



HAL
open science

Forçage semi direct des aérosols et impact sur le régime de précipitations à l'échelle du massif pyrénéen

Carlos Diaz Hernandez

► **To cite this version:**

Carlos Diaz Hernandez. Forçage semi direct des aérosols et impact sur le régime de précipitations à l'échelle du massif pyrénéen. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2022. Français. NNT : 2022TOU30087 . tel-04323468

HAL Id: tel-04323468

<https://theses.hal.science/tel-04323468>

Submitted on 5 Dec 2023

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

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



THÈSE

**En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

**Présentée et soutenue par
Carlos DIAZ HERNANDEZ**

Le 24 mai 2022

**Forçage semi direct des aérosols et impact sur le régime de
précipitations à l'échelle du massif pyrénéen**

Ecole doctorale : **SDUZE - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace**

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Climat**

Unité de recherche :

LAERO - Laboratoire d'Aérodynamique

Thèse dirigée par

Cathy LIOUSSE-LEAL et Véronique PONT

Jury

Mme Béatrice MARTICORENA, Rapporteur

M. Roberto FRAILE LAIZ, Rapporteur

M. Yevgeny DERIMIAN, Rapporteur

Mme Catherine LIOUSSE, Directrice de thèse

Mme Véronique PONT, Co-directrice de thèse

M. Vincent NOEL, Président

Dedico este trabajo a mi hermana Silvia, quién fue una de las más grandes motivaciones de mi vida para superarme y sobrepasar mis límites.

Gracias por todo lo que me enseñaste.

Les dedico también mi trabajo a mis padres quienes forjaron en mí la dedicación y amor a la química.

A mi hermana Citlalli le agradezco la complicidad de hermanos, de gustos compartidos y por inspirarme a ser el mejor hermano del mundo. Gracias por cuidar de todos nosotros.

Victor, mi hijo, gracias por tus risas, “papapapa” y solicitudes al pie de mi silla para jugar

Préface

Ya hace 5 años que decidí aventurarme a venir a vivir a Francia para hacer mi doctorado. Tuve la oportunidad de competir por los pocos lugares disponibles para estudios en el extranjero subvencionados por el gobierno mexicano. Mi situación profesional en ese entonces era estable y mi compañera de vida regresaba a Francia indefinidamente, por lo que tuve que tomar una decisión: me quedaba en México a desarrollar mi actividad profesional con la esperanza de volver a ver a Zoé o zarpar a una aventura hacia el viejo mundo, acompañado del amor de mi vida para alimentar mi sed de conocimiento por la meteorología y pasión por la investigación. Y eme aquí, con un largo camino recorrido, lleno de alegrías y tristezas. Durante mis estudios de doctorado he experimentado un desarrollo personal y profesional increíble, tuve la dicha de formar una familia y ser padre. Viví parte de mi doctorado confinado en casa a causa de la pandemia de la COVID-19 y tuve la desgracia de perder a mi hermana lejos de mi familia. Con el dolor en mi corazón reuní el coraje gracias a mi esposa e hijo, que no me han dejado de apoyar ni un solo segundo durante mis largas jornadas de estudio. Porque a pesar de las dificultades y momentos perdidos, he sentido su apoyo incondicional.

« Cela fait 5 ans que j'ai décidé de m'aventurer à vivre en France pour faire mon doctorat. J'ai eu l'occasion de concourir pour les quelques places disponibles pour des études à l'étranger subventionnées par le gouvernement mexicain. Ma situation professionnelle de l'époque étant stable et ma compagne de vie retournant en France pour une durée indéterminée, j'ai dû prendre une décision : soit je restais au Mexique pour développer mon activité professionnelle dans l'espoir de revoir Zoé, soit je partais à l'aventure vers le vieux continent, accompagné de l'amour de ma vie pour nourrir ma soif de connaissances en météorologie et ma passion pour la recherche. Et me voilà, avec un long voyage, plein de joies et de peines. Au cours de mes études doctorales, j'ai connu un développement personnel et professionnel incroyable, j'ai eu la joie de fonder une famille et de devenir père. J'ai vécu une partie de mon doctorat confiné chez moi à cause de la pandémie de COVID-19 et j'ai eu le malheur de perdre ma sœur loin de ma famille. La douleur au cœur, j'ai repris courage grâce à ma femme et à mon fils, qui n'ont jamais cessé de me soutenir une seconde durant mes longues journées d'études. Parce que malgré les difficultés et les moments perdus, j'ai ressenti leur soutien incondtionnel. »

Remerciements

Quiero agradecer a mi esposa y a mi hijo por su apoyo y amor incondicionales. Por darme la fuerza y alegría todas las mañanas.

A Véro, mon encadrante de thèse qui m'a guidée tout le long de mon travail. Merci pour les réunions directives et instructives et pour ton support professionnel et émotionnel. Et merci aussi à Cathy pour ses relectures et corrections.

A Thomas qui a insisté pour me faire jouer au football tous les vendredis et qui est venu jusqu'au Mexique pour assister à mon mariage. Gracias, mi amigo, por compartir conmigo esa complicidad mexicana en el laboratorio.

A Barbara por su gran amistad y apoyo.

Aux doctorants et post-doctorants du labo pour tous ses moments de convivialité au moment des repas.

Aux membres de l'ACADOC, Abraham, Paty, An et Ivana pour ses moments de réunions et afterworks.

A Fred, Gaby et Marjo, la colloc de la rue Gouzy de m'avoir aidé à tenir bon pendant les confinements.

A la famille de Zoe, ma famille d'adoption d'expat qui m'a accueilli comme un fils.

A mi padre, mi madre y mis hermanas por su gran apoyo a distancia, las videollamadas, los buenos días y sus bendiciones cada mañana.

Résumé

Les régions montagneuses couvrent 1/5 de la surface terrestre totale et constituent un facteur clé du cycle hydrologique et de la dynamique atmosphérique mondiale. Dans le contexte actuel du changement climatique, il est important de savoir comment les zones de montagne s'adapteront aux variations de température et de précipitations possiblement induites par les effets radiatifs des aérosols. Notre zone d'intérêt se concentre sur le massif pyrénéen, situé dans une zone fortement impactée par différentes sources d'aérosols. Ces travaux de thèse portent sur une évaluation de l'effet semi-direct des aérosols sur les précipitations dans les Pyrénées (PY) de 2004 à 2014 à l'aide du modèle régional de climat RegCM version 4.7. Cette approche permet d'évaluer le modèle dans ses capacités à reproduire un signal en précipitations sur 10 ans et de connaître dans quelle mesure la variabilité de ce signal est imputable aux effets radiatifs des aérosols. Ainsi, des tests de simulation ont été faits pour évaluer la sensibilité de RegCM sur l'année 2010 aux différents schémas de convections, aux cœurs dynamiques et à la résolution verticale. Ce test de sensibilité a permis de calibrer le modèle d'un point de vue de la dynamique atmosphérique afin de contraindre au mieux les émissions, le transport et les dépôts des aérosols sur le domaine d'étude. Sur l'année 2010, les champs de température de surface, d'humidité relative en surface, les composantes du vent, précipitations et l'épaisseur optique atmosphérique (AOT) des aérosols ont été évalués avec les observations du Tropical Rainfall Measurement Mission Multi Satellite Analysis (TRMM), du Climatic Research Unit (CRU) et les réanalyses du Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2 (MERRA-2). Les simulations utilisant le cœur dynamique non hydrostatique et une résolution verticale de 41 niveaux sigma s'avèrent les plus optimales pour simuler la variabilité intersaisonnière des champs météorologiques, des concentrations en aérosol et des champs de précipitations. L'aptitude du modèle à reproduire le signal en précipitations sur la période 2004-2014 a ensuite été évaluée sur la base de cette configuration optimisée. Les rétractions associées à l'effet semi-direct des aérosols sur le massif ont été simulées. Elles permettent d'estimer l'impact des forçages radiatifs des aérosols sur la thermodynamique atmosphérique, sur la dynamique verticale, sur le contenu en eau liquide nuageuse (CLW) et sur la nature des précipitations induites (de grande échelle ou convectives). La variabilité intersaisonnière de ces forçages est aussi étudiée.

Abstract

Mountain regions cover 1/5 of the total land area and are a key factor in the hydrological cycle and global atmospheric dynamics. In the current context of climate change, it is important to know how mountain areas will adapt to temperature and precipitation variations possibly induced by the radiative effects of aerosols. Our area of interest focuses on the Pyrenean massif, located in an area strongly impacted by different aerosol sources. This thesis work focuses on an evaluation of the semi-direct effect of aerosols on precipitation in the Pyrenees (PY) from 2004 to 2014 using the regional climate model RegCM version 4.7. This approach allows to evaluate the model in its ability to reproduce a 10-year precipitation signal and to know to what extent the variability of this signal is attributable to the radiative effects of aerosols. Thus, simulation tests have been done to evaluate the sensitivity of RegCM over the year 2010 to the different convection patterns, to the dynamic cores and to the vertical resolution. This sensitivity test allowed to calibrate the model from an atmospheric dynamics point of view in order to best constrain aerosol emissions, transport and deposition over the study domain. For the year 2010, the surface temperature, surface relative humidity, wind components, precipitation, and aerosol optical thickness (AOT) fields were evaluated with observations from the Tropical Rainfall Measurement Mission Multi Satellite Analysis (TRMM), the Climatic Research Unit (CRU) and reanalyzes from the Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2 (MERRA-2). Simulations using the non-hydrostatic dynamical core and a vertical resolution of 41 sigma levels are found to be the most optimal for simulating inter-seasonal variability in meteorological fields, aerosol concentrations and precipitation fields. The ability of the model to reproduce the precipitation signal over the period 2004-2014 was then evaluated based on this optimized configuration. Shrinkage associated with the semi-direct effect of aerosols on the massif was simulated. They allow to estimate the impact of aerosol radiative forcing on atmospheric thermodynamics, on vertical dynamics, on cloud liquid water (CLW) content and on the nature of induced precipitation (large-scale or convective). The inter-seasonal variability of these forcings is also studied.

Table de matières

Résumé	5
Abstract	6
Liste d’acronymes	10
Liste de Figures	13
Liste de tableaux	21
Chapitre 1 - Introduction	22
Chapitre 2 - Etat de l’Art des outils de modélisation climatique à l’échelle régionale	28
2.1 Modélisation régionale du climat.....	29
2.1.1 L’objectif de la modélisation régionale du climat.....	29
2.2 L’ouest de l’Europe, la mer Méditerranée et le massif Pyrénéen dans le contexte de la modélisation régionale.....	30
2.3 Le modèle régional de climat RegCM	37
2.3.1 Cœurs dynamiques	37
2.3.2 Modèle de surface et échanges océan-atmosphère.....	38
2.3.3 Schéma des aérosols	38
2.3.5 Précipitation à large échelle.....	43
2.3.6 Convection et précipitations convectives	44
2.3.4 Transfert radiatif.....	48
2.4 Les effets radiatifs des aérosols dans le modèle régional RegCM.....	51
Chapitre 3 - Evaluation du Modèle RegCM	52
3.1 Introduction	53
3.2 One-year sensitivity study of the RegCM regional climate model over western Europe: model optimization for aerosols at the Pyrenean scale	54
Abstract.....	54
3.2.1 Introduction	55
3.2.2 Methodology.....	57

Table de matières

3.2.3 Results and discussion	67
3.2.4 Conclusions	87
3.2.5 Acknowledgment.....	89
Chapitre 4 - Effet semi direct des aérosols à l'échelle de l'Europe	90
4.1 Introduction	91
4.2 Configuration du modèle RegCMv4.7 pour les simulations à 10 ans sur la période 2004-2014.	92
4.3 Evaluation de la simulation de référence (REF) sur 10 ans	94
4.3.1 Evaluation des champs météorologiques simulés sur 10 ans	96
4.3.2 Evaluation des variables aérosols sur la colonne atmosphérique simulées sur 10 ans.....	107
4.4 Quantifications des forçages radiatifs de l'effet semi-direct des aérosols	113
4.5 Rétroactions sur les champs de température, l'humidité relative, les vents et précipitations	118
4.6 Rétroactions sur les aérosols : Emission, transport et dépôts.....	123
4.6.1 Perturbations dans l'émission de DUST et SSLT.....	123
4.6.2 Perturbations dans la charge d'aérosol sur la colonne atmosphérique, transport et dépôts.....	126
Conclusion du chapitre.....	135
Chapitre 5 - Effet semi direct des aérosols sur le massif pyrénéen simulés sur 10 ans	139
Introduction	140
5.1 Evaluation des champs météorologiques en terrain dynamique complexe.....	141
5.2 Evaluation de la charge d'aérosols et de leur épaisseur optique sur le massif pyrénéen	146
5.3 Quantification SW et LW des forçages radiatifs : effet direct et semi-direct des aérosols.....	150
5.4 Rétroactions sur les champs météorologiques et aérosols	152
5.5 Rétroactions sur la dynamique atmosphérique aux abords d'un relief	158
Conclusion du chapitre.....	167
Chapitre 6 – Conclusions et perspectives.....	169
Evaluation du modèle à l'échelle de l'Europe et des Pyrénées pour 2010 et la période de 2004-2014.....	171

Table de matières

Rétroactions des aérosols sur la dynamique atmosphérique du massif pyrénéen.	174
Perspectives.....	175
Bibliographie	177
Annexes	196

Liste d'acronymes

AB	AEROSOL BURDEN
ACTRIS	AEROSOL, CLOUDS, AND TRACE GASES RESEARCH INFRASTRUCTURE
ADRMED	AEROSOL DIRECT RADIATIVE IMPACT ON THE REGIONAL CLIMATE IN THE MEDITERRANEAN REGION
AERONET	AEROSOL ROBOTIC NETWORK
ALADIN	AIRE LIMITÉE ADAPTATION DYNAMIQUE DÉVELOPPEMENT INTERNATIONAL
AOT	AEROSOL OPTICAL THICKNESS
ARG	ARGÈLE
AROME	APPLICATIONS OF RESEARCH TO OPERATIONS AT MESOSCALE
ATL	ATLANTIQUE
ATM	ATMOSPHERE
<i>ATM_{sw}</i>	ATMOSPHERIC RADIATIVE FORCING DANS LES LONGITUDES D'ONDE COURTES
BAR	BARCELONE
CALMIP	CALCUL EN MIDI-PYRÉNÉES
CAMS	COPERNICUS ATMOSPHERIC MONITORING SYSTEM
CB	CASABLANCA
CCN	CLOUD CONDENSATION NUCLEI
GEOS-CHEM	GODDARD EARTH OBSERVATION SYSTEM -CHEMISTRY
CLM45	COMMUNITY LAND MODEL VERSION 4.5
CLW	CLOUD LIQUID WATER
RegCM	REGIONAL CLIMATE MODEL
RegCNET	REGIONAL CLIMATE NETWORK
CNRS	CENTRE NATIONAL DE RECHERCHE
CORDEX	COORDINATED REGIONAL CLIMATE DOWNSCALING
COSMO	CONSORTIUM FOR SMALL-SCALE MODELING
CRNM	CENTRE NATIONAL DES RECHERCHES MÉTÉOROLOGIQUES
CRU	CLIMATE RESEARCH UNIT
DEAD	MINERAL DUST ENTRAINMENT AND DEPOSITION
DJF	DECEMBRE-JANVIER-FEVRIER
DRF	DIRECT RADIATIVE FORCING
DU	PUSSIÈRES DESERTIQUES TOTALES
DUST	PUSSIÈRES DESERTIQUES TOTALES
EAC4	ECMWF ATMOSPHERIC COMPOSITION REANALYSIS
EC	ELEMENTAL CARBON
ECMWF	EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM RANGE WEATHER FORECASTING
EDGAR	ELECTRONIC DATA GATHERING, ANALYSIS AND RETRIEVAL
EIN75	ERA-INTERIM REANALYSIS AT 75KM

Acronyms

ERA-Interim	ERA-Interim reanálisis
EUROCORDEX	EUROPE COORDINATED REGIONAL CLIMATE DOWNSCALING
FB	FEED BACK
GCM	GLOAL CLIMATE MODEL
GE	GRELL-EMANUEL
GEOS	GODDARD EARTH OBSERVATION SYSTEM
GEOS-CHEM	GODDARD EARTH OBSERVATION SYSTEM-CHEMISTRY
GFED	GLOBAL FIRE EMISSION DATASET
GMAO	GLOBAL MODELING AND ASSIMILATION OFFICE
HADRM3	HADLEY REGIONAL MODEL 3
HB	HYDROPHOBE
HIRHAM	HIGH RESOLUTION HAMBURG GLOBAL CIRCULATION MODEL
HL	HYDROPHILE
HPC	HIGH PERFORMANCE COMPUTING
HR	HIGH-RESOLUTION
HYMEX	HYDROLOGY MEDITERRANEAN EXPERIMENT
ICAC	INICIAL CHEMICAL AEROSOL CONDITIONS
ICB	INITIAL CLOUD BASE
ICBC	INITIAL CONDITIONS BOUNDARY CONDITIONS
ICTP	INTERNATIONAL CENTRO FOR THEORIC PHYSICS
INB	LEVEL OF NEUTRAL BOUYANCE
IPCC	INTERNATIONAL PANEL FOR CLIMATE CHANGE
JJA	JUIN-JUILLET-AOUT
KF	KAIN-FRITSCH
<i>LAERO</i>	LABORATOIR D'AEROSOLOGIE
LBLRTM	LINE BY LINE RADIATIVE TRANSFERT MODEL
LMDZ	LABORATOIR DE MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE ZOOM
LNB	LEVEL OF NEUTRL BOUYANCE
LSM	LAND SURFACE MODEL
LSS	LAND SURFACE SCHEME
LW	LONG WAVE RADIATION
MACC	MONITORING ATMOSPHERIC COMPOSITION AND CLIMATE
MAM	MARS-AVRIL-MAI
MED	MÉDITERRANÉE
MERRA-2	MODERN-ERA RETROSPECTIVE ANALYSIS FOR RESEARCH APLICATIONS VER-SION 2
MIT	MASSACHUSSETTS INSTITUTE OF TECHNOLOGY
MODIS	MODERATE RESOLUTION IMAGING SPECTRORADIOMETER
NAO	NORTH ATLANTIC CIRCULATION
NCAR	NATIONAL CENTRE FOR ATMOSPHERIC RESEARCH
NH	NON-YDROSTATIQUE

Acronyms

NMSE	NORMALISED MEAN SQUARE ERROR
NSD	NORMALISED STANDARD DEVIATION
OC	ORGANIC CARBON
OPCC	OVSERVATORIO PIRENAICO DEL CAMBIO CLIMATICO
PBL	PLANET BOUDARY LAYER
PROMES	SPANISH REGIONAL MODEL : PRONOSTICO MESOESCALA
PY	PYRÉNÉES
QFED	QUICK FIRE EMISSION DATASET
RCAO	ROSSBY CENTRE ATMOSPHER-OCEAN MODEL
RCM	REGIONAL CLIMATE MODEL
RCP	REPRESENTATIVE CONCENTRTION PATHWAY
REF	REFERENCE
REMO	REGIONAL MODEL
RETRO	REGIONAL TRANSPORT MODEL OSLO
RH	HUMIDITÉ RELTIVE
RMSE	ROOT MEAN SQUARE ERROR
ROM	REGIONAL OCEAN MODELING SYSTEM
RRTM	RAPID RADIATIVE TRANSFERT MODEL
SDE	SEMI-DIRECT EFFECT
SON	SEPTEMBRE-OCTOBRE-NOVEMBRE
SS	SEA SALT
SSLT	SEA SALT
SSP	SHARED SOCIO ECONOMIC PATHWAY
SST	SEA SURFACE TEMPERATURE
SUBEX	SUBGRID
SULF	SULFATE AEROSOL
SURF	SURFACE
SW	SHORTWAVE RADIATION
TDK	TIEDTKE
TLS	TOULOUSE
TMPA	TRMM MULTI-SATELLITE PRECIPITATION ANALYSIS
TOA	TOP OF THE ATMOSPHERE
TRMM	TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION
UW	UNIVERSITY OF WISCONSING
VIA	VULNERABILITÉ, IMPACT ET ADAPTATION
ZUR	ZURICH

Liste de Figures

Figure 1. Localisation des Pyrénées dans le contexte climatique régional : L'Europe tempérée et humide et L'Afrique chaude et sèche.....	34
Figure 2. Schéma du mécanisme de génération de l'aérosol de sel marin et émission dans l'atmosphère par Zaakey et al. (2008).....	40
Figure 3. Graphiques de (a) la formation des nuages (Fractional cloud cover) en rapport avec l'humidité relative (Relative Humidity) et (b) Le Seuil d'auto-conversion (Auto-conversion Threshold) (g/Kg) d'eau liquide nuageuse en pluie pour les surfaces continentales(Land) et océaniques. Figure extraite de Sundqvist et al., (1989).....	44
Figure 4. Image conceptuelle de la paramétrisation du schéma de convection de Grell. Image extraite de Grell et al. (1994).....	45
Figure 5. Conceptualisation du schéma convectif de Emanuel et al., (1998). (a) ascension réversible entre la base du nuage (ICB) et le haut du nuage (LNB dans le texte / INB sur le schéma). (b) formation de précipitation et mouvement vers un courant descendant non saturé. (c) Mélange de l'air nuageux avec l'environnement. (d) Mélange ascendant ou descendant de la parcelle d'air au niveaux d'équi-potentiel d'eau liquide et température.	46
Figure 6. Schéma de la représentation du couplage interactif entre le modèle RegCM, le schéma d'aérosols et le schéma de transfert radiatif par Qian et al. (1999) pour le S042 -, adapté par Solomon et al. (2006) pour tous les aérosols.	48
Fig 7. Domain of simulations exercise with topography elevation (m). Boxes able to point out location of interest. Black box represent area analyzed in this study from 30N to 50N latitudes and 15W to 20E longitudes while colored area is the simulated domaine.	58
Fig. 8. 2m surface temperature bias between RegCM simulations and CRU dataset. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM 2m surface temperature against CRU and ERA5 datasets	68
Fig. 9 Relative Humidity bias (%) between RegCM simulations and ERA5 dataset. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM relative humidity (RH) and wind components (U and V) and ERA5 reanalysis.....	70

Liste de figures

Fig. 10 Large-scale precipitation (Prl) seasonal differences between RegCM simulations and ERA5 data. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-Prl and ERA5 reanalysis.	72
Fig. 11 Large-scale precipitation (Prl) seasonal differences between RegCM simulations and ERA5 data. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-Prl and ERA5 reanalysis.	74
Fig. 12 Convective precipitation (Prc) bias between RegCM simulations and ERA5 data. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-Prc and ERA5 reanalysis.	75
Fig 13 Taylor Diagram for Aerosol burden (AB). Hydrophilic and hydrophobic Black Carbon and Organic Carbon (BChl, BChb, OChl, OChb), sulfate aerosol (<i>S042</i> –), middle dust (DUSTm) and fine dust (DUSTs) evaluated with CAMS datasets are symbolized with colored dots. Total Black Carbon (BC), Organic Carbon (OC), Sulfate (<i>S042</i> – total Dust (DUST) and total sea salt (SSLT) evaluated with MERRA reanalysis are symbolized with colored cross.	77
Fig 14. Aerosol burden bias between HR simulation and CAMS aerosol burden data.	79
Fig. 15 AOD bias between RegCM simulations and MERRA reanalysis. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-AOD and MODIS, MERRA-2 and CAMS datasets.	81
Fig. 16. Bias from PY and MERRA-2 aerosol burden and aerosol optical depth (aod). Aerosol burden is presented in mgm2 and aerosol optical depth have no units. Red line is MERRA-2 reanalysis data, the blue line is PY data and black line is the bias from PY minus MERRA-2 datasets. Gray line denotes zero mgm2. Standard deviation is represented by vertical lines for each dataset and season.....	84
Fig. 17. Annual trends of monthly mean mixing ratios of aerosol s compounds modeled with RegCM over Pyrenean area compared to in situ monthly mean aerosol concentrations ($\mu\text{g m}^{-3}$) measured at Pic du Midi site. (a) Modelized BC and OC mixing ratios with EC (Elemental Carbon) and OC measured). (b) Modelized DUST mixing ratio with CaA^{2+} and Mg^{2+} measured as main tracers of dust influence. (c) Modelized <i>S042</i> – mixing ratio with measured sulfate concentrations. (c) Modelized SSLT mixing ratio with Na^{+} and Cl^{-} measured concentration as main tracers of marine influence.....	86

Liste de figures

Figure 18. Diagramme de Taylor de la moyenne saisonnière interannuelle (2004-2014) évaluant la simulation REF avec des observations/réanalyses pour la température de surface à 2m (ts), l'humidité relative (rh), les composantes du vent U et V, les précipitations totales (pr), convectives (prc) et grande échelle (prl).	99
Figure 19. Différences saisonnières moyennes interannuelles (2004-2014) entre la simulation REF et les observations/réanalyses.....	102
Figure 20. Comparaison de la moyenne mensuelle sur la période 2004-2014 de la précipitation totale pour différents points de grille du modèle de la simulation REF (rouge) et les observation/réanalyses CRU (violet), TRMM (bleu) et ERA5 (vert). Les points ont été nommés selon les stations CRU les plus proches des points de grille du modèle : Toulouse (TLS), Barcelone (BAR), Casablanca (CB), Argel (ARG), Zurich (ZUR), Rome (ROM), Océan Atlantique (ATL) et Mer Méditerranée (MED).	104
Figure 21. Tendances de précipitation totale ($mm\ day^{-1}$) sur différents points du domaine à l'échelle de 10 ans (2004-2014) : Toulouse (TLS), Barcelone (BAR), Casablanca (CB), Argel (ARG), Zurich (ZUR), Rome (ROM), océan Atlantique (ATL) et mer Méditerranée (MED). Les données du simulation rREF (rouge), TRMM (bleu), CRU (violet) et ERA5 (vert).	106
Figure 22. Diagramme de Taylor de la moyenne saisonnière interannuelle (2004-2014) de la simulation REF et des observations/réanalyses de Black Carbon (BC), de Organic Carbon (OC), des sulfates (SO ₄), des poussières minérales (DU), des sel marins (SS) et de l'AOD.	109
Figure 23. Différences des moyennes saisonnières de la charge d'aérosols de Black Carbon (BC), de Organic Carbon (OC), des sulfates (SO ₄), des poussières minérales (DUST), des sels marins (SSLT) et de l'AOD à l'échelle de 10 ans (2004-2014).....	112
Figure 24. Comparaison et différence saisonnière (2004-2014) du forçage radiatif des aérosols $W\ m^{-2}$ dans les courtes longueurs d'onde (SW). Les simulation REF et FB sont montrées avec une échelle de couleur bleu-rouge. La différence FB-REF est mise sur une échelle de couleur violet-rouge. Les forçages radiatifs au sommet de l'atmosphère (Toa), à la surface (Surf) et dans l'atmosphère (Atm) sont montrés.....	115
Figure 25. Comparaison et différence saisonnière (2004-2014) du forçage radiatif des aérosols ($W\ m^{-2}$) dans les grandes longueurs d'onde (LW). Les simulations REF et FB	

Liste de figures

sont montrées avec une échelle de couleur bleu-rouge. La différence FB-REF est mi sur une échelle de couleur violet-rouge. Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (Top), à la surface (Surf) et sur l'atmosphère (Atm) est montré.....	117
Figure 26. Différences saisonnières (2004-2014) de variables météorologiques entre la simulation FB et REF. Cette différence représente les changements sur différentes variables atmosphériques dûs aux rétroactions des forçages radiatifs des aérosols.	120
Figure 27. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation de l'émission de poussières désertiques ($mg\ m^{-2}\ day^{-1}$) sur l'Europe, le Bassin méditerranéen et le nord du l'Afrique. Les tailles des poussières désertiques comprises dans chacun une des bins sont : DUST01 (0.1-1 μm), DUST02(1-2.5 μm), DUST03(2.5-5 μm) et DUST04(5-10 μm).....	124
Figure 28. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation de l'émission de sel marins ($mg\ m^{-2}\ day^{-1}$) sur l'Europe, le Bassin méditerranéen et le nord du l'Afrique. Les tailles de sel marins compris dans chaque une des bins c'est : SSLT01 (0.05-1 μm) et SSLT02 (1-10 μm).....	125
Figure 29. Moyenne saisonnière sur 10 ans de la charge d'aérosols ($\mu g\ m^{-2}$) de Black Carbon dans ses états hydrophobe et hydrophile pour la simulation REF et FB. Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge.....	129
Figure 30. Moyenne saisonnière sur 10 ans de la charge d'aérosols ($\mu g\ m^{-2}$) de Organic Carbon dans ses états hydrophobe et hydrophile pour les simulations REF et FB. Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge.....	130
Figure 31. Comparaison saisonnière (2004-2010) de la charge de $SO_4 - 2$ sur la colonne atmosphérique sur l'ouest de l'Europe et le bassin méditerranéen entre les simulations REF et FB ($mg\ m^{-2}\ day^{-1}$) et leur différence FB-REF ($\mu g\ m^{-2}\ day^{-1}$). Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge....	131
Figure 32. Comparaison saisonnière (2004-2010) de la charge des sels marins sur la colonne atmosphérique ($mg\ m^{-2}\ day^{-1}$) sur l'ouest de l'Europe et le bassin méditerranéen entre	

la simulation REF et FB et leur différence FB-REF. Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge.	132
Figure 33. Comparaison saisonnière (2004-2010) de la charge des poussières désertiques sur la colonne atmosphérique ($mg\ m^{-2}\ day^{-1}$) sur l'ouest de l'Europe et le bassin méditerranéen entre la simulation REF et FB et leur différence FB-REF. . Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge....	133
Figure 34. Diagramme de Taylor normalisé de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de l'évaluation des paramètres météorologiques de la simulation de référence (REF) et des observations à l'échelle du massif pyrénéen. La température de surface (ts), l'humidité relative (rh), les composantes de vent (U et V), la précipitation totale (pr), convective (prc) et grande-échelle (prl) sont évaluées. L'axe-x et l'axe-y représentent l'écart type normalisé (NSD) en coordonnées radiales ainsi que la corrélation (R). Les cercles rouges représentent le NMSE de 0.25, 0.5, 0.75 et 1 du centre à l'extérieur.	142
Figure 35. Différence de la moyenne mensuelle (2004-2014) des paramètres météorologiques sur le massif pyrénéen de la simulation REF et des observations. L'axe-x représente les mois avec leur initiale. La ligne perpendiculaire à l'axe-x (gris) surligne le zéro et les lignes parallèles dans l'axe-y à chaque mois dénote l'écart type spatial sur le massif.	143
Figure 36. a) Moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) sur le massif pyrénéen (RegCM-rouge)) de la simulation REF avec l'écart type spatial en comparaison avec : En bleu, les observations satellitales TRMM. En violet, les observations CRU. En vert, les réanalyses ERA5. b) Tendence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) sur le massif pyrénéen (ligne bleu) et régression linéaire des données(rouge).	145
Figure 37. Diagramme de Taylor normalisé de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de la charge d'aérosols sur la colonne atmosphérique et l'épaisseur optique des aérosols (AOD) de la simulation de référence (REF) et les observations (MERRA-2 et MODIS) à l'échelle du massif pyrénéen. Pour le Black Carbon total ($BC = BChb + BChl$), L'Organic Carbon total ($OC = OCHB + OCHL$), les sulfates (SO_4), les poussières désertiques totales (DU-somme de quatre bins) les sels marins totaux (SS-somme des deux bins). L'axe-x et l'axe-y représentent l'écart type normalisé (NSD) en coordonnées radiales ainsi que la	

Liste de figures

- corrélation (R). Les cercles rouges représentent le NMSE de 0.25, 0.5, 0.75 et 1 du centre à l'extérieur..... 148
- Figure 38. Différences de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de la charge d'aérosols sur le massif pyrénéen entre la simulation REF et les observations. L'axe-x représente les mois. La ligne perpendiculaire à l'axe-x (gris) surligne le zéro et les lignes parallèles selon l'axe-y à chaque mois dénote de l'écart type spatial sur le massif..... 149
- Figure 39. Forçages radiatifs de l'effet semi-direct à l'échelle du massif pyrénéen. Différence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) entre les forçages radiatifs de la simulation REF et FB au sommet de l'atmosphère, à la surface et dans l'atmosphère. L'axe-x représente les mois de janvier(J) à décembre (D). La ligne parallèle à l'axe-x en gris représente le zéro. L'axe-y dénote du forçage radiatif en $W m^{-2}$. Pour chaque moyenne mensuelle, l'écart type spatial est représenté par une ligne parallèle à l'axe-y en noir..... 151
- Figure 40. Perturbations de l'effet semi-direct des aérosols sur les paramètres météorologiques. Dans les graphiques est représentée la différence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) entre la simulation REF et FB. L'axe-x représente les mois de janvier(J) à décembre (D). La ligne parallèle à l'axe-x en gris, représente le zéro. L'axe-y dénote les unités de la température de surface ($^{\circ}C$), l'humidité relative à la surface (%), les composantes de vent U (Vert clair) et V (Vert foncé) en $m s^{-1}$, la fraction nuageuse (%), les précipitations totales, convective et grande-échelle en $mm day^{-1}$, la charge de neige ($kg m^{-2}$), la chaleur sensible et latente en $W m^{-2}$. Pour chaque moyenne mensuelle, l'écart type spatial est représenté par une ligne parallèle à l'axe-y en noir..... 154
- Figure 41. Perturbations de l'effet semi-direct des aérosols sur la charge d'aérosols dans la colonne atmosphérique. Dans les graphiques est représentée la différence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) entre les simulations REF et FB. L'axe-x représente les mois de janvier(J) à décembre (D). La ligne parallèle à l'axe-x en gris, représente le zéro. L'axe-y dénote les unités pour la charge d'aérosol ($\mu g m^{-2}$) et l'épaisseur optique des aérosols (AOD-pas d'unités). Pour chaque moyenne mensuelle, l'écart type spatial est représenté par une ligne parallèle à l'axe-y en noir..... 157
- Figure 42. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison DJF. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère

Liste de figures

(Mass fraction cloud liquid water - $mg\ Kg^{-1}$)(Vert-Marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en $m\ s^{-1}$. Dans une échelle de points les concentrations totales d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain est en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est affichée ; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge..... 160

Figure 43 Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison MAM. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (Mass fraction cloud liquid water - $mg\ Kg^{-1}$)(Vert-Marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en $m\ s^{-1}$. Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est présentée; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge. 162

Figure 44. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison JJA. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (Mass fraction cloud liquid water - $mg\ Kg^{-1}$)(Vert-Marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en $m\ s^{-1}$. Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est affichée ; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge. 164

Figure 45. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison SON. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (Mass fraction cloud liquid water - $mg\ Kg^{-1}$)(Vert-Marron) et des vitesses verticales

Liste de figures

(Rouge-bleu) en $m s^{-1}$. Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est affichée ; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge. 166

Liste de tableaux

Tableau 1. Résumé des études climatiques du model RegCM dans différentes régions du monde dans les dernières décennies	36
Tableau 2. Propriétés optiques des aérosols pris en compte pour le calcul de l'empeseur optique et les forçages radiatifs (SW). D_{min} et D_{max} sont les diamètres minimales et maximums des particules, $\sigma_{sèche}$ est l'écart type du diamètre sèche, $m = n - ik$ est l'index de réfraction et φ_{ext} est le coefficient d'extinction.....	50
Table 3. Model configurations for Sensitivity tests.....	60
Table 4. Pic du Midi aerosol tracer that are compared with RegCM simulated aerosol concentration over the Pyrenees range.	62
Table 5. Observations and Reanalysis datasets used in model assessment.	64
Table 6. Seasonal Taylor Diagram scores for aerosol burden and AOD. Normalized Standard Deviation (NSD), Pattern correlation (R) and Normalized Mean Square Error (NMSE)....	83
Tableau 7. Unités et résolution temporelles des données et observations utilisés dans l'évaluation de la simulation REF	95
Tableau 8. Moyenne spatiale par saison de la perturbation (FB-REF) du dépôt sec (DD) et du dépôt humide par précipitation (RA) et par lessivage sous nuage(WA). Les unités sont $\mu g m^{-2} day^{-1}$	134

Chapitre 1 - Introduction

Au cours des dernières décennies, il a été prouvé que la Terre connaît un changement de la température moyenne mondiale, ce qui se manifeste par l'augmentation des températures de surface de la terre, des océans, ainsi que du système combiné terre-océan. Le changement climatique et le réchauffement planétaire sont des questions extrêmement importantes, et l'étude des facteurs qui influencent la survenue de ces phénomènes est impérative pour trouver des solutions et ralentir leurs conséquences. Les derniers résultats du sixième rapport de l'IPCC paru en septembre 2021 montrent que durant les 50 dernières années l'augmentation en température a été plus rapide. De plus, les perspectives d'évolution du signal en température restent alarmantes, puisque même avec le scénario SSP1-1.9 (Shared socio-economic pathways) qui permettrait de réduire drastiquement les émissions de gaz à effet de serre, l'augmentation serait de 1.5°C à l'horizon 2081-2100 relative à 1850-1900.

Pour comprendre les changements du climat sur Terre, il est nécessaire de connaître le rôle prépondérant du contenu atmosphérique, sur le bilan énergétique de la Terre, c'est-à-dire connaître le forçage radiatif des gaz atmosphériques et des aérosols sur l'équilibre radiatif atmosphérique. Les rapports successifs de l'IPCC depuis 2014, ont montré que les incertitudes les plus fortes sur la quantification des forçages radiatifs atmosphériques résident dans l'estimation des effets directs, semi-directs et indirects des aérosols. Actuellement, même si les incertitudes sur la quantification des effets radiatif des aérosols ont diminué, le défi de l'estimation précise des effets radiatifs des aérosols consistent surtout sur la quantification de l'effet semi-direct et l'effet indirect des interactions aérosol-nuage. Ces incertitudes dans la quantification des effets radiatifs des aérosols sont dues à la complexité des processus microphysiques, thermodynamiques, chimiques, optiques et dynamiques qui régissent leur évolution au sein de l'atmosphère, depuis de leurs émissions jusqu'à leur élimination de l'atmosphère par dépôt (Horvath, 1993; Houghton, 2005; Seinfeld & Wiley, 2006; Forster, *et al* 2007; U.S. EPA, 2012). Améliorer la compréhension des interactions aérosol-atmosphère à l'échelle régionale pour réduire les incertitudes sur l'estimation du bilan radiatif atmosphérique global est un véritable défi scientifique. L'hétérogénéité de la concentration des aérosols atmosphériques est fonction de leurs sources, de l'évolution de leur composition chimique et de leur propriétés microphysiques pendant leur transport et de

Introduction

leur dépôt. A l'échelle régionale, les aérosols peuvent être transportés sur des centaines de kilomètres. Aussi, les aérosols de petite taille (modes Aitken et d'accumulation) sont susceptibles d'être activés en noyaux de condensation des nuages (CCN) ou en noyaux glaciogènes (IN), rejoignant ainsi le réservoir des nuages, ce qui confère à l'aérosol la capacité d'être transporté et d'évoluer chimiquement et thermodynamiquement sur des distances allant du méso échelle à l'échelle synoptique.

Les propriétés optiques des aérosols dirigent totalement leurs effets radiatifs. Elles dépendent fortement de la composition chimique, de la taille et de la forme des particules. Elles traduisent l'absorption et la dispersion des différentes longueurs d'onde du spectre électromagnétique. Les effets radiatifs des aérosols atmosphériques sont au nombre de trois : directs, semi-directs et indirects. Directement, en réduisant le rayonnement solaire ou tellurique, en le diffusant ou en l'absorbant et en l'émettant sous forme de chaleur. Ce dégagement de chaleur donne lieu à l'effet semi-direct ; il est décrit comme le réchauffement de la troposphère par les aérosols, affectant l'humidité relative et la stabilité de la troposphère, ce qui affecte la formation et la durée de vie des nuages. Les aérosols agissent enfin indirectement comme des noyaux de condensation ou de glace, modifiant la microphysique des nuages. (Twomey, 1977; Albrecht, 1989; Ackerman *et al.*, 2000; IPCC, 2007; Lohmann *et al.*, 2009; Ramanathan *et al.*, 2010; U.S. EPA, 2012; Panicker *et al.*, 2014).

Les études sur les effets radiatifs des aérosols sont basées sur la modélisation 1D à 3D. Globalement, le forçage radiatif total des aérosols est estimé à $-1.3 \pm 0.6 \text{ Wm}^{-2}$: $-0.3 \pm 0.3 \text{ Wm}^{-2}$ pour leurs effets direct et semi-direct et $-1 \pm 0.7 \text{ Wm}^{-2}$ pour leur effet indirect (IPCC, 2021). Les forçages radiatifs et leur effet sur l'atmosphère, varient selon la région du monde considérée. Durant la dernière décennie la modélisation régionale du climat a pris de l'intérêt du fait de son large éventail d'applications (Giorgi *et al.*, 2015; Rummukainen, 2016). De nombreux projets en Europe comme EURO-CORDEX (Jacob *et al.*, 2014) ont contribué à améliorer la compréhension de la sensibilité des Modèles de Climat Régionaux (RCMs) aux résolutions spatiales et temporelles, à la paramétrisation convective, au couplage océan/atmosphère, etc. L'initiative européenne MED-CORDEX (Ruti *et al.*, 2016) a également permis une amélioration dans le développement de modèles régionaux avec couplage océan atmosphère pour de nombreuses études sur la variabilité et les changements climatiques (Lionello *et al.*, 2017 ; Kotlarski *et al.*, 2019), comme les précipitations extrêmes

Introduction

(Hertig *et al.*, 2014 ; Antoine *et al.*, 2017; Drobinski *et al.*, 2018), la variabilité des températures (Flaounas *et al.*, 2013 ; Filahi, 2017), les sécheresses (Hertig & Trambly, 2017; Sousa *et al.*, 2011) et la circulation atmosphérique (A. Mariotti & Arkin, 2007; Pierre Nabat *et al.*, 2020). Les aérosols ont également été étudiés en la mer Méditerranée (P. Nabat *et al.*, 2013) pour leurs impacts sur le bilan énergétique, absorbant et diffusant le rayonnement solaire (effet direct)) (Bergamo *et al.*, 2008; Mallet *et al.*, 2015; Tsikerdekis *et al.*, 2017), modifiant les propriétés des nuages (effets indirects) (Nabat *et al.*, 2015 ; Da Silva *et al.*, 2018) et perturbant les conditions météorologiques de l'atmosphère (effet semi-direct) (P Nabat *et al.*, 2014; Schultze & Rockel, 2018; Tang *et al.*, 2018). Ces études, montrent ainsi comment la variabilité spatiale et temporelle et la tendance des aérosols naturels et anthropiques pourraient avoir un impact sur différents aspects du climat régional. Ces études montrent également la complexité de la quantification à différentes échelles temporelles et spatiales, des propriétés intrinsèques des aérosols qui conditionnera leurs effets sur le bilan radiatif atmosphérique. Comprendre les interactions, qu'elles soient chimiques, thermodynamiques, microphysiques ou radiatives, entre les aérosols et les nuages est donc un enjeu majeur pour les études du changement climatique et des impacts associés. Les sites d'observation, les réseaux de surveillance et les observations par satellite permettent de rendre compte de la réalité et du comportement atmosphérique des aérosols. Ils servent de moyen d'évaluation, de paramétrage et de validation des modèles globaux et régionaux.

Les régions montagneuses couvrent 1/5 de la surface terrestre totale et constituent un facteur clé du cycle hydrologique et de la dynamique atmosphérique mondiale (Beniston *et al.*, 1997). Dans le contexte actuel du changement climatique, il est important de savoir comment les zones de montagne s'adapteront aux variations de température et de précipitations possiblement induites par les effets radiatifs des aérosols. Notre zone d'intérêt se concentre sur le massif pyrénéen, un site écologique précieux avec l'existence de nombreuses plantes endémiques. Les masses d'air froid de l'Atlantique du nord et l'air chaud d'Afrique du Sud font un contraste très marqué d'humidité ainsi que de ruissellement des eaux et de climat entre les flancs de la chaîne pyrénéenne. (Poulsen & Ogé, 2020). Halder *et al.* (2005) ont signalé une augmentation de la température annuelle de l'air de $\sim 1^{\circ}\text{C}$ et une variation de la hauteur de neige annuelle avec des valeurs positives et négatives selon l'altitude ; il a comparé les saisons chaudes et froides sur le versant français des Pyrénées trouvant une

Introduction

moyenne saisonnière en température et annuelle en précipitation sur 50 ans pour l'été, de 9.8°C et de 724mm et pour l'hiver, de 0.8°C et de 837mm, ainsi qu'une moyenne annuelle de la hauteur de neige de 107cm. Récemment, Le Pyrenees Climate Change Observatory (OPCC, 2018), a mis en évidence qu'entre 1949 et 2010, la température moyenne dans les Pyrénées a connu une nette augmentation ($\sim +1,2^{\circ}\text{C}$), bien que le réchauffement n'ait pas été constant ou régulier. Les précipitations montrent une tendance à la baisse (de l'ordre de -2,5% par décennie) des volumes annuels notamment en raison de la baisse observée lors des saisons d'hiver et d'été. López-Moreno *et al.*, (2008), avait estimé un changement de température atteignant 2,8 à 4°K et une réduction des précipitations entre 10 à 14,8% pour les A2 et B2 scénarios de l'IPCC (2000) respectivement avec un RCM pour la période 1960-1990. López-Moreno *et al.*, (2020) suggèrent que le réchauffement continu des Pyrénées depuis le début de la période préindustrielle est un facteur majeur expliquant le déclin de la couverture neigeuse dans les Pyrénées. Par sa localisation, la chaîne pyrénéenne est potentiellement fortement affectée par diverses sources d'aérosols (Lelieveld *et al.*, 2002), comme les épisodes de poussières du désert de Sahara, les émissions de sels marins de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée, ou les émissions anthropiques de l'Europe occidentale et du nord de l'Afrique. Dans les Pyrénées, Guillaume *et al.*, (2008) ont trouvé des concentrations élevées de carbone suie et de carbone organique pendant la période de sécheresse en 2003.

Dans ce contexte, la question scientifique en lien avec les incertitudes des effets radiatifs des aérosols atmosphériques à laquelle ces travaux de thèse cherchent à contribuer partiellement est la suivante : comment les effets radiatifs des aérosols atmosphériques modifient-ils les précipitations sur les Pyrénées ? L'étude sera menée à l'échelle régionale par une approche de modélisation dont les champs seront évalués par de multiples jeux de données. Pour configurer de façon optimale le modèle régional d'un point de vue des options du cœur dynamique du modèle, des études de sensibilité sur les schémas convectifs et la représentation des aérosols atmosphériques et leurs forçages radiatifs ont été menées sur une période d'un an. Leurs résultats et l'optimisation du modèle associée permettent ensuite d'effectuer une simulation sur 10 années révolues (2004-2014). Ainsi il est possible d'évaluer les aptitudes du modèle à reproduire les signaux en précipitations comparativement aux

Introduction

mesures, de comprendre la variabilité des valeurs sur la décade, et la sensibilité de ces variabilités aux forçages radiatifs des aérosols.

L'objectif principal de ce travail est d'évaluer l'effet semi-direct des aérosols sur la thermodynamique, la dynamique atmosphérique et le régime des précipitations à l'échelle régionale sur les Pyrénées. Pour tendre vers cet objectif, les objectifs spécifiques suivants seront développés :

- Optimisation du modèle climatique régional RegCM pour représenter la charge d'aérosols dans l'atmosphère européenne et des Pyrénées par un test de sensibilité à l'échelle d'une année.
- Evaluation des variables météorologiques, des charges d'aérosols et épaisseur optique des simulations à l'échelle de 10 ans à l'échelle de l'Europe.
- Estimation de l'effet semi direct des aérosols à l'échelle de l'Europe.
- Estimation de l'effet semi direct des aérosols sur l'atmosphère pyrénéenne et impact sur les précipitations à l'échelle de 10 ans.
- Évaluation de la réponse thermodynamique et dynamique de l'atmosphère à l'échauffement localisé induit par les forçages radiatifs sur le massif pyrénéen.

Le plan du manuscrit se déroule de la façon suivante : après ce chapitre 1 introductif où le contexte de l'étude, la méthodologie et les objectifs ont été décrits, le chapitre 2 vient décrire l'état de l'art des outils de modélisation climatique à l'échelle régionale et tout particulièrement celui du modèle REGCM; puis dans le chapitre 3, la démarche d'optimisation du modèle pour mieux contraindre les charges en aérosol atmosphérique dans la zone pyrénéenne est présentée au travers d'une publication. Le chapitre 4 présente l'étude sur les effets semi-directs des aérosols et rétroactions associées à l'échelle de l'Europe pour tendre dans le chapitre 5 vers le périmètre d'étude du massif pyrénéen. Enfin le chapitre 6 présente les conclusions de ces travaux et les perspectives associées.

Chapitre 2 - Etat de l'Art des outils de modélisation climatique à l'échelle régionale.

Sommaire

2.1 Modélisation régionale du climat29
2.1.1 L'objectif de la modélisation régionale du climat	29
2.2 L'ouest de l'Europe, la mer Méditerranée et le massif Pyrénéen dans le contexte de la modélisation régionale30
2.3 Le modèle régional de climat RegCM37
2.3.1 Cœurs dynamiques	37
2.3.2 Modèle de surface et échanges océan-atmosphère	38
2.3.3 Schéma des aérosols	38
2.3.5 Précipitation à large échelle	43
2.3.6 Convection et précipitations convectives	44
2.3.4 Transfert radiatif	48
2.4 Les effets radiatifs des aérosols dans le modèle régional RegCM51

2.1 Modélisation régionale du climat

2.1.1 L’objectif de la modélisation régionale du climat

Les premières simulations du climat au niveau régional se sont déroulées dans les années 1980 comme une réduction d’échelle des champs des GCM (Modèles de Circulation Globale) et des ensembles des petites simulations spatiales suivant la méthodologie des modèles de prévision du climat. Les bases pour le développement des RCM (Modèles Régional de Climat) ont été posées quand les ré-analyses des observations ou des données de GCM ont été utilisées comme conditions aux limites pour forcer les modèles à respecter les phénomènes climatiques à grande échelle. Les GCM décrivent les phénomènes climatiques au niveau global, mais ils ne sont pas capables de reproduire les processus régionaux associés à chaque partie du monde. La topographie complexe, l’usage des sols, les lignes côtières, la circulation méso échelle et les effets radiatifs des aérosols sont quelques caractéristiques et phénomènes qui peuvent être résolus avec détail dans les RCM, du fait d’une plus haute résolution, qui permet de mieux représenter la variabilité spatiale et temporelle de ces processus (Giorgi, 2019; Giorgi & Gao, 2018; Giorgi & Gutowski, 2015). Actuellement, il existe différents RCM, parmi lesquels les modèles RegCM (Giorgi *et al.*, 2012), WRF (Powers *et al.*, 2017), COSMO CLM (Rockel *et al.*, 2008), REMO (Jacob & Podzun, 1997) ou ALADIN/AROME (Termonia *et al.*, 2018).

Les RCM ont été développés pour mieux comprendre les phénomènes climatiques régionaux et locaux, ainsi que leur variabilité et changement. Aussi, les données de sortie des RCMs ont permis d’évaluer l’impact du changement climatique dans différents contextes régionaux et différents secteurs comme : l’agriculture, l’hydrologie, les événements météorologiques extrêmes, des études de santé ou de qualité de l’air ainsi que les réponses naturelles d’écosystèmes (Filippo Giorgi, 2019). Les RCMs sont des sources importantes d’informations climatiques à l’échelle régionale et complètent les observations, l’explication de phénomènes permettant des études de vulnérabilité par secteurs (IPCC, 2021). Néanmoins, il reste encore des incertitudes associées à l’interprétation des signaux climatiques des données de sortie des RCMs. Représenter et résoudre la complexité des processus du système climatique à l’échelle régionale reste un défi scientifique

2.2 L’ouest de l’Europe, la mer Méditerranée et le massif Pyrénéen dans le contexte de la modélisation régionale

L’Europe et le bassin Méditerranéen sont des régions d’intérêt et étudiées, notamment par une approche de modélisation régionale au travers des initiatives EUR-OCORDEX (Jacob *et al.*, 2014) et MED-CORDEX (Ruti *et al.*, 2016). Ses initiatives visent à créer des bases de données météorologiques à partir de la modélisation régionale à haute résolution (12.5 km) et à produire des données de base pour les études d’évaluation d’impact et d’adaptation (VIA) de l’environnement. Elles sont aussi des zones géographiques d’intérêt pour notre sujet d’étude qu’est le massif pyrénéen, comme elles le jouxtent.

Le bassin Méditerranéen est caractérisé par ses côtes et configuration topographique, comme les chaînes montagneuses des Alpes, des Apennins, des Pyrénées et des Balkans, mais aussi ses péninsules et îles. D’un point de vue météorologique et climatique, la morphologie complexe du terrain conduit à une variabilité spatiale et temporelle fine, ainsi qu’à une formation de phénomènes météorologiques intenses comme les vents Mistral et Bora, et des zones de cyclogenèses induites par la topographie. La mer Méditerranée est un bassin semi-fermé dans lequel il existe un grand éventail de processus océaniques et d’interactions avec l’atmosphère. La variation interannuelle de ses processus régionaux a été en partie associée à la variabilité interannuelle des forçages atmosphériques (L’Hévéder *et al.*, 2013). Un des forçages importants pour le climat de la mer Méditerranée est celui induit par les aérosols de sources anthropiques et naturelles (Lelieveld *et al.*, 2002). Les épisodes des poussières désertiques du Sahara peuvent transporter des grandes quantités de particules sur les régions de la Méditerranée et de l’Europe centrale (Moulin *et al.*, 1998 ; Querol *et al.*, 2009), modifiant non seulement le bilan radiatif au travers de leurs propriétés microphysiques et optiques (Bergamo *et al.*, 2008), mais aussi les cycles biogéochimiques du bassin. (Guieu *et al.*, 2010). De plus, les émissions de pollution atmosphérique par les industries et les grandes zones urbaines autour de la Méditerranée et l’Europe centrale peuvent affecter la qualité de l’air régional, l’énergie de surface et les bilans hydriques (Lelieveld *et al.*, 2002). La combustion de biomasse et les feux de forêt constituent une autre source importante d’aérosols carbonés en été. Dans les dernières décennies, le transport et la circulation des

aérosols sur l’Europe et la mer Méditerranée ont été étudiés (Gkikas *et al.*, 2013; Israelevich *et al.*, 2012; Nabat *et al.*, 2020) ainsi que ses effets radiatif (Nabat *et al.*, 2014; Mallet *et al.*, 2015; Nabat *et al.*, 2015; Da Silva *et al.*, 2018; Tang *et al.*, 2018; Drugé *et al.*, 2019). Dong & Sutton, (2021) a étudié la circulation atmosphérique sur l’Atlantique du nord et l’Europe avec un GCM et a relié l’évolution du climat à l’échelle synoptique avec les interactions aérosol-rayonnement et aérosol-nuage. Utilisant le modèle RegCM, Gkikas *et al.* (2013) ont étudié la fréquence et l’intensité des évènements d’émission de poussières désertiques à partir des données satellitales sur la période 2000-2007 trouvant une fréquence et une intensité élevée en été sur le bassin méditerranéen et l’Europe de l’ouest (Israelevish *et al.*, 2012), due en partie à l’oscillation Nord de l’Atlantique (NAO). Récemment, Nabat *et al.*, (2020) ont également évalué le transport d’aérosols en fonction de la variation de la circulation synoptique NAO sur le bassin méditerranéen et l’Europe avec un RCM, montrant l’importance d’utiliser des aérosols non prescrits et évolutifs (Nabat *et al.*, 2015) pour mieux représenter la saisonnalité de la charge atmosphérique d’aérosols, l’AOD et leurs impacts sur le climat régional. Zanis *et al.*, (2012) ont étudié l’effet direct des aérosols anthropiques dans les courtes longueurs d’onde (SW- Shortwave) sur la température de surface de l’Europe avec le modèle RegCM version 3 sur la période 1996-2007, estimant un changement dans la moyenne annuelle de -0.2 à 1 °C et un forçage radiatif de l’effet direct des aérosols au sommet de l’atmosphère de -23 $W m^{-2}$. Mallet *et al.*, (2015) dans la campagne ChArMEx/ADRIMED ont permis d’estimer les principales sources de poussières désertiques sur le bassin Méditerranée (Maroc, Algérie et Tunisie) et un forçage direct des aérosols (DRF) instantané dans le SW de -90 $W m^{-2}$ au sommet de l’atmosphère (maximum calculé à midi) et de -15 ± 5 $W m^{-2}$ pour la surface à midi. Les simulations pour la période de la campagne ChArMEx/ADRIMED ont suggéré un DRF négatif sur l’Europe et sur le bassin Méditerranéen et positif sur l’Afrique du nord. Nabat *et al.*, (2014) ont réalisé une expérience de simulation avec un RCM sur le bassin Méditerranéen pour étudier l’effet direct (DE) et semi-direct (SDE) des aérosols pour la période 2003-2009, estimant l’effet direct de SW -20.9 $W m^{-2}$ sur la mer Méditerranée, -14.7 $W m^{-2}$ sur l’Europe et -19.7 $W m^{-2}$ sur l’Afrique du nord. Ses estimations sont contrebalancées par une estimation positive du SDE sur la mer Méditerranée ($+5.7$ $W m^2$ en moyenne) et l’Europe ($+5.0$ $W m^{-2}$) due au

changement de la couverture nuageuse et de la circulation atmosphérique. [Nabat et al., \(2014\)](#) suggèrent que l’effet radiatif total des aérosols (DE et SDE) est négatif pour la surface et cause une baisse de la température des surfaces continentales (-0.4°C sur l’Europe et -0.5°C sur le nord de l’Afrique) et des surfaces maritimes (-0.5°C sur la mer Méditerranée). De plus, une perte de chaleur latente (-11 W m^{-2}) en présence d’aérosols résultant d’une baisse de l’humidité spécifique dans la basse troposphère et d’une réduction de la couverture nuageuse et des précipitations a été simulée. [García-Ruiz et al., \(2011\)](#) indiquent que l’augmentation de la température et la diminution des précipitations sur le bassin méditerranéen pourraient accroître le stress sur les forêts naturelles et les arbustes, et entraîneraient une augmentation de la consommation d’eau, de l’évapotranspiration et probablement de l’interception, ce qui affecterait le bilan hydrique de surface. En conséquence, la teneur en eau du sol diminuerait, les conditions de saturation seraient de plus en plus rares et limitées sur les périodes d’hiver et de printemps : l’accumulation et la fonte de la neige seraient donc modifiées, en particulier dans les zones de moyenne montagne.

Le massif pyrénéen est une chaîne montagneuse qui sépare la péninsule Ibérique du reste de l’Europe continentale et sert de frontière naturelle entre l’Espagne et la France (**Figure 1**). Les Pyrénées s’étendent sur près de 430km en longueur d’est en ouest, entre l’Océan Atlantique à l’ouest et la mer Méditerranée à l’Est. Le point culminant des Pyrénées se trouve en Espagne du Nord (pic Aneto - 3404 mètres d’altitude) dans les Pyrénées centrales. Le massif Pyrénéen est impacté aussi par les mêmes sources d’aérosols (anthropiques, feux de biomasse, poussières désertiques et sels marins) que le bassin Méditerranéen et est soumis aux mêmes conditions climatiques de grande échelle, mais leurs rétroactions climatiques sont faiblement étudiées. Les masses d’air froid et humide depuis l’Atlantique au nord du massif associées aux masses d’air chaud depuis l’Afrique au sud du massif, provoquent un contraste très marqué en humidité ainsi qu’en précipitations, avec des ruissellements d’eau de surface et des réserves en eau rendant bien distinct le climat entre la partie française et la partie espagnole des Pyrénées ([Poulsen & Ogé, 2020](#)). Les Pyrénées ont été catalogués comme un site écologique remarquable pour ses caractéristiques topographiques, géologiques, climatiques et l’existence de nombreuses plantes et animaux endémiques. Dans le contexte actuel de changement climatique, il semble important de

comprendre comment les zones de montagne s’adapteront, notamment dans les secteurs de la biodiversité, des écosystèmes, des risques naturels et des ressources en eau (Beniston *et al.*, 1997). La localisation des Pyrénées dans le sud-ouest de l’Europe et ses conditions climatiques atlantiques et méditerranéennes, ainsi que la grande complexité de son relief, ont conduit à un haut degré de biodiversité qui pourrait être fortement affecté par les changements climatiques (López-Moreno *et al.*, 2008). A notre connaissance, il n’existe pas dans la littérature, d’études sur les effets radiatifs des aérosols sur le climat des Pyrénées. Cependant, des estimations de la température de l’air, des précipitations (Büntgen *et al.*, 2008; Esteban *et al.*, 2009) et du cumul de neige (López-Moreno *et al.*, 2020; Revuelto *et al.*, 2017) ont été effectués. Récemment, Amblar-Francés *et al.*, (2020) ont réalisé des projections (scenarii RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5) sur la température et les précipitations à partir de 25 GCMs sur le massif Pyrénéen en utilisant la modélisation statistique régionale. Ses projections indiquent une baisse de la précipitation totale et une augmentation de la variabilité interannuelle et des évènements de précipitation extrêmes. De plus, le réchauffement et le dessèchement des Pyrénées ont tendance à se poursuivre. En ce qui concerne la modélisation régionale du climat sur le massif pyrénéen, López-Moreno *et al.*, (2008) ont utilisé six RCMs (HIRHAM-Danois, HIRHAM-Norvège, HADRM3, RCAO, PROMES et RegCM) à une résolution horizontale de ~ 50 km pour estimer les tendances des températures et précipitations sur le massif Pyrénéen pour la période 1960 – 1990 avec les scenarii A2 et B2 de l’IPCC (2000), estimant un changement de température de +2,8 à + 4 K et une réduction des précipitations de 10 à 14,8 % pour chaque scenarii respectivement.



Figure 1. Localisation des Pyrénées dans le contexte climatique régional : L'Europe tempérée et humide et L'Afrique chaude et sèche.

Dans ce contexte prévisionnel, il apparaît donc important d’étudier par un exercice de modélisation sur une décennie, les rétroactions climatiques des aérosols sur les précipitations à l’échelle du massif pyrénéen. Le modèle régional du climat RegCM version 4 sera utilisé dans ces travaux de thèse. Ce modèle a déjà été utilisé pour étudier le climat sur des zones de montagnes comme les Alpes (Giorgi *et al.*, 2016) et les Carpates (Piecicka *et al.*, 2017). Dans le **Tableau 1**, une synthèse non exhaustive des principales applications du modèle RegCM exploitant ses capacités est réalisée. Dans notre approche et pour la région d’intérêt, ce sont les capacités du module d’aérosols on-line (émission, transport et dépôts conditionnés par la thermodynamique et dynamique atmosphériques) (Giorgi *et al.*, 2012) qui nous intéressent. Le modèle RegCM permet de quantifier l’effet direct des aérosols (interaction aérosol-rayonnement) et l’effet semi-direct (rétroaction des forçages radiatifs des aérosols sur la thermodynamique atmosphérique et les champs météorologiques). Dans la section suivante le modèle RegCM version 4 et les modules couplés utilisés dans ce travail de thèse sont décrits pour apprécier les capacités du modèle.

Chapitre 2 – Etat de l’art

Tableau 1. Résumé des études climatiques du model RegCM dans différentes régions du monde dans les dernières décennies

Région	Auteur	Thématique
Méditerranée	(Philippe Drobinski et al., 2018)	Evènements extrêmes de précipitation et de température.
	(Tsikerdekis et al., 2017)	Transport de poussières désertiques et effets radiatifs
	(Mallet et al., 2015)	Chimie des aérosols atmosphériques et effets radiatifs
	(P. Nabat et al., 2013)	Comparaison inter modèles des effets direct et semi-direct des aérosols
	(P. Nabat et al., 2013)	Climatologie des aérosols
	(Gao & Giorgi, 2008)	Aridité
Amérique du nord	(Mallet et al., 2017)	Fumée de feux de biomasse sur la formation des nuages
Amérique central	(Martínez-Castro <i>et al.</i> , 2018)	Schémas de convection
Caribbean	(Martínez-Castro <i>et al.</i> , 2016)	Convection
Chine	(Shi <i>et al.</i> , 2017)	Performance du modèle -Résolution.
	(Li <i>et al.</i> , 2016)	Impact des aérosols sur la mousson d’été
	(Gao et al., 2012)	Précipitation de la mousson
Afrique	(Fabien Solmon et al., 2008)	Impact des poussières désertiques sur le climat.
	(Tummon <i>et al.</i> , 2010)	Effet direct et semi direct des aérosols
	(Raji <i>et al.</i> , 2017)	Effets radiatifs des poussières désertiques
	(Otieno & Anyah, 2012)	Les changements d’utilisation des terres
	(Mbienda et al., 2017)	Impact des aérosols anthropiques sur la variabilité climatique
	(Salah et al., 2017)	Effets direct et indirect des aérosols sur les précipitations
Asia	(Filippo Giorgi & Bi, 2002)	Forçage radiatif de l’effet direct des aérosols anthropiques.
	(Li et al., 2016)	Impact des aérosols dans le climat régional
	(Ngo-Duc et al., 2017)	Précipitations et températures extrêmes
	(Pathak <i>et al.</i> , 2019)	Paramétrisation des aérosols et schémas de convection
	(Ozturk <i>et al.</i> , 2012)	Climatologie de la température et la précipitation
	(Bao, 2013)	Simulation de la mousson d’été
Europe	(Zanis <i>et al.</i> , 2012)	Rétroactions climatiques des aérosols
	(Kalmar <i>et al.</i> , 2016)	Performance du modèle – Cœur physique
	(Chiacchio <i>et al.</i> , 2011)	Evaluation du contenu radiatif atmosphérique
	(Branković <i>et al.</i> , 2012)	Changement climatique
	(Juda-Rezler et al., 2012)	Effets du changement climatique sur la qualité de l’air
Inde	(Maurya <i>et al.</i> , 2020)	Performance du modèle – Cœur physique
	(Das, Dey, & Dash, 2015)	Impact des aérosols sur la mousson d’été
Morocco	(Tramblay et al., 2012)	Précipitation extrême
Brazil	(Ferraz, 2016)	Climatologie de la température de l’air

2.3 Le modèle régional de climat RegCM

La version 4.7 de la quatrième génération du modèle RegCM (Regional Climate Model). [Giorgi et al., \(2012\)](#) du Centre International de Physique Théorique a été utilisée pour ce travail. Le modèle est basé sur la version hydrostatique du modèle MM4 (Mesoscale Model v4) ([Anthes et al., 1987](#)) avec une option non hydrostatique basée sur le modèle MM5 ([Grell et al., 1994](#)) qui fonctionne avec un système de coordonnées sigma-p et une grille de type Arakawa-B. La résolution horizontale peut aller de 3 et à 100 km. Les simulations peuvent couvrir des périodes allant jusqu’à des centaines d’années, sur des domaines couvrant toutes les régions terrestres du monde (à l’exception des régions polaires). Pour configurer la physique du modèle, RegCM a différentes options de configuration physique et peut être couplé avec des modules océaniques, de chimie et d’aérosols.

Ci-dessous les schémas utilisés pour régir la physique du modèle et le couplage atmosphère-aérosols pour ce travail de thèse sont décrits.

2.3.1 Cœurs dynamiques

Le modèle RegCM a l’option de sélectionner deux types de cœurs dynamiques qui vont gérer la physique générale du modèle. D’abord le cœur hydrostatique sur lequel le modèle a été créé puis le cœur non-hydrostatique. La discrétisation numérique des équations dynamiques des cœurs du modèle RegCM sont décrites en détail dans [Grell et al., \(1994\)](#). Les deux cœurs résolvent les mêmes équations primitives (les composantes U et V du vent, la température et la pression) mais le cœur non-hydrostatique résout aussi le transport vertical et les perturbations de pression associées. Le cœur non-hydrostatique permet aussi de mieux représenter le climat à des résolutions très fines (3-15km) tandis que le cœur hydrostatique a des limites dans une atmosphère instable et des régions topographiques marquées ([Kalmar et al., 2020](#)).

2.3.2 Modèle de surface et échanges océan-atmosphère

Le CLM45 (Community Land Model version 4.5) (Oleson *et al.*, 2013) a été utilisé comme LSM (Land Surface Model) et est basé sur une représentation de la turbulence de Monin-Obukhov (Zeng *et al.*, 1998 ; Zeng & Beljaars, 2005 ; Pal *et al.*, 2007). Par rapport aux autres options de RegCM, le modèle CLM45 intègre une représentation améliorée des processus de surface terrestre et les capacités du modèle sont élargies. Par exemple, les calculs de forçages radiatifs à la surface et au sein de l’atmosphère sont plus détaillés. Ce module utilise une série de paramétrisations basées sur la bio-géophysique pour décrire les échanges terre-atmosphère d’énergie, de quantité de mouvement, d’eau et de carbone. Le module divise chaque cellule de grille en trois catégories : hiérarchisation par type de sol, puis, sous-hiérarchisation par type de végétation qui sera finalement associé à un type de plante fonctionnel. CLM45 utilise quatre types différents de sol (glacier, marécage, lac et végétation) où la fraction de végétation peut être divisée en 17 types de plantes fonctionnelles. Selon la composition de chaque cellule de grille, le modèle attribue des propriétés différentes pour les échanges surface-atmosphère. Le module CLM45 est capable de gérer les émissions des poussières minérales, les émissions de méthane, les composés organiques volatiles biogéniques, les feux de biomasse et le cycle de l’azote. Dans ce travail de thèse uniquement le module d’émission de poussières minérales est activé pour garder le coût numérique le plus bas possible.

2.3.3 Schéma des aérosols

Le modèle RegCM permet de prendre en compte les aérosols naturels et anthropiques (Zakey *et al.*, 2006 ; Solmon *et al.*, 2006a ; Zakey *et al.*, 2008). Cinq types d’aérosol ont été activés dans la configuration de modèle RegCM ; le Black Carbon et l’Organic Carbon dans ses formes hydrophiles et hydrophobes (BChl, BChb, OChl, OChb), les aérosols sulfates (SO_4^{-2}), les sels marins (SSLT) et les poussières minérales (DUST). Les SSLT et DUST sont émis en ligne par le modèle. Lorsque les aérosols sont activés, 12 équations pronostiques supplémentaires sont résolues, y compris le transport par les vents, le vieillissement, le transport par convection et par diffusion turbulente horizontale et verticale, et les processus d’élimination par dépôt humide et sec. Les changements des apports ou de

perdue dus aux transformations physico-chimiques sont pris en compte. RegCM permet aussi d’activer les interactions aérosol-rayonnement et les rétroactions sur l’atmosphère. Le lessivage des aérosols par voie humide est fonction de la fraction de conversion d’eau nuageuse en pluie et de la fraction de l’aérosol en solution aqueuse. Le dépôt sec est traité avec des vitesses de dépôt fixes pour les aérosols anthropiques au-dessus des surfaces terrestres et océaniques (Solmon et al., 2006b) et diagnostiques pour les DUST et SSLT. Les mécanismes d’émission et de dépôt associés à chaque type d’aérosols sont décrits plus en détails ci-dessous.

Les SSLT suivent le schéma décrit par (Zakey et al., 2008) pour leurs émissions et dépôts. Les SSLT sont classées en deux fractions : (i) de 0.05-0.1 μm et (ii) de 0.1-10 μm . La taille des particules est supposée être : $radii = radii_{seche} + 80\% d'humidité$. Les SSLT sont émis par deux mécanismes, directement et indirectement ; directement par la formation de gouttelettes dans la mousse des vagues quand la vitesse du vent dépasse le seuil de 10-12 m/s ; et indirectement par la formation d’un film et l’éjection de gouttelettes d’eau par le stress du vent à la surface (**Figure 2**). La distribution de la taille des SSLT est fortement dépendante de la vitesse du vent à 10m au-dessus de la surface. Le dépôt humide des SSLT est fonction de la quantité d’eau de nuage convertie en pluie. Les particules de SSLT sont supposées être 100% solubles lors du processus de lessivage. L’activation des particules de SSLT en noyaux de condensation de nuage (CCN- Cloud Condensation Nuclei) n’est pas prise en compte quant à elle. Le dépôt sec est calculé par la densité et la taille des particules. La discrétisation des équations qui gouvernent l’émission et le dépôt des SSLT est décrite en détail par Zakey et al., (2008). Le forçage radiatif des SSLT est fonction du facteur d’asymétrie, de l’albédo de simple diffusion et du coefficient d’extinction associés à chaque bin du module et de l’humidité relative locale.

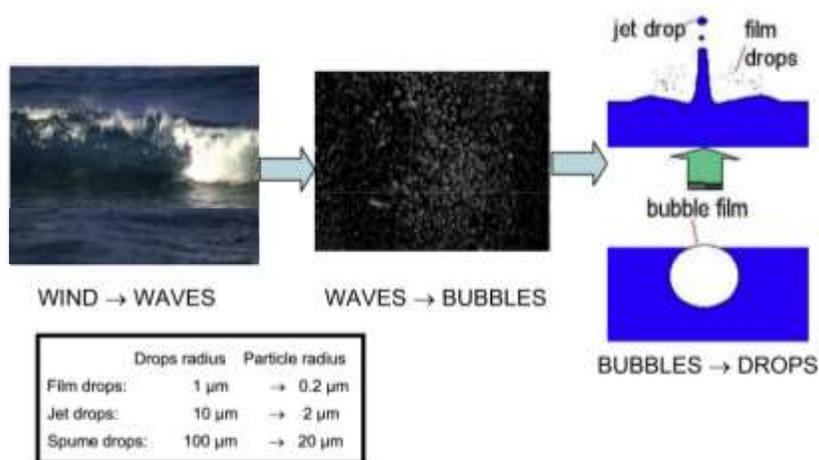


Figure 2. Schéma du mécanisme de génération de l’aérosol de sel marin et émission dans l’atmosphère par Zakey *et al.* (2008).

Les DUST sont gérées par le module de poussière minérale de CLM45 (Oleson *et al.*, 2013). Les DUST sont émises en ligne par l’action du vent sur la surface. L’érodibilité du sol et l’émission des DUST associée vont dépendre principalement de la vitesse de friction du vent, de la couverture de végétation et de l’humidité du sol (Zender *et al.*, 2003). Les poussières minérales sont émises quand la force du vent atteint une intensité suffisante pour dépasser l’inertie gravitationnelle des particules du sable ($D < 60 \mu\text{m}$), donnant lieu à la saltation. Le bombardement de particules causé par la saltation produit un éclatement des grains sur la surface qui produit l’émission des DUST. Donc, la saltation est estimée dans un premier temps en fonction de l’excès de la vitesse du vent par rapport à la vitesse seuil du vent définie pour le processus de saltation. La vitesse seuil du vent est conditionnée par la fraction non érodible de la cellule de la grille du model (type de sol, végétation et plantes), par les rétroactions de la saltation sur l’érodibilité du sol et par l’humidité du sol. Une fois que le flux vertical de saltation est estimé, la conversion en flux de masse de DUST est fonction de l’efficacité de l’éclatement des grains sur la surface, qui dépend du type de sol (plus ou moins érodible). Ce processus d’estimation de flux de DUST est calculé pour chaque bin, CLM45 utilisant un système de 4 « bins » pour classer les DUST selon leur taille : (1) 0.1-1 μm , (2) 1-2.5 μm , (3) 2.5-5 μm et (4) 5-10 μm . Le dépôt humide et le dépôt sec des DUST sont diagnostiques à chaque pas de temps (Zender *et al.*, 2003). Le dépôt humide comprend deux processus (i) le lessivage des particules de DUST en fonction de l’auto-

conversion d’eau nuageuse en gouttelettes et (ii) le lessivage sous-nuage par le taux de précipitation convective et large échelle. Pour chaque type de lessivage chaque bin a un coefficient d’élimination qui va servir à calculer le flux de dépôt humide. Le dépôt sec est aussi basé sur deux processus : (i) sédimentation gravitationnelle, qui estime la vitesse de sédimentation au travers d’une approximation avec la vitesse de sédimentation de Stokes et (ii) le dépôt turbulent qui dépend de la vitesse du vent, de la sédimentation gravitationnelle, de la taille de la particule et de la stabilité de la couche atmosphérique. La discrétisation des équations qui gouvernent l’émission et le dépôt des DUST est décrite en détail en [Oleson et al., \(2013\)](#) et [Zender et al., \(2003\)](#)

Les flux d’émission des aérosol carbonés sont divisés en deux espèces : Black Carbon (BC) et Organic Carbon (OC), et ils sont interpolés sur la grille du modèle depuis des cadastres d’émissions anthropiques et des feux de biomasse. La formation de OC secondaire à partir des composés organiques volatiles n’est pas résolue par le modèle. Le OC secondaire est estimé en multipliant le OC primaire par un facteur 1.25 au sein du panache d’émission et s’additionne au OC primaire pour former la grandeur de OC total. Le modèle suppose que le BC et le OC sont en mélange externe et qu’ils sont traités dans leur état hydrophobe et hydrophile (*BChb*, *BChl*, *OChb* et *OChl*). La conversion des aérosols carbonés en noyaux de condensation de nuage est en développement ([Li et al., 2016](#); [Salah et al., 2017](#)), et n’est pas pris en compte dans ce travail de thèse. Le BC et le OC sont émis à la surface dans leur forme hydrophobe et ils sont convertis à l’état hydrophile après 1.15 jours de résidence dans l’atmosphère (vieillessement) ([Solmon et al., 2006](#)). Le dépôt humide par la pluie convective et large échelle dépend du taux d’auto-conversion d’eau nuageuse en pluie, de la fraction nuageuse et de la fraction de dissolution du traceur. La fraction de dissolution est de 0.95 et de 0.05 pour les états hydrophiles et hydrophobes respectivement. Le dépôt sec est traité de manière simple, en supposant des vitesses de sédimentation fixes : 0.025 cm s^{-1} sur les surfaces continentales et 0.2 cm s^{-1} sur l’océan pour les particules hydrophiles et une vitesse de sédimentation constante de 0.025 cm s^{-1} pour les particules hydrophobes. Le calcul de l’AOD prend en compte l’état hydrophile des particules carbonées ([Solmon et al., 2006](#)).

L’aérosol sulfaté (SO_4^{-2}) est formé à partir de l’oxydation du dioxyde de soufre (SO_2). La conversion de SO_2 en SO_4^{-2} se produit par voie aqueuse et gazeuse. En phase aqueuse le SO_2 est dissous et ionisé en HSO_3^- et SO_3^{-2} , ensuite oxydés par O_3 et H_2O_2 . En phase gazeuse la formation de SO_4^{-2} est initialisée par l’oxydation de SO_2 par le radical OH (Qian & Giorgi, 1999). Le premier effet indirect du SO_4^{-2} est pris en compte dans le modèle. Ainsi, en fonction du rapport de mélange, le SO_4^{-2} peut rejoindre la population de noyaux de condensation de nuage (CCN-Cloud Condensation Nuclei), ainsi la distribution et la taille des gouttelettes de nuage sont impactées (Qian & Giorgi, 1999). Le SO_4^{-2} est déposé par voie humide et sèche avec les mêmes mécanismes que pour les particules carbonées. Le modèle suppose que le SO_4^{-2} est complètement soluble (fraction de dissolution = 1.0) alors que la fraction de dissolution du SO_2 est dépendante de la quantité d’eau nuageuse. Les vitesses de dépôt sec prescrites sont : 0.8 cm s^{-1} sur l’océan et 0.3 cm s^{-1} sur les surfaces continentales pour le SO_2 et 0.2 cm s^{-1} pour le SO_4^{-2} sur tout le domaine. L’hygroscopicité du SO_4^{-2} est prise en compte pour l’estimation de l’AOD (Kiehl et al., 1996).

2.3.5 Précipitation à large échelle

Pour traiter la précipitation à grande-échelle, le schéma SUBEX (*Subgrid Explicit Moisture scheme*) (Pal *et al.*, 2000) a été utilisé. Le schéma SUBEX divise chaque cellule de la grille du modèle en deux fractions : (i) une fraction d’humidité saturée et (ii) une fraction d’humidité non saturée. Dans cette approche, chaque cellule de grille du modèle est divisée en une portion libre de nuage et une portion avec des nuages. Donc, quand la fraction saturée est petite la fraction de nuages l’est aussi. SUBEX relie donc la moyenne de l’humidité relative sous grille à la fraction de nuages ainsi qu’à la population de CCN et au contenu d’eau liquide selon le travail de Sundqvist *et al.*, (1989). En l’absence du premier effet indirect du SO_4^{2-} le rayon effectif du CCN est égal à $10\mu m$, typique dans la nature (Qian & Giorgi, 1999). La fraction nuageuse est donc, estimée en fonction de l’humidité relative. La fraction nuageuse est égale à zéro en-dessous du seuil d’humidité relative minimal (80% pour le sol et 90% pour l’océan) et la formation de nuages commence quand ce seuil minimal est atteint. La fraction nuageuse est égale à 1 quand la cellule atteint le seuil d’humidité relative maximal (101%). La **Figure 3** montre les seuils d’auto-conversion d’eau liquide dans le nuage en précipitation en fonction de la température. La précipitation est donc estimée selon la quantité d’eau liquide dans le nuage, la fraction nuageuse et le seuil d’auto-conversion. SUBEX inclut également des formulations simplifiées pour l’accumulation des gouttes de pluie et l’évaporation. La discrétisation des équations utilisées par le schéma SUBEX sont décrits en détail par Pal *et al.*, (2000)

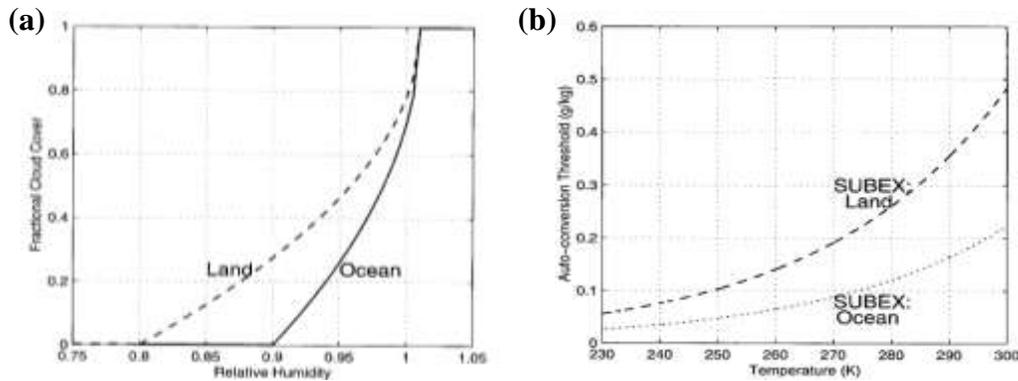


Figure 3. Graphiques de (a) la formation des nuages (Fractional cloud cover) en rapport avec l'humidité relative (Relative Humidity) et (b) Le Seuil d'auto-conversion (Auto-conversion Threshold) (g/Kg) d'eau liquide nuageuse en pluie pour les surfaces continentales (Land) et océaniques. Figure extraite de Sundqvist et al., (1989).

2.3.6 Convection et précipitations convectives

Le modèle RegCM a plusieurs paramétrisations pour gérer la convection atmosphérique. A partir de la version 4 du modèle, la convection mixte peut être paramétrée en sélectionnant un schéma convectif pour le sol et un autre pour l'océan (Giorgi et al., 2012). Parmi les différents schémas proposés par le modèle pour gérer la convection, quatre ont pu être utilisés : celui de Grell (1994), celui de Emanuel et al. (1998), celui de Tiedtke (1993) et celui de Kain (2004).

Dans le schéma de Grell, la convection est décrite comme deux circulations en régime permanent qui sont causées par un courant ascendant et un courant descendant (**Figure 4**). Image conceptuelle de la paramétrisation du schéma de convection de Grell. Image extraite de Grell et al. (1994). Il n'y a pas de mélange direct entre l'air avec des nuages et l'air ambiant, sauf en partie inférieure et partie supérieure des boucles de circulation. Le modèle de nuage suppose que le flux de masse dans le courant ascendant et descendant est constant avec l'altitude. Les niveaux d'origine des courants ascendant et descendant sont donnés par l'énergie statique de l'humidité ambiante maximale et minimale. L'énergie statique d'humidité ambiante est une variable thermodynamique de la parcelle d'air qui décrit l'enthalpie d'air sec, l'énergie potentielle due à la chaleur contenue dans la parcelle d'air et

l’énergie potentielle gravitationnelle. Le schéma est activé lorsqu’une parcelle est soulevée et atteint la convection humide (mouvement de masses d’air humide). La condensation est calculée lorsqu’une parcelle saturée est soulevée par le courant ascendant. Les précipitations se produisent lorsque l’humidité de la parcelle atteint la limite de seuil. Pour compléter le schéma, deux hypothèses de fermeture peuvent être adoptées : (i) [Fritch & Chappel \(1980\)](#) et (ii) [Arakawa & Schubert \(1973\)](#). Dans la première fermeture, les nuages sont supposés perdre l’énergie de flottabilité de la parcelle d’air après environ 30 min. Dans le second, les nuages sont supposés perdre l’énergie de flottabilité de la parcelle d’air à chaque pas de temps. L’eau liquide nuageuse est négligée et toute l’eau contenue dans la colonne convective est convertie en pluie.

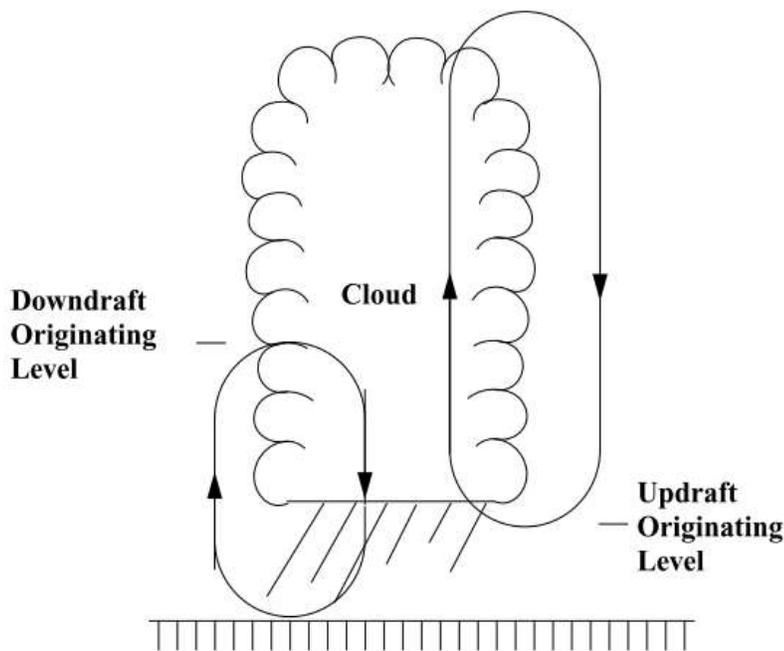


Figure 4. Image conceptuelle de la paramétrisation du schéma de convection de Grell. Image extraite de [Grell et al. \(1994\)](#)

Le schéma de Emanuel et al., (1998) ou MIT suppose que le mélange dans les nuages est hautement épisodique et inhomogène. La convection survient quand une parcelle d’air monte à une altitude supérieure à la limite atmosphérique ICB (Initial Cloud Base, **Figure 5**). L’altitude limite à laquelle le nuage convectif peut monter est donnée par le LNB (Level of Neutral Bouyancy/niveau d’équilibre convectif). La représentation des flux convectifs est basée sur un modèle idéalisé sur la division du nuage en sous-parcelles d’air dans les courants ascendants et descendants. Chaque subdivision du nuage convectif est associée à une température, un rapport de mélange de vapeur d’eau et à une pression. Quand une subdivision d’air est soulevée à un niveau entre ICB et LNB, une fraction de l’eau de nuage est convertie en pluie. Puis, la fraction nuageuse restante est mélangée à son environnement jusqu’à arriver à un équilibre avec les autres subdivisions de flottabilité neutre. Pour atteindre cet équilibre, la subdivision d’air peut se déplacer : si elle descend il n’y a pas de formation de pluie, mais si elle monte, une autre fraction d’eau liquide nuageuse est convertie en pluie. La précipitation à la surface est calculée à partir du déficit de précipitation provoqué par le soulèvement de subdivisions d’air dans le nuage convectif et des pertes par évaporation dans le courant descendant qui contient la précipitation.

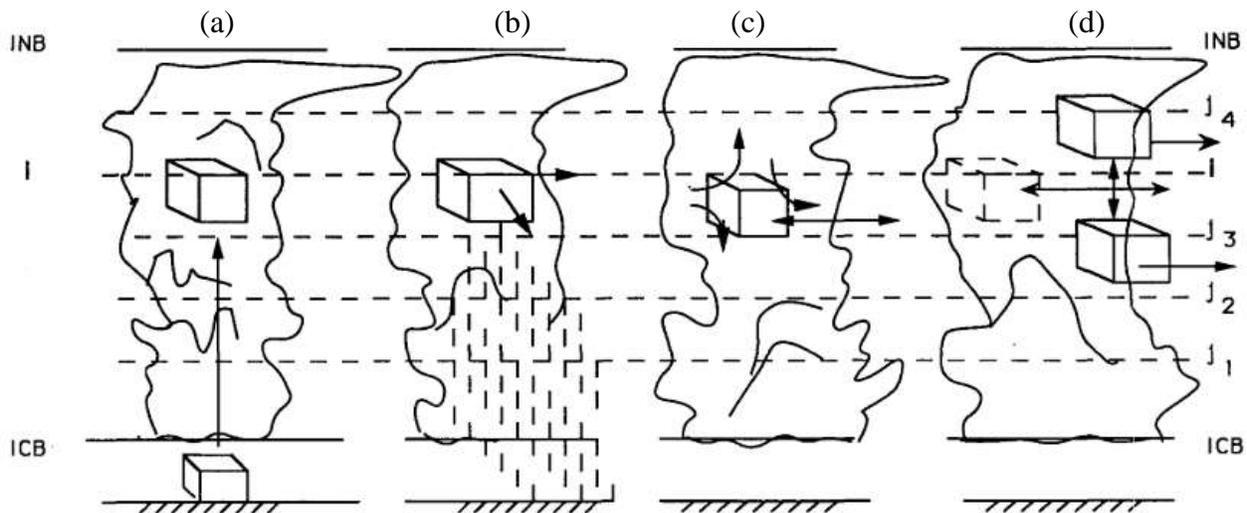


Figure 5. Conceptualisation du schéma convectif de Emanuel et al., (1998). (a) ascension réversible entre la base du nuage (ICB) et le haut du nuage (LNB dans le texte / INB sur le schéma). (b) formation de précipitation et mouvement vers un courant descendant non saturé. (c) Mélange de l’air nuageux avec l’environnement. (d) Mélange ascendant ou descendant de la parcelle d’air au niveaux d’équi-potentiel d’eau liquide et température.

Le schéma [Tiedtke et al. \(1993\)](#) considère une population de nuages avec des courants ascendants et descendants, et une moyenne de ses propriétés (i.e. la base et la limite du nuage et les taux d’entraînement et déentraînement). Quand l’ensemble des nuages est soulevé par un courant ascendant, la masse, la chaleur, l’humidité, la condensation et le contenu d’eau liquide sont calculés en fonction des taux d’entraînement et de déentraînement. L’air du courant ascendant est considéré comme saturé. La congélation et la fonte sont négligées et la conversion de gouttelettes de nuage en pluie est proportionnelle à la quantité d’eau liquide et à l’altitude dans le nuage (moins de pluie vers la base du nuage et plus de pluie avec la hauteur dans le nuage). L’évaporation des gouttelettes de pluie est prise en compte dans le déentraînement de l’eau liquide nuageuse en précipitation. Les courants descendants sont associés avec la précipitation convective et proportionnels aux flux descendants (i.e. flux de masse d’air). Le schéma prend en compte trois types de convection : (i) convection pénétrante, (ii) convection à mi-altitude et (iii) convection peu profonde. Les taux de déentraînement et d’entraînement sont différents pour chaque cas de convection tant dans les courants ascendants que dans les courants descendants

Le schéma de Kain-Fritsch ([Kain, 2004](#)) est une paramétrisation des flux de masse caractérisée par trois parties distinctes : (i) une fonction pour déclencher la convection ; (ii) la formulation du flux massique à l’aide d’un modèle de panache entraînement-déentraînement et (iii) les hypothèses de fermeture. Tout d’abord, le modèle teste chaque cellule de grille du modèle pour détecter une parcelle d’air mélangé sur la colonne atmosphérique jusqu’à une hauteur de 60hpa, puis ses propriétés thermodynamiques sont calculées depuis le niveau de base de la parcelle et le long de son trajet vertical. La parcelle est testée comme candidat pour la convection profonde en fonction de sa température par rapport à celle de l’environnement. Dans un second temps, le modèle considère les flux de masses d’air dans un panache de courants ascendants et descendants. Ses masses d’air sont soumises à un entraînement et un déentraînement. La précipitation due au déentraînement des flux de masses d’air dans les courants ascendants est calculée à partir des taux d’auto-conversion (Kessler-Type) de l’eau liquide nuageuse en précipitation. Enfin, la convection est arrêtée quand le panache de convection (courants ascendants et descendants) perd son énergie potentielle de convection (estimée

dans le modèle). Une portion d’énergie potentielle de convection est enlevée du panache convectif après un temps déterminé (entre 1h et 0.5h).

2.3.4 Transfert radiatif

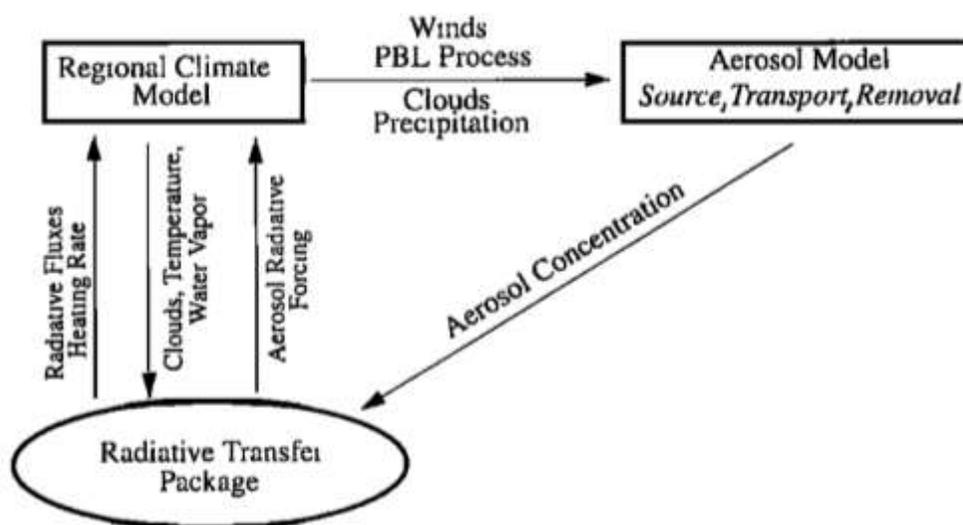


Figure 6. Schéma de la représentation du couplage interactif entre le modèle RegCM, le schéma d’aérosols et le schéma de transfert radiatif par [Qian et al. \(1999\)](#) pour le SO_4^{2-} , adapté par [Solmon et al. \(2006\)](#) pour tous les aérosols.

Le schéma RRTM (Rapid Radiative Transfert Model) a été sélectionné pour estimer le transfert radiatif dans l’atmosphère dans les longueurs d’onde longues et courtes (LW et SW) ([Mlawer et al., 1997](#) ; [Iacono et al., 2001](#)). Il est couplé avec RegCM et est interactif avec le modèle selon la **Figure 6**.

Le modèle RRTM est basé sur la méthode de corrélation k , qui a montré son efficacité terme de précision et de temps de calcul. De plus cette méthode est directement adaptable à des calculs de diffusion multiple ([Mlawer et al., 1997](#)), comme peut l’être le calcul de transfert radiatif de l’atmosphère en présence d’espèces chimiques. RRTM divise LW (10-3250 cm^{-1}) et SW (2600-50000 cm^{-1}) en 16 et 14 bandes respectivement qui ont été définies en fonction de l’homogénéité des espèces chimiques et des propriétés de transfert

radiatif de chaque bande. Le modèle calcul les taux de réchauffement et de refroidissement dans chaque bande SW et LW. La méthode de corrélation k consiste à créer une distribution k des coefficients d’absorption pour chaque division des bandes, estimer la radiance en chaque division et finalement les sommer pour obtenir la radiance de chaque bande. Les distributions k sont obtenues à partir de données des coefficients d’absorption pré établis. Ces coefficients d’absorption ont été obtenus avec le modèle LBLRTM (Line By Line Radiative Transfer Model) et ont été validées avec des observations (Clough & Iacono, 1995). Les molécules de $H_2O_{(g)}$, CO_2 , O_3 , N_2O , CH_4 , O_2 , N_2 et certains halocarbures ($CFC - 11$, $CFC - 12$, $CFC - 22$, and $CCL4$) ainsi que la diffusion de Rayleigh sont pris en compte pour calculer les coefficients d’absorption dans l’atmosphère par le modèle RRTM. Les propriétés optiques des nuages sont calculées à partir de leur épaisseur optique, de leur albédo de simple diffusion et du paramètre d’asymétrie en fonction du rayon équivalent des gouttelettes dans le nuage et de la quantité d’eau liquide selon Hu & Stamnes (1993). L’absorption ou la diffusion du rayonnement par l’aérosol dans les domaines LW et SW sont calculées à partir de leur épaisseur optique (AOD-Aerosol Optical Depth) au milieu de chaque bande spectrale et le charge d’aérosol sur la colonne atmosphérique. L’AOD est calculée à partir du rapport de mélange de l’aérosol et de son coefficient d’extinction. Le coefficient d’extinction de l’aérosol dépend de l’indice de réfraction et de la taille de la particule (Solmon *et al.*, 2006b). Les propriétés optiques de chaque aérosol pour SW sont listées dans le **Tableau 2**. Les paramètres optiques pour le calcul du forçage radiatif en SW sont fixées pour les DUST, et l’émissivité et l’absorptivité des DUST en LW sont calculées en utilisant les concentrations pronostiques de chaque bin (Solmon *et al.*, 2008). Les propriétés optiques changent en fonction de la humidité relative pour les aérosols carbonées selon (Solmon *et al.*, 2006a), pour le SO_4^{-2} selon (Kiehl, *et al.*, 2000) et pour les SSLT selon (Zakey *et al.*, 2008).

Tableau 2. Propriétés optiques des aérosols pris en compte pour le calcul de l’empesur optique et les forçages radiatifs (SW). D_{min} et D_{max} sont les diamètres minimales et maximaux des particules, $\sigma_{sèche}$ est l’écart type du diamètre sèche, $m = n - ik$ est l’index de réfraction et φ_{ext} est le coefficient d’extinction.

	Aérosol	r_0	r_{max}	σ	$m = n - ik$	$\varphi_{ext}(m^2 g^{-1})$	
		(μm)	(μm)	(μm)	380-550 nm	380 nm	550nm
(Solmon <i>et al.</i> , 2006a)	BC_{hb}	0.0118	Croissance hygroscopique	1.7	1.87-0.569i	14.6	9.6
	BC_{hl}	0.03	Croissance hygroscopique	1.9	1.87-0.569i	20.2	12.1
	OC_{hb}	0.06	Croissance hygroscopique	2.0	1.55-0.005i	6.1	2.7
	OC_{hl}	0.1	Croissance hygroscopique	2.0	1.55-0.005i	9.8	4.9
(Kiehl <i>et al.</i> , 2000)	SO_4^{-2}	0.05	Croissance hygroscopique	2.0	<u>700nm</u> Variable	Variable	Variable
(Zender <i>et al.</i> , 2003)	Dust01	<u>D_{min}</u> 0.1	<u>D_{max}</u> 1.0	2.0	<u>670nm</u> 1.56+0.0033i	<u>Diffusion</u> <u> Extinction</u> 2.834 2.893	
	Dust02	1.0	2.5	2.0	1.56+0.0033i	77.79 83.50	
	Dust03	2.5	5.0	2.0	1.56+0.0033i	33.43 38.25	
	Dust04	5.0	10.0	2.0	1.56+0.0033i	17.05 19.61	
(Zakey <i>et al.</i> , 2008)	Sslt01	<u>Sèche</u> 0.05	<u>Sèche</u> 1.0	<u>r_{max}</u> Croissance hygroscopique	<u>350-700nm</u> 1.5+1.0e-8i	Mie- code	Mie- code
	Sslt02	1.0	10.0	Croissance hygroscopique	1.5+1.0e-8i	Mie- code	Mie- code

2.4 Les effets radiatifs des aérosols dans le modèle régional RegCM

Les effets radiatifs des aérosols sont la quantification des perturbations de l’équilibre radiatif atmosphérique calculé par RRTM du fait de la présence d’aérosols. Ils dépendent fortement des propriétés d’absorption ou de diffusion des aérosols, dépendantes elles de la composition chimique, de la taille et des longueurs d’onde considérées. D’autre part, les estimations des forçages sont aussi dépendantes des albédos de surface au-dessus desquelles les études sont menées (surfaces libres, avec ou sans considération des nuages sur ou sous les couches d’aérosols). (Horvath, 1993b; Chow *et al.*, 2002; Chow *et al.*, 2005; Chuang *et al.*, 2008; McCracken, 2008; Lohmann *et al.*, 2009; Quincey *et al.*, 2009; Zhou *et al.*, 2009; Ramanathan *et al.*, 2010; Quincey *et al.*, 2011; U.S. EPA, 2012). Dans d’autres études, il est montré que lorsque les aérosols absorbants sont au-dessus et au-dessous de la couche nuageuse, ils provoquent à la fois l’augmentation et la diminution de la formation des nuages. Enfin, les aérosols agissent indirectement comme des noyaux de condensation ou de grêle, modifiant la microphysique des nuages, leur extension et leur durée de vie. (Twomey, 1977; Albrecht, 1989; Ackerman *et al.*, 2000; IPCC, 2007; Lohmann *et al.*, 2009; Ramanathan *et al.*, 2010; U.S. EPA, 2012; Panicker *et al.*, 2014) Dans le modèle RegCM, quand le module d’aérosols est activé, les effets direct, semi-direct et indirect peuvent être aussi activés. Le schéma de transfert radiatif se charge de prendre en compte les espèces d’aérosols activés dans les calculs des forçages radiatifs en LW et SW, à la surface et au sommet de l’atmosphère, ainsi que les rétroactions de ces forçages sur l’atmosphère. Le premier effet indirect n’est mis en œuvre que pour le SO_4^{-2} . Le SO_4^{-2} est supposé être 100% hydrophile et peut être pris en compte comme CCN. En fonction du rapport de mélange du SO_4^{-2} il peut rejoindre la population de CCN et modifier la taille et la distribution des gouttelettes d’eau liquide dans le nuage, ce qui modifie ses propriétés optiques (Qian & Giorgi, 1999). L’impact des aérosols sur les nuages liquides via le deuxième effet indirect (modulation des précipitations due aux aérosols hygroscopiques) est en cours de développement (Li *et al.*, 2016; Mallet *et al.*, 2017).

Chapitre 3 - Evaluation du Modèle RegCM

Sommaire

3.1 Introduction	53
3.2 One-year sensitivity study of the RegCM regional climate model over western Europe: model optimization for aerosols at the Pyrenean scale	54
Abstract	54
3.2.1 Introduction	55
3.2.2 Methodology	57
3.2.3 Results and discussion	67
3.2.4 Conclusions	87
3.2.5 Acknowledgment	89

3.1 Introduction

Les modèles régionaux de climat doivent être configurés pour représenter le climat d'une région spécifique. Pour comprendre les rétroactions des aérosols sur le climat, leurs émissions, transport et dépôts dans une zone géographique étudiée doivent être évalués et adaptés pour obtenir une représentation de la variabilité des concentrations atmosphériques la plus réaliste possible. Avant d'étudier l'impact radiatif des aérosols sur la zone d'étude du massif Pyrénéen, 5 configurations du modèle RegCM concernant les cœurs dynamiques, les schémas de convection et la résolution verticale ont été évaluées, avec des observations et des réanalyses à l'échelle de l'Europe, pour des simulations sur l'année 2010. Pour déterminer quelle configuration du modèle est la mieux adaptée, la température de surface, l'humidité relative en surface, les composantes du vent U et V, la précipitation totale, convective et large-échelle, ainsi que la charge atmosphérique en aérosols et l'épaisseur optique associée ont été évalués avec des diagrammes de Taylor et des cartes de biais modèle-observation. Ces variables ont été aussi évaluées à l'échelle du massif Pyrénéen suivant la même méthodologie. Des données in situ du site pyrénéen du Pic du Midi ont permis aussi d'évaluer les concentrations d'aérosols simulées sur les Pyrénées. Ce troisième chapitre de thèse présente donc cette démarche d'optimisation du modèle pour représenter la variabilité des précipitations et du contenu en aérosols, pour ensuite pouvoir étudier l'effet semi-direct des aérosols sur une échelle de temps de dix ans. Il est présenté sous forme d'article, lequel a été soumis à la revue « Theoretical and Applied Climatology », et est agencé de la manière suivante : une introduction, une description de la configuration et de la physique du modèle, les objectifs de chacune des configurations testées ainsi que sa description ; puis, les bases de données des cadastres, des observations et des réanalyses sont décrites. Les méthodes d'analyse et métriques d'évaluation utilisées sont enfin précisées avant de présenter les résultats à l'échelle de l'Europe et à l'échelle des Pyrénées.

3.2 One-year sensitivity study of the RegCM regional climate model over western Europe: model optimization for aerosols at the Pyrenean scale

Carlos Diaz ⁽¹⁾, Véronique Pont ⁽¹⁾, Fabien Solmon ⁽¹⁾ and Cathy Liousse ⁽¹⁾, M. Dias Alves ⁽¹⁾ and E. Gardrat ⁽¹⁾.

(1) Laboratoire d'Aérodologie (LAERO), UMR 5560, CNRS- Université Toulouse III- Paul Sabatier, Toulouse – France

Corresponding author: Carlos Diaz, mcarlos.diaz@outlook.es

Address: Laboratoire d'Aérodologie (LAERO) 14 Avenue Edouard Belin 31400 Toulouse, France.

Abstract

To estimate the capability of the climate regional model RegCM4.7 to well represent aerosols over the Pyrenean range, different convective schemes, two dynamical cores and two vertical resolutions were evaluated over one-year simulations. Correlation pattern, normalized standard deviations, normalized mean square error and bias were used to assess simulations performance for meteorological variables, aerosol burden and aerosol optical depth, first at the scale of western Europe, and specifically at the scale of the Pyrenean massif. Surface temperature and relative humidity were well predicted by all simulations with pattern correlations above 0.9. Total precipitation of simulations using the non-hydrostatic core (NH) and a vertical resolution of 41 sigma (HR) correlate well with values above 0.8 with Tropical Rainfall Measurement Mission Multi Satellite Analysis (TRMM) and Climatic Research Unit observations (CRU). Meteorological fields of HR simulation present better scores among RegCM4.7 set ups. Aerosol burden of Black Carbon, Organic Carbon, and sulfate aerosol are underestimated while dust and sea salt aerosols are overestimated over the simulation domain and Pyrenees range. At the Pyrenean scale, HR aerosol optical depth is overestimated in DJF (0.07 ± 0.01), underestimated in MAM (-0.04 ± 0.02) and JJA (-0.06 ± 0.01), and slightly overestimated in SON (0.01 ± 0.01) season.

Key words: Aerosols, AOD, Pyrenean massif and RegCM.

3.2.1 Introduction

Mountainous regions cover 1/5 of the total land surface and are a key factor in the hydrological cycle and global atmospheric dynamics. These regions are in general highly sensitive to climate change and it is particularly important to understand the precipitation variability and its connection to different forcing in view of vulnerability, impact, and adaptation assessments (Beniston *et al.*, 1997). Regional Climate Models (RCMs) downscaling can be used for this purpose (Giorgi, 2019). Various papers have shown that the climate change signal can be significantly different between the driving GCMs (Global Climate Models) and the corresponding nested RCMs because of the effects of local forcing (Di Luca *et al.*, 2016). These local to regional forcing, in a natural variability and global warming context, stand as important sensitive parameters to describe the interactions between the components of the regional hydrological (Ruti *et al.*, 2016). Many projects in Europe as EURO-CORDEX (Jacob *et al.*, 2014) have contributed to improve the understanding of the sensitivity of RCMs to spatial and temporal resolutions, convective parametrization, ocean/atmosphere coupling, etc. The European initiative MED-CORDEX (Ruti *et al.*, 2016) has also enabled a breakthrough in the development of ocean atmosphere coupled regional models with many studies on climate variability and change (Lionello *et al.*, 2017; Kotlarski *et al.*, 2019); such as extreme precipitation (Hertig *et al.*, 2014; Antoine *et al.*, 2017; Drobinski *et al.*, 2018), temperature variability (Flaounas *et al.*, 2013; Filahi, 2017), droughts (Hertig & Trambly, 2017; Sousa *et al.*, 2011) and atmospheric circulation (Mariotti & Arkin, 2007; Pierre Nabat *et al.*, 2020). Aerosols have also been studied over the Mediterranean sea atmosphere (P. Nabat *et al.*, 2013) for their impacts on the energy budget by absorbing and scattering sunlight radiation (direct effect) (Bergamo *et al.*, 2008; Mallet *et al.*, 2015; Tsikerdekis *et al.*, 2017), changing cloud properties (indirect effects) (Nabat *et al.*, 2015; Da Silva *et al.*, 2018) and perturbing the atmosphere meteorological conditions (semi-direct effect) (P. Nabat *et al.*, 2014; Schultze & Rockel, 2018; Tang *et al.*, 2018) showing how natural and anthropogenic aerosol variability and trend could impact different aspects of regional climate.

Within this domain, our area of interest focus on the Pyrenean massif (PY), a valuable ecological site with the existence of numerous endemic plants. The cold air masses from the

Atlantic from the north and the warm air from Africa from the south make a very marked contrast in humidity as well as the water runoff and the climate between Pyrenees range sides (Poulsen & Ogé, 2020). The Pyrenees Climate Change Observatory (OPCC), found that between 1949 and 2010 the average temperature in the Pyrenees has experienced a clear increase ($\sim + 1.2$ ° C), although the warming has not been constant or regular. Precipitation shows a decreasing trend (in the order of -2.5% per decade) of the annual volumes especially due to the decrease during the winter and summer seasons (OPCC, 2018). López-Moreno *et al.*, (2008), estimated a temperature change reaching 2.8 to 4 K and precipitation reduction between 10 to 14.8% for future scenarios of the IPCC (2000) A2 and B2 respectively with a RCM. López-Moreno *et al.*, (2020) suggest that the continuous warming in the Pyrenees since the beginning of the preindustrial is a major driver explaining the snow cover decline in the Pyrenees. Due to its location the Pyrenean range is potentially strongly affected by various sources of aerosol (Lelieveld *et al.*, 2002); dust episodes from the Sahara Desert, sea salt emission from the Atlantic and Mediterranean sea, anthropogenic and natural emission from western Europe and North of Africa. In the Pyrenees, Guillaume *et al.*, (2008) found high concentrations of Black Carbon and Organic Carbon during dry spell period in 2003.

We are particularly interested in a better characterization of aerosol activity, forcing and impacts on the Pyrenean climate via local effects and regional connections. As a first step towards this goal, we present here a 1 year evaluation of the International Centre for Theoretical Physics (ICTP) RegCM model ver 4.7 (Giorgi *et al.*, 2012) regional climate model aiming at determining the best possible model configuration for simulation of regional climate and aerosol in the domain. This paper is organized as follows: Model configuration, observational datasets and evaluation metrics are described in Sect. 2; simulations are evaluated against observations for different meteorological and aerosol parameters in Sect. 3. The focus on the Pyrenean area from December 2009 to December 2010 is developed in Sect. 4, before the concluding remarks in Sect. 5.

3.2.2 Methodology

3.2.2.1 Model description and general parametrization

The Fourth Generation Regional Climate Model (RegCM4.7) (Giorgi *et al.*, 2012) from the International Center for Theoretical Physics has been used for this work. The model is historically based on the hydrostatic dynamical core of the Mesoscale Model (MM4) (Anthes, *et al.*, 1987), with the option of switching to a more recent non-hydrostatic core, based on MM5 (Coppola *et al.*, 2021). RegCM runs with a sigma-p coordinate system and an Arakawa-B type grid (Giorgi *et al.*, 2012).

RegCM physics

The Community Land Model version 4.5 (CLM45) (Oleson *et al.*, 2013) is used as Land Surface Scheme (LSS). Ocean- Air exchanges are based on a Monin-Obhukov turbulence representation (Zeng, *et al.*, 1998; Zeng & Beljaars, 2005; Pal, *et al.*, 2007). Radiative transfer are here based on the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Iacono *et al.*, 2000; Iacono *et al.*, 2001). Large scale clouds are calculated through the Sub grid Explicit Moisture Scheme (SUBEX) (J. S. Pal & Small, 2000). The turbulent transport in the Planetary Boundary Layer (PBL) is issued of the Washington University model (UW-PBL). Several cumulus convection schemes can be selected. RegCM allows to perform one convection scheme over ocean and another over land in a so called mixed convection (Giorgi *et al.*, 2012). Among the most often used convective schemes and used for this study we may find the Grell Scheme (Grell, 1991) implemented in RegCM by Giorgi *et al.*(1993), the Massachusetts Institute of Technology (MIT) scheme (Emanuel, 1991; Emanuel & Zirkovic-Rothman, 1998), Tiedkte scheme (Tiedkte, 1989) and the Kain-Fritsch scheme (Kain & Michael, 1993; Kain, 2004).

Aerosol parametrization

Anthropogenic aerosols included in RegCM parametrization are sulfate (SULF), hydrophilic and hydrophobic organic (OChl, OChb) and black carbon (BChl, BChb) (Solmon *et al.*2006a), Sea Salts (SSLT) (Zakey *et al.*, 2008) and dust (DUST) (CLM45 Dust module). SSLT (0.05-1 and 1-10 μm bins) and DUST (0.1-1 μm , 1-2.5 μm , 2.5-5 μm and 5-10 μm bins), are emitted online by the model depending on surface wind velocities. CLM45 dust

emission module accounts for velocity friction, vegetation cover and soil moisture to determine dust emission and include entrainment threshold for saltation, moisture inhibition, drag partitioning, and saltation feedback mobilization processes (Zender *et al.*, 2003; Mahowald *et al.*, 2006). The activation of hydrophilic particles to cloud droplets is not explicitly resolved here, the first indirect effect is implemented only for anthropogenic sulfates using a simplified bulk parametrization (Qian & Giorgi, 1999). Wet removal of aerosol by large scale precipitation is a function of the cloud water to rainwater conversion rate (Pal *et al.*, 2000) and of the fraction of tracer dissolved into cloud water. Dry deposition is parametrized according to (Zhang, *et al.*, 2001).

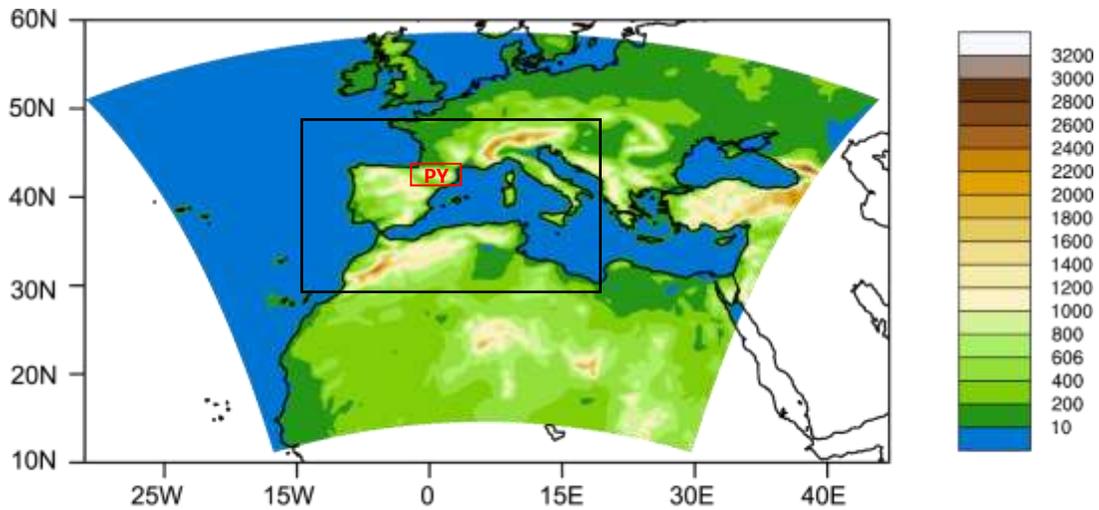


Fig 7. Domain of simulations exercise with topography elevation (m). Boxes able to point out location of interest. Black box represent area analyzed in this study from 30N to 50N latitudes and 15W to 20E longitudes while colored area is the simulated domaine.

Simulations set ups

We considered a large domain around the PY range (**Fig 7**) covering the northern Atlantic Ocean, Europe, the Mediterranean basin and north of Africa. The choice of this domain is made as a compromise to capture both regional climate pattern and aerosol sources affecting the Pyrenees. Each simulation runs for one year with a spin up of two months (from 00:00 hours UTC on 01 December 2009 to 00:00 hours UTC on 01 January 2011). The sea surface temperature, initial and lateral boundary conditions are prescribed every 6 hours by ERA-Interim datasets (EIN75). ([Berrisford *et al.*, 2011](#)). Anthropogenic aerosol and biomass burning emissions are prescribed using MACCity monthly emissions ([Granier *et al.*, 2011](#)) and Gfasv1.3 ([Kaiser *et al.*, 2009](#)) daily emissions, respectively. Five sensitivity tests (**Table 3**) with various combinations of cumulus convective scheme, and vertical resolution were performed. All simulations were performed at 35km horizontal resolution. GE refers to a model configuration using Grell scheme over land and Emanuel scheme over ocean as recommended over various domains ([Giorgi *et al.*, 2012](#)), TDK refers to Tiedkte scheme, and KF to Kain-Fritsch scheme. These three convective test simulations were performed with 23 sigma levels and with the standard hydrostatic dynamic core. Given its potential importance on moist processes and aerosol transport, we also tested model's sensitivity to non-hydrostatic core and vertical resolution considering 41 sigma levels in High Resolution (HR) and Non-Hydrostatic (NH) simulations, both based in the non-hydrostatic core. We acknowledge that at 35 km horizontal resolution, the non-hydrostatic effects are in theory limited, but still the dynamical core options differ in their formulation and numerical treatments. The 35 km NH runs will also allow for further dynamical downscaling at kilometeric resolution.

Table 3. Model configurations for Sensitivity tests

Test Name	Horizontal Resolution (km)	Sigma levels	Cumulus Convection Scheme	Dynamic core
GE	35	23	Grell - Land MIT -Ocean	Hydrostatic
TDK	35	23	Tiedtke	Hydrostatic
KF	35	23	Kain-Fritch	Hydrostatic
NH	35	23	Kain-Fritch	Non- Hydrostatic
HR	35	41	Kain-Fritch	Non- Hydrostatic

3.2.2.2 Observational data

Meteorological parameters

Table 5 describes all datasets of observations and reanalyzes used to evaluate RegCM model. To validate model simulations, surface temperature (Ts), relative humidity (Rh), winds vectors (U and V) and precipitation (Pr) were compared against observations and reanalysis datasets. Total precipitations were compared to TRMM_3B42v7 product (TRMM, 2011), CRU_TS4.03 dataset (Harris *et al.*, 2020) and ERA5 reanalysis (Copernicus Climate Change Service, 2017). Ts was compared with CRU_TS4.03 and ERA5 fields. RH, U and V vectors were compared with ERA5 datasets. TRMM_3B42v7 is an output dataset from TMPA (TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis) algorithm that provides Pr in the spatial domain of 50°N-50°S with a spatial resolution of 0.25°x0.25° every 3 hours (Huffman *et al.*, 2010). TRMM_3B42v7 provides relative error estimation for each grid point of the dataset expressed in mm/day. CRU_TS (Climatic Research Unit gridded

Time Series) version 4.03 is based on the analysis of individual weather stations and provide monthly Pr rate and Ts in a world wide scale (excluding Antarctica) with a spatial resolution of $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ degrees (Harris *et al.*, 2013). CRU_TS dataset evaluation can be found in Harris *et al.*, (2020). ERA5 is the fifth generation ECMWF atmospheric reanalysis of the global climate. ERA5 dataset provide all four field variables in an hourly temporal resolution in a global coverage in a spatial resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Also, Pr is composed of convective (Prc) and large-scale precipitation (Pr1). Comparisons of ERA5 with other datasets were performed by Hersbach *et al.*, (2020).

Aerosol Burden (AB) and Pic du Midi site Concentrations

Simulated ABs were also compared with MERRA-2 and CAMS reanalysis. MERRA-2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2 of the Goddard Earth Observing System Model, Version 5) provides monthly aerosol burden of total Black Carbon (BC), total Organic Carbon (OC), aerosol sulfate (SO_4^{2-}), total dust (DUST- 0.01-10 μ m) and total sea salt (SSLT-0.03-10 μ m). CAMS provides AB of hydrophobic and hydrophilic species of BC and OC (BChb, BChl, OChb and OChl), SO_4 , and small (s) and mid (m) fractions of DUST (DUSTs for 0.03-0.55 μ m and DUSTm for 0.55-9 μ m). CAMS SSLT size bins (0.03-0.5 μ m, 0.5-5 μ m, 5-20 μ m) differ largely from that of RegCM SSLT bins (0.01-5 μ m and 5-10 μ m) thus they are not evaluated with this reanalysis. Only the total AOD is constrained by observations in reanalysis. Therefore, the Aerosol vertical distribution and mixture composition rely largely on atmospheric chemistry models used for assimilation. MERRA-2 dataset also provides emission and deposition fluxes datasets for each aerosol component. MERRA-2 uses anthropogenic emission from Aerosol Comparison (AeroCom) Phase II dataset (HCA0v1). Diehl *et al.*,(2012) argue that on a yearly basis, AeroCom anthropogenic emissions datasets are identical to MACCity dataset from Granier *et al.* (2011), used for RegCM simulations.

For the Pyrenean study, simulated monthly mean aerosol concentrations have been assessed against in situ aerosol concentrations of Elemental Carbon (EC), Organic Carbon (OC), aerosol Sulfate (SO_4^{2-}), calcium ion (Ca^{2+}), Magnesium ion (Mg^{2+}), Chlorine ion (Cl^{-}), Sodium ion (Na^{+}) from the Pic du Midi site that is part of the Aerosols, Clouds,

and Trace gases Research InfraStructure (ACTRIS - <https://www.actris.eu/>). The Pic du Midi aerosol tracer concentrations are representative of an atmospheric background signal of free troposphere at 2877m of altitude (~800hpa). Pic du Midi aerosol tracers are compared with simulated concentrations as shown in **Table 4**. Pic du Midi aerosol tracer that are compared with RegCM simulated aerosol concentration over the Pyrenees range.. Ca^{2+} and Mg^{2+} represent the DUST compounds that are tracked by the Pic du Midi site as Cl^{-} and Na^{+} for SSLT. Simulated concentrations are not validated but monthly trend and intensities are discussed. Monthly means of Pic du Midi aerosol tracer concentrations have been calculated from weekly filter samplings. The site of the Pic du Midi is located on the Pyrenean high foothills and culminates at 2877 m of altitude. The weekly sampling integrates volumes of air pumped 24h/24h for 7 days. The chemical analyses performed on these filters are ion chromatography analysis for the inorganic fraction of aerosols (World Meteorological Organization Quality Assurance/Science Activity Centre (WMO QA/SAC) : <http://www.qasac-americas.org/> for laboratory number 700106) and thermo-optical analysis according to the Improve protocol for the organic fraction of aerosols for the year studied. The analytical errors are estimated at $\pm 5\%$.

Table 4. Pic du Midi aerosol tracer that are compared with RegCM simulated aerosol concentration over the Pyrenees range.

Pic du Midi ($\mu g/m^3$)	RegCM ($\mu g/m^3$)
EC	BC
OC	OC
SO_4^{2-}	SO_4^{2-}
Ca^{2+} , Mg^{2+}	DUST
Cl^{-} , Na^{+}	SSLT

Aerosol Optical Depth (AOD)

To validate AOD simulations, MODIS (Moderate Observations Imaging Spectroradiometer) 08_M3 AOD products (Platnick *et al.*, 2015), and EAC4 (ECMWF Atmospheric Composition Reanalysis 4) reanalysis (Inness *et al.*, 2019) and M2TMNXAERv5.12.4 (GMAO, 2015) reanalysis have been used. The Combined Dark Target and Deep Blue MOD08_M3 and MYD08_M3 products from MODIS in Terra and Aqua satellites provide AOD in 550nm wavelength region gridded in $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ in a monthly temporal resolution. Bilal *et al.* (2018) assessed the combined Dark Target and Deep Blue AOD data over Europe with the Aerosol Robotic Network (AERONET) (Giles *et al.*, 2019) stations with an RMSE between 0.176-0.194 and a correlation around 0.88-0.9. EAC4 is the latest global reanalysis dataset of atmospheric composition produced by the Copernicus Atmosphere Monitoring System (CAMS) in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and provides AOD at 550nm worldwide in a $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ spatial resolution and 12 hours of temporal resolution. CAMS aerosol comparison and evaluation can be seen in (Eskes *et al.*, 2018). Inness *et al.* (2019) validated CAMS reanalysis with AERONET observation worldwide with a RMSE between 0.14-0.2 and a correlation between 0.73-0.84 with daily and monthly comparison. M2TMNXAERv5.12.4 is an aerosol diagnostics data collection from Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2 (MERRA-2). MERRA-2 provides monthly AOD in a $05^\circ \times 0.625^\circ$ spatial resolution grid on a global scale from 1980 to present. More information about MERRA-2 aerosol data validation can be found in (Randles, 2016) and (Gueymard & Yang, 2019).

Table 5. Observations and Reanalysis datasets used in model assessment.

Data	Variable	Units	Temporal resolution
TRMM	Total Precipitation	mm day-1	Daily accumulation seasonal mean
CRU	Total Precipitation	mm Month-1	Monthly accumulation seasonal mean
	2m Temperature	°C	Seasonal mean
ERA5	Total Precipitation	mm day-1	Daily accumulation seasonal mean
	Large Scale Precipitation	mm day-1	Daily accumulation seasonal mean
	Convective Precipitation	mm day-1	Daily accumulation seasonal mean
	2m Temperature	°C	Seasonal Mean
	10m UV wind Components	m s-1	Seasonal Mean
	Relative Humidity	%	Seasonal Mean
MODIS	550nm Aerosol Optical Depth	1	Seasonal Mean
CAMS-AOD	550nm Aerosol Optical Depth	1	Seasonal Mean
	550nm Aerosol Optical Depth	1	Seasonal Mean
MERRA-2	Total Black Carbon (BC)		
	Total Organic Carbon (OC)		
	Total Dust 0.01-10µm (DUST)	µg m-2	Seasonal Mean
	Total sea salt (SSLT)		
	550nm Aerosol Optical Depth		
CAMS-AB	Hydrophilic Black Carbon (BChl)		
	Hydrophobic Black Carbon (BChb)		
	Hydrophilic Organic Carbon (OChl)		
	Hydrophobic Organic Carbon (OChb)	µg m-2	Seasonal Mean
	Small fraction of DUST 0.01-5µm (DUSTs)		
Middle fraction of DUST 5-10 µm (DUSTm)			

3.2.2.3 Taylor Diagram and evaluation metrics

Taylor Diagram allows to validate models with a multitude of variables and multiple dimensions. To evaluate model simulations, spatial correlations of seasonal means were used. Relating the standard deviations of model (σ_m) and observations (σ_o), the correlation pattern (R) of the compared datasets, the centered root mean square error ($CRMSE$) using the law of cosines described in (Taylor, 2001):

$$CRMSE^2 = \sigma_m^2 + \sigma_o^2 - 2\sigma_m\sigma_oR \quad (1)$$

For grid points $n_1, n_2 \dots \dots N$ of an atmospheric level (surface in this study) of model (m) and observational (o) dataset where the time series mean is (\bar{m}) and (\bar{o}) respectively, the σ_m and R are defined by:

$$\sigma_m^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (m_n - \bar{m})^2 \quad (2)$$

And:

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (m_n - \bar{m})(o_n - \bar{o})}{\sigma_m\sigma_o} \quad (3)$$

The relationship of eq. (1) can be visualized in a polar coordinate diagram where the radial coordinate is ($r = \sigma_m$), the angle is $\theta = \arccos(R)$ and the $CRMSE$ is the radial distance from the position of the perfect model ($r = \sigma_o, \theta = 0$). To compare different datasets with different units (i.e., temperature and precipitation with different observations in a same diagram), eq. (1) can be scaled by σ_o^2 to normalize the Taylor Diagram. Then the normalized perfect model reference becomes ($r = 1, \theta = 0$) and the radial coordinate the normalized standard deviation of model data ($r = NSD = \frac{\sigma_m}{\sigma_o}$). While \mathbf{R} represents the accuracy of the model dataset to fit that of the observed data, NSD expresses the ratio of the

model data dispersion to that of observed values. When NSD is close to perfect model point, the dispersion of the data is close to observed ones. To measure the skill of the model to simulate the observation, the normalized mean square error (**NMSE**) is plotted as the radial distance from the normalized position of the perfect model point. $NMSE$ is equal 0 at the perfect model point and equal to 1 when $m_n = \acute{o}$, therefore a $NMSE$ higher than one represents a poor predictive skill.

$$NMSE = \frac{1}{\sigma_o^2} \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (m_n - o_n)^2 \quad (4)$$

To avoid lateral boundary condition effects, the metrics described by equations (1), (2) and (3) were calculated over the black box area in **Fig 7** for each model output variable of simulation setup and its corresponding observation. We completed the Taylor diagrams with bias maps between modeled and observed data since the Taylor diagram is based on centered signals.

$$bias = \acute{m} - \acute{o} \quad (5)$$

3.2.3 Results and discussion

3.2.3.1 Evaluation of the RegCM simulations

Surface temperature

2-meter surface temperature is compared to the CRU (land-only) data and ERA5 reanalysis. The bias maps for each simulation and Taylor diagrams are displayed **Fig. 9**. Model Biases with ERA5 are higher than biases obtained with CRU. Simulated Ts in MAM and SON are well correlated with observations with an R above 0.95, and standard deviations are close to that of CRU and ERA5. This is in general consistent with the fact that, at first order, the temperature spatial variability over the domain is determined by topography. R for DJF and JJA are also above 0.95 with an exception for GE and TDK simulation in JJA season when compared with the ERA5 dataset. This denotes an enhanced sensitivity to convective parameterization choice in summer which also denotes less of an influence from lateral boundary conditions. When the simulations are compared to ERA5, NSD are close to 1 for all simulations in DJF and JJA which means that Ts ranges of simulated and observed data are close. However, the bias maps show a cold bias in DJF and a warm bias in JJA season for GE, TDK and KF simulations. These biases are reduced in NH and HR simulations and during MAM and SON. GE and TDK simulation shows a cold bias in these seasons while KF, NH and HR show a warm bias over Europe for both seasons and rather a colder bias in SON season over the African region. In all simulations mountainous regions present a cold bias over all seasons. The Pyrenean range also presents a systematic cold bias reduced in the case of NH and HR simulations. All simulations predict well Ts seasonal variation. NMSE for all simulations are below 0.25 with an exception for JJA season when the simulation data are compared to ERA5 (values between 0.25 and 0.5). Despite the good correlation and prediction of RegCM simulations, the bias between modeled data and observations suggests that the model underestimates Ts in cold season and overestimates it in the warm season while in intermediate seasons Ts are better simulated.

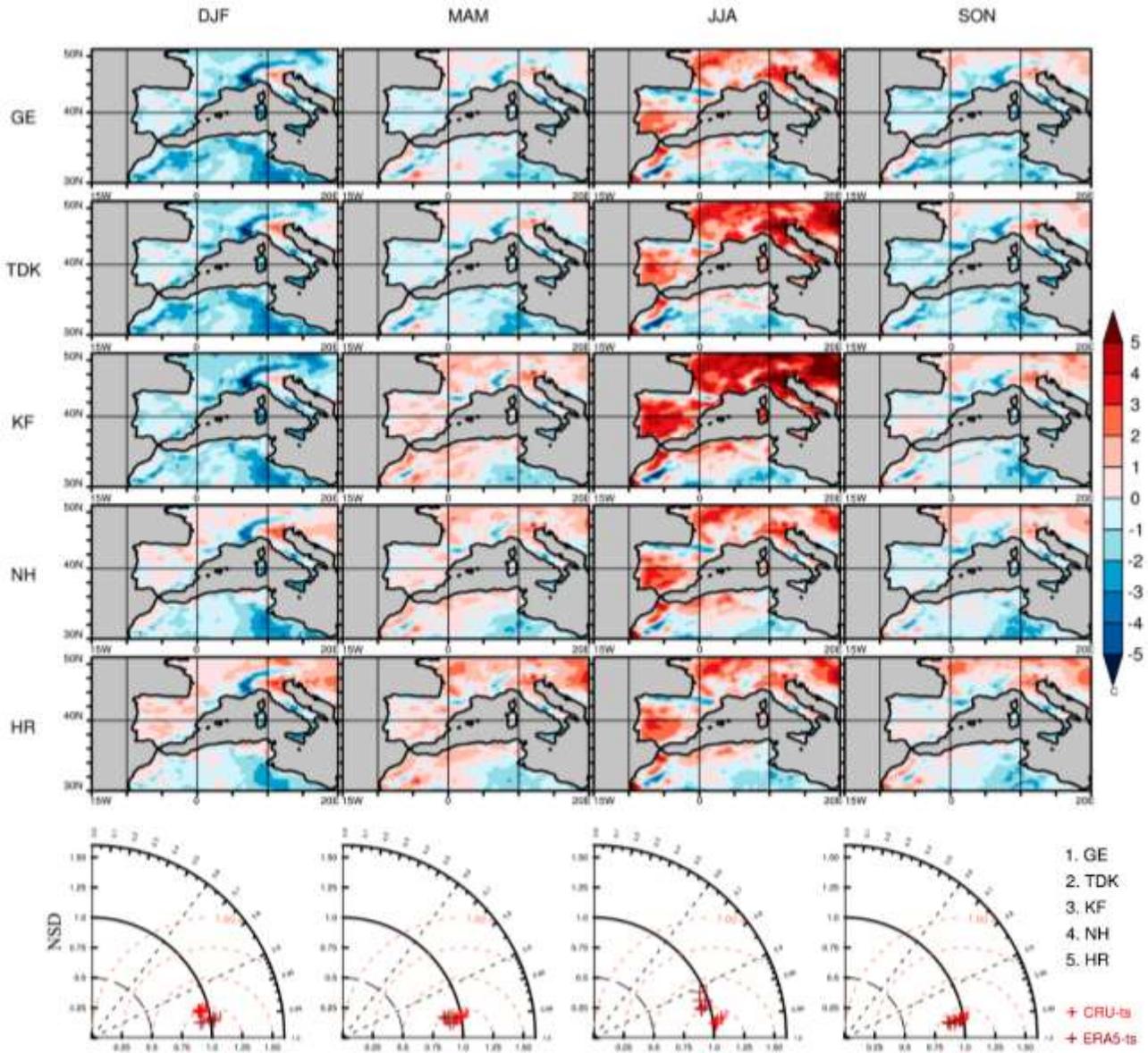


Fig. 8. 2m surface temperature bias between RegCM simulations and CRU dataset. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM 2m surface temperature against CRU and ERA5 datasets

Relative humidity (RH) and wind components

RH and wind components U and V were evaluated against ERA datasets (**Fig. 9**). GE and TDK simulations have a good correlation of RH in all seasons with R above 0.9. NSD for these two simulations are close to 1 in DJF, slightly above perfect model line for JJA and MAM and slightly below in SON season. For all seasons, the MSE is between 0.25 and 0.5. With respect to the biases for GE and TDK simulations, a positive bias is observed in DJF over mountainous regions, especially in the Atlas mountains ; in MAM season the positive bias is observed over the Mediterranean sea and slightly positive over mountainous regions ; a negative bias is present over Europe and a positive bias over the Mediterranean sea in JJA while in SON, a slightly negative bias is observed in Europe that becomes positive over Spain and largely greater over the Atlas mountains.

R is also above 0.9 for KF, NH and HR simulations over all seasons with a NSD above 1 with higher values in MAM season. NSD is also higher in JJA for KF. The MSE is between 0.25 and 0.5 for all these three simulations with an exception for MAM season in KF simulation where MSE is slightly above 0.5. KF presents higher biases than NH and HR simulations despite having the same localized differences between model and observed data. For KF, NH and HR, a positive bias is observed over oceanic regions ; DJF season is characterized by a bias around zero with positive biases in mountainous regions and a slightly negative bias over northern Africa in NH and HR simulations ; a negative bias is observed over all continental surfaces with positive biases over mountains regions in MAM ; higher negative bias is observed in JJA in comparison with MAM season, however mountain regions biases are around zero ; while western Europe shows a negative bias, the northern Africa has a positive bias with a negative bias in western Morocco coastlines. RH in the Pyrenean range is better represented in KF, NH and HR simulations. Lower biases are observed in all seasons of HR simulation, with biases between 0 and 15 % of relative humidity.

U and V component of wind scores for all simulations are close to each other, but GE, TDK and KF have poor predictive skill in DJF season. For this season GE, TDK and KF simulations have an NMSE below 1 for U and just above 1 for V components of wind and their NSD are above 1.5 although R is below 0.8 and above 0.9 for U and V respectively. U for MAM, JJA and SON seasons are correlated with R between 0.8 and 0.92 for all

simulations. Also, all simulations have an NMSE between 0.5 and 0.75 and their NSD are around 1.25. As regards to the V component of wind, it is well correlated and predicted in MAM, JJA and SON seasons for all setups with R above 0.9, NMSE between 0.25 and 0.5, and a NSD close to 1 (with an exception for GE and TDK simulations in SON season where the NSD is slightly higher).

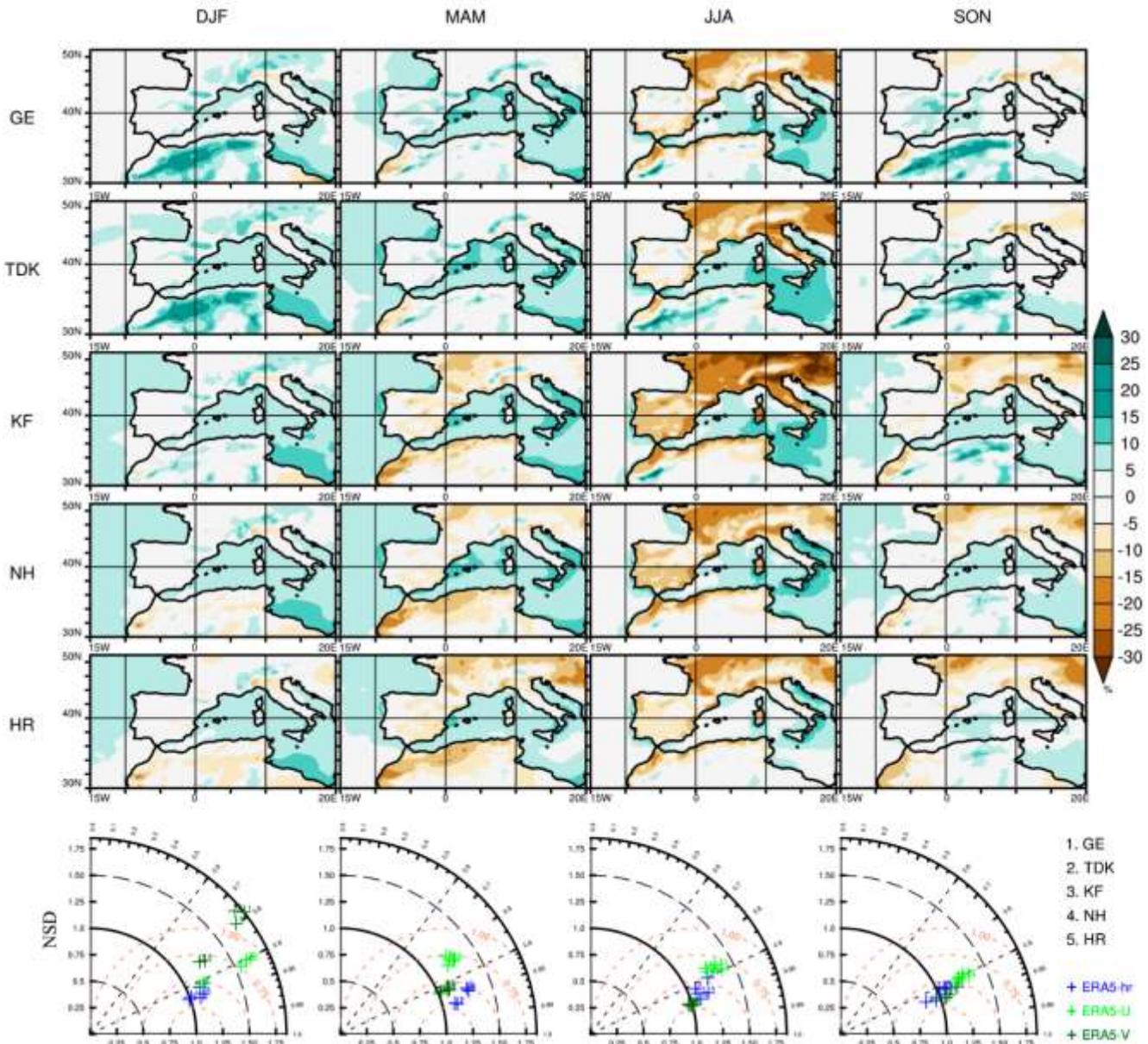


Fig. 9 Relative Humidity bias (%) between RegCM simulations and ERA5 dataset. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM relative humidity (RH) and wind components (U and V) and ERA5 reanalysis.

Precipitation

Pr were evaluated with TRMM, CRU and ERA5 datasets (**Fig. 10**). There are some differences between observations due to the different methodologies used to process the data. CRU quantified slightly lower precipitations than TRMM and ERA5 data. GE and TDK have the worst Pr scores among the setups used when evaluated with observations. The highest positive biases in mountainous regions are also observed in these two simulations. Better scores are achieved by KF, NH and HR simulations. R is between 0.8 and 0.9 for these three simulations in all seasons. NH and HR have an R above 0.9 in MAM and JJA periods when evaluated with CRU dataset. In general, when KF, NH and HR simulations are evaluated against CRU datasets, the model predictive skill are better than TRMM and ERA5 with a lower NMSE and NSD closer to 1. However, KF simulation has poorer NMSE than NH and HR within all seasons. NH and HR simulations have a NSD below perfect model line around 0.75 and a NMSE between 0.5 and 0.75. When simulations are evaluated with TRMM and ERA5 reference datasets, KF, NH and HR simulations present a negative bias that dominates in western Europe, the Atlantic Ocean, and the Mediterranean Sea, but in mountainous region precipitation is overestimated in all seasons. Pr overestimation in PY is larger in JJA season and in general improved when using HR configuration . A slightly negative bias is observed in northern Africa in DJF and MAM season while in JJA and SON the bias is positive. In general, KF, NH and HR present similar ranges of precipitation and temperature over the studied domain as reported in other CORDEX studies ([Flaounas *et al.*, 2013](#); [Silva *et al.*, 2018](#); [Fantini *et al.*, 2018](#); [Nabat *et al.*, 2020](#)).

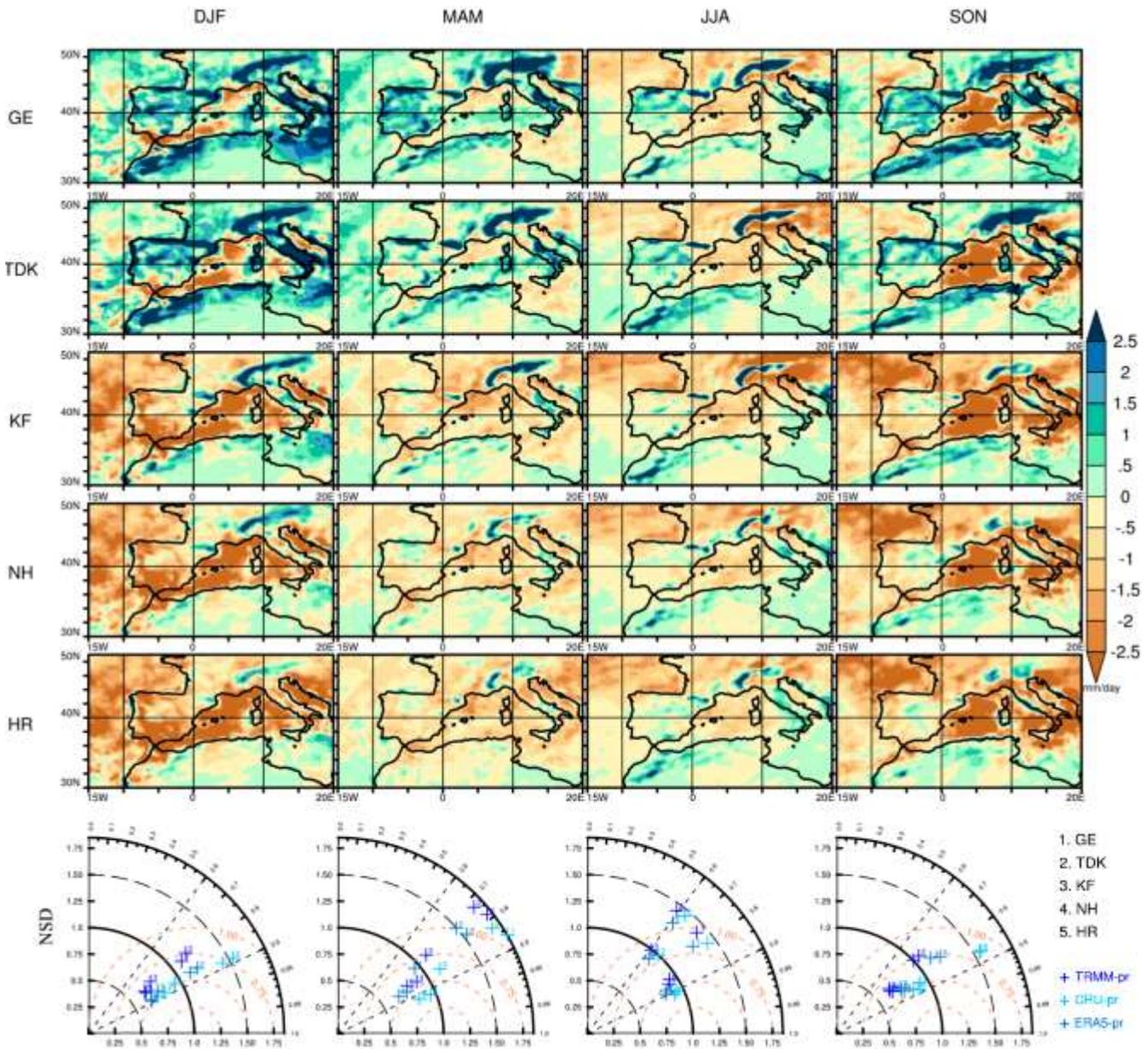


Fig. 10 Large-scale precipitation (Prl) seasonal differences between RegCM simulations and ERA5 data. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-Prl and ERA5 reanalysis.

Large scale precipitation (Prl) and Convective Precipitation (Prc) were also evaluated with ERA5 reanalysis. **Fig. 11** and **Fig. 12** show Taylor diagrams and bias between RegCM simulations and ERA5 for Prl and Prc respectively. GE and TDK simulations correlate Prl

with an R between 0.7 and 0.85 which means that the Prl is accurate reproduced. However, GE and TDK fail to predict Prl intensities in all seasons with a NMSE above 1 and overestimate observational standard deviation with a NSD above 1.5. A high positive bias dominates in all seasons for GE and TDK simulations, especially in mountainous regions. In KF, NH and HR the positive bias is reduced. Prl in NH and HR simulations is well predicted with NMSE between 0.5 and 0.75 with correlations above 0.8. KF is close to the NSD perfect model line but have lower correlations in MAM and JJA season meanwhile the NSD of NH is around 0.75 for all seasons. HR simulation have a NSD around 0.5 for all seasons while this model setup produces lower Prl biases over Pyrenean region.

GE simulations produce more Prc, especially over mountainous regions in MAM and JJA but also over the Mediterranean Sea in DJF and SON seasons. GE and TDK have problems to predict Prc and have lower correlation than KF, NH and HR that have an R above 0.85 for all seasons with an exception for KF in JJA, where the correlation is lower. The Prc production of the Tiedtke and Kain-Fritch convective models is similar (**Fig. 12**). KF, NH and HR simulations have a negative bias over western Europe and a positive bias over the Africa. Their correlation against ERA5 dataset is between 0.85 and 0.9 with a prediction skill score around 0.5 for all seasons. HR simulation shows lower bias over the Pyrenees. Among the used configuration, HR simulations have the better score reproducing precipitation pattern and intensity. [Giorgi et al., \(2012\)](#) indicated that the mixed convection of the Grell (over land) and MIT (over ocean) convective schemes produces an excess of precipitation in areas with high topography, and also dryer summers (JJA) ([Pieczka et al., 2017](#)). RegCM is characterized by having an overall cold bias ([Ngo-Duc et al., 2017](#)) as shown in section 3.1.1; however, Kain-Fritch convective scheme produces warmer and dryer seasonal variation than Grell/MIT and Tiedke schemes. Kain-Fritch scheme have a positive impact in the SUBEX scheme, reducing overall precipitation, especially over mountainous regions. Non-hydrostatic core and higher vertical resolution have enabled to reduce precipitation bias in mountainous regions consistently with ([Maurya et al., 2020](#)),

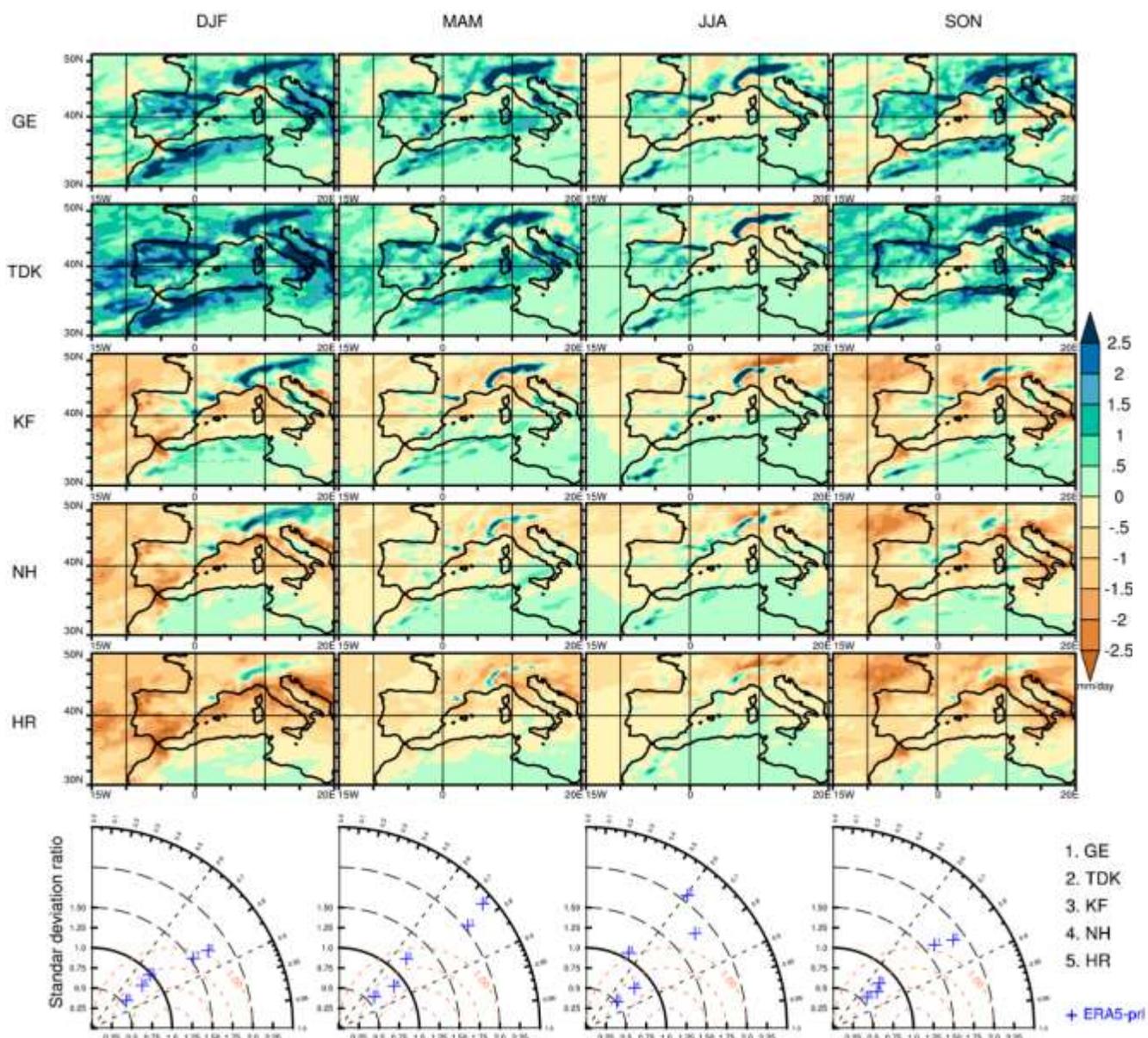


Fig. 11 Large-scale precipitation (Prl) seasonal differences between RegCM simulations and ERA5 data. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-Prl and ERA5 reanalysis.

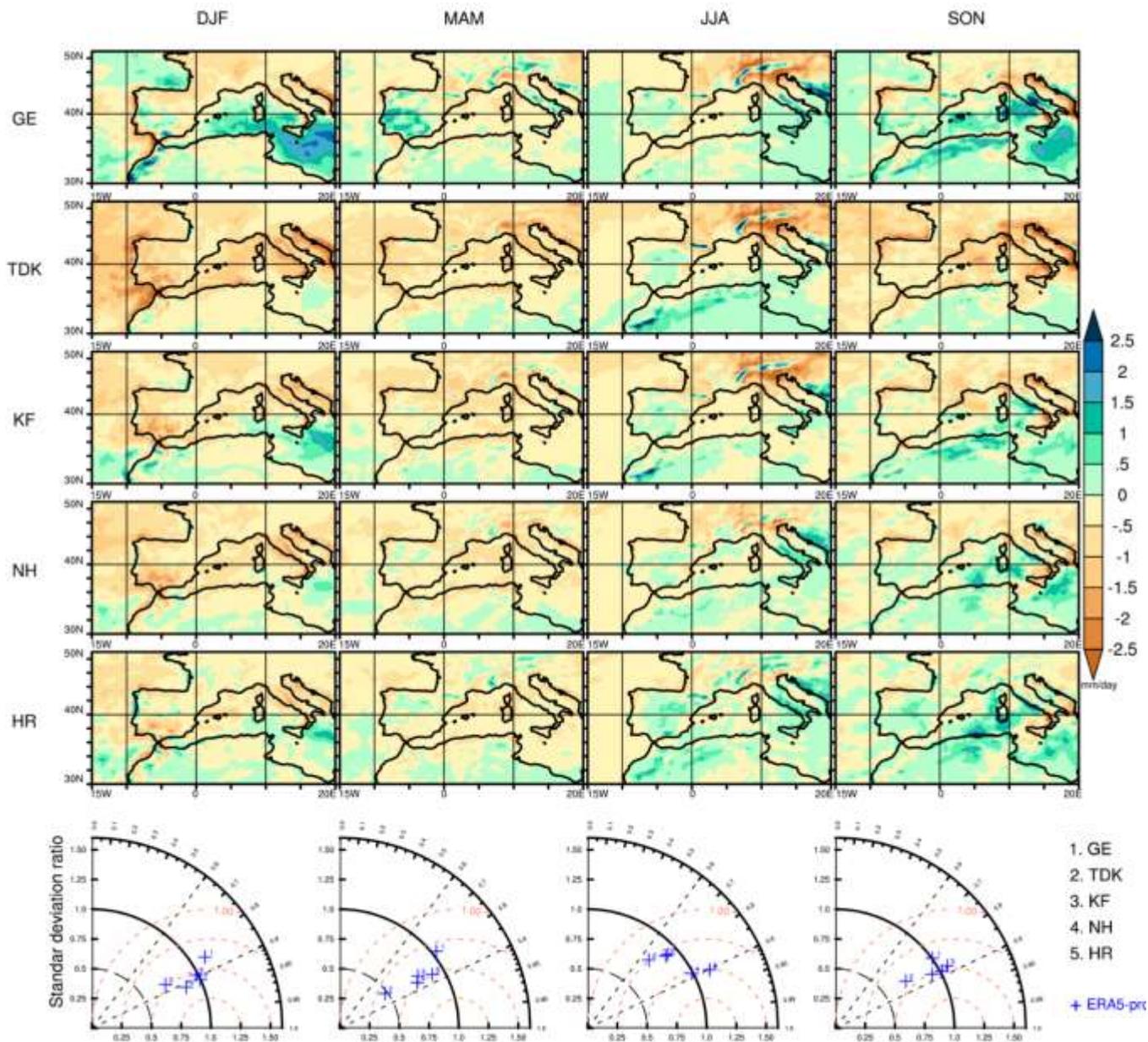


Fig. 12 Convective precipitation (Prc) bias between RegCM simulations and ERA5 data. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-Prc and ERA5 reanalysis.

Aerosol Burden and Aerosol Optical Depth

To assess the sensitivity of AOD to different types of aerosols, simulation results for the five types of aerosols were compared with the MERRA-2 (Randles, 2016) and CAMS reanalysis. Taylor diagram for aerosol burden evaluation is shown in **Fig 13**. All simulations well predict seasonal BC from MERRA-2 (NMSE between 0.5-0.75) with a correlation around 0.9. HR simulation have the highest NMSE of 0.5 and a R above 0.9. For all simulations and seasons, NMSE for BChb and BChl is just above 0.75 when evaluated with CAMS reanalysis with poor correlation for BChb. HR simulation better represents BChl with R above 0.9, a NSD and NMSE around 0.5. In comparison with MERRA-2, KF, NH and HR simulations have good prediction of OC with a NMSE just around 0.5 in DJF and MAM seasons with an R between 0.8 and 0.9 and NSD around 1. All simulations have bad scores for OChl and OChb against CAMS in all seasons. HR simulation has a good correlation (around 0.9) with MERRA-2 SO_4^{2-} in all seasons. Despite the NSD around 0.5 and a NMSE between 0.5 and 0.75, HR has better score than the other simulations with an exception for KF in MAM season. In general, all simulation setups fail to predict DUST and overestimate emissions and burden. Correlations for DUST is around 0.9 for DJF, MAM and SON but for JJA R is below 0.7. Those for DUSTs and DUSTm are around 0.9 for all seasons while above 0.95 for and DUSTs in MAM and SON seasons. However, NSD and NMSE have extreme values in DJF for DUST, DUSTs and DUSTm in all simulations. DUSTs have an NSD below 1.5 and a NMSE around 0.5 in MAM while DUST and DUSTm are out of good score ranges. DUST, DUSTs and DUSTm are better predicted in JJA season, DUSTs of HR simulation is the closest to the perfect model line with an NSD around 1 and a NMSE around 0.25. DUST and DUSTm from TDK simulation have the best scores for JJA season. NH and HR simulations well predict DUST with NSD close to 1 and NMSE just above 0.25 in SON season. Also in SON, TDK is the simulation that better predict DUSTs while all simulation fails to predict DUSTm. TDK simulation present best scores for SSLT among other simulations and correlate with R around 0.9 in DJF, MAM and SON but 0.8 in JJA season. GE, KF, NH and HR simulations overestimate and fail to predict SSLT in DJF, MAM and SON season. However, KF, NH and HR simulations better represent SSLT in JJA season.

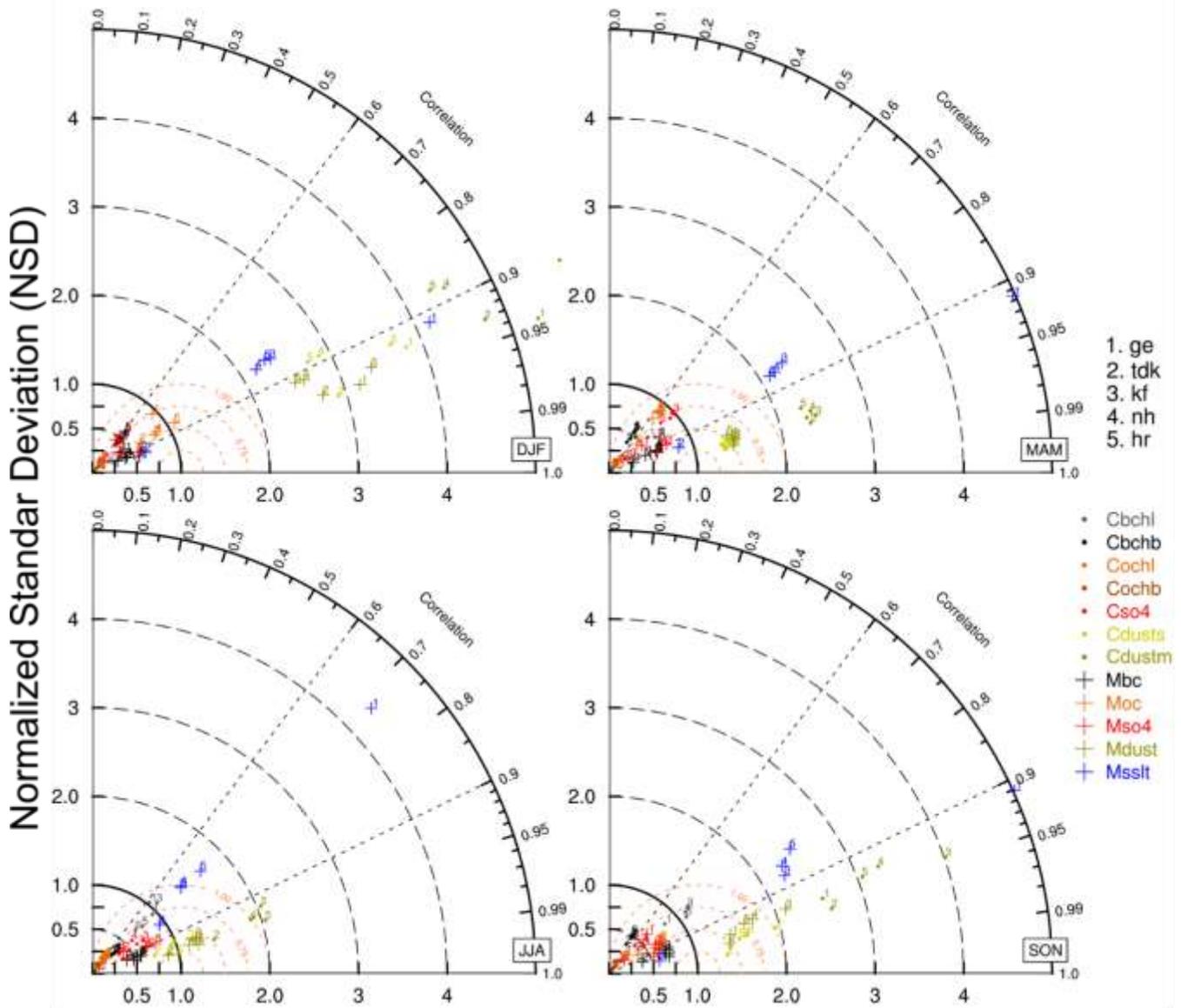


Fig 13 Taylor Diagram for Aerosol burden (AB). Hydrophilic and hydrophobic Black Carbon and Organic Carbon (BChl, BChb, OChl, OChb), sulfate aerosol (SO_4^{2-}), middle dust (DUSTm) and fine dust (DUSTs) evaluated with CAMS datasets are symbolized with colored dots. Total Black Carbon (BC), Organic Carbon (OC), Sulfate (SO_4^{2-} -total Dust (DUST) and total sea salt (SSLT) evaluated with MERRA reanalysis are symbolized with colored cross.

Seasonal bias of BC and OC aerosol burden with MERRA-2 (Not Shown) are underestimated for the entire simulation year with higher negative biases in MAM and JJA seasons. SO_4^{2-} burden is underestimated in DJF and SON seasons and overestimated in MAM and JJA seasons. The total DUST is overestimated in the four seasons with a high

positive bias in DJF and MAM seasons. The total SSLT is overestimated in DJF and SON but underestimated during MAM and JJA with lower bias in MAM season. Differences between HR simulation and CAMS aerosol burden (**Fig 14**) outlines that BChb is underestimated throughout the year while BChl is only underestimated in DJF season throughout the domain. However, BChl is overestimated in MAM, JJA and SON seasons. OChb, OChl and SO_4^{2-} species are underestimated along the whole year. DUSTs is overestimated in DJF, MAM, and SON seasons, and underestimated in JJA. DUSTm is overestimated throughout the year with strong differences in DJF and MAM. The simulations produce more aerosol burden in the atmosphere during DJF and SON seasons.

Fig. 15 shows Taylor diagram scores between AOD from RegCM simulations and AOD from MERRA-2, MODIS and CAMS datasets. Also, seasonal AOD bias between RegCM simulations and MERRA-2 data is shown in **Fig. 15**. The AOD is overestimated by all simulations in DJF season, except for the TDK simulation. In MAM and JJA seasons, the AOD is underestimated by all RegCM setups, especially over African continent. The bias in AOD for the KF, NH and HR simulations is small compared to GE and TDK for SON season. TDK simulation correlate well with all datasets with an R between 0.8 and 0.9 in DJF season while KF is around 0.8 and NH and HR below 0.8. In MAM and JJA seasons, all simulation correlate between 0.8 and 0.9 except for GE. TDK and KF are the best correlated (around 0.9) in SON season with all observations followed by NH and HR simulations (around 0.8). Taylor scores in DJF season are spread in the diagram; TDK simulation have a NSD close to 1 and NMSE between 0.5 and 0.75 ; KF normalized standard deviation is around 1.25 and NMSE around 0.75 ; NH and HR simulation have a NSD around 0.75 and a NMSE between 0.5 and 0.75. All simulated AOD have a NMSE between 0.5 and 0.75 in MAM and JJA being TDK with lower NMSE in MAM season. NSD is around 0.5 in MAM and between 0.25 and 0.5 in JJA for almost all simulation. TDK have a NSD above 0.5 in MAM season. In SON season TDK and KF simulation have a NSD just above 0.5 and around 0.75 respectively with a NMSE around 0.5 while NH and HR simulations have a NSD around 0.5 with NMSE just below 0.25. GE simulation have NSD just below 0.75 with NMSE around 0.75 for SON season.

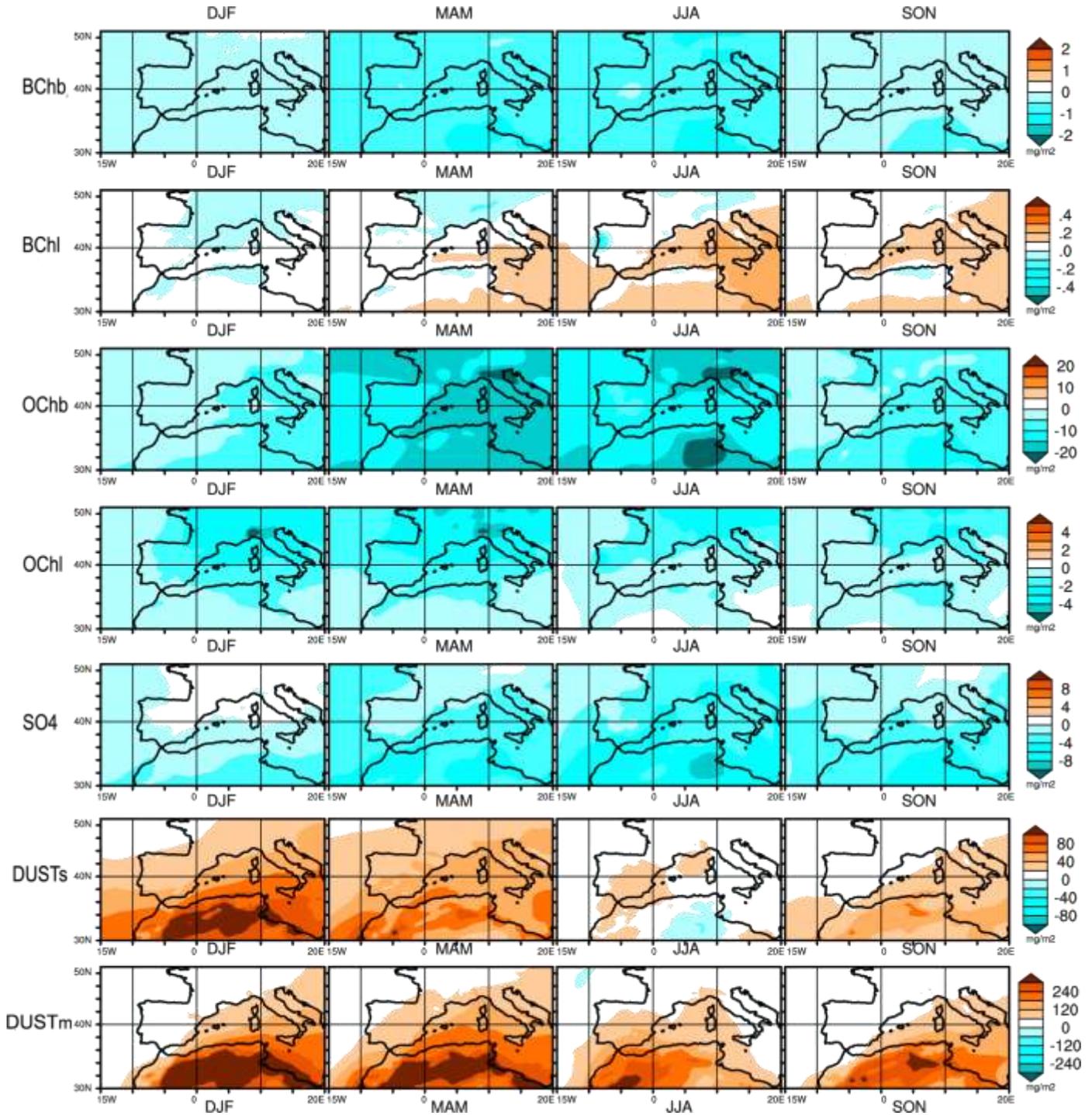


Fig 14. Aerosol burden bias between HR simulation and CAMS aerosol burden data.

The excess of DUST (total) and SSLT in DJF and SON compensates for the underestimation of BC, OC, SO_4^{2-} and SSLT in these seasons and therefore the AOD is better correlated. On the other hand, the decrease in DUST and SSLT during MAM and JJA induces an underestimation of AOD, as the underestimations of SO_4 , BChb and OChb contribute to the AOD decrease.

For dust and SSLT, HR simulation are consistent with [Nabat et al. \(2013\)](#) that evaluated AOD over this domain in the context of Med-CORDEX. [Nabat et al. \(2013\)](#) also reported JJA underestimation of RegCM for RegCM AOD associated with higher AOD in MAM season driven by DUST.. Since DUST and SSLT are produced online they reflects somehow intense wind event simulation and their relation to source regions. The underestimation of SO_4^{2-} is probably due to an underestimation of SO_2 and the prescribed oxidant field climatology from MACCity inventory used to prepare chemical initial boundary conditions. [Granier et al. \(2011\)](#) show SO_4^{2-} underestimation of MACCity reanalyzes over other anthropogenic emission inventories. The aerosol lifetime of carbonaceous aerosols could be extended to improve the ageing process and thus the underestimation of AOD in MAM and JJA season as showed in [Solmon et al., \(2006b\)](#).

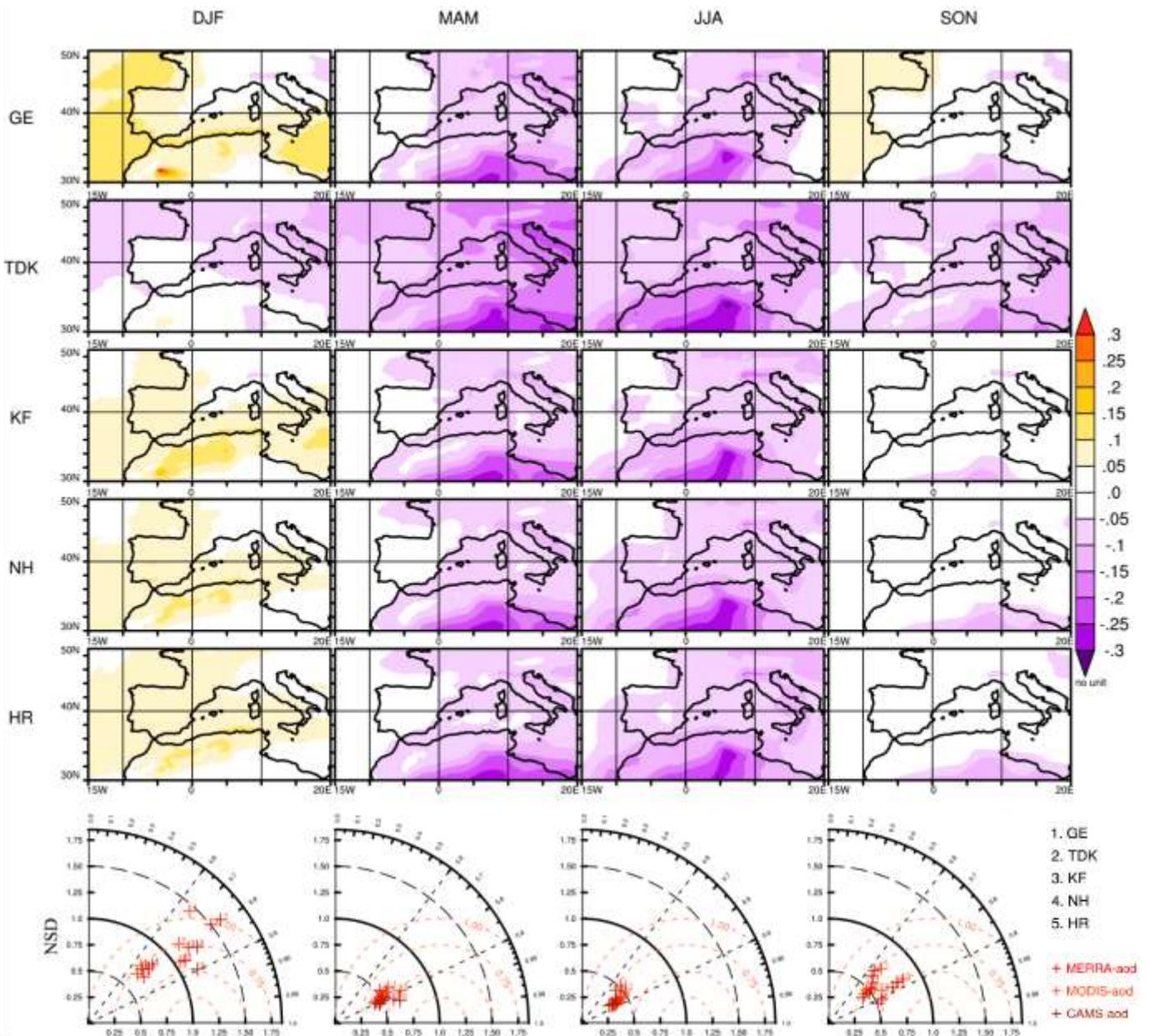


Fig. 15 AOD bias between RegCM simulations and MERRA reanalysis. A season Taylor diagram is presented at the bottom, comparing RegCM-AOD and MODIS, MERRA-2 and CAMS datasets.

3.2.3.2 The Pyrenean area

HR simulation data were used to evaluate aerosol burden and aerosol optical depth over the Pyrenean range (PY) against local observations. **Table 6** shows the scores obtained comparing PY aerosol burden (BC, OC, SO_4^{2-} , SSLT, DUST) and AOD with MERRA-2 reanalysis. Bias for BC, OC, SO_4^{2-} , SSLT, DUST and AOD from PY minus MERRA datasets can be seen in **Fig. 16**. Aerosol burden for all chemical species is poorly predicted with an NMSE around 0.8 in all seasons. BC is well correlated with an R around 0.9 in all seasons but with a NSD around 0.4 for DJF, MAM, and SON season and 0.6 for JJA. BC is underestimated in all seasons with lower bias in MAM and JJA around $-0.4 \text{ mg}/\text{m}^2$ (see **Fig. 16**). However, HR simulation well represents the temporal variation of BC aerosol burden over PY. OC is also well correlated in all seasons. NSD is highly variable through the seasons with values below 0.6. OC burden is underestimated in all seasons with the highest negative bias in MAM and JJA seasons of $-2.25 \text{ mg}/\text{m}^2$. To better understand causes of the underestimation of BC and OC by the model, we compared the emission and deposition fluxes between MERRA-2 and HR. At the study domain scale we calculated the mean seasonal ratio between the emission and deposition fluxes for MERRA-2 and HR. It comes up that the dry deposition of carbonaceous species in HR is higher than in MERRA-2 reanalyzes by a factor of ~ 3 , while wet deposition fluxes are similar.

SO_4^{2-} is well correlated in all seasons, especially in SON with an R of 0.97. Low NSD values are observed in all seasons for SO_4^{2-} and negative bias is present in all seasons. SO_4^{2-} burden from PY well follows temporal evolution of MERRA-2 reanalysis with the highest negative bias in JJA season around $0.4 \text{ mg}/\text{m}^2$. DUST burden, even if it follows MERRA-2 data temporal evolution very well, is highly overestimated, especially in DJF and SON seasons. DUST burdens have a positive bias between 20 and $60 \text{ mg}/\text{m}^2$. SSLT is highly overestimated and correlated with an R around 0.85 for DJF, MAM and SON seasons and 0.67 in JJA. NSD for SSLT burden are highly overestimated in all seasons while its temporal evolution is not well represented. Positive biases between 20 and $90 \text{ mg}/\text{m}^2$ are observed for SSLT burden.

Table 1. Taylor diagram scores between HR simulation and MERRA reanalysis for aerosol burden of Total Black Carbon (BC), Total Organic Carbon (OC), sulfate aerosol (SO_4^{-2}), total Dust (DUST), total Sea salt (SSLT) and Aerosol Optical Depth (AOD) over the Pyrenean range (PY).

Table 6. Seasonal Taylor Diagram scores for aerosol burden and AOD. Normalized Standard Deviation (NSD), Pattern correlation (R) and Normalized Mean Square Error (NMSE)

	Season	NSD	R	NMSE
BC	DJF	0.44	0.91	0.80
	MAM	0.40	0.91	0.79
	JJA	0.46	0.89	0.80
	SON	0.60	0.91	0.81
OC	DJF	0.66	0.95	0.83
	MAM	0.35	0.85	0.84
	JJA	0.26	0.82	0.80
	SON	0.44	0.82	0.84
SO_4^{-2}	DJF	0.50	0.80	0.84
	MAM	0.48	0.89	0.83
	JJA	0.66	0.92	0.80
	SON	0.59	0.97	0.83
DUST	DJF	6.85	0.91	0.86
	MAM	1.56	0.92	0.80
	JJA	1.94	0.75	0.83
	SON	3.05	0.96	0.82
SSLT	DJF	3.33	0.85	0.87
	MAM	2.95	0.88	0.85
	JJA	1.49	0.67	0.86
	SON	2.59	0.88	0.87
AOD	DJF	0.89	0.58	0.76
	MAM	0.39	0.75	0.76
	JJA	0.50	0.81	0.79
	SON	0.52	0.66	0.65

The annual SSLT burden trend seems to be in agreement with annual trends in sea salt AOD reproduced by different global models (GEOS, MACC, LMDZ-OR-iNCA) over the Mediterranean basin (Nabat *et al.*, 2013)!. Seasons of strong wind fields over sea surfaces show very intense sea salt modeled concentration and consequently the AOD.

Moreover, the AOD is correlated with 0.58, 0.75, 0.81 and 0.66 for DJF, MAM, JJA and SON seasons. NMSE for AOD are around 0.75 for DJF, MAM and 0.65 in SON season. NSD are 0.89 in DJF while 0.39, 0.5 and 0.52 in MAM, JJA and SON seasons respectively. As showed in Fig. 16, modeled AOD does not follow the temporal evolution of MERRA AOD dataset. In DJF and SON seasons the AOD is overestimated with values around 0.06 and 0.005 respectively while in MAM and JJA, it is underestimated with values around -0.05 and -0.06.

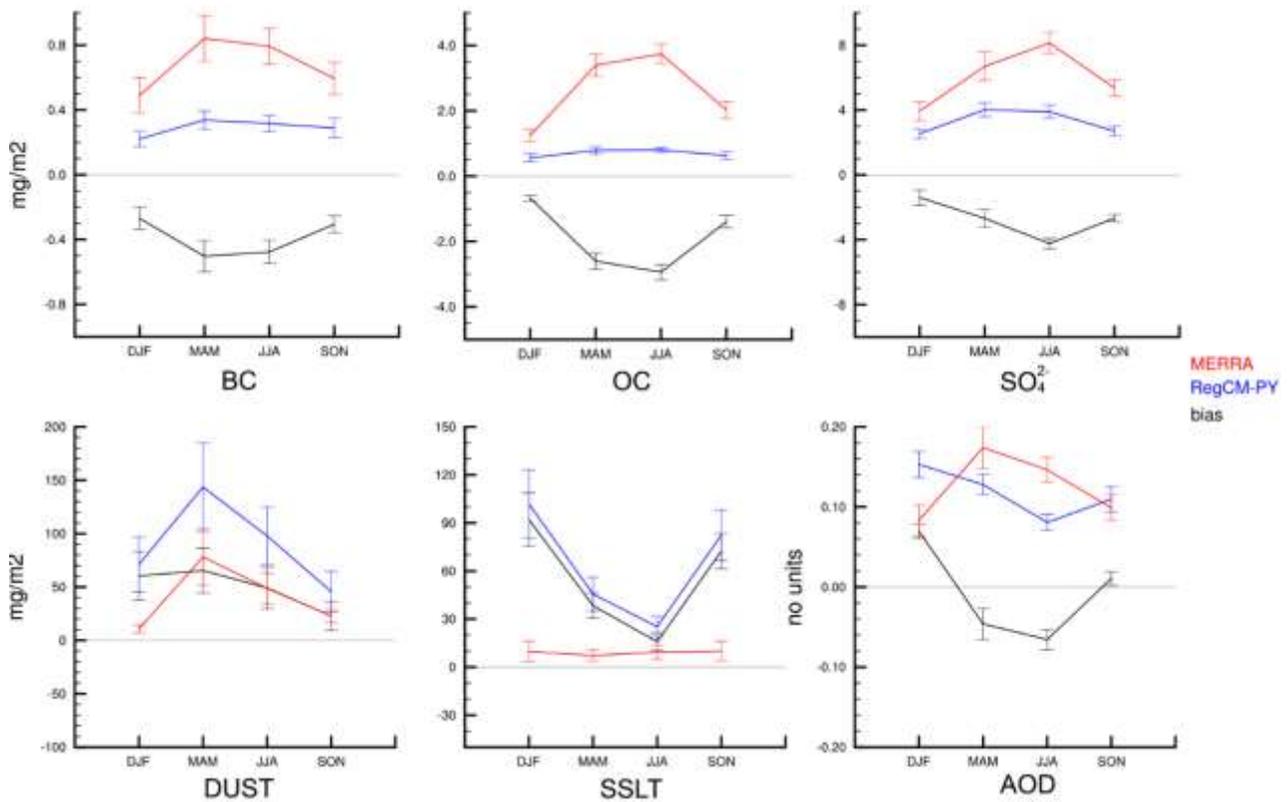


Fig. 16. Bias from PY and MERRA-2 aerosol burden and aerosol optical depth (aod). Aerosol burden is presented in mg/m^2 and aerosol optical depth have no units. Red line is MERRA-2 reanalysis data, the blue line is PY data and black line is the bias from PY minus MERRA-2 datasets. Gray line denotes zero mg/m^2 . Standard deviation is represented by vertical lines for each dataset and season

To assess the variability of aerosol compounds over the year, comparison between simulated monthly mean aerosol compounds concentrations ratios and insitu measured concentrations were performed for the Pic du Midi site. The measured annual trend for 2010 based on

monthly averages was plotted as well as the measured annual average trend over the period 2002-2018 (**Fig. 17**). Comparing these two trends allows the 2010 variation to be compared to an average variation over a 17-year data set. The 2010 annual variation is contained around the multi-year average with its associated standard deviations. Only the month of July 2010 shows an average of each chemical compound outside the multi-annual average and associated standard deviation, this being related to the fact that the number of samples contributing to the average is less important and represents specific episodes. The high standard deviations around the multi-annual mean of calcium and magnesium ions (see **Fig. 17-b**) show the occurrence of punctual and intense dust episodes occurring at the summit of Pic du Midi.

The BC and OC inter seasonal variability is well reproduced by the model as the annual variation of BC and OC compounds is comparable to the annual variation of measured EC and OC. The model seems to well reproduce the temporal occurrence of regional scale biomass burnings and secondary organic aerosol during the summer period. Only the intensities of these annual trends are not comparable, the model largely underestimating the concentrations. This is related to the too high intensity of dry deposition for carbonaceous aerosol parameterized in the model, as highlighted above.

Modeled sulfate concentrations show a temporal evolution and an intensity of an order of magnitude comparable to sulfate measurements (see **Fig. 17-c**). **Fig. 17-b** shows that the model overestimates the dust aerosol concentrations all along the year with a large magnitude. (Tsikerdekis *et al.*, 2017) show through a sensitivity study that REGCM overestimates dust emission fluxes. The inter-seasonal temporal evolution seems to present little coherence with the measurement during the months of March and April. Concerning sea-salt concentrations (**Fig. 17-d**), the modeled concentrations show an annual variation that is not in agreement with the measurement of marine influence tracers at Pic du Midi. This reveals again the problem of overestimation of the marine aerosol sources parameterized in the model according to the intensity of the wind fields in cyclonic season over the oceanic area.

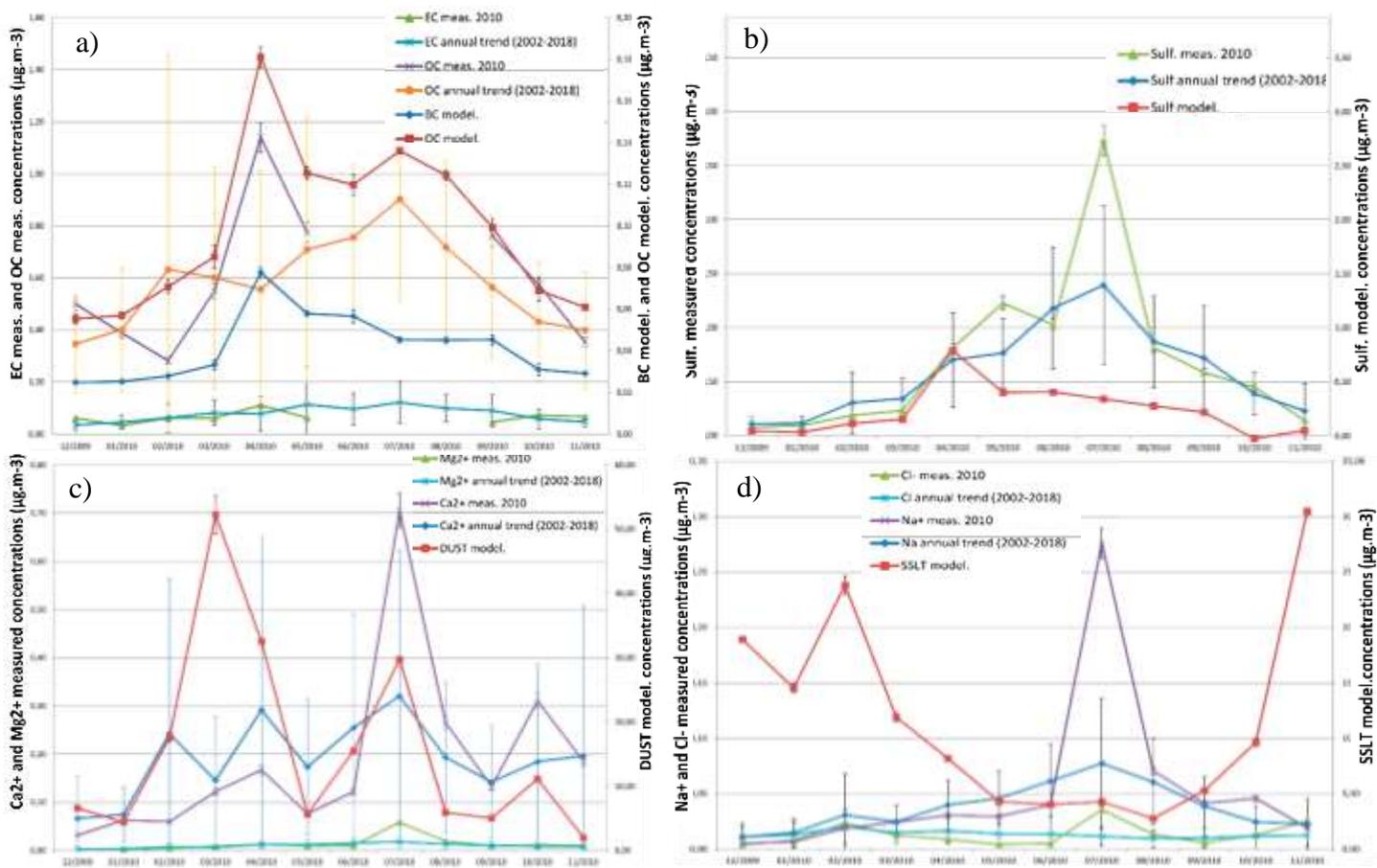


Fig. 17. Annual trends of monthly mean mixing ratios of aerosol compounds modeled with RegCM over Pyrenean area compared to in situ monthly mean aerosol concentrations ($\mu\text{g m}^{-3}$) measured at Pic du Midi site. (a) Modeled BC and OC mixing ratios with EC (Elemental Carbon) and OC measured. (b) Modeled DUST mixing ratio with Ca²⁺ and Mg²⁺ measured as main tracers of dust influence. (c) Modeled SO_4^{2-} mixing ratio with measured sulfate concentrations. (d) Modeled SSLT mixing ratio with Na⁺ and Cl⁻ measured concentration as main tracers of marine influence

3.2.4 Conclusions

To estimate the capability of the model to well transport aerosols over the Pyrenean range, different convective schemes, two dynamical cores and two vertical resolutions were evaluated. The regional climate model RegCM version 4.7 was used to produce one-year simulations to find the optimal parametrization that better simulates the signals in Ts, RH, wind directions (U and V) and intensities, AOD, and precipitation fields (Pr, Prl and Prc). Aerosol burden of BC, OC, SO_4^{2-} , DUST and SSLT over the analyzed domain and PY region have been evaluated. Correlation pattern (R), normalized standard deviations (NSD), normalized mean square error (NMSE) and biases were used to assess simulations performance for these variables with observations and reanalysis data.

HR parametrization (35 km horizontal resolution, 41 sigma levels and non-hydrostatic core with Kain-Fritsch convective scheme) showed the best scores between all evaluated simulations. Seasonal variations of Ts and RH were well simulated by all model configurations with R above 0.9. Ts from CRU was well predicted by all simulations. All simulations are characterized by a warm bias over Europe with cold biases over mountainous regions. All simulations have troubles to predict well RH from ERA5 reanalysis in JJA season with dry biases. However, low seasonal RH bias over mountainous regions is observed. The activation of non-hydrostatic core and a higher vertical resolution allowed to better represent magnitude of RH and its spatial variability, especially in mountainous regions. It has also contributed to reduce the model cold bias. However, Ts was still underestimated over mountainous regions in HR simulation. Direction and intensity of wind components U and V were better represented in DJF and MAM seasons by NH and HR simulations and well reproduced by all simulations in JJA and SON. Seasonal Pr pattern correlation of HR was above 0.8 in comparison with the Tropical Rainfall Measurement Mission Multi Satellite Analysis (TRMM) and Climatic Research Unit (CRU) observations. NH and HR simulations predict in ~50% (NMSE ~ 0.5) seasonal precipitation. HR simulation highly underestimated seasonal mean Pr over oceans in DJF and in SON seasons when compared with TRMM data. A mixed convection parametrization using Kain-Fritsch convective scheme over land and other scheme over ocean might reduce precipitation bias (e.g., MIT scheme over ocean).

AOD comparisons showed an overestimation in DJF, underestimations in MAM and JJA and a well representation in SON season. All simulation have better represented MERRA-2 patterns than that of CAMS reanalysis. HR simulation underestimated burden of carbonaceous and sulfate aerosols overall the domain except for BChI that is overestimated over the north of Africa and the Mediterranean basin in MAM, JJA and SON season. Also, DUST and SSLT are highly overestimated in DJF and SON season while in MAM and JJA are less overestimated. High online emissions of DUST and SSLT in DJF and SON drove AOD in these seasons whereas in MAM and JJA lower DUST and SSLT loads, and the underestimation of all other aerosols decreased AOD. At the Pyrenean (PY) scale, HR aerosol optical depth is overestimated in DJF (0.07 ± 0.01), underestimated in MAM (-0.04 ± 0.02) and JJA (-0.06 ± 0.01), and slightly overestimated in SON (0.01 ± 0.01) season. Seasonal pattern correlation of total BC, OC, and sulfate aerosols with MERRA-2, is well represented; however, they are underestimated in all seasons. In the other hand, total DUST and SSLT are overestimated in all seasons. DUST is well correlated with MERRA-2 but SSLT don't reproduce well MERRA-2 seasonal pattern.

Better representation of aerosol species would improve the representation of aerosol optical depth and aerosol feedbacks. Lifetime, ageing process and alternative emission inventories of carbonaceous and sulfate aerosols could have an impact on aerosol burden and also on AOD. More sensitivity tests of the response of the model thus parametrized to different anthropogenic emissions inventories developed in recent years would be necessary. Having a good parametrization for meteorological variables improve aerosol representation and lay the baseline to modulate DUST and SSLT in RegCM configuration.

This one-year simulation of aerosol burden and aerosol optical depth stands for preliminary results to long term study over ten years, which will be subject of next publication. At this ten-year scale, having a better intra annual representation of aerosol load and AOD could enable to study direct and semi direct aerosol radiative forcing and their feedbacks on climatic variables such as precipitations. The Pyrenean massif will be the object of these study perspectives as a climate sensitive and vulnerable area.

3.2.5 Acknowledgment

The combined dark blue and deep blue MOD08_M3 and MYD08_M3, TRMM_3B42v7 and M2TMNXAERv5.12.4 data were provided by the NASA/Goddard Space Flight Center and PPS, which develop and compute the mentioned data sets archived at the NASA GES DISC.

Analysis used in this study were produced with the Giovanni online data system, developed, and maintained by the NASA GES DISC. We also acknowledge the MODIS and TRMM mission and MERRA-2 scientists and associated NASA personnel to produce the data used in this research effort.

Pic du midi site is partially operated with the support of CNRS-INSU under the long-term observation program and the French Ministry for Research under the ACTRIS-FR national research infrastructure. Pic du Midi site is grateful for support from Université de Toulouse III and the technical support from the personnel of the Observatoire Midi Pyrenees. This work was granted access to the HPC resources of CALMIP supercomputing center under the allocation 2019-2020-P19052

Chapitre 4 - Effet semi direct des aérosols à l'échelle de l'Europe

Sommaire

4.1 Introduction	91
4.2 Configuration du modèle RegCMv4.7 pour les simulations à 10 ans sur la période 2004-2014.	92
4.3 Evaluation de la simulation de référence (REF) sur 10 ans	94
4.3.1 Evaluation des champs météorologiques simulés sur 10 ans	96
4.3.2 Evaluation des variables aérosols sur la colonne atmosphérique simulées sur 10 ans	107
4.4 Quantifications des forçages radiatifs de l'effet semi-direct des aérosols	113
4.5 Rétroactions sur les champs de température, l'humidité relative, les vents et précipitations	118
4.6 Rétroactions sur les aérosols : Emission, transport et dépôts	123
4.6.1 Perturbations dans l'émission de DUST et SSLT	123
4.6.2 Perturbations dans la charge d'aérosol sur la colonne atmosphérique, transport et dépôts	126
Conclusion du chapitre	135

4.1 Introduction

Dans le chapitre précédent le modèle RegCM a été mis au point pour représenter la charge en aérosols atmosphériques sur le domaine de simulation et sur le massif pyrénéen. Les tests de sensibilité ont permis de sélectionner la résolution verticale, le cœur dynamique et le schéma de convection optimaux à l'échelle d'une année pour tenter de simuler une période de 10 ans. Dans ce quatrième chapitre de thèse, deux simulations de 10 ans sur la période 2004-2014 sont les objets d'étude : (i) une simulation de référence (REF) prenant en compte les aérosols atmosphériques et permettant d'estimer les forçages radiatifs associés à leur présence sans rétroactions sur l'équilibre radiatif atmosphérique et la thermodynamique de l'atmosphère et (ii) une simulation (FB pour FeedBack) prenant en compte les forçages radiatifs atmosphériques associés aux aérosols et leur rétroaction sur la thermodynamique et dynamique atmosphérique. Le premier effet indirect associé à la présence de sulfates (effet Twomey) est pris en compte dans les deux simulations. Dans un premier temps, l'évaluation de la simulation REF sur les 10 ans est effectuée par le biais de comparaisons saisonnières avec des jeux de données d'observations et de réanalyses. Les forçages radiatifs directs des aérosols sont aussi évalués au sommet de l'atmosphère, à la surface et dans l'atmosphère. Pour quantifier l'effet semi direct des aérosols, une différence entre la simulation FB et la simulation REF a été faite. Ainsi il est possible d'aborder la variabilité des paramètres météorologiques et du contenu de l'atmosphère en aérosols selon les rétroactions de ces effets radiatifs, notamment sur les émissions et dépôts des aérosols atmosphériques à l'échelle de l'Europe.

4.2 Configuration du modèle RegCMv4.7 pour les simulations à 10 ans sur la période 2004-2014.

Deux simulations de 10 ans ont été conduites pour évaluer les effets semi directs des aérosols sur la période 2004-2014. Une simulation de référence (REF) sans rétroaction et une simulation avec les rétroactions des aérosols sur l'atmosphère (FB). Dans les deux cas, le forçage radiatif de l'effet direct est calculé et le premier effet indirect des sulfates est pris en compte. Également, tant pour REF que pour FB la configuration de la simulation HR du test de sensibilité de la section [3.2.2.1 Model description and general parametrization](#)) est utilisée pour simuler le climat pendant 10 ans (de 00:00 heure UTC en novembre 2003 à 00 :00 heure UTC de décembre 2014, considérant le mois de novembre 2003 comme spin up). Les simulations sont configurées pour s'exécuter avec le cœur non-hydrostatique sur une grille de 35km de résolution horizontale et 41 niveaux sigma de résolution verticale **Fig 7**. La physique du modèle est configurée avec les schémas suivants : le schéma de surface est le module CLM45 ; le schéma radiatif est le module RRTM ; la couche limite planétaire est gouvernée par le module UW-PBL tandis que la précipitation grande échelle est diagnostiquée par le schéma SUBEX et la précipitation convective par le schéma KF. Les conditions initiales aux limites du modèle (ICBC – Initial Condition and Boundary Conditions) ont été forcées à partir des données EIN75. Pour ce qui concerne les aérosols, aucun champ de concentration en aérosol grande échelle ne sert de conditions initiales aux limites du domaine. Seuls les flux d'émission associés d'une part aux cadastres et d'autre part à la friction du vent sur les surfaces tendent à définir à l'issue du temps de spin up les concentrations de fond atmosphérique. Les cadastres MACCity (émissions anthropiques) et Gfasv1.3 (émissions de feux de biomasse) ont été utilisés pour préparer les taux d'émission des aérosols (ICAC). La résolution temporelle des ICBC et ICAC est de 6heures. Les caractéristiques des données EIN75 et les cadastres MACCity et GFasv1.3 sont décrits en détail dans la section [3.2.2.2 Observational data](#)). Les aérosols anthropiques issus des cadastres d'émission pris en compte par le modèle sont le Black Carbon (BC), le Organic Carbon (OC) et les aérosols sulfatés (SO_4^{-2}), qui ont un flux d'émission fixe chaque 6 heures. Les poussières désertiques (DUST) et les sels marins (SSLT) sont émis en ligne en fonction de la friction du vent sur la surface. Les paramétrisations et limites du schéma d'aérosols ont

été données dans le paragraphe 2.3.3 du chapitre 2. A l'issue des travaux décrits dans le chapitre 3, les flux d'émissions de DUST et de SSLT ont dû être modulés pour la simulation sur 10 ans comme indiqué ci-après.

Dans la configuration du modèle qui permet la paramétrisation des émissions de DUST, la rugosité aérodynamique du sol doit être configurée en fonction du domaine et de l'objectif d'étude (Laurent *et al.*, 2008). Marticorena *et al.* (2006) ont étudié la rugosité des sol arides et semi-arides, montrant que pour le désert du Sahara les rugosités du sol varient de 1×10^{-3} à 5×10^{-1} cm selon la localisation géographique. Dans la section 3.2.2.1 Model description and general parametrization), la rugosité aérodynamique avait été fixée à 8×10^{-3} cm provoquant une surestimation de DUST en toutes saisons sur le domaine et sur le massif pyrénéen. Dans la simulation sur 10 ans la rugosité a été changée pour une valeur de 2×10^{-3} cm à la suite de tests de sensibilité effectués à différentes valeurs de la rugosité aérodynamique du sol (6×10^{-3} , 4×10^{-3} et 2×10^{-3} cm). De plus, dans la section 3.2.2.1 Model description and general parametrization), la paramétrisation la plus optimisée (HR) surestime les SSLT d'un facteur 2 par rapport aux réanalyses MERRA-2, sur le massif pyrénéen. Ainsi, dans les simulations à 10 ans, l'émission de SSLT a été divisée par deux à chaque pas de temps.

4.3 Evaluation de la simulation de référence (REF) sur 10 ans

Dans cette section, les champs météorologiques, la charge totale d'aérosol sur la colonne et leur épaisseur optique (AOD) sont évalués. Les observations et réanalyses utilisées ainsi que les métriques d'évaluation utilisées ici ont été décrites en détail dans la section [3.2.2 Methodology](#)). La température de surface à 2m (T_s), l'humidité relative de surface (RH), les composantes du vent (U) et (V) à 10m, la précipitation totale (Pr), la précipitation convective (Prc) et la précipitation à large échelle (Prl) sont évaluées avec les observations et réanalyses CRU, TRMM et ERA5, tandis que la charge totale d'aérosols sur la colonne atmosphérique l'est avec les réanalyses MERRA-2. Dans le **Tableau 7**, les unités et résolution temporelle des variables des observations et réanalyses sont listées.

L'objectif de cette section est d'évaluer dans un premier temps la représentation par RegCM de la variabilité du climat sur une échelle saisonnière. Pour cela, les moyennes saisonnières interannuelles (2004-2014) sont évaluées. Les saisons sont divisées en DJF (Décembre, Janvier et Février), MAM (Mars, Avril et May), JJA (Juin, Juillet et Aout) et SON (Septembre, Octobre et Novembre). Les métriques d'évaluation de la simulation avec les observations sont la corrélation (R), l'écart type normalisé (NSD-Normalized Standar Deviation), l'erreur moyenne quadratique normalisée (NMSE-Normalized Mean Square Error), l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et finalement le biais entre la simulation et l'observation/réanalyse. La corrélation R décrit la capacité du modèle à reproduire l'évènement observé au cours du temps quelle que soit l'intensité ($R=1$ représente un accord parfait de la simulation avec la population d'évènements observés). Le NSD décrit le rapport entre l'écart type de chaque ensemble de données (simulées et observées) par rapport à leur moyenne (NSD = 1 représente l'égalité de la variabilité des jeux de données comparés). Le NMSE décrit le pourcentage d'erreur de la prévision modélisée par rapport à la moyenne de l'évènement observé (NMSE = 0 représente le modèle parfait et NMSE = 1 indique que la valeur simulée a une variabilité d'un ordre de grandeur comparable à la moyenne de la valeur observée). Pour représenter ces métriques, un diagramme de Taylor normalisé par saison a été construit. Pour compléter le diagramme de Taylor avec la notion d'intensité de la différence modèle-observation, des cartes des biais pour chaque champ météorologique ont

été réalisées. L'écart type des différences REF-observation/réanalyse (RMSE) est aussi analysé.

Tableau 7. Unités et résolution temporelles des données et observations utilisés dans l'évaluation de la simulation REF

Données	Variables	Unités	Résolution temporelle
TRMM	Précipitation total	mm day-1	Moyenne de l'accumulation journalière saisonnière sur 10 ans
CRU	Précipitation total	mm day-1	Moyenne de l'accumulation journalière saisonnière sur 10 ans
	Température de surface (2m)	°C	Moyenne saisonnière sur 10 ans
ERA5	Précipitation total	mm day-1	Moyenne de l'accumulation journalière saisonnière sur 10 ans
	Précipitation large échelle	mm day-1	Moyenne de l'accumulation journalière saisonnière sur 10 ans
	Précipitation convectif	mm day-1	Moyenne de l'accumulation journalière saisonnière sur 10 ans
	Température de surface (2m)	°C	Moyenne saisonnière sur 10 ans
	Vecteurs de vent U et V (10m)	m s-1	Moyenne saisonnière sur 10 ans
	Humidité relatif	%	Moyenne saisonnière sur 10 ans
MODIS	Epaisseur optique de l'aérosol (550nm)	1	Moyenne saisonnière sur 10 ans
MERRA-2	Epaisseur optique de l'aérosol (550nm)	1	Moyenne saisonnière sur 10 ans
MERRA-2	Black Carbon total (BC)	µg m-2	Moyenne saisonnière sur 10 ans
	Organic Carbon total (OC)		
	Dust 0.01-10µm total (DUST)		
	Sea salt 0.01-10 µm total (SSLT)		

4.3.1 Evaluation des champs météorologiques simulés sur 10 ans

Le diagramme de Taylor pour l'évaluation de la moyenne saisonnière sur la période 2004-2014 est présenté dans la **Figure 18**. Les biais des moyenne saisonnières pour la période 2004-2014 sont montrés dans la **Figure 19**.

La variation saisonnière de la température à 2m (T_s) de la simulation REF reproduit bien les données CRU et ERA5. Les métriques obtenues dans l'évaluation de T_s de la simulation REF sont cohérentes avec les résultats de [Kotlarski et al., \(2019\)](#), qui a analysé l'incertitude de l'ensemble de cinq RCMs avec des observations sur l'Europe pour la période 1989-2006, montrant : des biais au-dessus de $\pm 2^\circ\text{C}$ et jusqu'à -5°C avec une erreur absolue moyenne de 9°C sur des zones avec des variations topographiques fortes. Tous les modèles sont biaisés de la même manière, comme suggéré par [Vautard et al., \(2021\)](#), qui a évalué un ensemble de huit GCMs et onze RCMs pour la période 1981-2010 à l'échelle de l'Europe : cette étude montre un biais moyen de $\pm 2^\circ\text{C}$ avec une dispersion plus grande sur le nord de l'Afrique et les régions de montagnes ; quelques modèles montrent un biais négatif de -5°C alors que d'autres un biais positif entre $2 - 6^\circ\text{C}$ sur certaines régions de l'Europe. La température de surface simulée par REF est bien évaluée avec un NMSE autour de 0.2, exception faite pour CRU en JJA (0.37). La corrélation (R) avec les deux jeux de données est supérieure à 0.97, sauf pour la saison JJA (0.93). Le (NSD) est autour de 0.9, ce qui signifie que les ordres de grandeur des variations des températures simulées sont proches des variations des observations. Cependant, le RMSE de la comparaison REF/CRU est pour toutes les saisons autour de 6°C alors qu'il varie autour de 6.5°C pour REF/ERA5 pour DJF et JJA et autour de 5°C en MAM et SON (cf.

Annexe 1). Les différences entre les grandeurs modélisées et les observations varieront au maximum dans cet intervalle d'amplitude renseigné par le RMSE. La différence majeure réside dans les zones de montagne. REF sous-estime T_s dans la région des Pyrénées et les Alpes pour toutes les saisons si l'on compare à CRU tandis que les biais avec ERA5 suggèrent une légère surestimation. Les données CRU sont construites à partir de l'interpolation des mesures in-situ à différentes altitudes. Dans l'analyse de la température de surface, l'altitude n'a pas été prise en compte dans la comparaison avec les données CRU ; ceci rajoute un pourcentage aux biais sur les zones de montagne ([Vautard et al., 2021](#)). En DJF, T_s est sous-estimé sur le Nord de l'Afrique (-1°C) et le sud de la côte de l'Espagne (-1°C), et elle

est surestimée sur le nord du domaine ($+2^{\circ}\text{C}$) ; tandis qu'en MAM, JJA et SON la température de surface est plutôt surestimée sur l'ensemble des surfaces continentales dans REF-CRU ($2 \pm 2^{\circ}\text{C}$) et REF-ERA5 ($2 \pm 2^{\circ}\text{C}$). La température de surface océanique est sous-estimée en DJF, MAM, JJA sur la mer Méditerranée (-1°C) alors que sur l'océan Atlantique, le modèle a tendance à la surestimer ($+1^{\circ}\text{C}$).

L'humidité relative (RH) a été évaluée avec les réanalyses ERA5. La simulation REF simule RH avec un NMSE autour de 0.4 sur toutes les saisons et un R au-dessus de 0.91. Même si la RH est bien corrélée avec les réanalyses, les valeurs modélisées surestime d'environ 40% la moyenne des observations ; ceci est représenté par des valeurs de NSD légèrement au-dessus de 1, spécialement en MAM (1.22). Le RMSE pour l'humidité relative est 15% pour DJF, 21% pour MAM, 27 % pour JJA et 18% pour SON. Les biais entre REF-ERA5 montrent une tendance à surestimer l'humidité relative au-dessus des surfaces océaniques (0 à 20%) et à la sous-estimer au-dessus des surfaces continentales (0 à -15%). Les biais les plus forts sont observés en JJA ($>20\%$), ce qui explique le RMSE de 27% d'humidité relative en cette saison. La RH est surestimée en région de montagnes pendant toutes les saisons, et particulièrement en DJF (10%).

En ce qui concerne l'évaluation des champs de vent, les composantes du vent, U et V, ont été évaluées avec les réanalyses ERA5. La composante du vent U est prédite avec un NMSE autour de 0.4 pour les saisons JJA et SON, et pour DJF et MAM 0.34 et 0.53 respectivement. La simulation REF est bien corrélée avec un R autour de 0.9 en DJF, JJA et SON, et de 0,86 pour MAM. La simulation REF reproduit bien les variabilités de U avec des intensités de ces variabilités plus fortes (2 m s^{-1}) retraduites par une NSD au-dessus 1.0 pour toutes les saisons. Les RMSE pour DJF, MAM, JJA et SON, sont 1.12, 0.68, 1.70 et 0.14 m s^{-1} respectivement. Les biais REF-ERA5 montrent une surestimation de U sur l'Europe et une tendance à sous-estimer dans les régions de montagne (Les Pyrénées et Les Alpes) ($>2 \text{ m s}^{-1}$). De façon plus localisée, autour des régions de montagne la sous-estimation est accentuée, notamment pour la saison DJF, ainsi que dans le nord de l'océan Atlantique et sur la mer Méditerranée. Pour les saisons MAM, JJA et SON la composante du vent U est sous-estimée dans le sud de l'Océan Atlantique ($<2 \text{ m s}^{-1}$).

En ce qui concerne la composante du vent V, le NMSE est autour de 0.3 pour les saisons MAM, JJA et SON avec une corrélation autour de 0.95, alors qu'il est de 0.61

avec 0.82 de corrélation pour la saison DJF. Le NSD de V pour DJF, MAM et SON est autour de 0.9 et de 1.03 pour JJA. Les RMSE pour DJF, MAM, JJA et SON sont 0.58 m s^{-1} , 0.78 m s^{-1} , 2.15 m s^{-1} et 0.19 m s^{-1} respectivement. Les biais REF-ERA5 sont assez homogènes sur tout le domaine. En DJF une surestimation est observée au sud de l'Océan Atlantique (1.5 m s^{-1}), tandis que l'ouest de la mer Méditerranée et la région des Alpes connaissent une sous-estimation (-1.5 m s^{-1}). En MAM, le modèle a tendance à sous-estimer V sur le domaine ($>-1 \text{ m s}^{-1}$) avec quelques surestimations ponctuelles (1 m s^{-1}). En JJA la composante V est aussi homogène, cependant le RMSE pour cette saison est le plus élevé (2.15 m s^{-1}), dénotant une variabilité importante localisée (sous-estimation sur l'Atlantique, les côtes de l'Espagne, l'Italie, les Pyrénées et les Alpes et surestimation observée en mer Adriatique ainsi que sur l'Afrique du Nord). En SON, les biais sont plus faibles, avec une légère surestimation sur l'Océan Atlantique et le centre de l'Europe de l'Ouest. Des biais positifs et négatifs entourent la mer Méditerranée et ses côtes. [Vautard et al., \(2021\)](#) ont comparé la vitesse du vent annuelle à la surface des différents RCMs avec les réanalyses ERA5, montrant des biais positifs de jusqu'à 2 m s^{-2} (RegCM).

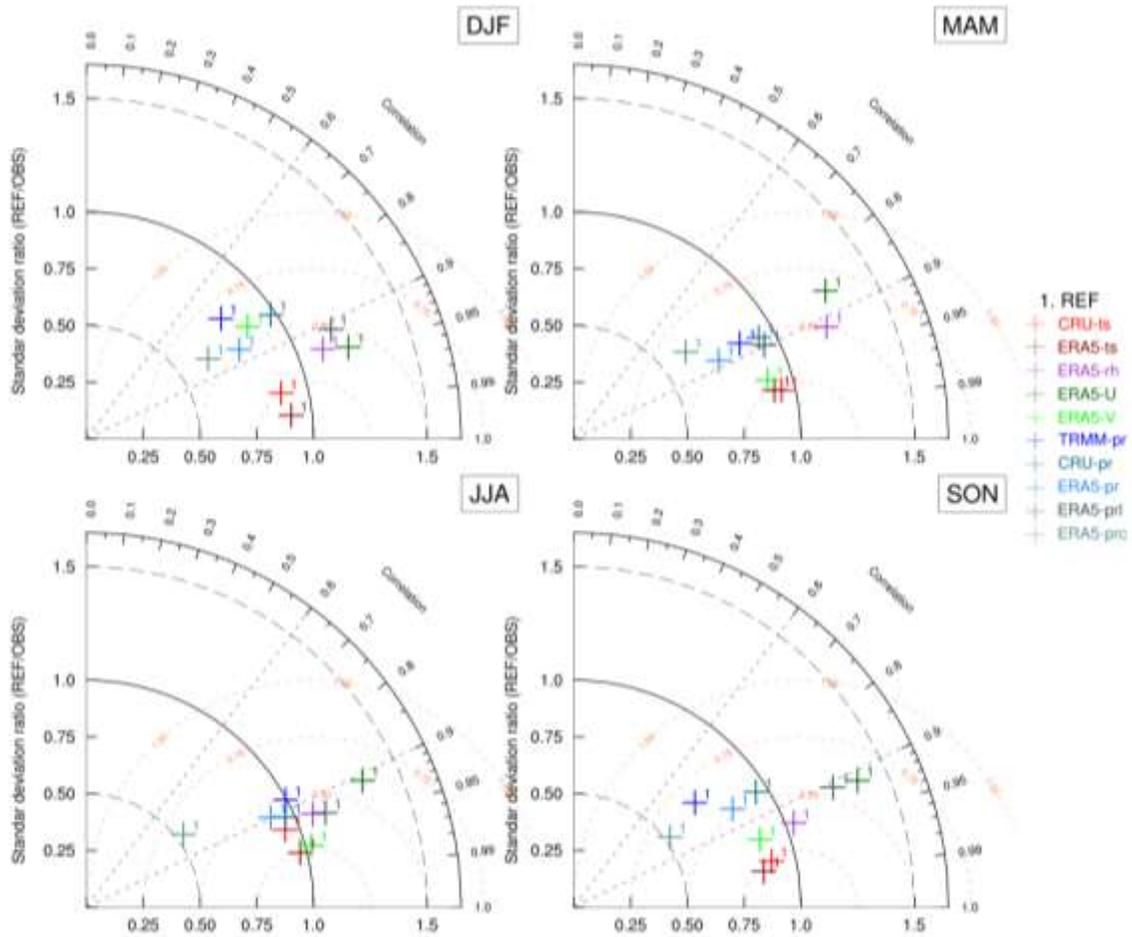


Figure 18. Diagramme de Taylor de la moyenne saisonnière interannuelle (2004-2014) évaluant la simulation REF avec des observations/réanalyses pour la température de surface à 2m (ts), l'humidité relative (rh), les composantes du vent U et V, les précipitations totales (pr), convectives (prc) et grande échelle (prl).

En ce qui concerne l'évaluation des précipitations simulées, la précipitation totale (Pr) de la simulation REF a été évaluée avec les données TRMM, CRU et ERA5. Pour la saison DJF, le NMSE entre REF et les données CRU et ERA5, est autour de 0.5 avec une corrélation au-dessus de 0.8 tandis qu'avec TRMM le NMSE est 0.73 avec une corrélation de 0.74. Le NSD est de 0.98 avec CRU, 0.78 avec ERA5 et de 0.79 avec TRMM. En DJF, le RMSE avec CRU, ERA5 et TRMM est, 0.57 mm day^{-1} , 0.46 mm day^{-1} et 0.7 mm day^{-1} respectivement. Ainsi pour la saison DJF, la simulation REF est davantage en accord avec les données ERA5. Ceci peut aussi être apprécié par les biais présentés dans la figure 19 avec les réanalyses ERA5, qui sont plus faibles en comparaison avec TRMM et CRU sur la saison DJF, notamment dans les régions de plus haute altitude. La simulation REF estime plus de

précipitations dans les régions des Pyrénées, des Alpes, des côtes de l'Atlantique et du bassin Méditerranéen que les données TRMM et CRU. En dehors de ces zones, une sous-estimation par le modèle de la précipitation totale est observée, notamment sur l'Atlantique Nord (TRMM et ERA5) et l'ouest du bassin Méditerranée (TRMM).

Pour la saison MAM, les évaluations de Pr suggèrent que la simulation REF est davantage en accord avec les observations CRU. Le NMSE est autour de 0.5 avec une corrélation d'environ 0.88 avec les trois jeux de données utilisés. La différence dans l'évaluation avec les observations réside dans : le NSD de 0.84, 0.93, 0.72 et le RMSE de 0.8 mm day^{-1} , 0.59 mm day^{-1} , 0.71 mm day^{-1} avec TRMM, CRU et ERA5 respectivement. Pour la saison MAM et tous les jeux de données, la simulation REF reproduit plus de précipitations dans la région de l'Afrique du Nord (biais positif) ainsi que dans les régions des Pyrénées et des Alpes.

Pour la saison JJA, la simulation REF présente un NMSE et une corrélation autour de 0.45 et 0.9 respectivement avec les trois jeux de données pour la précipitation totale. Un NSD de 1.0, 0.96 et 0.9 et un RMSE de 0.47 mm day^{-1} , 1.11 mm day^{-1} et 0.68 mm day^{-1} sont obtenus quand REF est comparé avec TRMM, CRU et ERA5 respectivement. Une surestimation importante est observée sur l'Afrique du nord, en Espagne et en Italie. Pr est aussi surestimée sur les zones de montagne à cette saison et de manière plus importante en comparaison avec les saisons DJF et MAM. Un biais positif est aussi observé sur les montagnes de l'Atlas.

En SON, la simulation REF est moins efficace dans la prévision des données TRMM par rapport à CRU et ERA5. REF a obtenu un NMS

E de 0.71, 0.56 et 0.55 avec TRMM, CRU et ERA5 avec des corrélations de 0.76, 0.84, et 0.85 respectivement. REF a obtenu un NSD de 0.70, 0.95 et 0.82 avec un RMSE de 0.5 mm day^{-1} , 0.38 mm day^{-1} et 0.49 mm day^{-1} avec TRMM, CRU et ERA5. En cette saison, REF sous-estime fortement la précipitation au nord de l'Atlantique et à l'ouest de la mer Méditerranée dans les biais avec les données TRMM. Comme pour la saison précédente, des biais positifs sont observés pour les régions de montagne, mais aussi sur les côtes du bassin Méditerranéen.

Les métriques obtenus pour l'analyse de la simulation REF sont en accord avec les résultats obtenus par [Kotlarski et al., \(2019\)](#), qui dans son analyse de l'ensemble de cinq

RCMs avec des observations sur la période 1989-2006 à l'échelle de l'Europe, a trouvé un écart type de la moyenne saisonnière de la précipitation totale de plus de 50% sur les zones de montagne et un biais de $\pm 2 \text{ mm day}^{-1}$ sur les surfaces continentales. Un biais de 50% a été trouvé sur la précipitation totale par [Vautard et al., \(2021\)](#) dans l'évaluation d'un ensemble de RCMs à l'échelle de l'Europe. Dans cet ensemble de RCMs évalué, le modèle RegCM a, quant à lui, sous-estimé la précipitation totale sur le domaine (-1.1 mm day^{-1}).

Pour apprécier l'aptitude du modèle à reproduire les variabilités annuelles en précipitation à une échelle de temps mensuelle plus fine que la saison, les moyennes mensuelles de P_r pour la période 2004-2014 en différents points du domaine ont été tracées et comparées aux jeux de données (**Figure 20**). Les points ont été nommés en fonction de la proximité des stations de mesure qui ont servi à construire les jeux de données CRU et des zones d'intérêt sur le domaine (l'océan Atlantique et la mer Méditerranée). Les points Toulouse (TLS), Barcelone (BAR), Casablanca (CB), Argel (ARG), Zurich (ZUR), Rome (ROM), Atlantique (ATL) et Méditerranée (MED) ont ainsi été choisis. La Figure 20 montre que la simulation REF reproduit correctement la variabilité moyenne annuelle de la précipitation moyenne mensuelle sur une échelle temporelle de 10 ans. La précipitation totale observée est bien corrélée avec la simulation REF sur les points ARG, ROM, ATL et MED avec de légères variations dans l'intensité. Au nord du massif Pyrénéen, TLS s'avère être le point avec une variation inter mensuelle élevée avec plus de précipitations simulées qu'observées en février et en septembre. Au sud du massif Pyrénéen, le point BAR est aussi bien corrélé avec moins de précipitations simulées par REF en février et plus en mai par rapport aux observations. Le point CB est fortement sous-estimé entre juillet et septembre, possiblement dû à la difficulté du modèle à estimer les précipitations dans des zones avec de forts contrastes d'humidité entre saisons, en zone de transition océan- surfaces continentales et en zone de proche relief (Atlas). La simulation REF a aussi surestimé la précipitation entre juillet et septembre sur le point ZUR, au nord des Alpes. Malgré cette variabilité spatiale des biais du modèle, les ordres de grandeur et variabilité saisonnière simulés des précipitations restent raisonnablement évalués.

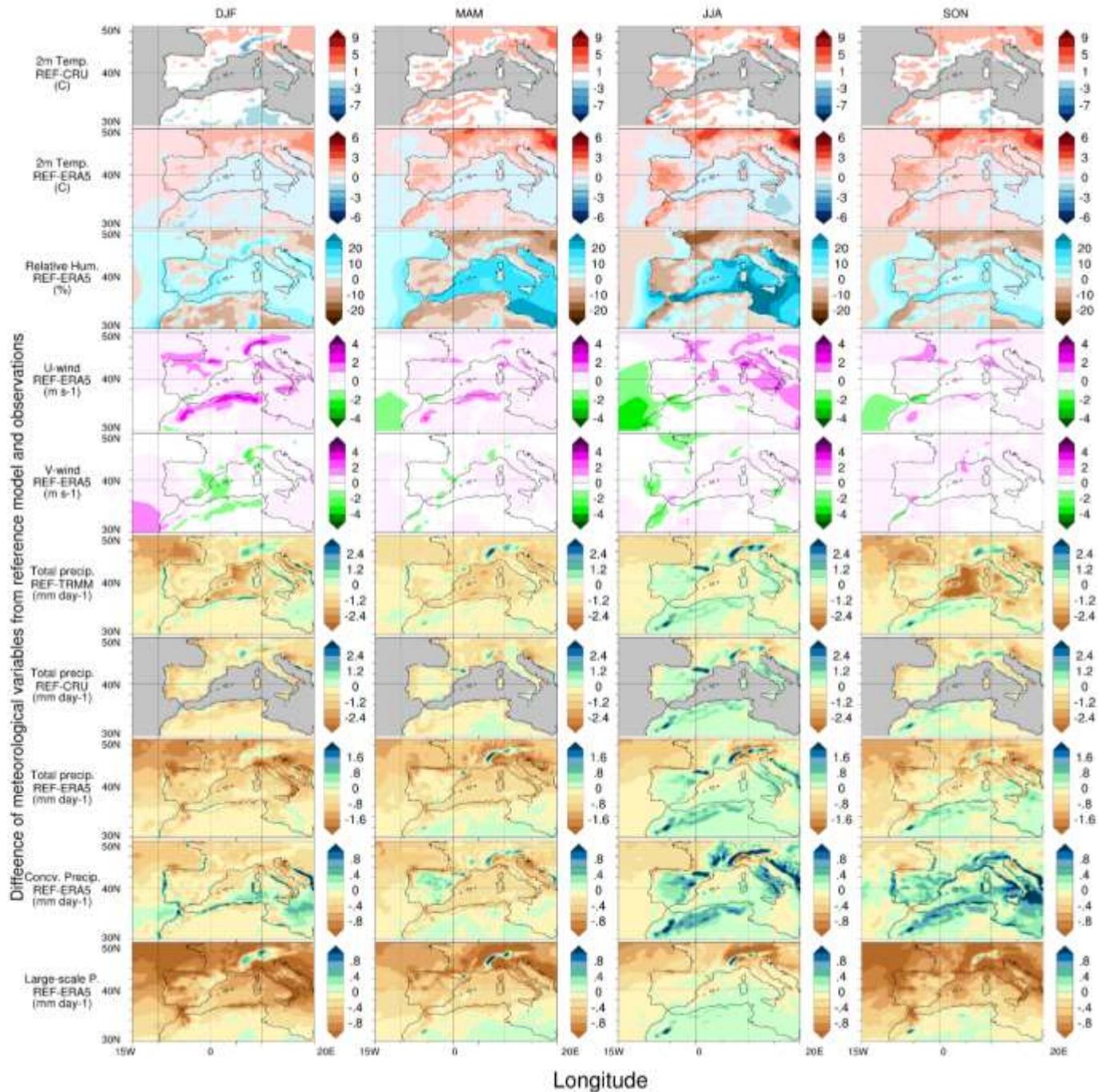


Figure 19. Différences saisonnières moyennes interannuelles (2004-2014) entre la simulation REF et les observations/réanalyses.

En ce qui concerne la précipitation convective (Prc) et grande-échelle (Prl), elles ont été évaluées avec les réanalyses ERA5. En DJF, le NMSE est de 0.58 et 0.42 pour Prc et Prl avec une corrélation de 0.83 et 0.91 respectivement. Le NSD obtenu pour Prc et Prl est de 0.64 et 1.18 avec un RMSE de 0.98 et 0.87 $mm\ day^{-1}$. Dans la plupart du domaine, autant la précipitation convective que la précipitation grande-échelle tendent à être sous-estimées. Cependant, la simulation REF a un biais positif de Prc dans le bassin Méditerranéen et la Prl est plutôt surestimée sur la région des Alpes. Dans la région des Pyrénées, Prc et Prl sont sous-estimées.

En MAM, le NMSE est de 0.66 et 0.46 pour Prc et Prl avec une corrélation de 0.79 et 0.9 respectivement. Le NSD obtenu pour Prc et Prl est de 0.62 et 0.94 avec un RMSE de 1.02 et 0.98 $mm\ day^{-1}$. Les cartes de biais entre la simulation REF et ERA5 montrent la contribution de chaque type de précipitation au biais observé dans l'évaluation de la précipitation totale. REF surestime les deux types de précipitation dans le nord de l'Afrique. Prc a un biais positif sur l'Espagne, sur les Pyrénées et les Alpes. Cependant, le biais positif de Prl dans les Alpes est plus fort que pour Prc. Pour la saison JJA, le NMSE est de 0.64 et 0.38 pour Prc et Prl avec une corrélation de 0.80 et 0.93 respectivement. Le NSD obtenu pour Prc et Prl est de 0.53 et 1.13 avec un RMSE de 1.01 et 0.62 $mm\ day^{-1}$. En JJA, contrairement à la saison précédente, la précipitation convective est plus surestimée que la précipitation grande-échelle, notamment sur les zones de haute altitude et spécialement sur le massif Pyrénéen.

En ce qui concerne la saisonne SON, le NMSE est de 0.63, et 0.43 pour Prc et Prl avec une corrélation de 0.81 et 0.91 respectivement. Le NSD obtenu pour Prc et Prl est de 0.52 et 1.26 avec un RMSE de 1.02 et 0.87 $mm\ day^{-1}$. La précipitation convective est plutôt surestimée dans tout le domaine notamment sur le bassin Méditerranéen tandis que la précipitation grande-échelle est sous-estimée, spécialement sur le nord de l'Atlantique et aux alentours des Alpes.

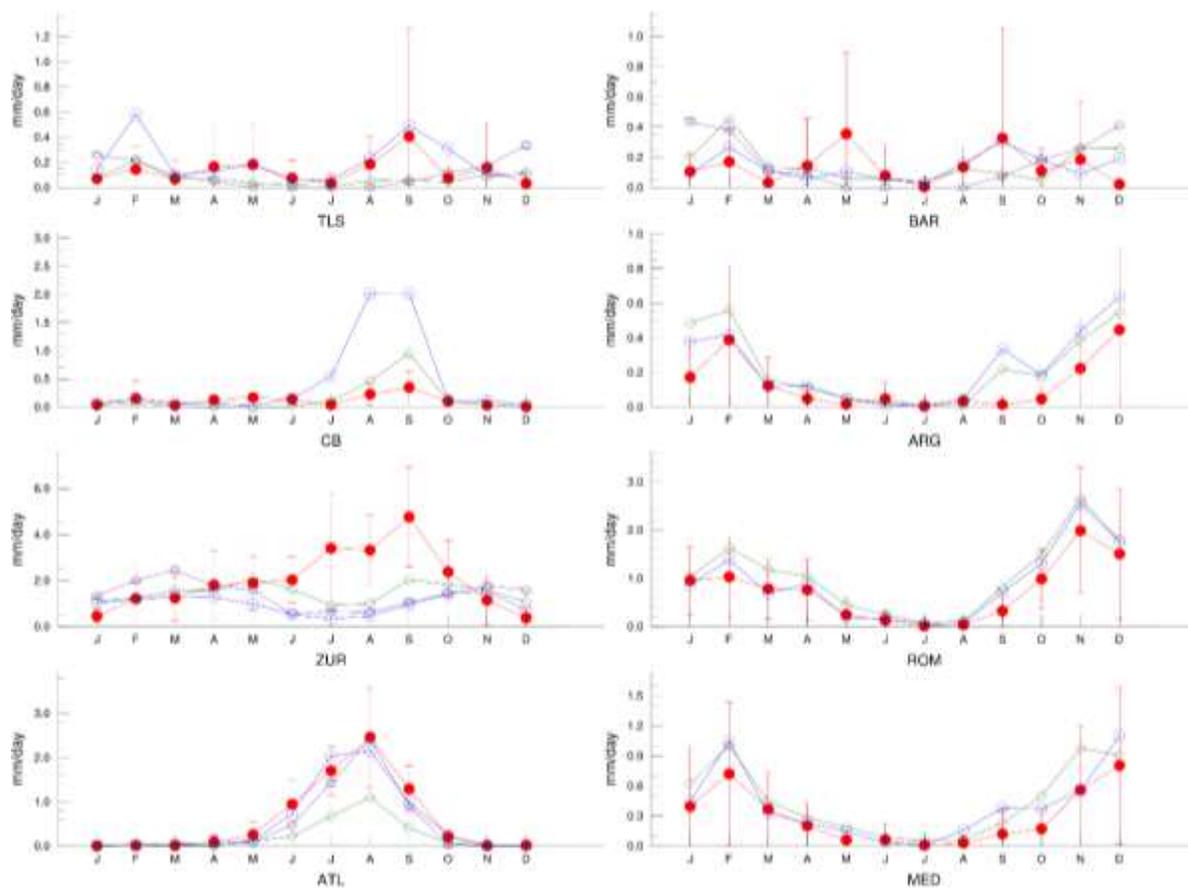


Figure 20. Comparaison de la moyenne mensuelle sur la période 2004-2014 de la précipitation totale pour différents points de grille du modèle de la simulation REF (rouge) et les observation/réanalyses CRU (violet), TRMM (bleu) et ERA5 (vert). Les points ont été nommés selon les stations CRU les plus proches des points de grille du modèle : Toulouse (TLS), Barcelone (BAR), Casablanca (CB), Argel (ARG), Zurich (ZUR), Rome (ROM), Océan Atlantique (ATL) et Mer Méditerranée (MED).

Les tendances de précipitation totale ont été calculées pour la période 2004-2014 à partir des moyennes mensuelles des précipitations journalières. L'objectif est d'identifier un comportement de la précipitation totale simulée par REF sur les 10 ans d'analyse et de mettre en contexte les valeurs de Pr obtenues avec les observations. Dans la **Figure 21**, la tendance à l'échelle de 10 ans est montrée pour les huit points analysés. En comparaison avec les observations, REF dans les points ATL, MED, ROM et ARG, reproduit bien la variabilité interannuelle et les intensités ainsi que la tendance des observations ; seul ARG, quant à lui, connaît des tendances différentes selon les observations (positive ou négative). Cependant, dans les zones proches de relief marquée (ZUR et BAR) le modèle est très variable en termes de variabilité interannuelle et de quantité de pluie. Pour ZUR, les observations ont des intensités différentes et pour BAR les tendances des observations sont différentes. La simulation REF, comparativement aux observations, sous-estime aussi la précipitation totale dans les points TLS et CB.

La tendance de la simulation REF en TLS CB, ROM et ATL montre une augmentation moyenne de pluie annuelle autour de $0.005 \text{ mm day}^{-1}$ tandis que celle de BAR est de 0.01 mm day^{-1} par an. Une diminution de la précipitation totale est observée pour CB, ARG, Zur et MED. Les points CB et ARG sont situés sur les côtes de la mer Méditerranée et la tendance peut être associée aux conditions climatiques du bassin. Le point MED a une diminution moyenne de $-0.02 \text{ mm day}^{-1}$ par an. La diminution de la précipitation annuelle sur la Mer Méditerranée a été déjà reportée dans le passé sur la période 1950-2002 ([García-Ruiz et al., 2011](#)), sur différentes périodes d'évènements de pluie extrêmes et de sécheresse ([Brossier et al., 2013](#); [Drobinski et al., 2018](#); [Flaounas et al., 2013](#); [Khodayar et al., 2018](#)) et pendant de la campagne de mesures HYMEX sur le bassin méditerranéen ([Drobinski et al., 2014](#)).

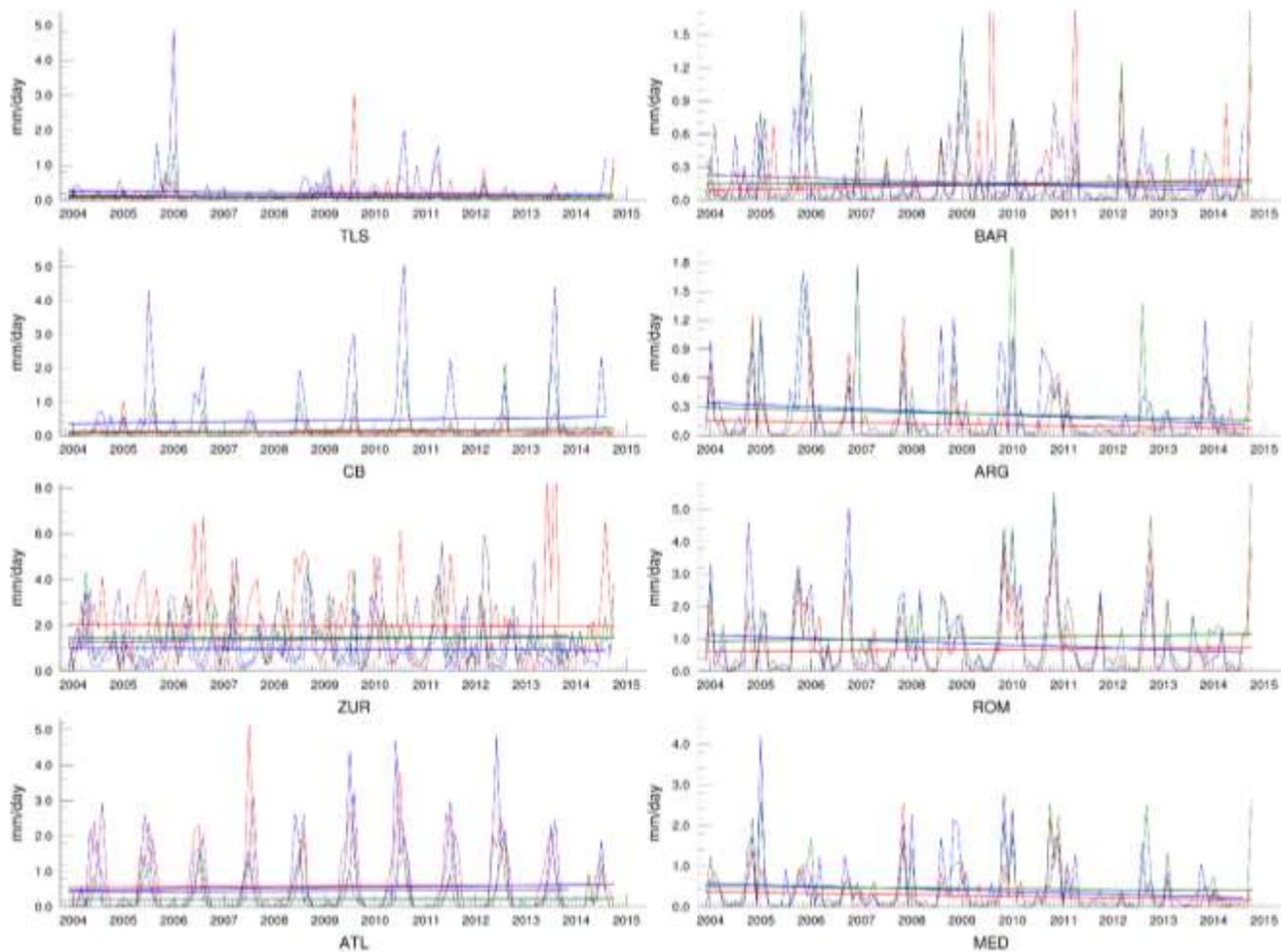


Figure 21. Tendances de précipitation totale (mm day^{-1}) sur différents points du domaine à l'échelle de 10 ans (2004-2014) : Toulouse (TLS), Barcelone (BAR), Casablanca (CB), Argel (ARG), Zurich (ZUR), Rome (ROM), océan Atlantique (ATL) et mer Méditerranée (MED). Les données du simulation rREF (rouge), TRMM (bleu), CRU (violet) et ERA5 (vert).

4.3.2 Evaluation des variables aérosols sur la colonne atmosphérique simulées sur 10 ans

La charge dans la colonne atmosphérique de Black Carbon (BC), de Organic Carbon (OC), de sulfates (SO_4^{-2}), de poussières minérales (DUST), de sel marin (SSLT) a été évaluée avec les réanalyses MERRA-2. L'épaisseur optique atmosphérique des aérosols (AOD) quant à elle a été évaluée à la fois avec les réanalyses MERRA-2 et avec les observations MODIS. Les réanalyses MERRA-2 fournissent la charge d'aérosols de BC, OC, DUST et SSLT dans la colonne atmosphérique. Pour rendre la charge d'aérosols de la simulation REF comparable avec les données MERRA-2, la charge d'aérosol total de BC et OC a été calculée en rassemblant leurs parts hydrophobe et hydrophile, le DUST total, en rassemblant les 4 bins et le SSLT total, en rassemblant les 2 bins de la simulation REF. La moyenne saisonnière pour chaque variable a été calculée sur l'échelle de temps de 10 ans (2004-2014) et à l'échelle de l'Europe. L'analyse a été faite avec les métriques décrits précédemment et un diagramme de Taylor par saison a été construit (**Figure 22**). Les cartes des biais entre la simulation REF et MERRA-2/MODIS sont présentées dans la **Figure 23**. Au cours de travaux préalables, [Nabat et al., \(2013\)](#) ont comparé les charges en aérosols simulées par le modèle RegCM avec différents modèles et des observations : les comparaisons montrent une sous-estimation des espèces d'aérosol ainsi qu'une sous-estimation de l'AOD sur l'Europe pour la période 2003-2009 ; de plus dans les comparaisons de RegCM avec d'autres modèles, le BC est bien corrélé, le OC est légèrement sous-estimé, le sulfate est fortement sous-estimé, les DUST sont bien corrélées mais fortement sous-estimés en juin-août et les SSLT sont bien corrélés mais sous-estimés sur la période d'étude. Dans les comparaisons qui sont mises en œuvre pour évaluer la charge en aérosols de la simulation REF, ces appréciations à l'échelle de l'Europe sont bien retrouvées.

En effet, le BC a un NMSE autour de 0.38, 0.34, 0.32 et 0.30 pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON respectivement et un R au-dessus de 0.93 pour toutes les saisons. La simulation REF reproduit bien la variation spatiale du BC dans toutes les saisons mais une différence en intensité est observée. Cette différence montre que le modèle tend à sous-estimer le BC comparativement aux observations avec des NSD de 0.70, 0.65, 0.51 et 0.67 pour DJF, MAM, JJA et SON et un RMSE autour de 0.83 mg m^{-2} .

Le contenu en BC de la colonne atmosphérique est donc sous-estimé sur tout le domaine, spécialement en MAM sur l'Europe continentale et en JJA sur la mer Méditerranée. Cependant, le biais est plus faible sur les zones de haute altitude (L'Atlas, les Pyrénées et les Alpes). Une sous-estimation sur la vallée du Po en Italie est aussi constatée : la difficulté du modèle à reproduire les champs d'advection au-dessus du massif alpin peut en être la cause, au même titre que la faiblesse des cadastres d'émissions anthropiques.

L'OC a obtenu un NMSE autour de 0.66, 0.63, 0.69 et 0.50 pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON avec une corrélation de 0.79, 0.81, 0.77 et 0.88 respectivement. Les biais en DJF indiquent une légère sous-estimation sur tout le domaine et une surestimation localisée sur l'Europe de l'Est avec un NSD de 1.49, possiblement due à la surestimation des sources d'émission à l'est de l'Europe avec un RMSE de 0.97 mg m^{-2} (Cf. **Annexe 2**). Pour la saison MAM, l'ordre de grandeur simulé est en accord avec les observations avec un RMSE de 0.98 mg m^{-2} qui est associé à un NSD de 1.13. En MAM es biais négatifs semblent plus accentués que pour la saison DJF. Néanmoins en JJA un NSD de 0.22 et un RMSE de 1.05 mg m^{-2} sont observés. En cette saison l'OC est fortement sous-estimé sur le domaine et spécialement sur les côtes de l'Algérie et du Portugal : la source d'émission associé aux transports maritimes semble faible. En SON le NSD est de 0.64 et le RMSE est de 1.00 mg m^{-2} et l'OC semble sous-estimé sur le domaine. En MAM, JJA et SON le biais négatif de OC est moindre sur les Pyrénées et sur les Alpes.

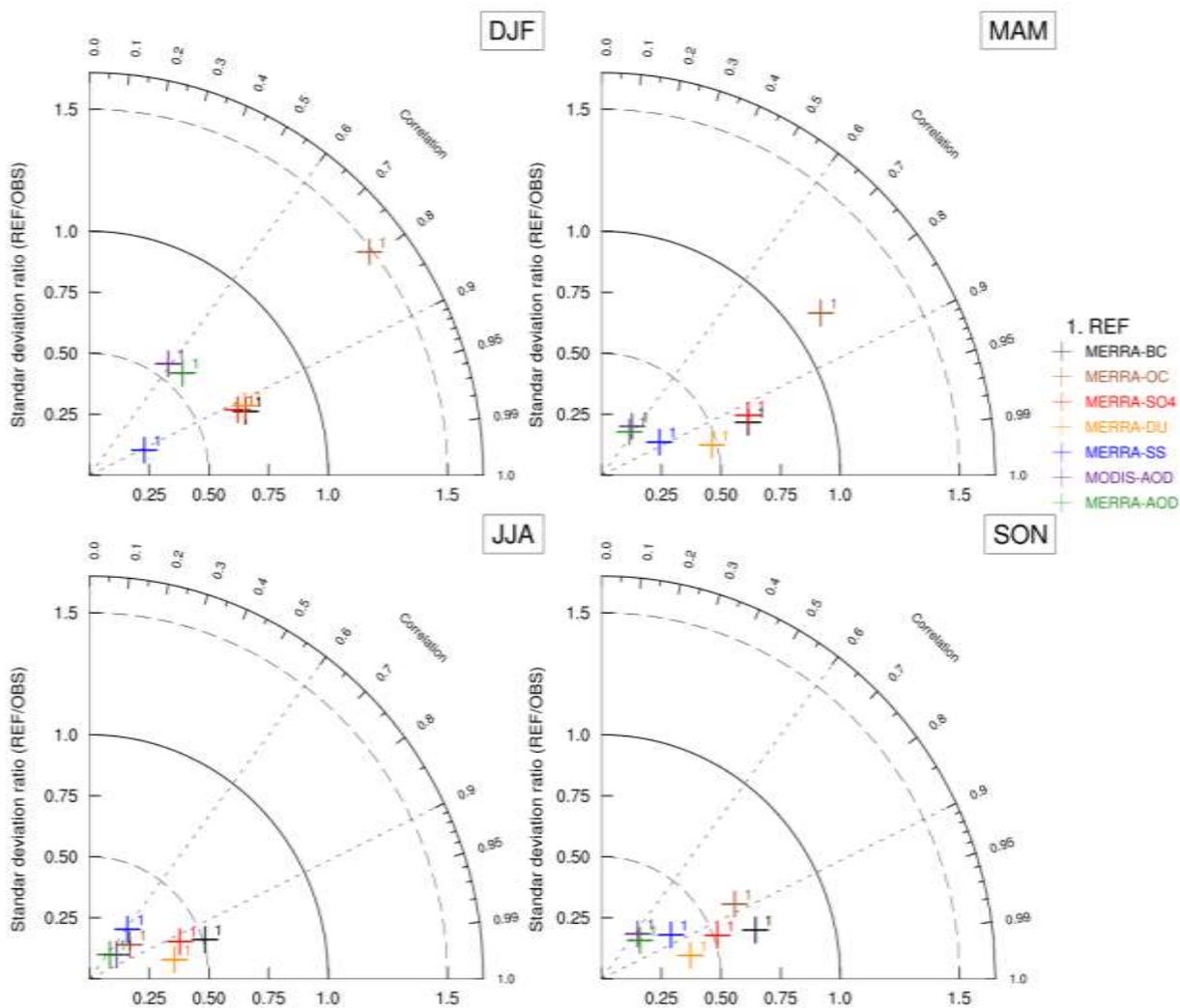


Figure 22. Diagramme de Taylor de la moyenne saisonnière interannuelle (2004-2014) de la simulation REF et des observations/réanalyses de Black Carbon (BC), de Organic Carbon (OC), des sulfates (SO₄), des poussières minérales (DU), des sel marins (SS) et de l'AOD.

La charge de SO_4^{-2} dans la colonne atmosphérique est bien corrélée mais reste sous-estimée pour toutes les saisons. En effet, le NMSE est autour de 0.4 pour les quatre saisons avec une corrélation au-dessus de 0.92. Les valeurs de NSD pour toutes les saisons suggèrent une sous-estimation et le RMSE pour DJF, MAM, JJA et SON est 0.76, 1.29, 1.22 et 0.61 $mg\ m^{-1}$ respectivement. Sur l'ensemble du domaine, la saison avec le biais le plus négatif est JJA. La sous-estimation de SO_4^{-2} est plus fortement marquée dans l'est de l'Europe pour les saisons MAM, JJA et SON et sur la vallée du Po en Italie pour toutes les saisons.

Les DUST sur le domaine sont bien corrélées avec un R au-dessus de 0.92 avec la plus haute corrélation en JJA (0.98). Cependant, un NSD de 0.71, 0.48, 0.36 et 0.38 pour DJF, MAM, JJA et SON ont été obtenus. La charge de DUST dans la colonne atmosphérique, simulée pour la saison DJF, présente les amplitudes les plus proches des observations. Le bilan de biais positif et négatif dans la saison DJF affecte les métriques obtenues. Un biais positif sur les montagnes de l'Atlas et un biais négatif au sud-est du domaine sont observés. Néanmoins le biais négatif est plus important. Le NMSE est 0.41, 0.26, 0.22 et 0.25 avec un RMSE de 67, 129, 126 et 80 $mg\ m^{-2}$ pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON. Sur tout le domaine les DUST sont sous-estimés à toutes les saisons, à l'exception de SON, où des biais positifs localisés sont aperçus sur l'Europe et sur l'Atlantique. Les biais les plus négatifs sont situés sur l'Afrique où l'émission de DUST devrait être plus importante. La sensibilité du modèle au facteur de rugosité du sol a été testée préalablement. Il est fortement variable selon la région de l'Afrique mais n'a été, dans notre cas d'étude, que paramétré pour la totalité du domaine. Ce facteur de rugosité semblerait jouer un rôle très important dans un contexte de fort contraste de champ de vent.

La charge en SSLT sur la colonne atmosphérique est quant à elle sous-estimée sur l'océan Atlantique et la mer Méditerranée et surestimée sur les surfaces continentales. Les métriques obtenues pour les SSLT sont assez mauvaises avec des NSD au-dessous de 0.34, avec des variations importantes en R, NMSE et RMSE. La saison DJF semble la mieux corrélée avec un R de 0.91 mais un RMSE de 8.46 $mg\ m^{-2}$ tandis que la saison JJA a une corrélation de 0.62 en étant plus proche des valeurs observées avec un RMSE de 2.92 $mg\ m^{-2}$. Sur la région des Pyrénées, un biais positif est observé en DJF et SON tandis qu'en MAM et JJA des biais positifs et négatifs sont observés. Les émissions des SSLT ont

été modifiées et paramétrées dans la configuration de la simulation REF dans l'objectif d'obtenir une représentation plus proche de la réalité sur le massif pyrénéen. En effet, dans la section 3.2.3.1 Evaluation of the RegCM simulations), lors de l'évaluation des SSLT avec les données MERRA-2 sur l'année 2010 à l'échelle de l'Europe et du massif pyrénéen, la charge de SSLT sur la colonne atmosphérique était largement surestimée avec des valeurs de NSD supérieures à 2. Les biais HR-MERRA-2 sur le massif étaient de 90 mg m^{-2} et 20 mg m^{-2} pour DJF et JJA. Après la réduction d'émissions de SSLT, le NSD sur le massif pyrénéen a été réduit autour de 0.75 avec des biais de 3 mg m^{-2} et -5 mg m^{-2} pour DJF et JJA. Les résultats de l'évaluation de la simulation REF à l'échelle du massif seront présentés dans le chapitre 5.

Pour ce qui concerne l'AOD, la sous-estimation de la charge des DUST sur la colonne atmosphérique provoque la sous-estimation de l'AOD sur l'Afrique de la même façon que le manque d'aérosols anthropiques produit la sous-estimation de l'AOD dans l'ouest de l'Europe et la vallée du Po en Italie en MAM et JJA. Les métriques obtenues pour la simulation REF avec MODIS et MERRA-2 sont très semblables. En DJF, l'AOD de la simulation REF se rapproche de la moyenne des observations avec un NMSE de 0.95 et 0.82 et une corrélation de 0.58 et 0.68 quand elle est comparée avec MODIS et MERRA-2 respectivement. En DJF, les biais sont faibles en comparaison avec les autres saisons avec un NSD de 0.55 quand REF est comparée avec les deux jeux de données. Pour la saison MAM, le NMSE est autour de 1.0 et la corrélation autour de 0.55 pour la comparaison avec MODIS et MERRA-2. La sous-estimation de l'AOD est retraduite par des biais négatifs et un NSD autour de 0.2. En JJA, le NMSE est de 0.72 et 0.88 avec un R de 0.75 et 0.65 pour les comparaisons REF/MODIS et REF/MERRA-2 respectivement. Le NSD est autour de 0.15. Pour la saison SON, le NMSE est de 0.88 et 0.78 avec une corrélation de 0.64 et 0.71 et une NSD de 0.24 et 0.22 pour les comparaisons REF/MODIS et REF/MERRA-2 respectivement.

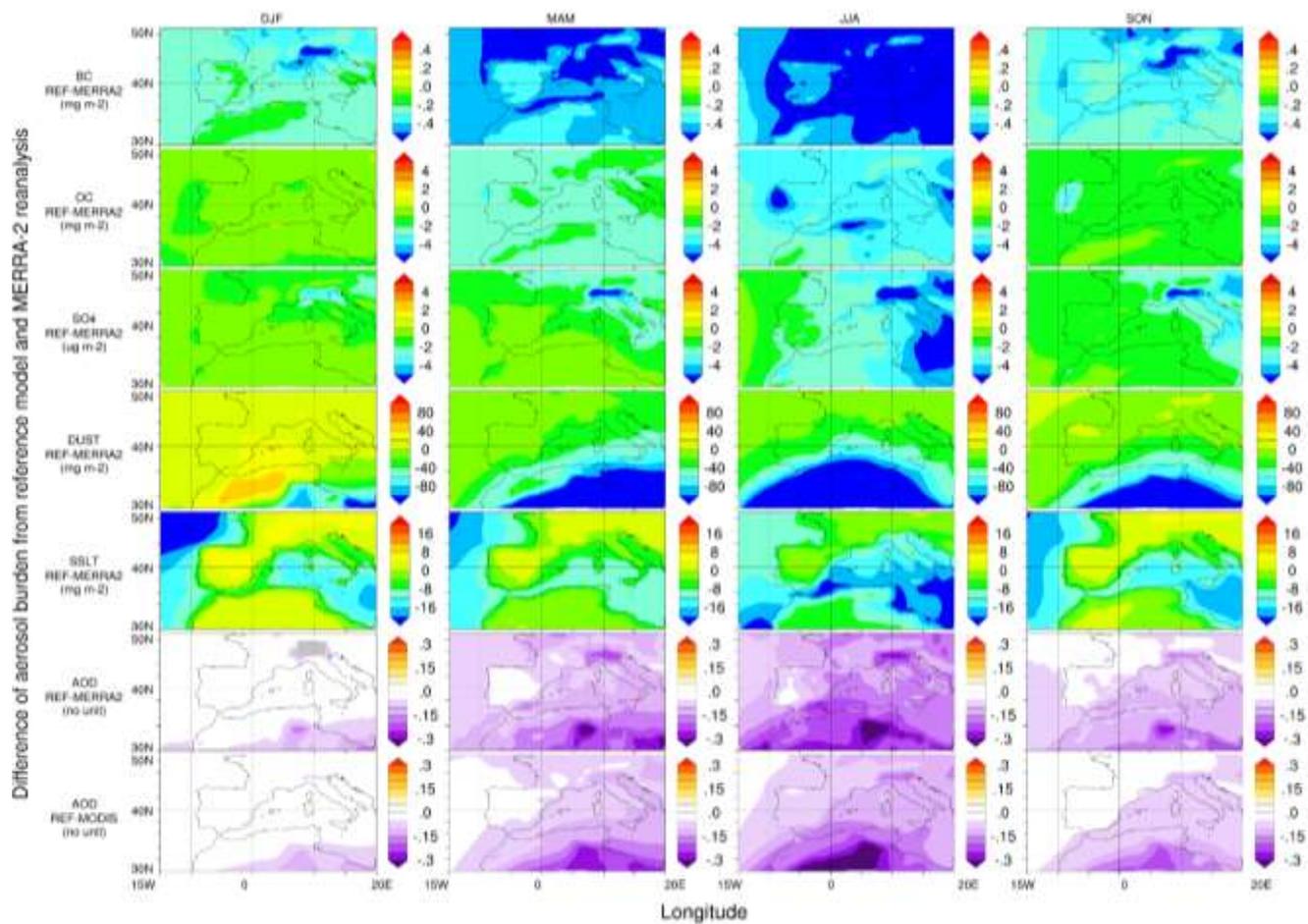


Figure 23. Différences des moyennes saisonnières de la charge d'aérosols de Black Carbon (BC), de Organic Carbon (OC), des sulfates (SO₄), des poussières minérales (DUST), des sels marins (SSLT) et de l'AOD à l'échelle de 10 ans (2004-2014)

4.4 Quantifications des forçages radiatifs de l'effet semi-direct des aérosols

Pour estimer l'effet semi-direct (SDE) des aérosols au travers des simulations, une différence entre la simulation REF (sans rétroaction des aérosols) et la simulation FB (avec rétroactions) a été faite. Les forçages radiatifs en SW et LW pour FB et REF ainsi que leur différence sont présentés sur les **Figure 24** et **Figure 25** respectivement. Le forçage dû au SDE est analysé au sommet de l'atmosphère (TOA), à la surface (SURF) et dans l'atmosphère ($ATM_{SW} = TOA_{SW} - SURF_{SW}$ et $Atm_{LW} = SURF_{LW} - TOA_{LW}$).

Pendant la saison MAM, le forçage radiatif moyen est estimé à $-3 W m^{-2}$, $-3.5 W m^{-2}$ et $+0.5 W m^{-2}$ pour TOA_{SW} , $SURF_{SW}$ et ATM_{SW} . Pour cette saison le SDE a tendance à refroidir le sommet de l'atmosphère et la surface. Cependant le forçage $SURF_{SW}$ au Nord de l'Afrique est positif ($+10 W m^{-2}$). Des zones de forçage radiatif positif sont également observées autour des massifs en TOA_{SW} , $SURF_{SW}$ et ATM_{SW} .

Pour la saison JJA, les forçages radiatifs sont estimés à $-4 W m^{-2}$, $-4.3 W m^{-2}$ et $2.1 W m^{-2}$ pour TOA_{SW} , $SURF_{SW}$ et ATM_{SW} . Le refroidissement dû au SDE domine au sommet de l'atmosphère, néanmoins un réchauffement est produit au nord de l'Afrique ($+10 W m^{-2}$) ainsi qu'un refroidissement à la surface ($-10 W m^{-2}$). A la surface, un échauffement sur l'Océan Atlantique et l'Espagne est observé ($> +5 W m^{-2}$).

En SON, les TOA_{SW} et $SURF_{SW}$ au-dessus de la mer Méditerranée ont un forçage positif ($+3 W m^{-2}$ et $+5 W m^{-2}$ respectivement) alors que celui d' ATM_{SW} est négatif ($ATM_{SW} < -5 W m^{-2}$) au-dessus de la mer Méditerranée. Sur l'ouest de l'Europe la moyenne saisonnière est de $-4.3 W m^{-2}$, $-7 W m^{-2}$ et $+2.7 W m^{-2}$ pour TOA_{SW} , $SURF_{SW}$ et ATM_{SW} respectivement.

Les résultats de SDE obtenus avec le modèle RegCM sont en accord avec ceux de (Nabat et al., 2015). Pour la $SURF_{SW}$, ils ont reporté une moyenne annuelle du forçage radiatif du au SDE de $+5.7 W m^{-2}$ sur la Mer Méditerranée, $+5 W m^{-2}$ sur l'Europe, et $+4.7 W m^{-2}$ sur le Nord de l'Afrique. Cependant, il faut noter que ces résultats sont basés sur la modélisation régionale en utilisant des climatologies d'AOD pour représenter les aérosols. Dans ces travaux de thèse, on prête une attention spéciale aux DUST et SSLT car

ils sont dépendants de la friction du vent sur la surface et une réponse au SDE de leurs émissions est attendue. Les changements d'énergie entre la simulation FB et REF peuvent être liés à la variation des sources de DUST dans la simulation FB. Cette étude est présentée dans la [section «4.6.1 »](#)

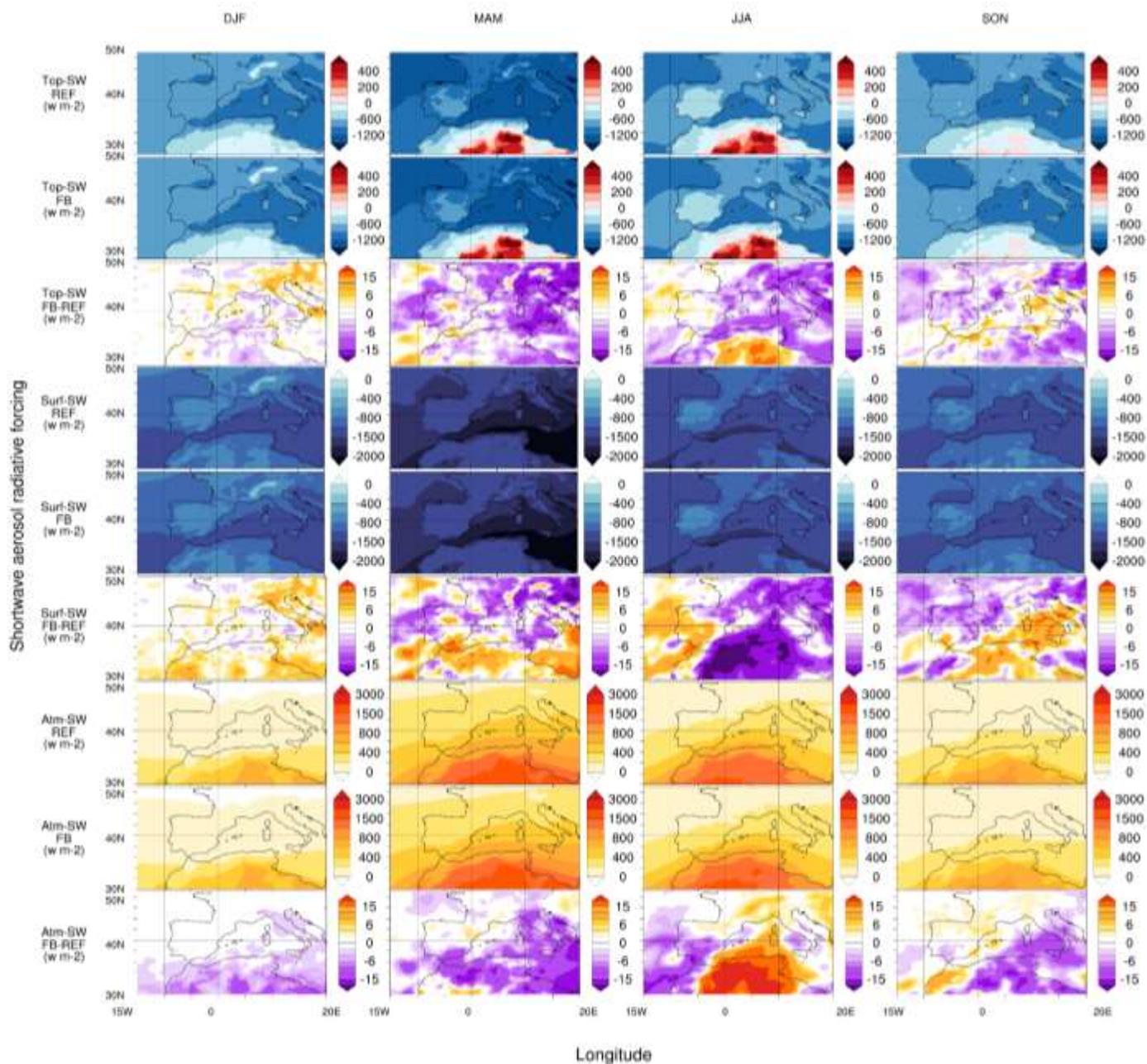


Figure 24. Comparaison et différence saisonnière (2004-2014) du forçage radiatif des aérosols ($W m^{-2}$) dans les courtes longueurs d'onde (SW). Les simulation REF et FB sont montrées avec une échelle de couleur bleu-rouge. La différence FB-REF est mise sur une échelle de couleur violet-rouge. Les forçages radiatifs au sommet de l'atmosphère (Toa), à la surface (Surf) et dans l'atmosphère (Atm) sont montrés.

En ce qui concerne les moyennes spatiales des forçages radiatifs dû à l'effet semi-direct (LW), en DJF pour TOA_{LW} , $SURF_{LW}$ et ATM_{LW} sont : $-0.3 W m^{-2}$, $-0.7 W m^{-2}$ et $-0.02 W m^{-2}$ respectivement. Au Nord de l'Afrique, une baisse d'énergie émise par la surface ($-6 W m^{-2}$) associée à baissé dans d'énergie absorbée par l'atmosphère ($-4 W m^{-2}$), résultent en un baisse $-2 W m^{-2}$ au sommet de l'atmosphère. Pour l'Europe en DJF, $SURF_{SW}$ est environ $+4 W m^{-2}$ en tandis que le forçage en ATM_{SW} est négligeable. En MAM, un fort SDE négatif est observé en $SURF_{LW}$ à l'Est du domaine, sur la mer Méditerranée alors qu'un réchauffement est localisé sur l'Afrique et au sud du massif pyrénéen ($+1 W m^{-2}$). Pour la saison JJA, une augmentation de $SURF_{LW}$ au niveau de l'Afrique est observée ($> 15 W m^{-2}$) associée à une augmentation de ATM_{LW} et TOA_{LW} : ceci est peut-être liée à l'augmentation dans la charge de DUST dans le bin 4 dans la colonne atmosphérique ($\sim 4 mg m^{-2}$) dans la simulation FB (Cf. [section 5.4](#) Rétroactions sur les champs météorologiques et aérosols). En ce qui concerne la saison SON, un refroidissement en $SURF_{LW}$ de l'Afrique est observée ($-8 W m^{-2}$) avec un réchauffement localisé sur l'Ouest du domaine ($+4 W m^{-2}$). Sur l'Europe le SDE en LW est faible, cependant un réchauffement ($< 2 W m^{-2}$) localisé autour du massif alpin est observé. Le bilan de $SURF_{LW}$ sur l'Europe, et la mer Méditerranée est en accord avec [Nabat et al., \(2014\)](#) qui a reporté une augmentation annuelle de $SURF_{LW}$. Pour l'Afrique ces derniers ont reporté un réchauffement annuel tandis que dans notre analyse un refroidissement est observé malgré le réchauffement en JJA. La différence réside dans la représentation des aérosols : comme dit plus haut, ils ont utilisé une climatologie de l'AOD des DUST qui reproduit correctement leur saisonnalité alors que dans notre cas d'étude, la simulation des DUST est dynamique et leur simulation est sensible aux paramètres météorologiques.

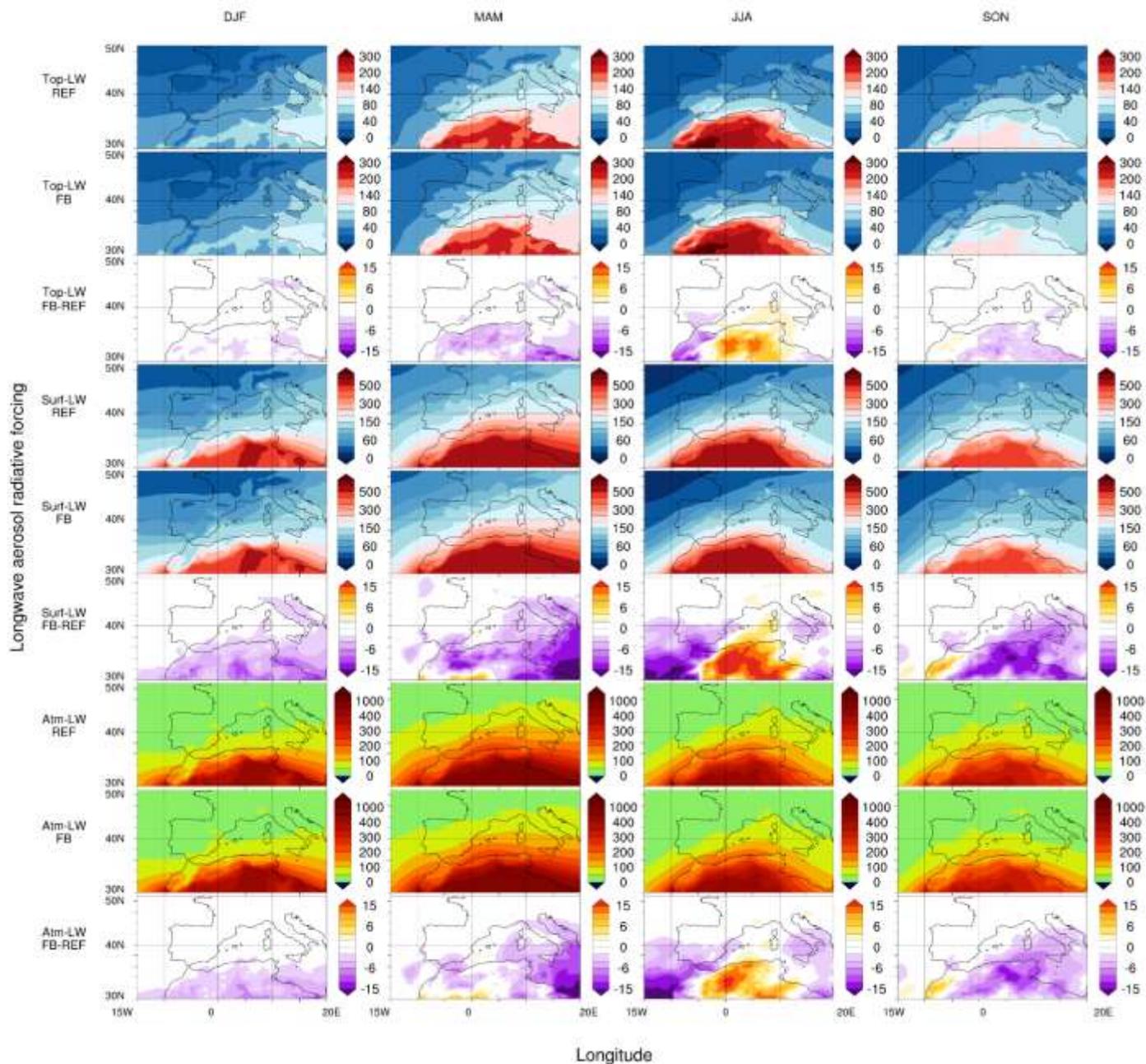


Figure 25. Comparaison et différence saisonnière (2004-2014) du forçage radiatif des aérosols ($W m^{-2}$) dans les grandes longueurs d'onde (LW). Les simulations REF et FB sont montrées avec une échelle de couleur bleu-rouge. La différence FB-REF est mise sur une échelle de couleur violet-rouge. Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (Top), à la surface (Surf) et sur l'atmosphère (Atm) est montré.

4.5 Rétroactions sur les champs de température, l'humidité relative, les vents et précipitations

L'analyse du forçage radiatif dû à l'effet semi-direct des aérosols réalisée dans la section précédente, permet de comprendre les rétroactions sur différents paramètres météorologiques. Dans la **Figure 26** les variations saisonnières des simulations FB-REF de la température à 2m (Ts), l'humidité relative (Rh), les composantes du vent U et V, la couverture nuageuse (Clt), la chaleur sensible (Hs), la chaleur latente (HL) et les précipitations totales (Pr), convectives (Prc) et large échelle (PrL) sont présentées.

Le forçage radiatif net à la surface ($SURF_{NET} = SURF_{SW} + SURF_{LW}$, **Annexe 3**) résulte en un refroidissement et une diminution de la température moyenne de surface de $0.06 \pm 0.03^\circ C$, $0.07 \pm 0.05^\circ C$, $0.04 \pm 0.05^\circ C$ et $0.06 \pm 0.04^\circ C$ pour DJF, MAM, JJA et SON respectivement. L'Europe présente une diminution de la température pour toutes les saisons avec des variations plus marquées en JJA (de 0 à $-0.3^\circ C$). La mer Méditerranée présente une diminution de sa température à 2 m de $0.05^\circ C$ en DJF tandis qu'en SON le refroidissement se situe au centre de la mer Méditerranée. L'Océan Atlantique voit sa température à 2 m augmenter de $0.05^\circ C$ dans les saisons DJF et MAM ainsi que dans sa partie sud en JJA et SON. Des augmentations localisées de Ts sont observées systématiquement pour toutes les saisons sur l'Afrique. En JJA, ce réchauffement ($> 0.2^\circ C$) est provoqué certainement par le SDE des DUST et l'augmentation des forçages radiatifs nets à la surface.

Les rétroactions de l'effet semi-direct des aérosols produisent sur les surfaces continentales une diminution de la température, à la suite d'une diminution des forçages radiatifs à la surface (refroidissement). Cela est associé aussi à une diminution de chaleur sensible (Hs) sur les surfaces continentales pour toutes les saisons : les moyennes de Hs sont de $-0.35 W m^{-2}$, $-1.3 W m^{-2}$, $-0.8 W m^{-2}$ et $-0.8 W m^{-2}$ pour DJF, MAM, JJA et SON respectivement. Une perte de chaleur sensible plus marquée est observée sur les côtes de l'Afrique ($< -4 W m^{-2}$) tandis qu'une augmentation est observée au sud du massif pyrénéen ($3 W m^{-2}$) ainsi qu'en différentes localisations sur l'Europe en JJA.

En ce qui concerne la chaleur latente (HL), les aérosols de la simulation FB produisent une augmentation de HL sur la mer Méditerranée : $+1 W m^{-2}$ en DJF et MAM, et autour de $+3 W m^{-2}$ en JJA et SON. Pour l'Europe et l'Afrique, une diminution entre $-1 W m^{-2}$ et $-3 W m^{-2}$ est observée sur les surfaces continentales avec des augmentations

localises sur le domaine entre $+1 W m^{-2}$ et $+4 W m^{-2}$. La moyenne saisonnière de la chaleur latente sur le domaine est $-0.04 W m^{-2}$, $-0.3 W m^{-2}$, $-1.7 W m^{-2}$ et $-1.2 W m^{-2}$. La variabilité spatiale de la chaleur latente en réponse au SDE est fortement marquée sur les saisons JJA et SON.

Les variabilités de chaleur latente associées aux diminutions en température conséquentes au SDE induisent une variabilité de l'humidité relative. Cette dernière connaît une augmentation de 0.15%, 0.3%, 0.1% et 0.3% en DJF, MAM, JJA et SON. En DJF, une légère augmentation de Rh est observée sur l'Afrique et l'Espagne (0.8%). En MAM, une augmentation d'environ 1% de Rh est observée autour des zones de montagne (Atlas, Les Alpes et les Pyrénées). En JJA et en SON, une augmentation de plus de 1.6% est observée sur l'Afrique.

L'impact de l'effet semi-direct sur le bilan énergétique de surface est susceptible d'induire une variabilité des mouvements des masses d'air en surface. Ainsi la variabilité des composantes du vent en réponse au SDE est étudiée. En DJF, l'intensité de U augmente à cause de l'effet semi-direct dans l'Est de l'Afrique et sur l'Océan Atlantique et diminue sur l'Ouest de l'Afrique et la côte de l'Italie. En MAM, U diminue dans la plupart du domaine, particulièrement à l'Est de la mer Méditerranée. En JJA, la baisse d'intensité la plus forte ($1.0 m s^{-1}$) se retrouve sur la mer Méditerranée, alors qu'une augmentation de $1.0 m s^{-1}$ est observée sur la région de l'Afrique. En ce qui concerne la saison SON, une baisse de l'intensité de U est observée sur l'Ouest de l'Afrique et les côtes de l'Europe tandis que des augmentations localisées de $1.0 m s^{-1}$ sur la mer Méditerranée surviennent aussi. Comme pour U, on retrouve les mêmes ordres de grandeur de perturbations de la composante du vent V, à cause du SDE. Il faut remarquer que dans la saison JJA, le V augmente de $1.0 m s^{-1}$ sur une grande partie de la région de l'Afrique.

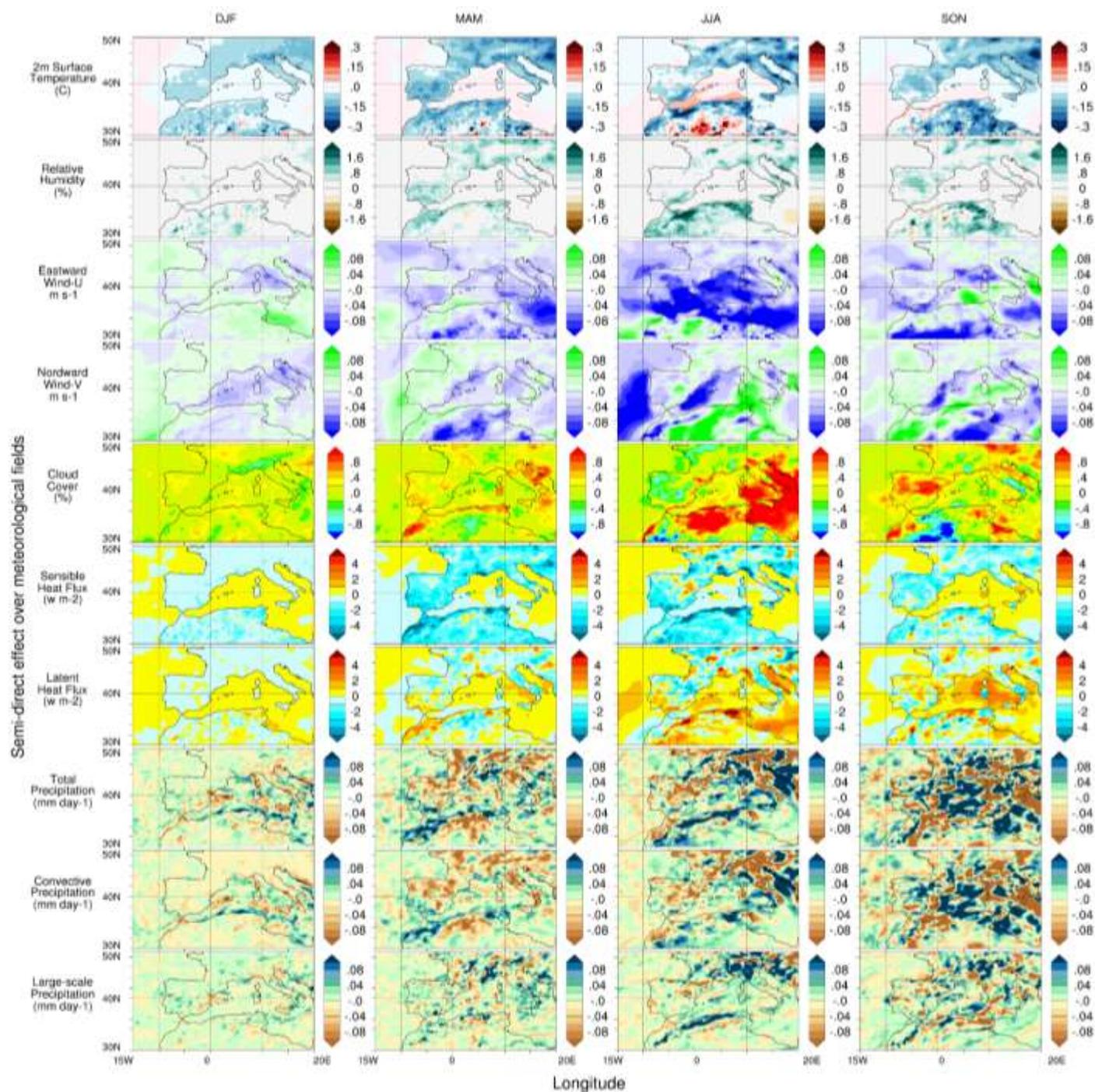


Figure 26. Différences saisonnières (2004-2014) de variables météorologiques entre la simulation FB et REF. Cette différence représente les changements sur différentes variables atmosphériques dûs aux rétroactions des forçages radiatifs des aérosols.

La couverture nuageuse (Cl_t) est perturbée dans toutes les saisons par la présence des aérosols en Europe. Une augmentation de la couverture nuageuse (1%) se produit en JJA. Dans la saison DJF, une diminution de Cl_t est observée au sud du massif alpin (0.8%) et au sud de la mer Adriatique (0.4%). En MAM, un changement de la couverture nuageuse est observé sur les côtes du Maroc et de l'Algérie et le Portugal, dans la mer Adriatique (1 %) ainsi que dans le sud et le nord du massif Pyrénéen (0.6 %). Des diminutions de Cl_t sur l'Afrique (8 %), la mer Méditerranée (0.3 %) et en France (0.3 %) sont présentes. En JJA, une augmentation de Cl_t est observée au-dessus de l'Afrique (>1 %) et à l'Ouest de la mer Méditerranée tandis que sur l'Europe, une diminution de l'ordre de 0.8 % est produite par la simulation FB. Autour des Pyrénées, une augmentation de 1% de la couverture nuageuse est observée tandis que plus au nord, une diminution de 0.4 % apparaît. Pour SON, une diminution sur l'Afrique se produit (<-1%). Comme pour JJA, le sud du massif pyrénéen présente une augmentation de Cl_t (1 %) tandis que dans le Nord, on note une diminution de Cl_t (0.4%).

En ce qui concerne la précipitation totale (Pr), les perturbations de l'atmosphère dus à l'effet semi-direct des aérosols produisent des augmentations et diminutions homogènes de Pr (comprises entre 1.5 à -1.5 $mm\ day^{-1}$) sur le domaine pour toutes les saisons. Il faut noter qu'en étudiant les variations de tous les paramètres météorologiques, les augmentations de Pr sont liées à l'augmentation de chaleur latente et d'humidité relative. La moyenne saisonnière de la précipitation totale est $-0.01\ mm\ day^{-1}$, $-0.02\ mm\ day^{-1}$, $-0.03\ mm\ day^{-1}$ et $0.02\ mm\ day^{-1}$ pour DJF, MAM, JJA et SON respectivement. Sur le domaine, dans la saison DJF, la précipitation convective (Prc) a tendance à diminuer ($-0.003\ mm\ day^{-1}$) tandis que la précipitation large-échelle (Prl) a tendance à augmenter ($0.002\ mm\ day^{-1}$). Pour les saisons MAM et JJA, Prc et Prl tendent à diminuer en moyenne de $0.02\ mm\ day^{-1}$ et $0.007\ mm\ day^{-1}$ respectivement alors qu'en JJA, Prc et Prl tendent à augmenter de $0.01\ mm\ day^{-1}$ et $0.001\ mm\ day^{-1}$. Autour du massif pyrénéen, on observe une diminution de la précipitation convective de $0.02\ mm\ day^{-1}$ en DJF et de $1.0\ mm\ day^{-1}$ pour MAM, JJA et SON.

Les résultats des rétroactions sur les différents paramètres météorologiques de l'effet semi-direct des aérosols sont en accord avec le travail de [Nabat et al., \(2014\)](#). Ils ont évalué le SDE des aérosols avec le modèle régional ALADIN en utilisant des climatologies d'AOD pour chaque espèce d'aérosols sur la période 2003-2009. Une baisse de température et de chaleur sensible autour de la mer Méditerranée a été reportée ce qui est en accord avec les résultats de notre étude obtenus avec le modèle RegCM. Cependant, ils ont reporté une diminution de la chaleur latente et une baisse d'humidité relative alors que nous observons une augmentation. En termes de précipitations, les deux approches sont en accord avec une diminution saisonnière des valeurs. Néanmoins, des augmentations localisées ont été obtenues sur le domaine dans notre étude. Les variabilités de température de surface, de couverture nuageuse et de précipitation imputables au SDE obtenues ici sont aussi dans les ordres de grandeur de [Vautard et al., \(2021\)](#)

4.6 Rétroactions sur les aérosols : Emission, transport et dépôts.

Dans la section précédente, l'effet semi-direct des aérosols sur la radiation SW et LW pour l'ensemble atmosphère-surface ainsi que l'impact des rétroactions du forçage radiatif des aérosols sur différents paramètres météorologiques a été étudié. Dans cette section, nous analysons les rétroactions saisonnières sur l'émission, le transport et les dépôts des aérosols à l'échelle de l'Europe suite aux perturbations météorologiques causées par l'effet semi-direct.

4.6.1 Perturbations dans l'émission de DUST et SSLT

Les émissions des aérosols carbonés (BC_{hb} , BC_{hl} , OC_{hb} et OC_{hl}) et de sulfate (SO_4^{-2}) ne sont pas analysées ici car ils ont des flux d'émission fixes en fonction des cadastres d'émission utilisées (MACCcity et Gfasv1.3). La moyenne saisonnière de la perturbation de l'émission de DUST et SSLT est montrée dans la **Figure 27** et **Figure 28** respectivement. La moyenne saisonnière de la perturbation des émissions a été calculée en effectuant la soustraction des flux d'émission pour chaque type d'aérosol et bins des simulations FB et REF.

Pour la saison DJF, une diminution de DUST01 (bin 1 : 0.01-0.1 μm) de de 0.1 $mg m^{-2} day^{-1}$ est observée sur toute l'Afrique ainsi que pour les autres bins, elle est de 0.5 $mg m^{-2} day^{-1}$ pour DUST02 (bin 2 : 0.1-2.5 μm) et DUST03 (bin 3 : 2.5-5 μm), et de 6 $mg m^{-2} day^{-1}$ pour DUST04 (bin 4 : 5-10 μm). Cependant une augmentation de l'émission est observée au centre de l'Afrique, augmentation systématique pour toutes les saisons et tous les bins. Les perturbations de l'émission de DUST les plus fortes se trouvent en JJA où le DUST04 atteint une augmentation maximale de 30 $mg m^{-2} day^{-1}$. Dans la section précédente, on a montré une forte augmentation des intensités des composantes du vent U et V dans le centre de l'Afrique, qui peut expliquer l'augmentation des émissions de DUST. Par ailleurs, le modèle de surface CLM45 estime une source d'émission de DUST au Nord de l'Europe qui est affecté par le SDE en DJF avec de surestimations pour les bins 2, 3 et 4.

En ce qui concerne les bin de SSLT, ils sont moins impactés par l'effet semi-direct des aérosols. Les perturbations dans l'émission du bin SSLT01 (bin 1 : 0.01-1 μm) sont

négligeables pour toutes les saisons. Pour SSLT02 (bin 2 : $1-10\mu m$) une augmentation est observée sur l'Océan Atlantique en DJF, MAM et JJA, JJA étant la saison plus perturbée (augmentation de $0.6 mg m^{-2} day^{-2}$). Les émissions de la mer Méditerranée sont augmentées toutes les saisons, seule une diminution de l'émission de SSLT02 survient sur l'Est du bassin.

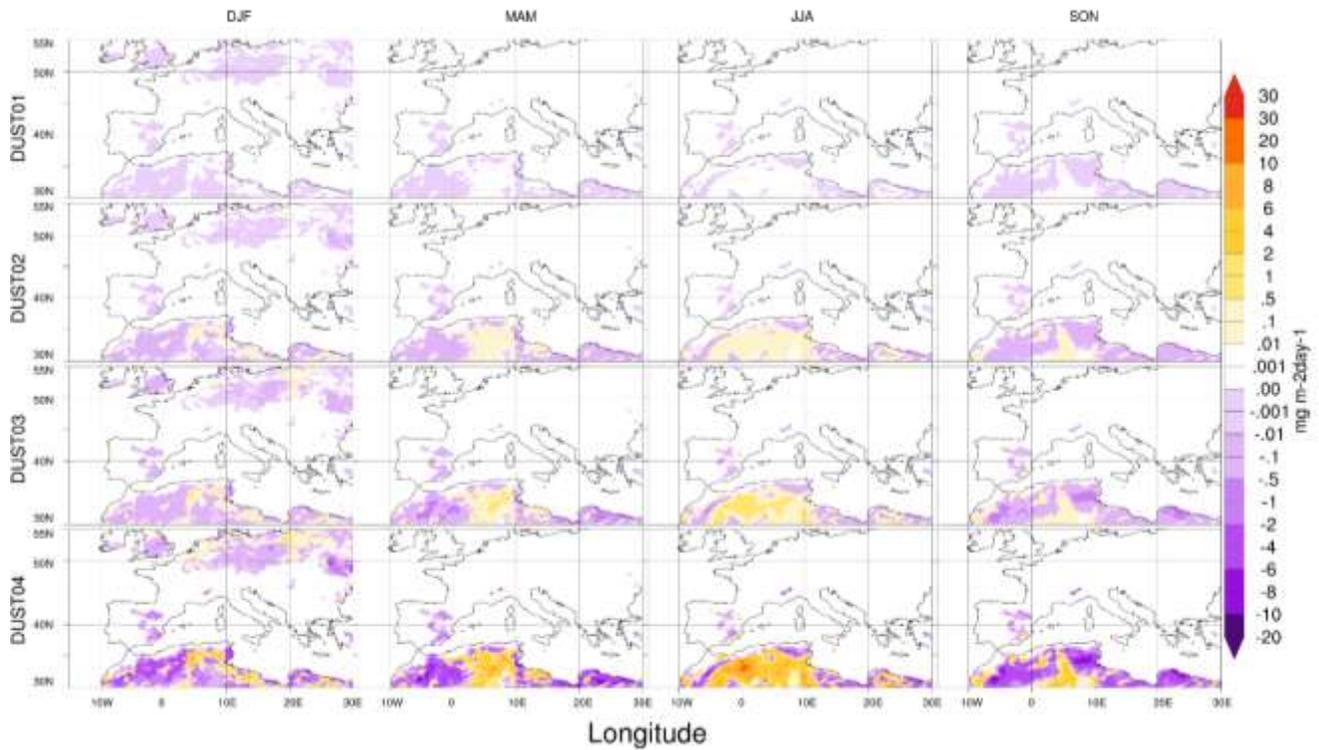


Figure 27. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation de l'émission de poussières désertiques ($mg m^{-2} day^{-1}$) sur l'Europe, le Bassin méditerranéen et le nord de l'Afrique. Les tailles des poussières désertiques comprises dans chacun une des bins sont : DUST01 ($0.1-1\mu m$), DUST02($1-2.5 \mu m$), DUST03($2.5-5 \mu m$) et DUST04($5-10 \mu m$)

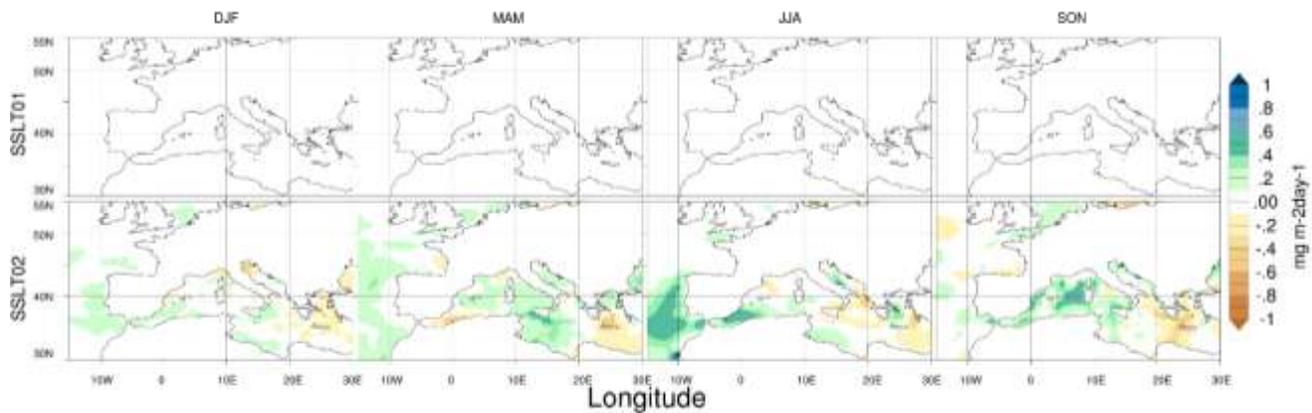


Figure 28. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation de l'émission de sel marins ($\text{mg m}^{-2} \text{day}^{-1}$) sur l'Europe, le Bassin méditerranéen et le nord de l'Afrique. Les tailles de sel marins comprises dans chaque une des bins c'est : SSLT01 ($0.05\text{-}1\mu\text{m}$) et SSLT02 ($1\text{-}10\mu\text{m}$).

4.6.2 Perturbations dans la charge d'aérosol sur la colonne atmosphérique, transport et dépôts

La **Figure 29** décrit les perturbations saisonnières de la charge du Black Carbon (BC_{hb} et BC_{hl}) dans la colonne atmosphérique dues à l'impact de l'effet semi direct sur les paramètres météorologiques. Le BC_{hb} est diminué sur l'Europe ($4 \mu g m^{-2} day^{-1}$) pour toutes les saisons sauf en JJA, où une augmentation est observée autour du massif alpin. Le BC_{hl} quant à lui, présente une baisse de $4 \mu g m^{-2} day^{-1}$ sur l'Europe en DJF tandis que pour les autres saisons, une augmentation d'environ $4 \mu g m^{-2} day^{-1}$ est observée. Sur la mer Méditerranée, la charge BC_{hl} sur la colonne atmosphérique est augmentée en JJA et diminuée en SON. L'augmentation observée sur le massif alpin en JJA est possiblement liée à l'augmentation de la convergence des vents, tant horizontale que verticale. En ce qui concerne l' OC_{hb} et l' OC_{hl} (**Figure 30**), la partie hydrophobe a le même comportement que BC_{hb} pour toutes les saisons. Le OC_{hl} observe une baisse sur le domaine en DJF ($16 \mu g m^{-2} day^{-1}$) tandis qu'en JJA, une augmentation est observée ($16 \mu g m^{-2} day^{-1}$). Les aérosols carbonés (BC et OC) sont advectés depuis l'Europe et l'Afrique centrale sur la région de la mer Méditerranée : l'augmentation de la charge d'aérosols sur la colonne atmosphérique est observée surtout dans la saison JJA, cela pourrait être dû à l'augmentation de la convergence des vents du au SDE des aérosols. Pour les espèces hydrophobes une augmentation des dépôts secs est observée sur l'Europe (**Annexe 4 et Annexe 5**) due à l'augmentation des intensités du vent tandis que pour les hydrophiles une augmentation du lessivage est observée sur la mer Méditerranée. Aussi, la diminution de précipitation observée sur l'Europe due au SDE des aérosols diminue le taux de dépôt humide. Dans le **Tableau 8** la moyenne spatiale pour chaque saison des perturbations des différents types de dépôts est listée.

La charge de SO_4^{-2} sur la colonne atmosphérique est diminuée en DJF et SON tandis qu'en MAM et JJA, le SO_4^{-2} va être advecté vers l'Est du domaine où une augmentation est observée. Dans la section 4.5, une augmentation de la couverture nuageuse a été observée pour MAM et particulièrement en JJA. Avec l'augmentation de l'humidité relative, les SO_4^{-2} ont pu être activés en CCN. Le SO_4^{-2} est considéré 100% hydrophile dans le modèle RegCM et son dépôt sec est négligeable. Du fait de la diminution de la précipitation à cause du SDE

sur l'Europe, le lessivage de SO_4^{-2} par la pluie est donc très faible, ce qui expliquerait l'augmentation de la charge en sulfates en JJA.

Les sources d'émission de SSLT sur le domaine sont l'Océan Atlantique et la mer Méditerranée. Cependant c'est l'océan Atlantique qui est le contributeur majeur à la charge atmosphérique de SSL. Dans la **Figure 32** les perturbations dans le transport de SSLT sont montrées. En DJF, les SSLT01 sont advectés vers le nord-est du domaine diminuant la charge de SSLT01 sur l'Océan Atlantique et l'Ouest de la région africaine. Dans cette saison, une augmentation de $U_{EST}^{\vec{}}$ sur l'Ouest du domaine due à l'effet semi-direct des aérosols a été observée dans la [section 4.5](#). Pour les saisons MAM et SON, une augmentation homogène de SSLT01 est observée tandis que sur l'Afrique une diminution est observée en JJA. En ce qui concerne le SSLT02 en DJF, ils sont transportés vers la mer Méditerranée. Dans la saison MAM, une augmentation homogène sur le domaine est observée avec une charge de SSLT02 plus marquée sur la côte du Portugal et sur la France. En JJA, les SSLT02 vont rester plutôt sur l'Ouest du domaine et en SON, ils vont être advectés sur le bassin méditerranéen. L'augmentation de la charge atmosphérique de la simulation FB est en partie due à l'augmentation des émissions sur la mer Méditerranée. Les SSLT sont 100% hydrophiles et ils sont évacués de l'atmosphère principalement par voie humide. En DJF, la contribution du lessivage due à la pluie est diminuée pour les deux bins des SSLT tandis qu'en MAM et JJA il a tendance à être faible, sauf pour SSLT01 en MAM, qui est plus lessivé (**Tableau 8**).

Dans la **Figure 33** la moyenne saisonnière des perturbations de la charge de DUST sur la colonne atmosphérique est montrée. Le bin DUST01 est perturbé en DJF avec une augmentation de DUST sur le domaine, cela étant en partie dû à l'augmentation des émissions. Pour MAM et JJA, une diminution homogène de DUST01 est observée, avec toutefois une augmentation sur l'Océan Atlantique en MAM et sur l'Afrique en JJA. En ce qui concerne les bins DUST02, 03 et 04, la charge sur la colonne a tendance à baisser en DJF et MAM. En JJA, une diminution sur l'Océan Atlantique est présente ainsi qu'une augmentation sur l'Afrique qui est de l'ordre de 4 mg m^{-2} pour DUST04. En SON, une augmentation des DUST sur l'Europe est observée pour les bins DUST02 et DUST03 tandis que DUST04 est plutôt négatif. La simulation FB produit plus de DUST à cause des perturbations positives dans les champs de vent qui vont mobiliser les DUST à la surface et

ainsi augmenter leurs émissions. En termes de dépôt sec, le modèle de surface calcule la vitesse de sédimentation en fonction de la vitesse du vent. Le dépôt sec tend à être accentué pour les bins DUST01, DUST02 et DUST03 et diminué pour DUST04. Les montagnes de l'Atlas servent de barrière naturelle pour les DUST et le dépôt sec y est prédominant pour les bins 01, 02 et 03. Les DUST04 quant à eux sont sédimentés le long d'Afrique. Par ailleurs, le dépôt sec est diminué sur l'Atlas en MAM tandis qu'en JJA, le dépôt sur le domaine de l'Afrique augmente. La précipitation sur l'Atlas sert aussi de barrière naturelle pour les DUST au cours des saisons MAM et DJF, sur tout pour le bin DUST02. Le dépôt humide est diminué en MAM et augmente en DJF sur l'Afrique et la mer Méditerranée (**Annexe 8**). La charge des DUST augment en JJA avec le SDE ainsi que leur dépôt par lessivage sur les montagnes des atlas. Néanmoins par effet de le SDE les bins 3 et 4 atteignent l'Europe en JJA avec une charge de DUST de 0.4 mg m^{-2} et 1 mg m^{-2} .

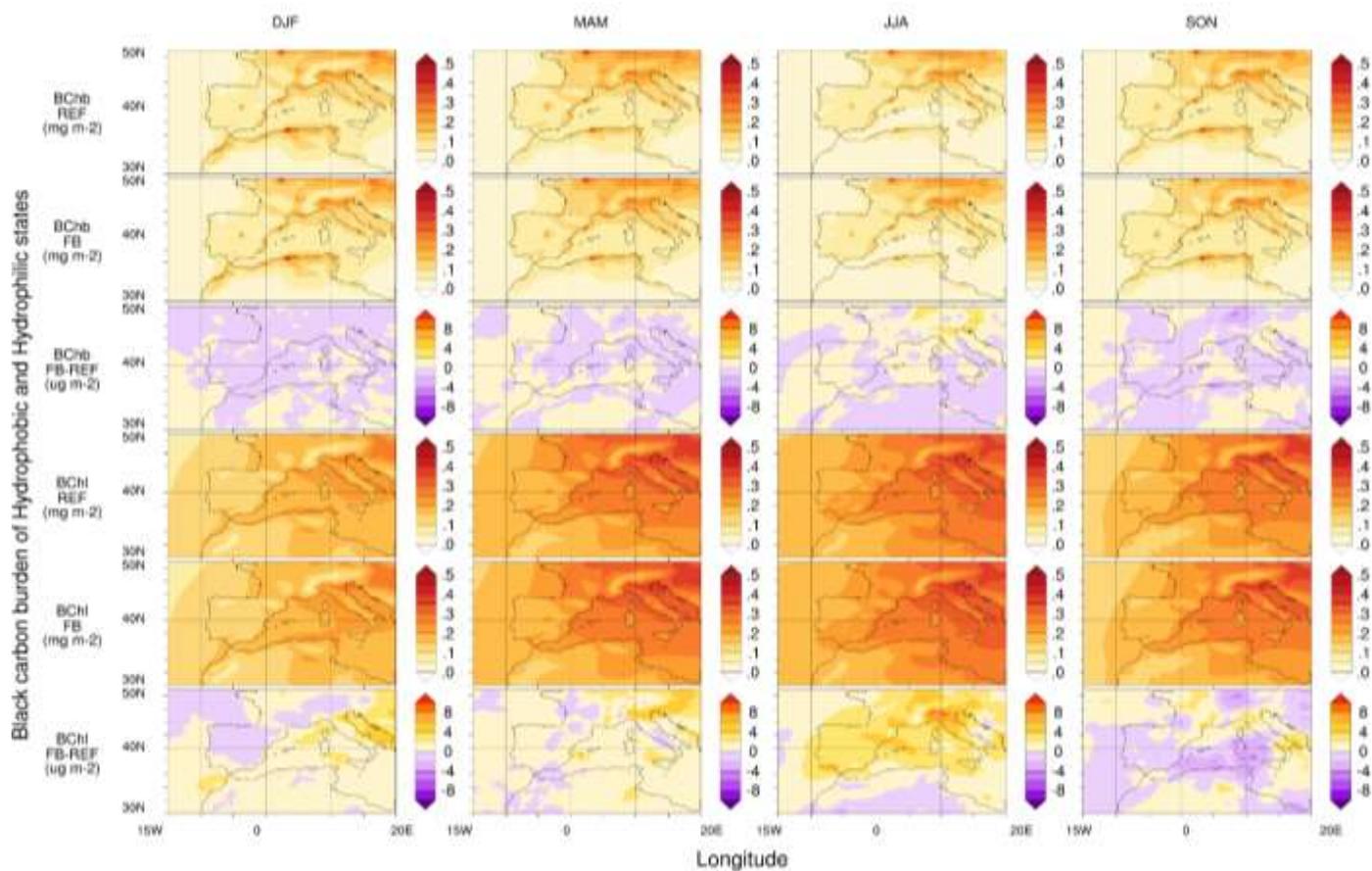


Figure 29. Moyenne saisonnière sur 10 ans de la charge d'aérosols ($\mu\text{g m}^{-2}$) de Black Carbon dans ses états hydrophobe et hydrophile pour la simulation REF et FB. Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge

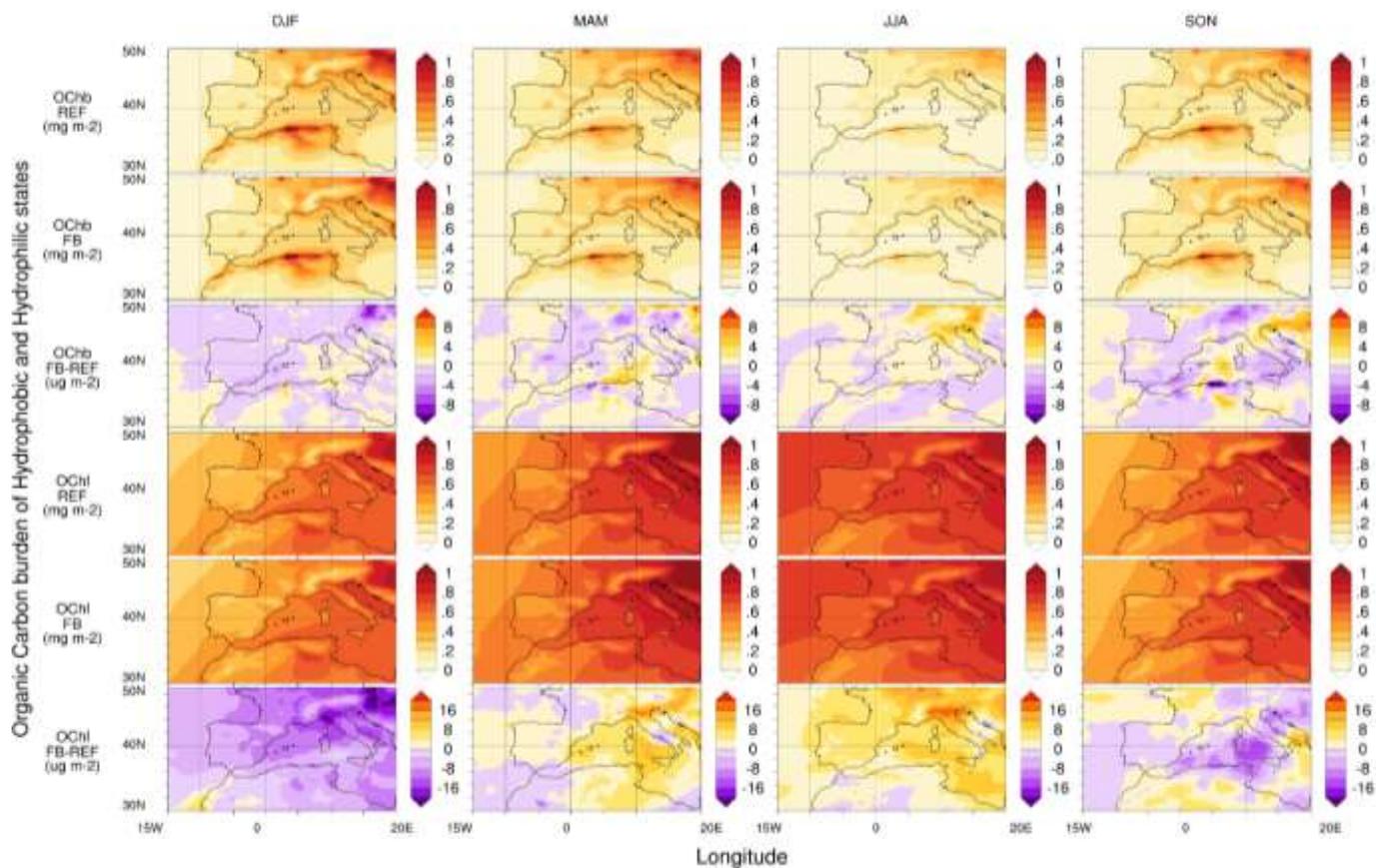


Figure 30. Moyenne saisonnière sur 10 ans de la charge d'aérosols ($\mu\text{g m}^{-2}$) de Organic Carbon dans ses états hydrophobe et hydrophile pour les simulations REF et FB. Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge

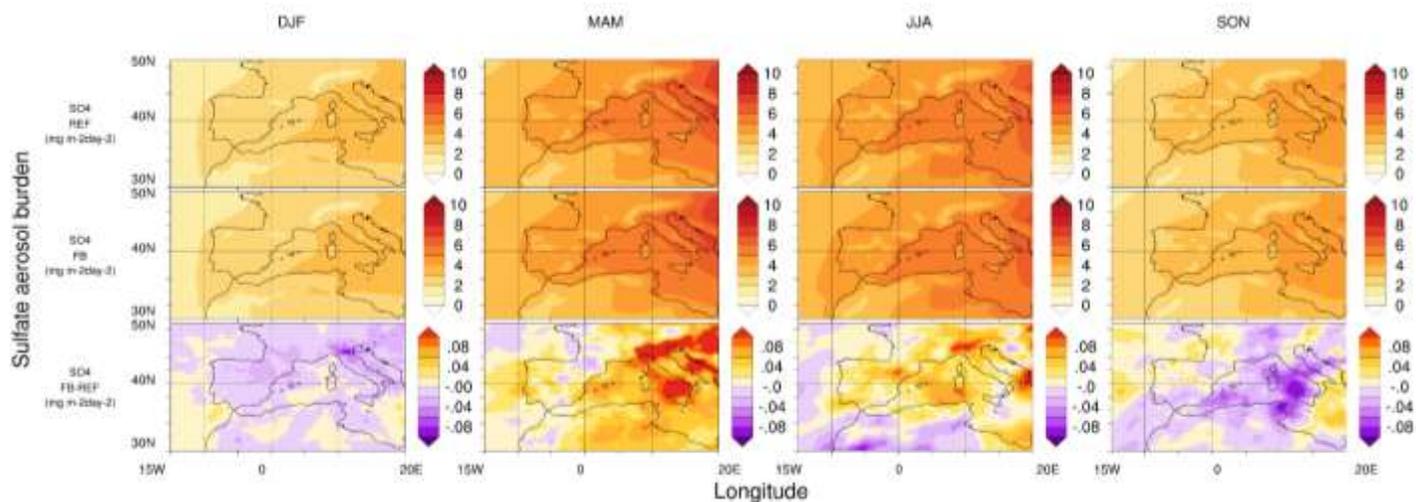


Figure 31. Comparaison saisonnière (2004-2010) de la charge de SO_4^{-2} sur la colonne atmosphérique sur l'ouest de l'Europe et le bassin méditerranéen entre les simulations REF et FB ($mg\ m^{-2}\ day^{-1}$) et leur différence FB-REF ($\mu g\ m^{-2}\ day^{-1}$). Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge.

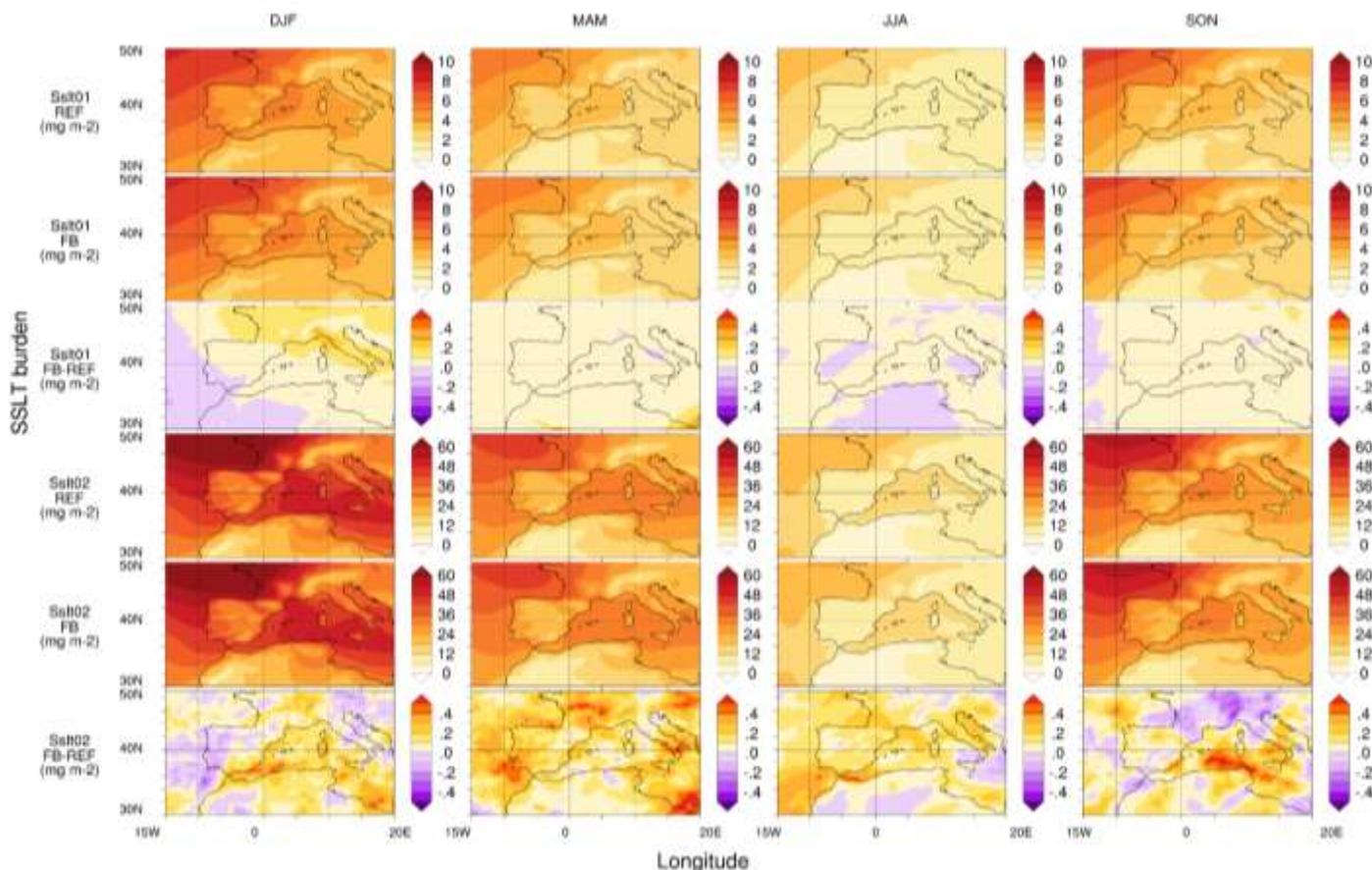


Figure 32. Comparaison saisonnière (2004-2010) de la charge des sels marins sur la colonne atmosphérique ($\text{mg m}^{-2}\text{day}^{-1}$) sur l'ouest de l'Europe et le bassin méditerranéen entre la simulation REF et FB et leur différence FB-REF. Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge.

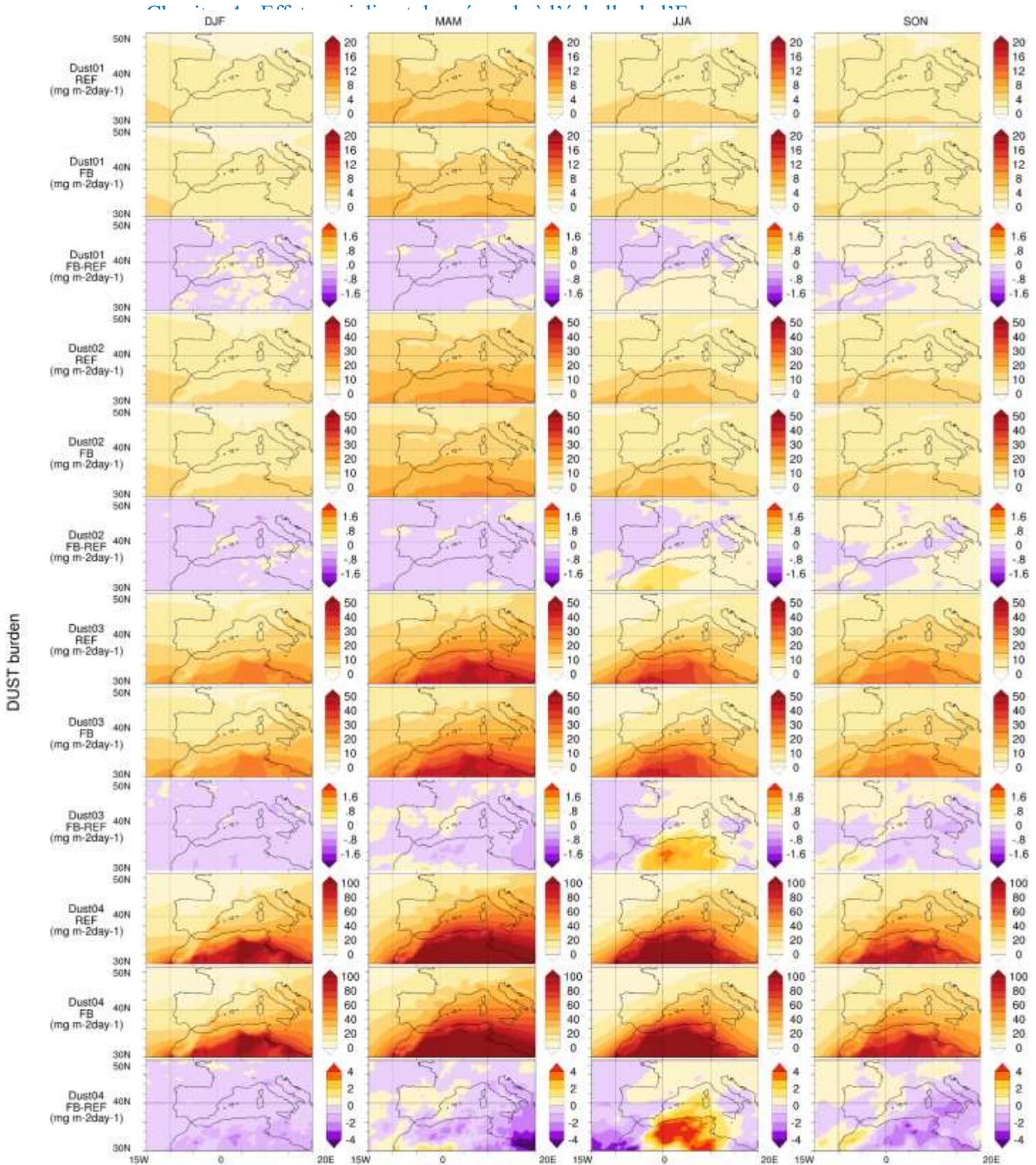


Figure 33. Comparaison saisonnière (2004-2010) de la charge des poussières désertiques sur la colonne atmosphérique ($\text{mg m}^{-2}\text{day}^{-1}$) sur l'ouest de l'Europe et le bassin méditerranéen entre la simulation REF et FB et leur différence FB-REF. Les simulations REF et FB sont représentées par une échelle de couleur blanc-rouge tandis que les différences entre les simulations FB-REF sont montrées avec une échelle de couleur Bleu-Rouge.

Tableau 8. Moyenne spatiale par saison de la perturbation (FB-REF) du dépôt sec (DD) et du dépôt humide par précipitation (RA) et par lessivage sous nuage(WA). Les unités sont $\mu\text{g m}^{-2}\text{day}^{-1}$.

Saisone	Aerosol	DD		RA		WA	
DJF	BC_HB	0.04±	0.40	0.00±	0.19	0.00±	0.02
	BC_HL	0.06±	0.19	0.11±	2.28	0.00±	0.00
	OC_HB	0.11±	0.64	0.02±	0.92	0.00±	0.02
	OC_HL	-0.39±	1	-3±	7	0.00±	0.01
	SO4	0.07±	2	-6±	93	0.00±	0.06
	DUST01	90±	207	190±	146	1±	1
	DUST02	-0.71±	24	4±	34	4±	28
	DUST03	4.±	29	-3±	51	1±	76
	DUST04	-12±	513	-29±	154	-53±	355
	SSLT01	1±	9	-16±	213	0.00±	0.05
	SSLT02	1.4±	25	-25±	638	8±	83
MAM	BC_HB	0.11±	0.44	-0.01±	0.36	0.00±	0.04
	BC_HL	0.06±	0.19	0.20±	3.1	0.00±	0.00
	OC_HB	0.24±	0.67	-0.12±	14.5	-0.01±	1.54
	OC_HL	0.18±	0.74	0.56±	12	0.00±	0.02
	SO4	1.76±	5.99	2.13±	218	0.01±	0.41
	DUST01	-3.34±	18	5.28±	93	0.08±	2.00
	DUST02	0.20±	46	41±	162	29±	110
	DUST03	10.79±	72	21±	144	61±	277
	DUST04	84.42±	956	-17±	221	28±	922
	SSLT01	1.59±	3.96	32±	104	0.02±	0.07
	SSLT02	9.67±	43	-6.1±	584	6±	69
JJA	BC_HB	0.06±	0.43	0.05±	2.50	0.01±	0.87
	BC_HL	0.07±	0.25	0.26±	3.0	0.00±	0.00
	OC_HB	0.14±	0.51	7.00±	433	0.81±	68
	OC_HL	0.32±	0.79	-0.05±	126	0.00±	0.01
	SO4	1.04±	5.4	7.1±	135	0.01±	0.09
	DUST01	-2.53±	15	0.51±	97	0.11±	2.9
	DUST02	-0.56±	25	15±	231	7.8±	231
	DUST03	7.20±	45	20±	132	34±	144
	DUST04	195.02±	971	26±	236	123±	586
	SSLT01	0.49±	3.01	-0.56±	29	0.00±	0.02
	SSLT02	12.22±	46	3.4±	300	0.85±	41
SON	BC_HB	0.04±	0.52	0.00±	0.37	0.00±	0.04
	BC_HL	0.02±	0.24	0.10±	3.27	0.00±	0.00
	OC_HB	0.09±	0.66	0.08±	1.53	0.00±	0.08
	OC_HL	0.03±	1.16	0.76±	12	0.00±	0.01
	SO4	-0.05±	4.01	4.58±	162	0.00±	0.08
	DUST01	2.90±	13	18±	49	0.08±	0.48
	DUST02	-0.40±	31	9.9±	72	5.11±	31
	DUST03	1.91±	38	5.28±	77	10±	85
	DUST04	-43±	668	-8.72±	154	-5.3±	318
	SSLT01	0.34±	4.4	3±	117	0.00±	0.03
	SSLT02	2±	31	1±	648	0.78±	65

Conclusion du chapitre

Dans ce quatrième chapitre de thèse, l'effet semi-direct des aérosols à l'échelle de l'Europe a été étudié avec la comparaison de deux simulations : une simulation de référence (REF) sans rétroaction des aérosols et une simulation avec les rétroactions activées (FB). L'analyse a été faite sur une échelle temporelle de 10 ans (2004-2014) pour évaluer les capacités du modèle RegCM à représenter le climat dans une période bien documentée par rapport aux interactions aérosol-climat. Tout d'abord, une évaluation de la simulation REF en termes de paramètres météorologiques, charges d'aérosols sur la colonne atmosphérique, épaisseur optique des aérosols et radiation des longueurs d'onde courtes à la surface a été effectuée. Puis, la quantification des forçages radiatifs de l'effet semi-direct des aérosols et leur rétroaction sur la température, l'humidité relative, le vent et les précipitations est analysée ainsi que les rétroactions sur les émissions, le transport et les dépôts des aérosols.

Dans l'évaluation de la simulation REF, la température de surface est bien corrélée avec les observations (>0.9) et est dans les ordres de grandeur ($\pm 2^\circ\text{C}$) donnés par la littérature. Les modèles régionaux sont connus dans la littérature pour surestimer la température sur les zones de haute altitude à cause des effets topographiques, atteignant un biais par rapport aux observations jusqu'à -6°C en DJF et JJA (Kotlarski et al., 2019; Vautard et al., 2021). L'humidité relative est bien corrélée avec les observations (>0.92) mais elle est surestimée avec un biais maximal en JJA d'environ 20% (humidité) sur les surfaces d'eau et sous-estimée sur les surfaces continentales (10% d'humidité). Sur les zones de montagne, un biais positif est observé dans tous les saisons (i.e. un biais maximum de +10% d'humidité relative en DJF est observé pour les Pyrénées). Des corrélations supérieures à 0.8 ont été obtenues pour les composantes du vent U et V et les biais avec les observations suggèrent une légère surestimation des intensités sur tout le domaine et pour toutes les saisons. Par exemple, une surestimation de 2 m s^{-1} est observée pour U autour des zones montagneuses ainsi qu'une sous-estimation sur l'Océan Atlantique (3 m s^{-1}). En ce qui concerne V , des biais négatifs (2 m s^{-1}) sont observées autour du massif de l'Atlas en DJF et JJA, ainsi que sur les côtes de l'Espagne. Les précipitations totale, convective et grande-échelle sont bien corrélées avec les observations (autour de 0.8). La précipitation totale est sous-estimée sur l'Europe (1 mm day^{-1}) et surestimée sur l'Afrique (1 mm day^{-1}), ce qui est en accord avec l'ensemble des modèles régionaux utilisés dans le programme

EUROCORDEX (Vautard et al., 2021). Les biais les plus grands sur la précipitation totale sont en JJA, où une surestimation de la précipitation convective et grande-échelle est observée sur les Alpes, l'Atlas et les Pyrénées (3 mm day^{-1}). La précipitation totale reproduit bien la tendance des observations TRMM et CRU ainsi que les réanalyses ERA5. Le modèle RegCM a du mal à bien reproduire les précipitations sur les zones de haute altitude ainsi que leur voisinage. Enfin, la simulation REF reproduit bien la tendance de la sous-estimation des précipitations sur la mer Méditerranée, déjà obtenue par le programme HyMeX (Drobinski et al., 2014; Mener et al., 2015).

L'évaluation des aérosols sur la colonne atmosphérique avec les observations MERRA-2 est satisfaisante avec des corrélations pour les aérosols au-dessus de 0.6 et des biais négatifs pour le Black Carbon, l'Organic Carbon et les sulfates, surtout dans la saison JJA ($0.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ pour le BC et OC et $4 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ pour les sulfates). Les DUST ont un biais positif en DJF ($40 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) pour être ensuite largement sous-estimés en MAM, JJA et SON en Afrique ($100 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) et légèrement surestimés autour des zones de montagne ($10 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) et sur l'Europe en SON. Les SSLT sont sous-estimés sur l'Océan Atlantique en DJF et sur la mer Méditerranée en JJA de $20 \text{ mg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$. Les SSLT sont surestimés sur les surfaces continentales, particulièrement pour les saisons DJF et SON. Les corrélations avec les observations et l'intensité de la charge d'aérosols dans la colonne atmosphérique sont moins satisfaisantes que celles obtenues dans l'étude de

Nabat et al., (2013), qui ont représenté les aérosols à partir de climatologies de leur épaisseur optiques (AOD). Cependant une des limites d'utiliser des climatologies d'AOD pour l'estimation des effets radiatifs des aérosols, est de ne pas pouvoir tenir compte des variations à très court terme des charges d'aérosols (Schultze & Rockel, 2018).

Les forçages radiatifs SW de l'effet semi-direct sur l'atmosphère de l'Europe sont positifs ($+3 \text{ W m}^{-2}$). Un réchauffement de l'atmosphère est observé en Afrique due à l'augmentation de la charge de DUST dans la colonne atmosphérique ($+15 \text{ W m}^{-2}$). Le forçage radiatif SW à la surface et au sommet de l'atmosphère du massif pyrénéen est positif en DJF et MAM ($\sim +2 \text{ W m}^{-2}$) et négatif en JJA et SON ($\sim -3 \text{ W m}^{-2}$), l'atmosphère du massif étant ainsi refroidie. En ce qui concerne le forçage LW de l'effet semi-direct, un refroidissement au sommet de l'atmosphère, à la surface et de l'atmosphère est produit en

DJF, MAM et SON ($\sim -4W m^{-2}$) tandis qu'en JJA, un réchauffement ($\sim +10W m^{-2}$) est observé.

Le domaine présente une diminution de la température de surface à cause de l'effet semi-direct des aérosols pour toutes les saisons ($\pm 2^{\circ}C$). Une augmentation de la température de surface est observée sur l'Afrique en JJA, liée à la charge de DUST dans la colonne atmosphérique et le réchauffement dû aux forçage radiatif LW à la surface. Sur le domaine également, on note une diminution de la chaleur sensible d'environ $-2 W m^{-2}$ sur les surfaces continentales. Une augmentation de l'humidité relative est observée sur les surfaces continentales (0.8% d'humidité) et autour des régions de plus haut altitude (jusqu'à 2% d'humidité). Une augmentation de la chaleur latente est obtenue pour la mer Méditerranée ($+2W m^{-2}$) et son voisinage ($+4 W m^{-2}$ en JJA) ainsi qu'une diminution sur les surfaces continentales ($-2 W m^{-2}$). Une augmentation de l'intensité du vent U est observée en DJF sur l'Europe et l'Océan Atlantique ($0.05 m s^{-1}$) alors qu'une diminution est relevée pour les saisons MAM, JJA et SON. La mer Méditerranée quant à elle, a une diminution de U de $1 m s^{-1}$ en JJA. Une augmentation de l'intensité du vent V sur l'Europe ($0.05 m s^{-1}$), sur l'Océan Atlantique en DJF et MAM ($0.05 m s^{-1}$) et sur l'Afrique en JJA et SON ($1 m s^{-1}$) a été trouvée. Une diminution de la précipitation totale sur l'Europe ($-1 mm day^{-1}$) en DJF et MAM est mise en évidence tandis que les résultats sont très variables en JJA et SON ($-1 mm day^{-1}$ à $1 mm day^{-1}$). Autour du massif pyrénéen une baisse des précipitations convectives est observée en DJF et MAM avec des augmentations localisées en JJA et SON.

En ce qui concerne les émissions interactives de SSLT et de DUST, elles sont perturbées par l'effet semi-direct des aérosols, avec des diminutions et des augmentations selon les régions. La fraction fine des DUST ($0.1 - 1\mu m$) se trouve être plus mobilisée et émise plus largement dans l'atmosphère. L'émission des DUST pour les tailles les plus grandes ($1 - 10\mu m$) est réduite sur une partie de la région de l'Afrique. Cependant sur le centre de l'Afrique, une plus grande émission de DUST est observée pour toutes les saisons et pour les bins DUST01, DUST02 et DUST03. La perturbation des émissions de SSLT01 est négligeable. Quant à SSLT02, on assiste à une augmentation des émissions en JJA et MAM sur la mer Méditerranée.

Enfin, des diminutions de la charge d'aérosol dans la colonne atmosphérique ont été observées. Les parties hydrophobes des aérosols carbonés sont légèrement diminuées tandis

que les parties hydrophiles ont tendance à augmenter en JJA sur l'Europe. Cela peut être dû à l'advection mais aussi à la diminution du lessivage liée à la diminution de précipitations dans la région. Malgré l'augmentation du dépôt sec en MAM et celle du lessivage en JJA, les sulfates ont tendance à augmenter en MAM et JJA sur la mer Méditerranée possiblement dû à la convergence de vents. Les SSLT ont tendance à augmenter sur le domaine et surtout sur la mer Méditerranée. Les émissions de DUST baissent en DJF, MAM et SON tandis qu'en JJA, on retrouve une augmentation assez importante en réponse à l'augmentation des intensités du vent sur la région de l'Afrique. Les DUST vont être déposés principalement le long de l'Afrique et sur la chaîne de montagne de l'Atlas, qui servent de barrière naturelle ainsi que les précipitations pour le dépôt des DUST.

Chapitre 5 - Effet semi direct des aérosols sur le massif pyrénéen simulés sur 10 ans

Sommaire

Introduction	140
5.1 Evaluation des champs météorologiques en terrain dynamique complexe	141
5.2 Evaluation de la charge d'aérosols et de leur épaisseur optique sur le massif pyrénéen	146
5.3 Quantification SW et LW des forçages radiatifs : effet direct et semi-direct des aérosols	150
5.4 Rétroactions sur les champs météorologiques et aérosols	152
5.5 Rétroactions sur la dynamique atmosphérique aux abords d'un relief	158
Conclusion du chapitre	167

Introduction

Dans le chapitre quatre l'effet semi-direct des aérosols à l'échelle de l'Europe a été étudié. La température de surface et la précipitation totale de la simulation de référence (REF) sont bien corrélées avec les observations à l'échelle de l'Europe. La précipitation totale reproduit bien la moyenne mensuelle et saisonnière des observations. Cependant, des biais négatifs ont été trouvés autour des zones de haute altitude, notamment sur le massif pyrénéen : sur la précipitation totale (3 mm day^{-1}), d'humidité relative (5%), de la température de surface (-2°C) et des perturbations dans les intensités du vent, dus à l'effet semi-direct des aérosols. Dans ce cinquième chapitre de thèse, une analyse des rétroactions de l'effet semi-direct des aérosols sur les signaux météorologiques, la quantité d'eau liquide dans l'atmosphère et les précipitations des Pyrénées a été faite. Ce chapitre se déroule en cinq sections : (i) Tout d'abord une évaluation des paramètres météorologiques et (ii) de la charge d'aérosols de la simulation REF sur le massif a été faite. Puis les forçages radiatifs pour les longueurs d'onde courtes (SW) et longues (LW) ont été estimés (iii), pour ensuite étudier les rétroactions sur les champs météorologiques et les champs d'aérosols (iv), et finalement sur la dynamique atmosphérique verticale de part et d'autre du massif pyrénéen (v).

5.1 Evaluation des champs météorologiques en terrain dynamique complexe

Dans cette section, la température de surface (T_s), l'humidité relative de surface (R_h), les composantes du vent (U et V) et les précipitations totale (Pr), convective (Pr_c) et grande-échelle (Pr_l) sont évaluées avec les observations TRMM, CRU et les réanalyses ERA5 à l'échelle des Pyrénées. Le domaine spatial du massif couvre de 1.5O à 2.9E en longitude et 41.7N à 43.4N en latitude du domaine de simulation REF (voir **Fig 7**, , carré en rouge). Pour évaluer les données, les métriques R, NSD, NMSE et RSME décrites dans la « [section 4.3.1](#) » ont été utilisées pour évaluer la moyenne spatiale mensuelle sur l'échelle temporelle de 10ans (2004-2014). Pour compléter l'analyse les biais des moyennes spatiales mensuelles ont été calculés entre la simulation REF et les observations (**Figure 35**). Les métriques sont représentées sur un diagramme de Taylor dans la **Figure 38**.

La température à 2m de la Surface (T_s) est bien corrélée (0.98) sur la période 2004-2014 avec les données CRU et ERA5 et la variation en amplitude est proche des observations (NSD=0.98). La variabilité de T_s simulée par REF est aussi proche de l'écart type des observations avec un NMSE de 0.18 pour l'ensemble des données. Le RMSE est de 8.92°C pour REF/CRU et 9.06 avec REF/ERA5. Les biais de REF-CRU sont plus grands en comparaison des biais de REF-ERA5. La température est sous-estimée dans les périodes F-M et J-J-A-S-O d'environ $1^\circ\text{C}\pm 2^\circ\text{C}$ tandis que pour les autres périodes les biais sont proches de zéro. La température observée pour CRU et ERA5 est d'environ $20\pm 3^\circ\text{C}$ et $19\pm 3^\circ\text{C}$ respectivement. Comme à l'échelle de l'Europe « [section 4.3.1](#) », la simulation REF reproduit une température de surface légèrement inférieure à la température de surface des CRU en période estivale à l'échelle du massif tandis que la différence est minimale avec les réanalyses ERA5 (Cf **Annexe 10**).

L'humidité relative est aussi bien corrélée (0.88) avec les observations ERA5 avec un NSD de 1.2. L'écart type de REF est 1.2 fois plus grand que celui de ERA5. Le NMSE est de 0.48 avec un RMSE de 10.78% d'humidité relative. Les valeurs de R_h simulées par REF sont dans l'ordre de grandeur de l'écart type des observations. La simulation surestime le R_h dans les périodes froides (S-O-N-D-J-F-M) d'environ $3\pm 2\%$ d'humidité sur une valeur observée d'environ 80% d'humidité relative dans les réanalyses ERA5. Dans la période chaude (A-M-J-J-A) des sous-estimations (2%) et des valeurs proches de zéro sont observées

mais avec un écart type de $\pm 6\%$ d'humidité. Cependant les valeurs de Rh simulées par REF sont dans l'ordre de grandeur de l'humidité relative observée en ERA5 (Cf **Annexe 10**).

En ce qui concerne la corrélation des composantes du vent, U et V sont corrélées avec les observations ERA5 d'un coefficient de 0.75 et 0.84 respectivement. Les ordres de grandeur des écart types de REF pour U et V sont plus grands que ceux des observations ERA5, le NSD étant égal à 1.91 et 1.39 respectivement. Le NMSE pour U et V est de 0.72 et 0.58 avec des RMSE de 0.97 et 0.95 respectivement. Les intensités de U sont surestimées par la simulation REF, spécialement dans la période froide (O-N-D-J-F) d'environ $0.8 \pm 0.5 m s^{-1}$ sur la valeur de ERA5 ($0.7 \pm 1.5 m s^{-1}$) tandis que V est sous-estimée tous les mois d'environ $0.8 \pm 0.5 m s^{-1}$ sauf en octobre (surestimation de $0.5 \pm 0.5 m s^{-1}$) sur la valeur de ERA5 ($-0.5 \pm 0.5 m s^{-1}$). Les composantes du vent simulées par la simulation REF sont dans les ordres de grandeur des réanalyses ERA5, et la direction du vent est bien simulée malgré les différences en intensité pour U et V.

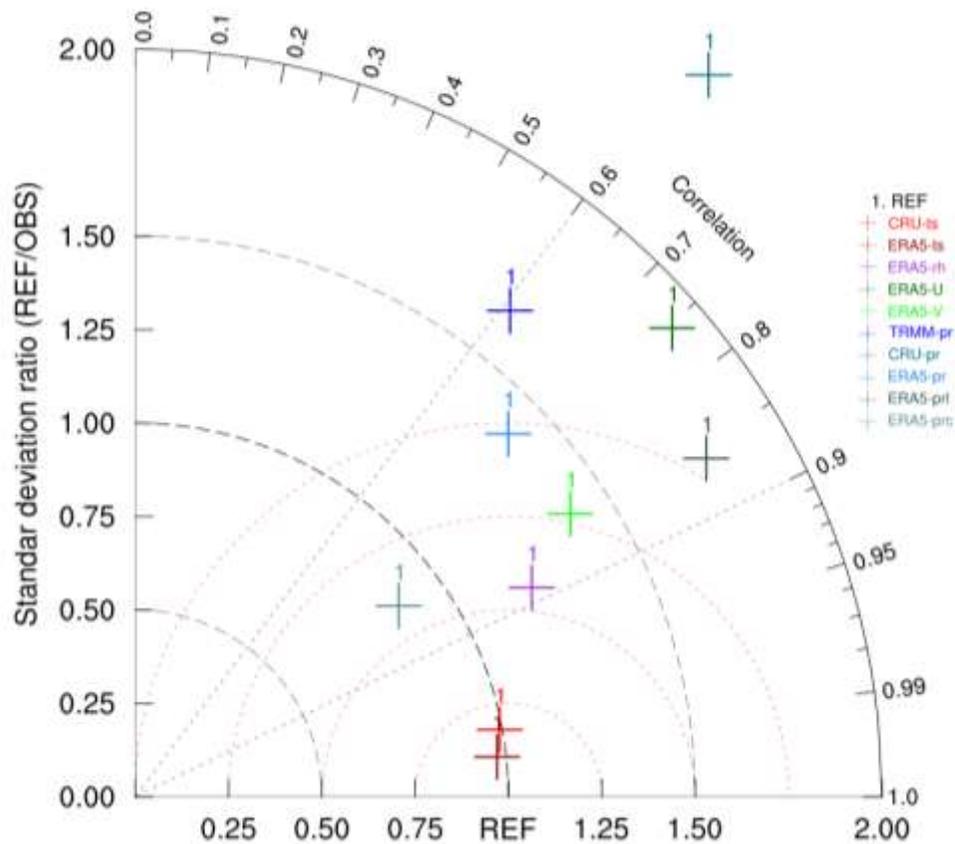


Figure 34. Diagramme de Taylor normalisé de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de l'évaluation des paramètres météorologiques de la simulation de référence (REF) et des observations à l'échelle du massif pyrénéen. La température de surface (ts), l'humidité relative (rh), les composantes de vent (U et V), la précipitation totale (pr), convective (prc) et grande-échelle (prl) sont évaluées. L'axe-x et l'axe-y représentent l'écart type normalisé (NSD) en coordonnées radiales ainsi que la corrélation (R). Les cercles rouges représentent le NMSE de 0.25, 0.5, 0.75 et 1 du centre à l'extérieur.

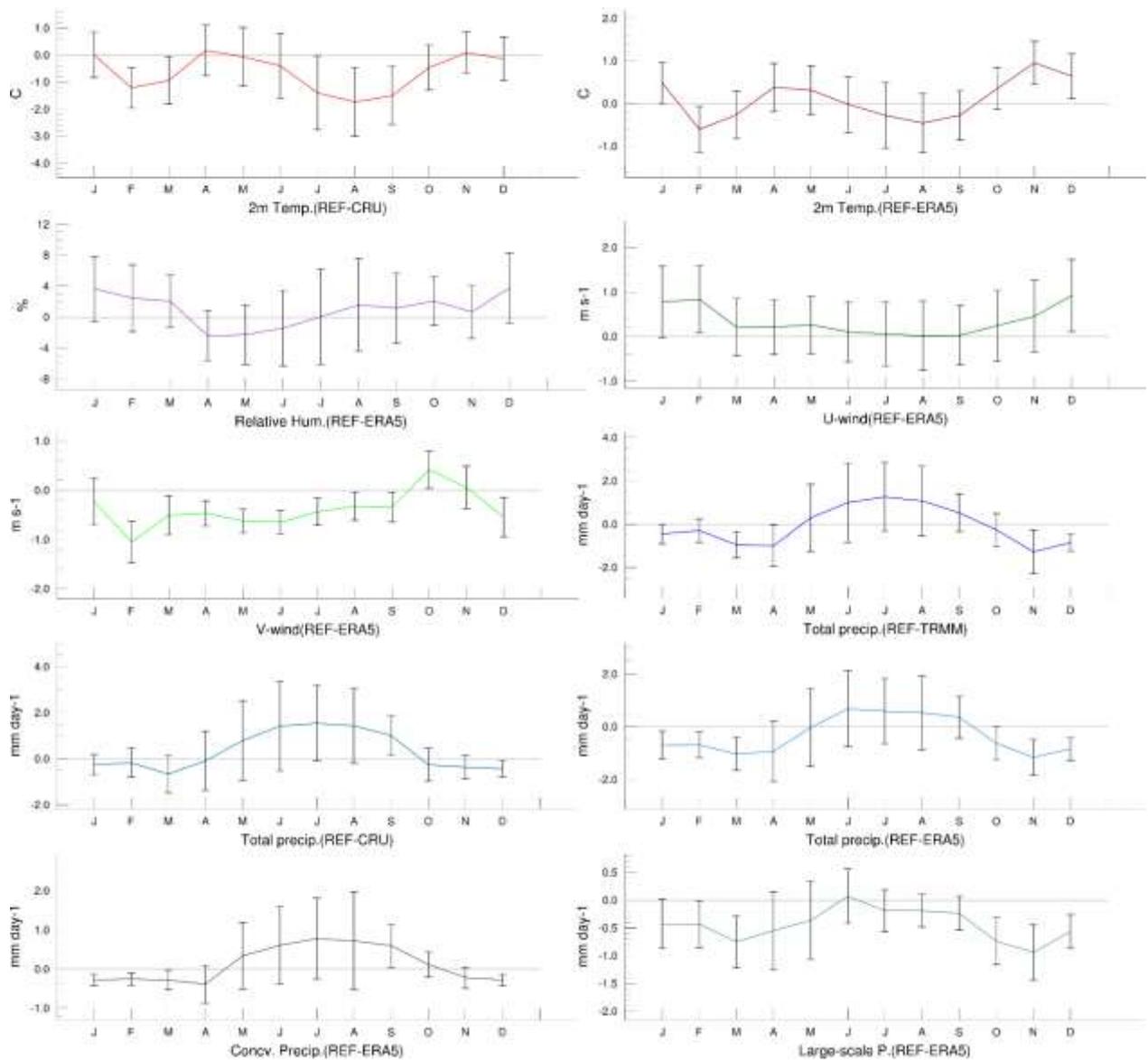
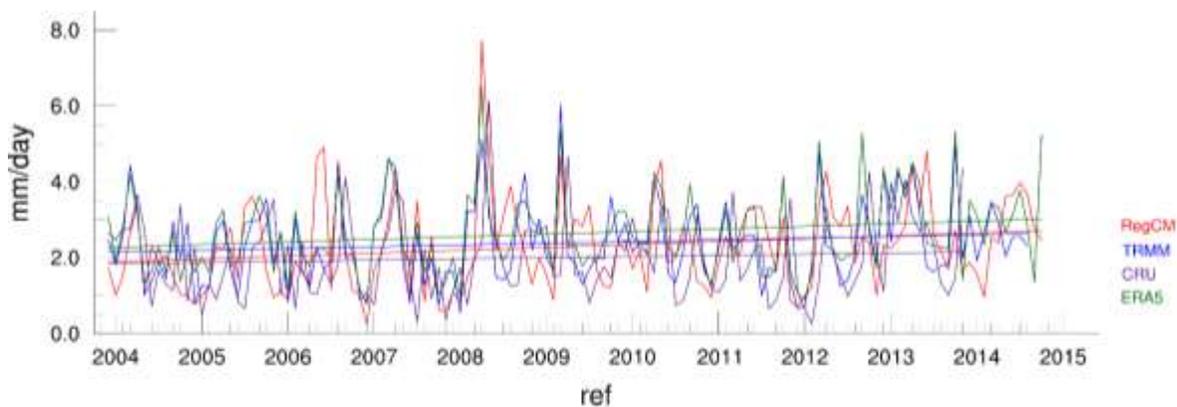


Figure 35. Différence de la moyenne mensuelle (2004-2014) des paramètres météorologiques sur le massif pyrénéen de la simulation REF et des observations. L'axe-x représente les mois avec leur initiale. La ligne perpendiculaire à l'axe-x (gris) surligne le zéro et les lignes parallèles dans l'axe-y à chaque mois dénote l'écart type spatial sur le massif.

La précipitation totale (Pr) à l'échelle du massif, a une corrélation avec les trois bases de données TRMM, CRU et ERA5 autour de 0.65 avec un NSD de 1.64, 2.47 et 1.39 respectivement. Le NMSE plus bas est obtenu pour REF/ERA5 (0.77) avec un RMSE de 0.4 mm day^{-1} . La simulation REF en comparaison avec TRMM et CRU a un NMSE de 0.91 et 0.9 avec un RMSE de 0.66 mm day^{-1} et 0.44 mm day^{-1} respectivement. Les biais de la précipitation totale de REF avec tous les jeux de données sont négatifs (environ $1 \pm 1 \text{ mm day}^{-1}$, **Figure 35**) dans la période froide par rapport à la moyenne observée en TRMM ($2 \pm 1 \text{ mm day}^{-1}$), CRU ($2 \pm 0.5 \text{ mm day}^{-1}$) et ERA5 ($2.2 \pm 1.5 \text{ mm day}^{-1}$). Dans la période A-M-J-J-A-S une surestimation de la précipitation ($\sim 0.75 \pm 1.5 \text{ mm day}^{-1}$) est observée en rapport aux observation TRMM ($1.5 \pm 0.5 \text{ mm day}^{-1}$), CRU ($1.2 \pm 0.5 \text{ mm day}^{-1}$) et ERA5 ($2 \pm 1 \text{ mm day}^{-1}$). La précipitation totale est surestimée à cause de la précipitation convective, qui, quant à elle, est surestimée dans la période estivale ($\sim 0.5 \pm 1.5 \text{ mm day}^{-1}$) tandis que la précipitation grande-échelle est sous-estimée ($\sim 0.25 \text{ mm day}^{-1}$). Dans la période hivernale autant la précipitation convective que la précipitation grande-échelle sont sous-estimées de $0.2 \pm 0.1 \text{ mm day}^{-1}$ et $0.5 \pm 0.5 \text{ mm day}^{-1}$ respectivement. Dans cette évaluation, la moyenne spatiale mensuelle de la précipitation totale sur la période 2004-2014 sur le massif pyrénéen a tendance à augmenter 0.08 mm day^{-1} par an (**Figure 36a**) tout comme la tendance des observations TRMM ($0.05 \text{ mm day}^{-1} / \text{an}$), CRU ($0.024 \text{ mm day}^{-1}$) et ERA5 (0.07 mm day^{-1}) par an. Dans la littérature, pour la période 1949-2010 l'OPCC (2018) a estimé une tendance négative.

a)



b)

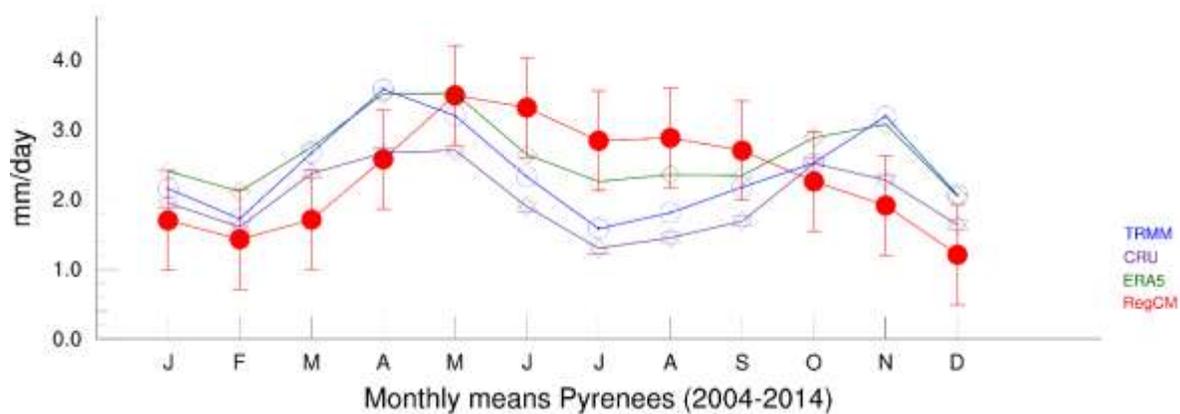


Figure 36. a) Moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) sur le massif pyrénéen (RegCM-rouge) de la simulation REF avec l'écart type spatial en comparaison avec : En bleu, les observations satellitales TRMM. En violet, les observations CRU. En vert, les réanalyses ERA5. b) Tendence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) sur le massif pyrénéen (ligne bleu) et régression linéaire des données(rouge).

5.2 Evaluation de la charge d'aérosols et de leur épaisseur optique sur le massif pyrénéen

Le diagramme de Taylor de l'évaluation de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de la charge d'aérosol REF/MERRA-2 est présenté sur la **Figure 37** ainsi que les biais REF-MERRA-2 sur la **Figure 38**. Dans l'**Annexe 11** la comparaison des ordres de grandeur des charges d'aérosol de REF et MERRA-2 est montrée. Le BC est corrélé avec un R de 0.89 et un NSD de 0.37. La variation de BC est bien corrélée avec MERRA-2, néanmoins il est sous-estimé avec un biais négatif de $0.6 \pm 0.05 \text{ mg m}^{-2}$ par rapport à la moyenne observée par MERRA-2 pendant la saison estivale ($0.8 \pm 0.1 \text{ mg m}^{-2}$). Le NMSE pour le BC est 0.48 avec un RMSE de 0.80 mg m^{-2} . En hiver le BC est sous-estimé avec un biais de $0.2 \pm 0.03 \text{ mg m}^{-2}$ sur les $0.4 \pm 0.05 \text{ mg m}^{-2}$ de BC dans les réanalyses MERRA-2.

Le Carbon Organique (OC) a une corrélation avec les données MERRA-2 de 0.79 avec un NSD de 0.11. L'OC ne suit pas la variation interannuelle (Cf. **Annexe 11**) des données MERRA-2 et la moyenne mensuelle est sous-estimée pour tous les mois. Le mois de juillet est le plus sous-estimé avec un biais négatif de $4 \pm 0.5 \text{ mg m}^{-2}$ par rapport à la charge d'OC observée dans les réanalyses MERRA-2 ($4.5 \pm 0.2 \text{ mg m}^{-2}$). Le NMSE pour l'OC est de 0.65 et le RMSE de 1.1 mg m^{-2} . Selon les données MERRA-2 la variation de OC a des concentrations basses en hiver et des concentrations hautes en été, la variation intraannuelle de l'OC simulé par REF est faible. La sous-estimation est possiblement due à la différence de cadastres d'émission utilisés dans les simulations avec RegCM et l'assimilation des réanalyses MERRA-2 : dans les paramétrisations les cadastres d'émission MACCity et Gfasv1.3 ont été utilisés, tandis que les réanalyses MERRA-2 ont été produits à partir de plusieurs cadastres d'émission pour les feux de biomasse (RETROv2, GFEDv3.1, QFED2.4), anthropiques (EDGARv4.2, EDGARv4.1 et AeroCom Phase II) et des émissions biogéniques qui contribuent à l'OC total ([Randles, 2016](#)), ce qui les rend plus robustes. Dans l'assimilation des réanalyses MERRA-2 le OC total est aussi calculé en multipliant l'OC primaire par un facteur (1.4) pour estimer l'OC secondaire (Un facteur de 1.25 est utilisé par RegCM).

En ce qui concerne les sulfates (SO_4^{-2}) la variation de la moyenne mensuelle interannuelle de MERRA-2 est bien reproduite par REF avec une corrélation de 0.89 avec un NSD de 0.60. Le SO_4^{-2} reproduit bien les données MERRA-2, néanmoins il est sous-estimé pour tous les mois. Le biais négatif le plus important est observé pendant la période estivale (2.5 mg m^{-2}) en comparaison avec 8 mg m^{-2} (MERRA-2). Cependant pendant la saison

hivernale les biais sont d'environ $1 \pm 0.5 \text{ mg m}^{-1}$ par rapport à une moyenne observée de $3 \pm 0.5 \text{ mg m}^{-2}$. Le NMSE de l'évaluation de SO_4^{-2} avec MERRA-2 est 0.47 avec un RMSE de 0.74 mg m^{-2} .

Les DUST ont une corrélation de 0.72 et un NSD de 0.49. Elles sont mieux corrélées aux observations en période hivernale qu'en période estivale. Des biais négatifs de l'ordre de $30 \pm 5 \text{ mg m}^{-2}$ sont observés dans la période A-M-J-J-A-S tandis qu'en O-N-D-J-F des biais positifs d'environ $15 \pm 5 \text{ mg m}^{-2}$ ont été obtenus. Pour la période estivale MERRA-2 estime une moyenne maximale en mai d'environ $70 \pm 10 \text{ mg m}^{-2}$ et en hiver $20 \pm 5 \text{ mg m}^{-2}$. Le NMSE de l'évaluation de DUST est 0.76 avec un RMSE de 19.5 mg m^{-2} . Le changement du facteur d'érodibilité a permis de diminuer le biais négatif des DUST sur le massif estimé dans la « [section 3.2.3.2](#) », de -50 mg m^{-2} à -25 mg m^{-2} . Cependant, la complexité de la région où se situent les Pyrénées entre l'Océan Atlantique avec le transport d'humidité, l'Europe de climat tempéré et l'Afrique de climat désertique et sec, rend difficile la représentation du transport des poussières désertiques avec un modèle interactif.

Les sels marins (SSLT) sont corrélés avec MERRA-2 avec un R de 0.68 et un NSD de 1.21. La simulation REF a une charge d'aérosols dans l'atmosphère plus importante en hiver qu'en été. Au contraire, les données MERRA-2 voient la charge de SSLT plus haute en été, résultant en une sur-estimation dans la période hivernale et une sous-estimation dans la période estivale. Le NMSE est de 0.82 avec un RMSE de 2.09 mg m^{-2} pour l'évaluation de SSLT de la simulation REF avec MERRA-2. En comparaison avec la paramétrisation des SSLT dans l'évaluation du modèle RegCM dans la « [section 3.2.3.2](#) » la charge d'aérosol simulée est plus en accord avec MERRA-2 avec, des biais plus faibles : $+3 \text{ mg m}^{-2}$ en hiver et -6 mg m^{-2} en été. MERRA-2 estime une moyenne de la charge en SSLT en J-A de $8 \pm 2 \text{ mg m}^{-2}$ et de $6 \pm 1.5 \text{ mg m}^{-2}$ en DJF.

Les épaisseurs optiques des aérosols (AOD) sont sous-estimées, dû à la sous-estimation systématique des aérosols pendant les saisons MAM et JJA, associée en partie à l'excès de pluie sur le massif. L'AOD simulée par REF est corrélée avec MODIS et MERRA avec un R autour de 0.69 et un NSD autour de 0.4. Comme attendu, en fonction des aérosols l'AOD est plus en accord en O-N-D-J-F tandis que pour la période estivale un biais négatif moyen d'environ 0.1 ± 0.05 est observé. Le NMSE et le RMSE sont autour de 0.8 et 0.58

pour l'évaluation avec MODIS et MERRA-2. L'AOD maximal est observé dans la période J-J-A pour MODIS (0.22 ± 0.05) et MERRA-2 (0.16 ± 0.02).

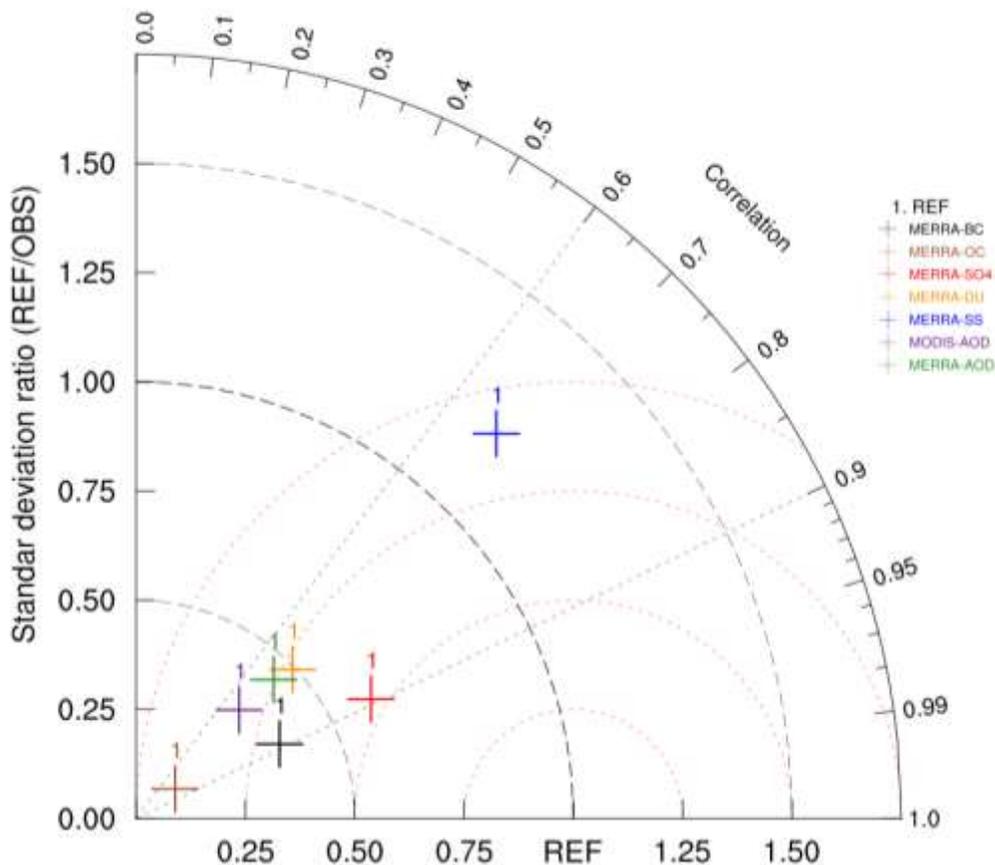


Figure 37. Diagramme de Taylor normalisé de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de la charge d'aérosols sur la colonne atmosphérique et l'épaisseur optique des aérosols (AOD) de la simulation de référence (REF) et les observations (MERRA-2 et MODIS) à l'échelle du massif pyrénéen. Pour le Black Carbon total ($BC = BC_{hb} + BC_{HL}$), L'Organic Carbon total ($OC = OC_{HB} + OC_{HL}$), les sulfates (SO_4), les poussières désertiques totales (DU-somme de quatre bins) les sels marins totaux (SS-somme des deux bins). L'axe-x et l'axe-y représentent l'écart type normalisé (NSD) en coordonnées radiales ainsi que la corrélation (R). Les cercles rouges représentent le NMSE de 0.25, 0.5, 0.75 et 1 du centre à l'extérieur.

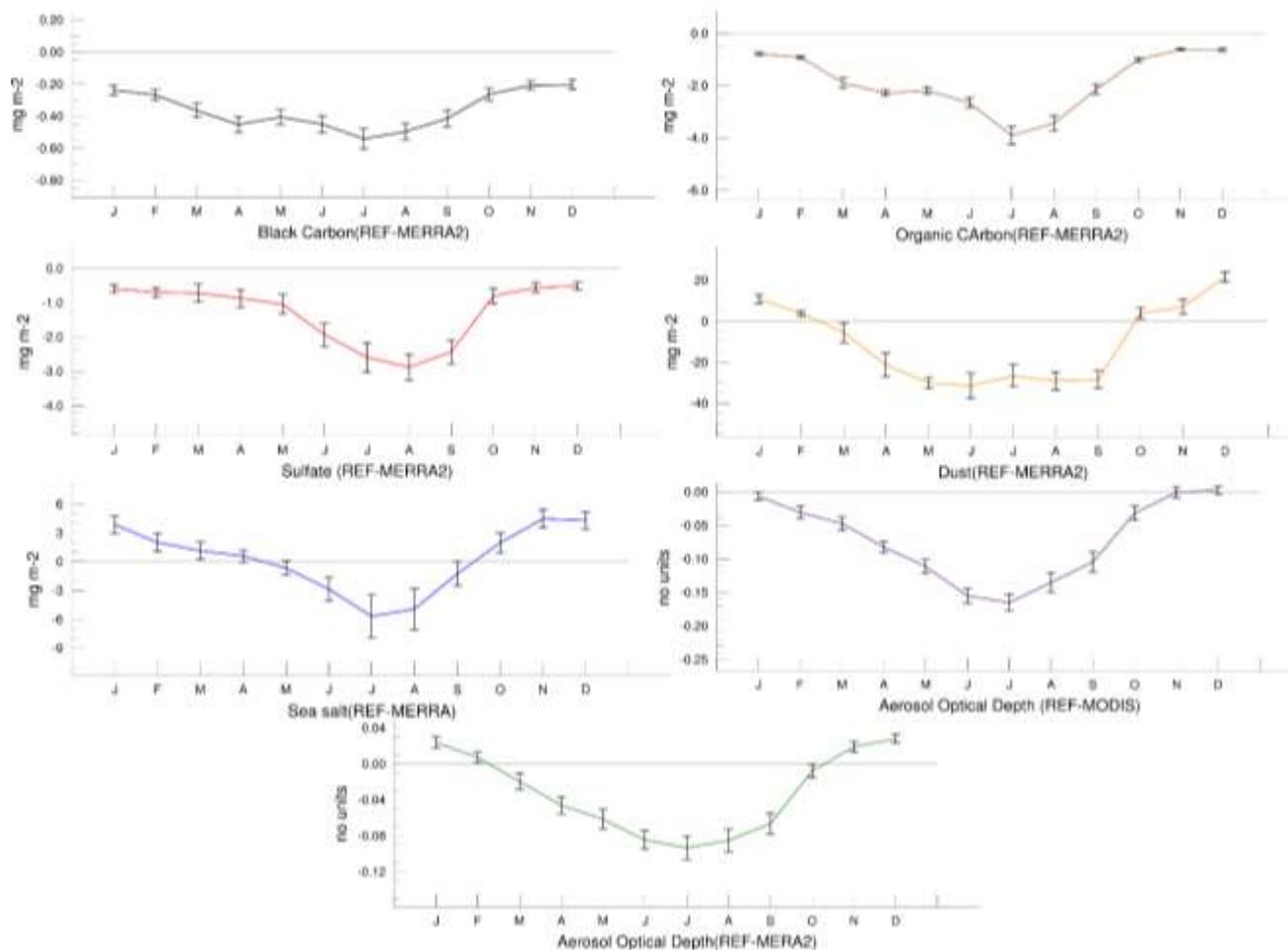


Figure 38. Différences de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de la charge d'aérosols sur le massif pyrénéen entre la simulation REF et les observations. L'axe-x représente les mois. La ligne perpendiculaire à l'axe-x (gris) surligne le zéro et les lignes parallèles selon l'axe-y à chaque mois dénote de l'écart type spatial sur le massif.

5.3 Quantification SW et LW des forçages radiatifs : effet direct et semi-direct des aérosols

Le forçage radiatif des aérosols dû à l'effet semi-direct à l'échelle du massif pyrénéen, a été calculé avec la différence des forçages au sommet de l'atmosphère (TOA), à la surface (SURF) et dans l'atmosphère (ATM) de la simulation FB et de la simulation REF. La moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) sur le massif pyrénéen a été calculée. Les forçages de l'effet semi-direct en SW et LW au sommet de l'Atmosphère (TOA), à la surface (SURF) et dans l'atmosphère (ATM) pour le massif pyrénéen sont montrés sur la **Figure 39**. Tant pour FB que pour REF : le forçage direct sur l'ensemble de la composition verticale de l'atmosphère du massif dans une condition sans nuages est négatif pour TOA_{SW} et $SURF_{SW}$ et positif pour ATM_{SW} ; En TOA_{LW} et $SURF_{LW}$ le forçage direct est positif et négatif pour ATM_{LW} (Cf. **Annexe 9**).

Dans les longueurs d'onde courtes (SW), les forçages de l'effet semi-direct sont négatifs en $TOA_{SW}(-10 \pm 5 W m^{-2})$ et $SURF_{SW}(-15 \pm 5 W m^{-2})$ dans la période estivale tandis que pour la période hivernale ils sont positifs ($+5 \pm 5 W m^{-2}$). Le forçage induit par le SDE en ATM_{SW} est positif dans les périodes A-M ($+2 \pm 2 W m^{-2}$) et J-J-A-S-O ($+6 \pm 3 W m^{-2}$) dû à la présence plus importante de BC (aérosol absorbant). Dans la saison DJF, une variation du forçage semi-direct de $0 \pm 0.5 W m^{-2}$ dans le SW pour l'atmosphère est observée (**Figure 39**).

En ce qui concerne les forçages radiatifs du SDE dans les longueurs d'onde longues (LW), pour la période J-F-M-A, TOA_{LW} retrouvent un refroidissement de $-1.5 \pm 1 W m^{-2}$ et $SURF_{LW}$ de $-0.5 \pm 1.5 W m^{-2}$. Ce qui impacte ATM_{LW} avec une variation de $0 \pm 1 W m^{-2}$. En juin, le forçage du SDE en $SURF_{LW}$ est de $-3 \pm 3 W m^{-2}$, en ATM de $-1 \pm 2 W m^{-2}$ et en TOA de $-2 \pm 1 W m^{-2}$ tandis que dans la période J-A-S en $SURF_{LW}$ la moyenne de TOA_{LW} est $+2 \pm 2 W m^{-2}$, en ATM de $+1 \pm 1 W m^{-2}$ et en TOA de $+1 \pm 0.5 W m^{-2}$. L'atmosphère connaît une variation dans les forçages radiatifs dû à l'effet semi-direct de $\pm 1 W m^{-2}$ dans la période D-J-F, M-A-M, J-J-A : Les mois de janvier, mars, mai, juin, juillet et décembre retrouvent un réchauffement tandis que février et avril un refroidissement de ATM_{LW} est observé. Pour la saison SON, une variation importante est observée entre septembre et octobre : $SURF_{LW}$ est négatif en septembre ($-2 \pm 1 W m^{-2}$) tandis que positif en octobre ($+2.5 \pm 1 W m^{-2}$).

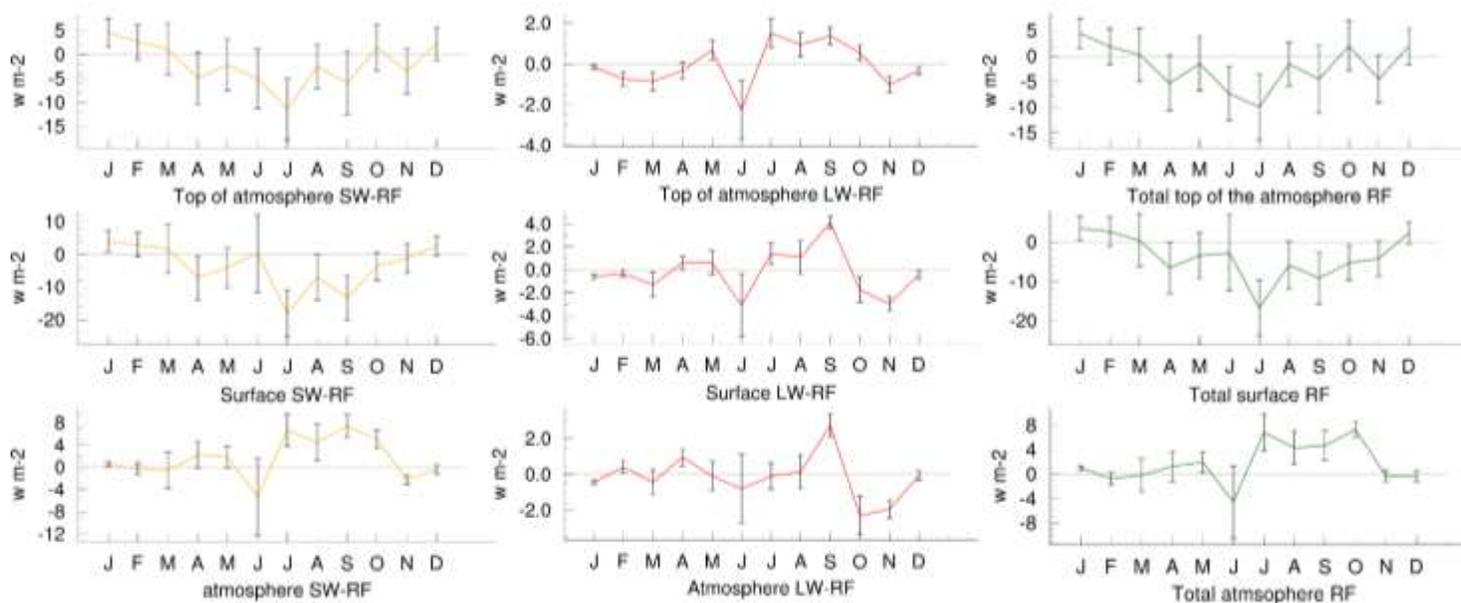


Figure 39. Forçages radiatifs de l'effet semi-direct à l'échelle du massif pyrénéen. Différence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) entre les forçages radiatifs de la simulation REF et FB au sommet de l'atmosphère, à la surface et dans l'atmosphère. L'axe-x représente les mois de janvier(J) à décembre (D). La ligne parallèle à l'axe-x en gris représente le zéro. L'axe-y dénote du forçage radiatif en $W m^{-2}$. Pour chaque moyenne mensuelle, l'écart type spatial est représenté par une ligne parallèle à l'axe-y en noir.

5.4 Rétroactions sur les champs météorologiques et aérosols

Les perturbations dues à la présence des aérosols sur différents paramètres météorologiques ont été calculées à partir des simulations FB et REF décrites précédemment. Leurs moyennes spatiales mensuelles sur la période 2004-2014 à l'échelle de Pyrénées sont montrées dans la **Figure 40**. Les forçages radiatifs à la surface dus aux rétroactions des aérosols impactent la chaleur sensible et latente au sol. Une perte de chaleur sensible est observée pour tous les mois, avril, juillet et septembre étant les plus affectés avec une perte d'environ $-2 W m^{-2}$. Le mois de juin retrouve un gain d'énergie de $+0.5 W m^{-2}$. En termes de chaleur latente une légère perte de $-0.5 W m^{-2}$ dans les périodes J-F-M-A-M et O-N-D est observée tandis que juin connaît une perte de $-2 W m^{-2}$. En septembre les rétroactions des aérosols se traduisent par un gain de chaleur latente d'environ $+1 W m^{-2}$.

Les pertes de chaleur sensible refroidissent la température de surface d'environ $0.08^{\circ}C$ pour les moyennes mensuelles sur la période 2004-2014. La température peut être affectée en avril, aout et septembre d'environ $-0.12^{\circ}C$ et jusqu'à $-0.15^{\circ}C$ selon les zones du massif. Le mois de juin est le moins affecté avec une descente en température de $-0.04^{\circ}C$. [Schultze & Rockel, \(2018\)](#) ont reporté un bais en température du a l'effet semi direct sur le massif alpin de $-0.5^{\circ}K$.

L'humidité relative à la surface subit une diminution en juin (0.5%) tandis qu'une augmentation pour tous les autres mois est observée : Avril et septembre retrouvent 0.05 et 1.0 % de plus d'humidité relative. Les intensités du vent se retrouvent aussi perturbées par la rétroaction des aérosols. La composante U du vent est réduite pour tous les mois d'environ $0.02 m s^{-1}$ tandis que V varie dans un intervalle de $0.02 \pm 0.04 m s^{-1}$ selon le mois.

La couverture nuageuse retrouve une augmentation en mai (0.25%), juillet (0.5%), aout (0.5%), septembre (1.25%) et novembre (0.25%) avec une diminution en octobre (0.5%). L'augmentation de la fraction nuageuse a un impact sur les forçages radiatifs à la surface, spécialement pour le mois d'avril et la période J-A-S-O, où la perte de chaleur sensible est plus évidente. Sur la région alpine [Schultze & Rockel, \(2018\)](#) ont reporté une diminution de la couverture nuageuse d'environ 10%.

En ce qui concerne la quantité de neige au sol des Pyrénées, seul la période N-D-J-F-M (période hivernale) est impactée par la rétroaction des aérosols. Avec la perte d'énergie,

la baisse de la température de surface et les températures hivernales, une augmentation de la couverture neigeuse est produite avec un maximum de 1 Kg m^{-2} en février.

La précipitation totale sur le massif pyrénéen est légèrement perturbée dans la saison DJF. Dans la saison de MAM, les mois de mars et avril retrouvent des variations de précipitation journalière de $0.0 \pm 0.1 \text{ mm day}^{-1}$ tandis que mai connaît une diminution de la précipitation totale de $0.25 \pm 0.3 \text{ mm day}^{-1}$. Le mois de juin est le plus affecté par la rétroaction des aérosols avec une diminution de la précipitation de $0.35 \pm 0.4 \text{ mm day}^{-1}$. Dans la période J-A-S et N-D, une moyenne de $0 \pm 0.3 \text{ mm day}^{-1}$ des précipitations est observée tandis qu'octobre retrouve une augmentation de $0.15 \pm 1.5 \text{ mm dy}^{-1}$. La diminution de la précipitation totale dans le mois de juin est dûe principalement à la diminution de la précipitation convective ($0.2 \pm 0.2 \text{ mm day}^{-1}$). De la même façon l'augmentation de précipitation sur le massif en octobre est dûe à la précipitation convective. La précipitation grande-échelle est diminuée dans la période M-J-J-A de $0.1 \pm 0.15 \text{ mm day}^{-1}$. Les changements des précipitations pour les zones de haute altitude sont en accord avec [Schultze & Rockel, \(2018\)](#) : ils ont reporté pour la saison DJF une diminution de la précipitation totale d'environ $12.5 \text{ mm mois}^{-1}$ (0.41 mm day^{-1}) et une augmentation de 50 mm mois^{-1} (1.7 mm day^{-1}) en JJA.

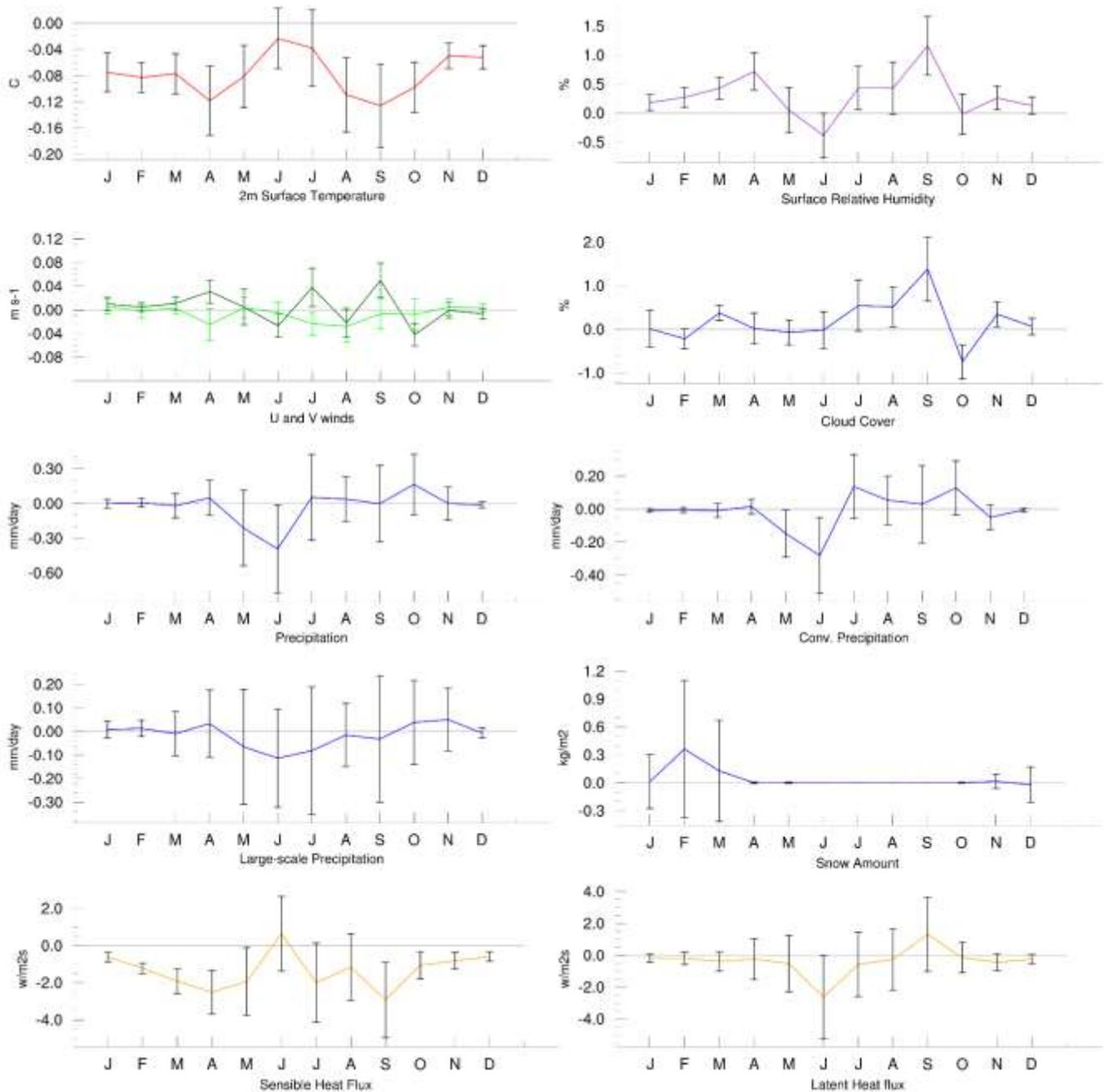


Figure 40. Perturbations de l'effet semi-direct des aérosols sur les paramètres météorologiques. Dans les graphiques est représentée la différence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) entre la simulation REF et FB. L'axe-x représente les mois de janvier(J) à décembre(D). La ligne parallèle à l'axe-x en gris, représente le zéro. L'axe-y dénote les unités de la température de surface ($^{\circ}\text{C}$), l'humidité relative à la surface (%), les composantes de vent U (Vert clair) et V (Vert foncé) en m s^{-1} , la fraction nuageuse (%), les précipitations totales, convective et grande-échelle en mm day^{-1} , la charge de neige (kg m^{-2}), la chaleur sensible et latente en W m^{-2} . Pour chaque moyenne mensuelle, l'écart type spatial est représenté par une ligne parallèle à l'axe-y en noir.

Dans la section précédente, les perturbations dues aux rétroactions des aérosols de la simulation FB ont été analysées. Les changements dans les paramètres météorologiques peuvent aussi avoir une rétroaction sur le contenu en aérosol dans l'atmosphère et leur vieillissement. Dans la **Figure 41**, la moyenne spatiale mensuelle (200-2014) des perturbations sur la charge d'aérosols est montrée. Le bilan des perturbations d'aérosols résulte dans une augmentation de l'AOD sur le massif pyrénéen.

La partie hydrophobe des aérosols carbonés (BC_{hb} et OC_{hb}) a baissé de $1 \pm 0.5 \mu g m^{-2}$ dans la période J-F-M-A-M-J et O-N tandis qu'en J-A-S et décembre elle a augmenté d'environ $1 \pm 1 \mu g m^{-2}$. La partie hydrophile des aérosols carbonés, quant à elle, connaît une diminution dans la période hivernale de novembre à avril ($1 \pm 0.5 \mu g m^{-2}$ pour le BC_{hl} et $3 \pm 1 \mu g m^{-2}$ pour le OC_{hl}), pour ensuite connaître une augmentation dans les mois de mai ($1.75 \pm 1 \mu g m^{-2}$ et $6 \pm 1.5 \mu g m^{-2}$), juin ($6 \pm 2 \mu g m^{-2}$ et $9 \pm \mu g m^{-2}$), août ($3 \pm 2 \mu g m^{-2}$ pour les deux) et octobre ($3 \pm 2 \mu g m^{-2}$ et $6 \pm 3 \mu g m^{-2}$). En juillet et en septembre les perturbations sont faibles pour le OC_{hl} et pour le BC_{hl} : juillet voit une augmentation de $2 \pm 2 \mu g m^{-2}$ et pour septembre une variation de $0 \pm 3 \mu g m^{-2}$ est observée. La baisse de la précipitation convective dans les mois de mai et juillet entraîne une diminution du dépôt humide et la charge d'aérosol sur le massif pyrénéen augmente. En juin et août une augmentation de la précipitation totale est observée ainsi qu'une augmentation des espèces carbonées. C'est possiblement dû à la variation spatiale de la charge d'aérosols et de la précipitation sur le massif. Les changements de la charge d'aérosols sont dus en partie à la variation de dépôt sec et humide liée à l'effet semi-direct des aérosols (Cf. **Annexe 12**)

En ce qui concerne les DUST, les quatre bins connaissent des perturbations semblables à cause des rétroactions des aérosols ; la différence va résider dans la quantité de charge de chaque bin. Une baisse de la charge de DUST est clairement observée en juin ; $40 \mu g m^{-2}$ (DUST01), $120 \mu g m^{-2}$ (DUST02), $800 \mu g m^{-2}$ (DUST03) et $100 \mu g m^{-2}$ (DUST04). En juillet, septembre et octobre on relève une augmentation moyenne de la charge de DUST sur la colonne atmosphérique de $40 \mu g m^{-2}$ (DUST01), $100 \mu g m^{-2}$ (DUST02), $900 \mu g m^{-2}$ (DUST03) et $300 \mu g m^{-2}$ (DUST04). Pour les bins DUST01 et DUST02 le mois d'août a une variation de $0 \pm 20 \mu g m^{-2}$ tandis qu'une augmentation est observée pour DUST03 ($500 \mu g m^{-2}$) et DUST04 ($200 \mu g m^{-2}$). La diminution de DUST en juillet est liée avec la diminution de la composante de vent du Nord (V) sur les côtes de l'Afrique qui

perturbent l'advection au travers de la mer Méditerranée. Les DUST ne sont pas considérées comme hydrophiles et la modulation de la charge de DUST sur la colonne atmosphérique va être impactée plutôt par l'advection depuis l'Afrique et le lessivage des aérosols par l'augmentation de précipitation dans les montagnes de l'Atlas. Les bins DUST03 et DUST04 sont lessivés plus efficacement de l'atmosphère (Cf. **Annexe 12**). Comme vu dans les sections précédentes dans la saison de JJA à l'échelle de l'Europe, la perturbation des champs de vent sur la région de l'Afrique provoque une augmentation des émissions de DUST.

Les sels marins sont considérés comme 100% hydrophiles et leur concentration dans l'atmosphère va être modulée principalement par précipitation et lessivage dans l'atmosphère. Pour le bin SSIT01 les saisons DJF, MAM et JJA ont une augmentation de la charge d'aérosols sur la colonne atmosphérique de $10 \pm 15 \mu g m^{-2}$. Le mois de septembre retrouve une baisse d'environ $50 \mu g m^{-2}$ tandis que les mois d'octobre et novembre connaissent une augmentation de $40 \mu g m^{-2}$ et $30 \mu g m^{-2}$ respectivement. La diminution de SSLT en septembre est possiblement due à une baisse des vent (U et V) dans la saison SON observée dans le chapitre 4 au niveau de l'Océan Atlantique, ce qui limite l'advection vers le massif pyrénéen, une diminution importante dans les dépôts de SSLT en septembre n'ayant pas été observée.

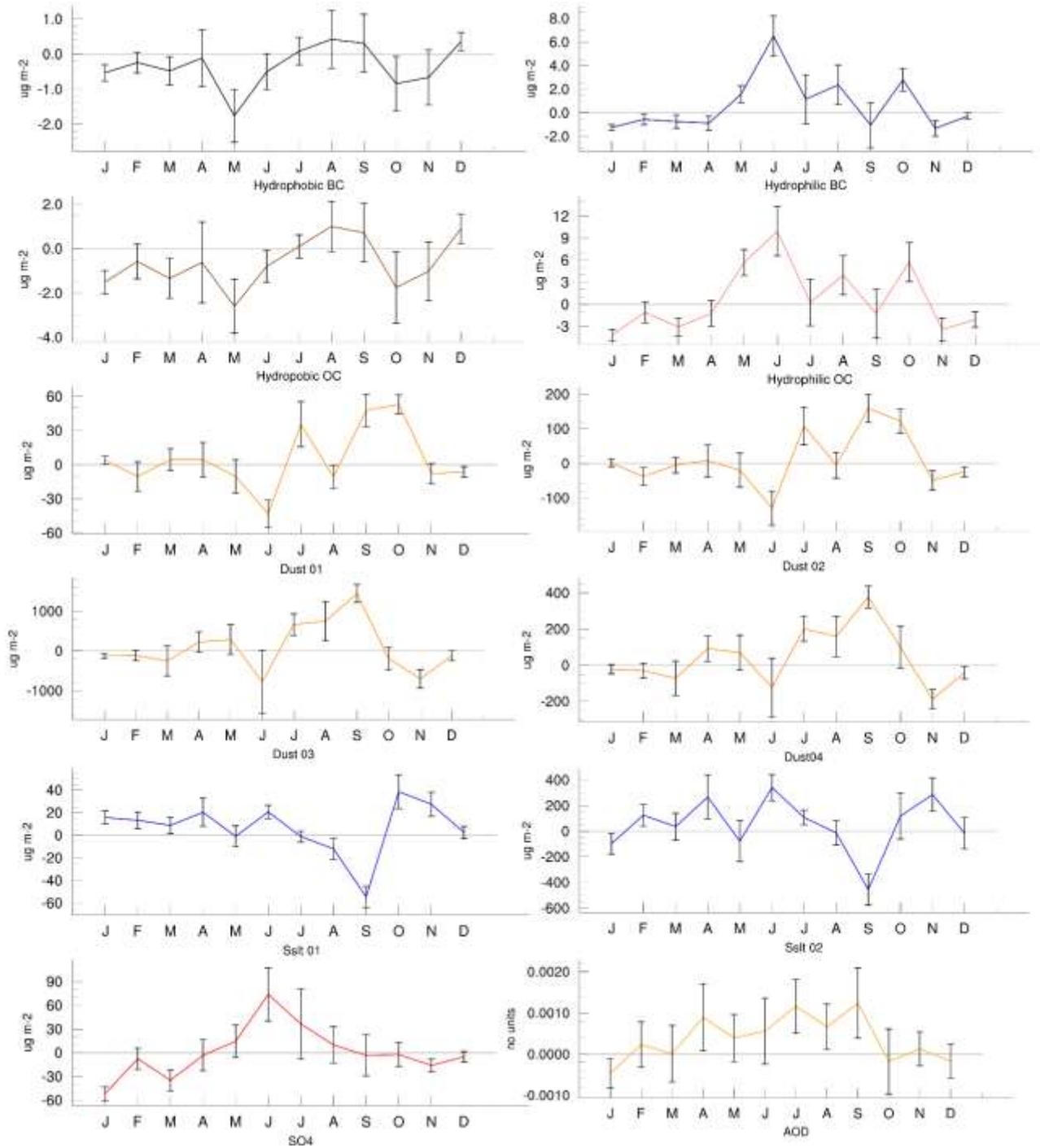


Figure 41. Perturbations de l'effet semi-direct des aérosols sur la charge d'aérosols dans la colonne atmosphérique. Dans les graphiques est représentée la différence de la moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) entre les simulations REF et FB. L'axe-x représente les mois de janvier(J) à décembre (D). La ligne parallèle à l'axe-x en gris, représente le zéro. L'axe-y dénote les unités pour la charge d'aérosol ($\mu\text{g m}^{-2}$) et l'épaisseur optique des aérosols (AOD-pas d'unités). Pour chaque moyenne mensuelle, l'écart type spatial est représenté par une ligne parallèle à l'axe-y en noir.

5.5 Rétroactions sur la dynamique atmosphérique aux abords d'un relief

Pour évaluer les rétroactions des aérosols sur la dynamique atmosphérique du massif dues à leur effet semi-direct estimé avec le modèle RegCM les profils verticaux ont été analysés. Les profils verticaux de la différence (FB-REF) du contenu d'eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (CLW-Cloud Liquide Water) pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON sont montrés dans les **Figure 42**, **Figure 43**, **Figure 44** et **Figure 45** respectivement. Dans les figures, la différence de la moyenne saisonnière de la vitesse verticale du vent (W) des simulations FB-REF est affichée. Pour avoir la notion d'aérosols sur la verticale de l'atmosphère, la moyenne saisonnière de la concentration totale d'aérosols de la simulation REF est ajoutée au graphique. Pour compléter cette section les coupes verticales de la température de l'air et de l'humidité relative ont été analysées (**Annexe 13** et **Annexe 14**). Les coupes verticales du rapport de mélange de chaque espèce d'aérosol peuvent être appréciées dans l'**Annexe 15**.

Le point le plus haut du massif se retrouve approximativement à 3,500m (~650 hpa) et les aérosols simulés peuvent atteindre ces niveaux de pression (OC_{hl} , SO_4^{-2} , les SSLT et les DUST) selon les saisons. Tous les aérosols atteignent au minimum les 850 hpa (OC_{hb}). Les DUST et les SSLT sont les contributeurs majeurs à la concentration totale d'aérosols dans toutes les saisons. Le SSLT02 a des concentrations plus fortes en DJF et SON, atteignant les 500 hpa en DJF ainsi que les DUST04 en MAM, JJA et SON. En MAM et JJA un transport vertical plus important est observé pour le BC_{hl} , OC_{hl} , SO_4^{-2} et les DUST.

Dans la saison de DJF, le Sud du massif pyrénéen retrouve une diminution d'humidité relative et une diminution de la température de l'air entre 800 et 600 hpa. Une augmentation de la vitesse verticale est observée entre les latitudes 41N ET 43N accompagnée d'une augmentation de l'humidité relative juste au-dessus du massif. Dans cette zone, une augmentation de l'eau liquide nuageuse sur la colonne atmosphérique est observée ainsi qu'une augmentation de la précipitation grande-échelle. Dans les montagnes les échanges de la couche limite vers l'atmosphère libre sont conduits par la circulation plaine-montagne ou ventilation de montagne (Rotach et al., 2015), qui peut être accentuée par les rétroactions des aérosols en transportant plus d'humidité sur le massif. Cette circulation se fait dans les deux sens (plaine-montagne et montagne-plaine), et de ce fait on observe un transport d'humidité vers le haut du massif vers la latitude de 42N, une diminution de l'intensité de W et du

contenu en eau liquide au Sud de la latitude 41N associée à une diminution de la précipitation totale. Sur le massif alpin [Lugauer & Winkler \(2005\)](#) ont observé un mécanisme à méso-échelle dans lequel une augmentation d'énergie à la surface (chaleur sensible et latente) des zones de plaines entraîne une augmentation de l'intensité du vent, ce qui provoque un mouvement de masse d'air qui, en interaction avec le relief, a donné lieu à une pompe thermique qui fait partie des mécanismes d'échanges d'énergie, de masses et de momentum dans la couche limite ([Rotach et al., 2015](#)). Dans le chapitre 4 une augmentation de chaleur sensible et latente a été observée au dessus de la mer Méditerranée, ainsi que des variations dans les intensités du vent, qui peuvent avoir un impact sur les échanges verticaux au niveau du massif pyrénéen.

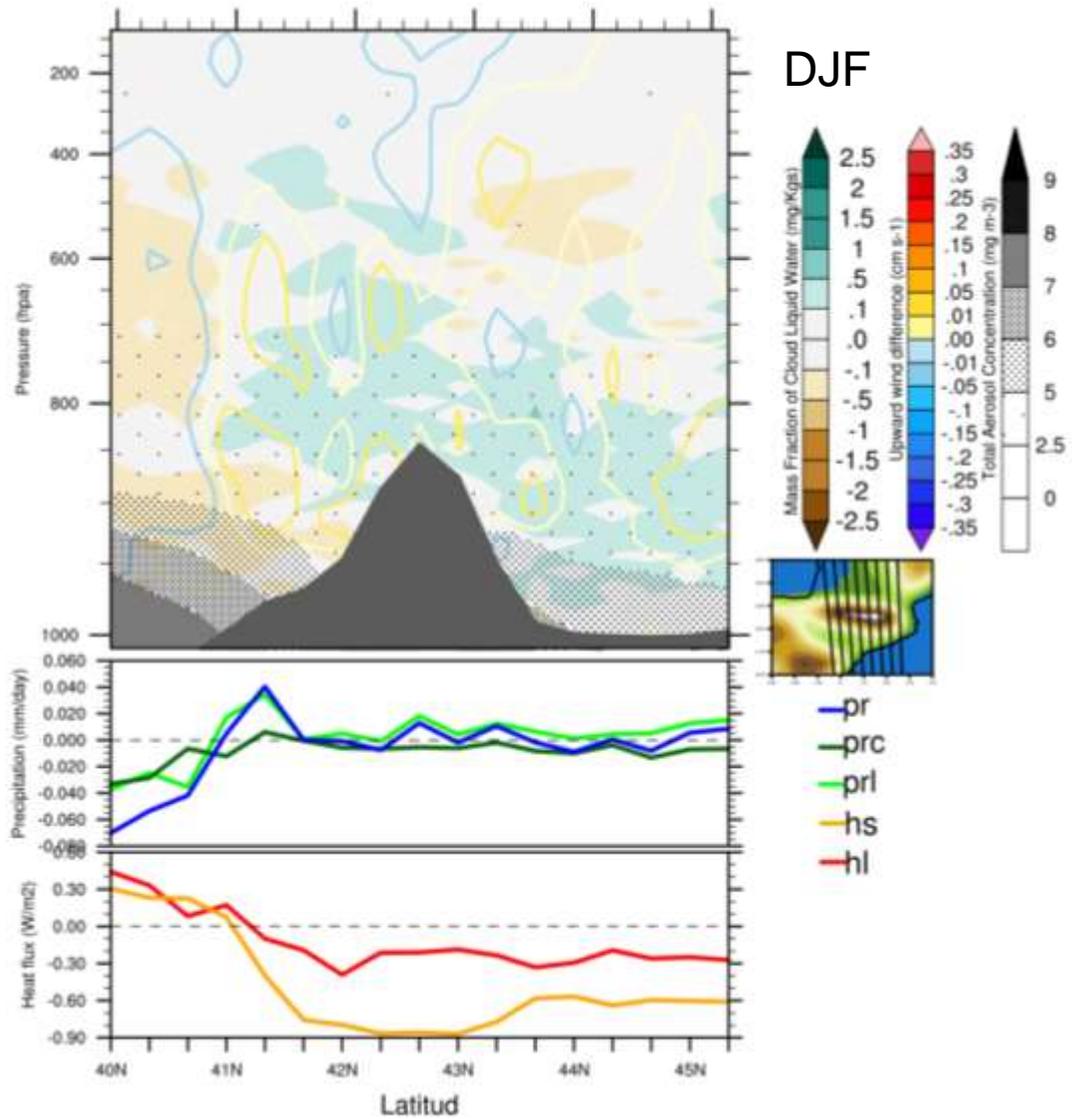


Figure 42. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison DJF. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (Mass fraction cloud liquid water - mg Kg^{-1}) (Vert-Marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en m s^{-1} . Dans une échelle de points les concentrations totales d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain est en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est affichée ; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge.

En ce qui concerne la saison MAM, la concentration d'aérosols de la simulation REF est de 5 mg m^{-3} à 800 hpa (principalement DUST04) au Sud du massif tandis que dans le Nord cet intervalle de concentration se retrouve à la surface (900-1000 hpa). Au Sud du massif, une augmentation des vitesses de vent verticaux est observée. La température de l'air a baissé d'environ $0.1 \pm 0.05^\circ\text{C}$ entre 650 et 900 hpa des deux côtés du massif. Une augmentation de l'humidité relative dans la moyenne longitudinale, associée à une baisse au sommet du massif (42N-43N) ainsi qu'à une baisse de précipitation convective de 0.06 mm day^{-1} est observée.

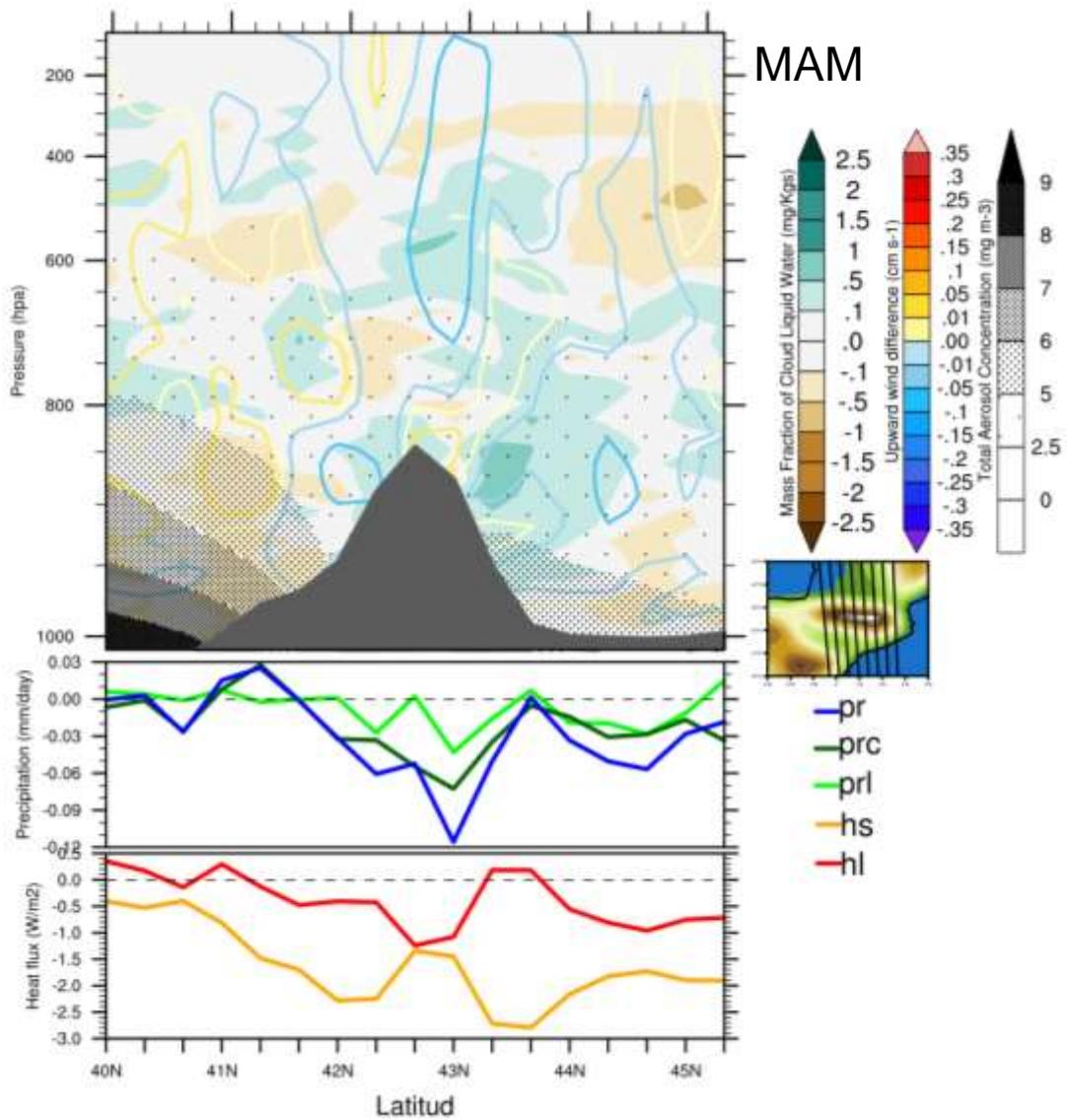


Figure 43 Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison MAM. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (Mass fraction cloud liquid water - mg Kg^{-1}) (Vert-Marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en m s^{-1} . Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est présentée ; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge.

Dans la saison JJA, la concentration de SSLT et DUST autour du massif sont mineures en comparaison avec les saisons DJF et JJA. Au contraire des aérosols carbonés, dont les concentrations sont plus importantes qu'en DJF. Les basses concentrations des aérosols diffusifs (SSLT et DUST), laissent voir une augmentation de la température proche de la surface (900-1000 hpa) et dans l'atmosphère libre (400-600 hpa). Pour le versant sud du massif, l'augmentation de W est associée à l'augmentation de température et de chaleur sensible produisant une pompe thermique qui va transporter l'humidité de la surface à la troposphère libre. Cependant les changements de température dans l'atmosphère libre produisent une ventilation advective (Kossmann et al., 1997) qui induit possiblement une dispersion d'humidité se traduisant par une réduction de CLW dans l'atmosphère libre et une réduction de la précipitation totale sur tout le transect, particulièrement sous la latitude 43N (0.20 mm day^{-1}).

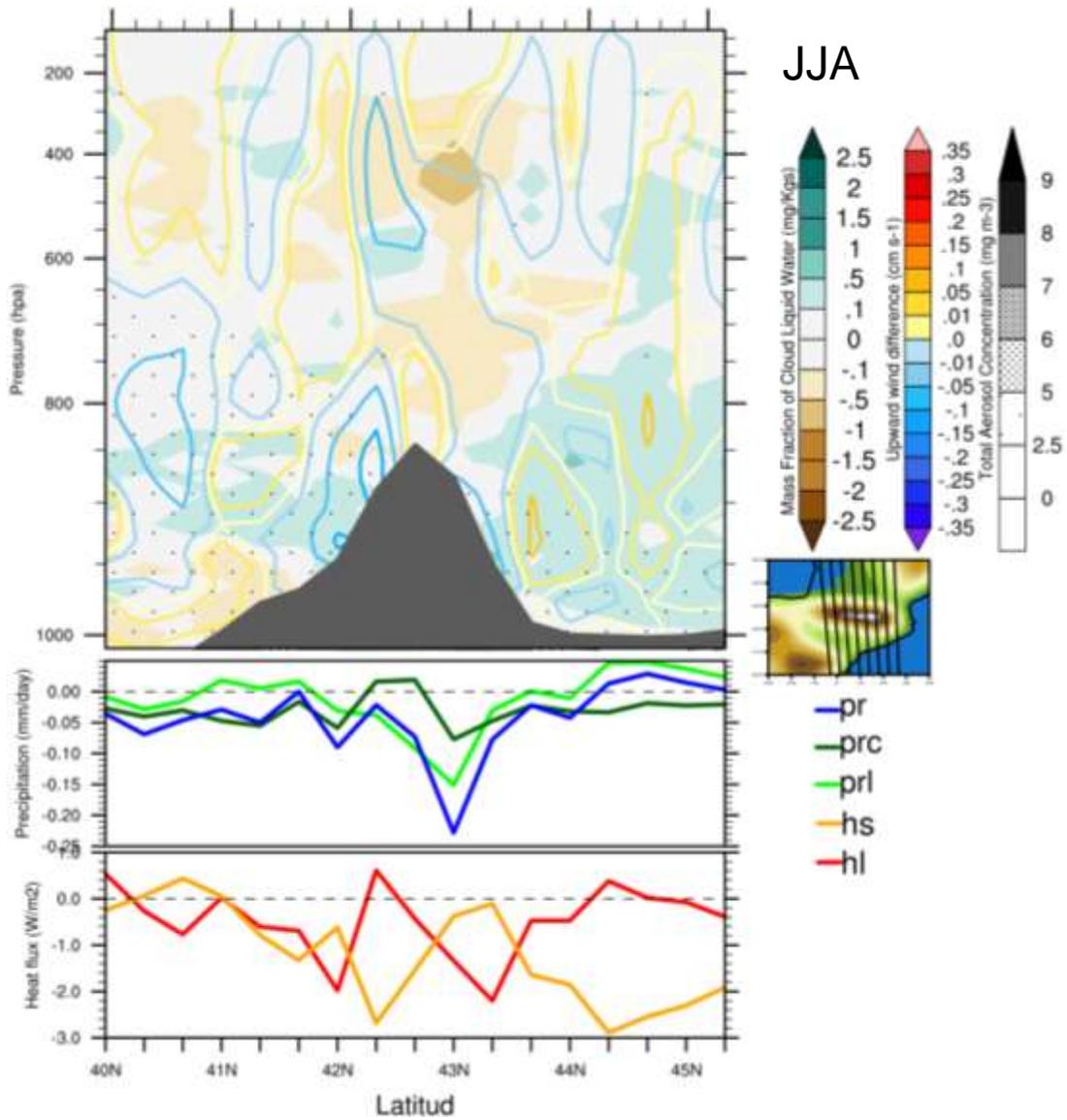


Figure 44. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison JJA. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (Mass fraction cloud liquid water - mg Kg^{-1}) (Vert-Marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en m s^{-1} . Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est affichée ; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge.

Les concentrations d'aérosols sont plus abondantes dans la partie Sud du domaine en SON. Dans cette saison on retrouve les SSLT et les DUST avec une augmentation de concentration au-dessous de 900hpa, ainsi qu'une augmentation en altitude des espèces carbonées hydrophiles. La couche limite planétaire retrouve une diminution de la température de l'air d'environ 0.08°C tandis que dans l'atmosphère libre celle-ci augmente ($\sim 0.04^{\circ}\text{C}$). Les rétroactions des aérosols provoquent une augmentation de la vitesse de vent W dans le centre (42N-43N) du massif accompagnée d'une diminution au sud du massif. Un phénomène de convection se produit ainsi qu'une augmentation de précipitations en 42N-43N. Les perturbations dans la circulation atmosphérique des Pyrénées réduisent par contre la précipitation convective (0.1 mm day^{-1}) en 41N, et l'augmentent au centre (0.15 mm day^{-1}) et au Nord (0.1 mm day^{-1}) du massif.

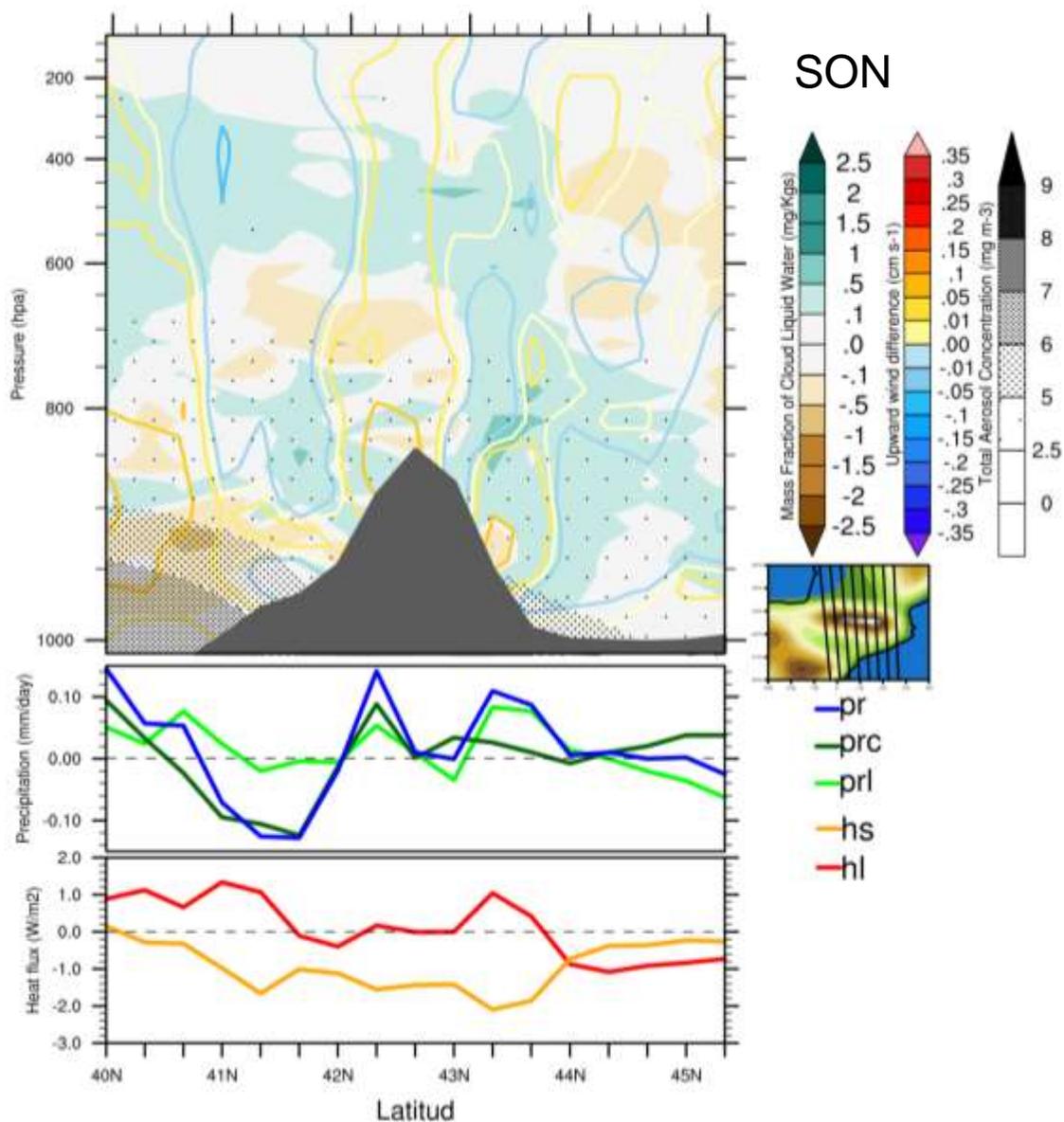


Figure 45. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour la saison SON. La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, est affichée la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières du contenu en eau liquide nuageuse dans l'atmosphère (Mass fraction cloud liquid water - mg K^{-1}) (Vert-Marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en m s^{-1} . Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence est représentée. La topographie du terrain en gris ; Le graphique au milieu ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitations totale-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et grande échelle-prl (vert) est affichée ; Le graphique en bas ; la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge.

Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre de thèse une évaluation de la simulation de référence (REF) à l'échelle du massif pyrénéen a été faite. En ce qui concerne les paramètres météorologiques évalués, la simulation REF reproduit bien la température et l'humidité de surface par rapport aux observations. Les composants du vent U et V ont des biais de plus de 50% dans les intensités du vent par rapport aux observations selon la saison. La précipitation totale est sous-estimée dans la période hivernale et surestimée dans la période estivale. Les biais observés pour la simulation REF sont comparables avec les résultats d'autres auteurs. Dans la contribution à la précipitation totale, la précipitation convective est la précipitation surestimée, tandis que la précipitation grande-échelle est sous-estimée. En ce qui concerne l'évaluation de la charge d'aérosols les aérosols carbonés et les sulfates sont sous-estimés sur le massif, possiblement dû aux cadastres d'émission utilisés et aux facteurs de dépôt utilisés en comparaison aux réanalyses MERRA-2. Les poussières désertiques sont aussi sous-estimées du fait que la paramétrisation d'érodibilité des sols dans le schéma de surface CLM45 est appliqué à toutes les surfaces éligibles pour la mobilisation des poussières désertiques. Néanmoins ils existent des surfaces plus érodables que d'autres dans le désert du Sahara. Les sels marins sont surestimés dans la saison DJF du fait de la surestimation du vent en cette saison. L'AOD est sous-estimée en réponse à la sous-estimation des espèces d'aérosols. Cependant il reste bien en accord dans la saison DJF.

Les forçages de l'effet semi direct dans les bandes SW au sommet de l'atmosphère et à la surface sont négatifs dans la période estivale tandis que pour la période hivernale ils ont tendance à être positifs. L'effet-semi direct des aérosols impose un refroidissement atmosphérique plus important en juin, dû à l'augmentation de la concentration en aérosols diffusants dans la colonne atmosphérique (BC_{hl} , OC_{hl} , SO_4^{-2} , $DUST$ et $SSLT$). Pour le cas de juin une diminution de la précipitation convective et grande-échelle est observée. Au contraire, la période J-A-S-O connaît un réchauffement atmosphérique dû à l'augmentation des espèces carbonées absorbantes et une baisse considérable de SSLT. L'échauffement de l'atmosphère en SW et l'échauffement à la surface en LW en lien avec l'augmentation des aérosols absorbants et la diminution des SSLT engendrent une augmentation des vitesses

verticales ainsi qu'une augmentation de la température de l'air et une augmentation de la précipitation convective.

Chapitre 6 – Conclusions et perspectives



Dans le chapitre introductif l'importance de l'étude des effets des aérosols dans un contexte de changement climatique sur les zones de montagne et notamment sur les Pyrénées a été mise en évidence. La localisation du massif pyrénéen le rend propice à l'impact de différents types d'aérosols provenant de l'Europe (anthropiques), de l'Afrique (poussières désertiques) et de l'Océan Atlantique (sels marins). Dans le chapitre deux, un état de l'art concernant les effets des aérosols (direct et semi-direct) à l'échelle de l'Europe et de la mer Méditerranée a été synthétisé ; ceci nous permet d'avancer qu'à notre connaissance, il n'existe pas d'études préalables à celle-ci sur les rétroactions des forçages radiatifs des aérosols sur la dynamique atmosphérique à l'échelle du massif Pyrénéen. Le modèle régional de climat RegCM a été utilisé pour étudier l'effet semi-direct (SDE) des aérosols sur le climat et notamment les rétroactions des aérosols sur le régime des précipitations à l'échelle régionale des Pyrénées. Dans un premier temps, le modèle RegCM a été ajusté et optimisé pour représenter la charge en aérosols dans la colonne atmosphérique, l'épaisseur optique des aérosols (AOD) et un ensemble de paramètres météorologiques à l'échelle d'un domaine qui comprend l'Europe, l'Afrique et l'Océan Atlantique. Puis, deux simulations ont été conduites (i) une simulation de référence (REF) sans les rétroactions des aérosols actives et une simulation avec les rétroactions des aérosols (FB pour Feed Back). Ensuite, l'ensemble des paramètres météorologiques a été évalué sur les 10 ans de la simulation REF avec les observations TRMM, CRU et les réanalyses ERA5, ainsi que la charge d'aérosols et l'AOD avec les observations MODIS et réanalyses MERRA-2. À partir de la différence FB-REF les impacts du SDE des aérosols ont été étudiés à l'échelle de l'Europe puis à l'échelle des Pyrénées.

Evaluation du modèle à l'échelle de l'Europe et des Pyrénées pour 2010 et la période de 2004-2014

Dans ce travail de thèse le modèle a été évalué à l'échelle temporelle d'un an puis de dix ans. L'évaluation de la charge d'aérosols sur la colonne atmosphérique et des paramètres météorologiques à la surface a été réalisée à l'aide d'observations et réanalyses. Différentes paramétrisations du modèle RegCM (Giorgi *et al.*, 2012) ont été évaluées. Les schémas de convection de Grell, d'Emmanuel, de Tiedtke et de Kain-Fritsch, deux résolutions verticales (21 et 41 sigmas) et deux noyaux dynamiques (hydrostatique et non-hydrostatique) ont été utilisés pour évaluer la représentation des aérosols dans l'atmosphère sur une échelle temporelle d'un an (2010). Ceci a permis d'établir une configuration adaptée à l'étude de l'effet semi-direct des aérosols sur le massif pyrénéen à l'échelle temporelle de dix ans. Dans ce travail de thèse les schémas convectifs ont été utilisés avec les paramètres par défaut, mais il convient de mentionner que les schémas de convection peuvent être paramétrés en modifiant les seuils d'humidité et de taux de formation d'eau nuageuse, ainsi que les types de convections (profonde et mi-profonde) pour les adapter à chaque région du monde et objectif d'étude. Le modèle RegCM permet d'utiliser deux schémas de convection : un pour les surfaces continentales et un pour les océans. Cinq simulations ont été évaluées : Avec le cœur hydrostatique et 21 niveaux sigma, (i) « GE » avec les schémas Grell et Emmanuel, le schéma Grell sur les surfaces continentales et Emmanuel sur les océans, (ii) « TDK » avec le schéma de convection de Tiedtke sur tous les types de surfaces, (iii) « KF » avec le schéma de convection de Kain-Fritsch sur tous les types de surfaces, (iv) « NH » même que KF mais avec le cœur dynamique non-hydrostatique et (v) « HR » même que NH mais avec 41 niveaux sigma. En ce qui concerne l'évaluation de la sensibilité du modèle, les schémas convectifs GE et TDK ont eu une production de précipitation totale plus importante que KF sur tout le domaine, notamment sur les zones de montagne ($> 3 \text{ mm day}^{-1}$ pour GE et $< 3 \text{ mm day}^{-1}$ pour KF). La précipitation convective produit par tous les schémas utilisés est bien corrélée avec les réanalyses ERA5, cependant, la précipitation grande-échelle du schéma SUBEX est responsable de la plupart des biais de la précipitation totale avec les observations. La combinaison du schéma SUBEX comme schéma d'humidité (précipitation grande-

échelle) et Kain-Fritsch comme schéma convectif se trouvent générer la production de précipitations la mieux corrélée avec des biais plus faibles avec les observations et réanalyses utilisées. Néanmoins, une sous-estimation de la précipitation totale ainsi que d'humidité relative sur l'océan Atlantique et sur l'Europe a été observée dans la simulation qui a été configurée avec le schéma de Kain-Fritsch. Cependant le schéma Kain-Fritsch étant plus précis pour représenter la précipitation, ce schéma convectif a été conservé et évalué avec une résolution de 41 niveaux sigma et avec le cœur non-hydrostatique. L'utilisation du cœur non-hydrostatique a permis de réduire les biais avec les observations sur les zones de montagne et donc d'améliorer la représentation sur le massif pyrénéen ; ceci est dû à l'amélioration des échanges d'énergie, de moment et de masse sur la colonne atmosphérique pris en compte par le cœur dynamique non-hydrostatique (Coppola et al., 2021).

A l'échelle d'un an les simulations sous-estiment les aérosols anthropiques et de feux de biomasse pour toutes les saisons à l'échelle de l'Europe et du massif pyrénéen. Dans les simulations, les aérosols anthropiques et de feux de biomasse utilisés dans les simulations ont été prescrits à partir des cadastres d'émission MACCity (Granier et al., 2011) et Gfas1.3 (Kaiser et al., 2009) considérés ad hoc pour la période d'étude. Cependant, les aérosols ont été évalués avec les réanalyses MERRA-2 qui utilisent plusieurs cadastres d'émission pour l'assimilation de réanalyses, rendant plus robuste la quantification et la variabilité interannuelle. Les vitesses de sédimentation ainsi que les facteurs de vieillissement, la conversion d'aérosols hydrophobe à hydrophile et l'efficacité du dépôt humide pris en compte par le modèle peuvent être aussi des voies d'explication de la sous-estimation de la charge d'aérosol atmosphérique. En ce qui concerne les poussières désertiques, l'évaluation à l'échelle d'un an a permis d'identifier une surestimation des émissions du schéma interactive de CLM45 (schéma de surface de RegCM) dû à un facteur d'érodibilité de sols trop fort. L'émission de poussières désertiques a donc été adaptée pour les simulations à 10 ans dans les Pyrénées. Aussi, une sur estimation des sel marins a été identifiée : d'un côté due à la surestimation des vitesses de vent du vecteur Est et d'un autre peut être due à la sélection du domaine qui comprenait une grande partie de l'océan Atlantique en bordure du domaine. L'évaluation à l'échelle temporelle d'un an a permis d'adapter aussi la production

de sel marins. Pour la simulation à 10 ans l'émission de sels marins a été réduite pour avoir une représentation adaptée des concentrations en sel marin sur le massif pyrénéen.

La paramétrisation de la simulation HR a été utilisée ensuite, pour réaliser une simulation sur une échelle temporelle de dix ans qui a servi de référence (REF) pour estimer les rétroactions des aérosols dans les chapitres quatre et cinq. En ce qui concerne l'évaluation de la simulation REF avec les observations TRMM, CRU et ERA5 : La température de surface a un biais de ± 2 °C ainsi que des biais négatifs de la moyenne mensuelle (2004-2014) sur le massif de -1.5 ± 1 °C ; l'humidité relative est sous-estimée sur les surfaces continentales et surestimée sur les surfaces maritimes et sur les zones de haute altitude (Pyrénées $\pm 4\%$) ; les vitesses du vent ont une variation de ± 2 m s⁻¹ par rapport aux observations, ce qui représente environ 40% de la valeur moyenne observée (NMSE = 0.4) ; néanmoins sur le massif Pyrénéen un biais ± 1 m s⁻¹ a été observé. La précipitation totale est sous-estimée sur tout le domaine en DJF (-1.5 ± 0.5 mm day⁻¹), MAM (-1 ± 5 mm day⁻¹) et SON (-1.5 ± 0.5 mm day⁻¹) tandis qu'en DJF l'Afrique et l'Espagne montrent une surestimation (0.5 ± 0.5 mm day⁻¹). Dans les Pyrénées un biais de 2 ± 1 mm day⁻¹ a été observé dans la saison de JJA. A l'échelle de 10 ans la précipitation convective est plus surestimée que la précipitation grande-échelle. La précipitation totale a été comparée avec les observations en différents points de grille du domaine, montrant une bonne corrélation et représentation de la variation inter mensuelle sur la période 2004-2014. Dans le massif Pyrénéen la précipitation totale est surestimée dans la saison JJA.

. En ce qui concerne l'évaluation des aérosols à 10 ans avec les réanalyses MERRA-2, la simulation REF sous-estime les aérosols anthropiques et de feux de biomasse pour toutes les saisons à l'échelle de l'Europe et du massif pyrénéen. Malgré la baisse des biais des poussières désertiques et des sels marins la variation inter mensuelle (2004-2014) n'est pas bien reproduite. La simulation a une sous-estimation des DUST et de SSLT pendant la saison estivale, possiblement due aux variations de vent et à la surestimation de précipitations, induisant un dépôt humide et un lessivage plus conséquent en JJA.

Rétroactions des aérosols sur la dynamique atmosphérique du massif pyrénéen.

Sur l'analyse du signal en précipitations simulées comme celles issues des observations, la moyenne spatiale mensuelle sur la période 2004-2014 sur le massif pyrénéen présente une tendance à l'augmentation de 0.08 mm day^{-1} par an pour les simulations, et une tendance aussi à l'augmentation pour les observations TRMM ($0.05 \text{ mm day}^{-1} / \text{an}$), CRU ($0.024 \text{ mm day}^{-1} / \text{an}$) et ERA5 ($0.07 \text{ mm day}^{-1} / \text{an}$). Il semblait intéressant de pouvoir comprendre comment les rétroactions des forçages radiatifs des aérosols pouvaient modifier le signal convectif et de grande échelle de ces précipitations. Ainsi au travers d'interprétations par le biais de coupes verticales transverses au massif pyrénéen il a été possible d'analyser le lien entre forçages radiatifs des aérosols et modification de la dynamique atmosphérique moyenne. Selon les saisons, les forçages radiatifs des aérosols contraignent plutôt la dynamique atmosphérique sur la verticale et le transport d'humidité associé sur des échelles spatiales de l'ordre de la méso échelle. Le contenu en eau liquide en est donc aussi affecté. Il a pu être mis en évidence subsidences et ascendances de part et d'autre du massif en réponse à des forçages radiatifs des aérosols, accentuant ou diminuant des effets de pompage, et donc affectant la précipitation convective. Ainsi, par exemple la période de juillet à octobre a été la plus intensément impactée par les rétroactions des aérosols. Un apport d'énergie a été observé dans l'atmosphère tant en SW comme en LW associé à la présence des espèces carbonées et à la diminution de sels marins. Un réchauffement atmosphérique localisé à la verticale du massif est induit ainsi qu'une augmentation des vitesses verticales associées, ce qui accentue la convection. Sur le flanc sud du massif, le forçage semi direct des aérosols induit un refroidissement en surface et une perte de chaleur sensible. Des courants ascendants sur les sommets et descendants sur le flanc sud ont été observés. Une diminution de la quantité d'eau liquide et une diminution de la précipitation convective due à l'effet semi-direct des aérosols ont été mises en évidence sur le flanc sud et une augmentation sur les sommets, montrant la potentielle problématique de plus ou moins forte intensification des précipitations sur des échelles spatiales réduites, c'est-à-dire entre l'échelle régionale et la méso-échelle.

Perspectives

Ces travaux de thèse représentent un apport à l'estimation et à la compréhension des rétroactions des aérosols sur la dynamique atmosphérique du massif pyrénéen. Ils sont toutefois perfectibles sur de multiples points et ne mettent nullement en exergue le potentiel de prévision dont la communauté dispose avec les outils de modélisation. Voici quelques perspectives à ces travaux :

Un test de sensibilité du modèle avec différents cadastres d'émissions serait intéressant pour évaluer la charge en aérosols : tout d'abord, l'utilisation d'un cadastre d'émissions actualisées comme le cadastre anthropique et de feux de biomasse de CAMS (Copernicus Atmospheric Monitoring System) pourrait améliorer la représentation des aérosols carbonés ainsi que des sulfates. En ce qui concerne les poussières désertiques et pour le domaine utilisé dans ces travaux de thèse, un test de sensibilité interannuel du facteur d'érodibilité serait intéressant. De plus, spatialiser le facteur d'érodibilité à chaque type de sols utilisé dans le modèle de surface CLM45 pourrait amener quelques améliorations dans la quantification des poussières désertiques. Il existe des modèles d'aérosols plus complets (et peut-être plus coûteux) que celui utilisé dans le modèle RegCM, comme celui utilisé dans GEOS Chem. Une adaptation de ce schéma à l'échelle régionale pourrait permettre d'améliorer les notions de vieillissement des aérosols, la formation des espèces secondaires ainsi que les dépôts des espèces simulées.

Les prochaines restitutions du programme LEFE hBC (CNRM – Météo France) mené sur le site du Pic du Midi pourra amener des réponses partielles en termes d'hygroscopicité des espèces carbonées sur le massif pyrénéen, et ainsi une adaptation de la paramétrisation de l'hygroscopicité, du vieillissement et du dépôt humide à l'étude régionale sur le massif pourra être mise en œuvre. D'un point de vue de la microphysique nuageuse considérée dans RegCM, l'activation des aérosols en noyaux de condensation nuageuse est en cours de développement. Cela permettra de considérer l'ensemble des aérosols comme de potentiels CCN et non plus seulement que les sulfates. Dans ces travaux de thèse la variabilité interne du modèle RegCM n'a pas été estimée. La variabilité interne d'un modèle est un facteur

important pour l'interprétation des simulations. Un ensemble de simulations avec les mêmes paramétrisations permettrait d'établir une ligne de base pour avoir des résultats plus robustes en termes de signaux climatiques.

Bibliographie

- Ackerman, A. S., Toon, O. B., Taylor, J. P., Johnson, D. W., Hobbs, P. V., & Ferek, R. J. (2000). Effects of Aerosols on Cloud Albedo: Evaluation of Twomey ' s Parameterization of Cloud Susceptibility Using Measurements of Ship Tracks, (1995), 2684–2695.
- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923), 1227–1230. <https://doi.org/10.1126/science.245.4923.1227>
- Amblar-Francés, M. P., Ramos-Calzado, P., Sanchis-Lladó, J., Hernanz-Lázaro, A., Peral-García, M. C., Navascués, B., ... Rodríguez-Camino, E. (2020). High resolution climate change projections for the Pyrenees region. *Advances in Science and Research*, 17, 191–208. <https://doi.org/10.5194/asr-17-191-2020>
- Anthes, R., Hsie, E.-Y., & Kuo, Y.-H. (1987). Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Version 4 (MM4). *NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH BOULDER, COLORADO, NCARTN-28*(NCAR Tech. NOTE), 66. <https://doi.org/10.5065/D64B2Z90>
- Antoine, C., Emilia, S., Sophie, R., Cécile, L., Estupina, B., Pere, Q., ... Eric, S. (2017). Evaluation of uncertainties in mean and extreme precipitation under climate changes for northwestern Mediterranean watersheds from high-resolution Med and Euro-CORDEX ensembles. *European Geosciences Union*, (Hydrology and earth system Sciences). <https://doi.org/10.5194/hess-2017-49>
- Baker, N. C., & Taylor, P. C. (2016). A framework for evaluating climate model performance metrics. *Journal of Climate*, 29(5), 1773–1782. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0114.1>
- Beniston, M., Diaz, H. F., & Bradley, R. S. (1997). Climatic change at high elevation sites: an overview. *Climatic Change*, 36, 233–251. <https://doi.org/https://doi.org/10.1023/A:1005380714349>
- Bergamo, A., Tafuro, A. M., Kinne, S., De Tomasi, F., & Perrone, M. R. (2008). Monthly-
-

Bibliographie

- averaged anthropogenic aerosol direct radiative forcing over the Mediterranean based on AERONET aerosol properties. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(23), 6995–7014. <https://doi.org/10.5194/acp-8-6995-2008>
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., ... Simmons, A. (2011). ERA Interim Description. *ERA Report Series*, (The ERA-Interime Archive).
- Bilal, M., Nazeer, M., Qiu, Z., Ding, X., & Wei, J. (2018). Global validation of MODIS C6 and C6.1 merged aerosol products over diverse vegetated surfaces. *Remote Sensing*, 10(3), 6–9. <https://doi.org/10.3390/rs10030475>
- Büntgen, U., Frank, D., Grudd, H., & Esper, J. (2008). Long-term summer temperature variations in the Pyrenees. *Climate Dynamics*, 31(6), 615–631. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0390-x>
- Chow, J. C., Mueller, P. K., & Watson, J. G. (2002). Visibility : Science and regulation, (March 2017).
- Chow, J. C., Watson, J. G., Louie, P. K. K., Chen, L.-W. A., & Sin, D. (2005). Comparison of PM_{2.5} carbon measurement methods in Hong Kong, China. *Environmental Pollution*, 137(2), 334–344. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2005.01.006>
- Chuang, K. J., Coull, B. A., Zanobetti, A., Suh, H., Schwartz, J., Stone, P. H., ... Gold, D. R. (2008). Particulate Air Pollution as a Risk Factor for ST-Segment Depression in Patients With Coronary Artery Disease, 1314–1321. <https://doi.org/10.1161/CIRCULATIONAHA.108.765669>
- Clough, S. A., & Iacono, M. J. (1995). Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates 2. Application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons. *Journal of Geophysical Research*, 100(D8).
- Cooke, W. F., Ramaswamy, V., & Kasibhatla, P. (2002). A general circulation model study of the global carbonaceous aerosol distribution, 107.
- Copernicus Climate Change Service, C. (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Retrieved April 9, 2020, from

<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>

- 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(2), 321–335. <https://doi.org/10.5194/angeo-36-321-2018>
- Di Luca, A., de Elía, R., & Laprise, R. (2013). Potential for small scale added value of RCM's downscaled climate change signal. *Climate Dynamics*, 40(3–4), 601–618. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1415-z>
- Dong, B., & Sutton, R. T. (2021). Recent trends in summer atmospheric circulation in the North Atlantic/European Region: Is there a role for anthropogenic aerosols? *Journal of Climate*, 34(16), 6777–6795. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0665.1>
- Drobinski, P., Silva, N. Da, Panthou, G., Bastin, S., Muller, C., Ahrens, B., ... Torma, C. Z. (2018). Scaling precipitation extremes with temperature in the Mediterranean: past climate assessment and projection in anthropogenic scenarios. *Climate Dynamics*, 51(3), 1237–1257. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3083-x>
- Drugé, T., Nabat, P., Mallet, M., & Somot, S. (2019). Model simulation of ammonium and nitrate aerosols distribution in the Euro-Mediterranean region and their radiative and climatic effects over 1979-2016. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(6), 3707–3731. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3707-2019>
- Emanuel, K. A. (1991). A scheme for representative cumulus convective in large-scale models. *American Meteorological Society*, Vol. 48 No(21), 2313–2335. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<2313:ASFRCC>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<2313:ASFRCC>2.0.CO;2)
- Emanuel, K., & Zirkovic-Rothman, M. (1998). Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(21), 3686–3686. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<3686:CODAEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<3686:CODAEO>2.0.CO;2)
- Eskes, H. J., Bennouna, Y., Schulz, M., Christophe, Y., Basart, S., Benedictow, A., ... Zerefos, C. (2018). *Validation report for the CAMS global reanalyses of aerosols and reactive trace gases , year 2003-2016. COPERNICUS ATMOSPHERE MONITORING*

Bibliographie

- SERVICE (CAM5) REPORT, CAM584_2015SC2_D84.7.1.4_Y14_v1*. Retrieved from <http://atmosphere.copernicus.eu/>
- Esteban, P., Ninyerola, M., & Prohom, M. (2009). Spatial modelling of air temperature and precipitation for Andorra (Pyrenees) from daily circulation patterns. *Theoretical and Applied Climatology*, *96*(1–2), 43–56. <https://doi.org/10.1007/s00704-008-0035-3>
- Fantini, A., Raffaele, F., Torma, C., Bacer, S., Coppola, E., Giorgi, F., ... Verdecchia, M. (2018). Assessment of multiple daily precipitation statistics in ERA-Interim driven Med-CORDEX and EURO-CORDEX experiments against high resolution observations. *Climate Dynamics*, *51*(3), 877–900. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3453-4>
- Filahi, S. (2017). Projected changes in temperature and precipitation indices in Morocco from high-resolution regional climate models. *Royal Meteorological Society*, *4863*, 4846–4863. <https://doi.org/10.1002/joc.5127>
- Flaounas, E., Drobinski, P., Vrac, M., Bastin, S., Lebeaupin-Brossier, C., Stéfanon, M., ... Calvet, J. C. (2013). 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. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1558-y>
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. P., & G. Raga, M. S. and R. V. D. (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, *30*(22), 129–234. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.77.220407>
- Fountoukis, C., & Nenes, A. (2007). ISORROPIA II: a computationally efficient thermodynamic equilibrium model for K –H 2 O aerosols. *Atmos. Chem. Phys. Atmospheric Chemistry and Physics*, *7*, 4639–4659. <https://doi.org/10.5194/acp-7-4639-2007>
- Fu, Q. (1996). An Accurate Parameterization of the Solar Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models. *Journal of Climate*, *9*(9), 2058–2082. Retrieved from

Bibliographie

<http://www.jstor.org/stable/26201393>

- García-Ruiz, J. M., López-Moreno, I. I., Vicente-Serrano, S. M., Lasanta-Martínez, T., & Beguería, S. (2011). Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Science Reviews*, *105*(3–4), 121–139. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.006>
- Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., ... Lyapustin, A. I. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database - Automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, *12*(1), 169–209. <https://doi.org/10.5194/amt-12-169-2019>
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., ... Brankovic, C. (2012). RegCM4: Model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, *52*(1), 7–29. <https://doi.org/10.3354/cr01018>
- Giorgi, F., Maria, R. M., & Bates, T. G. (1993). Development of a Second-Generation Regional Climate Model (RegCM2). Part II: Convective Processes and Assimilation of Lateral Boundary Conditions. *American Meteorological Society*, *121*, 2814. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<2814:DOASGR>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<2814:DOASGR>2.0.CO;2)
- Giorgi, Filippo. (2019). Thirty Years of Regional Climate Modeling: Where Are We and Where Are We Going next? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*, 5696–5723. <https://doi.org/10.1029/2018JD030094>
- Giorgi, Filippo, & Gao, X. J. (2018). Regional earth system modeling: review and future directions. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, *11*(2), 189–197. <https://doi.org/10.1080/16742834.2018.1452520>
- Giorgi, Filippo, & Gutowski, W. J. (2015). Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, *40*, 467–490. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021217>

Bibliographie

- Giorgi, Filippo, Torma, C., Coppola, E., Ban, N., Schär, C., & Somot, S. (2016). Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming. *Nature Geoscience*, 9(8), 584–589. <https://doi.org/10.1038/ngeo2761>
- Gkikas, A., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Katsoulis, V., Kazadzis, S., Pey, J., ... Torres, O. (2013). The regime of desert dust episodes in the Mediterranean based on contemporary satellite observations and ground measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 13(6), 16247–16299. <https://doi.org/10.5194/acpd-13-16247-2013>
- Gleckler, P. J., Taylor, K. E., & Doutriaux, C. (2008). Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(6), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2007JD008972>
- GMAO, G. M. and A. O. (2015). MERRA-2 tavgM_2d_aer_Nx: 2d,Monthly mean,Time-averaged,Single-Level,Assimilation,Aerosol Diagnostics V5.12.4. Retrieved February 14, 2021, from 10.5067/FH9A0MLJPC7N
- Granier, C., Bessagnet, B., Bond, T., D'Angiola, A., Denier van der Gon, H., Frost, G. J., ... van Vuuren, D. P. (2011). Evolution of anthropogenic and biomass burning emissions of air pollutants at global and regional scales during the 1980–2010 period. *Climatic Change*, 109(1–2), 163–190. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0154-1>
- Granier, C., Bessagnet, B., Bond, T., D'Angiola, A., van der Gon, H. D., Frost, G. J., ... van Vuuren, D. P. (2011). Evolution of anthropogenic and biomass burning emissions of air pollutants at global and regional scales during the 1980-2010 period. *Climatic Change*, 109(1), 163–190. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0154-1>
- Grell, G. A. (1991). Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations. *Monthly Weather Review*. [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)
- Grell, G. A., Dudhia, J., & Stauffer, D. R. (1994). A Description of the fifth-generation penn state-NCAR mesoscale model (MM5). *NCAR TECHNICAL NOTE*, (June).

Bibliographie

- Guieu, C., Dulac, F., Desboeufs, K., Wagener, T., Pulido-Villena, E., Grisoni, J. M., ... Dominici, J. M. (2010). Large clean mesocosms and simulated dust deposition: A new methodology to investigate responses of marine oligotrophic ecosystems to atmospheric inputs. *Biogeosciences*, 7(9), 2765–2784. <https://doi.org/10.5194/bg-7-2765-2010>
- Guillaume, B., Lioussé, C., Galy-Lacaux, C., Rosset, R., Gardrat, E., Cachier, H., ... Poisson, N. (2008). Modeling exceptional high concentrations of carbonaceous aerosols observed at Pic du Midi in spring–summer 2003: Comparison with Sonnblick and Puy de Dôme. *Atmospheric Environment*, 42(20), 5140–5149. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2008.02.024>
- Halder, A., Fauzdar, A., & Kumar, A. (2005). Results of 50 years of climate reanalysis in the French Pyrenees (1958-2008) using the SAFRAN and CROCUS models. Malou. *Andrologia*, 37(5), 173–179. <https://doi.org/10.1111/j.1439-0272.2005.00677.x>
- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., & Lister, D. H. (2013). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3), 623–642. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., & Lister, D. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 1–18. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Hertig, E., Seubert, S., Paxian, A., Vogt, G., Paeth, H., & Jacobeit, J. (2014). Statistical modelling of extreme precipitation indices for the. *Royal Meteorological Society*, 1156, 1132–1156. <https://doi.org/10.1002/joc.3751>
- Hertig, Elke, & Trambly, Y. (2017). Regional downscaling of Mediterranean droughts under past and future climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 151, 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.015>
- Horvath, H. (1993a). Atmospheric light absorption—A review. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 27(3), 293–317. [https://doi.org/10.1016/0960-1686\(93\)90104-](https://doi.org/10.1016/0960-1686(93)90104-7)

Bibliographie

- Horvath, H. (1993b). First Ibero-American Conference on the Atmospheric Environment, CIAMAA91/ACAE91 Atmospheric light absorption—A review. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 27(3), 293–317. [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0960-1686\(93\)90104-7](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0960-1686(93)90104-7)
- Houghton, J. (2005). Global warming. *Reports on Progress in Physics*, 68(6), 1343–1403. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/68/6/R02>
- Hu, Y. X., & Stamnes, K. (1993). An Accurate Parameterization of the Radiative Properties of Water Clouds Suitable for Use in Climate Models. *Journal of Climate*, 6(4), 728–742. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/26197298>
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., & Nelkin, E. J. (2010). The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA). In *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2915-7>
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Clough, S. A., & Morcrette, J. (2002). Cloudy Sky RRTM Shortwave Radiative Transfer and Comparison to the Revised ECMWF Shortwave Model. *Twelfth ARM Science Team Meeting Proceedings*, 1–6. https://doi.org/https://www.arm.gov/publications/proceedings/conf12/extended_abs/iacono-mj.pdf
- Iacono, M. J. et al. (2000). Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate model, CCM3 radiation over the tropics by $6-9 \text{ W m}^{-2}$. Downward LW surface fluxes are increased by $8-15 \text{ W m}^{-2}$ at high. *Journal of Geophysical Research*, 105 No. D1, 14,873-14890.
- Iacono, M. J., Mlawer, E. J., & Clough, S. A. (2001). Validation of the RRTM Shortwave Radiation Model and Comparison to GCM Shortwave Models. *Eleventh ARM Science Team Meeting Proceedings*, 2, 1–6.
- Inness, A., Ades, M., Agustí-Panareda, A., Barré, J., Benedictow, A., Blechschmidt, A.-M., ... Suttie, M. (2019). The CAMS reanalysis of atmospheric composition. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–55. <https://doi.org/10.5194/acp-2018-1078>

Bibliographie

- IPCC. (2000). *E MISSION S S CENARIO S. A Special Report of Working Group III of tiie Intergovernmental Panel on Climate Change* (CAMBRIDGE, Vol. 148). Cambridge: PRESS SYNDICATE OF THE UNIVERSITY OF CAMBRIDGE.
- IPCC. (2007). *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. ... de Expertos sobre el Cambio Climático. Ginebra:* <https://doi.org/10.1256/004316502320517344>
- IPCC. (2014). Cambio climático 2014.
- IPCC. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen,. *Cambridge University Press*, (In Press), 3949. Retrieved from https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf
- Israelevich, P., Ganor, E., Alpert, P., Kishcha, P., & Stupp, A. (2012). Predominant transport paths of Saharan dust over the Mediterranean Sea to Europe. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *117*(2), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011JD016482>
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., ... Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, *14*(2), 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Jacob, & Podzun, R. (1997). Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *63*(1–2), 119–129. <https://doi.org/10.1007/BF01025368>
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, *43*, 170–181. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2)
- Kain, J. S., & Michael, F. (1993). Convective Parameterization for Mesoscale Models: The Fritsch-Chappell Scheme. Emanuel K.A., Raymond D.J. (eds) *The Representation of*

Bibliographie

- Cumulus Convection in Numerical Models. Meteorological Monographs. American Meteorological Society, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-13-3_15
- Kaiser, J. W., Flemming, J., Schultz, M. G., Suttie, M., & Wooster, M. J. (2009). *The MACC global fire assimilation system: First emission products (gfasv0)*. ECMWF Technical Memorandum (Vol. 596). Retrieved from <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/10373-macc-global-fire-assimilation-system-first-emission-products-gfasv0>
- Kalmar, T., Piecza, I., Pongracz, R., & Bartholy, J. (2016). REGIONAL CLIMATE MODEL VALIDATION FOR CENTRAL/EASTERN EUROPE USING HYDROSTATIC VS NON-HYDROSTATIC APPROACHES, 1–8.
- Khodayar, S., Kalthoff, N., & Kottmeier, C. (2018). Atmospheric conditions associated with heavy precipitation events in comparison to seasonal means in the western mediterranean region, 951–967.
- Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G., Boville, B., Bruce, B., David, W., & Rasch, P. (1996). Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). *NCAR Technical Note*.
- Kotlarski, S., Szabó, P., Herrera, S., Rätty, O., Keuler, K., Soares, P. M., ... Pianko-Kluczyńska, K. (2019). Observational uncertainty and regional climate model evaluation: A pan-European perspective. *International Journal of Climatology*, 39(9), 3730–3749. <https://doi.org/10.1002/joc.5249>
- L'Hévéder, B., Li, L., Sevault, F., & Somot, S. (2013). Interannual variability of deep convection in the Northwestern Mediterranean simulated with a coupled AORCM. *Climate Dynamics*, 41(3–4), 937–960. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1527-5>
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Léon, J. F., & Mahowald, N. M. (2008). Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(14). <https://doi.org/10.1029/2007JD009484>

Bibliographie

- Lelieveld, J., Berresheim, H., Borrmann, S., Crutzen, P. J., Dentener, F. J., Fischer, H., ... Ziereis, H. (2002). Global air pollution crossroads over the Mediterranean. *Science*, 298(5594), 794–799. <https://doi.org/10.1126/science.1075457>
- Li, S., Wang, T., Solmon, F., Zhuang, B., Wu, H., Xie, M., ... Wang, X. (2016). Impact of aerosols on regional climate in southern and northern China during strong/weak East Asian summer monsoon years, 4069–4081. <https://doi.org/10.1002/2015JD023892>. Received
- Lionello, P., Özsoy, E., Planton, S., & Zanchetta, G. (2017). Climate Variability and Change in the Mediterranean Region. *Global and Planetary Change*, 151(2017), 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.005>
- Lohmann, U., Rotstajn, L., Storelvmo, T., Jones, a., Menon, S., Quaas, J., ... Ruedy, R. (2009). Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation? *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 9(6), 25633–25661. <https://doi.org/10.5194/acpd-9-25633-2009>
- López-Moreno J.I., S., G., & M., B. (2008). Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and predictions over the Pyrenees from a set of regional climate models. *Health Reports*, 28(6), 3–11. <https://doi.org/10.1002/joc>
- López-Moreno, J I, Goyette, S., & Beniston, M. (2008). Climate change prediction over complex areas : spatial variability of uncertainties and predictions over the Pyrenees. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, 1550(December 2007), 1535–1550. <https://doi.org/10.1002/joc>
- López-Moreno, Juan Ignacio, Soubeyroux, J., Gascoin, S., Alonso-gonzalez, E., Durán-gómez, N., Lafaysse, M., ... Morin, S. (2020). Long-term trends (1958 – 2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 40, 6122–6136. Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02552904>
- Mahowald, N. M., Muhs, D. R., Levis, S., Rasch, P. J., Yoshioka, M., Zender, C. S., & Luo, C. (2006). Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of*

Bibliographie

- Geophysical Research Atmospheres*, 111(10). <https://doi.org/10.1029/2005JD006653>
- Mallet, M., Dulac, F., Formenti, P., Nabat, P., Sciare, J., Roberts, G., ... Zapf, P. (2015). Overview of the Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment/Aerosol Direct Radiative Forcing on the Mediterranean Climate (ChArMEx/ADRIMED) summer 2013 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 15(14), 19615–19727. <https://doi.org/10.5194/acpd-15-19615-2015>
- Mallet, M., Solmon, F., Roblou, L., Peers, F., Turquety, S., Waquet, F., ... Torres, O. (2017). Simulation of Optical Properties and Direct and Indirect Radiative Effects of Smoke Aerosols Over Marine Stratocumulus Clouds During Summer 2008 in California With the Regional Climate Model RegCM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(19), 10312–10337. <https://doi.org/10.1002/2017JD026905>
- Mariotti, A. and M. V. S. (2002). The Hydrological Cycle in the Mediterranean Region and Implications for the Water Budget of the Mediterranean Sea. *Journal of Climate*, 1674–1690.
- Mariotti, A., & Arkin, P. (2007). The North Atlantic Oscillation and oceanic precipitation variability. *Climate Dynamics*, 28(1), 35–51. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0170-4>
- Marticorena, B., Kardous, M., Bergametti, G., Callot, Y., Chazette, P., Khatteli, H., ... Zribi, M. (2006). Surface and aerodynamic roughness in arid and semiarid areas and their relation to radar backscatter coefficient. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(3), 1–23. <https://doi.org/10.1029/2006JF000462>
- Maurya, R. K. S., Mohanty, M. R., Sinha, P., & Mohanty, U. C. (2020). Performance of hydrostatic and non-hydrostatic dynamical cores in RegCM4.6 for Indian summer monsoon simulation. *Meteorological Applications*, 27(3), 1–16. <https://doi.org/10.1002/met.1915>
- McCracken, M. C. (2008). *Prospects for Future Climate Change and the Reasons for Early Action* (Vol. 2247). <https://doi.org/10.3155/1047-3289.58.6.735>

Bibliographie

- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D14), 16663–16682. <https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- Moulin, C., Lambert, C. E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., ... Dulac, F. (1998). Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *103*(D11), 13137–13144. <https://doi.org/10.1029/98JD00171>
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J. J., Solmon, F., ... Skeie, R. (2013). A 4-D climatology (1979-2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the Mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products. *Atmospheric Measurement Techniques*, *6*(5), 1287–1314. <https://doi.org/10.5194/amt-6-1287-2013>
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Michou, M., Sevault, F., Driouech, F., ... Bouin, M. N. (2015). Dust aerosol radiative effects during summer 2012 simulated with a coupled regional aerosol-atmosphere-ocean model over the Mediterranean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *15*(6), 3303–3326. <https://doi.org/10.5194/acp-15-3303-2015>
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sevault, F., Chiacchio, M., & Wild, M. (2014). Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model. *Climate Dynamics*, *44*(3–4), 1127–1155. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2205-6>
- Nabat, Pierre, Somot, S., Cassou, C., Mallet, M., Michou, M., Bouniol, D., ... Saint-Martin, D. (2020). Modulation of radiative aerosols effects by atmospheric circulation over the Euro-Mediterranean region. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–57. <https://doi.org/10.5194/acp-2019-1183>
- Nenes, A., Pilinis, C., & Pandis, S. (1998). ISORROPIA : A NEW THERMODYNAMIC EQUILIBRIUM MODEL FOR MULTIPHASE MULTICOMPONENT INORGANIC AEROSOLS Keywords.

Bibliographie

- Ngo-Duc, T., Tangang, F. T., Santisirisomboon, J., Cruz, F., Trinh-Tuan, L., Nguyen-Xuan, T., ... Aldrian, E. (2017). Performance evaluation of RegCM4 in simulating extreme rainfall and temperature indices over the CORDEX-Southeast Asia region. *International Journal of Climatology*, 37(3), 1634–1647. <https://doi.org/10.1002/joc.4803>
- Oleson, K. W., Lawrence, D. M., Bonan, G. B., Drewniak, B., Huang, M., Charles, D., ... Sacks, W. (2013). *Technical Description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM) Coordinating*. Boulder, Col. <https://doi.org/2153-2400>
- OPCC. (2018). *Le changement climatique dans les Pyrénées : impacts , vulnérabilités et adaptation*. Retrieved from <https://opcc-ctp.org/>
- Pal, J. S., & Small, E. E. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets : Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *Journal of Geophysical Research*, 105, 579–594. <https://doi.org/0148-0227/00/2000JD900415>
- Pal, J. S., Small, E. E., & Eltahir, E. A. B. (2000). 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. <https://doi.org/10.1029/2000JD900415>
- Pal, S. J., Giorgi, F., Bi, X., Elguindi, N., Solmon, F., Gao, X., ... Steiner, L. A. (2007). REGIONAL CLIMATE MODELLING FOR THE DEVELOPING WORLD: The ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 1395–1409. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-9-1395>
- Panicker, a. S., Pandithurai, G., Safai, P. D., Dipu, S., Prabha, T. V., & Konwar, M. (2014). Observations of black carbon induced semi direct effect over Northeast India. *Atmospheric Environment*, 98, 685–692. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.09.034>
- Pieczka, I., Pongrácz, R., Szabóné André, K., Kelemen, F. D., & Bartholy, J. (2017). Sensitivity analysis of different parameterization schemes using RegCM4.3 for the Carpathian region. *Theoretical and Applied Climatology*, 130(3–4), 1175–1188.

Bibliographie

<https://doi.org/10.1007/s00704-016-1941-4>

Platnick, S., Hubanks, P., Meyer, K., & King, M. D. (2015). MODIS Atmosphere L3 Monthly Product (08_L3). Retrieved from http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD08_M3.006

Poulsen Thomas, & Ogé, F. (2020). Pyrenees. *Encyclopedia Britannica*. Retrieved from <https://www.britannica.com/place/Pyrenees>

Powers, J. G., Klemp, J. B., Skamarock, W. C., Davis, C. A., Dudhia, J., Gill, D. O., ... Duda, M. G. (2017). The weather research and forecasting model: Overview, system efforts, and future directions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8), 1717–1737. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00308.1>

Qian, Y., & Giorgi, F. (1999). Interactive coupling of regional climate and sulfate aerosol models over eastern Asia. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 104, 6477–6499.

Qian, Y., Giorgi, F., Huang, Y., Chameides, W., & Luo, C. (2001). Tellus B : Chemical and Physical Meteorology Regional simulation of anthropogenic sulfur over East Asia and its sensitivity to model parameters Regional simulation of anthropogenic sulfur over East Asia and its sensitivity to model parameters, 0889. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v53i2.16573>

Querol, X., Pey, J., Pandolfi, M., Alastuey, A., Cusack, M., Pérez, N., ... Kleanthous, S. (2009). African dust contributions to mean ambient PM10mass-levels across the Mediterranean Basin. *Atmospheric Environment*, 43(28), 4266–4277. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.06.013>

Quincey, P., Butterfield, D., Green, D., Coyle, M., & Cape, J. N. (2009). An evaluation of measurement methods for organic, elemental and black carbon in ambient air monitoring sites. *Atmospheric Environment*, 43(32), 5085–5091. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.06.041>

Quincey, P., Butterfield, D., Green, D., & Fuller, G. W. (2011). Black Smoke and Black

- Carbon: Further investigation of the relationship between these ambient air metrics. *Atmospheric Environment*, 45(21), 3528–3534. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.04.009>
- Ramanathan, V., Bond, T. C., Zarzycki, C., Flanner, M. G., & Koch, D. M. (2010). Quantifying immediate radiative forcing by black carbon and organic matter with the Specific Forcing Pulse. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, 15713–15753. Retrieved from [papers2://publication/uuid/B383714A-85C9-4190-8432-55AFB9316E25](https://doi.org/10.5194/acpd-10-15713-2010)
- Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., Sanmiguel-Valladolid, A., Navarro-Serrano, F., Rico, I., & Ignacio López-Moreno, J. (2017). Meteorological and snow distribution data in the Izas Experimental Catchment (Spanish Pyrenees) from 2011 to 2017. *Earth System Science Data*, 9(2), 993–1005. <https://doi.org/10.5194/essd-9-993-2017>
- Rockel, B., Will, A., & Hense, A. (2008). The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4), 347–348. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2008/0309>
- Rummukainen, M. (2016). Added value in regional climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 7(1), 145–159. <https://doi.org/10.1002/wcc.378>
- Ruti, P. M., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., ... Vervatis, V. (2016). Med-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(7), 1187–1208. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>
- Salah, Z., Shalaby, A., Steiner, A. L., Zakey, A. S., Gautam, R., & Abdel Wahab, M. M. (2017). Study of aerosol direct and indirect effects and auto-conversion processes over the west african monsoon region using a regional climate model. *Advances in Atmospheric Sciences*, 35(2), 182–194. <https://doi.org/10.1007/s00376-017-7077-3>
- Schultze, M., & Rockel, B. (2018). Direct and semi-direct effects of aerosol climatologies on long-term climate simulations over Europe. *Climate Dynamics*, 50(9–10), 3331–3354.

Bibliographie

<https://doi.org/10.1007/s00382-017-3808-5>

Seinfeld, J. H., & Wiley, J. (2006). *ATMOSPHERIC CHEMISTRY AND PHYSICS From Air Pollution to Climate Change*.

Solmon, F., Giorgi, F., & Liousse, C. (2006a). Aerosol modelling for regional climate studies: Application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 58(1), 51–72. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2005.00155.x>

Solmon, F., Giorgi, F., & Liousse, C. (2006b). Aerosol modelling for regional climate studies: Application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 58(1), 51–72. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2005.00155.x>

Sousa, P. M., Trigo, R. M., Aizpurua, P., Nieto, R., Gimeno, L., & Garcia-Herrera, R. (2011). Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(1), 33–51. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-33-2011>

Sundqvist, H., Berge, E., & Kristjansson, J. E. (1989). condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *American Meteorological Society*, 117.

Tang, T., Shindell, D., Samset, B. H., Boucher, O., Forster, P. M., Hodnebrog, Ø., ... Takemura, T. (2018). Dynamical response of Mediterranean precipitation to greenhouse gases and aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(11), 8439–8452. <https://doi.org/10.5194/acp-18-8439-2018>

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a Single Diagram. *Journal of Geophysical Research*, 106(D7), 7183–7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>

Termonia, P., Fischer, C., Bazile, E., Bouyssel, F., Brožková, R., Bénard, P., ... Joly, A. (2018). The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1

Bibliographie

- and ALARO CY40T1. *Geoscientific Model Development*, 11(1), 257–281.
<https://doi.org/10.5194/gmd-11-257-2018>
- Tiedtke, M. (1989). A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *American Meteorological Society*. [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)
- Tiedtke, M. (1993). Representation of Clouds in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<3040:ROCILS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<3040:ROCILS>2.0.CO;2)
- TRMM, T. R. M. M. (2011). TRMM (TMPA) Rainfall Estimate L3 3 hour 0.25 degree x 0.25 degree V7. Retrieved April 9, 2020, from 10.5067/TRMM/TMPA/3H/7
- Tsikerdekis, A., Zanis, P., Steiner, A. L., Solmon, F., Amiridis, V., Marinou, E., ... Foret, G. (2017). Impact of dust size parameterizations on aerosol burden and radiative forcing in RegCM4. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(2), 769–791.
<https://doi.org/10.5194/acp-17-769-2017>
- Twomey, S. (1977). The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1149:TIOPOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOP>2.0.CO;2)
- U.S. EPA. (2012). Report to Congress on Black Carbon, (March).
- Xoplaki, E., González-Rouco, J. F., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2003). Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics*, 20(7–8), 723–739.
<https://doi.org/10.1007/s00382-003-0304-x>
- Zakey, A., Giorgi, F., & Bi, X. (2008). Modeling of sea salt in a regional climate model Fluxes and radiative forcing.pdf. *Journal of Geophysical Research*, 113(D14).
<https://doi.org/10.129/2007JD009209>
- Zakey, A. S., Giorgi, F., & Bi, X. (2008). Modeling of sea salt in a regional climate model: Fluxes and radiative forcing. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(14), 1–27. <https://doi.org/10.1029/2007JD009209>

Bibliographie

- Zakey, A. S., Solmon, F., & Giorgi, F. (2006). Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 4687–4704. Retrieved from <http://www.copernicus.org/EGU/acp/acpd/6/1749/acpd-6-1749.pdf>
- Zanis, P., Ntogras, C., Zakey, A., Pytharoulis, I., & Karacostas, T. (2012). Regional climate feedback of anthropogenic aerosols over Europe using RegCM3. *Climate Research*, 52(1), 267–278. <https://doi.org/10.3354/cr01070>
- Zender, C. S., Bian, H., & Newman, D. (2003). Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 108(14). <https://doi.org/10.1029/2002jd002775>
- Zeng, X., & Beljaars, A. (2005). A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *AGU*, 32, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023030>
- Zeng, X., Zhao, M., & Dickinson, R. E. (1998). Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the Computation of Sea Surface Fluxes Using TOGA COARE and TAO Data. *Journal of Climate*, 11, 2628–2644. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2628:IOBAAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2628:IOBAAF>2.0.CO;2)
- Zhang, L., Gong, S., Padro, J., & Barrie, L. (2001). A size-segregated particle dry deposition scheme for an atmospheric aerosol module. *Atmospheric Environment*, 35, 549–560. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(00\)00000-0](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(00)00000-0)
- Zhou, X., Gao, J., Wang, T., Wu, W., & Wang, W. (2009). Measurement of black carbon aerosols near two Chinese megacities and the implications for improving emission inventories. *Atmospheric Environment*, 43(25), 3918–3924. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.04.062>

Annexes

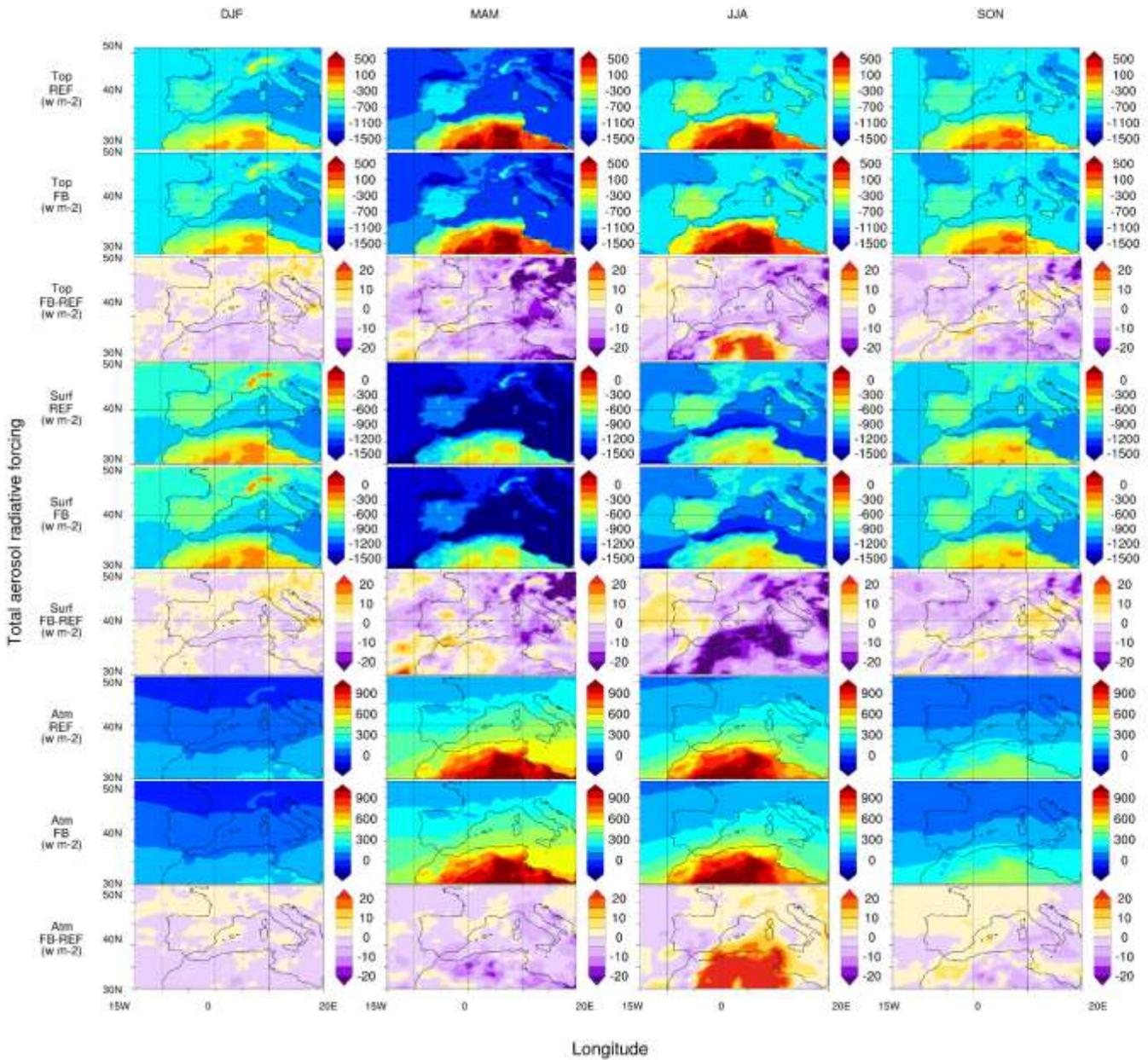


Season	Variable	NSD	R	NMSE	RMSE
DJF	CRU-pr	0.98	0.83	0.59	0.57
	CRU-ts	0.88	0.97	0.23	6.29
	ERA5-pr	0.78	0.86	0.53	0.46
	ERA5-prc	0.64	0.83	0.58	0.98
	ERA5-prl	1.18	0.91	0.42	0.87
	ERA5-rh	1.11	0.93	0.36	14.94
	ERA5-ts	0.91	0.99	0.11	6.82
	ERA5-U	1.22	0.94	0.34	1.12
	ERA5-V	0.87	0.82	0.61	0.58
	TRMM-pr	0.79	0.74	0.73	0.70
MAM	CRU-pr	0.93	0.88	0.50	0.59
	CRU-ts	0.94	0.97	0.23	6.18
	ERA5-pr	0.72	0.88	0.50	0.71
	ERA5-prc	0.62	0.79	0.66	1.02
	ERA5-prl	0.94	0.90	0.46	0.98
	ERA5-rh	1.22	0.91	0.42	21.22
	ERA5-ts	0.91	0.97	0.24	4.84
	ERA5-U	1.29	0.86	0.53	0.68
	ERA5-V	0.89	0.96	0.29	0.78
	TRMM-pr	0.84	0.87	0.52	0.80
JJA	CRU-pr	0.96	0.91	0.43	1.11
	CRU-ts	0.94	0.93	0.37	6.85
	ERA5-pr	0.90	0.90	0.45	0.68
	ERA5-prc	0.53	0.80	0.64	1.01
	ERA5-prl	1.13	0.93	0.38	0.62
	ERA5-rh	1.08	0.92	0.39	26.70
	ERA5-ts	0.97	0.97	0.25	6.39
	ERA5-U	1.34	0.91	0.43	1.70
	ERA5-V	1.03	0.96	0.27	2.15
	TRMM-pr	1.00	0.88	0.49	0.47
SON	CRU-pr	0.95	0.84	0.56	0.38
	CRU-ts	0.89	0.97	0.23	6.39
	ERA5-pr	0.82	0.85	0.55	0.49
	ERA5-prc	0.52	0.81	0.63	1.02
	ERA5-prl	1.26	0.91	0.43	0.87
	ERA5-rh	1.04	0.93	0.37	17.78
	ERA5-ts	0.85	0.98	0.19	5.49
	ERA5-U	1.37	0.91	0.42	0.14
	ERA5-V	0.87	0.94	0.35	0.19
	TRMM-pr	0.70	0.76	0.71	0.50

Annexe 1. Complément pour la Figure 18. Métriques obtenues dans l'évaluation de la moyenne saisonnier des paramètres météorologiques avec les observations TRMM, CRU et ERA5.

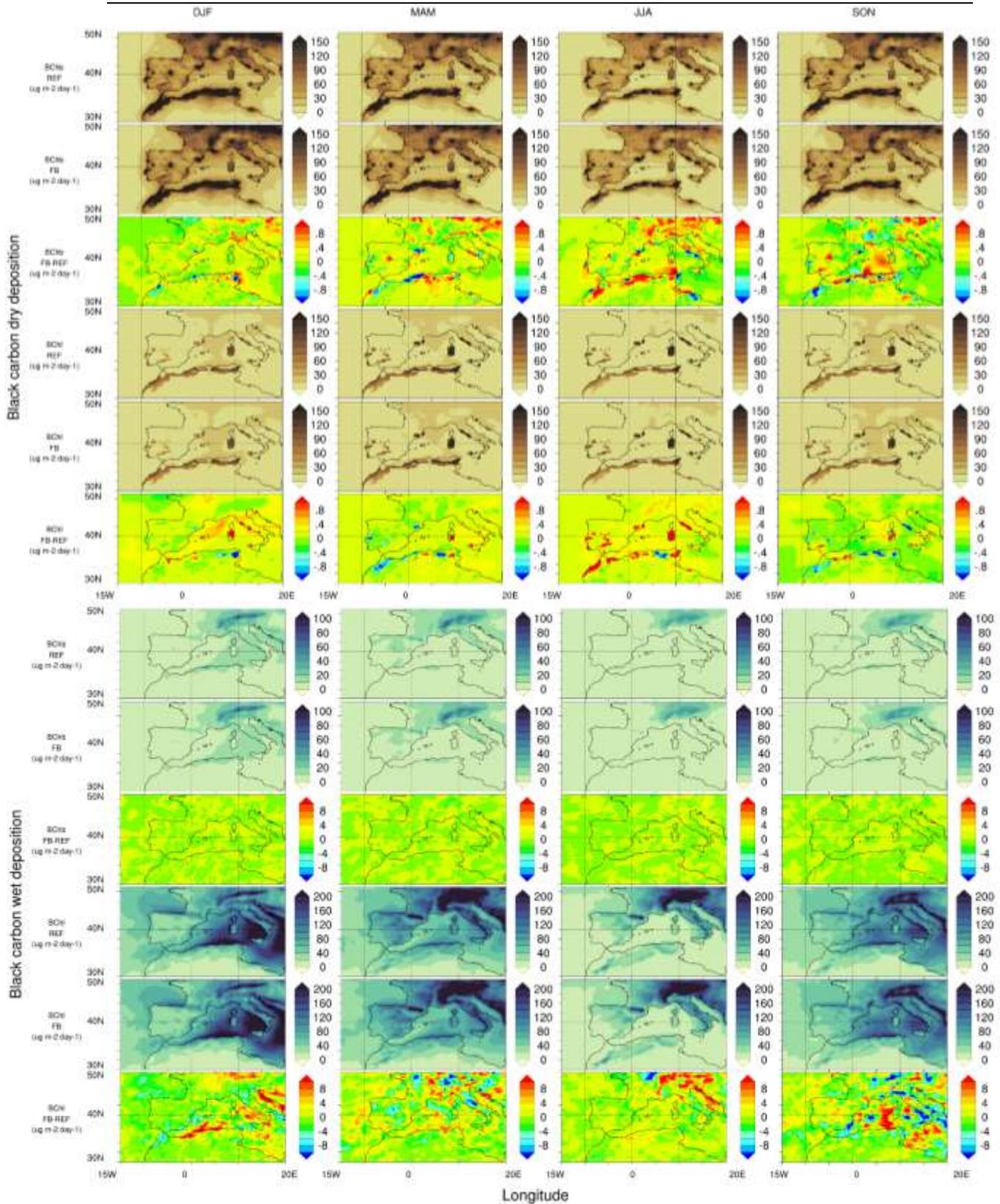
season	Variable	NSD	R	NMSE	RMSE
DJF	MERRA-AOD	0.57	0.68	0.82	0.55
	MERRA-BC	0.70	0.93	0.38	0.81
	MERRA-DU	0.71	0.92	0.41	67.16
	MERRA-OC	1.49	0.79	0.66	0.97
	MERRA-SO4	0.68	0.92	0.41	0.76
	MERRA-SS	0.25	0.91	0.42	8.46
	MODIS-AOD	0.56	0.58	0.95	0.55
MAM	MERRA-AOD	0.21	0.55	0.99	0.60
	MERRA-BC	0.65	0.94	0.34	0.86
	MERRA-DU	0.48	0.97	0.26	129.41
	MERRA-OC	1.13	0.81	0.63	0.98
	MERRA-SO4	0.66	0.93	0.38	1.29
	MERRA-SS	0.28	0.87	0.51	5.51
	MODIS-AOD	0.24	0.54	1.00	0.59
JJA	MERRA-AOD	0.13	0.65	0.87	0.61
	MERRA-BC	0.51	0.95	0.32	0.87
	MERRA-DU	0.36	0.98	0.22	126.07
	MERRA-OC	0.22	0.77	0.69	1.05
	MERRA-SO4	0.41	0.93	0.38	1.22
	MERRA-SS	0.26	0.62	0.91	2.92
	MODIS-AOD	0.15	0.75	0.72	0.59
SON	MERRA-AOD	0.22	0.71	0.78	0.56
	MERRA-BC	0.67	0.96	0.30	0.85
	MERRA-DU	0.38	0.97	0.25	80.28
	MERRA-OC	0.64	0.88	0.50	1.00
	MERRA-SO4	0.52	0.94	0.35	0.61
	MERRA-SS	0.34	0.85	0.56	7.02
	MODIS-AOD	0.24	0.64	0.88	0.55

Annexe 2. Complément pour la Figure 22. Métriques obtenues dans l'évaluation de la moyenne saisonnier de l charge d'aérosols sur la colonne atmosphérique avec les réanalyses MERRA-2.



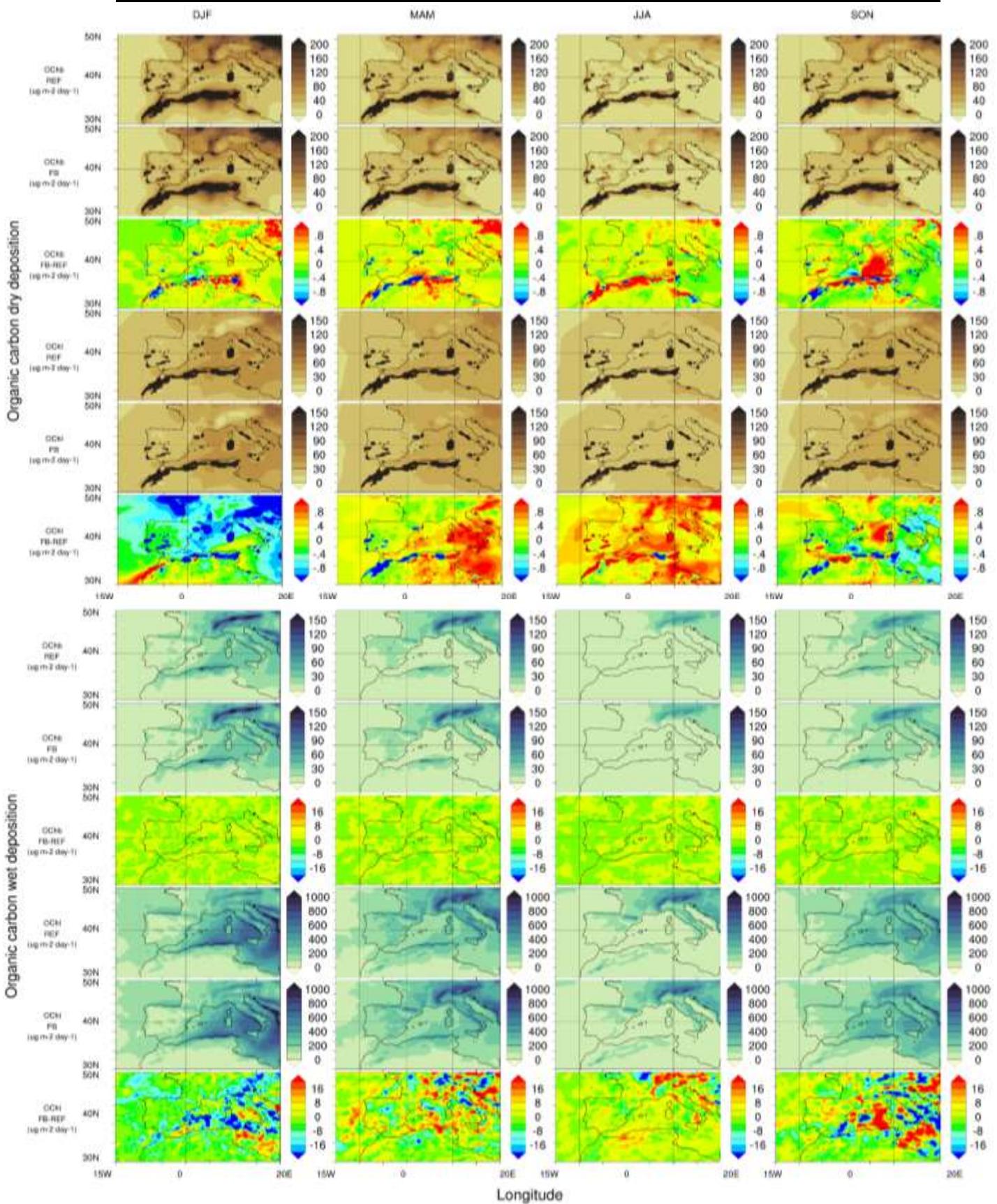
Annexe 3. Comparaison et différence saisonnière (2004-2014) du forçage radiatif total (SW+LW) des aérosols ($W m^{-2}$). Les simulation REF et FB sont montrées avec une échelle de couleur bleu-rouge. La différence FB-REF est mise sur une échelle de couleur violet-rouge. Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (Top), à la surface (Surf) et dans l'atmosphère (Atm) sont montrés

Annexes

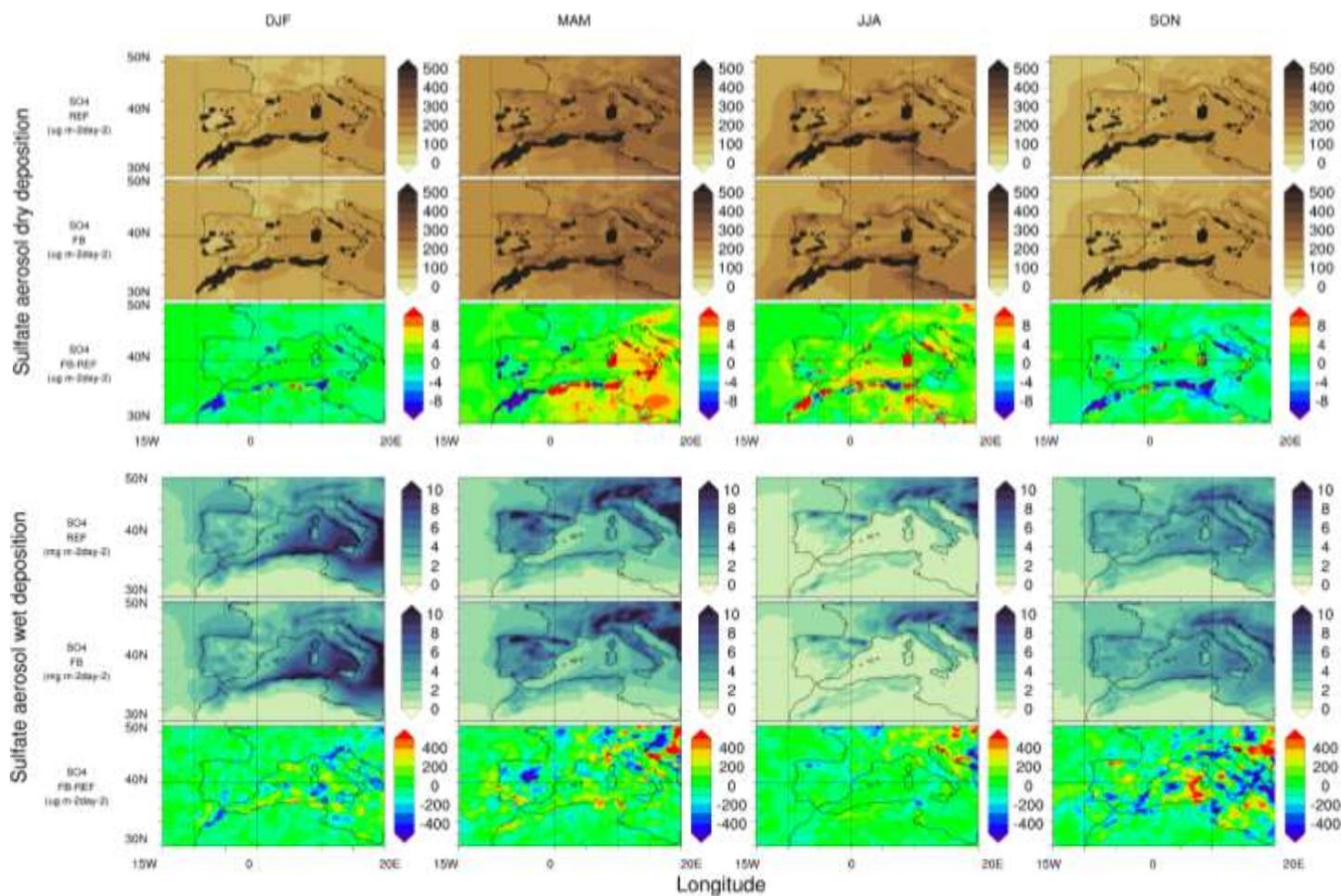


Annexe 4. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation (FB-REF) du dépôt sèche (haut) et humide (bas) de Black Carbon dû à l'effet semi-direct des aérosols à l'échelle de l'Europe.

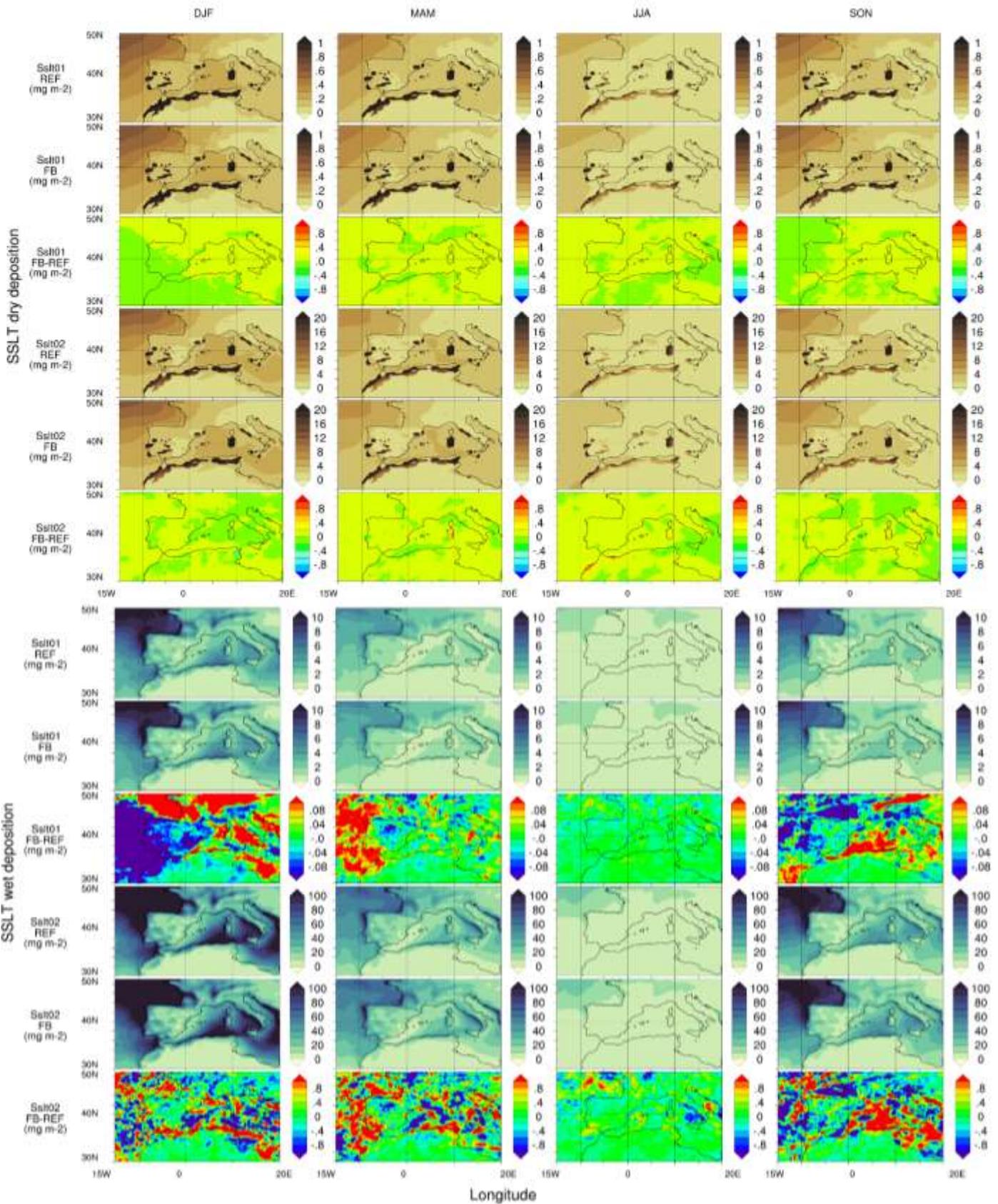
Annexes



Annexe 5. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation (FB-REF) du dépôt sèche (haut) et humide (bas) de Organic Carbon dû à l'effet semi-direct des aérosols à l'échelle de l'Europe.

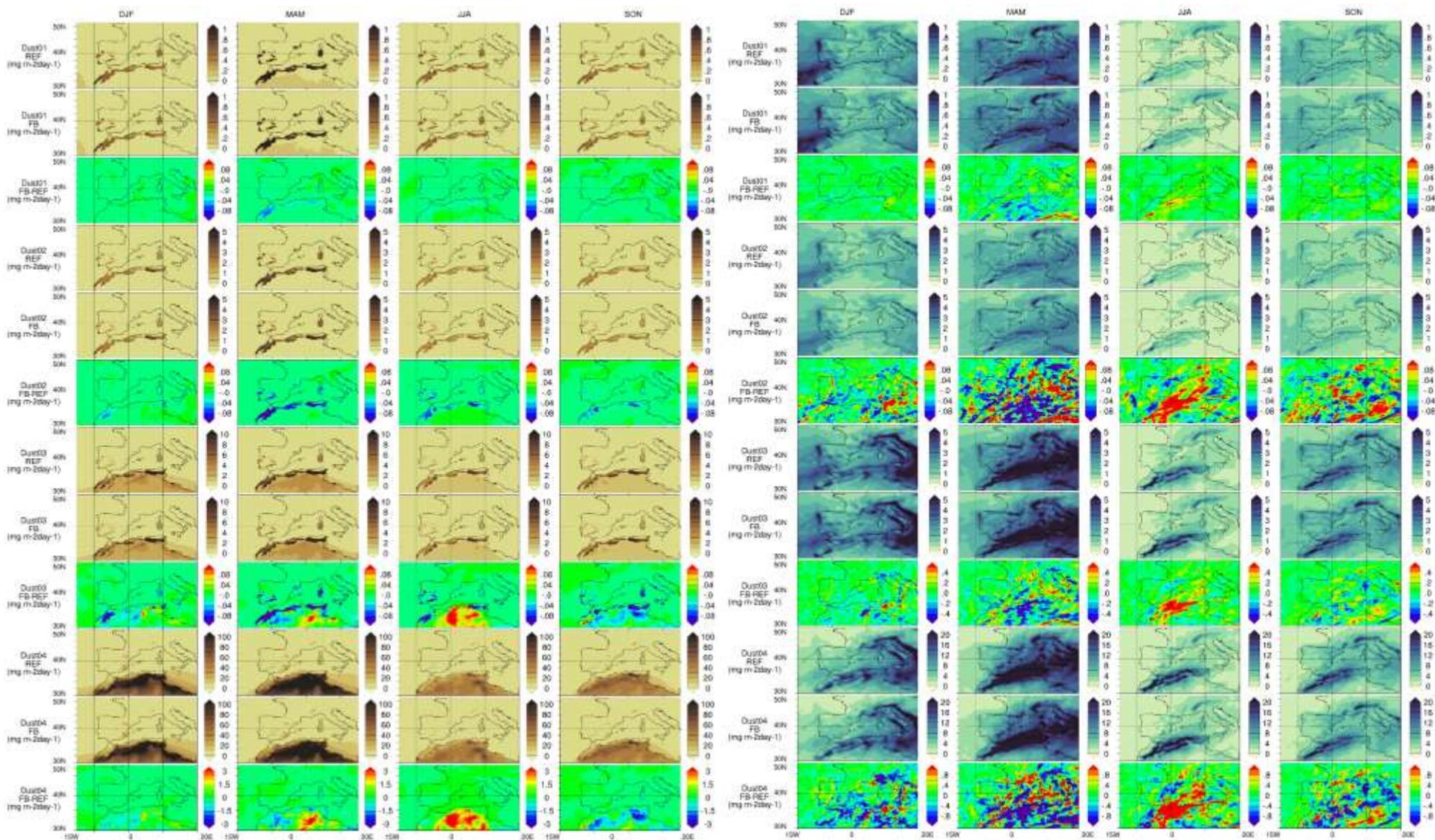


Annexe 6. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation (FB-REF) du dépôt sèche (haut) et humide (bas) des sulfates dû à l'effet semi-direct des aérosols à l'échelle de l'Europe.

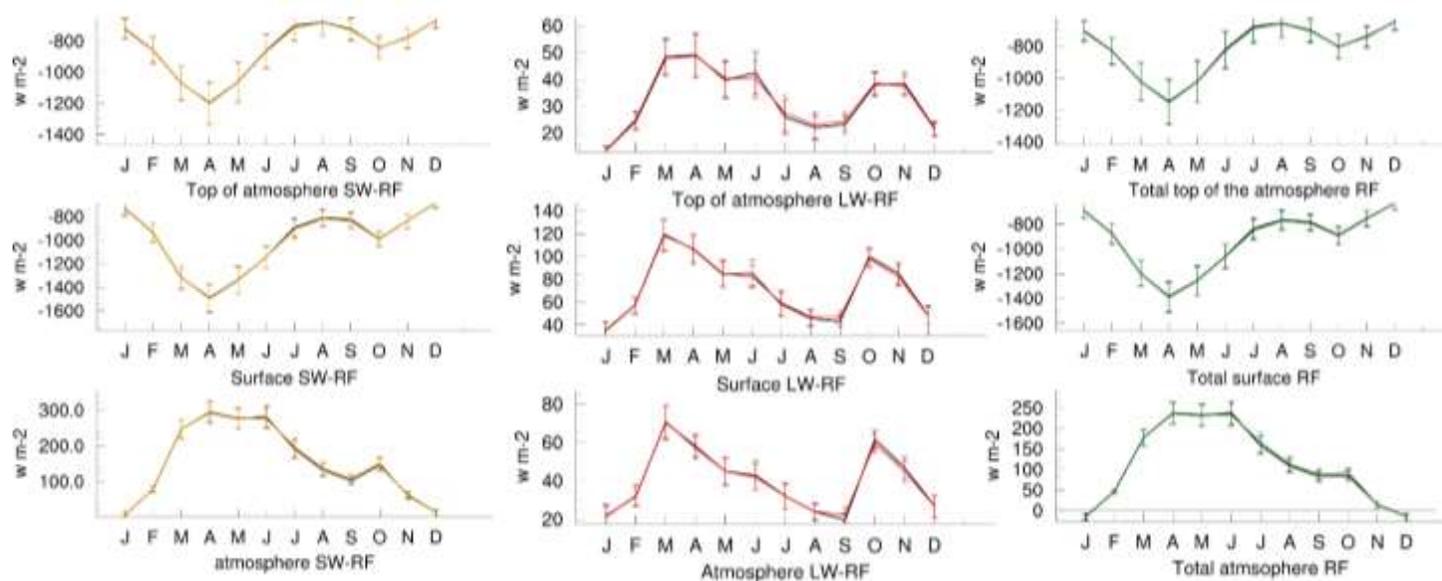


Annexe 7. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation (FB-REF) du dépôt sèche (haut) et humide (bas) des sel marins dû à l'effet semi-direct des aérosols à l'échelle de l'Europe.

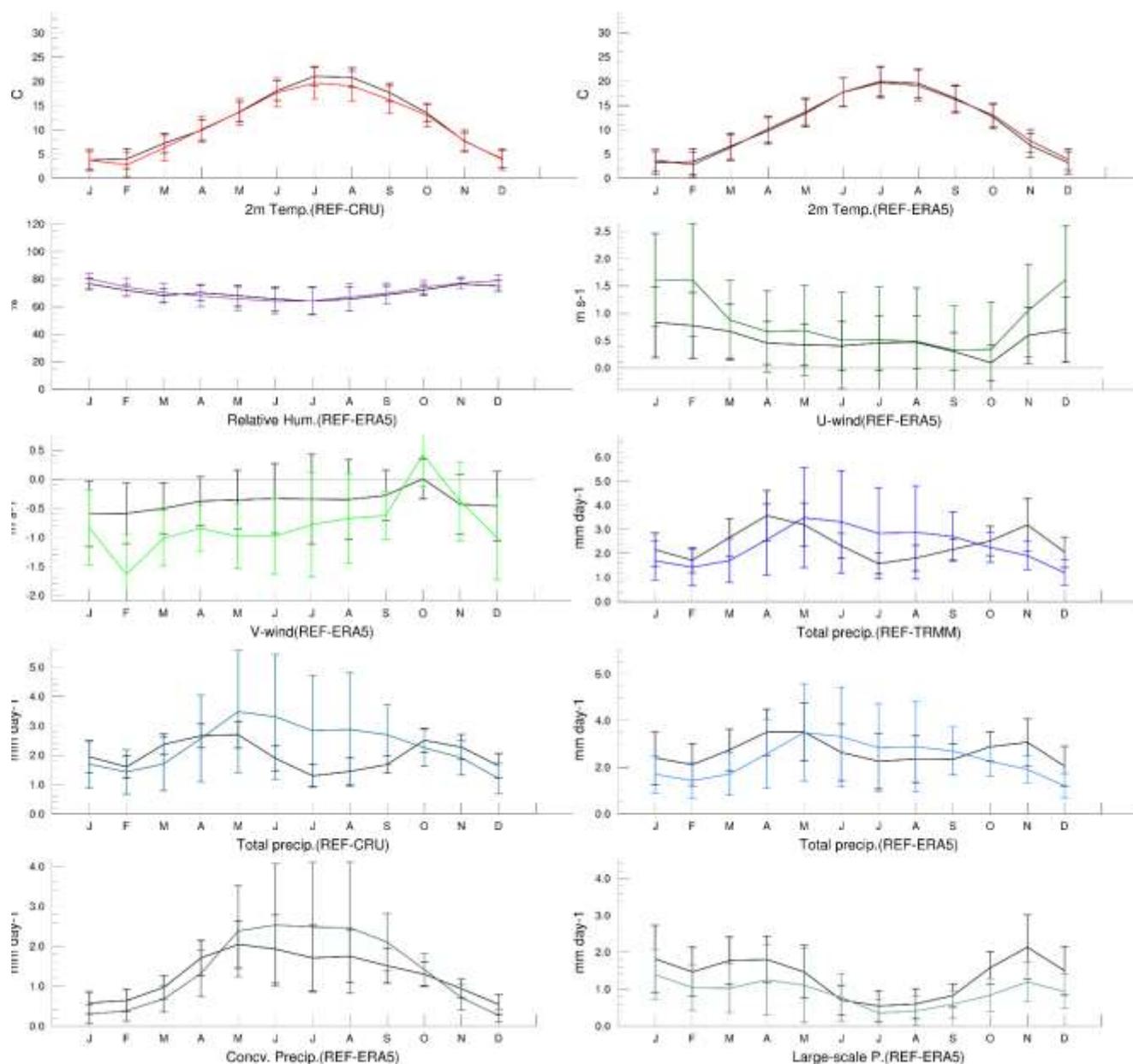
Annexes



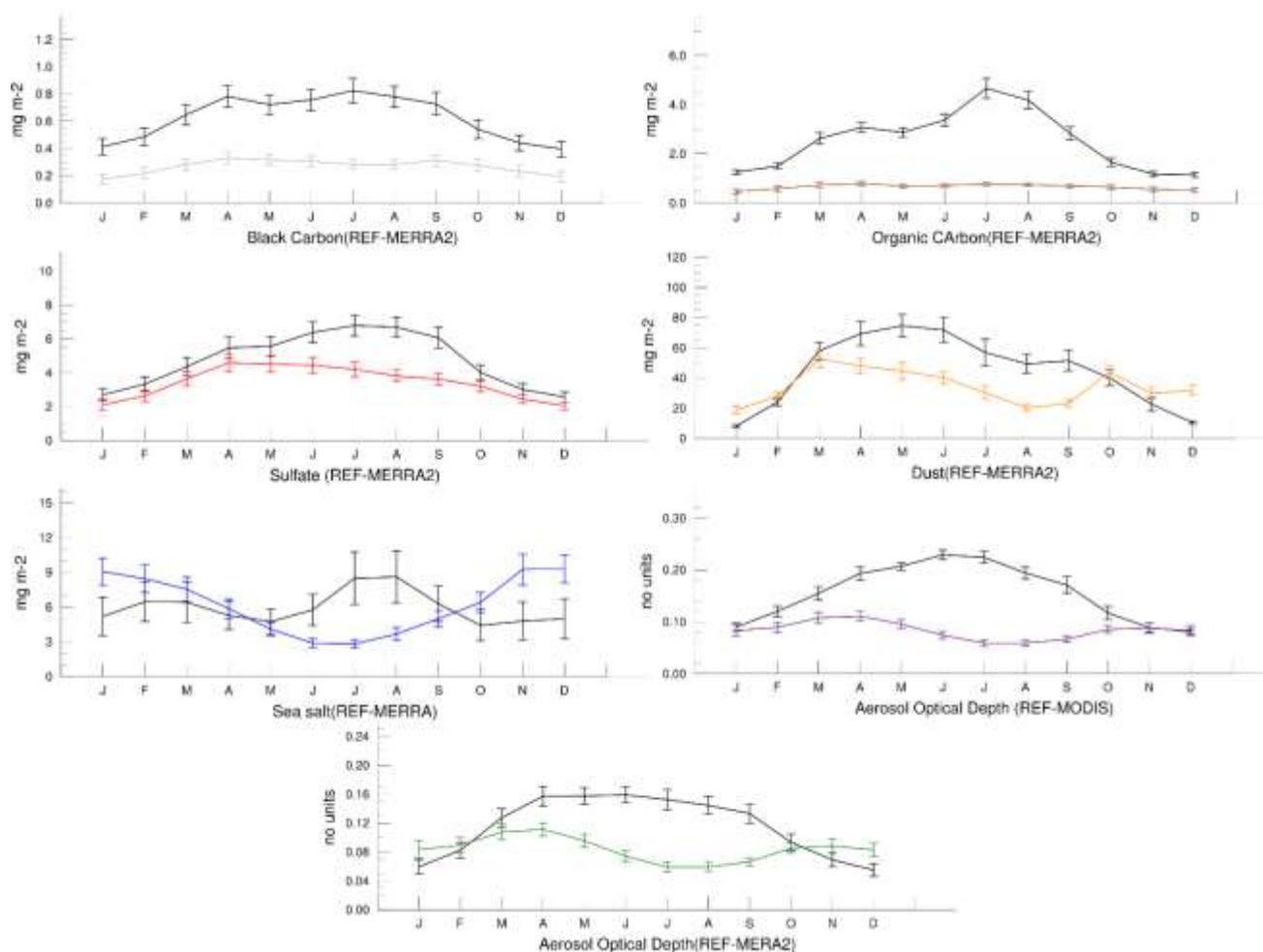
Annexe 8. Moyenne saisonnière (2004-2014) de la perturbation (FB-REF) du dépôt sèche (haut) et humide (bas) des poussières désertiques dû à l'effet semi-direct des aérosols à l'échelle de l'Europe.



Annexe 9. Comparaison de la moyenne spatiale mensuel (2004-2014) sur le massif pyrénéen des forcages directs au sommet de l'atmosphère (Top of the atmosphere), a la surface (Surface) et dans l'atmosphère pour les bandes d'onde courtes (SW) et longues (LW) et total (SW+LW).

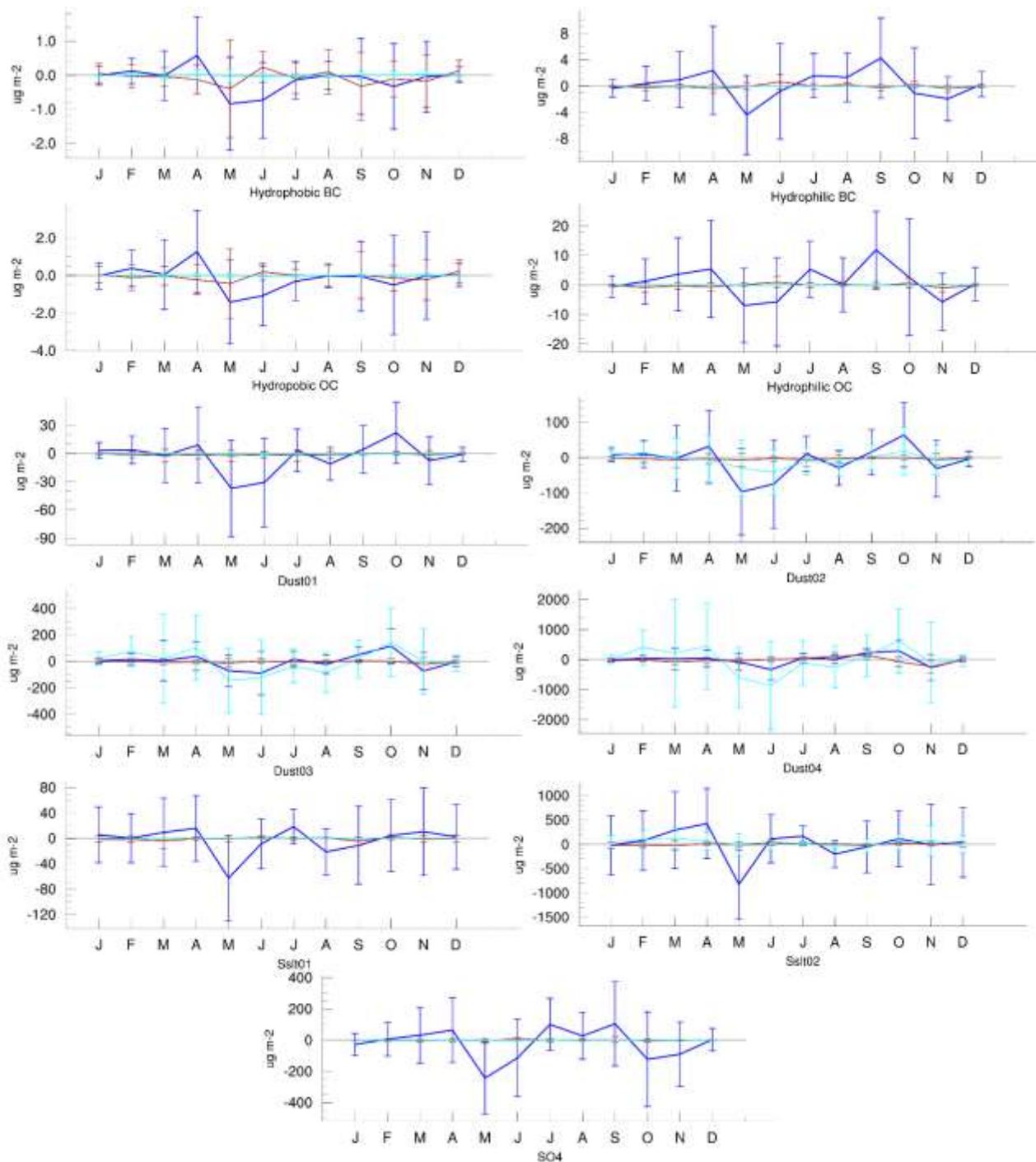


Annexe 10. Moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) des paramètres météorologiques évalués sur le massif pyrénéen pour la simulation REF en couleur et les observations/réanalyses en noir.

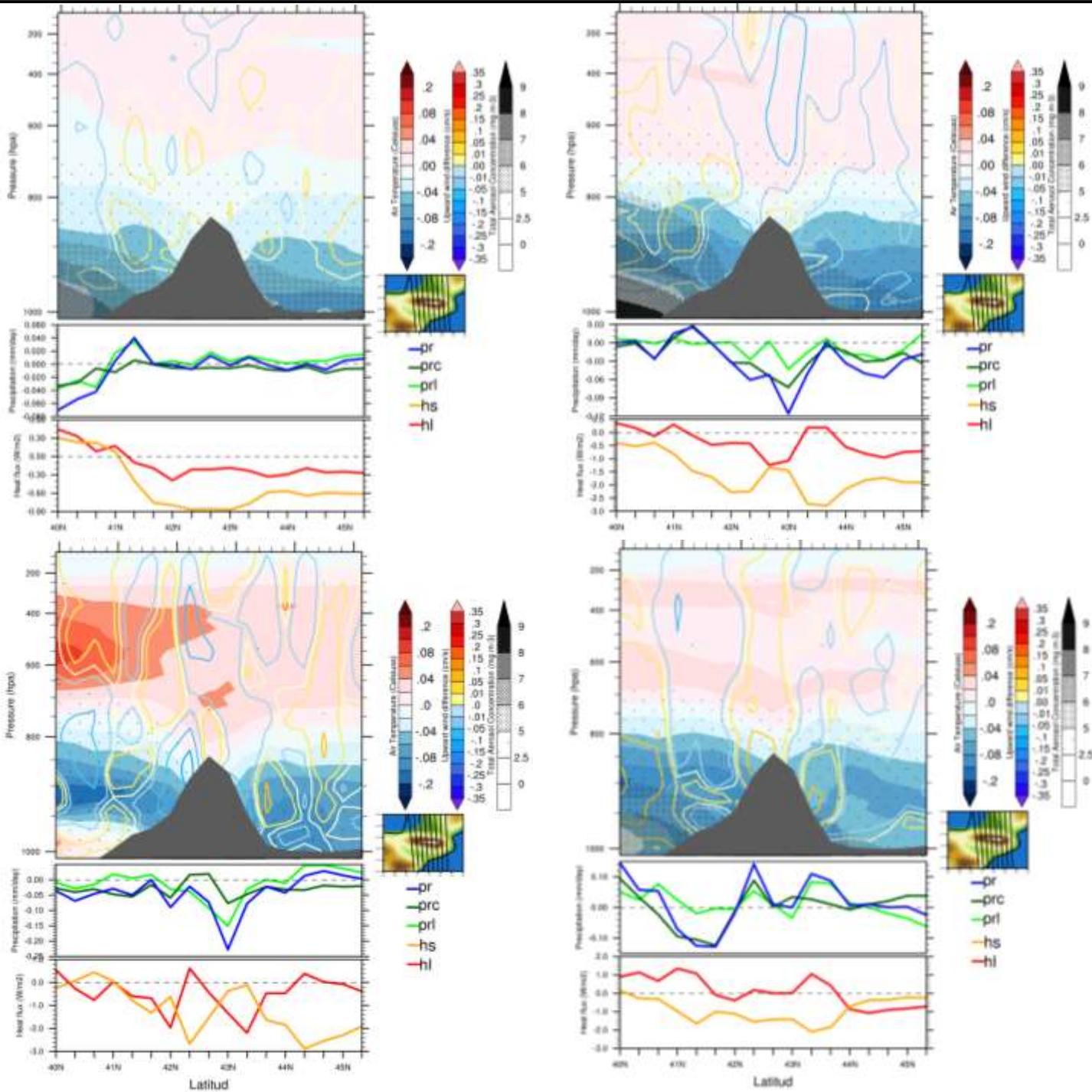


Annexe 11. Moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) de la charge d'aérosols dans la colonne atmosphérique du massif pyrénéen pour la simulation REF en couleur et les observation MERRA-2 en noir.

Annexes

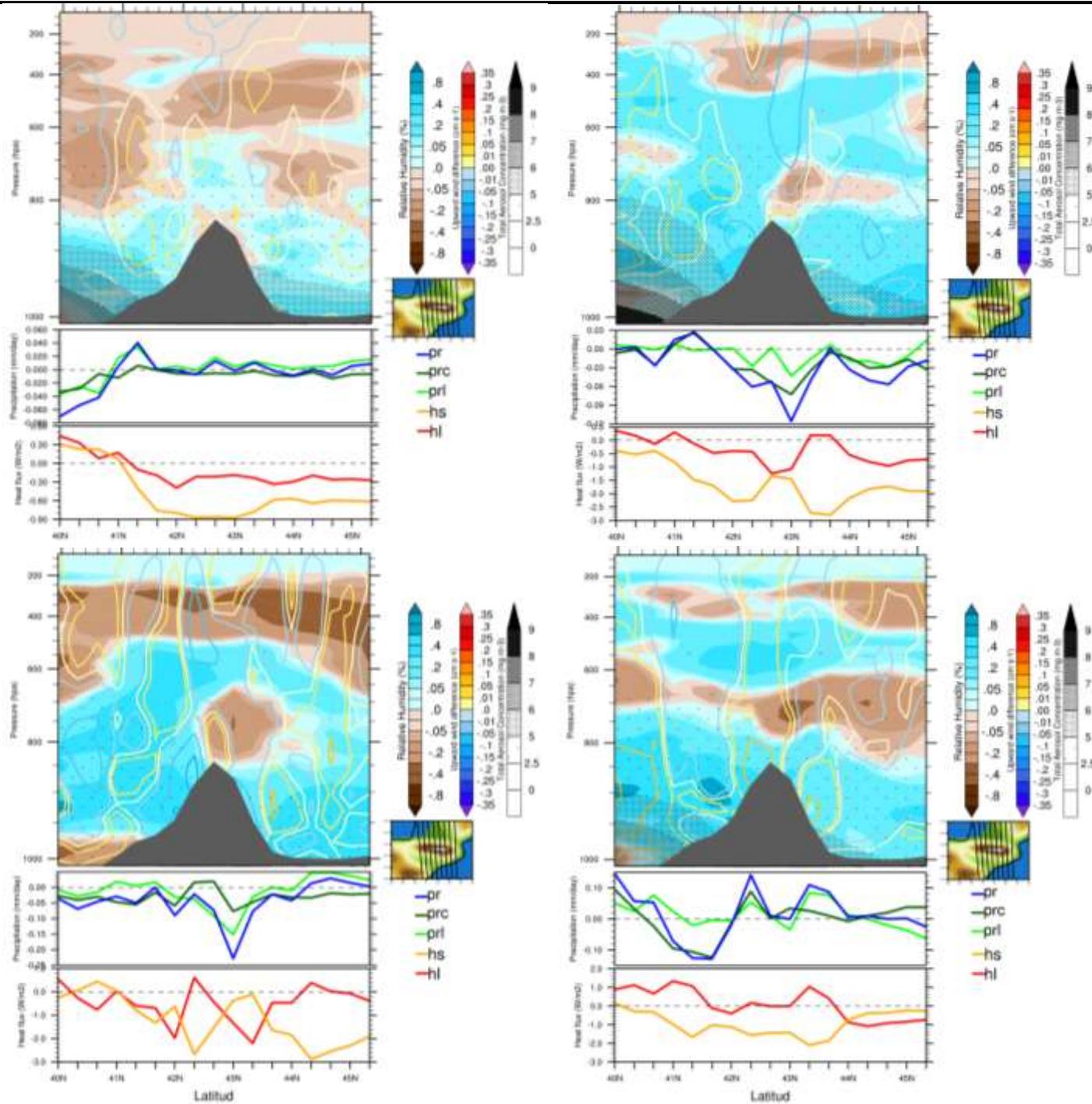


Annexe 12. Moyenne spatiale mensuelle (2004-2014) du dépôt sèche (marron) et humide (rainout en bleu et washout en cyan) des aérosols sur le massif pyrénéen.

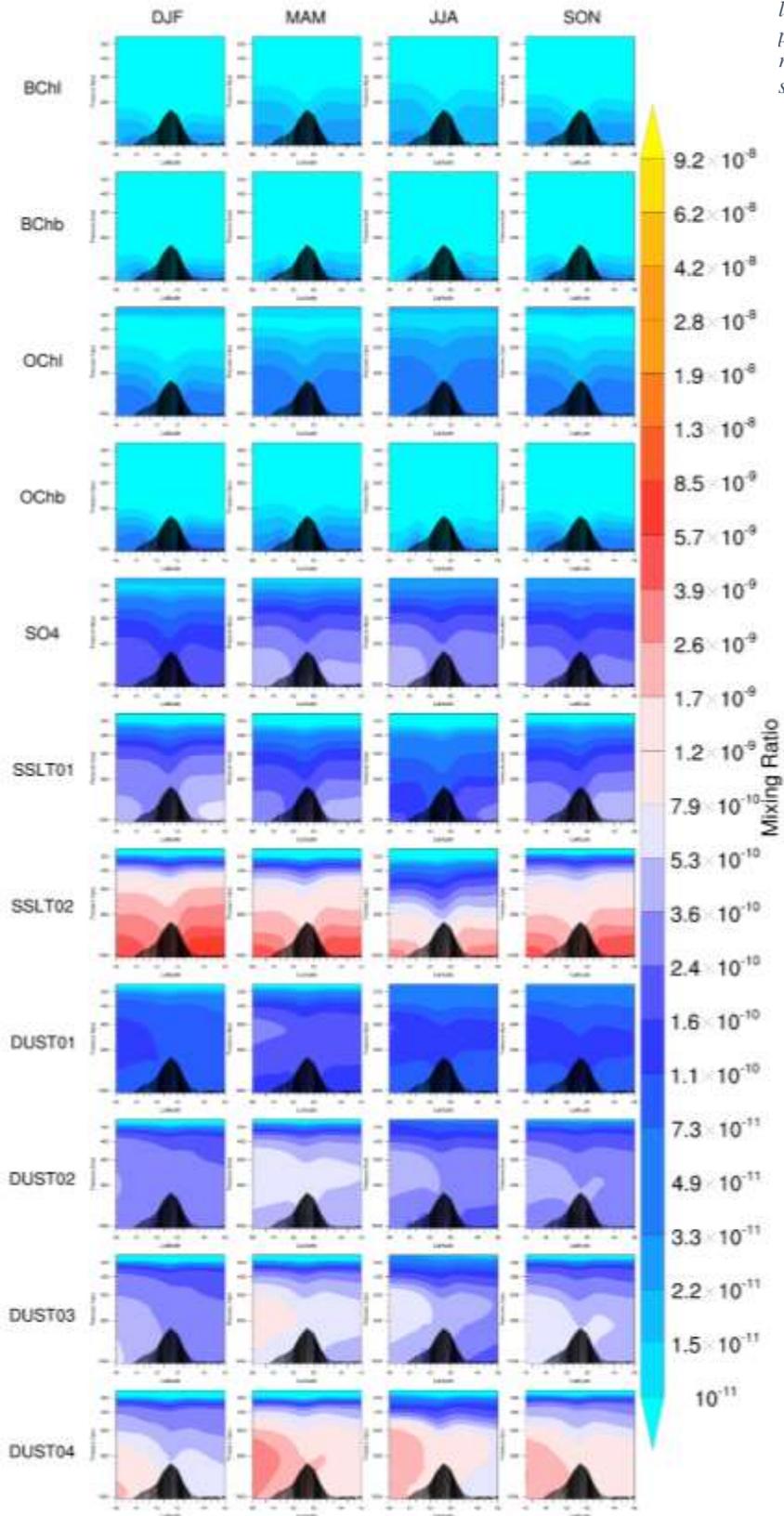


Annexe 13. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour les saisons DJF (Haut-Gauche), MAM (Haut-Droite), JJA (Bas-Gauche), et SON (Bas-Droite). La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, sont affichés la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières de la température de l'air (Rouge-bleu) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en $m s^{-1}$. Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence sont représentés. La topographie du terrain en gris ; La graphique au milieu, la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitation total-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et large échelle-prl (vert) sont affichés ; La graphique en bas, la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge

Annexes



Annexe 14. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour les saisons DJF (Haut-Gauche), MAM (Haut-Droite), JJA (Bas-Gauche), et SON (Bas-Droite). La figure est divisée en 3 graphiques : En haut, sont affichés la différence (FB-REF) des moyennes saisonnières de l'humidité relative (Bleu-marron) et des vitesses verticales (Rouge-bleu) en m s⁻¹. Dans une échelle de points la concentration totale d'aérosols de la simulation de référence sont représentés. La topographie du terrain en gris ; La graphique au milieu, la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des précipitation total-pr (bleu), convective-prc (vert foncé) et large échelle-prl (vert) sont affichés ; La graphique en bas, la différence FB-REF de la moyenne saisonnière des flux de chaleur sensible (hs) en jaune et chaleur latente (hl) en rouge



Annexe 15. Transect vertical sur la moyenne longitudinale (0E-3E) de 40N à 45N de latitude pour les moyennes saisonnières (2004-2014) du rapport de mélange des aérosols de la simulation REF.