéma microphysique. La différence entre leur simulation polluée et leur simulation peu polluée pour une dépression d'hiver passant sur les États-Unis était de 1.1%. Ce résultat est attendu car dans notre étude le ratio de concentrations en aérosols entre nos simulations "peu polluée" et "polluée" est bien plus grand (10^3 contre 10 dans l'étude de Thompson et Eidhammer, 2014). La répartition spatiale des différences de précipitations cumulées montre des dipôles de différences positives et négatives, ce qui suggère des compensations entre différents effets ou des décalages spatiaux des précipitations.

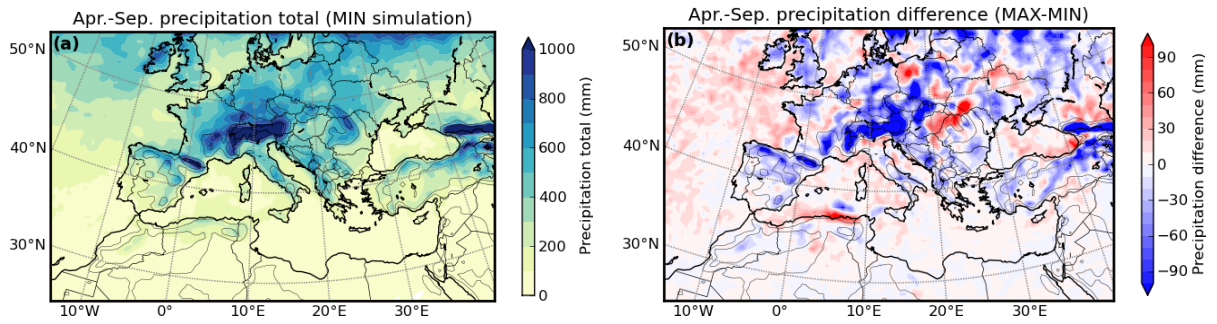


FIGURE 3.2 Cumul des précipitations de la simulation MIN (de avril à septembre 2013) (a) et différences des cumuls de précipitations entre la simulation MAX et la simulation MIN (b).

Évaluons le premier effet indirect et ses conséquences sur les précipitations. La figure 3.3 montre les différences de flux solaire (SW), infrarouge (LW) et total descendants en surface en fonction des différences de COD sur les régions continentales des boîtes EUR et MED (voir figure 3.1). Le COD est calculé en utilisant l'équation simplifiée suivante :

$$\tau = \int 3 \frac{LWC}{2\rho_w R_e} dz \quad (3.1)$$

où le LWC est le contenu en vapeur d'eau, ρ_w la masse volumique de l'eau, R_e le rayon des gouttelettes, et l'intégrale est calculée depuis la surface jusqu'au sommet de l'atmosphère (pour notre cas il s'agit du niveau 50 hPa). Dans la suite nous montrons uniquement les résultats pour l'eau sous l'état liquide car les effets des particules de glace sont comparative-ment négligeables (non montré). La figure 3.3 montre une augmentation systématique du COD. Cette augmentation du COD a pour effet d'une part de réduire fortement le flux SW

(due à une augmentation de l'albédo des nuages) en surface et d'autre part de légèrement augmenter le flux LW en surface du fait d'une augmentation du taux d'émission LW par des nuages optiquement plus épais. Cependant l'effet dans le visible est bien plus fort que dans l'infrarouge, ce qui aboutit à un refroidissement radiatif proportionnel au changement de COD entre les deux simulations. Le fait que les modifications du flux SW dominent celles des flux LW a aussi été constaté par Fan *et al.* (2013) aux États-Unis, en Chine, et dans le Pacifique tropical de l'ouest. Ce constat ne peut pas se généraliser dans toutes les situations : Shupe et Intrieri (2004) ont montré que la comparaison entre le SW et le LW dépendait de plusieurs paramètres comme l'angle zénithal du soleil, l'albédo de surface, le COD et l'altitude des nuages.

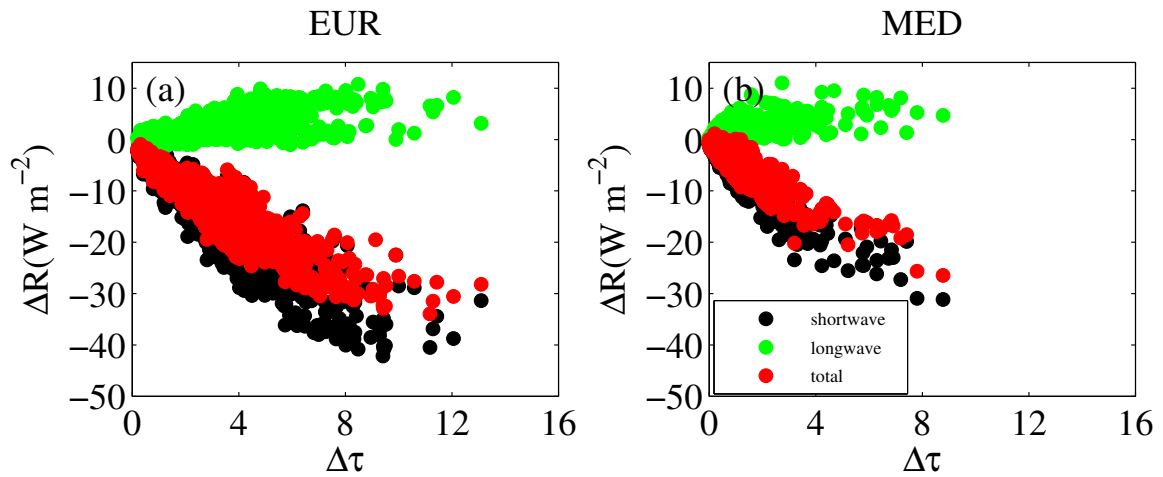


FIGURE 3.3 Différences des flux descendants solaires (ΔR_{SW} , noir), infrarouges (ΔR_{LW} , vert) et totaux (ΔR_{tot} , rouge) en surface en fonction de la différence de COD ($\Delta\tau$) entre la simulation MAX et la simulation MIN sur les domaines EUR (a) et MED (b)

Ces résultats sont une conséquence logique de l'effet Twomey (1977), qui tend à augmenter le COD en présence de fortes concentrations en WFA. D'une part l'augmentation de la section efficace totale des nuages fait augmenter leur albédo et donc diminue le flux solaire incident à la surface. D'autre part, plus le COD est grand plus les nuages émettent dans le domaine de l'infrarouge. Comme discuté précédemment, le bilan total de réchauffement radiatif en surface par SW et LW reste négatif dans notre étude.

La figure 3.2b est marquée par la présence de dipôles de différences positives et négatives entre les précipitations des simulations MAX et MIN, suggérant de possibles effets compensatoires. Comme vu en introduction, les processus de formation des nuages et des précipitations diffèrent selon la nature des mouvements verticaux mis en jeu, convectifs ou stratiformes. De plus, nos simulations à basse résolution font explicitement cette sé-

paration entre les précipitations stratiformes générées par le schéma microphysique et les précipitations convectives générées par le schéma convectif. Pour étudier les différences de précipitations liées aux aérosols, il convient donc de séparer les précipitations totales en leurs contributions convective et stratiforme. C'est ce qui est fait en figure 3.4 qui représente les différences relatives entre la simulation MAX et la simulation MIN des précipitations convectives ($\Delta P_{conv}/P_{conv}$), explicites ou stratiformes ($\Delta P_{expl}/P_{expl}$) et totales ($\Delta P_{tot}/P_{tot}$) sur les continents en fonction de la fraction convective des précipitations (P_{conv}/P_{tot}) dans les boîtes EUR et MED (voir figure 3.1). Pour chaque point continental de ces boîtes les différences relatives des précipitations convectives, stratiformes et totales sont associées avec la fraction convective des précipitations. Les couples formés sont classés par ordre croissant en fonction de leur fraction convective des précipitations puis placés dans des boîtes ayant un nombre égal d'échantillons (50 échantillons par boîte). Pour chaque boîte, la médiane de la fraction convective des précipitations et la médiane des différences relatives de précipitations sont calculées. On s'aperçoit que les précipitations convectives d'été sont clairement inhibées en présence de fortes concentrations en aérosols. On observe des résultats similaires pour les précipitations faibles (20^{ème} quantile) et les précipitations fortes (80^{ème} quantile, non montré), ce qui confirme donc que ces résultats sont robustes. La figure 3.4 suggère un effet de compensation entre les précipitations stratiformes et les précipitations convectives aboutissant à des différences faibles pour les précipitations totales. Pour vérifier s'il s'agit d'un effet de compensation automatique entre les précipitations convectives et les précipitations stratiformes, nous avons effectué deux simulations MIN et MAX similaires sans activer le schéma de convection. L'analyse de ces simulations montre toujours une augmentation des précipitations de grande échelle quand les concentrations en aérosols augmentent, ce qui suggère un effet physique positif des aérosols sur les précipitations non-convectives indépendant de leur effet négatif sur les précipitations convectives.

Comme 50 à 80% de l'énergie radiative reçue par la surface terrestre est équilibrée par l'évaporation (Kiehl et Trenberth, 1997), on devrait observer une modification du rapport de mélange en vapeur d'eau dans les basses couches. La figure 3.5 montre la relation entre les différences de rapport de mélange de vapeur d'eau entre les simulations MAX et MIN (Δq) et les différences de précipitations convectives entre les simulations MAX et MIN (ΔP_{conv}). Seuls les événements où les précipitations convectives accumulées sur une heure sont strictement positives dans les deux simulations sont sélectionnés. On couple les précipitations convectives avec le rapport de mélange en vapeur d'eau de surface de l'instant précédant le cumul des précipitations, afin d'éviter que la valeur du rapport de mélange en vapeur d'eau de surface ne soit influencée par les précipitations. Les couples de différences ainsi formés sont classés par ordre croissant de différences de rapport de mélange de vapeur

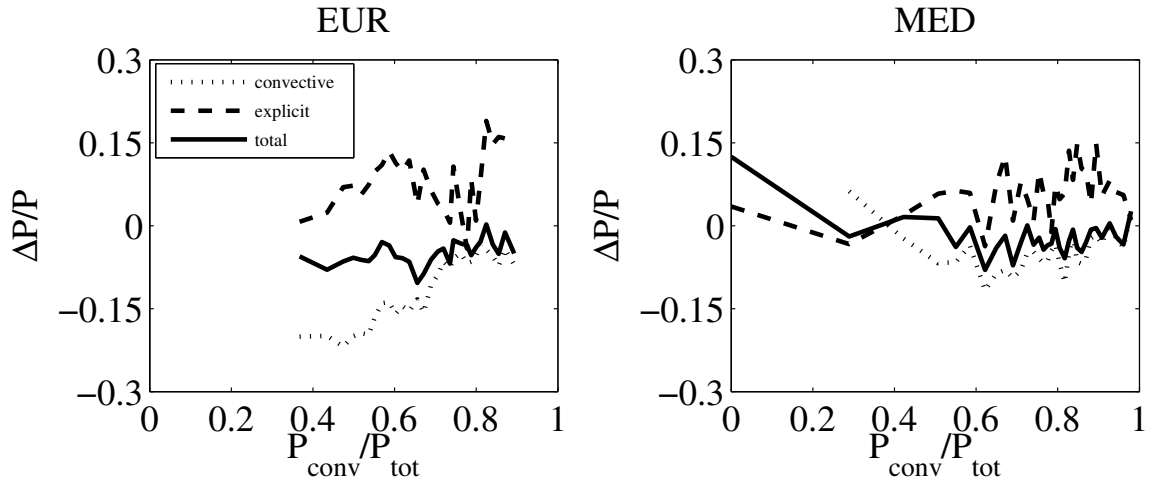


FIGURE 3.4 Différence relative du cumul des précipitations convectives ($\Delta P_{conv}/P_{conv}$, en pointillé fin), non convectives ($\Delta P_{expl}/P_{expl}$, en pointillé épais) et totales ($\Delta P_{tot}/P_{tot}$, en ligne continue) entre la simulation MIN et la simulation MAX en fonction de la fraction convective (P_{conv}/P_{tot}) sur l'Europe (EUR, **a**) et la région méditerranéenne (MED, **b**).

d'eau en surface puis placés dans des boîtes ayant le même nombre d'échantillons (20 000 échantillons par boîte). La médiane, le 20^{ème} quantile et le 80^{ème} quantile des différences de précipitations de chaque boîte sont tracés sur la figure 3.5 en fonction de la médiane des différences de rapport de mélange de vapeur d'eau en surface de chaque boîte. La figure 3.5 montre qu'une diminution (augmentation) du rapport de mélange de vapeur d'eau est associée presque systématiquement à une diminution (augmentation) des précipitations convectives. Bien que l'évaporation soit plus faible, certains événements convectifs sont caractérisés par de plus forts rapports de mélange de vapeur d'eau en surface associés à une augmentation des précipitations convectives. L'origine d'une telle augmentation du rapport de mélange de vapeur d'eau pourrait être une "contamination" par la mer. En effet, les SST de nos simulations sont imposées et ne sont donc pas en équilibre avec la baisse du flux solaire incident dans la simulation MAX. Comme le flux d'évaporation au-dessus de la mer est piloté en partie par la différence de température entre l'air et la surface de la mer (voir Mahrt et Ek (1984) pour le schéma de surface utilisé dans ces simulations), on s'attend à ce qu'il y ait des flux d'évaporation erronés au-dessus de la mer. Dans les régions côtières de la Méditerranée et en été, la brise marine apporte de l'air humide sur quelques dizaines de kilomètres à l'intérieur des terres (Bastin *et al.*, 2006, 2007, Drobinski *et al.*, 2006, 2017), ce qui peut occasionner des précipitations. L'absence de rétroactions air-mer dans nos simulations affecte donc l'advection d'humidité et les précipitations convectives sur les régions côtières (Lelieveld *et al.*, 2002, Lebeaupin Brossier *et al.*, 2013).

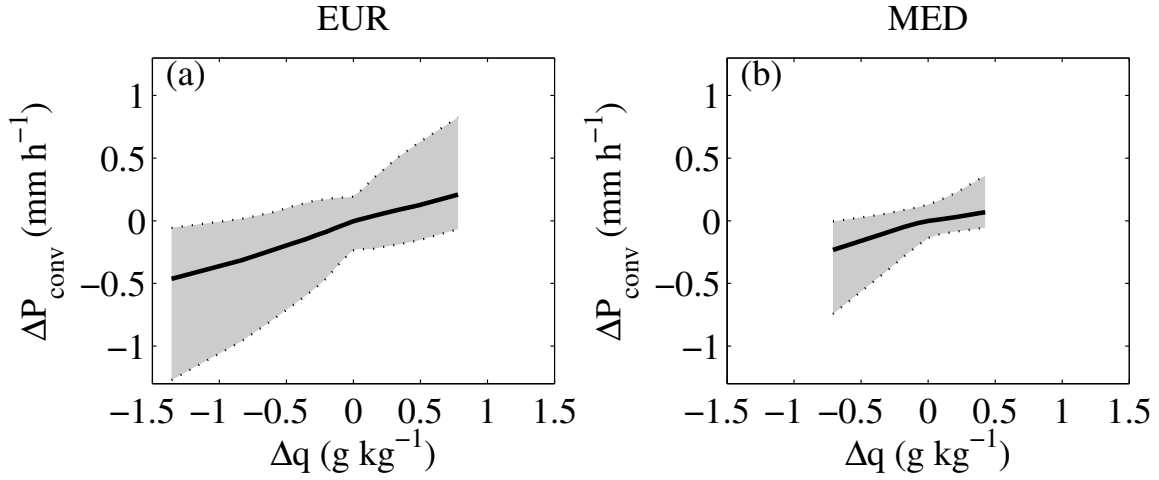


FIGURE 3.5 Différences de précipitations convectives (ΔP_{conv}) en fonction des différences de rapport de mélange de vapeur d'eau en surface (Δq entre la simulation MAX et la simulation MIN pour le domaine EUR (a) et le domaine MED (b). La ligne noire épaisse correspond à la moyenne sur l'ensemble des événements convectifs. Les lignes en pointillé en dessous et au-dessus de cette ligne noire et délimitant une aire grisée correspondent au 20^{ème} et au 80^{ème} quantiles, respectivement.

Dans ces simulations, les aérosols réduisent les précipitations totales par le biais des précipitations paramétrisées. Pour évaluer si cet effet est lié ou non à la formulation de la paramétrisation, nous avons réalisé une autre paire de simulation à 3.3 km de résolution sans activer le schéma de convection. Dans la partie suivante nous analyserons cette nouvelle paire de simulations pour établir si le même effet de réduction des précipitations est constaté en présence de fortes concentrations en aérosols.

3.3.2 Sensibilité de la simulation à haute résolution et impact de la résolution

Vérifions tout d'abord comment se comportent les simulations LR en terme de cumul, localisation spatio-temporelle des précipitations en comparaison avec les simulations HR. La figure 3.6 montre les séries temporelles de précipitations cumulées sur une journée de la simulation MIN pour un point de grille de la simulation LR se situant dans le domaine HR. La série temporelle des précipitations de la simulation HR a été obtenue en moyennant les 15×15 mailles de la simulation HR localisées à l'intérieur de la maille de la simulation LR. Ces séries temporelles montrent que la simulation LR est capable de reproduire les principaux événements pluvieux présents dans la simulation HR. Les grandes périodes

sèches, les précipitations durables, et les maxima de précipitations sont bien identifiés par la simulation LR. On observe néanmoins des différences sur l'intensité de ces pics, certains sont plus importants dans la simulation LR, d'autres dans la simulation HR.

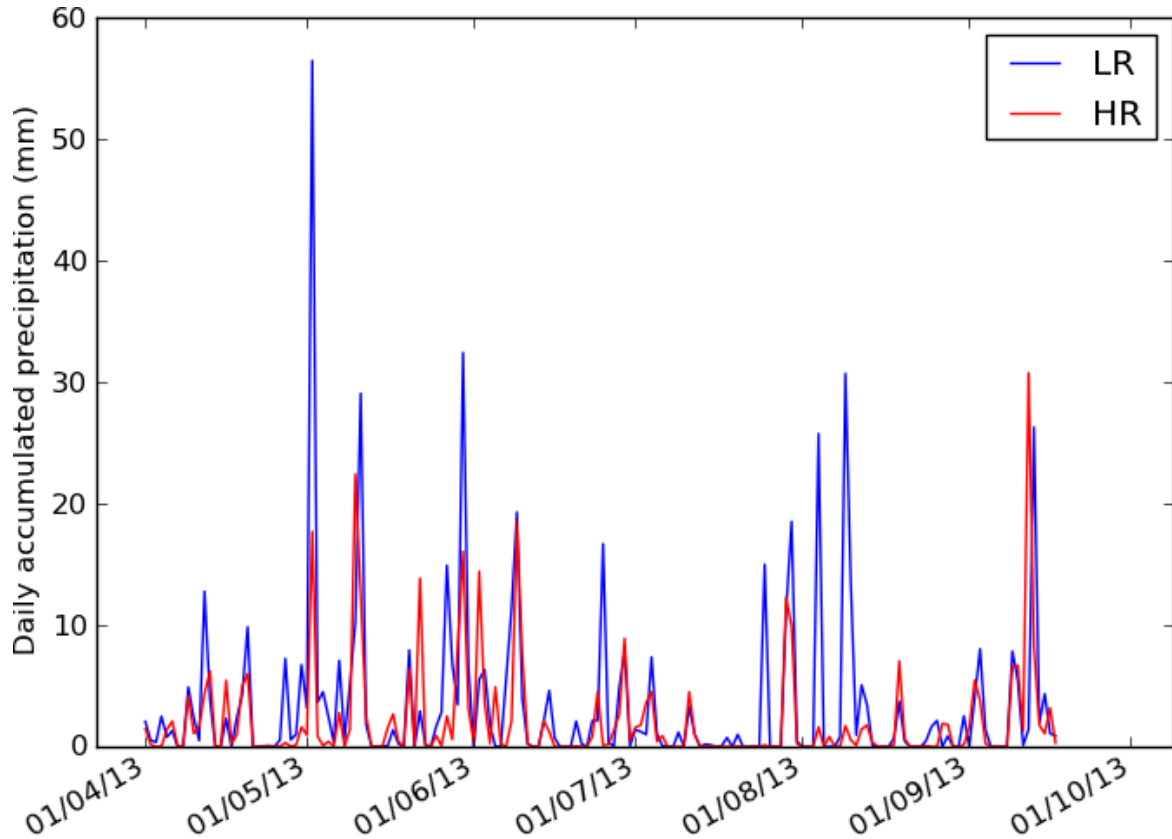


FIGURE 3.6 Série temporelle des précipitations moyennes journalières pour la simulation MIN LR (bleu) et la simulation MIN HR (rouge)

Le tableau 3.1 montre une comparaison des statistiques temporelles et spatiales des précipitations entre la simulation LR et la simulation HR. Dans la première ligne on peut voir la moyenne spatiale des corrélations des cumuls horaires, journaliers et hebdomadaires des précipitations entre les simulations LR et HR. Cette moyenne spatiale a été déterminée en calculant d'abord les corrélations entre les séries temporelles des précipitations pour chaque point de grille de la simulation LR et les séries temporelles des précipitations moyennées sur les 15×15 points de grille correspondants de la simulation HR. Le résultat final est une moyenne spatiale de ces corrélations sur l'intersection des domaines HR et LR, qui traduit la corrélation temporelle moyenne sur l'ensemble du domaine HR.

On peut noter une corrélation autour de 0.3 entre les simulations LR et HR à l'échelle horaire et pour les simulations MIN et MAX. Le coefficient de corrélation augmente lorsque

l'on augmente l'échelle temporelle des précipitations. On atteint en moyenne (entre les simulations MAX et MIN) 0.53 pour les précipitations journalières et 0.63 pour les précipitations hebdomadaires, ce qui montre que même si la simulation LR échoue à détecter les précipitations exactement au même moment et avec la même intensité que la simulation HR, ces différences sont fortement réduites à l'échelle hebdomadaire. Cela est satisfaisant pour un modèle de climat régional qui est généralement utilisé pour des études de climat.

TABLE 3.1 Comparaison des statistiques des précipitations entre les simulations LR et HR : moyenne spatiale des corrélations temporelles des cumuls de précipitations horaires, journalières et hebdomadaires (première ligne); même chose pour la moyenne temporelle des corrélations spatiales (deuxième ligne); cumul des précipitations (en mm) moyenné sur le domaine HR pour la simulation HR et LR (respectivement troisième et quatrième ligne).

	MIN	MAX
Corrélation temporelle HR-LR	0.30/0.52/0.64	0.31/0.53/0.61
Corrélation spatiale HR-LR	0.28/0.47/0.64	0.26/0.43/0.58
Cumul des précipitations LR	645	579
Cumul des précipitations HR	535	455

Évaluons maintenant la distribution spatiale des précipitations dans la simulation LR. La figure 3.7 montre le cumul des précipitations MIN entre 13h et 14h UTC le 12 mai 2013 dans le domaine HR, pour la simulation HR (en haut à gauche), pour la simulation LR (en haut à droite), et pour la simulation HR sur la grille LR en moyennant sur chaque point de grille LR les 15 x 15 point de grilles HR correspondants (en bas à droite). On peut voir que les distributions spatiales des précipitations des simulations HR et LR sont assez similaires à grande échelle, bien que les précipitations ont tendance à être plus étendues dans la simulation LR par rapport à la simulation HR, même après l'agrégation des précipitations HR sur la grille LR.

Comme on peut le voir sur la deuxième ligne du tableau 3.1, les moyennes temporelles des corrélations spatiales augmentent de 0.27 pour les précipitations horaires à 0.61 pour les précipitations hebdomadaires, en moyenne entre les simulations MIN et MAX. De façon similaire, les corrélations spatiales augmentent lorsque l'on agrège les points de grille (non montré). Cela montre que même si les précipitations ne sont pas localisées exactement au même point de grille et au même moment, les motifs spatiaux sont plutôt respectés comme on peut le voir sur notre exemple (figure 3.7). On peut donc conclure que comme pour les corrélations temporelles, l'examen des corrélations spatiales montre que l'accord spatial entre les simulations HR et LR devient satisfaisant lorsque l'analyse est menée à des échelles

temporelles de l'ordre de quelques jours, ce qui une nouvelle fois correspond à l'utilisation courante des longues simulations de RCM.

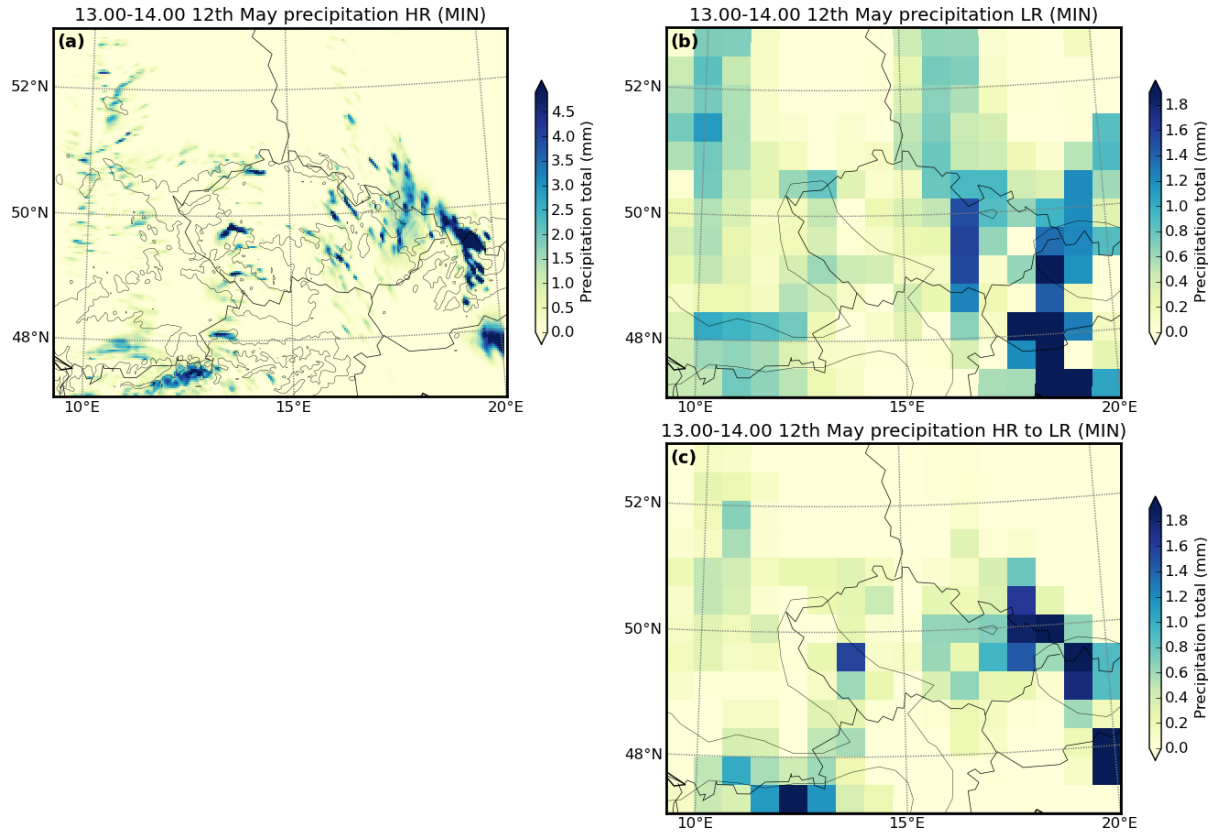


FIGURE 3.7 Cumul des précipitations du 12 Mai 2013 entre 13h et 14h UTC estimé par la simulation MIN HR (a), la simulation MIN LR (b) et par la simulation MIN HR agrégée sur les mailles du domaine LR en moyennant sur chaque point de grille LR, les 15 x 15 points de grilles HR correspondants (c).

Une comparaison du cumul des précipitations sur l'ensemble du domaine HR pour les 6 mois de simulation entre la simulation HR et la simulation LR (tableau 3.1) montre que le cumul des précipitations dans la simulation LR est significativement plus fort que dans la simulation HR, à la fois pour l'expérience MIN et MAX. L'effet indirect des aérosols est plus fort dans la simulation HR mais reste du même ordre de grandeur (-15% pour la simulation HR contre -10% pour la simulation LR). Cela montre que même si la simulation LR, avec le schéma de convection de Kain-Fritsch (Kain, 2004), produit plus de précipitations par rapport à la simulation HR où la convection est résolue, l'effet microphysique des aérosols sur les précipitations est du même signe et du même ordre de grandeur que la simulation HR, ce qui tend à renforcer les résultats présentés dans la section précédente.

3.3.3 Discussion

Le tableau 3.2 montre plusieurs variables clés moyennées sur toute la période de simulation, et sur les domaines EUR et MED. En examinant la sensibilité de toutes ces variables à un changement de concentration en aérosols dans les simulations HR et LR, nous allons essayer de discuter des possibles processus impliqués dans la réduction des précipitations due aux effets indirects des aérosols.

Le ratio de CCN entre les simulations MIN et MAX est légèrement inférieur à 1 000, sans différence significative entre les domaines EUR et MED puisque le forçage des concentrations en aérosols utilisé dans ces simulations est uniforme sur l'ensemble du domaine. On observe tout de même plus d'aérosols dans le domaine MED probablement car le dépôt humide est plus faible dans cette zone globalement moins arrosée que le domaine EUR (voir figure 3.2a). Comme attendu, le nombre de gouttelettes d'eau augmente fortement avec la concentration en CCN : ce nombre est multiplié par 40 à 60 entre les expériences MIN et MAX pour les 3 paires de simulations examinées. On notera que le ratio du nombre de gouttelettes d'eau est plus faible que le ratio du nombre d'aérosols entre les expériences MIN et MAX. Cela vient du fait que seulement une partie des CCN est utilisée pour la condensation nuageuse, en particulier pour les simulations MAX où le nombre d'aérosols ne limite pas la condensation de la vapeur d'eau disponible. L'augmentation du nombre de gouttelettes d'eau due à une augmentation du nombre d'aérosols disponibles est la première étape du processus reliant l'augmentation du nombre d'aérosols à la baisse des précipitations, comme montré en figure 3.8. Cette augmentation du nombre de gouttelettes est associée à une réduction du rayon des gouttelettes d'eau (R_{eff}) puisqu'une même quantité d'eau est distribuée sur davantage de gouttelettes (tableau 3.2 et figure 3.8). La différence relative du rayon des gouttelettes entre les simulations MAX et MIN est significative et atteint en moyenne -62%. Le tableau 3.2 montre aussi que la quantité d'eau est aussi sensible à la concentration en aérosols, avec une augmentation du contenu d'eau liquide intégré sur la colonne (LWC) dans la simulation MAX entre 80% et 200% pour l'ensemble des trois paires de simulations étudiées. Une augmentation de la durée de vie des nuages pourrait expliquer cette observation (Warner, 1968, Albrecht, 1989, Rosenfeld, 1999). Cependant, d'une part cet effet a été remis en question dans des études récentes (Small *et al.*, 2009, Seifert *et al.*, 2015) et d'autre part même si cet effet est présent dans la réalité il n'est pas sûr que notre modèle soit capable de le reproduire car la représentation de l'entraînement et de l'évaporation des gouttelettes est souvent mauvaise dans les modèles paramétrisés (Zhou et Penner, 2017). L'équation 3.1 montre que le COD est proportionnel au LWC et inversement proportionnel au rayon des gouttelettes. L'augmentation du COD dans la simulation MAX (il est multiplié par un facteur entre 4.3 et 5.7 dans les trois paires de simulations) résulte donc de deux contributions :

TABLE 3.2 Variables principales des simulations MIN et MAX : nombre de noyaux de condensation (NCCN), nombre de gouttelettes d'eau liquide (Ndrops), contenu intégré en eau liquide (LWC), rayon effectif des gouttelettes d'eau (Reff), épaisseur optique des nuages (COD), flux solaire descendant en surface (SWD), flux infrarouge descendant en surface (LWD), flux de chaleur latent en surface (LH), température de surface (Tsurf), rapport de mélange de vapeur d'eau en surface (Qsurf), nombre d'heures par point de grille où la MuCAPE est strictement positive (Nhour MuCAPE), MuCAPE, MuCIN, précipitations convectives (Pconv) et précipitations totales (Ptot). Toutes les valeurs sont moyennées dans l'espace et le temps sur le domaine indiqué et d'avril à septembre 2013, sauf pour Ptot, Pconv et Nhour MuCAPE qui sont moyennés uniquement sur l'espace.

Variable	Box	MIN	MAX	$\frac{\text{MAX}-\text{MIN}}{\text{MIN}}$
NCCN ($\#.cm^{-3}$)	EUR	13.2	9589	+726
	MED	14.0	12881	+921
	HR	15.5	8878	+575
Ndrops ($\#.cm^{-3}$)	EUR	0.86	51.6	+59.2
	MED	0.66	33.3	+49.5
	HR	6.04	269	+43.6
LWC ($10^{-11}kg.cm^{-3}$)	EUR	1.9	5.7	+2.0
	MED	1.5	3.6	+1.5
	HR	10.4	18.7	+0.80
Reff(μm)	EUR	17.0	6.4	-0.62
	MED	15.5	6.1	-0.61
	HR	15.5	5.74	-0.63
COD	EUR	0.54	3.63	+5.71
	MED	0.15	0.77	+4.30
	HR	2.0	12.2	+4.99
SWD ($W.m^{-2}$)	EUR	278	263	-0.056
	MED	321	317	-0.012
	HR	261	231	-0.11
LWD ($W.m^{-2}$)	EUR	322	324	+0.008
	MED	333	334	+0.003
	HR	324	325	+0.004
LH ($W.m^{-2}$)	EUR	96.2	90.9	-0.055
	MED	40.3	39.3	-0.023
	HR	87.4	77.0	-0.12
Tsurf (K)	EUR	289.3	288.9	-0.002
	MED	295.7	295.5	-0.001
	HR	288.7	287.8	-0.003
Qsurf ($g.kg^{-1}$)	EUR	8.42	8.38	-0.005
	MED	7.86	7.91	+0.006
	HR	8.12	7.87	-0.030
Nhour MuCAPE	EUR	2598	2618	+0.008
	MED	1595	1603	+0.005
	HR	2653	2619	-0.013
MuCAPE ($J.kg^{-1}$)	EUR	419	392	-0.06
	MED	366	358	-0.02
	HR	334	271	-0.19
MuCIN ($J.kg^{-1}$)	EUR	20.5	19.2	-0.06
	MED	63.5	62.7	-0.01
	HR	17.4	15.3	-0.12
Pconv (mm)	EUR	368	327	-0.11
	MED	127	118	-0.07
Ptot (mm)	EUR	541	510	-0.06
	MED	166	160	-0.04
	HR	530	448	-0.15

l'augmentation du LWC et la diminution du rayon des gouttelettes d'eau dont les effets sont du même ordre de grandeur dans nos simulations. Une conséquence de la forte augmentation du COD dans la simulation MAX est la baisse du rayonnement solaire incident en surface (SWD). Cette baisse est comprise entre -1% et -11% suivant la zone considérée (tableau 3.2). La baisse du SWD entraîne une baisse de la température de surface (tableau 3.2) du même ordre de grandeur (entre -0.2 et -0.9 K) que celle trouvée par Seifert *et al.* (2012) en Allemagne. Les contributions de la baisse du SWD et de la température de surface s'additionnent pour produire une baisse de l'évaporation (LH) d'environ -2 à -12% dans la simulation MAX due à la plus faible quantité d'énergie disponible pour l'évaporation et à la réduction de la capacité de l'air à transporter la vapeur d'eau (loi de CC). Il en résulte une réduction du rapport de mélange de vapeur d'eau en surface. C'est le cas en général dans le domaine EUR (-0.5%) mais pas sur le domaine MED (+0.6%) du fait d'une contamination par la mer (SST prescrites ; tableau 3.2). La réduction du rapport de mélange de vapeur d'eau en surface entraîne une réduction des précipitations convectives comme vu en figure 3.5, à l'exception des précipitations convectives côtières. L'énergie de convection disponible la plus instable (MuCAPE) et l'inhibition convective correspondante (MuCIN) ont été choisies pour caractériser le degré de stabilité de l'atmosphère. La MuCAPE représente la quantité totale d'énergie potentielle disponible pour la parcelle la plus instable de la colonne atmosphérique qui aurait été soulevée jusqu'à son niveau de convection libre (voir annexe A). La MuCIN est la barrière d'énergie qu'il faut franchir pour cette même parcelle pour atteindre le niveau de convection libre. Par construction, la MuCAPE est toujours positive. Par conséquent les différences de MuCAPE entre les simulations MAX et MIN peuvent être non nulles seulement lorsqu'il y a une couche d'instabilité potentielle dans au moins une des deux simulations. Les différences de MuCAPE entre les deux simulations pour un lieu et à un moment donnés peuvent être la conséquence de plusieurs situations. Si d'une part, $\text{MuCAPE}_{\text{MIN}} > 0$ et $\text{MuCAPE}_{\text{MAX}} = 0$, il y a une couche instable dans la simulation MIN mais pas dans la simulation MAX (et inversement). Si d'autre part, $\text{MuCAPE}_{\text{MIN}} > 0$ et $\text{MuCAPE}_{\text{MAX}} > 0$, alors la colonne atmosphérique est potentiellement instable dans les deux simulations, et la différence $\text{MuCAPE}_{\text{MAX}} - \text{MuCAPE}_{\text{MIN}}$ décrit la différence d'intensité potentielle de la convection entre les deux simulations. Pour n'analyser que l'intensité potentielle de la convection, nous avons moyenné les différences de MuCAPE pour les cas où les deux énergies étaient non nulles. Ce qui fait un échantillon de 3.6 millions d'heures réparties sur 1499 points dans le domaine EUR et un échantillon de 2.4 millions d'heures réparties sur 1606 points de grille dans le domaine MED. La MuCIN est définie seulement lorsqu'un niveau de convection libre existe, ie lorsque la MuCAPE est strictement positive. C'est pour cette raison que nous avons aussi moyenné la MuCIN en considérant les événements où la

MuCAPE était positive dans les deux simulations. Du fait d'une augmentation de l'humidité relative, la MuCIN est réduite dans la simulation MAX de 1% à 6% dans la simulation LR et jusqu'à 12% dans la simulation HR. La MuCAPE est aussi plus faible de 2 à 6% pour la simulation LR et jusqu'à 19% pour la simulation HR, du fait d'un manque de vapeur d'eau et de températures de surface plus faibles. Quand la convection est déclenchée, cette baisse de la MuCAPE entraîne des courants ascendants plus faibles et donc des précipitations convectives plus faibles. Cette réduction des précipitations convectives (figure 3.8) est de 11% dans le domaine EUR, et de 7% dans le domaine MED, et cause une réduction des précipitations totales de 4 à 6% dans le domaine EUR et MED de la simulation LR, et de 15% dans la simulation HR (tableau 3.2).

L'effet de la stabilisation de la colonne atmosphérique par effet indirect des aérosols a déjà été examiné par Morrison et Grabowski (2011), Seifert *et al.* (2012), et Fan *et al.* (2013). Alors que Morrison et Grabowski (2011) ont trouvé de faibles diminutions de la quantité de précipitations à cause de cette stabilisation, Seifert *et al.* (2012) et Fan *et al.* (2013) ont trouvé une légère augmentation des précipitations dans un environnement pollué. Cette augmentation des précipitations est due à l'effet d'invigoration convective qui est lié à l'augmentation de la formation de glace dans la haute troposphère, un effet qui ne peut pas être présent dans nos simulations LR car le schéma convectif de Kain-Fritsch que l'on utilise ici ne prend pas en compte les effets des aérosols et la nucléation de manière explicite. Alors que cet effet pourrait apparaître dans nos simulations HR, il apparaît qu'il ne joue pas un rôle significatif dans notre étude puisque les précipitations sont toujours plus faibles dans la simulation MAX que dans la simulation MIN, et même de manière plus forte en pourcentage.

L'analyse des effets indirects des aérosols dans le cadre de nos simulations régionales à 50km de résolution dans la région euro-méditerranéenne peut finalement se résumer par le schéma montré en figure 3.8 qui montre la chaîne de causes à effets qui se produit à partir d'une augmentation de la concentration en aérosols et qui aboutit à l'inhibition des précipitations convectives. Une augmentation du nombre de noyaux de condensation entraîne une augmentation du nombre et une diminution de la taille des gouttelettes d'eau dans les nuages, ce qui augmente le pouvoir réfléchissant des nuages (Twomey, 1977) et diminue donc les flux solaires incidents à la surface. La diminution du flux solaire incident en surface s'accompagne d'une diminution de la température de surface qui peut alors avoir un effet stabilisateur de la colonne atmosphérique par redressement du gradient vertical de température et l'effet de ralentissement du processus d'évaporation, ce qui diminue la quantité d'eau disponible pour précipiter. Ces deux effets résultant de la diminution température par les effets indirects des aérosols favorisent tous les deux une inhibition des

précipitations convectives. Dans la partie suivante, nous évaluerons comment la relation température-précipitations convectives est modifiée par les effets indirects des aérosols.

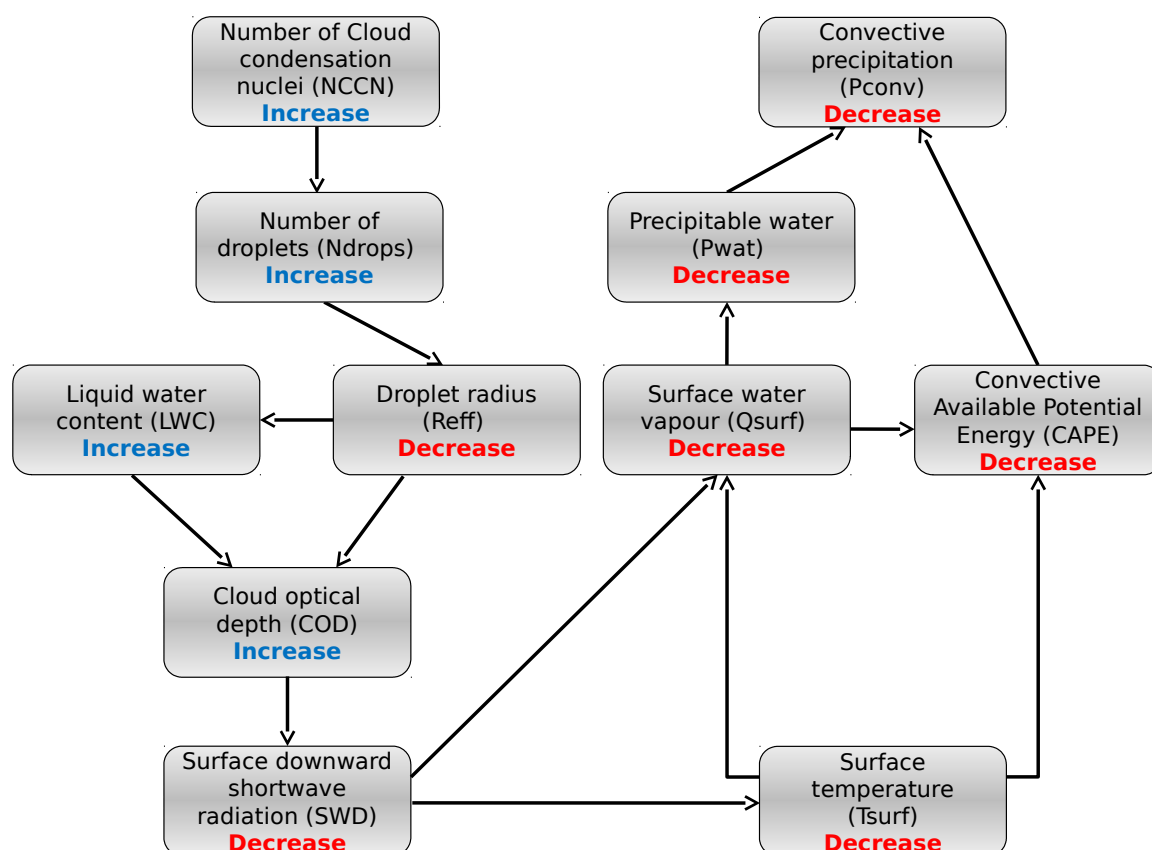


FIGURE 3.8 Schéma récapitulatif de la chaîne d'effets des aérosols proposée dans cette étude et aboutissant à la réduction des précipitations convectives dans la simulation MAX

3.4 Impact des aérosols sur la relation température-précipitations

Dans nos simulations, les effets indirects des aérosols inhibent fortement les précipitations convectives et font légèrement augmenter les précipitations non-convectives. Dans l'objectif de caractériser l'impact principal des aérosols sur la relation température-précipitations, seules les précipitations convectives sont étudiées dans cette partie. Plusieurs études ont montrés des différences significatives entre la relation température-précipitations convectives et la relation température-précipitations totales (ou stratiformes).

À partir d'une réduction de la température de surface, les précipitations convectives peuvent être réduites par deux chemins principaux. Le premier est la réduction du rapport

de mélange de surface et donc de l'eau disponible pour les précipitations. Si l'humidité relative reste inchangée, ce chemin fait baisser les précipitations conformément à la loi thermodynamique de CC. Une baisse de la température de surface réduit les précipitations convectives d'une seconde manière en diminuant l'instabilité de l'atmosphère (mesurée par la CAPE) par redressement du gradient vertical de température potentielle (sous des aspects davantage dynamiques). Ces deux possibilités sont les plus simples que l'on peut considérer mais il existe d'autres chemins alternatifs possibles. En effet la baisse du rapport de mélange de surface peut aussi avoir des répercussions sur la CAPE et donc sur les précipitations de même que l'efficacité des précipitations peut être modifiée par la baisse de la température (voir figure 2.10c).

Dans cette partie nous essayons de quantifier l'importance relative de ces processus pour la réduction des précipitations convectives dans des conditions polluées. La relation température-précipitations apparaît comme cadre naturel pour étudier ces différences de précipitations dont l'origine provient de la baisse de la température de surface.

L'analyse est conduite avec le même ensemble de simulations sur le domaine HR uniquement (voir figure 3.1) afin de pouvoir comparer à domaine égal les simulations LR et HR. La méthode générale est similaire à celle du chapitre 2 mais avec quelques spécificités venant du fait que les séries temporelles sont beaucoup plus courtes. Une description détaillée des méthodes utilisées est donnée dans le paragraphe suivant.

3.4.1 Méthodes

Pour pouvoir permettre une future comparaison entre les simulations LR et les simulations HR, l'étude se concentre sur les mailles se trouvant dans le domaine HR. Les mailles des simulations LR se trouvant au bord de ce domaine ont été retirées pour qu'il n'y ait pas d'effet de bord lorsque l'on fera la comparaison avec la simulation HR. Pour chacune des simulations LR (MIN et MAX), cela donne un ensemble de 12 x 15 séries temporelles. Une étude de la relation température-précipitations sur chaque point de grille est difficilement envisageable du fait de la courte durée des séries temporelles. Par conséquent les 12 x 15 séries temporelles ont été concaténées pour n'en former qu'une seule dont la longueur fait maintenant 90 ans avec une fréquence horaire. Cela représente une quantité considérable de données partiellement corrélées par notre concaténation spatiale. Dans cette série temporelle, on ne retient que les événements qui sont convectifs dans les simulations MIN et MAX, c'est-à-dire dont les précipitations convectives sont strictement positives dans ces deux simulations. Pour avoir une température représentative de la masse d'air ainsi que pour des raisons de cohérence avec la littérature existante, la moyenne journalière de la température du premier niveau est préférée à la température du premier niveau au moment des précipitations, qui

est fortement influencée par ces dernières. Une nouvelle sélection est faite pour éliminer les éventuels événements neigeux dont la relation température-précipitations est moins certaine, il s'agit de ne garder que les événements dont la température moyenne journalière dépasse les 5°C. Les couples de températures moyennes journalières et précipitations convectives horaires sont ensuite classés par ordre croissant de température moyenne journalière. Huit boîtes sont créées dans lesquels on répartit nos événements selon leur température de façon à ce qu'il y ait un nombre égal d'échantillons dans chaque boîte, ce qui dans notre cas correspond à 5896 échantillons. Les événements restants (au maximum 7) sont laissés de côté. Dans chaque boîte, on calcule la médiane des températures et on la définit comme température représentative de cette boîte. La médiane et le 95^{ème} quantile des précipitations de chaque boîte définissent respectivement les précipitations moyennes et les précipitations extrêmes représentatives de la boîte. Les 8 couples de température médiane et précipitations moyennes (extrêmes) sont tracés l'un en fonction de l'autre et définissent ainsi la relation température-précipitations moyennes (extrêmes).

Une fois que cette relation est tracée on s'intéresse aux contributions de chaque variable dans les différences de précipitations convectives entre la simulation MAX et la simulation MIN. On décompose ainsi les différences de précipitations convectives en une contribution provenant du changement de l'efficacité des précipitations, une autre provenant du changement de rapport de mélange de surface et une autre provenant de la vitesse verticale maximale sur la colonne atmosphérique. L'efficacité des précipitations est évaluée à l'aide des variables de sortie de WRF, et reprend le calcul de la paramétrisation convective implémentée dans le modèle (Kain, 2004). Dans ce calcul, l'efficacité des précipitations est une fonction décroissante de la hauteur de la base du nuage et de l'intensité du cisaillement vertical de vent. Notre principale limitation est la fréquence des sorties du modèle qui est trop faible (toutes les heures) par rapport au temps caractéristique des mouvements convectifs. En effet le schéma parcourt les parcelles de bas en haut et se déclenche dès qu'une parcelle présente une flottabilité et une vitesse verticale résolue suffisamment importantes pour pouvoir donner un nuage convectif d'au moins 3 km d'épaisseur. Avoir à disposition des variables seulement toutes les heures provoque des erreurs sur le choix de la parcelle qui repose sur des paramètres variant rapidement dans le temps. Nous avons donc décidé de ne prendre que la parcelle de surface et d'effectuer le calcul pour cette parcelle même si les conditions de flottabilité et de vitesse verticales ne sont pas respectées. La hauteur du nuage, nécessaire pour le calcul du cisaillement vertical de vent, est également sensible au choix de la parcelle. Nous avons donc défini cette dernière de manière équivalente pour chaque événement convectif, c'est-à-dire 2 niveaux verticaux au-dessus du niveau de condensation de la parcelle de surface. La vitesse verticale résolue par le modèle à 50 km de résolution est peu représentative des mouvements

convectifs. C'est pourquoi un calcul mettant en jeu la SBCAPE a été préféré pour évaluer la vitesse verticale maximale des mouvements convectifs. Un bilan de quantité de mouvement sur la verticale permet en effet de définir la CAPE comme la variation de l'énergie cinétique verticale d'une parcelle entre son niveau de convection libre et son niveau d'équilibre thermique (voir équation A.8 en annexe A). Si l'on suppose que la vitesse verticale de la parcelle est nulle au niveau de convection libre, on obtient que $w_{max} = \sqrt{2 \times CAPE}$. Le rapport de mélange de surface est quant à lui défini par le rapport de mélange au premier niveau du modèle.

Avant de s'intéresser aux contributions, nous allons établir les relations température-précipitations convectives en Europe centrale pour les simulations MIN et MAX.

3.4.2 La relation température-précipitations en Europe centrale

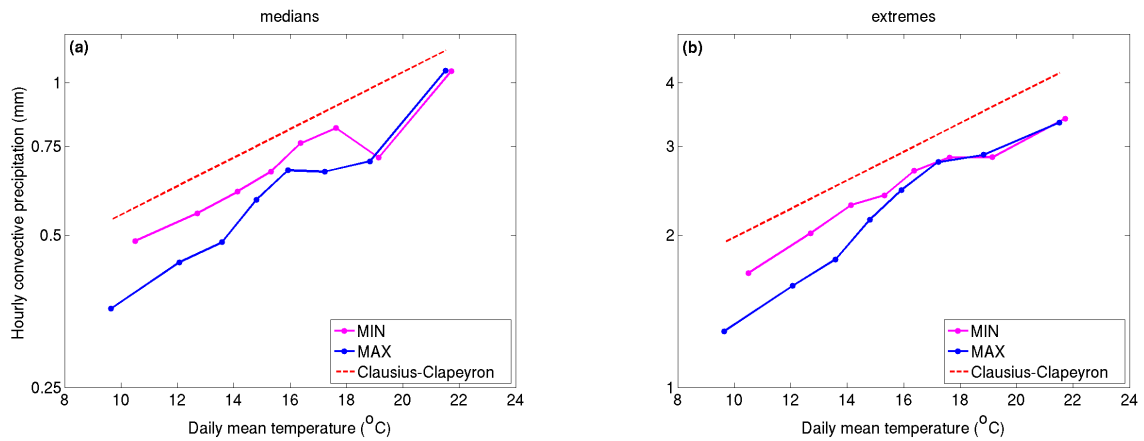


FIGURE 3.9 Cumuls horaires des précipitations convectives en fonction de la température moyenne journalière pour les événements de précipitations convectives moyennes (50^{ème} quantile, **a**) et extrêmes (95^{ème} quantile, **b**) et pour les simulations MIN (violet) et MAX (bleu). La courbe en pointillé rouge représente la pente de la relation de CC.

La figure 3.9 montre les précipitations horaires moyennes (50^{ème} quantile, **a**) et extrêmes (95^{ème} quantile, **b**) en fonction de la température journalière moyenne pour les simulations MIN (magenta) et MAX (bleu). De manière surprenante par rapport aux études précédentes qui étaient en faveur d'une augmentation sous-CC des précipitations médianes avec la température (Allen et Ingram, 2002, Hennessy *et al.*, 1997, Kharin et Zwiers, 2000, Semenov et Bengtsson, 2002, Watterson et Dix, 2003, Hegerl *et al.*, 2004, Wehner, 2004, Emori et Brown, 2005, Romps, 2011, Muller *et al.*, 2011, Bengtsson *et al.*, 2007, Sugiyama *et al.*, 2010, Singleton et Toumi, 2013), les précipitations convectives médianes (**a**) suivent la loi

de CC. Ce n'est par contre plus du tout le cas lorsque l'on s'intéresse aux précipitations moyennes totales dont la pente est fortement négative avec la température (non montré).

On peut constater que la pente des précipitations extrêmes en fonction de la température est également similaire celle de la loi de CC, ce qui contraste avec les courbes obtenues dans le chapitre 2 pour les stations en Méditerranée. En utilisant les séries temporelles de mesures in-situ en Suisse, Molnar *et al.* (2015) ont trouvé une augmentation des précipitations horaires convectives extrêmes (95^{ème} quantile) de $8.9\%.C^{-1}$. Dans le cadre de notre étude, une régression exponentielle des précipitations convectives horaires extrêmes permet d'estimer une augmentation légèrement plus faible : la valeur de $6.07\%.^{\circ}C^{-1}$ est obtenue pour la simulation MIN contre $8.6\%.^{\circ}C^{-1}$ pour la simulation MAX.

Berg et Haerter (2013) et Loriaux *et al.* (2013) ont montré que la relation température-précipitations totales extrêmes pouvait être super-CC par un effet statistique. Les précipitations convectives sont de nature plus intense que les précipitations stratiformes et se produisent plus fréquemment aux hautes températures. Si l'on suppose que les précipitations stratiformes et les précipitations convectives suivent la loi de CC, la pente des précipitations totales est super-CC au niveau de la transition entre les précipitations stratiformes et les précipitations convectives (Berg et Haerter, 2013). Cet effet ne semble pas présent dans nos simulations pour les précipitations horaires car la pente des précipitations extrêmes totales en fonction de la température est similaire à celle des précipitations extrêmes convectives (CC, non montré). Au contraire pour les précipitations tri-horaires, la pente des précipitations extrêmes totales est sous-CC alors que celle des précipitations extrêmes convectives reste similaire à CC (non montré). L'étude de la relation température-précipitations pour les précipitations extrêmes et médianes confirme la sensibilité de cette relation à la nature des précipitations et à la durée de cumul des précipitations.

Si l'on s'intéresse maintenant aux différences entre la simulation MIN et la simulation MAX, on s'aperçoit qu'elles sont similaires entre les précipitations extrêmes et les précipitations moyennes. On retrouve le fait que les précipitations convectives sont réduites dans la simulation MAX. Cette diminution est importante pour les basses températures et a tendance à s'annuler aux hautes températures. Cela a pour effet de rendre la pente de la simulation MAX légèrement supérieure à celle de la simulation MIN et à la loi de CC. On observe ainsi des pentes autour de $8.5\%.^{\circ}C^{-1}$ pour les précipitations extrêmes et médianes de la simulation MAX alors que les pentes sont autour de $6.2\%.^{\circ}C^{-1}$ pour la simulation MIN.

Nous pensons que ce plus faible impact indirect des aérosols sur les précipitations convectives à température élevée est un effet de la plus faible présence de nuages dans ces conditions. En effet, sur la figure 3.10 qui montre l'épaisseur optique moyenne des nuages (calculée selon l'équation 3.2) en fonction de la température pour la simulation MIN et

la simulation MAX, nous observons la quasi-absence de nuages aux hautes températures, et donc une faible différence de COD entre les simulations MIN et MAX. En revanche aux basses températures les nuages sont nombreux, on peut ainsi observer des différences importantes d'épaisseur optique entre les deux simulations et les effets indirects des aérosols sont maximaux. Par conséquent, les différences de précipitations convectives entre les simulations MAX et MIN sont plus importantes aux basses températures.

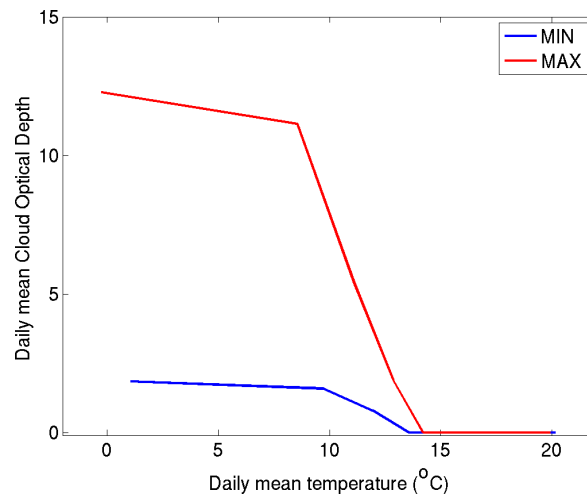


FIGURE 3.10 Épaisseur optique des nuages calculée à partir de l'équation simplifiée 3.2 et moyennée sur la journée en fonction de la température journalière moyenne pour la simulation MIN et la simulation MAX.

Singh et O'Gorman (2014) ont aussi trouvé que le changement le plus important s'effectuait aux basses températures dans leur étude de sensibilité de la relation température précipitations-extrêmes au schéma microphysique. Ils ont attribué ce changement au changement de la vitesse de chute des hydrométéores, paramétrisée de façon différente selon les schémas microphysiques. Ici, il s'agit de la paramétrisation convective qui est identique pour les deux simulations, insensible aux changements en aérosols et ne prend pas en compte la vitesse de chute des gouttelettes, ce qui exclut cette hypothèse. Comme suggéré dans la partie précédente nous pensons que pour nos simulations, les effets indirects des aérosols inhibent les précipitations convectives sous des aspects thermodynamiques et/ou dynamiques dont il nous reste à évaluer les contributions.

3.4.3 Analyse des contributions

On effectue la même décomposition des précipitations convectives que celle effectuée dans le chapitre 2 pour les précipitations totales :

$$P_{conv} \propto \varepsilon \times Q \times W \quad (3.2)$$

où P_{conv} est le cumul de précipitations convectives, ε est l'efficacité des précipitations, Q le rapport de mélange de vapeur d'eau en surface et W la vitesse verticale maximale sur la colonne. Cette description simplifiée des précipitations est particulièrement valide pour les précipitations convectives résultant de l'ascension de parcelles provenant des basses couches de la troposphère. En supposant que les changements de précipitations convectives entre la simulation MIN et la simulation MAX sont modérés, on peut décomposer les contributions de chaque variables dans le changement de précipitations convectives :

$$\frac{P_{convMAX} - P_{convMIN}}{P_{convMIN}} \simeq \frac{\varepsilon_{MAX} - \varepsilon_{MIN}}{\varepsilon_{MIN}} + \frac{Q_{MAX} - Q_{MIN}}{Q_{MIN}} + \frac{W_{MAX} - W_{MIN}}{W_{MIN}} \quad (3.3)$$

La figure 3.11 montre les changements relatifs des précipitations convectives et des vitesses verticales (à gauche, a et c), et de l'efficacité des précipitations et du rapport de mélange de vapeur d'eau en surface (à droite, b et d), pour les précipitations convectives médianes (en haut, a et b) et pour les précipitations convectives extrêmes (en bas, c et d). Comme nous l'avons vu au paragraphe précédent, les précipitations convectives diminuent davantage aux basses températures qu'aux hautes températures dans la simulation MAX, en passant d'environ -25% à 10°C à 0% à 22°C pour les précipitations extrêmes et moyennes. Parmi les trois facteurs de la décomposition faite en équation 3.2, la vitesse verticale semble expliquer en grande partie la réduction des précipitations convectives dans la simulation MAX. En effet parmi les 20-25% de réduction des précipitations convectives médianes et extrêmes aux basses températures, 10-15% sont attribuables à une réduction de la vitesse verticale dans la simulation MAX. La vitesse verticale est aussi le seul paramètre capable de reproduire la variation du changement de précipitations convectives avec la température, alors que l'efficacité des précipitations et le rapport de mélange de vapeur d'eau en surface montrent des valeurs plus faibles et moins de sensibilité à la température. Les variations erratiques de l'efficacité des précipitations reflètent probablement plus les incertitudes méthodologiques qui affectent le calcul de cette grandeur que des variations réelles. L'efficacité des précipitations a en effet été calculée en reprenant l'algorithme du schéma de convection implémenté dans le modèle WRF (Kain, 2004). Des hypothèses simplificatrices ont dû être faites car nous n'avons pas accès à tous les paramètres du modèle utilisés pour effectuer le calcul.

Nous avons également représenté en rouge la variation relative attendue entre les simulations MAX et MIN si l'on considère un changement suivant la relation de CC pour la différence de température observée entre ces deux simulations. On peut voir que la variation des précipitations convectives entre la simulation MAX et la simulation MIN est systématiquement plus importante que ce que prévoit la loi de CC. D'autre part la variation du rapport de mélange de surface entre la simulation MAX et la simulation MIN est au contraire légèrement plus faible que ce que prévoit la loi de CC. Le fait que la variation des précipitations convectives entre les simulations MAX et MIN soit pilotée par des aspects dynamiques (vitesse verticale) plutôt que thermodynamiques (rapport de mélange de surface) explique ce paradoxe apparent.

3.4.4 Contributions aux changements de la vitesse verticale

Comme décrit dans la section méthode, les vitesses verticales utilisées dans la décomposition des précipitations convectives que l'on fait ici ont été calculées à partir de la SBCAPE car elle représente davantage l'intensité des mouvements verticaux convectifs que la vitesse verticale résolue : les changements de SBCAPE peuvent donc être dus à des modifications soit du profil de température, soit du profil d'humidité relative (voir aussi la figure 3.12). Nous voulons donc maintenant quantifier l'importance du changement de profil de la température et de l'humidité relative dans la baisse de la SBCAPE de la simulation MAX. Pour cela nous avons calculé deux SBCAPE intermédiaires en substituant le profil vertical de température (d'humidité relative) de la simulation MIN par celui de la simulation MAX ($SBCAPE_T$ et respectivement $SBCAPE_{RH}$). En utilisant les 4 SBCAPE ($SBCAPE_{MIN}$, $SBCAPE_{MAX}$, $SBCAPE_T$ et $SBCAPE_{RH}$) on peut ainsi faire des différences relatives de SBCAPE permettant de déduire la contribution des profils de température et d'humidité relative dans le changement de la SBCAPE entre la simulation MIN et la simulation MAX.

La figure 3.12 montre ces deux contributions et le changement relatif total de SBCAPE en fonction de la température moyenne journalière pour les événements de précipitations médianes et pour les précipitations extrêmes (95^{ème} quantile). Comme vu dans la figure précédente sous la forme de différences de vitesses verticales, la SBCAPE est plus faible dans la simulation MAX par rapport à la simulation MIN et cette différence est plus forte aux basses températures (-40%) par rapport aux hautes températures (presque 0%). On constate cependant que les contributions des profils verticaux de température et d'humidité relative dans ce changement de SBCAPE ont des signes différents. En effet la contribution de l'humidité relative reste positive passant de +40% à 10°C à presque 0% à 22°C pour les événements de précipitations médianes. Le fait que cette contribution soit positive n'est pas une surprise car nous avons déjà constaté dans la figure précédente que l'humidité relative de

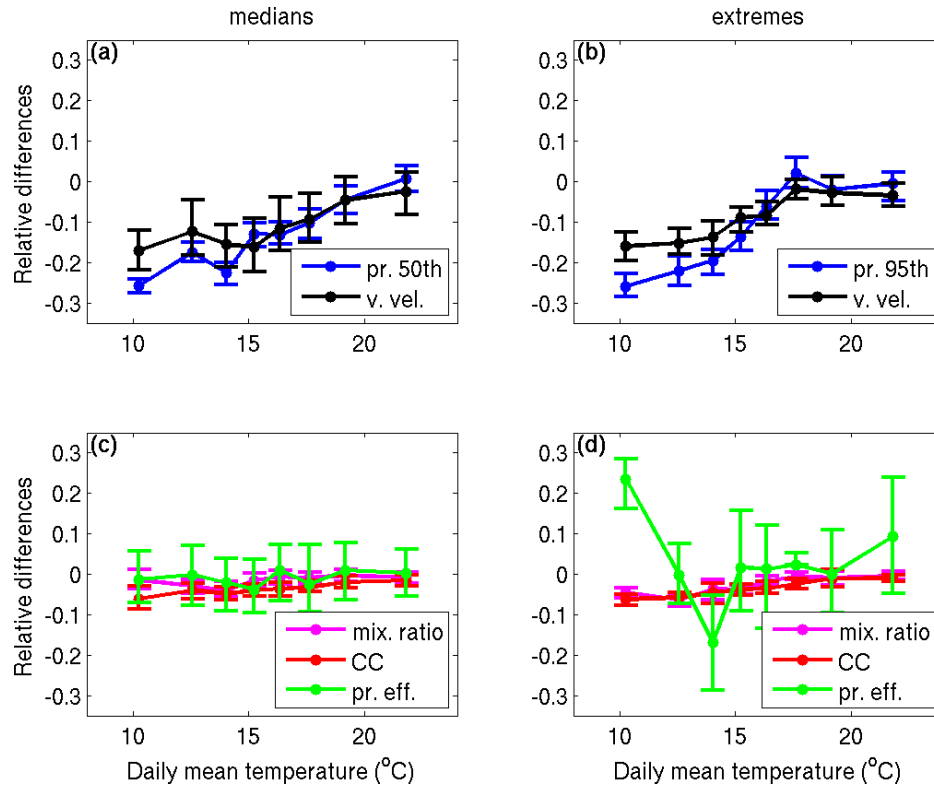


FIGURE 3.11 Différences relatives des précipitations convectives (bleu) et de la vitesse verticale maximale sur la colonne (noir) entre la simulation MAX et la simulation MIN en fonction de la température de surface moyennée sur la journée, pour les événements de précipitations moyennes (a) et les événements de précipitations extrêmes (b). Différences relatives de l'efficacité des précipitations (vert) et du rapport de mélange de vapeur d'eau en surface (magenta) entre la simulation MAX et la simulation MIN en fonction de la température de surface moyennée sur la journée, pour les événements de précipitations moyennes (c) et les événements de précipitations extrêmes (d). Les différences relatives attendues pour un changement CC entre la simulation MAX et la simulation MIN sont représentées en rouge. Les barres verticales représentent l'intervalle dans lequel on retrouve 95% des valeurs si l'on considère une distribution normale (voir méthode)

surface augmentait dans la simulation MAX par rapport à la simulation MIN (la différence relative du rapport de mélange de vapeur d'eau de surface entre la simulation MAX et la simulation MIN est plus faible que celle prévue par la relation de CC). On peut voir que cette augmentation de l'humidité relative apparemment faible dans la simulation MAX a des effets non négligeables sur la SBCAPE puisqu'elle a une contribution pouvant atteindre les +40% aux basses températures pour les événements de précipitations médianes. La contribution principale est néanmoins négative et provient du profil vertical de température dont la valeur atteint les -60% (-40%) aux basses températures et -15% (-15%) aux hautes températures

pour les événements de précipitations médianes (extrêmes). On constate également que les variations des différences relatives de SBCAPE entre la simulation MAX et la simulation MIN avec la température sont très similaires aux variations de la contribution du profil vertical de température avec la température.

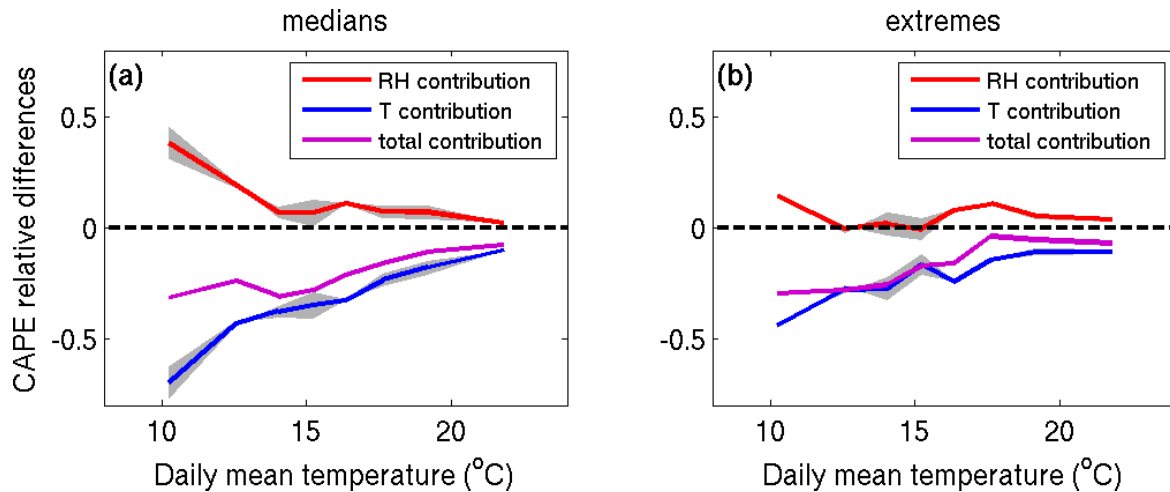


FIGURE 3.12 Contributions du profil d'humidité relative (en rouge), du profil vertical de température (en bleu) à la différence relative de SBCAPE entre la simulation MAX et la simulation MIN (en violet) pour les événements de précipitations moyennes (a) et extrêmes (b) en fonction de la température moyenne journalière. Les aires grises représentent les incertitudes liées à la non-linéarité de la SBCAPE. La ligne horizontale en pointillé noire est constante égale à 0 et a été représentée pour la lisibilité.

Cependant, comme la SBCAPE est fortement non-linéaire, changer le profil vertical de température (ou d'humidité relative) pour un profil vertical d'humidité relative (respectivement de température) donné et faire ce même changement de profil vertical de température (humidité relative) pour un autre profil d'humidité relative (de température) donné, pourrait aboutir à des résultats différents. Les deux manières de calculer la contribution de la température (respectivement de l'humidité relative) sont montrées sur le schéma de la figure 3.13 et délimitent une aire grise qui représente l'incertitude (liée à la non-linéarité de la SBCAPE) de la contribution du profil de la température (humidité relative) au changement total de la SBCAPE entre la simulation MIN et la simulation MAX sur la figure 3.12. On estime que la moyenne de ces deux façons de calculer la sensibilité de la SBCAPE au profil de température (d'humidité relative) représente la contribution moyenne du profil de température (d'humidité relative) au changement de la SBCAPE entre la simulation MIN et la simulation MAX, dont on a dessiné en courbe pleine sur la figure 3.12. On peut constater que les effets de la non-linéarité de la SBCAPE sont plus faibles que les différences entre les deux contributions (les aires grises ne se recoupent pas), ce qui permet d'en donner des

interprétations différentes et conclure que la modification du profil vertical de température est à l'origine de la baisse de la SBCAPE dans la simulation MAX par rapport à la simulation MIN.

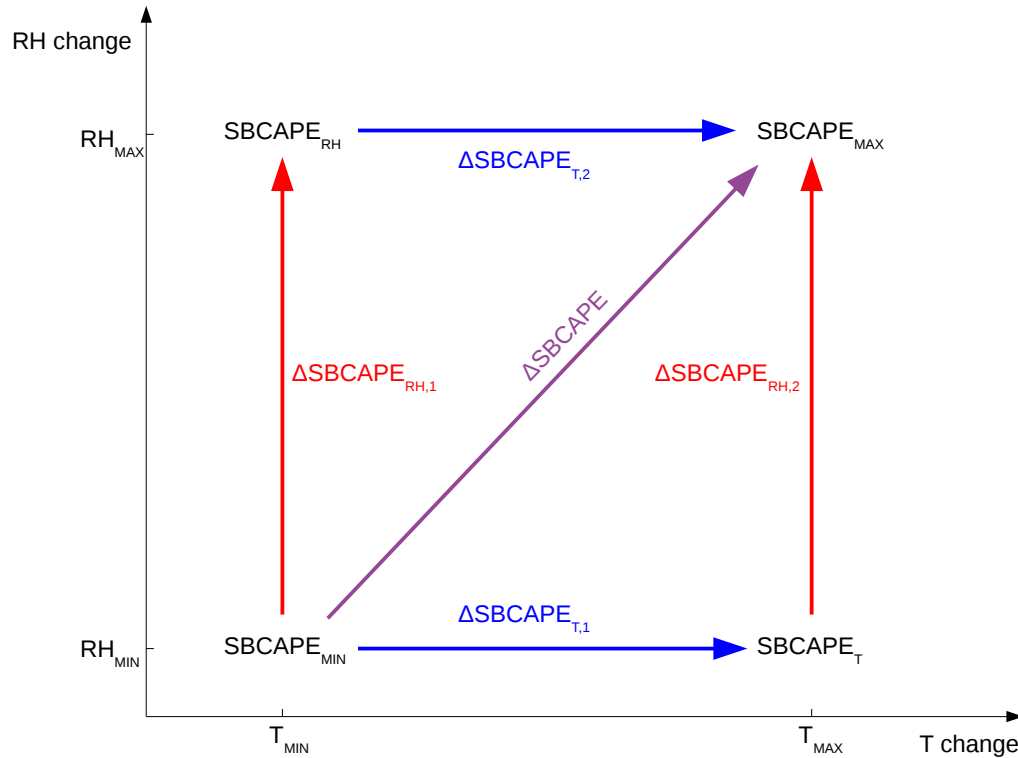


FIGURE 3.13 Schéma représentant les 2 différences de SBCAPE possibles pour évaluer la contribution du profil vertical de température ($\Delta SBCAPE_{T1}$ et $\Delta SBCAPE_{T2}$) et la contribution du profil vertical d'humidité relative ($\Delta SBCAPE_{RH1}$ et $\Delta SBCAPE_{RH2}$) au changement total de SBCAPE entre la simulation MAX et la simulation MIN.

3.4.5 Contributions de la température de surface et du gradient vertical de température

On peut enfin se demander si la modification de la SBCAPE par le profil vertical de température provient majoritairement de la baisse de la température de surface en elle-même ou bien du changement de gradient vertical qu'elle entraîne, le refroidissement dû à l'effet indirect des aérosols étant plus fort à la surface que dans la troposphère libre. Dans le même esprit que le paragraphe précédent, la SBCAPE est maintenant vue comme une fonction de trois variables : le profil vertical d'humidité relative, le gradient vertical de température

et la température de surface. Pour quantifier les contributions de la température de surface et du gradient vertical de température, nous avons calculé 4 SBCAPE supplémentaires en substituant la température de surface (le gradient vertical de température) de la simulation MIN par celle (celui) de la simulation MAX et ce pour le profil d'humidité relative de la simulation MAX et celui de la simulation MIN. Un schéma explicatif des différences de SBCAPE utilisées dans cette section est proposé en figure 3.15.

La figure 3.14 représente la contribution relative du gradient vertical de température, la contribution relative de la température de surface et la contribution relative profil vertical entier de la température dans la baisse de la SBCAPE dans la simulation MAX par rapport à la simulation MIN en fonction de la température moyenne journalière et pour les événements de précipitations moyennes (a) et extrêmes (b). Les deux contributions sont cette fois-ci négatives, indiquant que non seulement la température de surface est plus froide mais que ce refroidissement est moins fort dans les couches supérieures, ce qui dans les deux cas réduit la SBCAPE dans la simulation MAX. Dans le cas des événements de précipitations moyennes, la baisse de la SBCAPE due au gradient vertical de température (-10% à -50%) est plus forte que la baisse de la SBCAPE due à la baisse de la température de surface (-10% à -20%). Pour les événements de précipitations extrêmes, les contributions sont comparables et varient de -30% aux basses températures à -5% aux hautes températures.

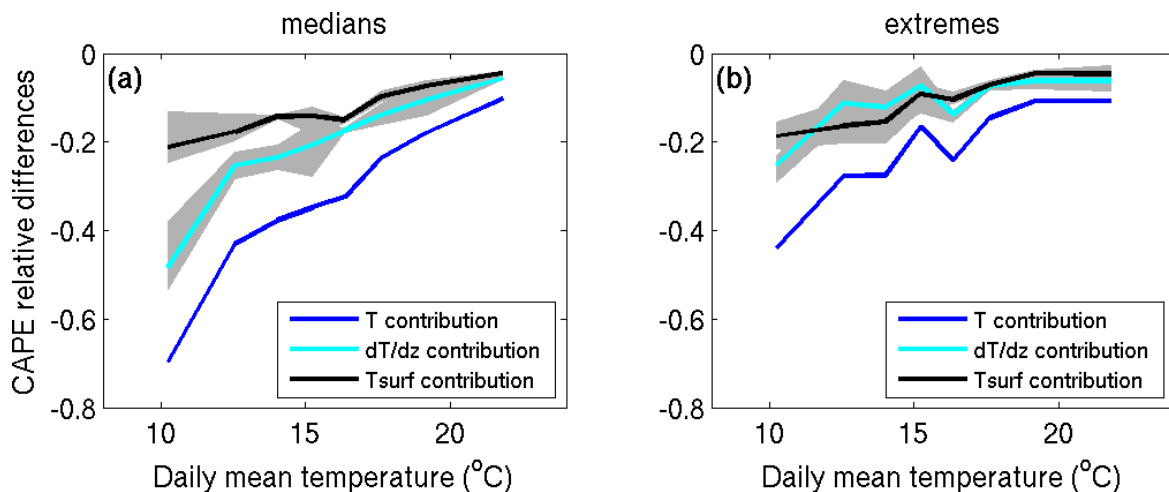


FIGURE 3.14 Contributions de la température de surface (en noir), du gradient vertical de température (en cyan) et de l'ensemble du profil de température (en bleu) à la différence relative de SBCAPE entre la simulation MAX et la simulation MIN pour les événements de précipitations moyennes (a) et extrêmes (b) en fonction de la température moyenne journalière.

En prenant les valeurs extrêmes des 4 différences relatives de SBCAPE évaluant la sensibilité au changement de température de surface (voir sur la figure 3.15 : $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{surf}}1}$, $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{surf}}2}$, $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{surf}}3}$ et $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{surf}}4}$) et des 4 différences relatives de SBCAPE évaluant la sensibilité au changement de gradient vertical de température (voir sur la figure 3.15 : $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{gdt}}1}$, $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{gdt}}2}$, $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{gdt}}3}$ et $\Delta\text{SBCAPE}_{T_{\text{gdt}}4}$), on peut déterminer une plage d'incertitude liée à la non-linéarité de la SBCAPE de façon similaire à la section précédente. La moyenne des 4 différences relatives de SBCAPE détermine la contribution moyenne de la température de surface (respectivement du gradient vertical de température) à la baisse de la SBCAPE dans la simulation MAX par rapport à la simulation MIN. Pour les SBCAPE des événements médians de précipitations, les plages d'incertitude correspondant aux contributions du gradient vertical de température et de la température de surface ne se recoupent pas aux basses températures ($<18^\circ\text{C}$), ce qui montre que la contribution du gradient de température est significativement plus importante (en valeur absolue) que la contribution de la température de surface. Aux hautes températures ($>18^\circ\text{C}$) les plages d'incertitudes de ces deux contributions tendent à se rejoindre, on ne peut donc pas différencier les contributions pour ces températures. De même, les différences que l'on observe entre la contribution du gradient vertical de température et la contribution de la température de surface pour les événements de précipitations extrêmes ne sont pas significatives puisque les plages d'incertitudes se recoupent sur l'ensemble des températures.

3.5 Conclusion

Les aérosols affectent la dynamique atmosphérique et les précipitations à travers leurs effets directs, semi-directs et indirects. Nous avons étudié les effets indirects des aérosols sur les précipitations d'été dans la région euro-méditerranéenne. Alors qu'il est difficile de séparer les effets indirects des autres effets des aérosols dans la réalité, nos simulations numériques de sensibilité avec le modèle WRF ont permis de les isoler, en gardant les autres paramètres identiques y compris les effets directs des aérosols. Dans ce but, le schéma microphysique de Thompson a été adopté dans une paire de simulations faites à 50 km de résolution pour le printemps et l'été 2013 (d'avril à septembre) avec des concentrations très fortes et très faibles en aérosols, pour que les effets indirects des aérosols émergent du "bruit" lié à la variabilité interne du modèle. Les résultats de ces simulations ont été analysés sur deux zones, l'une couvrant le nord de l'Europe continentale et l'autre couvrant le bassin méditerranéen continental (figure 3.1). Dans le but de renforcer les résultats des simulations à basse résolution, nous avons également effectué une paire de simulations à haute résolution (3.3 km) avec résolution explicite de la convection et pour un sous-domaine continental.

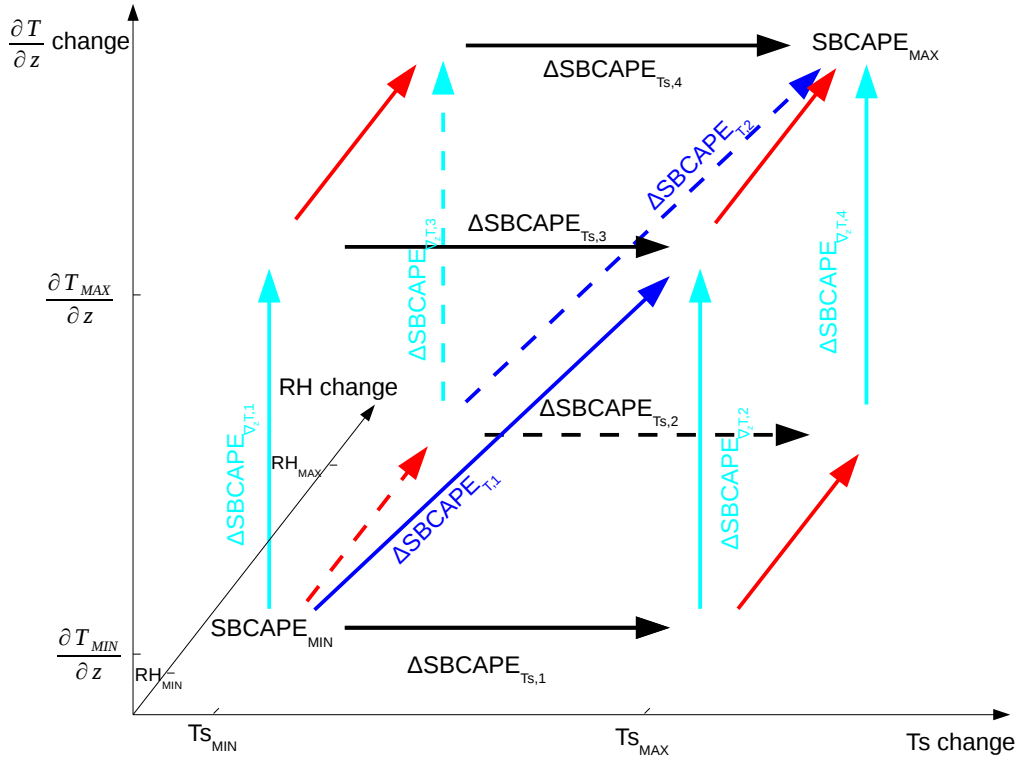


FIGURE 3.15 Schéma représentant les 4 différences de SBCAPE possibles pour évaluer la contribution de la température de surface ($\Delta SBCAPE_{Ts,1}$, $\Delta SBCAPE_{Ts,2}$, $\Delta SBCAPE_{Ts,3}$ et $\Delta SBCAPE_{Ts,4}$) et la contribution du gradient vertical de température ($\Delta SBCAPE_{T,1}$, $\Delta SBCAPE_{T,2}$, $\Delta SBCAPE_{T,3}$ et $\Delta SBCAPE_{T,4}$) au changement total de SBCAPE entre la simulation MAX et la simulation MIN.

L'analyse des simulations LR a révélé deux réponses opposées à cette augmentation de la concentration en aérosols. Dans la simulation polluée, les précipitations convectives (paramétrisées) sont diminuées par rapport à la simulation peu polluée (figure 3.4). Les précipitations totales sont également réduites, bien qu'une augmentation des précipitations stratiformes compense en partie la baisse des précipitations convectives (tableau 3.2). Une étude des différences de plusieurs variables entre la simulation polluée et la simulation peu polluée a montré que la simulation polluée a plus de gouttelettes d'eau nuageuse que la simulation peu polluée, et que ces gouttelettes d'eau tendent à être plus petites (tableau 3.2). De plus, le contenu en eau liquide de l'atmosphère tend à être aussi augmenté dans la simulation polluée (tableau 3.2), probablement parce que les gouttelettes d'eau plus petites restent plus longtemps dans l'atmosphère car elles sont moins lourdes. Le fait qu'il y ait des gouttelettes plus petites et que la quantité d'eau liquide soit plus importante dans l'atmosphère augmente l'épaisseur optique des nuages, ce qui réduit le flux solaire incident à la surface, une

diminution compensée en partie par une augmentation du flux infrarouge incident à la surface (figure 3.3 et tableau 3.2). La baisse du réchauffement radiatif en surface a des conséquences sur la stabilité atmosphérique, à travers une réduction de l'évaporation et des températures de surface dans la simulation polluée (tableau 3.2). La réduction de l'évaporation entraîne une baisse du rapport de mélange de vapeur d'eau en surface dans la simulation polluée (figure 3.5 et tableau 3.2), ce qui fait baisser à la fois la CAPE et la quantité d'eau précipitable. L'augmentation de la stabilité et la réduction de la vapeur d'eau disponible contribuent à la baisse des précipitations convectives dans la simulation polluée (tableau 3.2). Un schéma récapitulatif de cette chaîne de causalité est présenté en figure 3.8.

Dans ces simulations où la convection est paramétrisée, l'augmentation des précipitations stratiformes (explicitement résolues) compense partiellement la baisse des précipitations convectives (paramétrisées). Comme on pourrait penser que cette augmentation des précipitations stratiformes est une simple conséquence de la diminution des précipitations convectives, par exemple à travers une plus grande quantité de vapeur d'eau disponible pour les précipitations stratiformes dû au fait qu'il y ait moins de précipitations convectives, nous avons effectué une paire de simulations additionnelle à 50 km de résolution mais sans activer le schéma de convection. L'analyse de ces simulations a montré que l'augmentation des précipitations stratiformes se produisait également dans cette configuration où la convection n'est pas présente. Cela exclut donc l'hypothèse selon laquelle l'augmentation des précipitations stratiformes serait une simple conséquence de la baisse des précipitations convectives dans la simulation polluée. Par conséquent, les raisons de cette augmentation des précipitations stratiformes dans la simulation polluée restent inconnues et seront laissées en question ouverte.

Dans l'objectif de confirmer la baisse des précipitations totales par les effets indirects des aérosols et de montrer qu'elle n'est pas la conséquence de la formulation du schéma de convection (dans notre cas le schéma de Kain-Fritsch), nous avons analysé les mêmes variables que précédemment mais pour la paire de simulations à haute résolution (3.3 km). Bien qu'il existe des différences entre les simulations HR et les simulations LR, on y observe généralement les mêmes caractéristiques : une forte augmentation du nombre de gouttelettes d'eau et de la quantité d'eau dans l'atmosphère dans la simulation polluée par rapport à la simulation peu polluée, une forte baisse de la taille de ces gouttelettes d'eau, une baisse du flux solaire incident en surface, une baisse de la température et de la quantité de vapeur d'eau en surface et une baisse de la CAPE, aboutissant à une baisse des précipitations totales (tableau 3.2). Le phénomène d'invigoration convective, qui ne pouvait pas être reproduit dans nos simulations LR car la paramétrisation de la convection ne prend pas en compte la concentration en aérosols, ne semble pas jouer de rôle significatif dans nos

simulations où la convection est résolue, un résultat qui n'est pas surprenant car il a été montré que l'effet d'invigoration était le plus fort lorsque la base des nuages est chaude ($>15^{\circ}\text{C}$) et que le cisaillement vertical de vent est faible (Li *et al.*, 2011, Fan *et al.*, 2009), conditions peu fréquentes dans les régions de moyennes latitudes. Rosenfeld *et al.* (2008) ont évalué l'amplitude de l'effet d'invigoration en fonction de la concentration en aérosols. Ils ont montré que le poids des parcelles d'air condensées augmente avec la concentration en CCN car les aérosols tendent à supprimer les précipitations par l'effet de Albrecht (1989). L'augmentation du poids des parcelles avec la concentration en CCN compense l'augmentation du dégagement de chaleur latente de congélation (par l'effet d'invigoration) en augmentant le nombre de CCN. Ils ont montré l'existence d'une concentration optimale à $1\,200\text{ CCN.cm}^{-3}$ au-delà de laquelle l'effet d'invigoration a tendance à être inhibé par l'augmentation du poids des parcelles. L'effet résultant est même négatif lorsque l'on atteint des concentrations extrêmes ($\simeq 10\,000\text{ cm}^{-3}$), ce qui correspond à l'ordre de grandeur typique de notre simulation polluée (voir tableau 3.2). Il s'agit d'un autre facteur possible expliquant que l'effet d'invigoration n'est pas observé dans nos simulations.

Bien que la réduction des précipitations s'effectue dans la partie paramétrisée des précipitations pour la basse résolution, le fait que la réduction des précipitations totales persiste à haute résolution lorsque la convection est résolue, au moins sur notre domaine réduit en Europe centrale, suggère que cet impact des effets indirects des aérosols sur les précipitations n'est pas une conséquence de la formulation du schéma de convection mais bien de processus physiques pour lesquels nous avons proposé un schéma récapitulatif (figure 3.8). L'impact des effets indirects des aérosols sur les précipitations totales est estimé entre -4% et -15% dans nos simulations, mais comme ces simulations ont été réalisées avec des concentrations extrêmes en aérosols, ces valeurs doivent être interprétées en conséquence et ne donnent peut-être pas une estimation réaliste de cet effet. La relative faiblesse de cet impact par rapport au forçage extrême en nombre d'aérosols peut également être vue comme une réponse tampon de l'atmosphère au forçage indirect des aérosols, comme discuté par Stevens et Feingold (2009). En effet, l'analyse de la simulation LR montre que les nuages stratiformes ont deux effets opposés pour les précipitations de surface dans un environnement pollué : ils produisent plus de pluie stratiforme de façon directe et ils font baisser les précipitations convectives de façon indirecte en augmentant la stabilité de l'atmosphère. Cette compensation explique pourquoi des changements extrêmes de la concentration en aérosols ne produisent que de faibles changements sur les précipitations totales.

Si tous les effets indirects des aérosols que l'on a mentionné ont déjà été vus dans le passé, par exemple dans les études de Morrison et Grabowski (2011), Seifert *et al.* (2012) et Fan *et al.* (2013), notre étude permet d'observer cet effet dans la même région et pour la

même période avec deux configurations de modèle différentes, montrant que la configuration avec la convection paramétrisée est capable de représenter la réduction des précipitations par stabilisation de l'atmosphère d'une façon similaire à la configuration dans laquelle la convection est résolue. Utiliser une configuration à basse résolution dans laquelle la convection est paramétrisée présente l'avantage de pouvoir séparer les effets des aérosols affectant les précipitations convectives des effets des aérosols affectant les précipitations stratiformes.

Notre domaine à haute résolution est relativement petit du fait des contraintes imposées par le temps de calcul, ce qui limite les interprétations physiques sur cette zone. On peut cependant constater que l'ordre de grandeur spatial des différences de précipitations sur la figure 3.2 est inférieur à la moitié de la taille de notre domaine HR, donc que les différences observées sur le domaine HR ne reflètent pas un cas particulier de l'Europe centrale dans lequel la différence de précipitations serait toujours positive ou négative mais il s'agit d'un échantillon raisonnable de l'Europe continentale.

L'étude de la relation entre la température et les précipitations convectives permet de déterminer l'importance relative des différents processus en jeu dans la réduction des précipitations convectives à partir d'une diminution de la température créée par les effets indirects des aérosols. Elle permet également de montrer que les effets indirects des aérosols sur les précipitations sont plus forts aux basses températures car la couverture nuageuse est plus fréquente pour ces températures. En décomposant la baisse des précipitations dans la simulation polluée selon un modèle simple déjà utilisé dans le chapitre précédent, nous avons pu mettre en évidence que celle-ci est dominée par des aspects dynamiques plutôt que thermodynamiques. Il en résulte une diminution des précipitations convectives supérieure (de l'ordre de 25% aux basses températures) à ce qui est prévu par la relation de CC (de l'ordre de 5% aux basses températures). La baisse des vitesses verticales dans un environnement pollué s'explique pour une grande partie (de l'ordre de 30-40% aux basses températures pour les précipitations médianes) par la stabilisation du profil vertical de température. La contribution de la baisse de la température de surface explique une fraction non négligeable de l'ordre de 20% aux basses températures pour les événements de précipitations moyennes et comparable au redressement du gradient vertical de température pour les événements de précipitations extrêmes.

Dans le cadre de nos simulations LR effectuées avec le modèle WRF, nous avons pu constater que la relation entre la température et les précipitations convectives extrêmes est proche de la loi de CC pour un domaine situé en Europe centrale (domaine HR). Ce résultat contraste avec ceux obtenus dans le chapitre précédent pour lequel on avait constaté

que la relation température-précipitations extrêmes avait une forme en crochet robuste sur l'ensemble du domaine méditerranéen. On peut évoquer plusieurs explications probables :

1. Le comportement CC résulte d'une caractéristique climatique de la région qui se situe au nord des Alpes et ne présente pas l'aridité expliquant la forme en crochet de la relation température-précipitations extrêmes sur le pourtour méditerranéen.
2. Dans le cadre de nos simulations LR couvrant le printemps et l'été de l'année 2013, nous avons concaténé les séries temporelles de l'ensemble du domaine HR pour avoir un nombre de données suffisant pour tracer la relation température-précipitations. Il en résulte une série temporelle équivalente à 90 ans de simulation avec une fréquence horaire mais présentant des corrélations. Ces dernières pourraient également expliquer les changements de la relation température-précipitations par rapport au chapitre précédent où les séries temporelles non corrélées couvraient 30 ans de simulation.
3. On s'intéresse ici aux précipitations *convectives* dans le but de quantifier les processus expliquant leur réduction dans la simulation MAX alors que nous avons étudié la relation température-précipitations extrêmes *totales* dans le chapitre précédent.
4. La durée de cumul des précipitations utilisées dans ce chapitre est d'une heure contre trois heures au minimum pour les simulations du chapitre précédent.

Lorsque l'on trace les précipitations convectives extrêmes tri-horaires en fonction de la température on obtient une relation similaire à la relation horaire donc proche de CC (non montré), ce qui éliminerait une explication des différences par l'hypothèse d'un changement dans la durée de cumul des précipitations. Lorsque l'on trace les précipitations extrêmes totales horaires en fonction de la température, la relation est toujours proche de CC (non montré), ce qui éliminerait une explication des différences par le type de précipitations. En revanche, il existe de fortes différences entre les précipitations extrêmes convectives tri-horaires et les précipitations extrêmes totales tri-horaires. Ces dernières présentent une pente relativement constante mais sous-CC contrairement à la pente des précipitations convectives.

Ces observations confirment qu'utiliser la relation température-précipitations pour prévoir l'évolution des précipitations dans le futur doit être fait avec précaution, tant le nombre de facteurs influençant cette dernière est important. La diminution de la température par les effets indirects des aérosols se manifeste par une diminution des précipitations convectives selon un comportement super-CC non prédit par la relation température-précipitations convectives de la simulation peu polluée. Dans le chapitre suivant, nous allons évaluer si la relation température-précipitations extrêmes du climat présent est prédictive de l'évolution des précipitations extrêmes dans le contexte d'une augmentation de la température liée au réchauffement climatique.

Chapitre 4

Relation température-précipitations extrêmes dans le climat futur

La relation température-précipitations extrêmes est souvent étudiée dans le but de prévoir l'évolution des précipitations extrêmes dans un climat futur plus chaud. La relation de Clausius-Clapeyron (CC) donne une première estimation de l'augmentation des précipitations extrêmes avec la température. Cependant nous avons vu dans le chapitre 2 que la relation température-précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen présente une forme en crochet et ne suit donc pas la loi de CC. Les pentes négatives observées aux hautes températures suggèrent même que les précipitations extrêmes devraient diminuer dans un climat futur. Cette extrapolation de la relation température-précipitations extrêmes pour décrire l'évolution des précipitations extrêmes dans un climat futur plus chaud repose néanmoins sur l'hypothèse que la relation température-précipitations extrêmes reste inchangée dans le climat futur. Or nous avons vu dans le chapitre 3 que la relation température-précipitations extrêmes varie à un taux supérieur à la loi de CC avec le contenu en aérosols. L'hypothèse de conservation de la relation température-précipitations extrêmes dans un climat futur s'avère donc fragile et demande une vérification.

Dans ce chapitre les projections de plusieurs RCM selon le scénario RCP8.5 (Riahi *et al.*, 2011) sont utilisées pour établir la relation température-précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen dans le futur. L'objectif de la première partie de ce chapitre est de quantifier le changement de la relation température-précipitations extrêmes dans le climat méditerranéen futur. Les résultats qui y sont présentés ont fait l'objet d'une publication (voir annexe B : Drobinski *et al.*, 2018). La seconde partie tente d'expliquer ces changements et de les cartographier. Elle correspond à des résultats d'un article en cours de préparation (voir annexe B : Drobinski *et al.*, 2018).

Modèles régionaux	Modèles globaux			
	CNRM-CM5	HadGEM2-ES	IPSL-CM5A	MPI-ESM
CNRM-ALADIN52	x			
ICTP-RegCM4-3		x		x
ITU -RegCM4-3 (CLM and BATS)		x		
LMD-LMDZ4NEMOMED8			x	

TABLE 4.1 Matrice des RCM en fonction des GCM pour les simulations CMIP5 historiques et les projections climatiques dans le futur (avec le scénario RCP8.5). Les croix indiquent le GCM utilisé pour forcer le RCM.

4.1 Évolution de la relation température-précipitations extrêmes dans le futur

4.1.1 Simulations utilisées

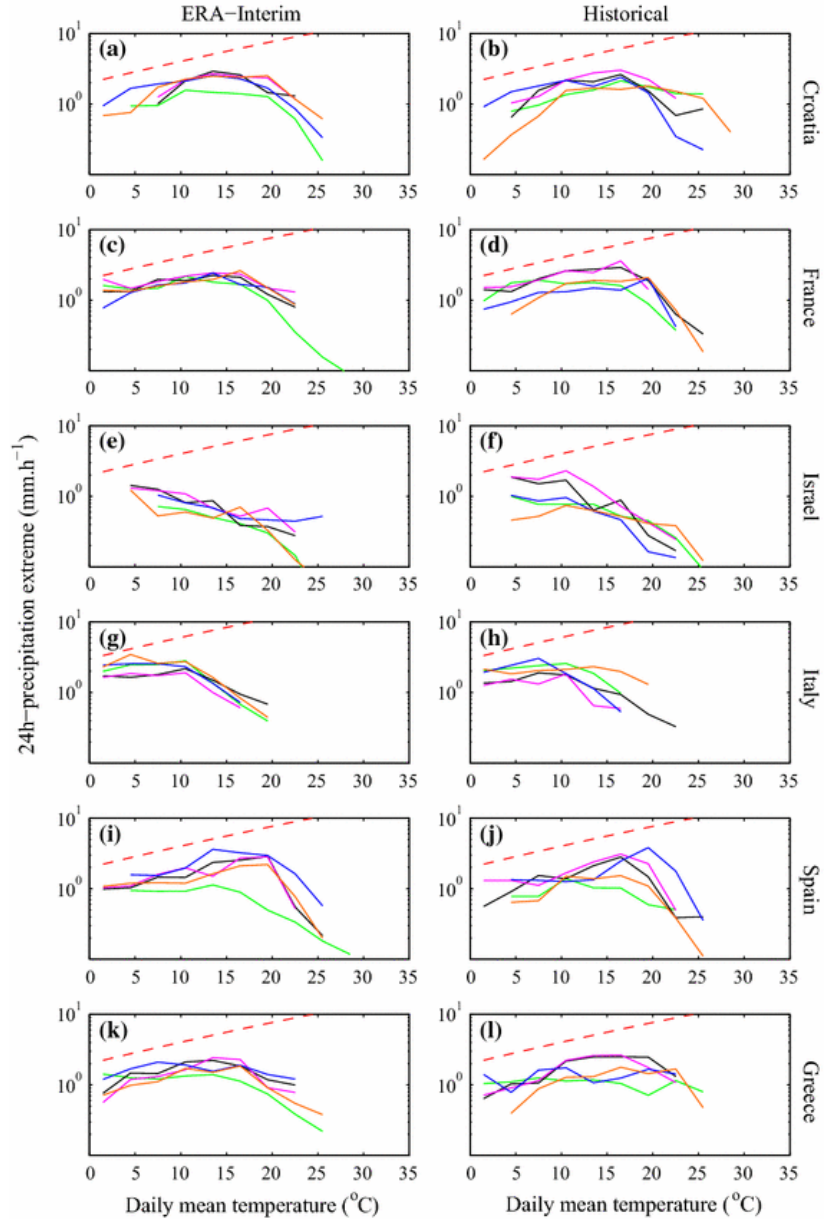
Les modèles utilisés dans cette première partie ainsi que leur configuration ont déjà été décrits dans le tableau 2.2 du chapitre 2. La réduction d'échelle des simulations CMIP5 est réalisée de façon similaire à ce qui est fait pour les réanalyses ERA-Interim et qui est présenté dans la section 2.2.1. Les combinaisons GCM/RCM utilisées sont montrées dans le tableau 4.1. Le scénario le plus pessimiste en terme d'émission de gaz à effet de serre a été considéré pour cette étude : le scénario RCP8.5 (Representative Concentration Pathways, Riahi *et al.*, 2011)

4.1.2 Comparaison entre les simulations historiques et ERA-Interim

Avant de s'intéresser à l'effet du changement climatique sur la relation température-précipitations extrêmes, il convient de vérifier que les simulations historiques sont capables de reproduire la relation température-précipitations extrêmes des simulations ERA-Interim prenant en compte les observations du climat présent. Cela permet une évaluation de l'incertitude des résultats liée au forçage par les bords.

La figure 4.1 montre les précipitations extrêmes journalières en fonction de la température moyenne journalière aux points de grille les plus proches des 6 stations de mesure in-situ autour de la Méditerranée (utilisées dans le chapitre 2, voir tableau 2.1) et pour les simulations HyMeX/MED-CORDEX (CNRM-ALADIN52-MED44, ITU-RegCM4-3-BATS-MED44, ITU-RegCM4-3-CLM-MED44, ICTP-RegCM4-3-MED44, LMD-LMDZ4NEM8-MED44, voir tableau 2.2 et 4.1) forcées par les réanalyses ERA-Interim et par les simulations historiques CMIP5 de GCM (voir tableau 4.1). Pour toutes les stations et toutes les durées

FIGURE 4.1 Précipitations journalières extrêmes (99^{ème} quantile) en fonction de la température moyenne journalière pour les simulations HyMeX/MED-CORDEX à 0.44° de résolution et aux points de grille les plus proches des stations de mesures choisies autour de la Mer Méditerranée (CNRM-ALADIN52-MED44 : vert; ITU-RegCM4CLM-3-MED44 : magenta; ITU-RegCM4BATS-3-MED44 : noir; ICTP-RegCM4-3-MED44 : orange; LMD-LMDZ4NEMOMED8-MED44 : bleu) forcées par les réanalyses ERA-Interim (colonne de gauche) et forcées par les GCM du tableau 4.1 dans le cadre des simulations historiques CMIP5 (colonne de droite)

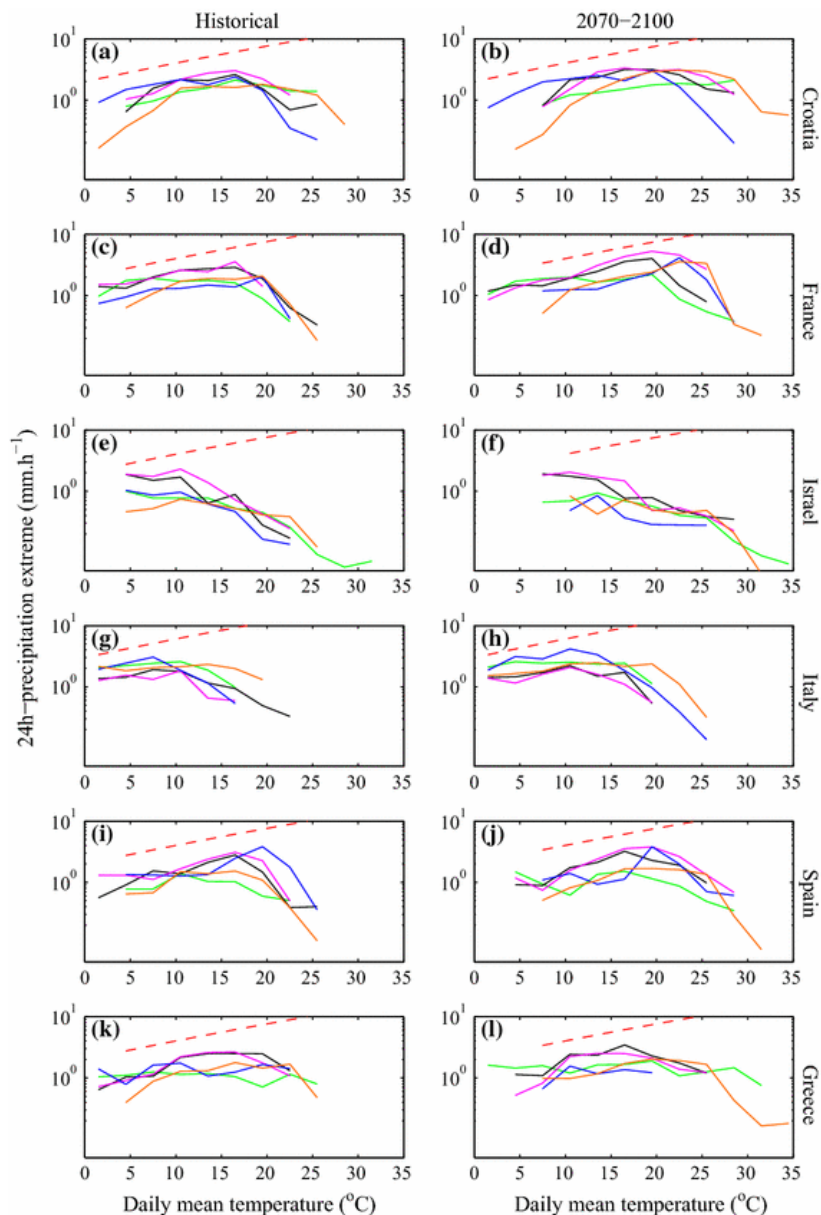


de précipitations, il y a un bon accord entre les simulations ERA-Interim et les simulations CMIP5 sur la période 1976-2005. Les températures T_{break} peuvent être légèrement différentes mais ces différences ne sont généralement pas significatives et sont causées par les différentes boîtes de température utilisées entre les deux simulations pour calculer la relation température-précipitations extrêmes. Les plus grandes différences de pentes de la relation température-précipitations extrêmes entre CMIP5 et ERA-Interim sont simulées par le modèle ALADIN (CNRM-ALADIN52-MED44), pour lequel la pente aux hautes températures est généralement plus forte que pour ERA-Interim. On peut aussi noter une sous-estimation de l'intensité des précipitations avec ICTP-RegCM4 aux basses températures pour la simulation historique par

rapport à la simulation ERA-Interim, ce qui aboutit à une surestimation de la pente pour ces températures.

4.1.3 Projections dans un climat futur

FIGURE 4.2 Précipitations journalières extrêmes (99^{ème} quantile) en fonction de la température moyenne journalière pour les simulations HyMeX/MED-CORDEX à 0.44° de résolution et aux points de grille les plus proches des stations de mesures choisies autour de la Mer Méditerranée (CNRM-ALADIN52-MED44 : vert; ITU-RegCM4CLM-3-MED44 : magenta; ITU-RegCM4BATS-3-MED44 : noir; ICTP-RegCM4-3-MED44 : orange; LMD-LMDZ4NEMOMED8-MED44 : bleu) forcées par les GCM du tableau 4.1 dans le cadre des simulations CMIP5 pour la période historique (colonne de gauche) et 2071-2100 dans le scénario RCP8.5 (colonne de droite)



La figure 4.2 montre les précipitations extrêmes journalières en fonction de la température moyenne journalière pour les 6 stations et pour les simulations HyMeX/MED-CORDEX pour la période historique (1976-2005) et pour la période future (2071-2100). Les changements les plus forts sont : (1) une augmentation de la température T_{break} de 4 à 5°C associée à

une augmentation de la zone de température où la pente des précipitations extrêmes est proche de CC ; (2) une augmentation ou une diminution de la pente aux hautes températures selon le modèle. Cet effet est encore plus prononcé pour les précipitations tri-horaires (non montré). La relation température-précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen est donc modifiée dans le climat futur et suggère donc qu'elle n'est donc pas un bon outil pour prédire le changement des précipitations extrêmes dans le futur pour ces régions. La modification de la pente aux hautes températures entre le présent et le futur suggère que la relation de CC n'est pas plus adaptée pour prévoir le changement des précipitations extrêmes dans le futur.

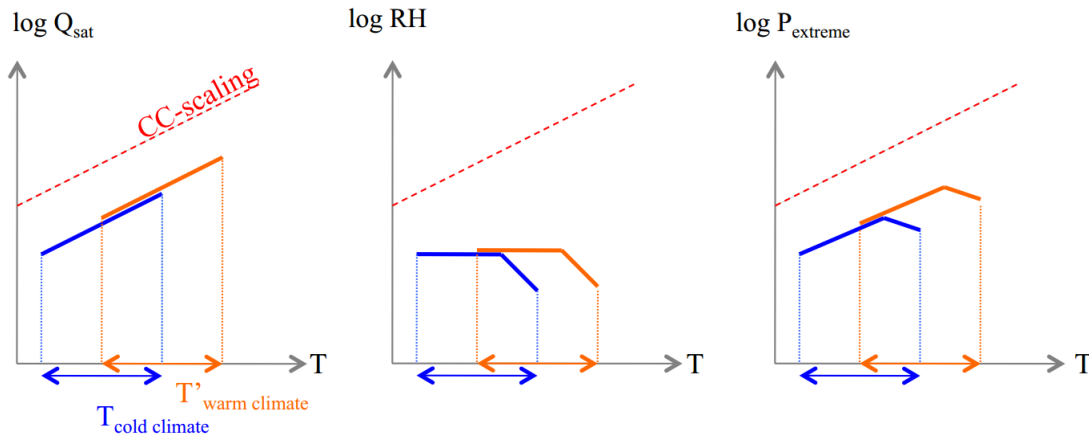


FIGURE 4.3 Représentation schématique du changement attendu de relation température-précipitations extrêmes avec un réchauffement (panneau à droite). T et T' réfèrent à la température de la période historique et future respectivement. Si tous les autres aspects de la convection demeurent inchangés, on s'attend à ce que la thermodynamique impose que les précipitations extrêmes varient de la même façon que la convergence d'humidité à la base du nuage, soit $P_{extreme} \propto RH Q_{sat}$. On suppose ici que l'humidité relative RH reste constante pour chaque gamme de température (panneau du milieu), et se translate donc horizontalement vers les hautes températures lorsque le climat se réchauffe. On suppose également que l'augmentation de température $T' - T$ est indépendante de la température, et ne déforme donc pas les pentes. Dans ce cas l'augmentation des précipitations extrêmes est pilotée uniquement par l'augmentation de l'humidité spécifique de la basse troposphère Q_{sat} , qui suit la loi de CC.

Si la relation température-précipitations extrêmes suit la loi de CC et que tous les autres aspects de la convection restent inchangés avec l'augmentation de la température (en particulier l'efficacité des précipitations et la vitesse verticale, voir équation 1.4), on peut s'attendre à un simple décalage de la courbe des précipitations extrêmes parallèlement à la pente de CC (figure 4.3). En effet, si tous les autres aspects de la convection restent identiques, les précipitations extrêmes sont pilotées par la convergence d'humidité à la base du nuage, soit $P_{extreme} \propto RH \cdot Q_{sat}$ (Betts, 1987, O'Gorman et Schneider, 2009), où $P_{extreme}$

désigne un taux de précipitations extrêmes, Q_{sat} l'humidité spécifique de saturation de la basse troposphère, et RH l'humidité relative de la basse troposphère. Si RH reste constante avec le réchauffement climatique et que l'augmentation de température est spatialement uniforme, alors l'augmentation de la température change les précipitations extrêmes à travers la contribution de Q_{sat} uniquement, qui suit la loi de CC. La température T_{break} se décale de 4 à 5°C sur l'ensemble de la région méditerranéenne et de l'Europe (incluant l'est de l'Europe) sans trop d'écarts entre les modèles (non montré). La valeur de ce changement de température T_{break} correspond à la valeur du changement de température moyenne de la région (3 – 4°C), soit un des plus forts taux d'augmentation de la température dans le monde tant pour les observations (Quereda Sala *et al.*, 2000, Xoplaki *et al.*, 2003, Solomon *et al.*, 2007) que pour les projections climatiques dans le futur (Giorgi, 2006). Cependant une simple translation des courbes des précipitations extrêmes en fonction de la température pour la période historique ne suffit pas pour retrouver celle des simulations RCP8.5, puisqu'une telle translation ne modifierait pas la pente aux hautes températures (figure 4.3).

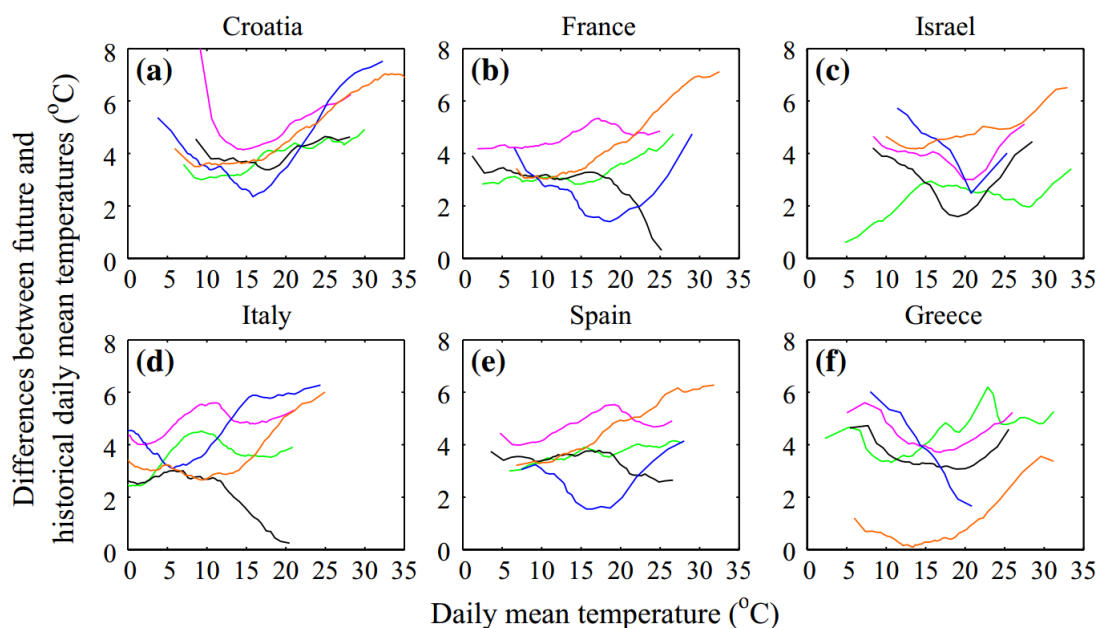


FIGURE 4.4 Différences des températures moyennes journalières des jours pluvieux entre la période future (2071-2100) et la période historique (1976-2005) des simulations HyMeX/MED-CORDEX à 0.44° de résolution et aux points de grille les plus proches des stations de mesures choisies autour de la Mer Méditerranée (CNRM-ALADIN52-MED44 : vert ; ITU-RegCM4CLM-3-MED44 : magenta ; ITU-RegCM4BATS-3-MED44 : noir ; ICTP-RegCM4-3-MED44 : orange ; LMD-LMDZ4NEMOMED8-MED44 : bleu) dans le cadre des simulations CMIP5 historiques et du scénario RCP8.5 forcées par les GCM du tableau 4.1. Les différences de température sont effectuées à quantile identiques dans les distributions des températures des jours pluvieux de la simulation historique et de la simulation future, et sont représentées en fonction de la température moyenne du futur.

La figure 4.4 montre la différence de températures moyennes journalières entre les simulations futures et historiques pour les jours pluvieux aux points de grille les plus proches des stations météorologiques en fonction de la température moyenne du futur. Il s'agit de différences de température à quantile identique dans les distributions de température des jours pluvieux des simulations historiques et des simulations futures. En d'autres mots cette figure représente le décalage horizontal de la relation température-précipitations extrêmes de la période historique vers la période future en fonction de la température du futur.

Le décalage moyen de la température T_{break} correspond à peu près à la différence moyenne de température simulée entre 2071-2100 et 1976-2005. En France par exemple, ICTP-RegCM4-3-MED44 décale la température T_{break} de 20°C à 25°C (figure 4.2d), ce qui correspond également au changement moyen de température à 25°C (figure 4.4). Bien que les modèles produisent des résultats similaires pour la relation température-précipitations extrêmes, le réchauffement est caractérisé par de fortes différences entre les modèles. Par exemple, en Croatie tous les modèles s'accordent pour une forme en U du réchauffement en fonction de la température, alors qu'en Grèce le changement de température décroît avec la température pour LMD-LMDZ4NEMO8-MED44, il a une forme en U pour ITU-RegCM4CLM-3-MED44, ITU-RegCM4CLM-3-MED44 et ICTP-RegCM4-3-MED44 et une forme plus irrégulière pour CNRM-ALADIN52-MED44.

Le fait que le réchauffement $T' - T$ n'est pas identique à toutes les températures T , où T et T' désignent respectivement les températures du présent et du futur, peut changer l'approche thermodynamique présentée en figure 4.3.

Les courbes de la relation température-précipitations extrêmes obtenues à partir des simulations historiques en supposant une évolution CC des précipitations extrêmes par rapport à ce changement non linéaire de température sont exposées en figure 4.5 et seront appelées courbes historiques corrigées. En d'autres termes, ces courbes historiques corrigées sont obtenues en décalant la courbe de l'historique selon la pente de CC mais avec une amplitude qui correspond à la différence de température. On les compare aux courbes des simulations projetées dans le futur RCP 8.5. Les résultats sont montrés sur les 6 stations météorologiques en utilisant les simulations à 0.44° de résolution. On constate que les courbes corrigées se superposent bien aux courbes projetées suggérant qu'en dépit d'une pente négative des précipitations extrêmes en fonction de la température pour les hautes températures, la relation de CC semble tout de même s'appliquer dans un climat régional se réchauffant. Plus précisément, les courbes historiques corrigées reproduisent mieux les simulations RCP8.5 pour l'Espagne, la France, l'Italie et la Croatie pour tous les modèles. L'écart entre la courbe historique corrigée et la relation température-précipitations extrêmes dans le climat futur est le plus grand en Grèce, et plus particulièrement aux hautes températures

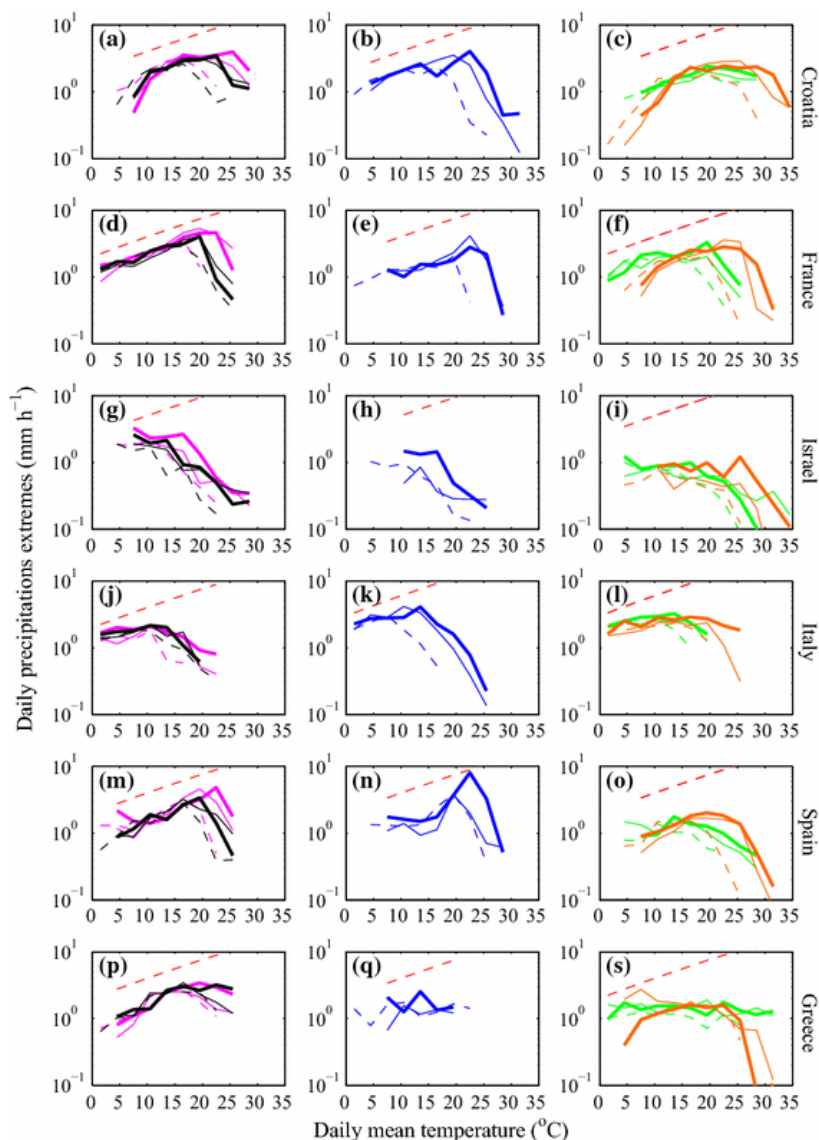


FIGURE 4.5 Précipitations journalières extrêmes (99^{ème} quantile) en fonction de la température moyenne journalière pour les simulations HyMeX/MED-CORDEX, à 0.44° de résolution et aux points de grille les plus proches des stations de mesures choisies autour de la Mer Méditerranée (CNRM-ALADIN52-MED44 : vert ; ITU-RegCM4CLM-3-MED44 : magenta ; ITU-RegCM4BATS-3-MED44 : noir ; ICTP-RegCM4-3-MED44 : orange ; LMD-LMDZ4NEMOMED8-MED44 : bleu), forcées par les GCM du tableau 4.1 dans le cadre des simulations CMIP5 pour la période historique et 2071-2100 dans le scénario RCP8.5. Les lignes fines continues correspondent à la relation température-précipitations extrêmes calculée à partir des simulations du scénario RCP8.5, les lignes épaisses continues correspondent aux relations température-précipitations extrêmes calculées à partir des simulations historiques en appliquant un ajustement fidèle à la loi de CC pour le changement de température correspondant. Les lignes en pointillé correspondent aux relations température-précipitations extrêmes calculées à partir des simulations historiques.

pour ITU-RegCM4BATS-3-MED44, ITU-RegCM4CLM-3-MED44 et ICTP-RegCM4-3-MED44. En Israël, les courbes de l'historique corrigée se superposent bien au futur pour ITU-RegCM4BATS-3-MED44 et ITU-RegCM4CLM-3-MED44.

Des changements d'humidité relative entre le climat présent et le climat futur peuvent également modifier l'approche thermodynamique présentée en figure 4.3.

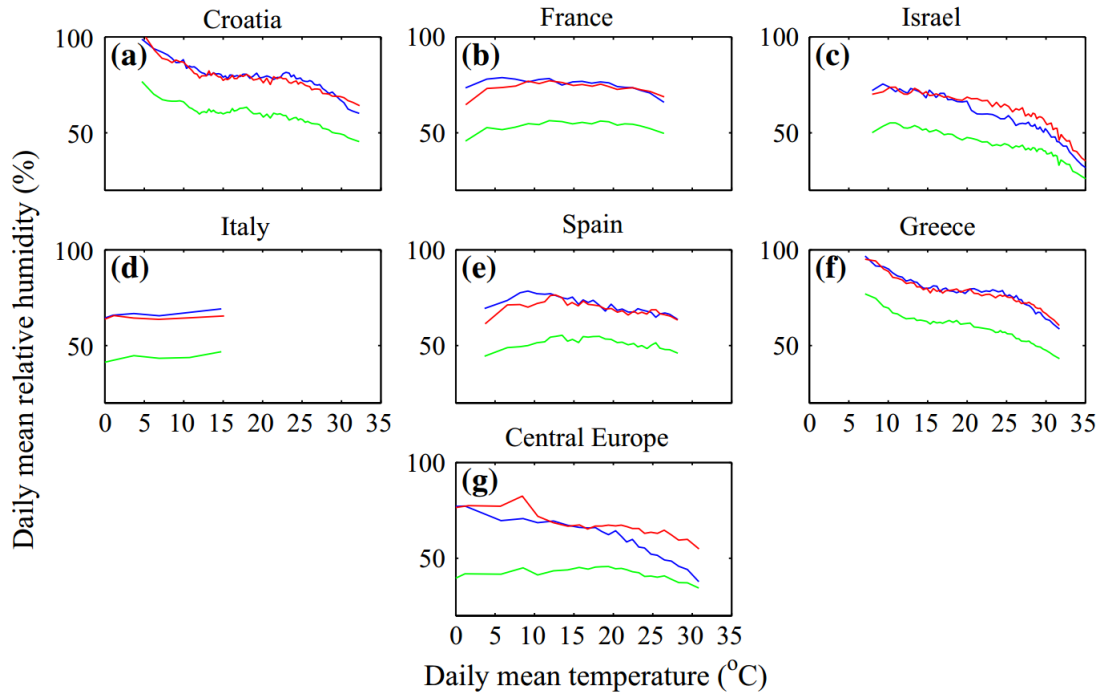


FIGURE 4.6 Humidité relative du climat futur (bleu) et présent (rouge) en fonction de la température journalière moyenne du futur pour la simulation ITU-RegCM4CLM-3-MED44, à 0.44° de résolution et aux points de grille les plus proches des stations méditerranéennes choisies, et forcée par le modèle Hadgem2-ES pour les périodes historique (1976-2005) et future du scénario RCP8.5 (2071-2100) dans le cadre du programme CMIP5. La courbe verte est l'humidité relative projetée dans le climat futur dans l'hypothèse d'une absence d'apport d'humidité par rapport au présent.

La figure 4.6 montre l'humidité relative pour le climat présent et futur pour la simulation ITU-RegCM4CLM-3-MED44 en fonction de la température moyenne journalière du climat futur. L'association entre l'humidité relative du présent et la température du futur est faite à quantile identique de température dans les distributions de température moyennes journalières du présent et du futur. Un seul modèle est montré mais on obtient des résultats similaires pour les autres modèles. La figure 4.6 montre aussi l'historique corrigé de l'humidité relative sous l'hypothèse que l'humidité spécifique ne change pas entre le présent et le futur. On notera que toutes les humidités relatives sont tracées en fonction de la température moyenne journalière du climat futur pour que la comparaison soit plus facile. En plus des 6 stations

météorologiques de la Méditerranée, les résultats pour une région continentale de l'ouest de la Russie pour mettre en évidence les différences qu'il y a entre le climat méditerranéen et un climat continental, en principe moins exposé aux advections d'humidité provenant de l'océan. La figure 4.6 montre clairement que pour toutes les stations méditerranéennes, l'humidité relative ne change pas significativement entre le présent et le futur, bien qu'une légère baisse de l'humidité relative dans le futur soit perceptible en Israël. La figure 4.6 montre aussi que l'humidité relative du futur est significativement différente de celle prévue si l'humidité spécifique ne changeait pas entre le présent et le futur. Cela signifie qu'il y a eu un apport d'eau entre le présent et le futur, ce qui peut paraître surprenant étant donné la forte aridification qui est prévue sur ces régions à la fin du 21^{ème} siècle (Giorgi et Lionello, 2008). Cela suggère que la source d'humidité nécessaire à la formation de ces précipitations extrêmes provient vraisemblablement de la mer. Cet apport en humidité spécifique vient compenser l'augmentation de température sur les côtes méditerranéennes et fait que l'humidité relative y reste quasiment constante entre le présent et le futur.

Malgré ce résultat, on notera que la correction CC à humidité relative constante ne produit pas une parfaite superposition des courbes corrigées et futures des précipitations extrêmes en fonction de la température. Ces différences peuvent avoir plusieurs sources qui ne sont pas prises en compte dans notre approche simple, comme des incertitudes liées aux modèles (les paramétrisations de la convection ou de la microphysique, Singh et O'Gorman, 2014), des changements dans l'efficacité des précipitations ou dans le transport vertical d'humidité dans un climat plus aride (comme montré dans le chapitre 2 ou par Paltridge *et al.*, 2009, Zhang, 2009), des changements dans la durée des précipitations (et donc un impact sur l'effet de moyenne). Le ratio des précipitations tri-horaires sur les précipitations journalières extrêmes dans les simulations à basse résolution augmente avec le réchauffement (voir figure 2.6), suggérant des précipitations extrêmes plus courtes dans le futur et donc une baisse plus forte des précipitations extrêmes journalières aux hautes températures. Comme vu dans le chapitre précédent, des changements de concentration en aérosol peuvent aussi être à l'origine de changements de relation température-précipitations fortement non-CC.

Inversement, les régions continentales sont plus susceptibles de voir leur humidité relative baisser dans le futur pour les hautes températures, comme montré dans le travail de Lenderink et Attema (2015). La figure 4.6 montre un exemple pour l'ouest de la Russie (quelques centaines de kilomètres autour de Moscou). On peut voir une baisse de l'humidité relative pour cette région relativement à l'écart des sources d'eau. Aux hautes températures, l'humidité relative du futur tend à se rapprocher de la courbe théorique sans apport d'humidité (i.e. où seul la température change). Cela suggère que pour cette région, l'augmentation de température associée au changement climatique n'est pas compensée par une augmentation

de l'humidité. Il est important de constater que l'on n'observe pas ce comportement pour les 6 stations météorologiques de la Méditerranée. La Mer Méditerranée est une source considérable de vapeur d'eau pour la région, et dans un climat futur plus chaud, l'évaporation devrait augmenter avec l'augmentation des températures (Somot *et al.*, 2006, 2008, Moratier *et al.*, 2011). Les observations satellites montrent que le contenu en vapeur d'eau intégré au-dessus des océans suit la loi de CC par rapport à la SST (Stephens, 1990) du fait de contraintes énergétiques (Schneider *et al.*, 2010). Par conséquent, la Mer Méditerranée est la première source d'humidité contribuant au maintien d'une humidité relative constante sur une partie du domaine euro-méditerranéen. Cela est conforme avec l'étude de Lebeaupin Brossier *et al.* (2015) qui montrait que la réponse des précipitations aux variations de SST affectait le continent sur une échelle horizontale délimitée par les chaînes de montagnes entourant la Méditerranée. Dans la prochaine partie nous essaierons de déterminer plus précisément les zones sous l'influence de flux d'humidité en Méditerranée pour déduire les régions pour lesquelles on peut s'attendre à une augmentation des précipitations extrêmes similaire à la loi de CC dans le futur et celles où l'augmentation serait moindre.

4.2 Les limites des sources d'humidité

D'après les résultats de la section précédente, les précipitations extrêmes devraient augmenter suivant la loi de CC dans un climat futur plus chaud pour les régions proches de la Mer Méditerranée qui serait une source d'humidité permettant de maintenir l'humidité relative constante dans ces régions. À l'aide de nouvelles simulations climatiques régionales réalisées dans le contexte des programmes HyMeX (Drobinski *et al.*, 2014), MED-CORDEX (Ruti *et al.*, 2016) et EURO-CORDEX (Jacob *et al.*, 2014) et présentées dans la section suivante, nous allons d'abord déterminer le changement de l'humidité absolue dans un climat futur plus chaud et les variations spatiales et saisonnières de ce changement. Enfin nous chercherons à comprendre si les écarts à loi de CC pour l'humidité peuvent être reliés à des caractéristiques de la dynamique et du climat régional.

4.2.1 Modèles utilisés et configurations

Dans cette étude, nous analysons les simulations climatiques régionales de 6 RCM des programmes HyMeX/MED-CORDEX (Drobinski *et al.*, 2014, Ruti *et al.*, 2016) et EURO-CORDEX (Jacob *et al.*, 2014). Ces 6 RCM ont des résolutions horizontales d'environ 50 km et sont forcés aux limites par 6 GCM pour la période 1976-2005 (historique) et pour la période 2071-2100 du scénario RCP8.5. Le réchauffement moyen prévu par les modèles

Modèles régionaux	Modèles globaux				
	CNRM-CM5	CMCC-CM	MPI-ESM-LR	IHEC-EC-EARTH	IPSL-CM5A-MR
HMS-ALADIN52	x				
CMCC-CCLM4-8-19		x			
GUF-CCLM4-8-18			x		
DMI-HIRHAM5				x	
KNMI-RACMO22E				x	
IPSL-INNERIS-WRF331F					x

TABLE 4.2 Matrice des RCM en fonction des GCM pour les simulations CMIP5 historiques et les projections climatiques dans le futur (avec le scénario RCP8.5). Les croix indiquent le GCM utilisé pour forcer le RCM.

CMIP5 pour la période 2046-2065 dans le scénario RCP8.5 est de 2.0°C et varie le plus souvent entre 1.4 et 2.6°C. Il augmente jusqu'à 3.7°C en moyenne avec des variations entre 2.6 et 4.8°C pour l'horizon 2081-2100. Les combinaisons GCM/RCM sont exposées dans le tableau 4.2. Le domaine commun utilisé pour ces simulations est montré en figure 4.7 et couvre l'ensemble du bassin méditerranéen ainsi qu'une grande partie de l'Europe excepté les pays scandinaves.

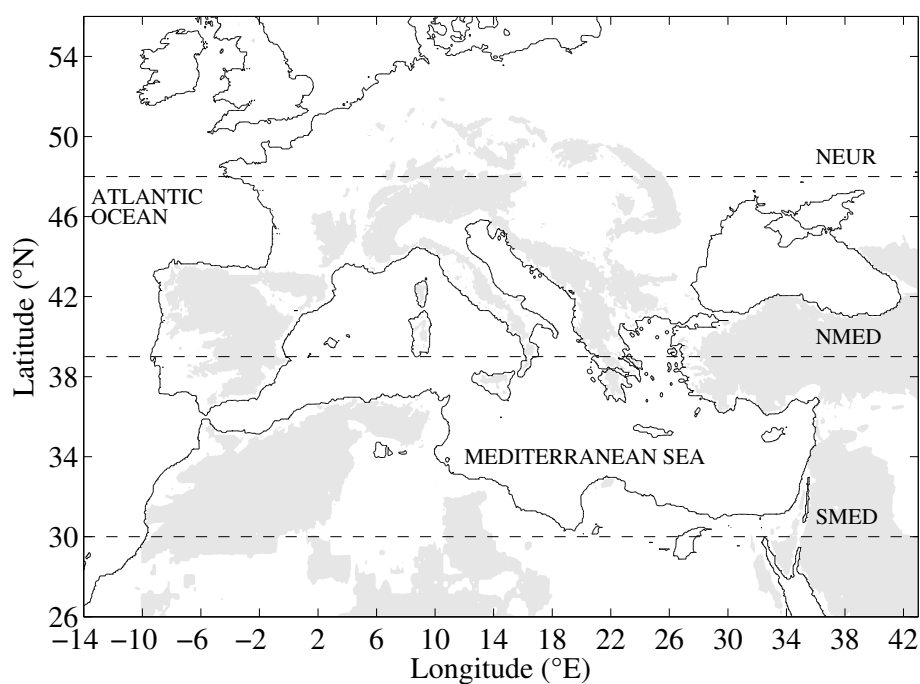


FIGURE 4.7 Domaine commun aux simulations HyMeX/MED-CORDEX et EURO-CORDEX. Les zones grisées correspondent aux régions où le relief dépasse les 500 m d'altitude.

4.2.2 Analyse de l'humidité

La figure 4.8 montre la moyenne inter-modèles du changement de rapport de mélange en vapeur d'eau (à 2 m) relativement à celui prévu par la loi de CC entre le climat futur (2071-2100) et le climat présent (1976-2005) pour les 4 saisons. Nous avons en effet vu dans le chapitre 2 que la relation température-précipitations extrêmes était reliée à la variabilité saisonnière du climat. Le changement d'humidité prévu par la loi de CC est calculé selon la variation de température simulée. Si l'on note q le rapport de mélange en vapeur d'eau, la figure 4.8 montre le rapport :

$$\frac{q_F - q_P}{q_{FCC} - q_P} \quad (4.1)$$

où q_F et q_P représentent les rapports de mélange en vapeur d'eau du futur et du présent (respectivement), $q_{FCC} = q_P \cdot q_s(T_F) / q_s(T_P)$ le rapport de mélange du futur tel qu'il serait selon la loi de CC avec T_F et T_P représentant les température du futur et du présent (respectivement) et q_s représentant le rapport de mélange saturant en vapeur d'eau. Lorsque la valeur de ce rapport vaut 1, le changement d'humidité entre le futur et le présent suit la loi de CC et lorsqu'il vaut 0 il n'y a aucun apport d'humidité entre le présent et le futur. La figure 4.8 montre que pour toutes les saisons, le changement de contenu en vapeur d'eau de surface suit la loi de CC au-dessus des mers (océan Atlantique, mer Méditerranée, mer Baltique, mer du nord et mer Noire) entre le futur et le présent. Les observations au-dessus de la mer dans le climat actuel suggèrent ce résultat dans le sens où l'on observe déjà un comportement CC du contenu en vapeur d'eau intégré par rapport à la SST (Trenberth *et al.*, 2003) et donc un contrôle essentiellement thermodynamique, peu sensible aux variations saisonnières et climatiques. Cependant le comportement est sous-CC sur les régions continentales, en particulier sur les régions méditerranéennes du printemps à l'automne. Dans leur étude multi-modèles, Feng et Fu (2013) ont également constaté une aridification des terres dans un climat futur. Sherwood et Fu (2014) ont suggéré que cette aridification était principalement due au fait que les surfaces terrestres se réchauffent davantage que les surfaces océaniques. En moyenne globale, Joshi *et al.* (2008) ont montré que les régions terrestres se réchauffent d'environ 50% de plus que les régions maritimes.

La figure 4.9 est une carte de la variation de température entre le climat futur (2071-2100) et le climat présent (1976-2005) pour les 4 saisons et réalisée par la moyenne des 6 RCM. Au-dessus de la mer, il y a un gradient zonal : le changement de température reste compris entre +1.5°C (hiver) et +2.5°C (été) sur l'océan Atlantique mais s'établit au-delà de +3°C en Méditerranée. Pour les zones continentales, le gradient de changement de température est latitudinal. En Afrique du nord la variation de température est assez homogène entre le Maroc et l'Égypte avec des valeurs autour de +2°C en hiver et +6°C en été. On observe

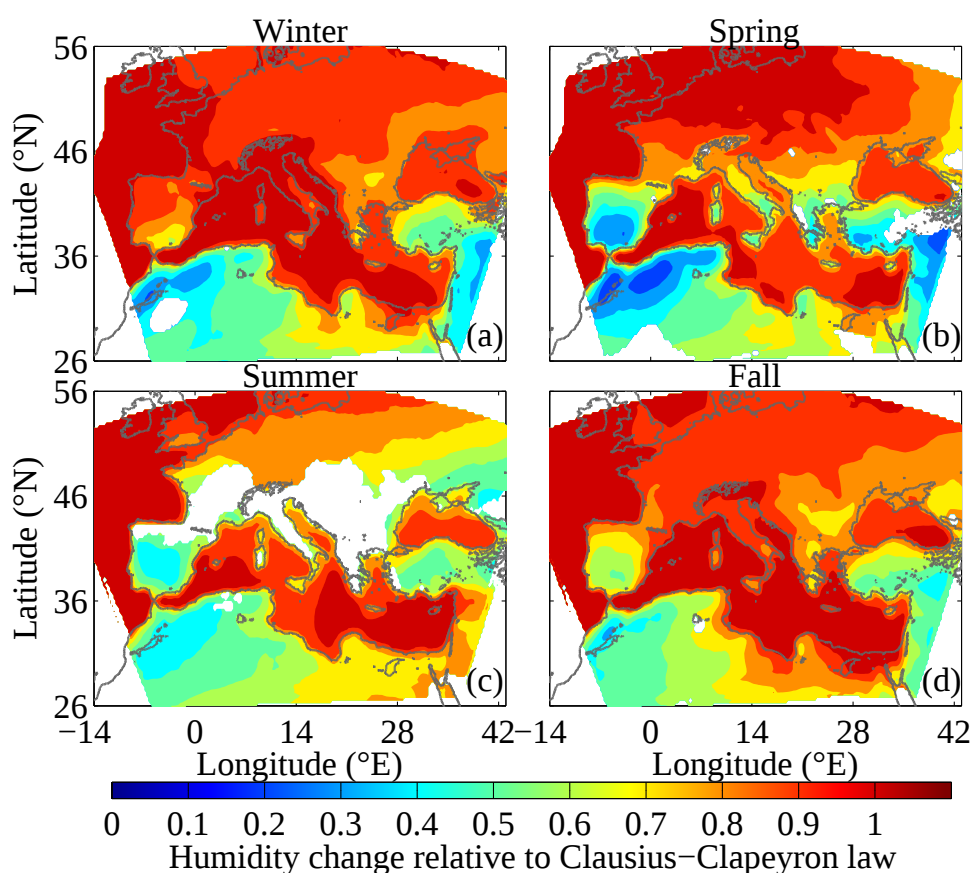


FIGURE 4.8 Changement de rapport de mélange de vapeur d'eau en surface entre 2071-2100 et 1976-2005 relativement à la loi de CC pour l'hiver (a), le printemps (b), l'été (c) et l'automne (d). Les zones affichées en blanc correspondent aux zones où il n'y a pas de données ou aux zones où il n'y a pas d'accord entre les 6 modèles.

toutefois des variations de température plus faibles de l'ordre du degré par rapport aux régions voisines au niveau de la Libye, caractérisant la pénétration d'air maritime par le nord. On la constate également par une diminution moins importante de l'humidité relative dans un climat futur par rapport aux régions voisines (figure 4.8). En Europe, il y a un gradient zonal du changement de température en hiver puisque l'on voit une augmentation de seulement +2°C en Europe de l'ouest contre +6°C en Russie. Au printemps et à l'automne, ce gradient zonal de variation de température est moins important : il est ainsi simulé un changement de température de l'ordre de +2-3°C dans l'Europe de l'ouest contre +4°C en Russie. En été le gradient zonal est remplacé par un gradient méridional de variation de température. On constate une augmentation de la température dans le futur de l'ordre de +5°C sur la Méditerranée du nord contre +3°C au nord de l'Europe.

Le gradient zonal du changement de température est la conséquence des vents zonaux qui transportent de l'air marin plus frais vers le continent. Cela confirme donc que les zones continentales de la région euro-méditerranéenne se réchauffent davantage que les zones maritimes. Ce réchauffement plus important peut-être expliqué d'une part parce que la capacité calorifique de l'eau est plus importante que celle de la surface continentale et d'autre part par le fait que les surfaces continentales ont moins d'eau liquide disponible pour l'évaporation. Dans un climat futur, l'augmentation des flux radiatifs doit s'équilibrer avec une augmentation des flux de surface (latents et sensibles). Comme les flux latents sont limités par la disponibilité de l'eau en surface, on s'attend donc à une augmentation plus importante des flux sensibles et donc de la température dans les régions continentales par rapport aux régions maritimes (Sherwood et Fu, 2014). C'est pourquoi on observe en général une augmentation plus importante de la température pour les régions arides comme le Sahara, l'Espagne, la Turquie et Israël par rapport à des régions continentales plus arrosées.

Sur les surfaces continentales, les flux latents n'augmentent pas suffisamment pour compenser l'augmentation de la température et maintenir une humidité relative constante. L'augmentation insuffisante des flux latents dans les zones continentales dans un climat futur n'est en fait pas la raison principale du comportement sous-CC du contenu en vapeur d'eau des surfaces continentales (bien que cela soit lié). En effet, une grande partie de la vapeur d'eau au-dessus des continents provient de l'air maritime, le continent n'ajoutant qu'une faible contribution par évaporation. Nous avons vu en figure 4.8 que le changement de contenu en vapeur d'eau au-dessus des océans était conforme à loi de CC mais pour un changement de température plus faible que celui des continents (voir figure 4.9). Lorsque l'air maritime se déplace vers le continent il garde la variation de contenu en vapeur d'eau acquise au-dessus de l'océan, qui est insuffisante par rapport au changement de température au-dessus du continent pour maintenir une humidité relative constante (Simmons *et al.*, 2010).

4.2.3 Discussion

La circulation de cet air maritime au-dessus des continents n'est pas toujours évidente dans la région méditerranéenne caractérisée par un relief accidenté. On trouve au nord les Pyrénées, les Alpes, les Alpes dinariques, les Rhodopes et les Monts Taurus et au sud l'Atlas. Ces massifs favorisent la formation de vents régionaux comme le mistral et la tramontane (Georgelin et Richard, 1996, Drobinski *et al.*, 2005a, Guénard *et al.*, 2006), la bora (Grubišić, 2004) et l'étésien. Ils forment aussi une barrière pour les flux d'humidité en provenance de la mer, ce qui favorise la formation de précipitations en amont et du foehn, vent chaud et sec, en aval (Richner et Hächler, 2013). Les régions dans lesquelles l'humidité relative baisse le plus dans un climat futur sont l'Espagne, l'Afrique du nord-ouest et le Moyen-Orient (voir figure

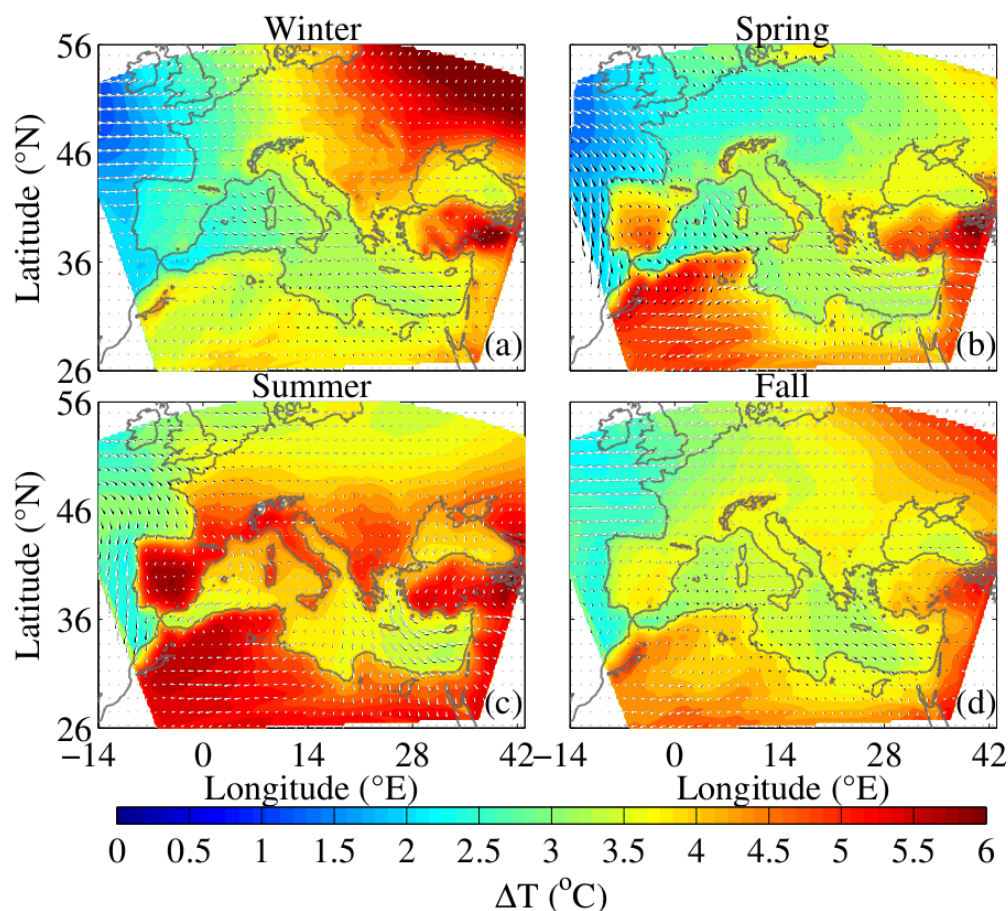


FIGURE 4.9 Changement de température entre 2071-2100 et 1976-2005 CC pour l'hiver (a), le printemps (b), l'été (c) et l'automne (d). Les zones affichées en blanc correspondent aux zones où il n'y a pas de données ou aux zones où il n'y a pas d'accord entre les 6 modèles.

4.8), trois régions entourées de montagnes. Une intensification et/ou une augmentation de la fréquence des épisodes de foehn dans un climat futur peut être une cause d'accentuation de l'aridité dans ces régions. Nous n'avons cependant pas pu mettre en évidence un tel comportement dans nos simulations, probablement parce que la résolution des modèles n'est pas suffisante pour détecter ce phénomène.

Ces régions correspondent également à des zones de dépressions thermiques de la Méditerranée. La dépression thermique la plus importante se trouve dans le nord de l'Afrique (Griffiths et Soliman, 1972) où l'aridité de surface est extrême et ne permet pas la formation de précipitations. Elle a été largement étudiée car elle contrôle la variabilité de la mousson de l'Afrique de l'ouest (Drobinski *et al.*, 2005b, Lavaysse *et al.*, 2009). La péninsule arabique est une autre région de dépression thermique et a été étudiée par Blake *et al.* (1983) et Smith (1986). Une dépression thermique ayant moins retenue l'attention est celle de la péninsule

ibérique (Hoinka et Castro, 2003). Les dépressions thermiques sont des dépressions chaudes de surface et ne présentant pas de système frontal. Elles se forment au-dessus des continents, principalement dans les régions sub-tropicales mais aussi dans les régions des moyennes latitudes qui en sont les plus proches. Elles se forment principalement pendant la saison chaude, durant laquelle le réchauffement de surface est le plus intense. Les zones les plus sujettes à ce type de dépressions sont celles présentant des surfaces arides ou semi-arides où l'évaporation est faible. Le processus de base de formation des dépressions thermiques est l'expansion verticale des couches de surface par convection thermique, ce qui produit de la divergence au-dessus de ces couches. Cette divergence conduit à la réduction de la pression de surface. Dans le but de caractériser les dépressions thermiques de la région euro-méditerranéenne, on propose un critère d'identification défini selon la dilatation des couches de surface par réchauffement pour la dépression thermique du Sahara par Lavaysse *et al.* (2009). Pour cela, on estime l'épaisseur atmosphérique des basses couches (LLAT) entre deux niveaux de pression. Le niveau le plus haut est choisi à 850 hPa (autour de 1500 m) et le niveau le plus bas à 1000 hPa. Dans l'étude de Lavaysse *et al.* (2009), le LLAT est relié à la température moyenne par la formule :

$$\Delta Z = \frac{R}{g} \int_{p_1}^{p_2} T d(\ln(p)) \quad (4.2)$$

où ΔZ est le LLAT, R est la constante spécifique des gaz parfaits pour l'air, g est l'accélération de la gravité, T est la température et p est la pression. Les quantités p_1 et p_2 correspondent respectivement à 1000 et 850 hPa. Cela assure donc que le critère du LLAT repose sur la dilatation des couches de surface par réchauffement. Dans cette étude une petite modification a été faite dans le but de supprimer la variation latitudinale de la température. Par conséquent, dans notre étude la température T de l'équation 4.2 est remplacée par $\tilde{T} = T - \langle T \rangle_x$, où $\langle . \rangle_x$ indique une moyenne zonale. Comme dans Lavaysse *et al.* (2009), la dépression thermique est définie comme l'aire pour laquelle le LLAT, qui caractérise l'épaisseur de la dépression thermique, dépasse une valeur seuil fixée (arbitrairement). Nous avons choisi de travailler à l'échelle journalière essentiellement à cause de la forte variation saisonnière de la dépression thermique. Le seuil est défini comme le 80^{ème} quantile de la distribution du LLAT sur l'ensemble de la période de 30 ans (1976-2005 pour l'historique et 2071-2100 pour le futur) et sur l'ensemble du domaine méditerranéen.

La figure 4.10 montre la fréquence d'occurrence des dépressions thermiques sur l'ensemble de la région euro-méditerranéenne et pour les 4 saisons. Elle montre clairement les 3 régions évoquées précédemment : l'Afrique du nord-ouest, le Moyen Orient comme extension de la péninsule arabique et la péninsule ibérique. Les dépressions thermiques de

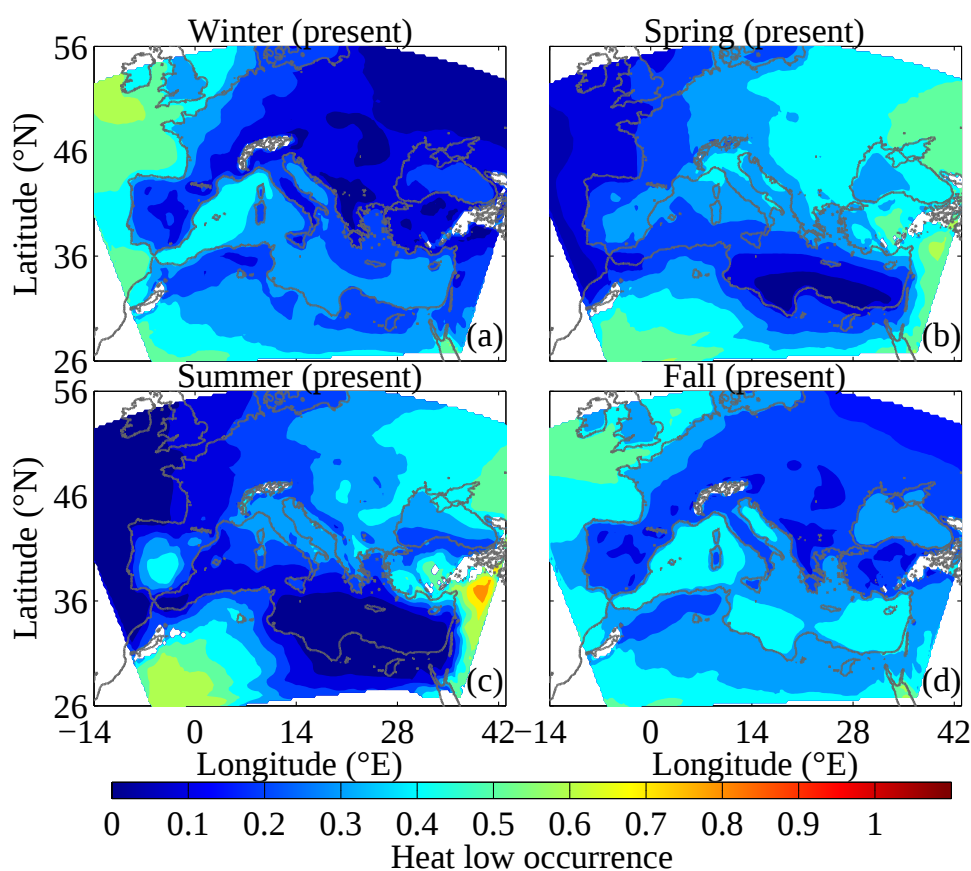


FIGURE 4.10 Fréquence d'occurrence des dépressions thermiques dans le climat présent (1976-2005) pour l'hiver(a), le printemps (b), l'été (c) et l'automne (d).

l'ouest de l'Afrique et du Moyen Orient sont de loin les plus fréquentes et les plus intenses. Pour la péninsule ibérique, ces résultats sont cohérents avec ceux de Hoinka et Castro (2003). Pendant l'été, les dépressions thermiques sont simulées autour de 30-40% des jours, en accord avec la valeur de 45% trouvée par Hoinka et Castro (2003) pour le pic de fréquence des mois de juillet et août. Nos résultats sont aussi cohérents pour l'automne où la fréquence d'occurrence tombe à 10% (contre 2-18% dans l'étude de Hoinka et Castro, 2003). Une variation saisonnière similaire a été reportée par Portela et Castro (1996) qui ont également montré que la localisation la plus probable de la dépression thermique ibérique se trouve à 40.5°N et 4.0°W. Ce qui est en accord avec la figure 4.10 et également avec Hoinka et Castro (2003) qui ont aussi montré que la variabilité de la localisation du centre de basse pression est plus faible en juillet que dans la période entre février et novembre.

Les dépressions thermiques génèrent typiquement une circulation cyclonique dans les basses couches. Une convection peu profonde se met en place dans le cœur de la dépression

mais aucunes précipitations ne se forment (Hoinka et Castro, 2003, Engelstaedter *et al.*, 2015). Cette circulation est visible sur la péninsule ibérique pour le mois d'été (figure 4.9). Les cœurs des dépressions thermiques de l'Afrique du nord-ouest et de la péninsule arabique se trouvent en dehors du domaine d'étude, ce qui ne permet pas d'identifier une rotation cyclonique du vent dans ces régions. Les dépressions thermiques de surface isolent les régions de l'advection d'humidité qui est ainsi confinée à la périphérie de la dépression où de forts gradients horizontaux de pression sont présents et forcent l'air maritime à pénétrer dans les zones côtières puis à avoir une composante cyclonique et n'atteignant ainsi jamais le centre de la dépression. Par conséquent des conditions atmosphériques dynamiques existent déjà pour isoler certaines régions des sources d'humidité et ainsi participer à la baisse de l'humidité relative dans un climat futur.

Ces conditions dynamiques peuvent éventuellement changer dans un climat futur en rapprochant ou en éloignant davantage la source d'humidité de ces régions. La figure 4.11 est similaire à la figure 4.10 mais pour un climat futur (scénario RCP8.5 pour la période 2071-2100). Les caractéristiques spatiales des fréquences d'occurrence des dépressions thermiques restent inchangées dans le futur. Cependant dans le scénario RCP8.5, la fréquence d'occurrence de la dépression thermique ibérique est augmentée d'environ 5 à 7% au printemps et en été. L'augmentation de la fréquence d'occurrence de la dépression thermique ibérique est associée à un renforcement de la circulation cyclonique (non montré). Cette intensification de la dépression thermique ibérique est cohérente avec l'augmentation de la température plus importante sur les continents par rapports aux océans (figure 4.9) qui contribue à renforcer le gradient de pression autour de la péninsule ibérique, ce dernier devenant d'autant plus favorable à la mise en place de la dépression thermique. La conséquence est une diminution additionnelle de l'apport en humidité maritime sur la péninsule ibérique pendant le printemps et l'été du climat futur par rapport au climat présent. La fréquence d'occurrence des dépressions thermiques de l'Afrique du nord-ouest et du Moyen-Orient reste en revanche inchangée.

4.3 Conclusion

La relation température-précipitations extrêmes du climat futur a été étudiée dans ce chapitre à l'aide de simulations régionales projetées sur la période 2071-2100 selon le scénario RCP8.5 sur la région euro-méditerranéenne. Nous avons constaté que la relation température-précipitations extrêmes dans le futur est similaire à celle du présent : nous avons également identifié une forme en crochet de la relation température-précipitations extrêmes dans le futur. Cependant les températures T_{break} correspondantes au climat futur sont

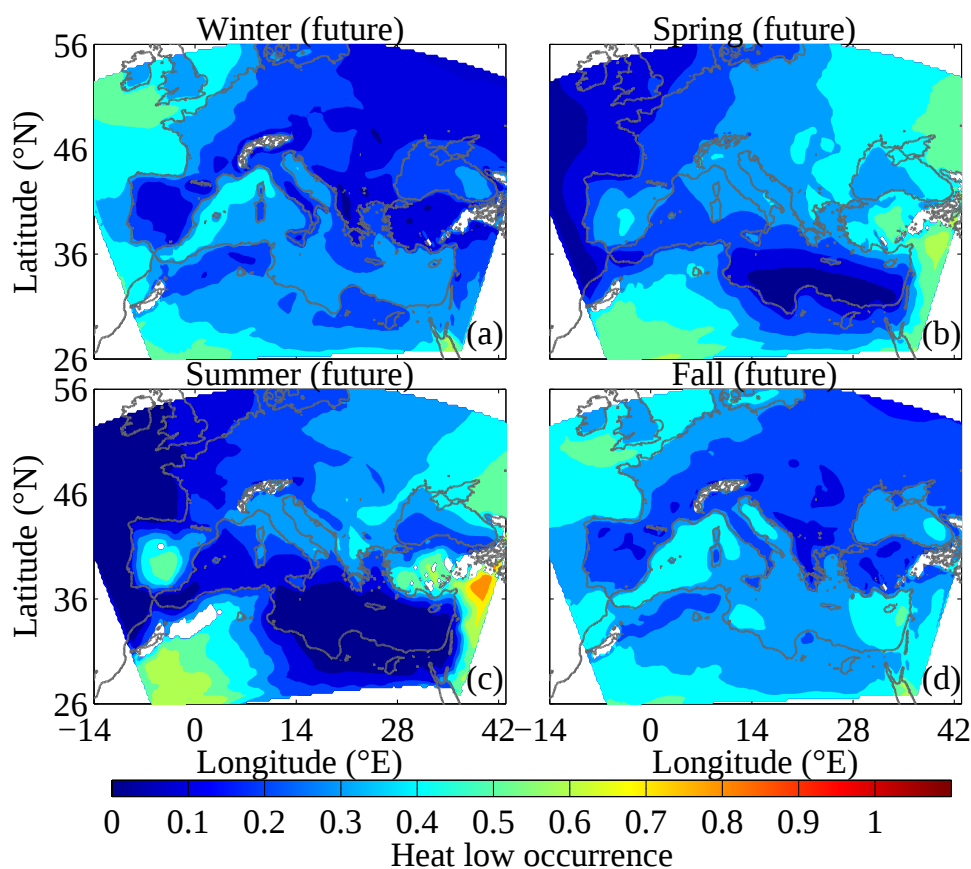


FIGURE 4.11 Fréquence d'occurrence des dépressions thermiques dans le climat futur(2071-2100) pour l'hiver(a), le printemps (b), l'été (c) et l'automne (d).

décalées vers les hautes températures d'une valeur proche du changement régional moyen de température par l'effet du réchauffement climatique. La pente aux températures inférieures à la température T_{break} de la relation température-précipitations extrêmes du climat futur est proche de celle de la relation de CC. Aux hautes températures, certains modèles atténuent la baisse des précipitations extrêmes avec la température, d'autres simulent au contraire une diminution plus importante des précipitations extrêmes avec la température dans le climat futur par rapport au climat présent. Ces changements de pente dans le climat futur sont en accord avec la loi de CC qui suggère une conservation de l'humidité relative dans le climat futur. Ce dernier aspect peut paraître contre-intuitif puisque le climat méditerranéen devrait être de plus en plus chaud et sec dans le futur. La mer Méditerranée est une source importante d'humidité pour cette région, et alors que la capacité de l'atmosphère à contenir de l'eau sous forme vapeur augmente dans un climat futur plus chaud (selon la loi de CC), la mer Méditerranée est capable de maintenir l'humidité relative constante sur les régions sous son

influence, entraînant ainsi une augmentation des précipitations extrêmes selon la loi de CC sur ces régions.

L'étude de la variation d'humidité relative sur la région euro-méditerranéenne entre le présent et le futur permet de distinguer les régions maritimes où l'humidité relative reste constante, et les régions continentales pour lesquelles l'humidité relative décroît. On s'attend donc à une augmentation des précipitations extrêmes selon la loi de CC sur les mers et à un taux inférieur sur les continents dans le futur. Parmi les régions continentales, le gradient latitudinal de la variation d'humidité relative entre le futur et le présent suggère une augmentation des précipitations extrêmes à un taux proche de la loi de CC pour les régions du nord de l'Europe, due à l'advection d'humidité en provenance de l'océan Atlantique sur ces régions. Parmi les régions continentales du bassin méditerranéen, certaines voient leur humidité relative décroître davantage que d'autres : c'est le cas de la péninsule ibérique, du nord-ouest de l'Afrique et du Moyen-Orient. Ces trois régions sont caractérisées par les chaînes de montagnes qui les entourent et qui ont pour effet de les isoler des sources d'humidité. Pendant la saison chaude, ce sont aussi des régions de dépressions thermiques récurrentes qui, par la rotation cyclonique des vents qu'elles entraînent, empêchent davantage la pénétration de l'air maritime humide dans ces régions. Nous pensons donc que l'augmentation des précipitations extrêmes avec le réchauffement climatique sera limitée dans ces régions abritées des afflux maritimes d'humidité.

Chapitre 5

Conclusion et perspectives

5.1 Conclusion

Le cycle de l'eau en Méditerranée est problématique pour les sociétés du 21^{ème} siècle. Le bassin méditerranéen souffre en effet du manque d'eau dû à des précipitations trop faibles, en particulier pour les régions les plus au sud de la Méditerranée de la fin du printemps au début de l'automne. De manière paradoxale, les populations méditerranéennes doivent aussi faire face à des inondations récurrentes créées par des événements ponctuels de précipitations intenses se produisant préférentiellement pendant l'automne et l'hiver. Ces précipitations extrêmes font partie intégrante du climat méditerranéen, et sont liées à des configurations synoptiques maintenant bien identifiées qui entrent en interaction avec la topographie accidentée du pourtour méditerranéen. Dans ce contexte, connaître l'évolution des précipitations méditerranéennes avec le réchauffement climatique est un objectif important pour la communauté scientifique, aussi bien pour les précipitations moyennes que pour les extrêmes. Des modèles climatiques régionaux permettent de simuler le changement de précipitations en Méditerranée dans un climat futur selon les différents scénarios décrits par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC). Une approche alternative consiste à étudier la relation température-précipitations dans le climat présent pour en déduire l'évolution des précipitations dans un climat futur plus chaud.

La relation température-précipitations a été largement étudiée dans la littérature, surtout pour les précipitations extrêmes dont il a été supposé qu'elles reflètent la loi de Clausius-Clapeyron (CC), donnant la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère en fonction de la température. Nous avons étudié de manière détaillée la relation température-précipitations extrêmes en Méditerranée et avons ainsi pu mettre en évidence que la relation température-précipitations extrêmes ne suit pas la loi de CC mais présente une forme en crochet robuste sur le bassin méditerranéen : l'augmentation des précipitations

extrêmes avec la température est similaire à la loi de CC aux basses températures alors qu'aux hautes températures les précipitations extrêmes décroissent (ou augmentent moins fortement) avec la température. Nous avons montré que la température associée à la rupture de pente (T_{break}) diminue des régions humides de l'ouest de la Méditerranée vers les régions arides de l'est de la Méditerranée.

Tout au long de cette thèse nous avons souligné la sensibilité de la relation température-précipitations à de nombreux paramètres comme l'échelle d'agrégation spatiale et temporelle, et le type de précipitations. Ces paramètres peuvent expliquer des écarts entre la relation température-précipitations et la loi de CC. Les écarts à la loi de CC peuvent aussi être liés à des processus physiques comme des variations de la vitesse verticale, de l'humidité relative, de la durée et de l'efficacité des précipitations avec la température. Dans une étude spécifique sur les effets indirects des aérosols, nous avons mis en évidence le fait que les aérosols font diminuer les précipitations selon la chaîne de causalités suivante. En présence de nombreux aérosols, le nombre de gouttelettes nuageuse est plus important, ce qui réduit le rayon moyen de ces gouttelettes. La diminution de la taille des gouttelettes dans les nuages pollués rend ces derniers optiquement plus épais. Les nuages pollués réfléchissent ainsi davantage le rayonnement solaire, ce qui refroidit les basses couches de l'atmosphère. Nous avons montré que ces perturbations de température liées aux aérosols modifient non seulement le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère (de façon similaire à la loi de CC), mais surtout sa stabilité. C'est cette augmentation marquée de la stabilité qui explique pourquoi la réduction simulée des précipitations extrêmes dans une atmosphère polluée est bien plus forte que la réduction que peut expliquer la seule relation de CC.

Par ailleurs, une étude multi-modèles pour le futur nous a permis de constater que la relation température-précipitations extrêmes est modifiée dans les projections climatiques du futur selon la loi de CC sur des stations côtières de la Méditerranée. Ce résultat est surprenant dans la mesure où ces mêmes simulations prévoient une aridification du climat méditerranéen associée à la hausse des températures dans le futur. En cartographiant le changement de vapeur d'eau en surface entre les simulations du futur et celles du présent, nous avons montré que ce changement est cohérent avec la loi de CC au-dessus des mers mais pas au-dessus des régions continentales, ce qui confirme que c'est bien l'apport de vapeur d'eau par la mer Méditerranée qui permet à l'humidité de l'atmosphère de s'ajuster au réchauffement selon la loi de CC. En revanche certaines régions continentales déjà arides ne devraient pas connaître une telle augmentation des précipitations extrêmes dans le futur. Nous avons notamment pu identifier trois régions, la péninsule ibérique, le nord-ouest de l'Afrique et le Moyen-Orient; pour lesquelles le changement d'humidité est sous-CC car ces régions sont protégées par les

montagnes et sont sujettes à des dépressions thermiques pendant la saison chaude qui, par l'effet de leur circulation cyclonique, les isolent davantage des sources d'humidité.

Une des principales conclusion de cette thèse est que la relation température-précipitations extrêmes d'un climat donné ne présume en rien du changement de précipitations extrêmes dans un autre climat où la température serait modifiée. Dans notre étude spécifique sur l'effet des aérosols nous avons en effet pu constater qu'en Europe centrale, la relation température-précipitations extrêmes dans un climat peu pollué suit la loi de CC alors que le changement de précipitations extrêmes entre un climat peu pollué et un climat pollué plus froid est bien plus fort que la loi de CC. Inversement, notre étude sur des stations côtières de la Méditerranée montre un comportement non-CC (forme en crochet) des précipitations extrêmes avec la température dans le climat présent alors que le changement de précipitations extrêmes entre le climat présent et le climat futur plus chaud suit la loi de CC. Le caractère prédictif de la relation température-précipitations présente donc des limites mais cette relation apporte un éclairage nouveau sur certaines caractéristiques des précipitations en Méditerranée.

5.2 Perspectives

Bien que cette thèse suggère une augmentation des précipitations extrêmes dans le climat futur selon la loi de CC dans les régions sous l'influence de masses d'air d'origine marine et sous-CC dans les régions qui ne le sont pas, une telle variabilité spatiale de l'évolution des précipitations extrêmes reste à établir dans le bassin méditerranéen pour confirmer le rôle des flux d'humidité de la mer Méditerranée dans l'évolution des précipitations extrêmes dans un climat futur plus chaud. Dans une étude avec plusieurs modèles de climat régionaux, Tramblay et Somot (2018) ont proposé une carte décrivant l'évolution des précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen d'ici la fin du 21^{ème} siècle (voir Figure 5.1).

Selon cette étude, les précipitations extrêmes augmenteraient à un taux inférieur à la loi de CC sur la partie du nord du bassin et diminueraient sur la partie sud du bassin méditerranéen. L'agrégation spatiale utilisée par Tramblay et Somot (2018) empêche cependant la détection de l'effet côtier suggéré dans cette thèse. Une possible amélioration serait donc de raffiner la distribution spatiale de l'évolution des précipitations extrêmes dans le bassin méditerranéen, en particulier sur la ligne de côte.

Cette thèse a par ailleurs mis en évidence la sensibilité de la relation température-précipitations aux aérosols. Pour comprendre plus finement cet impact et en particulier la contribution des effets indirects des aérosols, utiliser un modèle climatique régional couplé avec un modèle de chimie-transport devrait donner des résultats plus précis car les aérosols (et donc leur impact) sont mieux représentés, par rapport à un modèle climatique régional

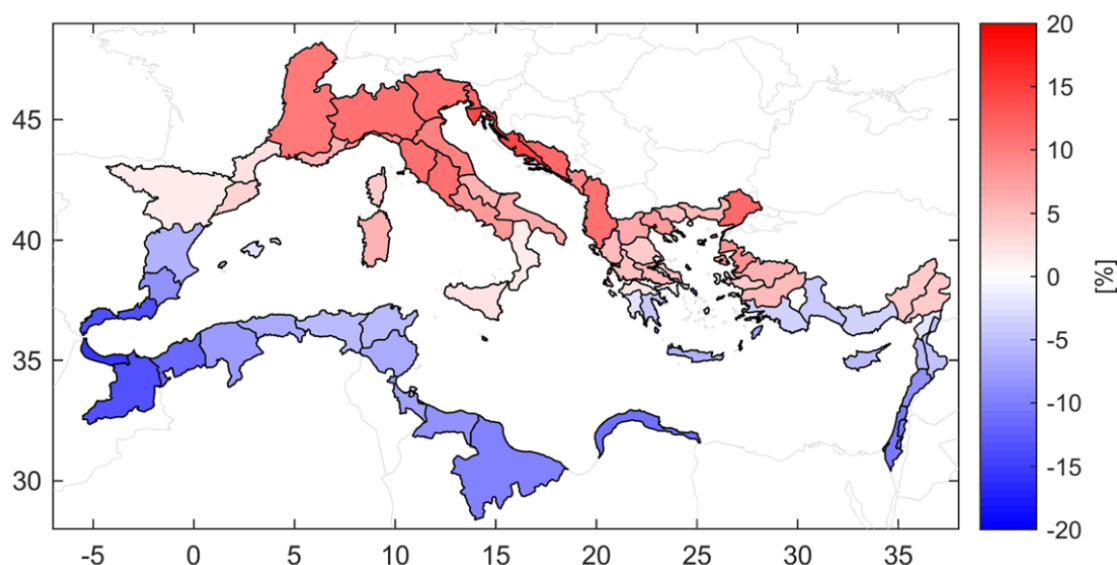


FIGURE 5.1 Figure extraite de Trambly et Somot (2018). Augmentation des précipitations extrêmes (en %) prévue pour la fin du 21^{ème} siècle sur le bassin méditerranéen.

avec une paramétrisation microphysique des aérosols comme celui qui a été utilisé dans cette thèse. Par ailleurs l'effet direct des aérosols sur la relation température-précipitations n'a pas été considéré dans cette étude, il serait intéressant de comparer les effets directs aux effets indirects des aérosols sur la relation température-précipitations.

Cette étude se fonde en grande partie sur l'analyse de simulations de modèles de climat régionaux de 50 ou 20 km de résolution. Cette résolution est plus adaptée que celle des modèles de climat globaux mais est toujours insuffisante pour étudier des phénomènes qui se produisent à plus fine échelle, et en particulier à l'échelle des phénomènes convectifs. Le climat de la région méditerranéenne est fortement influencé par ces processus induits notamment par la complexité de la topographie du pourtour méditerranéen. Une étude avec un modèle résolvant la convection permettrait donc de confirmer et d'affiner les résultats de cette thèse.

Plusieurs configurations synoptiques de l'atmosphère peuvent aboutir à la formation de précipitations extrêmes. Il est probable que la relation température-précipitations extrêmes soit sensible au type de précipitations ainsi formées. En distinguant les précipitations convectives des précipitations totales, nous avons déjà observé des comportements différents de la relation température-précipitations (chapitre 3). La convection peut elle-même se présenter sous des aspects différents : elle peut être organisée en ligne, en amas, ou non-organisée. Il serait donc intéressant d'étudier la relation température-précipitation extrêmes selon le

type de convection. Une telle étude pourrait s'appuyer sur des simulations idéalisées dans lesquelles on aurait modifier les forçages extérieurs (le cisaillement vertical du vent et le flux radiatif net) pour permettre de représenter les différents types de convection.

Bibliographie

- C Donald AHRENS : *Meteorology today : an introduction to weather, climate, and the environment*. Boston, MA : Cengage Learning, 2016.
- Bruce A. ALBRECHT : Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923):1227–1230, 1989. ISSN 0036-8075.
- Oleg A. ALDUCHOV et Robert E. ESKRIDGE : Improved magnus form approximation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 35(4):601–609, 1996.
- Myles R. ALLEN et William J. INGRAM : Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419:224, Sep 2002.
- P. ALPERT et B. ZIV : The sharav cyclone : Observations and some theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 94(D15):18495–18514, 1989. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JD094iD15p18495>.
- Pinhas ALPERT, Marina BALDI, Ronny ILANI, Shimon KRICHAK, Colin PRICE, Xavier RODÓ, Hadas SAARONI, Baruch ZIV, Pavel KISHCHA, Joseph BARKAN, Annarita MARIOTTI et Eleni XOPLAKI : Chapter 2 relations between climate variability in the mediterranean region and the tropics : Enso, south asian and african monsoons, hurricanes and saharan dust. In P. LIONELLO, P. MALANOTTE-RIZZOLI et R. BOSCOLO, éditeurs : *Mediterranean*, volume 4 de *Developments in Earth and Environmental Sciences*, pages 149 – 177. Elsevier, 2006.
- Pinhas ALPERT, Ronny ILANI, A da SILVA, Avi RUDACK et Moshe MANDEL : Seasonal prediction for israel winter precipitation based on northern hemispheric eof, 2004.
- O. ALTARATZ, I. KOREN, L.A. REMER et E. HIRSCH : Review : Cloud invigoration by aerosols—coupling between microphysics and dynamics. *Atmospheric Research*, 140-141:38 – 60, 2014. ISSN 0169-8095.
- Smith R. N. B. : A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116(492):435–460, 1990. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49711649210>.
- Marina BALDI, Francesco MENEGUZZO, Giovanni A. DALU, Giampiero MARACCHI, Massimiliano PASQUI, Valerio CAPECCHI, Alfonso CRISCI et Francesco PIANI : Guinea gulf sst and mediterranean summer climate : Analysis of the interannual variability, 2006.
- D. S. BALIS, V. AMIRIDIS, S. NICKOVIC, A. PAPAYANNIS et C. ZEREFOS : Optical properties of saharan dust layers as detected by a raman lidar at thessaloniki, greece. *Geophysical Research Letters*, 31(13), 2004.

- A BÁRDOSSY, C ANAGNOSTOPOULOU, C CACCIAMANI, H CASPARY, C FREI, C GOODESS, M HAYLOCK, Y HUNDECHA, P MAHERAS, P MICHNA *et al.* : Trends in extreme daily precipitation and temperature across europe in the 2nd half of the 20th century. *Deliverable D9 of STARDEX project : STATistical and Regional dynamical Downscaling of EXtremes for European regions*, 2003.
- Anthony G. BARNSTON et Robert E. LIVEZEY : Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115(6):1083–1126, 1987. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2).
- J. I. BARREDO : Normalised flood losses in europe : 1970-2006. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(1):97–104, 2009. URL <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/97/2009/>.
- Sophie BASTIN, Cédric CHAMPOLLION, Olivier BOCK, Philippe DROBINSKI et Frédéric MASSON : Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense gps network in a coastal area during escompte iop2. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(2):167–182, 2007. URL <http://dx.doi.org/10.1175/JAM2450.1>.
- Sophie BASTIN, Philippe DROBINSKI, Vincent GUÉNARD, Jean-Luc CACCIA, Bernard CAMPISTRON, A.M. DABAS, Patricia DELVILLE, Oliver REITEBUCH et Christian WERNER : On the Interaction between Sea Breeze and Summer Mistral at the Exit of the Rhône Valley. *Monthly Weather Review*, 134:1647–1668, 2006. URL <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00083547>.
- P. BECHTOLD, E. BAZILE, F. GUICHARD, P. MASCART et E. RICHARD : A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573):869–886, 2001. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712757309>.
- Lennart BENGTTSSON, Kevin I. HODGES, Monika ESCH, Noel KEENLYSIDE, Luis KORN-BLUEH, Jing-Jia LUO et Toshio YAMAGATA : How may tropical cyclones change in a warmer climate ? *Tellus A*, 59(4):539–561, 2007. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1600-0870.2007.00251.x>.
- Martin BENISTON, David B. STEPHENSON, Ole B. CHRISTENSEN, Christopher A. T. FERRO, Christoph FREI, Stéphane GOYETTE, Kirsten HALSNAES, Tom HOLT, Kirsti JYLHÄ, Brigitte KOFFI, Jean PALUTIKOF, Regina SCHÖLL, Tido SEMMLER et Katja WOTH : Future extreme events in european climate : an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81(1):71–95, May 2007. ISSN 1573-1480. URL <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9226-z>.
- Guillaume BENOIT et Aline COMEAU : *Méditerranée, les perspectives du Plan Bleu sur l'environnement et le développement*. 2005.
- L BENOIT, Nouaceur ZEINEDDINE, Turki IMEN, Jemai HIBA, A HABIB et M ELLOUZ : North atlantic oscillation and rainfall variability on the southern coast of the mediterranean. *Aerul si Apa. Componente ale Mediului*, page 203, 2014.

- P. BERG et J.O. HAERTER : Unexpected increase in precipitation intensity with temperature — a result of mixing of precipitation types ? *Atmospheric Research*, 119:56 – 61, 2013. ISSN 0169-8095.
- Peter BERG, Christopher MOSELEY et Jan O. HAERTER : Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nature Geoscience*, 6:181, Feb 2013. URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1731>.
- Tor BERGERON : *Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse*. Cammermeyer in Komm., 1928.
- Ségolène BERTHOU, S MAILLER, Philippe DROBINSKI, Thomas ARSOUZE, Sophie BASTIN, Karine BÉRANGER et Cindy LEBEAUPIN BROSSIER : Sensitivity of an intense rain event between atmosphere-only and atmosphere-ocean regional coupled models : 19 september 1996 : An intense rain event in a rcm and an aorc. 141:258–271, 01 2015.
- Ségolène BERTHOU, Sylvain MAILLER, Philippe DROBINSKI, Thomas ARSOUZE, Sophie BASTIN, Karine BÉRANGER, Emmanouil FLAOUNAS, Cindy LEBEAUPIN BROSSIER, Samuel SOMOT et Marc STÉFANON : Influence of submonthly air–sea coupling on heavy precipitation events in the western mediterranean basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(S1):453–471. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2717>.
- Ségolène BERTHOU, Sylvain MAILLER, Philippe DROBINSKI, Thomas ARSOUZE, Sophie BASTIN, Karine BÉRANGER et Cindy LEBEAUPIN-BROSSIER : Prior history of mistral and tramontane winds modulates heavy precipitation events in southern france. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66(1):24064, 2014. URL <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.24064>.
- Allan K. BETTS : Thermodynamic constraint on the cloud liquid water feedback in climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 92(D7):8483–8485, 1987. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JD092iD07p08483>.
- D. W. BLAKE, T. N. KRISHNAMURTI, S. V. LOW-NAM et J. S. FEIN : Heat low over the saudi arabian desert during may 1979 (summer monex). *Monthly Weather Review*, 111(9):1759–1775, 1983. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<1759:HLOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<1759:HLOTS>2.0.CO;2).
- Mohammed BLINDA et Gaëlle THIVET : Ressources et demandes en eau en méditerranée : situation et perspectives. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 20(1):9–16, 2009.
- Massimo A. BOLLASINA, Yi MING et V. RAMASWAMY : Anthropogenic aerosols and the weakening of the south asian summer monsoon. *Science*, 334(6055):502–505, 2011.
- Olivier BOUCHER : Les aérosols atmosphériques. *Aérosols atmosphériques*, pages 7–16, 2012.
- Philippe BOUGEAULT : A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113(12):2108–2121, 1985. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2).

- Luigia BRANDIMARTE, Giuliano DI BALDASSARRE, Guendalina BRUNI, Paolo D'ODORICO et Alberto MONTANARI : Relation between the north-atlantic oscillation and hydroclimatic conditions in mediterranean areas. *Water Resources Management*, 25(5):1269–1279, Mar 2011. ISSN 1573-1650. URL <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9742-5>.
- Scott A BRAUN : High-resolution simulation of hurricane bonnie (1998). part ii : water budget. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(1):43–64, 2006.
- E. BRESSON, V. DUCROCQ, O. NUISSIER, D. RICARD et C. de SAINT-AUBIN : Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern mediterranean complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(668): 1751–1763, 2012. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.1911>.
- Christopher S. BRETHERTON, Matthew E. PETERS et Larissa E. BACK : Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *Journal of Climate*, 17(7):1517–1528, 2004. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1517:RBWVPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1517:RBWVPA>2.0.CO;2).
- Cindy Lebeau-pin BROSSIER, Karine BÉRANGER, Charles DELTEL et Philippe DROBINSKI : The mediterranean response to different space–time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modelling*, 36(1):1 – 25, 2011. ISSN 1463-5003. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500310001642>.
- Cindy Lebeau-pin BROSSIER, Karine BÉRANGER et Philippe DROBINSKI : Sensitivity of the northwestern mediterranean sea coastal and thermohaline circulations simulated by the 1/12°-resolution ocean model nemo-med12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing. *Ocean Modelling*, 43-44:94 – 107, 2012. ISSN 1463-5003. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500311002046>.
- Michele BRUNETTI, Maurizio MAUGERI, Teresa NANNI, Ingeborg AUER, Reinhard BÖHM et Wolfgang SCHÖNER : Precipitation variability and changes in the greater alpine region over the 1800–2003 period. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D11), 2006. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005JD006674>.
- L. BUFFONI, M. MAUGERI et T. NANNI : Precipitation in italy from 1833 to 1996. *Theoretical and Applied Climatology*, 63(1):33–40, Jun 1999. ISSN 1434-4483. URL <https://doi.org/10.1007/s007040050089>.
- SA CARN, LL d STROW, S de SOUZA-MACHADO, Y EDMONDS et S HANNON : Quantifying tropospheric volcanic emissions with airs : The 2002 eruption of mt. etna (italy). *Geophysical Research Letters*, 32(2), 2005.
- Henri CAUSSINUS et Olivier MESTRE : Detection and correction of artificial shifts in climate series. *Journal of the Royal Statistical Society : Series C (Applied Statistics)*, 53 (3):405–425, 2004. URL <https://rss.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1467-9876.2004.05155.x>.
- Robert J. CHARLSON, James E. LOVELOCK, Meinrat O. ANDREAE et Stephen G. WARREN : Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326 (6114):655–661, 1987. URL <http://dx.doi.org/10.1038/326655a0>.

- Cheng-Ta CHEN et Thomas KNUTSON : On the verification and comparison of extreme rainfall indices from climate models. *Journal of Climate*, 21(7):1605–1621, 2008. URL <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1494.1>.
- Marjolaine CHIRIACO, Sophie BASTIN, Pascal YIOU, Martial HAEFFELIN, Jean-Charles DUPONT et Marc STÉFANON : European heatwave in july 2006 : Observations and modeling showing how local processes amplify conducive large-scale conditions. *Geophysical Research Letters*, 41(15):5644–5652, 2014.
- Stuart COLES, Joanna BAWA, Lesley TRENNER et Pat DORAZIO : *An introduction to statistical modeling of extreme values*, volume 208. Springer, 2001.
- Jeanne COLIN, Michel DÉQUÉ, Raluca RADU et Samuel SOMOT : Sensitivity study of heavy precipitation in limited area model climate simulations : influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus A*, 62(5):591–604, 2010. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x>.
- Laia COMAS BRU, Frank MCDERMOTT et Martin WERNER : The effect of the east atlantic pattern on the precipitation $\delta 18\text{o}$ -nao relationship in europe. 47, 01 2016.
- M CONTE, A GIUFFRIDA et S TEDESCO : Mediterranean oscillation : Impact on precipitation and hydrology in italy. *In Conference on Climate and Water.*, volume 1, 1989.
- Curt COVEY, Krishna M. ACHUTARAO, Ulrich CUBASCH, Phil JONES, Steven J. LAMBERT, Michael E. MANN, Thomas J. PHILLIPS et Karl E. TAYLOR : An overview of results from the coupled model intercomparison project. *Global and Planetary Change*, 37(1):103 – 133, 2003. ISSN 0921-8181. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818102001935>. Evaluation, Intercomparison and Application of Global Climate Models.
- Julien CRÉTAT, Benjamin POHL, Yves RICHARD et Philippe DROBINSKI : Uncertainties in simulating regional climate of southern africa : sensitivity to physical parameterizations using wrf. *Climate Dynamics*, 38(3):613–634, Feb 2012. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1055-8>.
- D. P. DEE, S. M. UPPALA, A. J. SIMMONS, P. BERRISFORD, P. POLI, S. KOBAYASHI, U. ANDRAE, M. A. BALMASEDA, G. BALSAMO, P. BAUER, P. BECHTOLD, A. C. M. BELJAARS, L. van de BERG, J. BIDLOT, N. BORMANN, C. DELSOL, R. DRAGANI, M. FUENTES, A. J. GEER, L. HAIMBERGER, S. B. HEALY, H. HERSBACH, E. V. HÓLM, L. ISAKSEN, P. KÅLLBERG, M. KÖHLER, M. MATRICARDI, A. P. McNALLY, B. M. MONGE-SANZ, J.-J. MORCRETTE, B.-K. PARK, C. PEUBEY, P. de ROSNAY, C. TAVOLATO, J.-N. THÉPAUT et F. VITART : The era-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 (656):553–597, 2011. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.828>.
- Guy DELRIEU, John NICOL, Eddy YATES, Pierre-Emmanuel KIRSTETTER, Jean-Dominique CREUTIN, Sandrine ANQUETIN, Charles OBLED, Georges-Marie SAULNIER, Véronique DUCROCQ, Eric GAUME, Olivier PAYRASTRE, Hervé ANDRIEU, Pierre-Alain AYRAL, Christophe BOUVIER, Luc NEPPEL, Marc LIVET, Michel LANG, Jacques Parent du CHÂTELET, Andrea WALPERSDORF et Wolfram WOBROCK : The catastrophic flash-flood

- event of 8–9 september 2002 in the gard region, france : A first case study for the cévennes–vivaraïs mediterranean hydrometeorological observatory. *Journal of Hydrometeorology*, 6(1):34–52, 2005.
- K.L. DENMAN, G. BRASSEUR, A. CHIDTHAISONG, P. CIAIS, P.M. COX, R.E. DICKINSON, D. HAUGLUSTAINE, C. HEINZE, E. HOLLAND, D. JACOB, U. LOHMANN, S. RAMACHANDRAN, P.L. da SILVA DIAS, S.C. WOFSY et X. ZHANG : *Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry*, book section 7, page 500–588. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. ISBN 978-0-521-70598-1. URL https://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/contents.html.
- S. DESPIAU, S. COUGNENC et F. RESCH : Concentrations and size distributions of aerosol particles in coastal zone. *Journal of Aerosol Science*, 27(3):403 – 415, 1996. ISSN 0021-8502. Atmospheric Aerosols.
- Claudia DI BIAGIO, Alcide di SARRA et Daniela MELONI : Large atmospheric shortwave radiative forcing by mediterranean aerosols derived from simultaneous ground-based and spaceborne observations and dependence on the aerosol type and single scattering albedo. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D10), 2010.
- Claudia DI BIAGIO, Alcide di SARRA, Daniela MELONI, Francesco MONTELEONE, Salvatore PIACENTINO et Damiano SFERLAZZO : Measurements of mediterranean aerosol radiative forcing and influence of the single scattering albedo. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D6), 2009.
- T. DI IORIO, A. di SARRA, D. M. SFERLAZZO, M. CACCIANI, D. MELONI, F. MONTELEONE, D. FUÀ et G. FIOCCO : Seasonal evolution of the tropospheric aerosol vertical profile in the central mediterranean and role of desert dust. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D2), 2009.
- Alejandro DI LUCA, E. FLAOUNAS, P. DROBINSKI et C. LEBEAUPIN BROSSIER : The atmospheric component of the mediterranean sea water budget in a wrf multi-physics ensemble and observations. *Climate Dynamics*, 43:2349–2375, 2014.
- A. di SARRA, C. DI BIAGIO, D. MELONI, F. MONTELEONE, G. PACE, S. PUGNAGHI et D. SFERLAZZO : Shortwave and longwave radiative effects of the intense saharan dust event of 25–26 march 2010 at lampedusa (mediterranean sea). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D23), 2011.
- A. di SARRA, G. PACE, D. MELONI, L. DE SILVESTRI, S. PIACENTINO et F. MONTELEONE : Surface shortwave radiative forcing of different aerosol types in the central mediterranean. *Geophysical Research Letters*, 35(2), 2008.
- E DICKINSON, Anne HENDERSON-SELLERS et J KENNEDY : Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the ncar community climate model. Rapport technique, 1993. URL <http://n2t.net/ark:/85065/d7ns0t8g>.
- Y DJELLOULI et A SACI : Catastrophe «naturelle» : les inondations dévastatrices du 9 et 10 novembre 2001 à bab el oued (alger, algérie). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 23:236–242, 2003.

- A. DÜNKELOH et J. JACOBET : Circulation dynamics of mediterranean precipitation variability 1948–98. *International Journal of Climatology*, 23(15):1843–1866, 2003.
- G. DOMS, J. FÖRSTNER, H. HEISE, H-J HERZOG, M. RASCHENDORFER, T. REINHARDT et G. VOGEL : *A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part II : physical parameterization*. 2007. URL <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr>.
- P. DROBINSKI, B. ALONZO, S. BASTIN, N. DA SILVA et C. MULLER : Scaling of precipitation extremes with temperature in the french mediterranean region : What explains the hook shape ? *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(7):3100–3119, 2016.
- P. DROBINSKI, S. BASTIN, T. ARSOUZE, K. BÉRANGER, E. FLAOUNAS et M. STÉFANON : 2017 : North-western mediterranean sea-breeze circulation in a regional climate system model. *Clim. Dyn.*, 2017.
- P. DROBINSKI, S. BASTIN, A. DABAS, P. DELVILLE et O. REITEBUCH : Variability of three-dimensional sea breeze structure in southern france : observations and evaluation of empirical scaling laws. *Annales Geophysicae*, 24(7):1783–1799, 2006.
- P. DROBINSKI, S. BASTIN, V. GUENARD, J.-L. CACCIA, A.M. DABAS, P. DELVILLE, A. PROTAT, O. REITEBUCH et C. WERNER : Summer mistral at the exit of the rhône valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(605):353–375, 2005a.
- P. DROBINSKI, V. DUCROCQ, P. ALPERT, E. ANAGNOSTOU, K. BÉRANGER, M. BORGIA, I. BRAUD, A. CHANZY, S. DAVOLIO, G. DELRIEU, C. ESTOURNEL, N. FILALI BOUBRAHMI, J. FONT, V. GRUBIŠIĆ, S. GUALDI, V. HOMAR, B. IVANČAN-PICEK, C. KOTTMAYER, V. KOTRONI, K. LAGOUVARDOS, P. LIONELLO, M. C. LLASAT, W. LUDWIG, C. LUTOFF, A. MARIOTTI, E. RICHARD, R. ROMERO, R. ROTUNNO, O. ROUSSOT, I. RUIN, S. SOMOT, I. TAUPIER-LETAGE, J. TINTORE, R. UIJLENHOET et H. WERNLI : Hymex : A 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7):1063–1082, 2014.
- Philippe DROBINSKI, Alesandro ANAV, Cindy Lebeauvin BROSSIER, Guillaume SAMSON, Marc STÉFANON, Sophie BASTIN, Mélika BAKLOUTI, Karine BÉRANGER, Jonathan BEUVIER, Romain BOURDALLÉ-BADIE, Laure COQUART, Fabio D’ANDREA, Nathalie de NOBLET-DUCOUDRÉ, Frédéric DIAZ, Jean-Claude DUTAY, Christian ETHE, Marie-Alice FOUJOLS, Dmitry KHVOROSTYANOV, Gurvan MADEC, Martial MANCIP, Sébastien MASSON, Laurent MENUT, Julien PALMIERI, Jan POLCHER, Solène TURQUETY, Sophie VALCKE et Nicolas VIOVY : Model of the regional coupled earth system (morce) : Application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environmental Modelling and Software*, 35:1 – 18, 2012. ISSN 1364-8152.
- Philippe DROBINSKI, Benjamin SULTAN et Serge JANICOT : Role of the hoggar massif in the west african monsoon onset. *Geophysical Research Letters*, 32(1), 2005b.
- Jimmy DUDHIA : Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3077–3107, 1989.

- Fanny DUFFOURG et Véronique DUCROCQ : Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern france. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(4):1163, 2011.
- F. DULAC et P. CHAZETTE : Airborne study of a multi-layer aerosol structure in the eastern mediterranean observed with the airborne polarized lidar alex during a staaarte campaign (7 june 1997). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3(5):1817–1831, 2003.
- Y DURAND, E BRUN, L MÉRINDOL, G GUYOMARC'H, B LESAFFRE et E MARTIN : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, 18:65–71, 1993.
- Yves DURAND, Martin LATERNER, Gérald GIRAUD, Pierre ETCHEVERS, Bernard LESAFFRE et Laurent MÉRINDOL : Reanalysis of 44 yr of climate in the french alps (1958–2002) : methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(3):429–449, 2009.
- B. EGGERT, P. BERG, J. O. HAERTER, D. JACOB et C. MOSELEY : Temporal and spatial scaling impacts on extreme precipitation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(10):5957–5971, 2015. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/15/5957/2015/>.
- Kerry A. EMANUEL : *A Cumulus Representation Based on the Episodic Mixing Model : The Importance of Mixing and Microphysics in Predicting Humidity*, pages 185–192. American Meteorological Society, Boston, MA, 1993. ISBN 978-1-935704-13-3. URL https://doi.org/10.1007/978-1-935704-13-3_19.
- S. EMORI et S. J. BROWN : Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophysical Research Letters*, 32(17), 2005. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005GL023272>.
- S. ENGELSTAEDTER, R. WASHINGTON, C. FLAMANT, D. J. PARKER, C. J. T. ALLEN et M. C. TODD : The saharan heat low and moisture transport pathways in the central sahara—multi-aircraft observations and africa-lam evaluation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(10):4417–4442, 2015. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JD023123>.
- Gidon ESHEL et Brian F. FARRELL : Mechanisms of eastern mediterranean rainfall variability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(19):3219–3232, 2000. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<3219:MOEMRV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<3219:MOEMRV>2.0.CO;2).
- Malin FALKENMARK, Gunnar LINDH, Gunnar LINDH et Gunnar LINDH : *Water for a starving world*. Westview Press Boulder, CO, 1976.
- Jiwen FAN, L. Ruby LEUNG, Daniel ROSENFELD, Qian CHEN, Zhanqing LI, Jinqiang ZHANG et Hongru YAN : Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impacts on deep convective clouds. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(48):E4581–E4590, 2013. URL <http://www.pnas.org/content/110/48/E4581.abstract>.
- Jiwen FAN, Daniel ROSENFELD, Yanni DING, L. Ruby LEUNG et Zhanqing LI : Potential aerosol indirect effects on atmospheric circulation and radiative forcing through deep convection. *Geophysical Research Letters*, 39(9):n/a–n/a, 2012. ISSN 1944-8007. L09806.

- Jiwen FAN, Yuan WANG, Daniel ROSENFELD et Xiaohong LIU : Review of aerosol–cloud interactions : Mechanisms, significance, and challenges. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(11):4221–4252, 2016. URL <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0037.1>.
- Jiwen FAN, Tianle YUAN, Jennifer M. COMSTOCK, Steven GHAN, Alexander KHAIN, L. Ruby LEUNG, Zhanqing LI, Vanderlei J. MARTINS et Mikhail OVCHINNIKOV : Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D22):n/a–n/a, 2009. ISSN 2156-2202. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2009JD012352>. D22206.
- S. FENG et Q. FU : Expansion of global drylands under a warming climate. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(19):10081–10094, 2013. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/13/10081/2013/>.
- S. FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ, S. del RÍO, A. CASTRO, A. PENAS, M. FERNÁNDEZ-RAGA, A. I. CALVO et R. FRAILE : Connection between nao, weather types and precipitation in león, spain (1948–2008). *International Journal of Climatology*, 32(14):2181–2196, 2012. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.2431>.
- C. FLAMANT, J.-P. CHABOUREAU, P. CHAZETTE, P. DI GIROLAMO, T. BOURRIANNE, J. TOTEMS et M. CACCIANI : The radiative impact of desert dust on orographic rain in the cévennes–vivaraïs area : a case study from hymex. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(21):12231–12249, 2015. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/15/12231/2015/>.
- Emmanouil FLAOUNAS, Philippe DROBINSKI, Marco BORGA, Jean-Christophe CALVET, Guy DELRIEU, Efrat MORIN, Gianni TARTARI et Roberta TOFFOLON : Assessment of gridded observations used for climate model validation in the mediterranean region : the hymex and med-cordex framework. *Environmental Research Letters*, 7(2):024017, 2012. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/7/i=2/a=024017>.
- Emmanouil FLAOUNAS, Philippe DROBINSKI, Mathieu VRAC, Sophie BASTIN, Cindy LEBEAUPIN-BROSSIER, Marc STÉFANON, Marco BORGA et Jean-Christophe CALVET : Precipitation and temperature space-time variability and extremes in the mediterranean region : evaluation of dynamical and statistical downscaling methods. *Climate Dynamics*, 40(11-12):2687–2705, 2013. URL <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00750590>.
- Emmanouil FLAOUNAS, Shira RAVEH-RUBIN, Heini WERNLI, Philippe DROBINSKI et Sophie BASTIN : The dynamical structure of intense mediterranean cyclones. *Climate Dynamics*, 44(9):2411–2427, May 2015. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2330-2>.
- Paola FORMENTI, Thomas REINER, Detlev SPRUNG, Meinrat O. ANDREAE, Manfred WENDISCH, Heike WEX, Dave KINDRED, Ken DEWEY, Joss KENT, Maria TZORTZIOU, Alexandros VASARAS et Christos ZEREFOS : Staaarte-med 1998 summer airborne measurements over the aegean sea 1. aerosol particles and trace gases. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D21):AAC 1–1–AAC 1–15, 2002. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JD001337>.
- Y. FOUQUART et B. BONNEL : Computations of solar heating of the earth’s atmosphere—a new parameterization. *Beitrage zur Physik der Atmosphäre*, 53:35–62, 1980.

- Christoph FREI et Christoph SCHÄR : A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18(8):873–900, 1998. ISSN 1097-0088. URL [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19980630\)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9).
- P FRICH, Lisa V ALEXANDER, PM DELLA-MARTA, B GLEASON, M HAYLOCK, AMG Klein TANK et Tom PETERSON : Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate research*, 19(3):193–212, 2002.
- Marc GEORGELIN et Evelyne RICHARD : Numerical simulation of flow diversion around the pyrenees : A tramontana case study. *Monthly Weather Review*, 124(4):687–700, 1996. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2).
- F. GIORGI : Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8):n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-8007. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL025734>. L08707.
- F. GIORGI, E. COPPOLA, F. SOLMON, L. MARIOTTI, M. SYLLA, X. BI, N. ELGUINDI, G. DIRO, V. NAIR, G. GIULIANI, U. TURUNCOGLU, S. COZZINI, I. GÜTTLER, T. O'BRIEN, A. TAWFIK, A. SHALABY, A. ZAKAY, A. STEINER, F. STORDAL, L. SLOAN et C. BRANKOVIC : RegCM4 : model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52:7–29, mars 2012.
- Filippo GIORGI, Colin JONES, Ghassem R ASRAR *et al.* : Addressing climate information needs at the regional level : the cordex framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3):175, 2009.
- Filippo GIORGI et Piero LIONELLO : Climate change projections for the mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63(2):90 – 104, 2008. ISSN 0921-8181. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818107001750>. Mediterranean climate : trends, variability and change.
- Filippo GIORGI et Linda O. MEARNs : Introduction to special section : Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D6):6335–6352, 1999. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98JD02072>.
- GIORGI, F. et COPPOLA, E. : Projections of twenty- century climate over europe. *EPJ Web of Conferences*, 1:29–46, 2009. URL <https://doi.org/10.1140/epjconf/e2009-00908-9>.
- S. R. GISLASON, T. HASSENKAM, S. NEDEL, N. BOVET, E. S. EIRIKSDOTTIR, H. A. AL-FREDSSON, C. P. HEM, Z. I. BALOGH, K. DIDERIKSEN, N. OSKARSSON, B. SIGFUSSON, G. LARSEN et S. L. S. STIPP : Characterization of eyjafjallajökull volcanic ash particles and a protocol for rapid risk assessment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(18):7307–7312, 2011. ISSN 0027-8424. URL <http://www.pnas.org/content/108/18/7307>.
- A. GKIKAS, N. HATZIANASTASSIOU, N. MIHALOPOULOS, V. KATSIOULIS, S. KAZADZIS, J. PEY, X. QUEROL et O. TORRES : The regime of intense desert dust episodes in the mediterranean based on contemporary satellite observations and ground measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(23):12135–12154, 2013. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/13/12135/2013/>.

- Ozan Mert GÖKTÜRK, Sinan ÇEVİK, Nathalie TOQUE, Robinson HORDOIR, Hazem NAGY et Emin ÖZSOY : Effects of the etesian wind regime on coastal upwelling, floods and forest fires in the seas of the old world. *BLACK SEA/MEDITERRANEAN ENVIRONMENT*, page 117, 2014.
- Y GOLDREICH : The climate of israel : observations research and applications. bar ilan univ, 1998.
- Yair GOLDREICH : *The climate of Israel : observation, research and application*. Springer Science & Business Media, 2012.
- Yair GOLDREICH, Hanan MOZES et Daniel ROSENFELD : Radar analysis of cloud systems and their rainfall yield in israel. *Isr. J. Earth Sci*, 53:63–76, 2004.
- K. GOUBANOVA et L. LI : Extremes in temperature and precipitation around the mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations. *Global and Planetary Change*, 57(1):27 – 42, 2007. ISSN 0921-8181. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092181810600275X>. Extreme Climatic Events.
- Wojciech W. GRABOWSKI et Hugh MORRISON : Indirect impact of atmospheric aerosols in idealized simulations of convective–radiative quasi equilibrium. part ii : Double-moment microphysics. *Journal of Climate*, 24(7):1897–1912, 2011. URL <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3647.1>.
- Jordi Seguí GRAU : Análisis de la serie de temperatura del observatorio del ebro (1894-2002). *Publicacions de l'Observatori de l'Ebre, Miscellània (ISSN 1579-8933), No. 44, VI+ 83 pp.(2003)*, 44, 2003.
- Georg A. GRELL : Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3):764–787, 1993. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<0764:PEOAUB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAUB>2.0.CO;2).
- JF GRIFFITHS et KH SOLIMAN : The northern desert (sahara). *World survey of climatology*, 10:75–132, 1972.
- Vanda GRUBIŠIĆ : Bora-driven potential vorticity banners over the adriatic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(602):2571–2603, 2004. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.03.71>.
- F. GUICHARD, J. C. PETCH, J.-L. REDELSPERGER, P. BECHTOLD, J.-P. CHABOUREAU, S. CHEINET, W. GRABOWSKI, H. GRENIER, C. G. JONES, M. KÖHLER, J.-M. PIRIOU, R. TAILLEUX et M. TOMASINI : 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*, 130(604):3139–3172, 2004. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.03.145>.
- V. GUÉNARD, P. DROBINSKI, J. L. CACCIA, G. TEDESCHI et P. CURRIER : Dynamics of the map iop 15 severe mistral event : Observations and high-resolution numerical simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(616):757–777, 2006. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.05.59>.

- J. O. HAERTER et P. BERG : Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? *Nature Geoscience*, 2:372, Jun 2009. Correspondence.
- J. O. HAERTER, P. BERG et S. HAGEMANN : Heavy rain intensity distributions on varying time scales and at different temperatures. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D17), 2010.
- E. HAMONOU, P. CHAZETTE, D. BALIS, D. DULAC, X. SCHNEIDER, E. GALANI, G. ANCELLET et A. PAPAYANNIS : Characterization of the vertical structure of saharan dust export to the mediterranean basin. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104 (D18):22257–22270, 1999.
- Jones Rhys HARDWICK, Seth WESTRA et Ashish SHARMA : Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity. *Geophysical Research Letters*, 37(22), 2010.
- M. HATZAKI, H. A. FLOCAS, D. N. ASIMAKOPOULOS et P. MAHERAS : The eastern mediterranean teleconnection pattern : identification and definition. *International Journal of Climatology*, 27(6):727–737, 2007.
- Maria HATZAKI, Helena A. FLOCAS, Christos GIANNAKOPOULOS et Panagiotis MAHERAS : The impact of the eastern mediterranean teleconnection pattern on the mediterranean climate. *Journal of Climate*, 22(4):977–992, 2009.
- M. R. HAYLOCK, Nynke HOFSTRA, A M. G. KLEIN TANK, E J. KLOK, P JONES et Mark NEW : A european daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. 113, 10 2008.
- Gabriele C. HEGERL, Francis W. ZWIERS, Peter A. STOTT et Viatcheslav V. KHARIN : Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. *Journal of Climate*, 17(19):3683–3700, 2004.
- Isaac M. HELD et Brian J. SODEN : Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(21):5686–5699, 2006.
- K HENNESSY, J M. GREGORY et J MITCHELL : Changes in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions. *Climate Dynamics*, 13:667–680, 09 1997.
- C. HERNANDEZ, P. DROBINSKI et S. TURQUETY : How much does weather control fire size and intensity in the mediterranean region? *Annales Geophysicae*, 33(7):931–939, 2015a.
- C. HERNANDEZ, P. DROBINSKI, S. TURQUETY et J.-L. DUPUY : Size of wildfires in the euro-mediterranean region : observations and theoretical analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(6):1331–1341, 2015b. URL <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/15/1331/2015/>.
- S. HERRERA, J. M. GUTIÉRREZ, R. ANCELL, M. R. PONS, M. D. FRÍAS et J. FERNÁNDEZ : Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over spain (spain02). *International Journal of Climatology*, 32(1):74–85, 2012.

- Marine HERRMANN, S. SOMOT, S. CALMANTI, C. DUBOIS et F. SEVAULT : Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11:1983–2001, 2011. ISSN 1561-8633.
- E. HERTIG, S. SEUBERT, A. PAXIAN, G. VOGT, H. PAETH et J. JACOBET : Changes of total versus extreme precipitation and dry periods until the end of the twenty-first century : statistical assessments for the mediterranean area. *Theoretical and Applied Climatology*, 111(1):1–20, Jan 2013. ISSN 1434-4483. URL <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0639-5>.
- Nynke HOFSTRA, Malcolm HAYLOCK, Mark NEW et Phil D. JONES : Testing e-obs european high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D21), 2009. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009JD011799>.
- Nynke HOFSTRA, Mark NEW et Carol MCSWEENEY : The influence of interpolation and station network density on the distributions and trends of climate variables in gridded daily data. 35:841–858, 04 2010.
- Cathy HOHENEGGER, Peter BROCKHAUS, Christopher S. BRETHERTON et Christoph SCHÄR : The soil moisture–precipitation feedback in simulations with explicit and parameterized convection. *Journal of Climate*, 22(19):5003–5020, 2009. URL <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2604.1>.
- Klaus P. HOINKA et Manuel DE CASTRO : The iberian peninsula thermal low. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(590):1491–1511, 2003. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.01.189>.
- James R HOLTON et Gregory J HAKIM : *An introduction to dynamic meteorology*, volume 88. Academic press, 2013.
- Song-You HONG, Jimy DUDHIA et Shu-Hua CHEN : A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1):103–120, 2004. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2).
- H. HORVATH, L. ALADOS ARBOLEDAS, F. J. OLMO, O. JOVANOVIĆ, M. GANGL, W. KALLER, C. SÁNCHEZ, H. SAUERZOPF et S. SEIDL : Optical characteristics of the aerosol in spain and austria and its effect on radiative forcing. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D19):AAC 9–1–AAC 9–18, 2002.
- Frédéric HOURDIN, Ionela MUSAT, Sandrine BONY, Pascale BRACONNOT, Francis CODRON, Jean-Louis DUFRESNE, Laurent FAIRHEAD, Marie-Angèle FILIBERTI, Pierre FRIEDLINGSTEIN, Jean-Yves GRANDPEIX, Gerhard KRINNER, Phu LEVAN, Zhao-Xin LI et François LOTT : The lmdz4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7):787–813, Dec 2006.

- Hsiao-Ling HUANG, Ming-Jen YANG et Chung-Hsiung SUI : Water budget and precipitation efficiency of typhoon morakot (2009). *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(1):112–129, 2014. URL <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-053.1>.
- James W. HURRELL : Decadal trends in the north atlantic oscillation : Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224):676–679, 1995. ISSN 0036-8075. URL <http://science.sciencemag.org/content/269/5224/676>.
- James W. HURRELL : Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23(6):665–668, 1996. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96GL00459>.
- M. F. HUTCHINSON : Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. *International Journal of Geographical Information Systems*, 9(4):385–403, 1995. URL <https://doi.org/10.1080/02693799508902045>.
- Michael J. IACONO, Jennifer S. DELAMERE, Eli J. MLAWER, Mark W. SHEPHARD, Shephard A. CLOUGH et William D. COLLINS : Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the aer radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D13):n/a–n/a, 2008. ISSN 2156-2202. D13103.
- IPCC : *Summary for Policymakers*, book section SPM, page 1–30. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. URL www.climatechange2013.org.
- G. A. ISAAC et R. A. STUART : Temperature–precipitation relationships for canadian stations. *Journal of Climate*, 5(8):822–830, 1992. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<0822:TRFCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<0822:TRFCS>2.0.CO;2).
- P. ISRAELEVICH, E. GANOR, P. ALPERT, P. KISHCHA et A. STUPP : Predominant transport paths of saharan dust over the mediterranean sea to europe. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D2), 2012. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JD016482>.
- Cuxart J., Bougeault P. et Redelsperger J.-L. : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562):1–30, 2000. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712656202>.
- Daniela JACOB, Juliane PETERSEN, Bastian EGGERT, Antoinette ALIAS, Ole Bøssing CHRISTENSEN, Laurens M. BOUWER, Alain BRAUN, Augustin COLETTE, Michel DÉQUÉ, Goran GEORGIEVSKI, Elena GEORGOPOULOU, Andreas GOBIET, Laurent MENUT, Grigory NIKULIN, Andreas HAENSLER, Nils HEMPELMANN, Colin JONES, Klaus KEULER, Sari KOVATS, Nico KRÖNER, Sven KOTLARSKI, Arne KRIEGSMANN, Eric MARTIN, Erik van MEIJGAARD, Christopher MOSELEY, Susanne PFEIFER, Swantje PREUSCHMANN, Christine RADERMACHER, Kai RADTKE, Diana RECHID, Mark ROUNSEVELL, Patrick SAMUELSSON, Samuel SOMOT, Jean-François SOUSSANA, Claas TEICHMANN, Riccardo VALENTINI, Robert VAUTARD, Björn WEBER et Pascal YIOU : Eurocordex : new high-resolution climate change projections for european impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2):563–578, Apr 2014. ISSN 1436-378X. URL <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>.

- Mark Z. JACOBSON : Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D2):1551–1568, 2001. ISSN 2156-2202. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900514>.
- Agustin JANSA, Ana GENOVES, M Angeles PICORNELL, Joan CAMPINS, Ricardo RIOSA-LIDO et Olinda CARRETERO : Western mediterranean cyclones and heavy rain. part 2 : Statistical approach. *Meteorological Applications*, 8(1):43–56, 2001.
- Pedro A. JIMÉNEZ, Jimy DUDHIA, J. Fidel GONZÁLEZ-ROUCO, Jorge NAVARRO, Juan P. MONTÁVEZ et Elena GARCÍA-BUSTAMANTE : A revised scheme for the wrf surface layer formulation. *Monthly Weather Review*, 140(3):898–918, 2012. URL <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-11-00056.1>.
- P. D. JONES, T. JONSSON et D. WHEELER : Extension to the north atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from gibraltar and south-west iceland. *International Journal of Climatology*, 17(13):1433–1450, 1997. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291097-0088%2819971115%2917%3A13%3C1433%3A%3AAID-JOC203%3E3.0.CO%3B2-P>.
- Manoj M. JOSHI, Jonathan M. GREGORY, Mark J. WEBB, David M. H. SEXTON et Tim C. JOHNS : Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Climate Dynamics*, 30(5):455–465, Apr 2008. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0306-1>.
- John S. KAIN : The kain–fritsch convective parameterization : An update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1):170–181, 2004.
- Anastasios KALIMERIS, Ezio RANIERI, Dimitra FOUNDA et Caroline NORRANT : Variability modes of precipitation along a central mediterranean area and their relations with enso, nao, and other climatic patterns. *Atmospheric Research*, 198:56 – 80, 2017. ISSN 0169-8095. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809517302934>.
- Richard A. KERR : A north atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288(5473):1984–1985, 2000. ISSN 0036-8075. URL <http://science.sciencemag.org/content/288/5473/1984>.
- A. P. KHAIN, K. D. BEHENG, A. HEYMSFIELD, A. KOROLEV, S. O. KRICHAK, Z. LEVIN, M. PINSKY, V. PHILLIPS, T. PRABHAKARAN, A. TELLER, S. C. van den HEEVER et J.-I. YANO : Representation of microphysical processes in cloud-resolving models : Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization. *Reviews of Geophysics*, 53(2):247–322, 2015. ISSN 1944-9208. URL <http://dx.doi.org/10.1002/2014RG000468>. 2014RG000468.
- V. V. KHARIN, F. W. ZWIERS, X. ZHANG et M. WEHNER : Changes in temperature and precipitation extremes in the cmip5 ensemble. *Climatic Change*, 119(2):345–357, Jul 2013. ISSN 1573-1480. URL <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0705-8>.
- Viatcheslav V. KHARIN et Francis W. ZWIERS : Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere–ocean gcm. *Journal of Climate*, 13(21):3760–3788, 2000. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3760:CITEIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3760:CITEIA>2.0.CO;2).

- S. KHODAYAR, G. FOSSER, S. BERTHOU, S. DAVOLIO, P. DROBINSKI, V. DUCROCQ, R. FERRETTI, M. NURET, E. PICHELLI, E. RICHARD et O. BOCK : A seamless weather–climate multi-model intercomparison on the representation of a high impact weather event in the western mediterranean : Hymex iop12. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(S1):433–452, 2016. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.2700>.
- Jeffrey KIEHL, James HACK, G B. BONAN, B A. BOVILLE, B P. BRIEGLEB, David WILLIAMSON et P RASCH : Description of the ncar community climate model (ccm3). 01 1996.
- J.T. KIEHL et Kevin E. TRENBERTH : Earth’s annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2):197–208, 1997. URL [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0197:EAGMEB>2.0.CO;2).
- Erik KJELLSTRÖM, Grigory NIKULIN, Ulf HANSSON, Gustav STRANDBERG et Anders ULLERSTIG : 21st century changes in the european climate : uncertainties derived from an ensemble of regional climate model simulations. *Tellus A*, 63(1):24–40, 2010. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1600-0870.2010.00475.x>.
- E. J. KLOK et Tank A. M. G. KLEIN : Updated and extended european dataset of daily climate observations. *International Journal of Climatology*, 29(8):1182–1191, 2009. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1779>.
- Peter KNIPPERTZ, Uwe ULBRICH, Filipa MARQUES et Jo ao CORTE-REAL : Decadal changes in the link between el niño and springtime north atlantic oscillation and european–north african rainfall. *International Journal of Climatology*, 23(11):1293–1311, 2003. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.944>.
- Reto KNUTTI et Jan SEDLÁČEK : Robustness and uncertainties in the new cmip5 climate model projections. *Nature Climate Change*, 3:369 EP –, Oct 2012. URL <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1716>.
- W. KÖPPEN et R. GEIGER : *Das geographische System der Klimate*. Borntraeger, 1936.
- Stefania KORONTZI, Jessica MCCARTY, Tatiana LOBODA, Suresh KUMAR et Chris JUSTICE : Global distribution of agricultural fires in croplands from 3 years of moderate resolution imaging spectroradiometer (modis) data. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(2), 2006. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005GB002529>.
- E. KOSTOPOULOU et P. D. JONES : Assessment of climate extremes in the eastern mediterranean. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89(1):69–85, Jun 2005. ISSN 1436-5065. URL <https://doi.org/10.1007/s00703-005-0122-2>.
- S. O. KRICHAK, P. KISHCHA et P. ALPERT : Decadal trends of main eurasian oscillations and the eastern mediterranean precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, 72 (3):209–220, Sep 2002. ISSN 1434-4483. URL <https://doi.org/10.1007/s007040200021>.
- Simon O. KRICHAK, Joseph S. BREITGAND, Silvio GUALDI et Steven B. FELDSTEIN : Teleconnection–extreme precipitation relationships over the mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology*, 117(3):679–692, Aug 2014. ISSN 1434-4483. URL <https://doi.org/10.1007/s00704-013-1036-4>.

- G. KRINNER, Nicolas VIOVY, Nathalie de NOBLET-DUCOUDRÉ, Jérôme OGÉE, Jan POLCHER, Pierre FRIEDLINGSTEIN, Philippe CIAIS, Stephen SITCH et I. Colin PRENTICE : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), 2005. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2003GB002199>.
- Jan KYSELÝ et Eva PLAVCOVÁ : A critical remark on the applicability of e-obs european gridded temperature data set for validating control climate simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D23), 2010. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010JD014123>.
- C. LAVAYSSE, C. FLAMANT, S. JANICOT, D. J. PARKER, J.-P. LAFORE, B. SULTAN et J. PELON : Seasonal evolution of the west african heat low : a climatological perspective. *Climate Dynamics*, 33(2):313–330, Aug 2009. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0553-4>.
- C. LAVAYSSE, M. VRAC, P. DROBINSKI, M. LENGAIGNE et T. VISCHÉL : Statistical downscaling of the french mediterranean climate : assessment for present and projection in an anthropogenic scenario. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(3):651–670, 2012. URL <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/651/2012/>.
- Patrick LE MOIGNE : Description de l'analyse des champs de surface sur la france par le système safran. 01 2002.
- Cindy LEBEAUPIN BROSSIER, Sophie BASTIN, Karine BÉRANGER et Philippe DROBINSKI : Regional mesoscale air–sea coupling impacts and extreme meteorological events role on the mediterranean sea water budget. *Climate Dynamics*, 44(3):1029–1051, Feb 2015. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2252-z>.
- Cindy LEBEAUPIN BROSSIER, Karine BÉRANGER et Philippe DROBINSKI : Ocean response to strong precipitation events in the gulf of lions (northwestern mediterranean sea) : a sensitivity study. *Ocean Dynamics*, 62(2):213–226, Feb 2012. ISSN 1616-7228. URL <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0502-8>.
- Cindy LEBEAUPIN BROSSIER, Philippe DROBINSKI, Karine BÉRANGER, Sophie BASTIN et Françoise ORAIN : Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern mediterranean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(675):1583–1597, 2013. ISSN 1477-870X. URL <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2049>.
- David R LEGATES et Cort J WILLMOTT : Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. *Theoretical and applied climatology*, 41(1-2):11–21, 1990.
- J. LELIEVELD, H. BERRESHEIM et S. BORRMANN : Global air pollution crossroads over the mediterranean. *Science*, 298(5594):794–799, 2002. ISSN 1095-9203.
- G. LENDERINK, R. BARBERO, J. M. LORIAUX et H. J. FOWLER : Super-clausius—clapeyron scaling of extreme hourly convective precipitation and its relation to large-scale atmospheric conditions. *Journal of Climate*, 30(15):6037–6052, 2017. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0808.1>.

- G. LENDERINK, H. Y. MOK, T. C. LEE et G. J. VAN OLDENBORGH : Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones - Hong Kong and the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8:4701–4719, mai 2011.
- Geert LENDERINK et Jisk ATTEMA : A simple scaling approach to produce climate scenarios of local precipitation extremes for the netherlands. *Environmental Research Letters*, 10(8):085001, 2015. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/10/i=8/a=085001>.
- Geert LENDERINK et Erik van MEIJGAARD : Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, 1:511, Jul 2008.
- David G. LERACH, Brian J. GAUDET et William R. COTTON : Idealized simulations of aerosol influences on tornadogenesis. *Geophysical Research Letters*, 35(23):n/a–n/a, 2008. ISSN 1944-8007. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035617>. L23806.
- Guohui LI, Yuan WANG et Renyi ZHANG : Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the wrf model to investigate aerosol-cloud interaction. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D15):n/a–n/a, 2008. ISSN 2156-2202. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD009361>. D15211.
- Zhanqing LI, Feng NIU, Jiwen FAN, Yangang LIU, Daniel ROSENFELD et Yanni DING : Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. *Nature Geoscience*, 4:888–894, 2011. ISSN 1752-0894. URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1313>. 10.1038/ngeo1313.
- Zhao-Xin LI : Ensemble atmospheric gcm simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *Journal of Climate*, 12(4):986–1001, 1999. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0986:EAGSOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0986:EAGSOC>2.0.CO;2).
- P. LIONELLO et M. B. GALATI : Links of the significant wave height distribution in the Mediterranean sea with the Northern Hemisphere teleconnection patterns. *Advances in Geosciences*, 17:13–18, juin 2008.
- P LIONELLO, Paola MALANOTTE-RIZZOLI, Roberta BOSCOLO, Pinhas ALPERT, Vincenzo ARTALE, L LI, Jürg LUTERBACHER, Wilhelm MAY, Ricardo TRIGO, M TSIMPLIS, U ULBRICH et Elena XOPLAKI : The mediterranean climate : An overview of the main characteristics and issues. 4:1–26, 12 2006.
- Piero LIONELLO, Fatima ABRANTES, Letizia CONGEDI, Francois DULAC, Miro GACIC, Damià GOMIS, Clare GOODESS, Holger HOFF, Haim KUTIEL, Jürg LUTERBACHER *et al.* : Introduction : mediterranean climate : background information. 2012a.
- Piero LIONELLO, Miroslav GACIC, Damià GOMIS, Ricardo GARCIA-HERRERA, Filippo GIORGI, Serge PLANTON, R. TRIGO, A. THEOCHARIS, Michael N. TSIMPLIS, Uwe ULBRICH et E. XOPLAKI : Program focuses on climate of the mediterranean region. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 93(10):105–106, 2012b. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012EO100001>.
- U. LOHMANN, P. STIER, C. HOOSE, S. FERRACHAT, S. KLOSTER, E. ROECKNER et J. ZHANG : Cloud microphysics and aerosol indirect effects in the global climate model echam5-ham. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(13):3425–3446, 2007. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/7/3425/2007/>.

- Philip LORENZ et Daniela JACOB : Validation of temperature trends in the ensembles regional climate model runs driven by era40. 44, 12 2010.
- Jessica M. LORIAUX, Geert LENDERINK, Stephan R. DE ROODE et A. Pier SIEBESMA : Understanding convective extreme precipitation scaling using observations and an entraining plume model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(11):3641–3655, 2013.
- Jean-François LOUIS : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17(2):187–202, Sep 1979. ISSN 1573-1472. URL <https://doi.org/10.1007/BF00117978>.
- J.I. LÓPEZ-MORENO, S.M. VICENTE-SERRANO, E. MORÁN-TEJEDA, J. LORENZO-LACRUZ, A. KENAWY et M. BENISTON : Effects of the north atlantic oscillation (nao) on combined temperature and precipitation winter modes in the mediterranean mountains : Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77(1):62 – 76, 2011. ISSN 0921-8181. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818111000385>.
- Jorge LÓPEZ-PARAGES et Belén RODRÍGUEZ-FONSECA : Multidecadal modulation of el niño influence on the euro-mediterranean rainfall. *Geophysical Research Letters*, 39(2), 2012. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL050049>.
- Barry H. LYNN, Alexander P. KHAIN, Jimmy DUDHIA, Daniel ROSENFELD, Andrei POKROVSKY et Axel SEIFERT : Spectral (bin) microphysics coupled with a mesoscale model (mm5). part ii : Simulation of a cape rain event with a squall line. *Monthly Weather Review*, 133(1):59–71, 2005.
- Roland A MADDEN et Jill WILLIAMS : The correlation between temperature and precipitation in the united states and europe. *Monthly Weather Review*, 106(1):142–147, 1978.
- Eduardo Eiji MAEDA, Nobuyuki UTSUMI et Taikan OKI : Decreasing precipitation extremes at higher temperatures in tropical regions. *Natural Hazards*, 64(1):935–941, Oct 2012. ISSN 1573-0840.
- L. MAHRT et Michael EK : The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(2):222–234, 1984.
- M. MALLET, F. DULAC, P. FORMENTI, P. NABAT, J. SCIARE, G. ROBERTS, J. PELON, G. ANCELLET, D. TANRÉ, F. PAROL, C. DENJEAN, G. BROGNIEZ, A. diÂ SARRA, L. ALADOS-ARBOLEDAS, J. ARNDT, F. AURIOL, L. BLAREL, T. BOURRIANNE, P. CHAZETTE, S. CHEVAILLIER, M. CLAEYS, B. D’ANNA, Y. DERIMIAN, K. DESBOEUF, T. diÂ IORIO, J.-F. DOUSSIN, P. DURAND, A. FÉRON, E. FRENEY, C. GAIMOZ, P. GOLOUB, J. L. GÓMEZ-AMO, M. J. GRANADOS-MUÑOZ, N. GRAND, E. HAMONOU, I. JANKOWIAK, M. JEANNOT, J.-F. LÉON, M. MAILLÉ, S. MAILLER, D. MELONI, L. MENUT, G. MOMBOISSE, J. NICOLAS, T. PODVIN, V. PONT, G. REA, J.-B. RENARD, L. ROBLOU, K. SCHEPANSKI, A. SCHWARZENBOECK, K. SELLEGRI, M. SICARD, F. SOLMON, S. SOMOT, B. TORRES, J. TOTEMS, S. TRIQUET, N. VERDIER, C. VERWAERDE, F. WAQUET, J. WENGER et P. ZAPF : Overview of the chemistry-aerosol mediterranean experiment/aerosol direct radiative forcing on the mediterranean climate

- (charmex/adrimed) summer 2013 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16 (2):455–504, 2016.
- M. MALLET, V. PONT, C. LIOUSSE, J. C. ROGER et P. DUBUISSON : Simulation of aerosol radiative properties with the ORISAM-RAD model during a pollution event (ESCOMPTE 2001). *Atmospheric Environment*, 40:7696–7705, 2006.
- A. MAMARA, A. A. ARGIRIOU et M. ANADRANISTAKIS : Homogenization of mean monthly temperature time series of greece. *International Journal of Climatology*, 33 (12):2649–2666, 2013.
- Nathan J. MANTUA et Steven R. HARE : The pacific decadal oscillation. *Journal of Oceanography*, 58(1):35–44, Feb 2002. ISSN 1573-868X. URL <https://doi.org/10.1023/A:1015820616384>.
- J. MARGAT : Blue plan. “l’eau des mediterraneens : situation et perspectives”. Rapport technique, UNEP MAP Technical Report Studies, 158, Athens.(www.unepmap.org), 2004.
- A. MARIOTTI, J. BALLABRERA-POY et N. ZENG : Tropical influence on euro-asian autumn rainfall variability. *Climate Dynamics*, 24(5):511–521, Apr 2005. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0498-6>.
- Annarita MARIOTTI, Ning ZENG et K.-M. LAU : Euro-mediterranean rainfall and enso-a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*, 29(12):59–1–59–4, 2002. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001GL014248>.
- Krzysztof M. MARKOWICZ, Piotr J. FLATAU, M. V. RAMANA, P. J. CRUTZEN et V. RAMANATHAN : Absorbing mediterranean aerosols lead to a large reduction in the solar radiation at the surface. *Geophysical Research Letters*, 29(20):29–1–29–4, 2002.
- Javier MARTIN-VIDE et Joan-Albert LOPEZ-BUSTINS : The western mediterranean oscillation and rainfall in the iberian peninsula. *International Journal of Climatology*, 26(11): 1455–1475, 2006. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1388>.
- John MCGINLEY : A diagnosis of alpine lee cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 110(9): 1271–1287, 1982. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<1271:ADOALC>2.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<1271:ADOALC>2.CO;2).
- D. MELONI, A. di SARRA, J. DELUISI, T. DI IORIO, G. FIOCCO, W. JUNKERMANN et G. PACE : Tropospheric aerosols in the mediterranean : 2. radiative effects through model simulations and measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108 (D10), 2003.
- D. MELONI, W. JUNKERMANN, A. di SARRA, M. CACCIANI, L. DE SILVESTRI, T. DI IORIO, V. ESTELLÉS, J. L. GÓMEZ-AMO, G. PACE et D. M. SFERLAZZO : Altitude-resolved shortwave and longwave radiative effects of desert dust in the mediterranean during the gamarf campaign : Indications of a net daily cooling in the dust layer. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(8):3386–3407, 2015.

- J. F. B. MITCHELL, C. A. WILSON et W. M. CUNNINGTON : On co₂ climate sensitivity and model dependence of results. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113(475):293–322, 1987. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49711347517>.
- Eli J. MLAWER, Steven J. TAUBMAN, Patrick D. BROWN, Michael J. IACONO et Shepard A. CLOUGH : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D14):16663–16682, 1997. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JD00237>.
- Johannes MÜLMENSTÄDT, O. SOURDEVAL, J. DELANOË et J. QUAAS : Frequency of occurrence of rain from liquid-, mixed-, and ice-phase clouds derived from a-train satellite retrievals. *Geophysical Research Letters*, 42(15):6502–6509, 2015. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015GL064604>.
- Danilo MOLLICONE, Hugh D. EVA et Frédéric ACHARD : Human role in russian wild fires. *Nature*, 440:436, Mar 2006. URL <http://dx.doi.org/10.1038/440436a>.
- P. MOLNAR, S. FATICHI, L. GAÁL, J. SZOLGAY et P. BURLANDO : Storm type effects on super clausius-clapeyron scaling of intense rainstorm properties with air temperature. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(4):1753–1766, 2015.
- G. W. K. MOORE, I. A. RENFREW et R. S. PICKART : Multidecadal mobility of the north atlantic oscillation. *Journal of Climate*, 26(8):2453–2466, 2013. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00023.1>.
- Ruben MORATIEL, Richard SNYDER, J M. DURÁN et Ana M. TARQUIS : Trends in climatic variables and future reference evapotranspiration in duero valley (spain). 11:1795–1805, 06 2011.
- J-J. MORCRETTE, H. W. BARKER, J. N. S. COLE, M. J. IACONO et R. PINCUS : Impact of a new radiation package, mcrad, in the ecmwf integrated forecasting system. *Monthly Weather Review*, 136(12):4773–4798, 2008. URL <https://doi.org/10.1175/2008MWR2363.1>.
- Jean-Jacques MORCRETTE : Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical. properties in the ecmwf model. *Monthly Weather Review*, 118(4):847–873, 1990. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<0847:IOCTTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<0847:IOCTTR>2.0.CO;2).
- Jean-Jacques MORCRETTE, Laura SMITH et Yves FOUQUART : Pressure and temperature dependence of the absorption in long wave radiation parametrization. 59, 11 1986.
- H. MORRISON et W. W. GRABOWSKI : Cloud-system resolving model simulations of aerosol indirect effects on tropical deep convection and its thermodynamic environment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(20):10503–10523, 2011.
- C. MOULIN, C.E. LAMBERT, U. DAYAN, V. MASSON, M. RAMONET, P. BOUSQUET, M. LEGRAND, Y.J. BALKANSKI, W. GUELLE, B. MARTICORENA, G. BERGAMETTI et F. DULAC : Satellite climatology of african dust transport in the mediterranean atmosphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103(D11):13137–13144, 1998.

- Caroline MULLER : Impact of convective organization on the response of tropical precipitation extremes to warming. *Journal of Climate*, 26(14):5028–5043, 2013. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00655.1>.
- Caroline J. MULLER, Paul A. O’GORMAN et Larissa E. BACK : Intensification of precipitation extremes with warming in a cloud-resolving model. *Journal of Climate*, 24(11):2784–2800, 2011. URL <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3876.1>.
- Re MUNICH : Analyses, assessments, positions. *Topics GEO*, 2010.
- P. NABAT, F. SOLMON, M. MALLET, J. F. KOK et S. SOMOT : Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the mediterranean region : a regional climate model approach. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(21):10545–10567, 2012.
- Pierre NABAT : *Intéactions aérosols-rayonnement-nuages et variabilité climatique en méditerranée-Approche par la modelisation régionale couplée*. Thèse de doctorat, École Doctorale Sciences de l’univers, de l’environnement et de l’espace (Toulouse); 159341302, 2014.
- Pierre NABAT, Samuel SOMOT, Marc MALLET, Arturo SANCHEZ-LORENZO et Martin WILD : Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing euro-mediterranean climate since 1980. *Geophysical Research Letters*, 41(15):5605–5611, 2014.
- Pierre NABAT, Samuel SOMOT, Marc MALLET, Florence SEVAULT, Marc CHIACCHIO et Martin WILD : Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model. *Climate Dynamics*, 44(3):1127–1155, Feb 2015. ISSN 1432-0894.
- Pierre NABAT, Samuel SOMOT, Marc MALLET, Florence SEVAULT et Martine MICHOU : *Aerosol Variability and Weather Regimes over the Mediterranean Region*, pages 91–95. Springer International Publishing, Cham, 2016. ISBN 978-3-319-24478-5. URL https://doi.org/10.1007/978-3-319-24478-5_15.
- Nikio NAKANISHI : Improvement of the mellor–yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(3):349–378, 2001. URL <http://dx.doi.org/10.1023/A:1018915827400>.
- Nebojsa NAKICENOVIC, Joseph ALCAMO, A GRUBLER, K RIAHI, RA ROEHL, H-H ROGNER et N VICTOR : *Special report on emissions scenarios (SRES), a special report of Working Group III of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, 2000.
- U.S. Department of Commerce National Centers for ENVIRONMENTAL PREDICTION NATIONAL WEATHER SERVICE, NOAA : Ncep fnl operational model global tropospheric analyses, continuing from july 1999, 2000.
- Mark NEW, Mike HULME et Phil JONES : Representing twentieth-century space–time climate variability. part i : Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, 12(3):829–856, 1999. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0829:RTCSTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0829:RTCSTC>2.0.CO;2).

- Grigory NIKULIN, Erik KJELLSTRÖM, Ulf HANSSON, Gustav STRANDBERG et Anders ULLERSTIG : Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over europe in an ensemble of regional climate simulations. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(1):41–55, 2011. URL <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00466.x>.
- Y. NOH, W. G. CHEON, S. Y. HONG et S. RAASCH : Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorology*, 107(2):401–427, May 2003. ISSN 1573-1472. URL <https://doi.org/10.1023/A:1022146015946>.
- J. NOILHAN et J.-F. MAHFOUF : The isba land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1):145 – 159, 1996. ISSN 0921-8181. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0921818195000437>. Soil Moisture Simulation.
- J. NOILHAN et S. PLANTON : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3):536–549, 1989. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2).
- Daniele NORBIATO, Marco BORGA et Roberto DINALE : Flash flood warning in ungauged basins by use of the flash flood guidance and model-based runoff thresholds. *Meteorological Applications*, 16(1):65–75, 2009. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/met.126>.
- Krichak Simon O. et Alpert PINHAS : Decadal trends in the east atlantic–west russia pattern and mediterranean precipitation. *International Journal of Climatology*, 25(2):183–192, 2005. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1124>.
- Paul A. O’GORMAN : Sensitivity of tropical precipitation extremes to climate change. *Nature Geoscience*, 5:697, Sep 2012. URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1568>.
- Paul A. O’GORMAN et Tapio SCHNEIDER : The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(35):14773–14777, 2009. ISSN 0027-8424. URL <http://www.pnas.org/content/106/35/14773>.
- Paul A. O’GORMAN et Tapio SCHNEIDER : Scaling of precipitation extremes over a wide range of climates simulated with an idealized gcm. *Journal of Climate*, 22(21):5676–5685, 2009. URL <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2701.1>.
- Ch OIKONOMOU, HA FLOCAS, M HATZAKI, DN ASIMAKOPOULOS et C GIANNAKOPOULOS : Future changes in the occurrence of extreme precipitation events in eastern mediterranean. *Global NEST Journal*, 10(2):255–262, 2008.
- K. W. OLESON, G.-Y. NIU, Z.-L. YANG, D. M. LAWRENCE, P. E. THORNTON, P. J. LAWRENCE, R. STÖCKLI, R. E. DICKINSON, G. B. BONAN, S. LEVIS, A. DAI et T. QIAN : Improvements to the community land model and their impact on the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 113(G1), 2008. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007JG000563>.

- M.A. OLIVELLA, T.G. RIBALTA, A.R. de FEBRER, J.M. MOLLET et F.X.C. de las HERAS : Distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons in riverine waters after mediterranean forest fires. *Science of The Total Environment*, 355(1):156 – 166, 2006. ISSN 0048-9697. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969705001865>.
- Hiba OMRANI, Philippe DROBINSKI et Thomas DUBOS : Optimal nudging strategies in regional climate modelling : investigation in a big-brother experiment over the european and mediterranean regions. *Climate Dynamics*, 41(9):2451–2470, 2013.
- Hiba OMRANI, Philippe DROBINSKI et Thomas DUBOS : Using nudging to improve global-regional dynamic consistency in limited-area climate modeling : What should we nudge ? *Climate Dynamics*, 44(5):1627–1644, 2015.
- G. PACE, D. MELONI et A. di SARRA : Forest fire aerosol over the mediterranean basin during summer 2003. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D21), 2005.
- Jeremy S. PAL, Eric E. SMALL et Elfatih A. B. ELTAHIR : Simulation of regional-scale water and energy budgets : Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 105(D24):29579–29594, 2000. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000JD900415>.
- P. PALL, M. R. ALLEN et D. A. STONE : Testing the clausius–clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under co2 warming. *Climate Dynamics*, 28(4):351–363, Mar 2007. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0180-2>.
- Garth PALTRIDGE, Albert ARKING et Michael POOK : Trends in middle- and upper-level tropospheric humidity from ncep reanalysis data. *Theoretical and Applied Climatology*, 98(3): 351–359, Oct 2009. ISSN 1434-4483. URL <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0117-x>.
- Gérémy PANTHOU, Alain MAILHOT, Edward LAURENCE et Guillaume TALBOT : Relationship between surface temperature and extreme rainfalls : A multi-time-scale and event-based analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 15(5):1999–2011, 2014.
- L. PANZIERA, L. GIOVANNINI, L. LAITI et D. ZARDI : The relation between circulation types and regional alpine climate. part ii : the dependence of the predictive skill on the vertical level of the classification for trentino. *International Journal of Climatology*, 36(5):2189–2199, 2015. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.4487>.
- C. D. PAPADIMAS, N. HATZIANASTASSIOU, C. MATSOUKAS, M. KANAKIDOU, N. MIHALOPOULOS et I. VARDAS : The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader mediterranean basin. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(15):7165–7185, 2012.
- A. PAPAYANNIS, D. BALIS, V. AMIRIDIS, G. CHOURDAKIS, G. TSAKNAKIS, C. ZEREFOS, A. D. A. CASTANHO, S. NICKOVIC, S. KAZADZIS et J. GRABOWSKI : Measurements of saharan dust aerosols over the eastern mediterranean using elastic backscatter-raman lidar, spectrophotometric and satellite observations in the frame of the earlinet project. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(8):2065–2079, 2005.
- M. C. PEEL, B. L. FINLAYSON et T. A. MCMAHON : Updated world map of the köppen-geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5):1633–1644, 2007. URL <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1633/2007/>.

- C. M. PHILANDRAS, P. T. NASTOS, J. KAPSOMENAKIS, K. C. DOUVIS, G. TSELILOUDIS et C. S. ZEREFOS : Long term precipitation trends and variability within the mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(12):3235–3250, 2011. URL <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/3235/2011/>.
- M. PICCARRETA, A. PASINI, D. CAPOLONGO et M. LAZZARI : Changes in daily precipitation extremes in the mediterranean from 1951 to 2010 : the basilicata region, southern italy. *International Journal of Climatology*, 33(15):3229–3248, 2013. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3670>.
- Robert PINCUS et Marcia B. BAKER : Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. *Nature*, 372:250–252, 1994. URL <http://dx.doi.org/10.1038/372250a0>.
- Serge PLANTON, Piero LIONELLO, Vincenzo ARTALE, Rolland AZNAR, Adriana CARRILLO, Jeanne COLIN, Letizia CONGEDI, Clotilde DUBOIS, Alberto ELIZALDE, Silvio GUALDI et al. : The climate of the mediterranean region in future climate projections. In *The Climate of the Mediterranean Region*, pages 449–502. Elsevier, 2012.
- Guy PLAUT, Evi SCHUEPBACH et Marut DOCTOR : Heavy precipitation events over a few alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Climate Research*, 17(3):285–302, 2001.
- Adelaida PORTELA et Manuel CASTRO : Summer thermal lows in the iberian peninsula : A three-dimensional simulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(529):1–22, 1996. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712252902>.
- D. POZO-VÁZQUEZ, S. R. GÁMIZ-FORTIS, J. TOVAR-PESCADOR, M. J. ESTEBAN-PARRA et Y. CASTRO-DÍEZ : El niño–southern oscillation events and associated european winter precipitation anomalies. *International Journal of Climatology*, 25(1):17–31, 2005. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1097>.
- J.M. PROSPERO : Mineral and sea salt aerosol concentrations in various ocean regions. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 84(C2):725–731, 1979. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JC084iC02p00725>.
- J. QUEREDA SALA, A. GIL OLCINA, A. PEREZ CUEVAS, J. OLCINA CANTOS, A. RICO AMOROS et E. MONTÓN CHIVA : Climatic warming in the spanish mediterranean : Natural trend or urban effect. *Climatic Change*, 46(4):473–483, Sep 2000. ISSN 1573-1480. URL <https://doi.org/10.1023/A:1005688608044>.
- P. QUINTANA-SEGUÍ, P. LE MOIGNE, Y. DURAND, E. MARTIN, F. HABETS, M. BAILLON, C. CANELLAS, L. FRANCHISTEGUY et S. MOREL : Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the safran analysis over france. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107, 2008. URL <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>.
- Djuro RADINOVIC : On the development of orographic cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(474):927–951, 1986. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49711247403>.

- Lawrence F. RADKE, James A. COAKLEY JR. et Michael D. KING : Direct and remote sensing observation of the effects of ships on clouds. *Science*, 246(4934):1146–1149, 1989. URL <http://dx.doi.org/10.1126/science.246.4934.1146>.
- Fabio RAICICH, Nadia PINARDI et Antonio NAVARRA : Teleconnections between indian monsoon and sahel rainfall and the mediterranean. *International Journal of Climatology*, 23(2):173–186, 2003. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.862>.
- V. RAMANATHAN, P. J. CRUTZEN, J. T. KIEHL et Daniel ROSENFELD : Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294(5549):2119–2124, 2001.
- G. REA, S. TURQUETY, L. MENUT, R. BRIANT, S. MAILLER et G. SIOUR : Source contributions to 2012 summertime aerosols in the euro-mediterranean region. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(14):8013–8036, 2015. URL <http://dx.doi.org/10.5194/acp-15-8013-2015>.
- Keywan RIAHI, Shilpa RAO, Volker KREY, Cheolhung CHO, Vadim CHIRKOV, Guenther FISCHER, Georg KINDERMANN, Nebojsa NAKICENOVIC et Peter RAFAJ : Rcp 8.5—a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1):33, Aug 2011. ISSN 1573-1480. URL <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y>.
- J. L. RICARD et J. F. ROYER : A statistical cloud scheme for use in an AGCM. *Annales Geophysicae*, 11:1095–1115, décembre 1993.
- Hans RICHNER et Patrick HÄCHLER : *Understanding and Forecasting Alpine Foehn*, pages 219–260. Springer Netherlands, Dordrecht, 2013. ISBN 978-94-007-4098-3. URL https://doi.org/10.1007/978-94-007-4098-3_4.
- Bodo RITTER et Jean-Francois GELEYN : A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, 120(2):303–325, 1992. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1992\)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2).
- Despoina RIZOU, Helena-A FLOCAS, Aristides BARTZOKAS et CG HELMIS : On the link between indian summer monsoon and the etesian pattern over the aegean sea. 2016.
- Burkhard ROCKEL, Andreas WILL et Andreas HENSE : The regional climate model cosmo-clm (cclm). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4):347–348, 08 2008. URL <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2008/0309>.
- F. RODÁ, J. BELLOT, A. AVILA, A. ESCARRÉ, J. PIÑOL et J. TERRADAS : Saharan dust and the atmospheric inputs of elements and alkalinity to mediterranean ecosystems. *Water, Air, and Soil Pollution*, 66(3):277–288, Feb 1993. ISSN 1573-2932. URL <https://doi.org/10.1007/BF00479851>.
- X. RODÓ, E. BAERT et F. A. COMÍN : Variations in seasonal rainfall in southern europe during the present century : relationships with the north atlantic oscillation and the el niño-southern oscillation. *Climate Dynamics*, 13(4):275–284, Apr 1997. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s003820050165>.

- Mark J. RODWELL et Brian J. HOSKINS : Monsoons and the dynamics of deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(534):1385–1404, 1996. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712253408>.
- J. C. ROGER, M. MALLET, P. DUBUISSON, H. CACHIER, E. VERMOTE, O. DUBOVIK et S. DESPIAU : A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing : Application to an urban zone during the expérience sur site pour contraindre les modèles de pollution et de transport d’émission (escompte) experiment. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D13), 2006.
- David M. ROMPS : Response of tropical precipitation to global warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(1):123–138, 2011. URL <https://doi.org/10.1175/2010JAS3542.1>.
- Daniel ROSENFELD : Trmm observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical Research Letters*, 26(20):3105–3108, 1999. ISSN 1944-8007. URL <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL006066>.
- Daniel ROSENFELD : Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287(5459):1793–1796, 2000. URL <http://dx.doi.org/10.1126/science.287.5459.1793>.
- Daniel ROSENFELD, Ulrike LOHMANN, Graciela B. RAGA, Colin D. O’DOWD, Markku KULMALA, Sandro FUZZI, Anni REISELL et Andreae MEINRAT O. : Flood or drought : How do aerosols affect precipitation ? *Science*, 321(5894):1309–1313, 2008. URL <http://dx.doi.org/10.1126/science.1160606>.
- P. M. RUTI, S. SOMOT, F. GIORGI, C. DUBOIS, E. FLAOUNAS, A. OBERMANN, A. DELL’AQUILA, G. PISACANE, A. HARZALLAH, E. LOMBARDI, B. AHRENS, N. AKHTAR, A. ALIAS, T. ARSOUZE, R. AZNAR, S. BASTIN, J. BARTHOLY, K. BÉRANGER, J. BEUVIER, S. BOUFFIES-CLOCHÉ, J. BRAUCH, W. CABOS, S. CALMANTI, J.-C. CALVET, A. CARILLO, D. CONTE, E. COPPOLA, V. DJURDJEVIC, P. DROBINSKI, A. ELIZALDE-ARELLANO, M. GAERTNER, P. GALÀN, C. GALLARDO, S. GUALDI, M. GONCALVES, O. JORBA, G. JORDÀ, B. L’HEVEDER, C. LEBEAUPIN-BROSSIER, L. LI, G. LIGUORI, P. LIONELLO, D. MACIÀS, P. NABAT, B. ÖNOL, B. RAIKOVIC, K. RAMAGE, F. SEVAULT, G. SANNINO, M. V. STRUGLIA, A. SANNA, C. TORMA et V. VERVATIS : Med-cordex initiative for mediterranean climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(7):1187–1208, 2016. URL <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>.
- H. SAARONI, N. HALFON, B. ZIV, P. ALPERT et H. KUTIEL : Links between the rainfall regime in israel and location and intensity of cyprus lows. *International Journal of Climatology*, 30(7):1014–1025, 2010. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1912>.
- Auomeet SAHA, Marc MALLET, Jean Claude ROGER, Philippe DUBUISSON, Jacques PIAZZOLA et Serge DESPIAU : One year measurements of aerosol optical properties over an urban coastal site : Effect on local direct radiative forcing. *Atmospheric Research*, 90(2):195 – 202, 2008. ISSN 0169-8095. 17th International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols.

- Tamara SALAMEH, Philippe DROBINSKI et Thomas DUBOS : The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modelling : Application to the mediterranean basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136 (646):170–182, 2010. ISSN 1477-870X.
- M. SALZMANN, H. WESER et R. CHERIAN : Robust response of asian summer monsoon to anthropogenic aerosols in cmip5 models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(19):11,321–11,337, 2014. ISSN 2169-8996.
- Patrick SAMUELSSON, Colin G. JONES, Ulrika WILLÉN, Anders ULLERSTIG, Stefan GOLLVIK, Ulf HANSSON, Erik JANSSON, Christer KJELLSTRÖM, Grigory NIKULIN et Klaus WYSER : The rossby centre regional climate model rca3 : model description and performance. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(1):4–23, 2011. URL <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00478.x>.
- M. SANTESE, M. R. PERRONE, A. S. ZAKAY, F. DE TOMASI et F. GIORGI : Modeling of saharan dust outbreaks over the mediterranean by regcm3 : case studies. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(1):133–156, 2010.
- Tapio SCHNEIDER, A. O'GORMAN, Paul et Xavier J. LEVINE : Water vapor and the dynamics of climate changes. *Reviews of Geophysics*, 48(3), 2010. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009RG000302>.
- J. SCIARE, K. OIKONOMOU, O. FAVEZ, E. LIAKAKOU, Z. MARKAKI, H. CACHIER et N. MIHALOPOULOS : Long-term measurements of carbonaceous aerosols in the eastern mediterranean : evidence of long-range transport of biomass burning. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(18):5551–5563, 2008. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/8/5551/2008/>.
- Enrico SCOCCIMARRO, Silvio GUALDI, Alessio BELLUCCI, Matteo ZAMPIERI et Antonio NAVARRA : Heavy precipitation events over the euro-mediterranean region in a warmer climate : results from cmip5 models. *Regional Environmental Change*, 16(3):595–602, Mar 2016. ISSN 1436-378X. URL <https://doi.org/10.1007/s10113-014-0712-y>.
- A. SEIFERT, C. KÖHLER et K. D. BEHENG : Aerosol-cloud-precipitation effects over germany as simulated by a convective-scale numerical weather prediction model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(2):709–725, 2012. URL <https://www.atmos-chem-phys.net/12/709/2012/>.
- Axel SEIFERT, Thijs HEUS, Robert PINCUS et Bjorn STEVENS : Large-eddy simulation of the transient and near-equilibrium behavior of precipitating shallow convection. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(4):1918–1937, 2015. ISSN 1942-2466.
- V. SEMENOV et L. BENGTTSSON : Secular trends in daily precipitation characteristics : greenhouse gas simulation with a coupled aogcm. *Climate Dynamics*, 19(2):123–140, Jun 2002. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0218-4>.
- Tido SEMMLER et Daniela JACOB : Modeling extreme precipitation events—a climate change simulation for europe. *Global and Planetary Change*, 44(1):119 – 127, 2004. ISSN 0921-8181. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818104001031>. Extreme climatic events.

- Stefanie SEUBERT : *Telekonnektionen des Niederschlags im Mittelmeerraum zur Zirkulation in den Tropen*. Thèse de doctorat, Universität Augsburg, 2010.
- Jeffrey SHAMAN et Eli TZIPERMAN : An atmospheric teleconnection linking enso and southwestern european precipitation. *Journal of Climate*, 24(1):124–139, 2011. URL <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3590.1>.
- Steven SHERWOOD et Qiang FU : A drier future? *Science*, 343(6172):737–739, 2014. ISSN 0036-8075. URL <http://science.sciencemag.org/content/343/6172/737>.
- Matthew D. SHUPE et Janet M. INTRIERI : Cloud radiative forcing of the arctic surface : The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle. *Journal of Climate*, 17(3):616–628, 2004.
- A. J. SIMMONS, K. M. WILLETT, P. D. JONES, P. W. THORNE et D. P. DEE : Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation : Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D1), 2010. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009JD012442>.
- Martin S. SINGH et Paul A. O’GORMAN : Influence of microphysics on the scaling of precipitation extremes with temperature. *Geophysical Research Letters*, 41(16):6037–6044, 2014.
- Andrew SINGLETON et Ralf TOUMI : Super-clausius–clapeyron scaling of rainfall in a model squall line. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(671):334–339, 2013.
- William SKAMAROCK, Joseph KLEMP, Jimmy DUDHIA, David GILL, Dale BARKER, Wei WANG, Xiang-yu HUANG, Michael DUDA et Jordan POWERS : A description of the advanced research wrf version 3. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR*, 2008. 113 pp.
- Jennifer D. SMALL, Patrick Y. CHUANG, Graham FEINGOLD et Hongli JIANG : Can aerosol decrease cloud lifetime? *Geophysical Research Letters*, 36(16):n/a–n/a, 2009. ISSN 1944-8007. L16806.
- Tatiana G. SMIRNOVA, John M. BROWN et Stanley G. BENJAMIN : Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes. *Monthly Weather Review*, 125(8):1870–1884, 1997.
- Eric A. SMITH : The structure of the arabian heat low. part i : Surface energy budget. *Monthly Weather Review*, 114(6):1067–1083, 1986. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1986\)114<1067:TSOTAH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1986)114<1067:TSOTAH>2.0.CO;2).
- Susan SOLOMON, Dahe QIN, Martin MANNING, Kristen AVERYT et Melinda MARQUIS : *Climate change 2007-the physical science basis : Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, volume 4. Cambridge university press, 2007.
- S. SOMOT, F. SEVAULT et M. DÉQUÉ : Transient climate change scenario simulation of the mediterranean sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics*, 27(7):851–879, Dec 2006. ISSN 1432-0894.

- S. SOMOT, F. SEVAULT, M. DÉQUÉ et M. CRÉPON : 21st century climate change scenario for the mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Global and Planetary Change*, 63(2):112 – 126, 2008. ISSN 0921-8181. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818107001774>. Mediterranean climate : trends, variability and change.
- Xiaoliang SONG et Guang J. ZHANG : Microphysics parameterization for convective clouds in a global climate model : Description and single-column model tests. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D2):n/a–n/a, 2011. ISSN 2156-2202. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2010JD014833>. D02201.
- Marc STÉFANON, Philippe DROBINSKI, Fabio D'ANDREA, Cindy LEBEAUPIN-BROSSIER et Sophie BASTIN : Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over western europe. *Climate Dynamics*, 42(5):1309–1324, Mar 2014. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1794-9>.
- Graeme L. STEPHENS : On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *Journal of Climate*, 3(6):634–645, 1990. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<0634:OTRBWV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<0634:OTRBWV>2.0.CO;2).
- Bjorn STEVENS et Graham FEINGOLD : Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, 461:607–613, 2009.
- Masahiro SUGIYAMA, Hideo SHIOGAMA et Seita EMORI : Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in miroc and ipcc climate models. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(2):571–575, 2010. ISSN 0027-8424. URL <http://www.pnas.org/content/107/2/571>.
- Chung-Hsiung SUI, Xiaofan LI et Ming-Jen YANG : On the definition of precipitation efficiency. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(12):4506–4513, 2007. URL <https://doi.org/10.1175/2007JAS2332.1>.
- Chung-Hsiung SUI, Xiaofan LI, Ming-Jen YANG et Hsiao-Ling HUANG : Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(12):4358–4370, 2005. URL <https://doi.org/10.1175/JAS3587.1>.
- Karl E. TAYLOR, Ronald J. STOUFFER et Gerald A. MEEHL : An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498, 2012. URL <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
- Ina TEGEN, Peter HOLLRIG, Mian CHIN, Inez FUNG, Daniel JACOB et Joyce PENNER : Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness : Estimates from model results. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D20):23895–23915, 1997. ISSN 2156-2202.
- Gregory THOMPSON et Trude EIDHAMMER : A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(10):3636–3658, 2014.
- M. TIEDTKE : A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117(8):1779–1800, 1989. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1779:ACMFSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1779:ACMFSF>2.0.CO;2).

- A. TORETI, E. XOPLAKI, D. MARAUN, F. G. KUGLITSCH, H. WANNER et J. LUTERBACHER : Characterisation of extreme winter precipitation in mediterranean coastal sites and associated anomalous atmospheric circulation patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(5):1037–1050, 2010. URL <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/1037/2010/>.
- Andrea TORETI, Franz G. KUGLITSCH, Elena XOPLAKI et Jürg LUTERBACHER : A novel approach for the detection of inhomogeneities affecting climate time series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(2):317–326, 2012. URL <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-10-05033.1>.
- Andrea TORETI, Philippe NAVEAU, Matteo ZAMPIERI, Anne SCHINDLER, Enrico SCOCCIMARRO, Elena XOPLAKI, Henk A. DIJKSTRA, Silvio GUALDI et Jürg LUTERBACHER : Projections of global changes in precipitation extremes from coupled model intercomparison project phase 5 models. *Geophysical Research Letters*, 40(18):4887–4892, 2013. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/grl.50940>.
- Csaba TORMA, Erika COPPOLA, Filippo GIORGI, Judit BARTHOLY et Rita PONGRÁCZ : Validation of a high-resolution version of the regional climate model regcm3 over the carpathian basin. *Journal of Hydrometeorology*, 12(1):84–100, 2011. URL <https://doi.org/10.1175/2010JHM1234.1>.
- Yves TRAMBLAY et Samuel SOMOT : Future evolution of extreme precipitation in the mediterranean. *Climatic Change*, 151(2):289–302, Nov 2018. ISSN 1573-1480. URL <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5>.
- Kevin E TRENBERTH : The definition of el nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12):2771–2778, 1997.
- Kevin E. TRENBERTH, Aiguo DAI, Roy M. RASMUSSEN et David B. PARSONS : The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9):1205–1218, 2003. URL <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-9-1205>.
- Ricardo TRIGO, Timothy OSBORN et J CORTE-REAL : The north atlantic oscillation influence on europe : Climate impacts and associated physical mechanisms. 20:9–17, 02 2002.
- Ricardo TRIGO, Elena XOPLAKI, Eduardo ZORITA, Jürg LUTERBACHER, Simon O. KRICHAK, Pinhas ALPERT, Jucundus JACOBET, Jon SÁENZ, Jesús FERNÁNDEZ, Fidel GONZÁLEZ-ROUCO, Ricardo GARCIA-HERRERA, Xavier RODO, Michele BRUNETTI, Teresa NANNI, Maurizio MAUGERI, Mura TÜRKEŞ, Luis GIMENO, Pedro RIBERA, Manola BRUNET, Isabel F. TRIGO, Michel CREPON et Annarita MARIOTTI : Chapter 3 relations between variability in the mediterranean region and mid-latitude variability. In P. LIONELLO, P. MALANOTTE-RIZZOLI et R. BOSCOLO, éditeurs : *Mediterranean*, volume 4 de *Developments in Earth and Environmental Sciences*, pages 179 – 226. Elsevier, 2006. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1571919706800066>.
- Ricardo M. TRIGO, David POZO-VÁZQUEZ, Timothy J. OSBORN, Yolanda CASTRO-DÍEZ, Sonia GÁMIZ-FORTIS et María Jesus ESTEBAN-PARRA : North atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the iberian peninsula. *International Journal of Climatology*, 24(8):925–944, 2004. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1048>.

- Murat TÜRKEŞ et Ecmel ERLAT : Precipitation changes and variability in turkey linked to the north atlantic oscillation during the period 1930–2000. *International Journal of Climatology*, 23(14):1771–1796, 2003. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.962>.
- M. TURCO, R. MARCOS, P. QUINTANA-SEGUÍ et M. C. LLASAT : Testing instrumental and downscaled reanalysis time series for temperature trends in ne of spain in the last century. *Regional Environmental Change*, 14(5):1811–1823, Oct 2014. ISSN 1436-378X. URL <https://doi.org/10.1007/s10113-012-0363-9>.
- S. TWOMEY : The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7):1149–1152, 1977.
- U. ULBRICH, M. CHRISTOPH, J.G. PINTO et J. CORTE-REAL : Dependence of winter precipitation over portugal on nao and baroclinic wave activity. *International Journal of Climatology*, 19(4):379–390, 1999. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291097-0088%2819990330%2919%3A4%3C379%3A%3AAID-JOC357%3E3.0.CO%3B2-8>.
- Uwe ULBRICH, Piero LIONELLO, Danijel BELUŠIĆ, Jucundus JACOBET, Peter KNIPPERTZ, Franz G KUGLITSCH, Gregor C LECKEBUSCH, Jürg LUTERBACHER, Maurizio MAUGERI, Panagiotis MAHERAS *et al.* : Climate of the mediterranean : synoptic patterns, temperature, precipitation, winds, and their extremes. *In The Climate of the Mediterranean Region*, pages 301–346. Elsevier, 2012.
- Nobuyuki UTSUMI, Shinta SETO, Shinjiro KANAE, Eduardo Eiji MAEDA et Taikan OKI : Does higher surface temperature intensify extreme precipitation ? *Geophysical Research Letters*, 38(16), 2011.
- Susan C. van den HEEVER et William R. COTTON : Urban aerosol impacts on downwind convective storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(6):828–850, 2007. URL <http://dx.doi.org/10.1175/JAM2492.1>.
- Susan C. van den HEEVER, Graeme L. STEPHENS et Norman B. WOOD : Aerosol indirect effects on tropical convection characteristics under conditions of radiative–convective equilibrium. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(4):699–718, 2011. URL <https://doi.org/10.1175/2010JAS3603.1>.
- Geert Jan VAN OLDENBORGH, Gerrit BURGERS et Albert Klein TANK : On the el niño teleconnection to spring precipitation in europe. *International Journal of Climatology*, 20(5):565–574, 2000. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/%28SICI%291097-0088%28200004%2920%3A5%3C565%3A%3AAID-JOC488%3E3.0.CO%3B2-5>.
- Detlef P. van VUUREN, Jae EDMONDS, Mikiko KAINUMA, Keywan RIAHI, Allison THOMSON, Kathy HIBBARD, George C. HURTT, Tom KRAM, Volker KREY, Jean-Francois LAMARQUE, Toshihiko MASUI, Malte MEINSHAUSEN, Nebojsa NAKICENOVIC, Steven J. SMITH et Steven K. ROSE : The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, 109(1):5, Aug 2011. ISSN 1573-1480. URL <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0148-z>.

- Jean-Philippe VIDAL, Eric MARTIN, Laurent FRANCHISTÉGUY, Martine BAILLON et Jean-Michel SOUBEYROUX : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11):1627–1644, 2010. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.2003>.
- Edward K VIZY et Kerry H COOK : A mechanism for african monsoon breaks : Mediterranean cold air surges. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D1), 2009.
- M. VRAC, P. DROBINSKI, A. MERLO, M. HERRMANN, C. LAVAYSSE, L. LI et S. SOMOT : Dynamical and statistical downscaling of the french mediterranean climate : uncertainty assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(9):2769–2784, 2012. URL <https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/2769/2012/>.
- Bin WANG, Renguang WU et K-M. LAU : Interannual variability of the asian summer monsoon : Contrasts between the indian and the western north pacific–east asian monsoons. *Journal of Climate*, 14(20):4073–4090, 2001. URL [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2).
- J. WARNER : A reduction in rainfall associated with smoke from sugar-cane fires—an inadvertent weather modification ? *Journal of Applied Meteorology*, 7(2):247–251, 1968. URL [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1968\)007<0247:ARIRAW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1968)007<0247:ARIRAW>2.0.CO;2).
- I. G. WATTERSON et M. R. DIX : Simulated changes due to global warming in daily precipitation means and extremes and their interpretation using the gamma distribution. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D13), 2003. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002JD002928>.
- Michael F. WEHNER : Predicted twenty-first-century changes in seasonal extreme precipitation events in the parallel climate model. *Journal of Climate*, 17(21):4281–4290, 2004. URL <https://doi.org/10.1175/JCLI3197.1>.
- Frank J. WENTZ, Lucrezia RICCIARDULLI, Kyle HILBURN et Carl MEARS : How much more rain will global warming bring ? *Science*, 317(5835):233–235, 2007. ISSN 0036-8075. URL <http://science.sciencemag.org/content/317/5835/233>.
- S WESTRA, HJ FOWLER, JP EVANS, LV ALEXANDER, Peter BERG, F JOHNSON, EJ KENDON, G LENDERINK et NM ROBERTS : Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of Geophysics*, 52(3):522–555, 2014.
- E. XOPLAKI, J. F. GONZÁLEZ-ROUCO, J. LUTERBACHER et H. WANNER : Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and ssts. *Climate Dynamics*, 20(7):723–739, May 2003. ISSN 1432-0894. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0304-x>.
- E. XOPLAKI, J. F. GONZÁLEZ-ROUCO, J. LUTERBACHER et H. WANNER : Wet season mediterranean precipitation variability : influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*, 23(1):63–78, 2004. ISSN 1432-0894. URL <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-004-0422-0>.
- Elena XOPLAKI : *Climate Variability over the Mediterranean*. Thèse de doctorat, Université de Berne, Suisse, 2002.

- Ming-Jen YANG, Scott A BRAUN et Deng-Shun CHEN : Water budget of typhoon nari (2001). *Monthly Weather Review*, 139(12):3809–3828, 2011.
- I ZAHUMENSKY : Guidelines for quality control procedures applying to data from automatic weather stations. *World meteorological organization report*, (488), 2010.
- K ZANINOVIĆ, Marjana GAJIĆ-ČAPKA, Melita PERČEC TADIĆ, M VUČETIĆ, J MILKOVIĆ, Alica BAJIĆ, Ksenija CINDRIC, L CVITAN, Z KATUŠIN, D KAUČIĆ, Likso TANJA, E LONČAR, Ž LONČAR, D MIHAJLOVIĆ, K PANDZIC, M PATARČIĆ, L SRNEC et Visnja VUČETIĆ : *Klimatski atlas Hrvatske / Climate atlas of Croatia 1961-1990., 1971-2000.* Meteorological and Hydrological Service of Croatia, 01 2008. ISBN 9789537526016.
- P ZANIS, C NTOGRAS, A ZAKAY, I PYTHAROULIS et T KARACOSTAS : Regional climate feedback of anthropogenic aerosols over europe using regcm3. *Climate Research*, 52:267–278, 2012.
- Guang J. ZHANG : Effects of entrainment on convective available potential energy and closure assumptions in convection parameterization. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D7), 2009. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008JD010976>.
- Weining ZHAO et M. A. K. KHALIL : The relationship between precipitation and temperature over the contiguous united states. *Journal of Climate*, 6(6):1232–1236, 1993.
- C. ZHOU et J. E. PENNER : Why do general circulation models overestimate the aerosol cloud lifetime effect ? a case study comparing cam5 and a crm. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(1):21–29, 2017.
- B. ZIV, H. SAARONI, M. ROMEM, E. HEIFETZ, N. HARNIK et A. BAHARAD : Analysis of conveyor belts in winter mediterranean cyclones. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(3):441, Jun 2009. ISSN 1434-4483. URL <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0150-9>.
- Baruch ZIV, Uri DAYAN, Yohanan KUSHNIR, Chaggi ROTH et Yehouda ENZEL : Regional and global atmospheric patterns governing rainfall in the southern levant. *International journal of Climatology*, 26(1):55–73, 2006.
- Baruch ZIV, Hadas SAARONI et Pinhas ALPERT : The factors governing the summer regime of the eastern mediterranean. *International Journal of Climatology*, 24(14):1859–1871, 2004. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1113>.

Annexe A

Énergie potentielle de convection disponible

L'énergie potentielle de convection disponible (CAPE) est le paramètre essentiel pour déterminer l'intensité potentielle de la convection à partir d'un profil de température et d'humidité. Comme elle est largement utilisée dans cette thèse, nous lui consacrons une explication détaillée dans cette partie. Pour étudier les phénomènes de flottabilité de l'air on utilise souvent le modèle simple de la parcelle (ou particule) d'air. Cette parcelle est choisie suffisamment grande pour contenir un grand nombre de molécules et moyenner leur comportement. En revanche sa dimension ne peut excéder l'échelle caractéristique des mouvements étudiés, auxquels cas l'effet de moyenne serait trop fort pour les phénomènes que l'on veut modéliser. Pour l'étude de la convection dont l'échelle spatiale est de l'ordre du kilomètre, une parcelle d'air d'une centaine de mètre est acceptable. Cette parcelle d'air est isolée de son environnement supposé au repos. La pression à l'intérieur de la parcelle s'adapte instantanément à celle exercée sur ses bords par l'environnement. Enfin la parcelle n'échange pas de chaleur avec l'environnement, l'évolution de cette parcelle est dite adiabatique. On note par l'indice $_p$ les variables relatives à cette parcelle, et par l'indice $_{env}$ les variables relatives à l'environnement. Pour comprendre d'où vient la formule de la CAPE il faut partir de l'équation du mouvement vertical d'une telle parcelle :

$$\rho_p \frac{dw_p}{dt} = -\frac{dP_p}{dz} - \rho_p g \quad (\text{A.1})$$

où ρ est la masse volumique, w est la vitesse verticale, P est la pression et $g = 9.81 \text{ m.s}^{-1}$ est l'accélération de la pesanteur. Avec l'hypothèse de l'égalité des pressions entre la parcelle et l'environnement, le gradient vertical de pression de la parcelle est égal au gradient vertical de

pression de l'environnement. Comme ce dernier est au repos, il est en équilibre hydrostatique :

$$\frac{dP_p}{dz} = \frac{dP_{env}}{dz} = -\rho_{env}g \quad (A.2)$$

Donc en remplaçant on a :

$$\rho_p \frac{dw_p}{dt} = (\rho_{env} - \rho_p)g \quad (A.3)$$

La parcelle et l'environnement sont considérés ici comme un gaz parfait :

$$P_p = \rho_p RT_p$$

et

$$P_{env} = \rho_{env} RT_{env} \quad (A.4)$$

où R est la constante spécifique de l'air sec, T la température. On peut remplacer dans l'équation du mouvement :

$$\frac{dw_p}{dt} = \frac{T_p - T_{env}}{T_{env}} g = B \quad (A.5)$$

Le terme de droite est appelé flottabilité de la particule, si celle-ci a une température plus chaude que l'environnement elle sera forcée vers le haut et inversement si sa température est plus froide que l'environnement. En multipliant des deux côtés par w_p on a une équation pour l'énergie cinétique :

$$\frac{d(\frac{1}{2}w_p^2)}{dt} = B \times w_p = B \times \frac{dz}{dt} \quad (A.6)$$

$$d(\frac{1}{2}w_p^2) = B \times dz \quad (A.7)$$

Supposons qu'une parcelle monte depuis la surface jusqu'en haut de la troposphère. En général, cette parcelle va d'abord être plus froide que son environnement et donc rencontrer une force de flottabilité qui tend à la ramener vers sa couche initiale. On suppose que cette parcelle subit un forçage supplémentaire qui lui permet de continuer son ascension. Lors de l'ascension cette parcelle se refroidit par compression adiabatique, ce qui fait augmenter son humidité relative. Lorsque la parcelle ne peut plus contenir l'eau sous forme vapeur, il y a condensation de la vapeur d'eau et libération de la chaleur latente. Ce point est appelé niveau de condensation (LCL). Cette libération de chaleur latente permet de réchauffer la particule qui voit alors sa température décroître moins rapidement avec l'altitude. Il peut alors y avoir une altitude à partir de laquelle la température de la parcelle devient plus chaude que celle de son environnement : le niveau de convection libre (LFC). À partir de cette altitude, la force de flottabilité suffit pour faire monter la particule. Lorsque la température

de l'environnement redevient supérieure à celle de la parcelle, ce qui en générale arrive au niveau de la tropopause, la parcelle stoppe son ascension, nous sommes au niveau d'équilibre thermique (LNB).

On appelle inhibition convective (CIN), l'énergie qu'il faut fournir à la parcelle pour qu'elle puisse vaincre la force de flottabilité négative et atteindre le LFC (voir figure A.1). La CAPE est l'énergie qui est ensuite acquise par la parcelle par flottabilité positive entre le LFC et le LNB (voir figure A.1). Lorsqu'une parcelle subit comme précédemment une force de flottabilité négative puis une force de flottabilité positive, on dit qu'il y a instabilité conditionnelle car la parcelle n'est instable que s'il existe un forçage suffisamment puissant pour l'amener à son niveau de convection libre. Cette dernière situation représente la quasi-totalité des situations convectives observées. Le forçage peut être par exemple provoqué par la présence d'une montagne ou de vents convergents, obligeant l'air à s'élever. L'air est stable lorsque la libération de la chaleur latente ne suffit pas pour créer de la flottabilité positive. L'expression de la CAPE et de la CIN s'obtiennent par intégration de la formule A.7 :

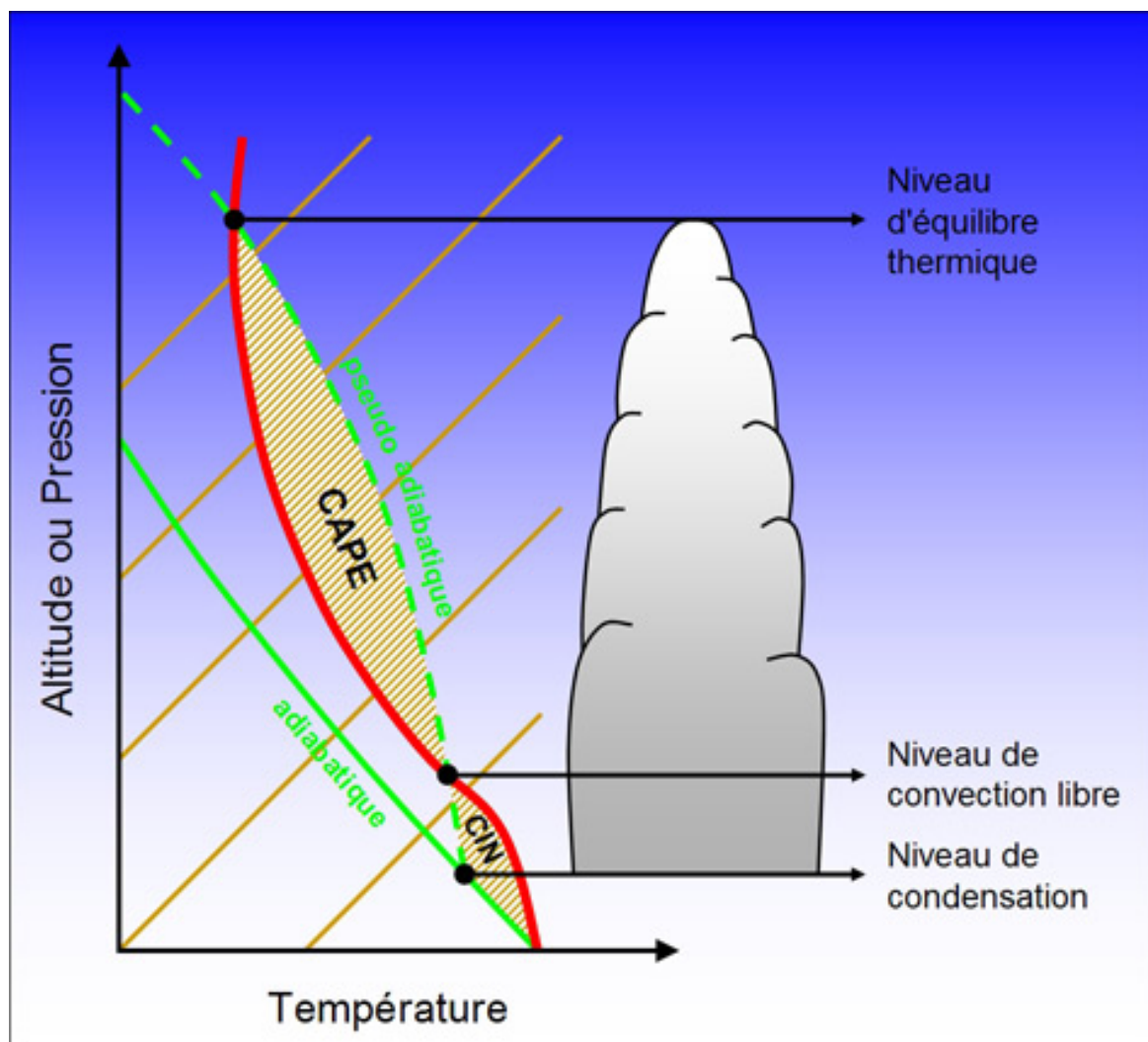
$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} d\left(\frac{1}{2}w_p^2\right) = \int_{LFC}^{LNB} B \times dz \quad (A.8)$$

$$CIN = - \int_0^{LFC} d\left(\frac{1}{2}w_p^2\right) = \int_0^{LFC} B \times dz \quad (A.9)$$

La CAPE donne donc également une information sur la vitesse maximale théorique que peut atteindre le panache convectif. Dans la réalité cette vitesse n'est pas atteinte du fait de mélange avec l'environnement. Les modèles de climat prennent en compte cette dilution de la CAPE qui revêt deux formes : l'entraînement d'air sec de l'environnement dans la colonne convective, et le déentraînement d'air humide en dehors de la colonne convective. La dilution de la CAPE sera d'autant plus importante que l'environnement sera sec et froid par rapport à la parcelle. Dans cette thèse, on utilisera la CAPE non diluée dont le calcul est beaucoup plus simple tout en gardant à l'esprit la dilution de la CAPE.

Il existe néanmoins plusieurs façons de calculer la CAPE selon l'altitude initiale de la parcelle considérée :

1. la CAPE de surface (SBCAPE) est calculée en prenant une parcelle initialement à la surface (comme présenté dans le calcul précédent) ;
2. la CAPE la plus instable (MUCAPE) calculée en considérant la parcelle qui maximise la CAPE ;
3. ou encore la CAPE mélangée (MLCAPE) qui est calculée à partir du mélange des premiers 100 hPa au-dessus de la surface.

FIGURE A.1 Schéma descriptif de la CAPE ¹

Chacune de ces CAPE présente ses avantages et ses inconvénients pour la prévision météorologique.

1. extrait de http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/StabiliteVerticale_4.html

Annexe B

Liste des articles publiés et en préparation

Publiés

Drobinski, P., B. Alonzo, S. Bastin, N. Da Silva, and C. Muller (2016), Scaling of precipitation extremes with temperature in the French Mediterranean region : What explains the hook shape ?, J. Geophys. Res. Atmos., 121, 3100–3119, doi : 10.1002/2015JD023497.

Drobinski, P., Da Silva, N., Panthou, G., Bastin, S., Muller, Caroline, Ahrens, B., Borga, M., Conte, D., Fosser, G., Giorgi F., Güttler, I., Kotroni, V., Li L., Morin, E., Öno, B., Quintana-Segui, P., Romera, R., Csaba, Z.T., Clim Dyn (2018) 51 : 1237. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3083-x>

Da Silva, N., Mailler, S., Drobinski, P. (2018). Aerosol indirect effects on summer precipitation in a regional climate model for the Euro-Mediterranean region. Annales Geophysicae. 36. 321-335. 10.5194/angeo-36-321-2018.

En préparation

Da Silva, N., Mailler, S., and Drobinski, P. : Aerosol indirect effects on the temperature-precipitation scaling, Atmos. Chem. Phys. Discuss., <https://doi.org/10.5194/acp-2018-1334>, in review, 2019.

Drobinski, P., Da Silva, N., Bastin, S., Mailler, S., Muller, C., How drier will the Mediterranean be in a warmer climate ?, Special Issue RECC, 2019

Titre : Autour des relations température-précipitations dans la région Euro-Méditerranéenne

Mots clés : température, précipitations, Méditerranée, aérosols

Résumé : L'étude du cycle de l'eau est d'une importance cruciale pour toutes les sociétés et plus particulièrement pour celles du pourtour Méditerranéen qui souffrent à la fois de sécheresses et d'inondations dues à des événements de précipitations extrêmes. La température est l'un des principaux facteurs qui gouvernent l'intensité maximale des précipitations via la relation de Clausius-Clapeyron (CC). Cette loi exprime la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère à une température donnée. À l'aide de simulations climatiques régionales et d'observations, nous avons montré que les relations température-précipitations extrêmes du bassin Méditerranéen présentent une forme en crochet avec une augmentation des précipitations extrêmes proche de CC aux basses températures puis une augmentation moins forte (voire une diminution) aux hautes températures. Présents en grande quantité sur le pourtour méditerranéen, les aérosols absorbent

et réfléchissent une partie du rayonnement, ce qui contribue à refroidir les basses couches de l'atmosphère. Par leur action sur la température de surface, les aérosols réduisent les précipitations. L'étude de simulations numériques montre également une modification de la relation température-précipitations par les aérosols (leur effet sur les nuages) dans la région euro-méditerranéenne. Au cours de cette thèse, nous avons aussi montré que pour plusieurs stations côtières les projections dans le futur de plusieurs modèles de climat régionaux suggèrent que les précipitations extrêmes devraient augmenter proportionnellement à l'augmentation des températures selon la loi de CC. Un phénomène que nous n'avons pas pu observer pour des régions plus isolées de la mer et où l'afflux de vapeur d'eau serait moindre.

Title : Around the temperature-precipitation relationship in the Euro-Mediterranean region

Keywords : temperature, precipitation, Mediterranean, aerosols

Abstract : Water cycle is a key for societies and more particularly for Mediterranean ones which suffer both from droughts and floods due to extreme precipitation events. Temperature is one of the main factors that sets the intensity of precipitation through the Clausius-Clapeyron relationship (CC). This law gives the maximal water vapor content that the atmosphere can hold at a given temperature. Using regional climate modeling and in-situ observations, we have shown that the temperature-precipitation extremes relationships of the Mediterranean basin display a hook shape, with a CC-scaling at low temperatures and a sub-CC scaling at higher temperatures. Present in large quantities around the Mediterranean, aerosols absorb and

reflect radiation, which tends to cool the lowest layers of the atmosphere. Through this cooling of surface temperatures, aerosols reduce precipitation. The study of numerical simulations also shows that aerosols (through their effect on clouds), are able to modify the temperature-precipitation relationship in the Euro-Mediterranean region. In this thesis, we have also shown that extreme precipitation of several coastal stations of the Mediterranean region are expected to increase in the future at a rate similar to the CC law, according to projections in anthropogenic scenarios of several regional climate models. Such an increase may not occur for isolated regions from sea and water vapor advections.

