THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Océan, Atmosphère et surfaces continentales

Présentée et soutenue par :

M. PIERRE NABAT

le jeudi 9 octobre 2014

Titre :

INTERACTIONS AEROSOLS-RAYONNEMENT-NUAGES ET VARIABILITE CLIMATIQUE EN MEDITERRANEE - APPROCHE PAR LA MODELISATION REGIONALE COUPLEE

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDUEE)

Unité de recherche :

Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM)

Directeur(s) de Thèse :

M. MICHEL DEQUE

M. SAMUEL SOMOT

Rapporteurs :

M. GILLES BERGAMETTI, UNIVERSITE PARIS 12

M. OLIVIER BOUCHER, UNIVERSITE PARIS 6

Membre(s) du jury :

M. FRANCK ROUX, UNIVERSITE TOULOUSE 3, Président

M. FABIEN SOLMON, INT. CENT. FOR THEORETICAL PHYSICS, Membre

M. MARC MALLET, OBSERVATOIRE MIDI PYRENEES, Membre

M. MICHEL DEQUE, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

M. ROBERT VAUTARD, LAB SCIENCES DU CLIMAT ET DE L'ENVIR., Membre

M. SAMUEL SOMOT, CENTRE NATIONAL RECHERCHE METEOROLOGIQUE, Membre

Remerciements

Au moment où j'écris ces lignes, je réalise vraiment que ma thèse se termine, ces trois années sont passées si vite ! Mes premiers mots vont naturellement à mes deux encadrants, Samuel Somot et Marc Mallet. Tout a commencé un jour au mois de mars 2010, quand je suis entré pour la première fois dans le bureau de Samuel, tout au fond du couloir au deuxième étage du CNRM. Il avait pris la peine de répondre à un mail que lui avait transmis Jean-François Royer (merci à lui !), que j'avais contacté suite à son cours de modélisation climatique à l'ENM. En tant que jeune élève-ingénieur de Météo-France, je venais à ce moment-là pour essayer de trouver un stage de master dans la modélisation régionale du climat, si possible à l'étranger, pour revenir ensuite en thèse au CNRM. Samuel m'a parlé de toutes ses activités en Méditerranée, il avait vraiment l'air passionné par ses travaux et en même temps très à l'écoute de mes attentes. Et puis on s'est mis à parler d'aérosols, d'un possible stage en Italie, d'un sujet de thèse à construire ensuite, etc. Et voilà comment j'ai pu partir passer cinq mois à Trieste, découvrir le monde des aérosols et de la modélisation climatique régionale, et revenir faire une thèse dans le cadre d'une FCPLR (Formation Complémentaire Pour La Recherche), bref tout s'est enchaîné ! Mille mercis à toi Samuel, tu as pris ce temps pour me rencontrer, à construire un sujet de thèse très bien posé en prenant soin de bien cerner le travail à faire et le cadre dans lequel il se ferait, et à me lancer ainsi idéalement pour mes débuts dans la recherche. Je dois dire qu'au cours de ces trois années de thèse, tu m'as appris à bien mener mes travaux, tu m'as donné de nombreuses idées et tu as su parfaitement me guider.

Un grand merci à toi aussi Marc, je pense que tu m'as appris énormément de choses sur les aérosols et leurs interactions avec le climat. Je t'ai rencontré pour la première fois à Trieste à l'occasion d'un séminaire que tu étais venu donner. J'ai tout de suite senti aussi que comme Samuel tu te passionnais pour ce que tu faisais, et que tu étais aussi très attentif à ce que je voulais faire. Ton association avec Samuel était vraiment idéale car vous vous complétiez très bien dans vos domaines respectifs. Grâce à tes activités, notamment le projet ADRIMED, tu m'as permis de m'intégrer facilement dans la communauté ChArMEx, et je suis vraiment très content d'avoir pu participer à la campagne de l'été 2013, aussi bien sur place à Cagliari avec les avions qu'au CNRM en réalisant les briefings de prévision et en lançant les simulations pour les aérosols désertiques. Merci d'avoir pris le temps de bien me conseiller et de m'encadrer durant ces trois années, malgré la distance entre le CNRM et le LA. Je crois donc qu'on a formé tous les trois une très bonne équipe, et j'espère que l'on pourra continuer à travailler aussi bien ensemble par la suite.

Je tiens également à remercier Michel Déqué, pour avoir accepté d'être le directeur officiel de ma thèse et m'avoir donné des précieux conseils, notamment lors des comités de thèse. Merci aussi à Fabien Solmon, qui après m'avoir encadré en stage de master à l'ICTP à Trieste a suivi de près mes travaux de thèse au sein du comité de thèse, et m'a donc apporté son expertise de la modélisation climatique régionale des aérosols.

Je remercie aussi Gilles Bergametti et Olivier Boucher qui m'ont fait l'honneur d'être rapporteurs de ma thèse, ainsi que Frank Roux et Robert Vautard, pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse. Merci aussi à François Dulac, le coordinateur du projet ChArMEx, qui a également participé aux réunions du comité de thèse, et que je remercie pour sa confiance, son intérêt porté à mes travaux, ses précieux conseils et son soutien à plusieurs missions. Il a également fait partie de mon jury en tant qu'invité, et je le remercie d'avoir pris le temps de relire en détail le manuscrit de ma thèse. La discussion avec le jury lors de ma soutenance a été

très enrichissante, et vos commentaires et vos conseils m'aideront dans la suite de mon travail.

J'aimerais maintenant remercier toutes les personnes au CNRM qui m'ont aidé au cours de ma thèse, aussi bien d'un point de vue scientifique que technique. Un grand merci à Antoinette Alias qui m'a beaucoup aidé à prendre en main le modèle ALADIN-Climat et sans qui je n'aurais donc pas pu réaliser toutes ces simulations. Merci aussi à Isabelle Beau pour son aide à comprendre les méandres du code ARPEGE/ALADIN. Je voudrais aussi citer Alain Braun que je n'ai pu côtoyer qu'une année avant son départ à la retraite, mais qui m'a appris de nombreuses astuces informatiques me facilitant ainsi grandement le travail. Merci également à Clotilde Dubois pour ses conseils et son aide dans le traitement des données. Au final, j'ai passé trois belles années dans cette équipe EAC : merci à tous pour ce très bon accueil.

Mes remerciements s'adressent aussi à Florence Sevault, qui m'a apporté une aide essentielle pour lancer des simulations couplées océan-atmosphère-rivières, et mettre en place un couplage similaire sur un domaine élargi. Elle m'a aussi apporté son soutien dans l'analyse des sorties du modèle océanique, qui m'étaient moins familières que les variables atmosphériques. Je tiens aussi à remercier Fanny Adloff qui m'a aussi aidé pour ce travail.

Dans la deuxième partie de ma thèse, j'ai pu commencer à m'intégrer dans ma future équipe (CAIAC). Merci à Philippe Ricaud de m'avoir fait confiance pour occuper ce poste à l'issue de ma thèse. Un grand merci à Martine Michou pour son aide précieuse sur le développement du schéma interactif d'aérosols, et à David Saint-Martin pour ses conseils et sa participation au comité de thèse. Merci aussi à ma co-bureau, Régina Zbinden, et à l'ensemble des personnes de ce couloir pour m'avoir accueilli au 1er étage.

Je tiens aussi à remercier toutes les personnes de GMGEC qui ont contribué de près ou de loin à la réussite de ma thèse. J'aimerais ainsi remercier plus particulièrement Aurore Voldoire, pour son aide dans la compréhension des aérosols et sa participation au comité de thèse, Aurélien Ribes et Hervé Douville qui ont pris le temps de répondre à mes questions sur les tendances climatiques, Martine Lemoigne pour son aide dans la gestion administrative de mes missions et mes déplacements au LA, et Serge Planton pour sa confiance dans mon travail. Merci à Emilie Bruhier et Anaïs Culot, deux étudiantes que j'ai co-encadrées en stage de master 1, pour leur travail sur l'intercomparaison des modèles d'aérosols.

Merci aussi aux autres personnes du CNRM que j'ai pu côtoyer au cours de ma thèse. Je pense notamment à Dominique Carrer et Xavier Ceamanos qui ont développé ce nouveau produit d'aérosol intéressant pour mon travail et aux personnes de GMME et de GMEI que j'ai rencontrées pendant les campagnes HyMeX et ChArMEx. Je remercie aussi particulièrement toutes les personnes de CTI qui m'ont considérablement facilité le travail au niveau informatique, en particulier lors des visioconférences et lors de l'installation de la salle pour les briefings quotidiens de la campagne ChArMEx.

Par ailleurs, je suis persuadé que cette thèse n'aurait pas été possible sans le soutien de tous mes camarades thésards embarqués dans le même bateau, que je tiens ainsi à remercier chaleureusement (par ordre chronologique de rencontre) : Gaëlle, Boutheina, Jean-Pierre, Emilie, Matthieu et Lauriane qui m'ont tous accompagné à GMGEC lors de mes débuts en thèse, Nico que j'ai retrouvé avec plaisir après une année commune au master OASC, Lisa qui m'a toujours soutenu au sein du 1er étage grâce à sa bonne humeur constante, Marie que j'ai rencontrée comme Lisa lors de l'EGU à Vienne (!) et qui nous a proposé ce super voyage à New-York, Yann et Hélène avec qui j'ai passé quelques mois au Loft et surtout de longues discussions aux pauses café de GMGEC, Benoît, Julien, Vincent, Jeff, Marie, qui ont tous contribué à construire

ce bon groupe de thésards, sans oublier Robin, Marine, Alan, Simon, Emilie, Hélène, Maxime, Adrien, Alexandre, Rémi et Filipa, qui nous ont rejoints au fur et à mesure. J'ai passé de très bons moments avec vous tous : merci pour toutes les sorties qu'on a faites ensemble, pour ces parties endiablées de baby-foot et de ping-pong après le déjeuner ainsi que pour ces pauses traditionnelles de 16h30 essentielles pour se changer les idées. Merci aussi à Pauline pour tous ses conseils au cours de ses trois années, et à François et Ruben qui eux aussi m'ont soutenu tout au long de la thèse. Pour finir, je tiens à remercier mes parents et toute ma famille pour leurs encouragements à mener à bien ce projet.

Résumé

Le bassin méditerranéen est sujet à de nombreuses sources d'aérosols présentant une variabilité spatio-temporelle élevée. Ces aérosols interagissent de manière directe avec les rayonnements solaire et thermique, et de manière indirecte avec les nuages et la dynamique atmosphérique. Ils peuvent donc avoir un impact important sur le climat de cette région. Ce travail de thèse, à la frontière entre les projets HyMeX et ChArMEx, considère une approche par la modélisation régionale couplée pour répondre aux questions des interactions aérosols-rayonnement-nuages par rapport à la variabilité climatique de la région méditerranéenne.

Afin de mieux caractériser les aérosols méditerranéens, une nouvelle climatologie mensuelle et interannuelle d'épaisseur optique a été développée à partir d'une combinaison de produits satellites et de modèles. Ce jeu de données, disponible pour tous les modèles régionaux de climat en Méditerranée sur la période 1979-2012, a été mis au point dans le but d'obtenir la meilleure estimation possible du contenu atmosphérique en aérosols pour les cinq types considérés (sulfates, carbone suie et organique, poussières désertiques et sels marins). Des ensembles de simulations réalisées sur la période 2003-2009 avec et sans aérosols montrent un impact majeur sur le climat régional. Cet impact se caractérise par un forçage radiatif négatif en surface (dû à la diffusion et l'absorption du rayonnement solaire incident) de -15 $W.m^{-2}$ en moyenne annuelle sur la mer Méditerranée, par un refroidissement induit en surface à la fois sur mer et sur terre de l'ordre de 0.5°C en moyenne annuelle, par une diminution moyenne des précipitations ainsi que par des changements de nébulosité. Le cycle saisonnier et les structures spatiales du climat méditerranéen sont ainsi significativement modifiés, ainsi que certaines situations spécifiques comme la canicule de juillet 2006 qui a été renforcée par la présence d'aérosols désertiques. Le rôle essentiel de la température de surface de la mer Méditerranée dans la réponse du climat aux aérosols est mis en évidence, et permet de comprendre les modifications induites des flux air-mer (notamment la diminution de la perte en chaleur latente) et ses conséquences sur le climat régional. La convection océanique en mer Méditerranée est également renforcée par la présence d'aérosols. En outre, on démontre que la diminution des aérosols anthropiques observée depuis plus de trente ans a contribué significativement aux tendances climatiques de rayonnement (représentant 81 $\pm$ 15 % de l'éclaircissement) et de température (représentant 23 $\pm$ 5 % du réchauffement) observées en Europe et en Méditerranée.

D'autre part, un schéma interactif d'aérosols a été mis en place dans le modèle atmosphérique ALADIN-Climat afin de pouvoir comprendre les processus liés aux aérosols à l'échelle quotidienne. On montre ici la capacité de ce schéma de simuler de manière réaliste les aérosols présents en Méditerranée, notamment dans le cas des intrusions de poussières désertiques observées pendant la campagne de mesures ChArMEx/TRAQA. Un exercice d'intercomparaison avec d'autres modèles intégrant les aérosols désertiques confirme la performance du nouveau schéma. De plus, utiliser un schéma prognostique d'aérosols au lieu d'une climatologie mensuelle permet de mieux reproduire les variations quotidiennes et en particulier les extrêmes de rayonnement et de température en surface. Cela induit aussi une modification du climat moyen, dans la mesure où les variations des aérosols et de leurs effets dépendent des régimes de temps et de la nébulosité.

Cette thèse conclut ainsi à la nécessité pour les systèmes climatiques de modélisation régionale en Méditerranée de bien prendre en compte les effets radiatifs des aérosols et leur variabilité spatio-temporelle, y compris à haute fréquence. Les impacts de ces effets radiatifs sur de nombreux paramètres (rayonnement, température, humidité, flux air-mer, circulation océanique, etc.) sont en effet démontrés à différentes échelles d'espace et de temps (variabilité quotidienne, cycle saisonnier, tendances climatiques, extrêmes, structures spatiales). Ce travail a aussi montré que le couplage entre l'atmosphère et la mer Méditerranée est indispensable pour des études aérosols-climat dans cette région.

Abstract

The Mediterranean basin is affected by numerous and various aerosols which have a high spatio-temporal variability. These aerosols directly interact with solar and thermal radiation, and indirectly with clouds and atmospheric dynamics. Therefore they can have an important impact on the regional climate. This work, located at the boundary between the ChArMEx and HyMeX programs, considers a coupled regional modeling approach in order to address the questions of the aerosol-radiation-cloud interactions with regards to the climate variability over the Mediterranean.

In order to improve the characterization of Mediterranean aerosols, a new interannual monthly climatology of aerosol optical depth has been developed from a blended product based on both satellite-derived and model-simulated datasets. This dataset, available for every regional climate model over the Mediterranean for the 1979-2012 period, has been built to obtain the best possible estimate of the atmospheric aerosol content for the five species at stake (sulfate, black carbon, organic matter, desert dust and sea salt particles). Simulation ensembles, which have been carried out over the 2003-2009 period with and without aerosols, show a major impact on the regional climate. This impact is characterized by a negative surface radiative forcing (due to the absorption and the scattering of the solar incident radiation) of -15 $W.m^{-2}$ on annual average over the Mediterranean Sea, an induced surface cooling both over land and sea of about -0.5°C on annual average, a decrease in precipitation as well as cloud cover changes. The seasonal cycle and the spatial patterns of the Mediterranean climate are significantly modified, as well as some specific situations such as the heat wave in July 2006 strengthened by the presence of desert dust particles. The essential role of the Mediterranean sea surface temperature is highlighted, and enables to understand the induced changes on air-sea fluxes (notably the decrease in the latent heat loss) and the consequences on regional climate. Oceanic convection is also strengthened by aerosols. In addition, the decrease in anthropogenic aerosols observed for more than thirty years is shown to significantly contribute to the observed Euro-Mediterranean climatic trends in terms of surface radiation (representing 81 $\pm$ 15 % of the brightening) and temperature (representing 23 $\pm$ 5 % of the warming).

Besides, an interactive aerosol scheme has been developed in the atmospheric model ALADIN-Climate in order to better understand aerosol processes at the daily scale. This scheme shows its ability to represent correctly the aerosol patterns over the Mediterranean, especially with regards to dust outbreaks that were measured during the ChArMEx/TRAQA field campaign. An intercomparison exercise with several dust models confirms the performance of the new scheme. Moreover, the use of a prognostic aerosol scheme instead of a monthly climatology enables to better reproduce the daily variations of surface radiation and temperature and related extremes. This also leads to changes in the mean climate, insofar as aerosol variations and their effects depend on weather regimes and cloud cover.

Finally this study concludes with the need for regional climate system models over the Mediterranean to take into account the radiative aerosol effects and their spatio-temporal variability, including at high frequency. The impacts of these radiative effects on numerous parameters (radiation, temperature, humidity, ocean-atmosphere fluxes, oceanic circulation, etc.) are indeed shown and understood at different space and time scales (daily variability, seasonal cycle, climate trends, spatial structures). This work has also shown the importance of the coupling between the atmosphere and the Mediterranean Sea for aerosol-climate studies in this region.

Sommaire

Résumé . . . . . **vi**

Abstract . . . . . **viii**

Liste des tableaux . . . . . **xiv**

Liste des figures . . . . . **xiv**

I Introduction générale **1**

1.1 Aérosols et climat **2**

1.1.1 Définition 2

1.1.2 Sources et classification 3

1.1.3 Évolution des aérosols dans l'atmosphère 7

1.1.4 Mélange des aérosols 9

1.1.5 Propriétés optiques et interactions aérosols-rayonnement 9

1.1.6 Effets des aérosols sur le climat 13

1.2 Contexte : la région méditerranéenne **16**

1.2.1 Pourquoi la Méditerranée ? 16

1.2.2 Quels aérosols en Méditerranée ? 18

1.2.3 Les projets HyMeX et ChArMEx du chantier MISTRALS 20

1.3 État de l'art. **22**

1.3.1 Les aérosols en région méditerranéenne 22

1.3.2 Modélisation des interactions aérosols-climat 26

1.3.3 La modélisation régionale du climat en Méditerranée 28

1.4 Objectifs et organisation de la thèse **30**

1.4.1 Questions scientifiques 30

1.4.2 Méthodologie : approche par la modélisation couplée du système climatique régional 31

1.4.3 Aperçu des différents modèles utilisés 32

1.4.4 Plan de la thèse 33

II Climatologie des aérosols en région méditerranéenne **35**

2.1 Résumé de l'article **36**

2.2 Variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée : vers une nouvelle climatologie (article) **37**

Abstract 38

1. Introduction 39

2. Dataset 40

3. Comparison and evaluation 44

4. Reconstruction of the aerosol field 53

5. Conclusions 58

References 59

2.3 Conclusions et perspectives **66**

III Effets des aérosols sur le climat présent de la région méditerranéenne . . 67
3.1 Résumé de l'article . . . 67
3.2 Effets direct et semi-direct des aérosols sur la variabilité climatique en Méditerranée (article) . . . 69
Abstract . . . 70
1. Introduction . . . 71
2. Methodology . . . 72
3. General performance of CNRM-RCSM4 . . . 74
4. Aerosol effects on the mean regional climate . . . 78
5. Process studies . . . 89
6. Conclusion . . . 92
References . . . 95
3.3 Analyse complémentaire . . . 99
3.3.1 Effets des aérosols sur les rivières . . . 99
3.3.2 Aérosols et convection océanique . . . 100
3.4 Conclusions et perspectives . . . 102

IV Impact de la diminution des sulfates sur les tendances climatiques depuis les années 1980 . . . 103
4.1 Résumé de l'article . . . 103
4.2 Contribution des aérosols sulfatés aux tendances climatiques euro-méditerranéennes (article) . . . 105
Abstract . . . 106
1. Introduction . . . 106
2. Methodology . . . 107
3. Aerosols and radiation trends . . . 108
4. Aerosols and climatic variability . . . 110
5. Conclusion remarks . . . 111
References . . . 111
4.3 Analyse complémentaire . . . 113
4.3.1 Flux en ciel clair . . . 113
4.3.2 Bilan de chaleur sur la mer Méditerranée . . . 113
4.3.3 Convection océanique . . . 114
4.4 Conclusions et perspectives . . . 115

V Modélisation interactive des aérosols dans un modèle de climat : mise en place et études de cas . . . 117
5.1 Modélisation des poussières désertiques dans RegCM . . . 118
5.1.1 Résumé de l'article . . . 119
5.1.2 Modélisation des aérosols désertiques et forçage radiatif en Méditerranée (article) 120
5.2 Mise en place d'un schéma interactif dans ALADIN . . . 143
5.2.1 Contexte et choix du schéma . . . 143
5.2.2 Résumé de l'article . . . 144
5.2.3 Effets radiatifs et climatiques des aérosols désertiques en Méditerranée pendant l'été 2012 (article) . . . 145
5.2.4 Tests complémentaires de sensibilité . . . 170

5.3 Intercomparaison de modèles de poussières désertiques. 176
5.3.1 Présentation des modèles en jeu 176
5.3.2 Premiers résultats de l'intercomparaison 177
5.4 Conclusions et perspectives 183

VI Représentation et impact sur le climat des aérosols interactifs sur la période 1979-2013 185
6.1 Description et évaluation des aérosols simulés 185
6.1.1 Présentation de la simulation 185
6.1.2 Caractéristiques des aérosols simulés 186
6.1.3 Analyse par régime de temps 200
6.2 Influence de l'interactivité des aérosols simulés dans un modèle de climat 206
6.2.1 Climat moyen 206
6.2.2 Analyse par régime de temps 210
6.2.3 Variabilité quotidienne et extrêmes 212
6.2.4 Rôle des aérosols interactifs dans la canicule de juillet 2006 217
6.2.5 Rôle des aérosols interactifs dans les tendances climatiques entre 1980 et 2012 . 218
6.3 Conclusions et perspectives 222

VII Conclusions et perspectives 225
7.1 Développements d'outils numériques. 225
7.1.1 Une climatologie réaliste des aérosols en Méditerranée 225
7.1.2 Un système climatique de modélisation régionale couplée incluant une représentation réaliste de la variabilité spatio-temporelle des aérosols 226
7.1.3 Un schéma interactif d'aérosols adapté aux modèles de climat 226
7.1.4 Utilisation en mode quasi-opérationnel d'un modèle régional de prévision du temps incluant les aérosols désertiques pronostiques 227
7.2 Conclusions scientifiques. 227
7.2.1 Quelles sont les caractéristiques de la variabilité spatio-temporelle des aérosols aux différentes échelles climatiques régionales en Méditerranée ? 227
7.2.2 Quel est le rôle des différents types d'aérosols dans l'état présent du système climatique en Méditerranée ? 229
7.2.3 Quelle importance a la mer Méditerranée dans la réponse du climat au forçage des aérosols ? 229
7.2.4 Quel rôle ont joué les différents aérosols dans les tendances climatiques observées en Méditerranée depuis trente ans ? 230
7.2.5 Quelle est l'influence de la variabilité quotidienne des aérosols sur le climat de la région méditerranéenne ? 230
7.3 Perspectives. 230
7.3.1 Vers une étude complète des effets radiatifs des aérosols sur la mer Méditerranée 230
7.3.2 Vers une meilleure compréhension des interactions aérosol-climat à l'échelle quotidienne 231
7.3.3 Vers une amélioration de la représentation des aérosols dans le modèle 231
7.3.4 Vers des aérosols pronostiques dans les modèles opérationnels de prévision . . . 232
7.3.5 Vers des exercices multi-modèles régionaux des interactions aérosols-climat . . . 233
7.3.6 Vers une compréhension à l'échelle régionale du rôle des aérosols dans les scénarios climatiques 233

7.3.7 Vers la compréhension des effets des aérosols sur la biogéochimie marine 233

Références 235

Glossaire 262

Annexes I

A - Tableau-bilan des simulations II

B - Modélisation des aérosols sur la région méditerranéenne. III

Résumé IV
Les aérosols : de petites particules aux effets multiples V
La modélisation des poussières désertiques VI
Impact climatique VII
Conclusion IX
Bibliographie IX

C - Propriétés d'absorption des aérosols méditerranéens X

Résumé X
Abstract XI
1. Introduction XI
2. Remote sensing ground-based AERONET observations XII
3. Results and discussions XIV
4. Conclusion XXII
References XXIII

D - La campagne ChArMEx/ADRIMED (SOP-1a) XXVII

E - Régimes de temps et aérosols (compléments) XXIX

Liste des tableaux

1.1 État des aérosols troposphériques simulés dans les différents modèles régionaux participant au programme Med-CORDEX. 29
2.1 Main characteristics of the different satellite sensors used in this study 41
2.2 Main characteristics of the different model-simulated products used in this study 43
2.3 Averaged AOD over the European continent, the Mediterranean Sea and Northern Africa for each satellite-derived and model-simulated product 45
2.4 Regions of the Mediterranean basin for applying CALIOP AOD vertical profiles 52
2.5 AOD differences between 2000 and 1980 in the ACCMIP models 54
3.1 Configuration of the different simulations in this study 73
3.2 Annual and seasonal SW and LW direct radiative forcing averages (surface and TOA) 85
3.3 Annual and seasonal averages of the aerosol impact on 2m-temperature, SST and precipitation 87
3.4 Annual heat budget of the aerosol impact 88
4.1 Tendances des flux air-mer en mer Méditerranée (1980-2012) 115
5.1 Average dust budget during case 1 (emission, AOD, concentration and deposition 126
5.2 Average dust budget during case 2 (emission, AOD, concentration and deposition 128
5.3 Annual and seasonal SW and LW direct radiative forcing averages (surface and TOA) 136
5.4 (1) Averages of total AOD and components for CNRM-RCSM5 and different AOD products 151
5.5 (2) Spatial correlation coefficients between AOD of the different datasets 152
5.6 (3) Evaluation of daily SSR (NO, PROG-M, PROG and ERA-Interim) 159
5.7 (4) Evaluation of daily 2m-temperature (NO, PROG-M, PROG and ERA-Interim) 161
5.8 (5) List of stations used in the composite study 163
5.9 (6) Results of the composite study in Murcia 163
5.10 (7) Results of the composite study for the average of the 14 stations 165
5.11 Expériences de sensibilité au schéma interactif d'aérosols 170
5.12 Moyennes de l'épaisseur optique totale (à 550 nm) pour les expériences de sensibilité 172
5.13 Émissions annuelles (en Tg/an) de poussières désertiques simulées par ALADIN-Climat 172
6.1 Évaluation des moyennes des épaisseurs optiques à 550 nm par type d'aérosol (2003-2012) 190
6.2 Corrélations temporelles entre épaisseur optique et fréquence des régimes de temps 203
6.3 Comparaison des tendances de flux air-mer dans PROG et PROG-M 222
6.4 Comparaison du bilan d'eau en mer Méditerranée dans PROG et PROG-M . . . 223

Liste des figures

1.1 Aérosols visibles à l'oeil nu 2
1.2 Schéma représentant l'émission des poussières désertiques par saltation et sandblasting 4
1.3 Émissions globales anthropiques et naturelles pour chacune des différentes sources d'aérosols 7

1.4 Schéma représentant les distributions moyennes des aérosols avec les mécanismes de formation et d'évolution associés. 8
1.5 Relations théoriques entre l'épaisseur optique et la longueur d'onde pour différentes valeurs du coefficient d'Ångström 11
1.6 Schéma montrant les différents effets des aérosols (direct, indirect et semi-direct) 12
1.7 Variations du forçage radiatif direct des aérosols au sommet de l'atmosphère selon l'albédo de la surface et l'albédo de simple diffusion de l'aérosol 13
1.8 Estimations moyennes globales du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère en 2011 par rapport à 1750 et incertitudes associées pour les principaux facteurs du changement climatique 15
1.9 Meilleurs analogues actuels des climats futurs pour quelques villes européennes . 17
1.10 Les différentes sources d'aérosols affectant la région méditerranéenne 18
1.11 Position des centres d'action pilotant le transport des aérosols désertiques sur la région méditerranéenne 19
2.1 Domain of study of the Mediterranean basin 44
2.2 Mean aerosol optical depth at 550 nm from different sensors over the Mediterranean region 46
2.3 Mean aerosol optical depth at 550 nm from different model-simulated products over the Mediterranean region 47
2.4 AOD monthly averages at 550 nm for each dataset (satellites and models) over the European continent, the Mediterranean Sea and Northern Africa 47
2.5 Box-and-whisker plots representing the bias between monthly-averaged AERONET observations and the different satellite-derived and model-simulated products 48
2.6 Taylor diagrams evaluating satellite and model data against AERONET observations (temporal correlation) 48
2.7 Taylor diagrams evaluating satellite and model data against AERONET observations (spatial correlation) 49
2.8 Mean aerosol optical depth for each aerosol type simulated by different models over the Mediterranean region 50
2.9 Mean aerosol type vertical profile over the Mediterranean basin 51
2.10 Mean aerosol type vertical profile from CALIOP over the Mediterranean basin (winter, spring, summer and autumn) 52
2.11 Mean aerosol type vertical profile from CALIOP over Southern Europe, the Mediterranean sea and Northern Africa 52
2.12 Mean aerosol optical depth at 550 nm from different products over the Mediterranean basin between 1979 and 1990 54
2.13 AOD annual averages for each dataset over the European continent, the Mediterranean Sea and Northern Africa between 1979 and 2010 55
2.14 Monthly AOD anomalies retrieved by MVIRI sensors onboard Meteosat-2 to -6 . 55
2.15 Average aerosol optical depth of the reconstruction product over the period 2003-2009 for each aerosol type 56
2.16 Seasonal and annual AOD averages in the reconstruction field over Europe, the Mediterranean Sea and Northern Africa 56
2.17 AOD monthly anomalies (2003-2009) from the reconstruction product over the Mediterranean Sea 56
2.18 Standard deviation of total AOD and Angstrom exponent (AQUA/MODIS) over the Mediterranean region 57

3.1 The Regional Climate Modeling System used in this study : CNRM-RCSM4 . . 72
3.2 Evaluation of winter and summer average 2m-temperature, precipitation and cloud cover . . . 75
3.3 Evaluation of monthly 2m-temperature, SST and precipitation . . . 76
3.4 Evaluation of monthly SW and LW radiation . . . 78
3.5 Evaluation of winter and summer SW and LW radiation at the TOA . . . 79
3.6 Evaluation of winter and summer sensible and latent heat losses . . . 80
3.7 Evaluation of winter and summer atmospheric dynamics (sea level pressure and wind) . . . 81
3.8 Average seasonal AOD and direct aerosol SW and LW radiative forcings (surface and TOA) . . . 82
3.9 Monthly AOD and direct aerosol SW and LW radiative forcing (surface and TOA) 83
3.10 Average seasonal semi-direct aerosol SW and LW radiative forcings (surface and TOA) . . . 84
3.11 Average seasonal impact of aerosols on 2m-temperature, SST, sensible and latent heat losses, specific humidity, ecipitation, cloud cover and SSS . . . 86
3.12 Average seasonal differences in the aerosol impact between coupled and forced simulation ensemble means . . . 89
3.13 Aerosol effects on the Mediterranean Sea (dense water volume, meridional and zonal overturning streamfunctions) . . . 90
3.14 Aerosol effects in the eastern Mediterranean in June 2007 (vertical profiles and atmospheric circulation) . . . 91
3.15 AOD over the Mediterranean in July 2006 . . . 93
3.16 Aerosol effects on the European heat wave in July 2006 (vertical profiles, temperature and atmospheric circulation) . . . 94
3.17 Débits moyens mensuels pour les ensembles de simulations C-AER et C-NO . . 99
3.18 Volume d'eau dense formée en mer Égée et dans le bassin méditerranéen oriental, et différences saisonnières moyennes de densité entre C-AER et C-NO . . . 100
3.19 Profondeur maximale de la couche de mélange atteinte dans les simulations C-AER et C-NO . . . 101
4.1 Evaluation of all-sky downward surface solar radiation trends . . . 107
4.2 Contribution of climate variability and the different aerosol effects . . . 108
4.3 Evaluation of land near-surface temperature trends . . . 109
4.4 Evaluation of Mediterranean sea surface temperature trends . . . 110
4.5 Comparaison des tendances de rayonnement SW en surface en ciel clair (1980-2012) 113
4.6 Comparaison des tendances de pertes en chaleur latente (1980-2012) . . . 114
4.7 Comparaison des volumes d'eau dense formée en Méditerranée . . . 115
5.1 Dust event between 31 October and 2 November 2008 (case 1, AOD and visible image) . . . 126
5.2 Aerosol vertical profiles during case 1 . . . 127
5.3 Simulated direct aerosol forcing during case 1 (surface and TOA) . . . 128
5.4 Dust event between 23 and 25 March 2008 (case 2, AOD and visible image) . . . 129
5.5 Simulated direct aerosol forcing during case 2 (surface and TOA) . . . 130
5.6 Aerosol vertical profiles during case 2 . . . 130
5.7 Comparisons of AOD between AERONET measurements and RegCM simulations 131
5.8 Taylor diagram evaluating AOD in RegCM simulations against AERONET measurements . . . 131

5.9 Comparison of AOD between REF, NEW and MODIS (winter and spring 2008) 132
5.10 Comparison of AOD between REF, NEW and MODIS (summer and autumn 2008) 133
5.11 Dust integrated concentrations per bin in REF and NEW simulations 135
5.12 Taylor diagram evaluating seasonal AOD in REF and NEW 136
5.17 Monthly means of AOD, TOA and surface direct radiative forcing, dry and wet deposition 137
5.18 Average SW and LW direct radiative forcing simulated in NEW (surface and TOA) 138
5.19 (1) Stations of the AERONET network, as well as stations measuring temperature and radiation 150
5.20 (2) Mean aerosol optical depth during summer 2012 (per aerosol type) 150
5.21 (3) Evaluation of aerosol optical depth in summer 2012 152
5.22 (4) AOD temporal series in summer 2012 (Oujda, Mallorca, Frioul and Lampedusa) 153
5.23 (5) Taylor diagram evaluating AOD temporal series in 30 AERONET stations . 153
5.24 (6) Aerosol extinction profile in Barcelona and San Giuliano 153
5.25 (7) Dust particle size distribution observed onboard the ATR-42 and simulated by CNRM-RCSM5 155
5.26 (8) Aerosol shortwave direct radiative forcing (averages and temporal series) . . 155
5.27 (9) AOD, 2m-temperature, SSR and cloud cover in Lampedusa 157
5.28 (10) AOD, 2m-temperature, SSR and cloud cover in Murcia 158
5.29 (11) Impact of aerosols on 2m-temperature in the PROG and PROG-M simulations 159
5.30 (12) Impact of aerosols on SST in the PROG and PROG-M simulations 161
5.31 (13) Average wind and geopotential at 850 hPa (average and dusty days) 163
5.32 (14) Results of the composite study in the 14 stations 164
5.33 Épaisseurs optiques moyennes (à 550 nm) des expériences de sensibilité pour les poussières désertiques 171
5.34 Épaisseurs optiques moyennes (à 550 nm) des expériences de sensibilité pour les sulfates 173
5.35 Épaisseurs optiques moyennes (à 550 nm) des expériences de sensibilité pour les sels marins 175
5.36 Épaisseurs optiques quotidiennes (à 550 nm) des différents modèles 178
5.37 Séries quotidiennes des épaisseurs optiques (à 550 nm) simulées à Palma de Majorque 179
5.38 Séries quotidiennes des épaisseurs optiques (à 550 nm) simulées à Lampedusa . . 180
5.39 Diagramme de Taylor évaluant les séries quotidiennes d'épaisseur optique simulées par les différents modèles 181
5.40 Profil vertical du coefficient d'extinction (modèles et lidar) 181
5.41 Dépôts (total, sec et humide) simulés par différents modèles 182
6.1 CNRM-RCSM5 : topographie et bathymétrie 186
6.2 Flux d'émission moyen de carbone organique (OC), de carbone suie (BC) et de SO_2 187
6.3 Émission mensuelle moyenne pour chaque type d'aérosol (1979-2013) 188
6.4 Épaisseur optique moyenne à 550 nm de chaque type d'aérosol (1979-2013) . . . 189
6.5 Évaluation de l'épaisseur optique totale à 550 nm (2003-2012) 190
6.6 Moyennes mensuelles de l'épaisseur optique à 550 nm par type d'aérosol (2003-2012) 191
6.7 Moyennes annuelles de l'épaisseur optique à 550 nm par type d'aérosol (1980-2012) 192

6.8 Évaluation du cycle saisonnier de l'épaisseur optique à 550 nm par rapport à AERONET (15 stations) . . . 193
6.9 Diagrammes quantiles-quantiles des épaisseurs optiques quotidiennes (CNRM-RCSM5 vs AERONET) . . . 194
6.10 Profils verticaux moyens du coefficient d'extinction (par saison et par type d'aérosol) . . . 196
6.11 Altitude des poussières désertiques . . . 197
6.12 Dépôt moyen annuel sec et humide par type d'aérosol . . . 199
6.13 Répartition des aérosols pour chacun des quatre régimes de temps hivernaux (DJF) 200
6.14 Répartition des aérosols pour chacun des quatre régimes de temps estivaux (JJA) 204
6.15 Différences moyennes (DJF et JJA) entre PROG et PROG-M (DRF SW et LW, T2m et pression de surface) . . . 207
6.16 Différences moyennes annuelles et estivales entre PROG et PROG-M (SST) . . . 208
6.17 Évolution du forçage radiatif direct des aérosols (SW) en fonction de l'épaisseur optique et de la nébulosité . . . 209
6.18 Impact des nuages sur l'épaisseur optique moyenne . . . 210
6.19 Impact des aérosols sur le climat en hiver (DJF) par régime de temps . . . 211
6.20 Différences d'anomalies de température à 2 mètres entre PROG et PROG-M . . . 212
6.21 Impact des aérosols sur le climat en été (JJA) par régime de temps . . . 213
6.22 Rapport des variances entre PROG et PROG-M (SSR, T2m et précipitations) . 213
6.23 Densité de probabilité du rayonnement SW en surface . . . 214
6.24 Densité de probabilité de la température à 2 mètres . . . 215
6.25 Densité de probabilité de la température à 2 mètres . . . 216
6.26 Différences de quantiles 99 entre PROG et PROG-M (SSR, T2m et précipitations) 216
6.27 Différences simulées pour la canicule 2006 entre PROG et PROG-M . . . 217
6.28 Comparaison des tendances de SSR dans PROG et PROG-M . . . 219
6.29 Comparaison des tendances de nébulosité dans REF, TRANS, PROG et PROG-M 220
6.30 Comparaison des tendances de T2m dans PROG et PROG-M . . . 220
6.31 Comparaison des tendances de SST dans PROG et PROG-M . . . 221
7.1 Bilan de la variabilité temporelle des différents aérosols en Méditerranée . . . 228
D.1 Prévision de l'épaisseur optique des aérosols désertiques par ALADIN-Dust . . . XXVII
D.2 Vols de la campagne ChArMEx/ADRIMED (SOP-1a) . . . XXVIII
E.1 Répartition des aérosols pour chacun des quatre régimes de temps du printemps (MAM) . . . XXIX
E.2 Répartition des aérosols pour chacun des quatre régimes de temps de l'automne (SON) . . . XXX

CHAPITRE I
Introduction générale

1.1 Aérosols et climat 2
1.1.1 Définition 2
1.1.2 Sources et classification 3
1.1.2.1 Les poussières désertiques 4
1.1.2.2 Les sels marins 5
1.1.2.3 Les aérosols volcaniques 5
1.1.2.4 Les aérosols biogéniques 6
1.1.2.5 Les aérosols issus de la combustion de biomasse 6
1.1.2.6 Les aérosols issus de la combustion de matières fossiles 6
1.1.2.7 Autres sources d'aérosols secondaires 7
1.1.2.8 Bilan 7
1.1.3 Évolution des aérosols dans l'atmosphère 7
1.1.4 Mélange des aérosols 9
1.1.5 Propriétés optiques et interactions aérosols-rayonnement 9
1.1.5.1 Section efficace 9
1.1.5.2 La diffusion 10
1.1.5.3 L'absorption 10
1.1.5.4 L'extinction 10
1.1.5.5 Coefficient d'Ångström 11
1.1.5.6 Indice de réfraction et théorie de Mie 12
1.1.6 Effets des aérosols sur le climat 13
1.1.6.1 Effet direct 13
1.1.6.2 Effet semi-direct 14
1.1.6.3 Effets indirects 14
1.1.6.4 Effets liés au dépôt 15
1.1.6.5 Rôle des aérosols dans le système climatique 16
1.2 Contexte : la région méditerranéenne 16
1.2.1 Pourquoi la Méditerranée ? 16
1.2.2 Quels aérosols en Méditerranée ? 18
1.2.3 Les projets HyMeX et ChArMEx du chantier MISTRALS 20
1.3 État de l'art. 22
1.3.1 Les aérosols en région méditerranéenne 22
1.3.1.1 Des premières observations aux réseaux de mesures 22
1.3.1.2 Les observations par lidar 22
1.3.1.3 Mesures spatiales 23
1.3.1.4 Aérosols et rayonnement 24
1.3.1.5 Bilan et questions actuelles 25
1.3.2 Modélisation des interactions aérosols-climat 26
1.3.2.1 À l'échelle globale 26
1.3.2.2 À l'échelle régionale 27
1.3.3 La modélisation régionale du climat en Méditerranée 28
1.4 Objectifs et organisation de la thèse 30
1.4.1 Questions scientifiques 30

1.4.1.1 Quelles sont les caractéristiques de la variabilité spatio-temporelle des aérosols aux différentes échelles climatiques régionales en Méditerranée ? . 30
1.4.1.2 Quel est le rôle des différents types d'aérosols dans l'état présent du système climatique en Méditerranée ? 30
1.4.1.3 Quelle importance a la mer Méditerranée dans la réponse du climat au forçage des aérosols ? 30
1.4.1.4 Quel rôle ont joué les différents aérosols dans les tendances climatiques observées en Méditerranée depuis trente ans ? 31
1.4.1.5 Quelle est l'influence de la variabilité quotidienne des aérosols sur le climat de la région méditerranéenne ? 31
1.4.1.6 Thématiques exclues de la thèse 31
1.4.2 Méthodologie : approche par la modélisation couplée du système climatique régional 31
1.4.3 Aperçu des différents modèles utilisés 32
1.4.4 Plan de la thèse 33

1.1. Aérosols et climat

1.1.1. Définition

Le terme "aérosol" désigne de manière générale toutes les particules solides ou liquides en suspension dans un gaz. Dans cette thèse consacrée aux aérosols atmosphériques, le gaz en question sera l'atmosphère, tout en excluant de la définition d'aérosol atmosphérique tous les hydrométéores, c'est-à-dire les particules nuageuses (gouttelettes d'eau nuageuse, cristaux de glace) ainsi que les précipitations solides (flocons de neige, grêlons) et liquides (gouttes de pluie). La définition retenue ici pour un aérosol atmosphérique est donc : "particule solide ou liquide en suspension dans l'atmosphère, à l'exception des hydrométéores".

Cette définition est suffisamment large pour englober des particules de nature, de taille et de forme très variées. Leur composition chimique peut inclure par exemple des sulfates, des nitrates, des particules carbonées, etc. Ils peuvent ainsi former des mélanges très complexes. Leur taille peut s'étendre du dixième de nanomètre au dixième de millimètre, mais la distribution de ces tailles fait généralement apparaître plusieurs maxima relatifs appelés modes (Junge, 1955; Whitby, 1978) : le mode ultrafin (ou mode de nucléation, rayon de 0.1 nm à 0.01 μm),



FIGURE 1.1: Aérosols visibles à l'oeil nu : a) panache de poussières désertiques au-dessus du sud-est de l'Espagne photographié depuis l'ATR42 (16/06/2013, photo de Géraud Monboisse, CNRM), b) pollution aux particules fines à Paris (26/03/2012, photo de Duclos/SIPA). c) tempête de sable à Téhéran (3/06/2014, photo de Saeedeh Eslamieh, AFP).

le mode fin (ou mode d'Aitken, rayon de 0.01 μm à 0.1 μm), le mode d'accumulation (rayon de 0.1 μm à 1.0 μm) et un ou plusieurs modes grossiers (rayon de 1.0 μm à 0.1 mm). Ces tailles, données à titre indicatif, seront expliquées en détail dans le paragraphe 1.1.3 décrivant les raisons de cette distribution. La plupart des aérosols sont donc invisibles à l'oeil nu. On peut cependant en observer lorsqu'ils sont rassemblés en grande quantité du fait de la turbidité qu'ils génèrent, par exemple lors d'un export important de poussières désertiques (voir le panache observé au-dessus de l'Espagne depuis l'ATR42, figure 1.1 a), ou comme l'actualité a pu le rappeler récemment avec ces épisodes récurrents de pollution aux particules fines (figure 1.1 b) ou cette tempête de sable géante à Téhéran (figure 1.1 c). Des observations au microscope permettent de mettre en évidence des formes et des aspects divers. Les aérosols présentent en outre une grande variabilité spatio-temporelle, due d'une part à l'hétérogénéité des sources et d'autre part à leur courte durée de vie (de l'ordre de quelques jours en moyenne).

Les aérosols peuvent avoir des effets importants dans plusieurs domaines qui ne se limitent pas au climat. Ils jouent ainsi un rôle essentiel dans la qualité de l'air, et peuvent donc affecter notre santé en pénétrant dans les voies respiratoires (e.g. Donaldson et al., 2001; Delfino et al., 2005). Ils peuvent provoquer entre autres de l'asthme, des cancers du poumon ou des accidents cardio-vasculaires, notamment en milieu urbain (cf. les épisodes de pollution aux particules fines). En 2012, l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) estimait ainsi à 3.7 millions le nombre de décès prématurés dans le monde dus à la pollution de l'air ambiant par des particules. Des problèmes de visibilité liés à des panaches denses d'aérosols peuvent également se poser, notamment en cas de tempête de sable. Les aérosols peuvent aussi servir de nutriments en se déposant sur les océans et les sols, et favoriser ainsi le développement des écosystèmes marins et terrestres. La formation de nuages dépend également des aérosols, dans la mesure où ils peuvent servir de noyaux de condensation nuageuse. Enfin, ils ont de nombreux effets sur le climat, de par leurs interactions à la fois avec le rayonnement et avec les nuages, ce qui sera détaillé dans le paragraphe 1.1.6.

1.1.2. Sources et classification

Étant donné la grande diversité d'aérosols atmosphériques, il est nécessaire de les classer pour pouvoir les décrire plus précisément. Une première distinction consiste à séparer les aérosols *primaires* des aérosols *secondaires*. Les premiers désignent toutes les particules émises directement dans l'atmosphère depuis la surface, sans transformation chimique, comme par exemple les aérosols arrachés par le vent (sels marins, poussières désertiques). Les aérosols secondaires sont quant à eux issus de processus de conversion de composés gazeux atmosphériques en particules.

Au-delà de cette distinction primaire/secondaire, on peut aussi définir des grands types d'aérosols (urbain, continental, désertique, marin, etc.), dépendant de leur origine et de leur composition chimique. Cependant, cette classification reste difficile à appliquer en pratique étant donné que les aérosols peuvent être transportés par le vent sur des milliers de kilomètres et se mélanger. La nature (organique ou inorganique) des aérosols, ou bien leur origine (naturelle ou anthropique) peuvent également servir de critère de classification. On propose ici de les regrouper en fonction de leurs sources, en commençant par les sources naturelles puis en décrivant les sources anthropiques.

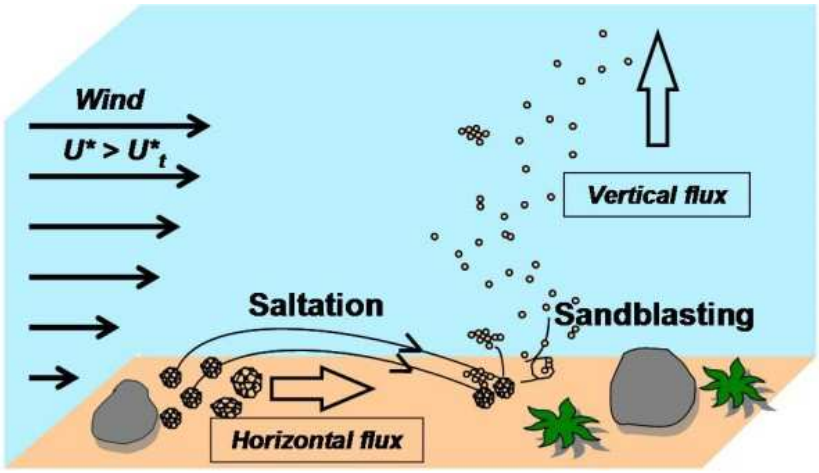

FIGURE 1.2: Schéma représentant l'émission des poussières désertiques par saltation et sandblasting. U* désigne la vitesse du vent, et U^*_t le seuil nécessaire à atteindre pour arracher les particules du sol.

1.1.2.1 *Les poussières désertiques*

Les poussières désertiques sont des particules du sol arrachées par le vent dans les zones désertiques et arides. En effet, l'absence de végétation dans ces régions permet au vent d'éroder la surface terrestre, et ainsi de mettre en suspension des particules minérales (Gillette, 1979). Marticorena et Bergametti (1995) ont montré le rôle clé de la distribution en taille des particules du sol et de la rugosité de surface. L'humidité du sol est également un facteur important à prendre en compte (Laurent et al., 2008), puisqu'un sol humide s'oppose à l'arrachement des agrégats du sol par le vent (Fécan et al., 1999). En réalité, le processus de génération des aérosols désertiques se déroule en deux étapes (voir figure 1.2). Tout d'abord, le vent soulève les particules du sol les plus grosses, qui ne sont pas retenues par les forces de cohésion du sol : c'est le phénomène de saltation. Celui-ci ne peut se produire qu'au-delà d'un certain seuil pour la vitesse de friction, et n'est pas linéaire à la vitesse du vent (Bagnold, 1941). Ensuite, ces grosses particules retombent rapidement, et leur impact sur le sol permet d'éjecter des particules plus fines (sandblasting ou sablage). L'injection d'aérosols désertiques dans l'atmosphère dépend ainsi non seulement du vent en surface, mais aussi des caractéristiques du sol (rugosité, humidité, composition chimique) et de sa texture (Gillette, 1979). Au final, les aérosols émis peuvent donc avoir des tailles allant environ du dixième à la centaine de micromètres. Les particules les plus fines peuvent ensuite être transportées sur des milliers de kilomètres (Uno et al., 2009), à des altitudes pouvant atteindre 9 km (Mona et al., 2006).

Chimiquement, les poussières désertiques sont constituées principalement d'alumino-silicates (quartz, argile, feldspath, e.g. Schütz et Sebert, 1986), mais aussi pour certains d'oxydes métalliques (fer, aluminium, titane, etc.) et d'évaporites (calcite, gypse, etc.). La composition chimique dépend ainsi des minéraux présents dans le sol et donc de leur région d'origine que l'on peut généralement déterminer par analyse chimique et isotopique (Caquineau et al., 1998; Grousset et Biscaye, 2005). Elle est également essentielle pour la caractérisation des propriétés optiques des aérosols (Formenti et al., 2011), qui agissent sur le bilan radiatif (Sokolik et Toon, 1999).

1.1.2.2 Les sels marins

Sur les surfaces océaniques, la friction du vent est responsable de la formation d'aérosols constitués de sels marins. Il existe trois origines possibles (Blanchard, 1983; Monahan et al., 1986; Zakey et al., 2008) : les gouttelettes de film (film droplets), les gouttelettes de jet (jet droplets) et les gouttelettes d'embrun (spume droplets). Les deux premières se forment dès que des bulles d'air, piégées dans l'océan suite à un déferlement de vagues causé par le vent, remontent et éclatent à la surface de la mer. Ce phénomène permet d'éjecter immédiatement des centaines de gouttelettes du film de surface de la mer (entre 0.5 et 5 μm), et une fois la bulle d'air éclatée, un jet d'eau se produit et se sépare en plusieurs gouttelettes de jet (entre 3 et 50 μm). Lorsque le vent est suffisamment fort (supérieur à 30 km/h environ), il peut arracher directement des particules de la crête des vagues, et former ainsi de grosses gouttelettes d'embrun (de taille supérieure à 20 μm). La formation d'aérosols marins dépend donc essentiellement de la vitesse du vent. D'autres paramètres pourraient affecter les émissions de sels marins, comme l'état de la mer, la salinité, la stabilité atmosphérique (Lewis et Schwartz, 2004), ou encore la température de surface de la mer qui modifierait notamment la distribution granulométrique (Jaeglé et al., 2011).

Les sels marins sont composés principalement en plus de l'eau de sodium, de chlore et de soufre, mais leur composition est modifiée par le vieillissement de la population d'aérosols. Par définition, ce sont des particules hygroscopiques, dont les propriétés peuvent varier selon l'humidité atmosphérique. Leur émission globale, comprise entre 1000 et 10 000 Tg/an (Winter et Chylek, 1997), représente 30 à 75 % de la masse totale d'aérosols naturels émis, mais une part importante de ces aérosols retombent très rapidement à la surface à cause de leur taille.

En plus de ces aérosols primaires, il existe aussi des aérosols marins secondaires d'origine biogénique (cf. 1.1.2.4, O'Dowd et de Leeuw, 2007). Leur formation est liée aux émissions gazeuses d'oxydes d'iode, d'acide sulfurique ou de composés organiques gazeux comme l'isoprène et le sulfure de diméthyle (DMS). Ces processus sont encore méconnus à cause notamment de la très courte durée de vie des gaz précurseurs.

1.1.2.3 Les aérosols volcaniques

Lors des éruptions, les volcans éjectent de nombreux morceaux de roches et de minéraux appelés cendres volcaniques. Ce sont généralement des aérosols silicatés, issus de la pulvérisation de la roche en fusion et contenant des éléments métalliques en trace. Selon la puissance et le type d'éruption, ces cendres peuvent être transportées sur des milliers de kilomètres. Des gaz soufrés tels que le dioxyde de soufre (SO_2) et le sulfure d'hydrogène (H_2S) sont également émis dans l'atmosphère lors des éruptions. Par oxydation, ils peuvent provoquer la formation d'aérosols soufrés. Si ces gaz sont émis dans la troposphère, la durée de vie des aérosols formés ne sera que de quelques jours. En revanche, lorsqu'ils sont éjectés directement dans la stratosphère dans le cas de puissantes éruptions, les gaz soufrés forment des aérosols qui peuvent demeurer dans la stratosphère et influencer le climat pendant plusieurs mois voire plusieurs années. Cela est d'autant plus vrai si l'éruption en question a lieu dans les régions tropicales, car la circulation de Brewer-Dobson favorise des durées de vie plus longues (Hamill et al., 1997). Des éruptions majeures comme celles du Tambora (Indonésie) en 1815, du Krakatoa (Indonésie) en 1883 ou plus récemment du Pinatubo (Philippines) en 1991 ont ainsi été suivies par un refroidissement global du climat (e.g. Stommel et Stommel, 1983; Hansen et al., 1996; Shindell et al., 2003).

En dehors des éruptions volcaniques, l'émission de ces gaz soufrés dans la troposphère se fait de manière continue (Oppenheimer et al., 2003) pour certains volcans comme l'Etna (Allard

et al., 1991).

1.1.2.4 Les aérosols biogéniques

Le terme "aérosols biogéniques" désigne toutes les particules émises par des organismes vivants, animaux et végétaux. Ce sont donc aussi des sources naturelles, qui génèrent à la fois des aérosols primaires et secondaires. Les premiers sont pour la plupart des pollens et des spores émis par la végétation, ainsi que des virus et des bactéries relâchés dans l'atmosphère. Ces particules peuvent avoir des tailles variées, allant du dixième à la dizaine de micromètres. Les seconds sont issus des composés gazeux comme le DMS produit par le phytoplancton ou les composés organiques volatiles comme l'isoprène ou les terpènes émis par les végétaux, qui s'oxydent tous dans l'atmosphère pour former respectivement des sulfates et des aérosols organiques secondaires.

1.1.2.5 Les aérosols issus de la combustion de biomasse

La combustion de biomasse est un terme assez général pour désigner tous les feux de matière du monde vivant, à savoir les feux de forêt, de savane, de tourbières, de bois mort, etc. Bien que ces feux aient toujours existé naturellement et joué un rôle essentiel dans le développement de la vie, la majorité d'entre eux sont maintenant liés à des activités humaines (Crutzen et Andreae, 1990; Scholes et Andreae, 2000). Ce sont donc des sources organiques à la fois naturelles et anthropiques. Les combustions de matière fossile (charbon, gaz et pétrole) ne sont toutefois pas comprises dans cette catégorie. En revanche, les feux de cheminée, feux agricoles et feux de jardin sont bien comptabilisés ici, et représentent notamment 50 à 70 % de la masse des aérosols carbonés en hiver en Europe (Legrand et Puxbaum, 2007).

La matière organique est composée essentiellement de carbone, d'hydrogène et d'oxygène, et ces deux derniers éléments sont consommés en premier dans la combustion. Les aérosols émis sont ainsi majoritairement constitués de carbone (Cachier et al., 1995), soit sous forme de suie, soit associé à de l'oxygène et de l'hydrogène pour former du carbone organique. Les propriétés de ces aérosols sont variées et dépendent fortement de leur teneur en carbone, et donc du type de matière brûlée, de la disponibilité en oxygène et la combustion elle-même (Liousse et al., 1996). On peut ainsi distinguer une combustion vive avec flammes (flaming) d'une combustion à feu couvé sans flammes (smoldering). La première, relativement complète, génère des aérosols à fort contenu en carbone de type carbone-suie, et peu de carbone organique primaire, alors que la deuxième est incomplète et crée davantage de carbone organique que de carbone suie. Tous ces aérosols sont généralement de taille submicronique. Il faut noter aussi que la combustion de biomasse émet dans l'atmosphère des composés gazeux (SO_2, composés organiques volatils, etc.) pouvant servir de précurseurs d'aérosols secondaires.

1.1.2.6 Les aérosols issus de la combustion de matières fossiles

Ce sont les aérosols issus de la combustion du charbon, du gaz et du pétrole et de ses dérivés. Ils proviennent donc de toutes les activités anthropiques telles que le transport, les industries, l'énergie, le chauffage domestique, etc. Ce sont ainsi les principaux responsables des problèmes de qualité de l'air rencontrés dans les pays industrialisés. Comme pour la combustion de biomasse, des aérosols primaires carbonés sont émis (carbone organique, carbone suie), mais aussi des précurseurs d'aérosols sulfatés (dioxyde de soufre) ou nitrés. Ces aérosols, généralement hygroscopiques et submicroniques, connaissent moins de variations relatives dans leurs émissions que les autres sources d'aérosols (Charlson et al., 1992; Kaufman et al., 2002).

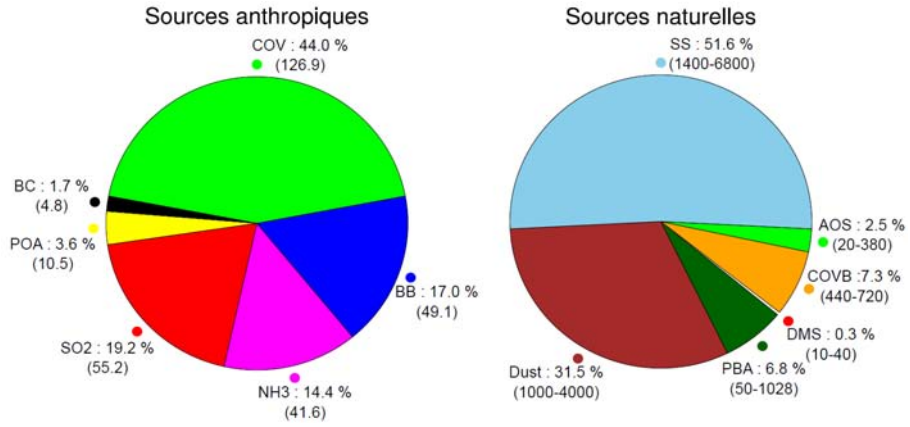

FIGURE 1.3: Émissions globales anthropiques et naturelles pour chacune des différentes sources d'aérosols. Les valeurs sont données en pourcentages de la masse totale émise. Les valeurs absolues en Tg/an sont indiquées entre parenthèses. COV = composés organiques volatiles, BC = carbone suie, NH3 = ammoniac, BB = combustion de biomasse, POA = aérosols organiques primaires, SO_2 = dioxyde de soufre, AOS = aérosols organiques secondaires, COVB = composés organiques volatiles biogéniques, DMS = sulfure de diméthyle et PBA = aérosols biogéniques primaires. D'après le chapitre 7 du 5ème rapport de l'IPCC (2013).

1.1.2.7 *Autres sources d'aérosols secondaires*

On a mentionné ci-dessus que les gaz précurseurs à la formation d'aérosols secondaires pouvaient provenir de la végétation ou des activités humaines liées à la combustion de matières fossiles. Il existe d'autres domaines pouvant y contribuer comme l'agriculture. Les sols peuvent en effet émettre des gaz précurseurs, en particulier d'aérosols nitrés, suite à l'utilisation d'engrais.

1.1.2.8 *Bilan*

Au total, les aérosols émis dans l'atmosphère représentent une masse comprise entre 2.4 et 25 Tg par année. La figure 1.3 résume les proportions de chacune des sources décrites ci-dessus. Les sources anthropiques sont ainsi dominées en masse par les émissions de composés organiques volatiles, alors que les poussières désertiques et les sels marins représentent plus des trois quarts de la masse des aérosols naturels émis. Du point de vue de la modélisation, toutes ces espèces sont généralement regroupées en quelques types principaux, à savoir les sels marins, les particules désertiques, les sulfates, les particules organiques, le carbone suie et les aérosols volcaniques. Les aérosols nitratés peuvent également être pris en compte dans certains modèles de climat (e.g. Bellouin et al., 2011).

1.1.3. Évolution des aérosols dans l'atmosphère

Ce paragraphe présente les mécanismes régissant la distribution granulométrique des aérosols atmosphériques (voir figure 1.4). Les aérosols primaires, qui sont émis directement dans l'atmosphère sont généralement de taille supérieure à environ 0.05 μm. Les particules plus petites sont formées par des processus de conversion gaz-particules. Ce phénomène, appelé nucléation, est le mécanisme de base de la formation de nouvelles particules dans l'atmosphère (Whitby, 1978). Les particules formées sont ultrafines, de l'ordre de grandeur du nanomètre, mais sont très nombreuses et peuvent donc avoir un impact sur la santé. On distingue la nu-

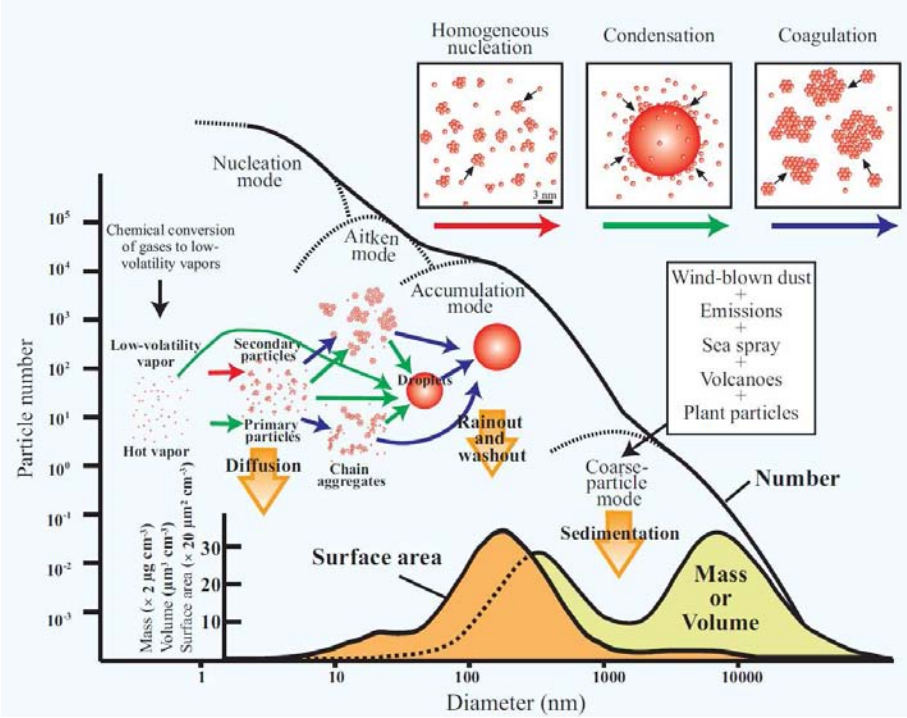

FIGURE 1.4: Schéma représentant les distributions moyennes des aérosols (en masse, en nombre, en volume et en surface) avec les mécanismes de formation et d'évolution associés. D'après Buseck et Adachi (2008).

cléation homogène, nucléation de vapeurs réalisée sur des embryons constitués uniquement de molécules de vapeur elles-mêmes sans corps étranger comme support, de la nucléation hétérogène, réalisée sur une surface étrangère comme une particule solide. Les particules d'Aitken peuvent à la fois venir de la nucléation ou être émises directement en tant qu'aérosols primaires (Seinfeld et Pandis, 2006).

Les particules de ces modes de nucléation et d'Aitken peuvent ensuite s'agréger entre elles, pour former des particules de taille plus importante : c'est la coagulation. Leur formation a donné son nom au mode d'accumulation. Les particules des modes grossiers, sont quant à elles, émises essentiellement directement depuis la surface par des processus mécaniques (notamment par l'arrachement par le vent).

Plusieurs processus permettent de faire disparaître les aérosols atmosphériques. Le dépôt sec, expérimenté pour la première fois par Friedlander et Johnstone (1957), désigne ainsi la retombée d'aérosols au sol en l'absence de précipitations. Il peut être dû au mouvement turbulent des aérosols (efficace pour le mode fin) ou au flux de sédimentation (efficace pour le mode grossier). La sédimentation permet aussi de redistribuer les aérosols sur la verticale.

Le dépôt humide désigne quant à lui les processus de lessivage, à la fois dans les nuages ou dans les précipitations sous les nuages (Seinfeld et Pandis, 2006). En effet, lors de la formation d'un nuage d'eau liquide, un aérosol peut être utilisé soit directement comme noyau de condensation autour duquel la vapeur d'eau se condense, soit incorporé lors d'une collision avec une gouttelette d'eau nuageuse (phénomène d'impaction). Ces aérosols inclus ainsi dans les nuages peuvent ensuite être lessivés lors de la précipitation du nuage, ou bien réévaporés dans l'atmosphère (notamment en cas de bruine). Le lessivage sous les nuages dépend du flux de précipitations, car les aérosols présents à ce moment-là peuvent être impactés par les gouttes de

pluie qui tombent, et ainsi ramenés à la surface. Le dépôt humide dans son ensemble constitue le principal puits des aérosols atmosphériques, excepté pour les particules hydrophobes. Son importance augmente avec la distance aux régions sources (Tegen et Fung, 1994). Il faut noter aussi que le dépôt est moins efficace pour les particules du mode d'accumulation (Foret et al., 2006), ces dernières ayant ainsi des durées de vie plus longues (Bidleman, 1988).

Certains aérosols peuvent également servir de noyaux glaçogènes et former ainsi des cristaux de glace dans les nuages de particules solides (Levi et Rosenfeld, 1996; Sassen, 2002).

1.1.4. Mélange des aérosols

Lors de son transport dans l'atmosphère, les différents types d'aérosols peuvent se mélanger entre eux de différentes manières, donnant ainsi plusieurs types de mélange possibles :

- le mélange externe : les espèces chimiques sont séparées les unes des autres, ce qui est généralement le cas près des sources d'émission (Mallet et al., 2004).
- le mélange interne homogène : au cours de leur transport, les interactions entre les aérosols sont fréquentes, favorisant ainsi un mélange des différents constituants chimiques appelé mélange interne. Celui-ci est dit homogène lorsque les espèces chimiques sont bien mélangées entre elles, sinon il est dit hétérogène (voir ci-dessous). Le premier cas, résultant plutôt de processus de condensation-évaporation, est relativement rare dans l'atmosphère, et concerne surtout des espèces non-absorbantes (nitrates, sulfates, etc.) se mélangeant entre elles ou avec des espèces absorbantes. C'est une approche souvent utilisée en modélisation car simple à mettre en place, notamment pour le calcul de l'indice de réfraction équivalent.
- le mélange interne hétérogène (ou core-shell) : ce type de mélange est plus fréquent, et correspond souvent à l'inclusion d'une espèce insoluble à l'intérieur d'une enveloppe d'espèces condensées. Ce phénomène est observé notamment lors de l'oxydation au cours de leur vieillissement d'espèces initialement hydrophobes (comme le carbone suie ou les poussières désertiques), qui favorise la condensation d'espèces solubles (sulfates, organiques, etc.) à leur surface (Vester et al., 2007).

Le type de mélange influence les propriétés optiques des aérosols (Lesins et al., 2002), notamment leurs propriétés d'absorption. Par exemple, du carbone-suie mélangé avec d'autres espèces chimiques devient plus absorbant. Il est donc intéressant qu'un modèle simulant les effets radiatifs des aérosols puisse en tenir compte. Cependant, dans notre étude, les schémas d'aérosols utilisés sont basés uniquement sur un mélange externe.

1.1.5. Propriétés optiques et interactions aérosols-rayonnement

Les aérosols ont la capacité d'interagir avec le rayonnement électromagnétique, notamment le rayonnement solaire. Lorsqu'un rayon incident rencontre un aérosol, il peut ainsi être diffusé ou absorbé. Toutes les propriétés décrites ci-dessous dépendent de la longueur d'onde du rayonnement, de la taille de l'aérosol et de sa composition chimique.

1.1.5.1 *Section efficace*

Avant de définir plus précisément la diffusion et l'absorption, nous avons besoin d'introduire la notion de section efficace. Ce terme désigne la surface d'un aérosol qui interagit avec le rayonnement incident, donnant ainsi son degré d'interaction avec lui. On peut ensuite définir le facteur d'absorption (resp. diffusion), comme le rapport entre les sections efficaces d'absorption (diffusion) et la section géométrique totale de l'aérosol.

1.1.5.2 La diffusion

La diffusion désigne la déviation par une particule du rayonnement incident dans toutes les directions. Ce phénomène résulte de l'interaction de l'onde électromagnétique du rayonnement incident avec la particule, ce qui excite les charges électriques de la particule en les faisant osciller. Celles-ci renvoient alors l'énergie reçue dans toutes les directions de manière anisotrope sous forme d'onde électromagnétique. La distribution angulaire de l'intensité diffusée par la particule est appelée fonction de phase.

On peut alors définir à partir de la fonction de phase le paramètre d'asymétrie, noté g, qui permet de connaître les directions privilégiées vers lesquelles le rayonnement sera diffusé. g est défini comme la valeur moyenne de γ, le cosinus de l'angle de diffusion (angle entre les directions des rayonnements incident et diffusé), pondérée par la fonction de phase P :

$$g = \int_{-1}^{1} P(\gamma).\gamma.\mathrm{d}\gamma$$

Ainsi, g est compris entre -1 et 1. Si g<0, le rayonnement incident est majoritairement diffusé vers l'arrière (si g=-1, c'est la totalité du rayonnement incident qui est diffusé dans la direction contraire à la direction incidente). Inversement, si g>0, le rayonnement incident est majoritairement diffusé vers l'avant (si g=1, c'est la totalité du rayonnement incident qui est diffusé dans la direction incidente). Enfin, g=0 indique que la diffusion est symétrique (avant-arrière). Typiquement pour les aérosols, g est souvent compris entre 0.5 et 0.7 dans le rayonnement visible. Les valeurs les plus fortes sont observées pour les poussières désertiques (Dubovik et al., 2002).

1.1.5.3 L'absorption

Toute l'énergie électromagnétique reçue par les aérosols n'est pas transmise par diffusion. Une partie de cette énergie peut être absorbée, c'est-à-dire convertie en énergie thermique. Sous l'effet de l'absorption, une population d'aérosols peut ainsi voir sa température augmenter, et donc contribuer à réchauffer la masse d'air associée.

Pour savoir si un aérosol est plus ou moins absorbant (ou diffusant), on définit l'albédo de simple diffusion, noté par la suite SSA (single scattering albedo), comme le rapport entre les facteurs de diffusion Q_{diff} et d'extinction Q_{ext} (l'extinction étant l'effet combiné de l'absorption et de la diffusion, voir ci-dessous).

$$SSA = \frac{Q_{diff}}{Q_{ext}}$$

Le SSA est ainsi compris entre 0 et 1. Plus il est proche de 1, plus l'aérosol est diffusant, comme dans le cas des sulfates ou des sels marins (Dubovik et al., 2002). À l'inverse, il peut avoir des valeurs plus faibles dans le cas des poussières désertiques (de 0.75 à 0.95 pour une longueur d'onde de 550 nm, Tanré et al., 2001; Slingo et al., 2006) ou du carbone suie (de 0.2 à 0.5 à 550 nm, Bond et Bergström, 2006; Xu et al., 2013).

1.1.5.4 L'extinction

L'extinction désigne donc la combinaison des effets d'absorption et de diffusion. On peut ainsi définir le facteur d'extinction comme la somme des facteurs d'absorption et de diffusion. Pour une population d'aérosols de concentration c et de section efficace d'extinction s_{ext}, on obtient alors le coefficient d'extinction σ_{ext} (en m^{-1}) :

$$\sigma_{ext} = c.s_{ext}$$

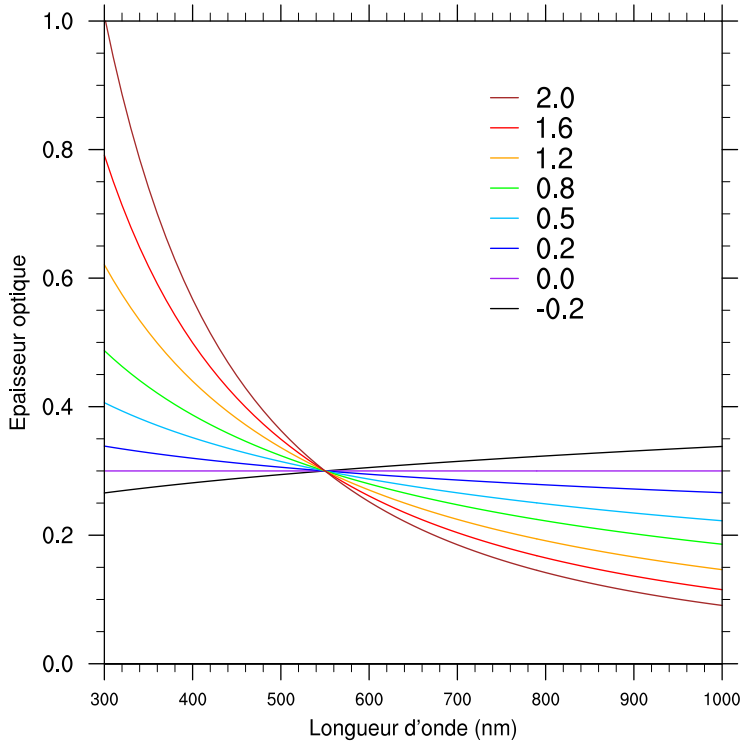

FIGURE 1.5: Relations théoriques entre l'épaisseur optique et la longueur d'onde pour différentes valeurs du coefficient d'Ångström (courbes colorées) dans le spectre solaire (ultraviolet, visible, proche infrarouge).

Les coefficients d'absorption et de diffusion peuvent être définis de manière analogue.

La profondeur optique des aérosols dans l'atmosphère, que l'on nomme souvent épaisseur optique des aérosols et notée par la suite AOD (aerosol optical depth), est l'intégrale de ce coefficient d'extinction sur la verticale depuis la surface jusqu'au sommet de l'atmosphère (TOA) :

$$AOD = \int_{z=0}^{TOA} \sigma_{ext}(z)\mathrm{d}z$$

L'épaisseur optique est un paramètre couramment utilisé pour représenter le contenu atmosphérique en aérosols, et en modélisation pour évaluer la performance des modèles de climat. Il peut être estimé par télédétection passive ou active.

1.1.5.5 *Coefficient d'Ångström*

La dépendance en longueur d'onde du rayonnement incident de tous ces paramètres optiques peut être décrite par le coefficient d'Ångström α défini par la relation suivante (Angström, 1964) :

$$\alpha = -\frac{\ln(\frac{AOD_1}{AOD_2})}{\ln(\frac{\lambda_1}{\lambda_2})}$$

où AOD_1 et AOD_2 sont les épaisseurs optiques définies aux longueurs d'onde λ_1 et λ_2. Le coefficient d'Ångström peut varier légèrement en fonction des longueurs d'onde choisies. Il dépend notamment de la nature de l'aérosol et de sa taille. Des valeurs faibles (inférieures à 0.5 environ) sont caractéristiques des aérosols du mode grossier, alors que des valeurs plus élevées

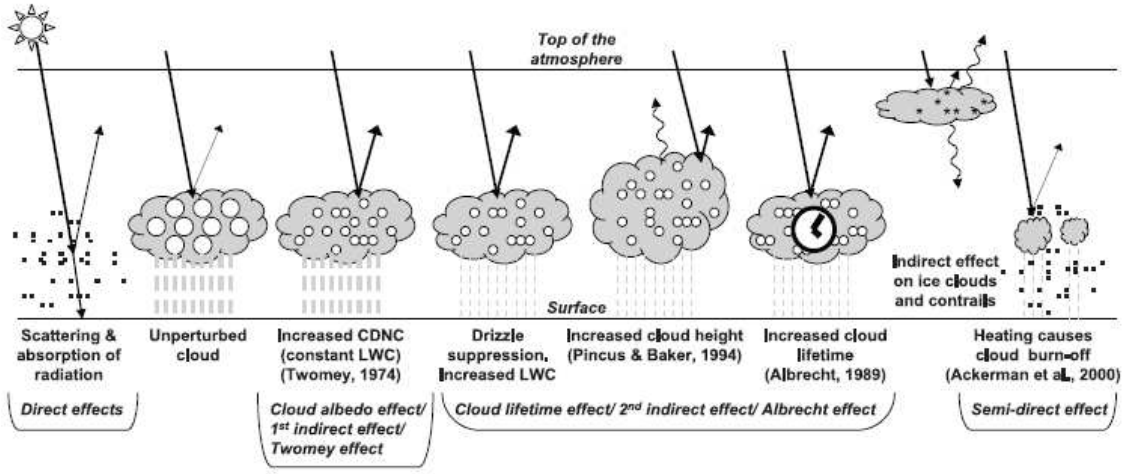

FIGURE 1.6: Schéma montrant les différents effets des aérosols (direct, indirect et semi-direct, d'après le 4ème rapport de l'IPCC, chapitre 2). Les points noirs représentent les aérosols, les cercles blancs des gouttelettes nuageuses, les flèches noires le rayonnement solaire, les flèches ondulées le rayonnement thermique et les pointillés gris les précipitations. CDNC = concentration en nombre des gouttelettes nuageuses (cloud droplet number concentration), LWC = contenu intégré en eau liquide (liquid water content).

(supérieures à 1) indiquent la présence dominante de particules fines (e.g. Hamonou et al., 1999). Il peut aussi être très utile pour calculer l'épaisseur optique en fonction de la longueur d'onde à partir de sa valeur à une longueur d'onde donnée.

1.1.5.6 *Indice de réfraction et théorie de Mie*

Toutes les propriétés optiques décrites ci-dessus dépendent de la composition chimique de l'aérosol à travers son indice de réfraction. Cet indice, noté N et variant également selon la longueur d'onde λ du rayonnement, est défini par un nombre complexe de la forme $N(\lambda) = n(\lambda) - ik(\lambda)$ où la partie réelle $n(\lambda)$ caractérise la capacité de diffusion de la particule et la partie imaginaire $k(\lambda)$ sa capacité d'absorption.

En connaissant ainsi l'indice de réfraction pour une longueur d'onde donnée et la taille d'un aérosol, la théorie de Mie (1908) permet de calculer ensuite ses différentes propriétés optiques. La taille d'un aérosol étant du même ordre de grandeur que les longueurs d'onde considérées, il est en effet impossible d'appliquer la théorie de Rayleigh (valable pour les particules de très petite taille devant la longueur d'onde) ou les lois de l'optique géométrique (valables pour les particules de grande taille devant la longueur d'onde). La théorie de Mie se fonde sur la résolution des équations d'électromagnétisme de Maxwell en appliquant des conditions de continuité aux limites entre les aérosols et leur environnement. De ce fait assez complexe, elle ne sera pas détaillée ici. On peut cependant retenir qu'elle induit que l'extinction d'un aérosol de rayon r ne dépende que de son paramètre de taille $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ et de son indice de réfraction. Elle nécessite ainsi de faire l'hypothèse que les particules considérées soient homogènes et de forme sphérique. D'autres formes plus complexes nécessitent l'application d'autres méthodes (e.g. Dubovik et al., 2006).

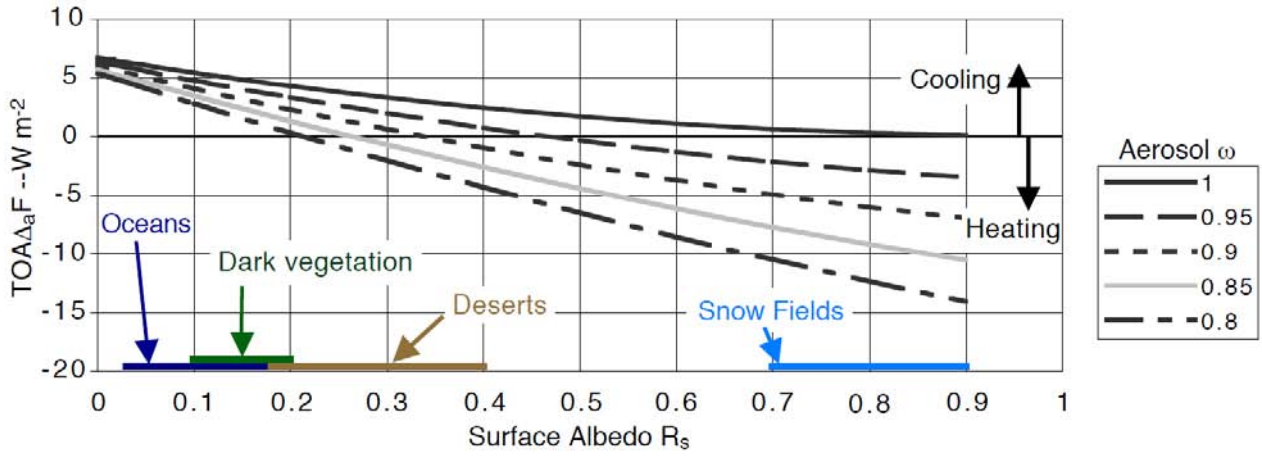

FIGURE 1.7: Variations du forçage radiatif direct des aérosols au sommet de l'atmosphère selon l'albédo de la surface et l'albédo de simple diffusion (ω) de l'aérosol. Calculs effectués pour une épaisseur optique de 0.1, sans nuages et une transmittance atmosphérique de 0.76. D'après Russell et al. (2002).

1.1.6. Effets des aérosols sur le climat

Les propriétés chimiques, optiques et microphysiques des aérosols induisent des effets nombreux et variés sur le bilan radiatif, les nuages et le climat (voir Figure 1.6). Ils peuvent ainsi être classés de la manière suivante.

1.1.6.1 Effet direct

Ce terme désigne de façon générale l'interaction directe entre le rayonnement et les aérosols par les processus d'extinction (absorption et diffusion). L'absorption du rayonnement solaire incident par les aérosols provoque un réchauffement de la couche d'atmosphère dans laquelle se trouvent les aérosols. La rétrodiffusion engendre quant à elle un refroidissement de la surface à cause de la diminution induite du rayonnement solaire en surface (e.g. Charlson et al., 1992; Kaufman et al., 2002). La composition chimique, la taille des aérosols et l'humidité relative jouent un rôle essentiel dans les propriétés des aérosols qui sont responsables du caractère absorbant ou diffusant des principaux aérosols (Haywood et Boucher, 2000). L'effet direct des aérosols dans le rayonnement visible peut toutefois être modifié ou partiellement masqué par la présence de nuages.

En ce qui concerne le rayonnement thermique, certains aérosols grossiers peuvent agir dans le domaine de l'infrarouge thermique (entre 3 et 100 μm), en absorbant et réémettant vers le sol une partie du rayonnement reçu, ce qui produit alors un réchauffement. Les aérosols désertiques peuvent de cette façon modifier de façon non négligeable le bilan thermique à la surface (Slingo et al., 2006).

On peut alors définir la notion de forçage radiatif direct comme la différence de rayonnement entre une atmosphère de référence (souvent sans aérosol) et une atmosphère avec les aérosols considérés. Cette définition peut s'appliquer à la surface, dans l'atmosphère, ou au sommet de l'atmosphère. Le forçage radiatif direct des aérosols dépend du type d'aérosol considéré à travers ses propriétés optiques, de son altitude, mais aussi de la surface au-dessus de laquelle ils se trouvent. La figure 1.7 montre ainsi que le forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère diminue quand l'albédo de surface augmente. Un même aérosol ayant un SSA inférieur à 1 peut

ainsi avoir un effet refroidissant ou réchauffant au sommet de l'atmosphère selon le type de surface en dessous de lui.

1.1.6.2 Effet semi-direct

L'effet semi-direct correspond à la modification des nuages provoquée par les variations des profils verticaux de température et d'humidité induites par l'effet direct. En effet, le réchauffement de certaines couches atmosphériques par l'absorption des aérosols peut augmenter la température, et modifier par la suite d'autres paramètres comme la stabilité de l'atmosphère, les flux air-mer ou l'humidité relative. Cela peut donc entraîner l'évaporation et la formation de nuages, et modifier également les précipitations.

Une première étude (Hansen et al., 1997) a montré que la présence d'aérosols absorbants en suspension près du nuage provoquait son évaporation partielle. Depuis, plusieurs études ont montré que ces phénomènes ne sont pas aussi simples. Une revue des études concernant le carbone suie a été proposée par Koch et Genio (2010). L'effet semi-direct dépend notamment du type de nuage considéré (cumulus ou strato-cumulus) et de l'altitude relative des aérosols par rapport aux nuages (Johnson et al., 2004) :

- quand les aérosols sont en dessous du nuage, le réchauffement sous le nuage tend à renforcer les mouvements convectifs et la condensation d'eau, ce qui favorise le développement des nuages, aussi bien stratiformes que cumuliformes.
- quand les aérosols sont à l'intérieur du nuage, l'échauffement favorise son évaporation car cela diminue l'humidité relative et le contenu en eau liquide, provoquant ainsi une diminution de la nébulosité quel que soit le type de nuage.
- quand les aérosols sont au-dessus du nuage, le réchauffement entraîne une augmentation du gradient de température au-dessus de l'inversion et ainsi une stabilisation de la couche limite. Pour un stratocumulus, on observe alors une diminution de l'entraînement d'air sec, ce qui humidifie la couche limite et favorise le développement de la nébulosité. Pour un cumulus, l'effet engendré dépend de l'épaisseur du nuage. S'il est peu épais, cette stabilisation de la couche limite inhibe son développement. Au contraire si son extension verticale est déjà importante, le réchauffement au-dessus du nuage tend à renforcer la convection profonde en créant un flux convergent en basse couche qui alimente la base du nuage en air humide.

1.1.6.3 Effets indirects

Les effets indirects désignent tous les processus liés à la microphysique des nuages. Les aérosols peuvent en effet être activés, c'est-à-dire servir de noyaux de condensation dans les nuages d'eau liquide.

Le premier effet indirect, décrit par Twomey (1974), consiste en une augmentation de la concentration en gouttelettes d'eau nuageuse causée par les aérosols. Si la quantité d'eau disponible est constante, ce phénomène est associé à une diminution de la taille de ces gouttelettes. L'albédo des nuages est ainsi augmenté, ce qui provoque un effet de refroidissement en surface.

De plus, des gouttelettes plus petites ne pourront pas précipiter aussi facilement que des gouttelettes plus grosses, ce qui pourra donc modifier l'évolution et la durée de vie des nuages, en plus de réduire les précipitations notamment dans le cas de la bruine. Par ailleurs, la modification de la taille des gouttelettes peut aussi faire varier leur mouvement dans le nuage et ainsi augmenter la hauteur du nuage en étant entraînées plus haut (Pincus et Baker, 1994). Tous ces processus constituent le second effet indirect de aérosols (Albrecht, 1989). Selon l'altitude des

nuages considérés, cet effet peut être refroidissant ou réchauffant.

Enfin, les aérosols peuvent aussi modifier les propriétés des traînées d'avion ou des nuages de glace, par exemple celles des cirrus dans le cas des poussières désertiques (Kuebbeler et al., 2014).

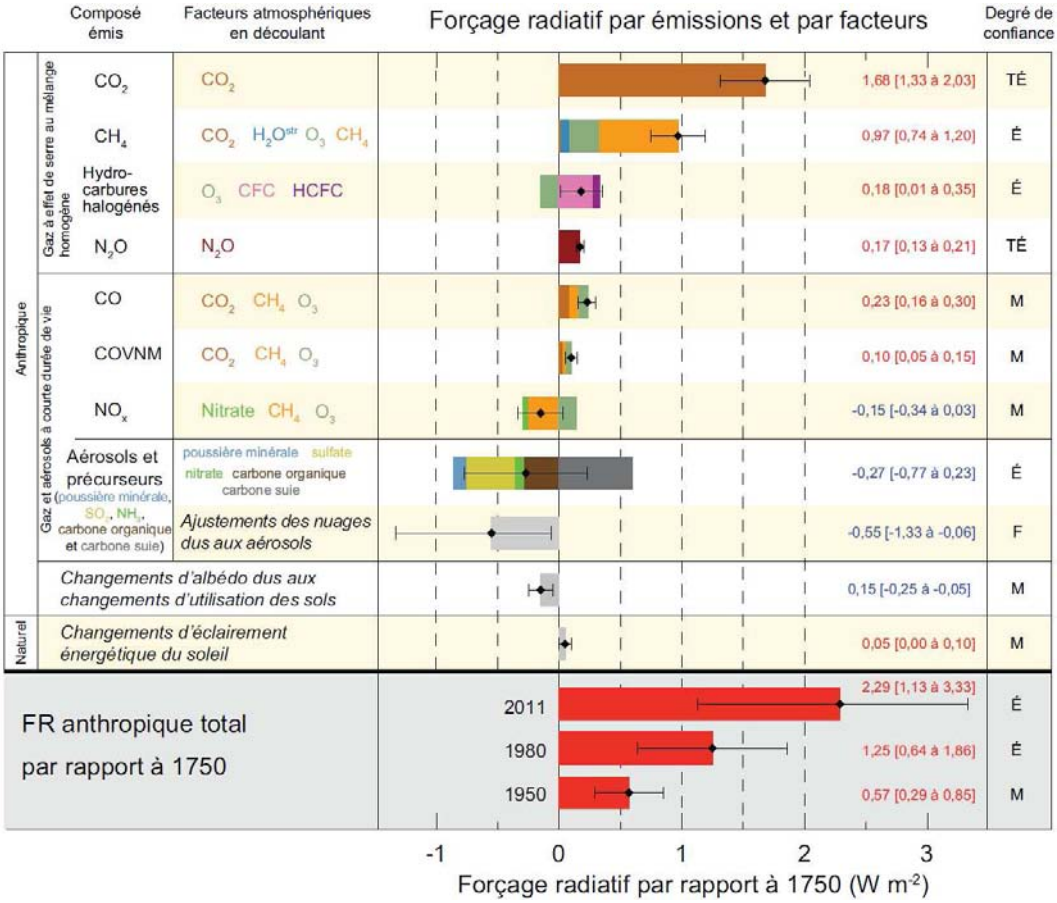

FIGURE 1.8: Estimations moyennes globales du forçage radiatif en 2011 par rapport à 1750 et incertitudes associées pour les principaux facteurs du changement climatique. Les losanges noirs indiquent les meilleures estimations (best estimates) tandis que les segments de droites montrent les incertitudes associées. La colonne la plus à droite indique le niveau de confiance (VH = très élevé, H = élevé, M = moyen, L = faible, VL = très faible). Le forçage lié au dépôt d'aérosols sur la neige est intégré dans la barre du carbone suie (black carbon). Celui dû aux traînées d'avion est faible (0.05 $W.m^{-2}$ et non montré). D'après le résumé à l'intention des décideurs du rapport IPCC (2013).

1.1.6.4 Effets liés au dépôt

Les aérosols peuvent également influencer le climat par leur dépôt en surface. Cet effet est particulièrement important dans le cas des aérosols absorbants se déposant sur la neige. Celle-ci voit son albédo diminuer à cause de la présence d'aérosols comme le carbone suie (Hadley et Kirchstetter, 2012), et pourra donc se réchauffer, entraînant ainsi une fonte plus importante et une modification du climat (e.g. Hadley et Kirchstetter, 2012; Ménégoz et al., 2014).

De plus, les aérosols peuvent aussi influencer la biogéochimie marine en se déposant à la surface des océans. Les poussières désertiques notamment sont en effet des sources importantes

de nutriments, de par leur teneur en fer (e.g. Loÿe-Pilot et al., 1986; Guieu et al., 1997; Guerzoni et al., 1999).

1.1.6.5 Rôle des aérosols dans le système climatique

Quand on parle de climat, on fait référence aux caractéristiques statistiques des conditions météorologiques pendant une longue période (au moins plusieurs dizaines d'années). Le système climatique comprend ainsi l'atmosphère, mais aussi l'océan, les surfaces continentales, la biosphère terrestre et marine et la cryosphère. Le climat global est façonné par les interactions entre ces différentes composantes, en lien avec les conditions aux limites appliquées au système.

Depuis la période pré-industrielle, des composés atmosphériques responsables de forçages climatiques anthropiques (gaz à effet de serre, gaz à courte durée de vie et aérosols) ont ainsi été émis en grande quantité, perturbant l'équilibre climatique de la Terre, et sont très probablement responsables du changement climatique observé (IPCC, 2013; Boucher et al., 2013). La figure 1.8 montre la contribution estimée pour chacun de ces facteurs en matière de forçage radiatif en 2011 par rapport à 1750. L'effet refroidissant des aérosols, estimé à -0.27 $W.m^{-2}$ pour l'effet direct (modulé par le dépôt du carbone suie sur la neige) et -0.55 $W.m^{-2}$ pour les effets liés aux nuages, a ainsi contrebalancé en partie le réchauffement induit par les gaz à effet de serre (+1.68 $W.m^{-2}$). Cette opposition entre les effets des aérosols et des gaz à effet de serre avait été suggérée par Le Treut et al. (1998). Cependant, les aérosols constituent toujours une des plus grandes parts d'incertitudes de ce bilan.

À l'échelle régionale, le forçage radiatif peut même être localement plus élevé, comme l'ont montré Ramanathan et al. (2001) et Giorgi et al. (2002) respectivement pour le sud et l'est de l'Asie. En Europe, les charges élevées en aérosols ont aussi des effets importants, mis en évidence notamment par Ekman et Rodhe (2003).

En outre, les aérosols pourraient également être impliqués dans certaines méthodes de géo-ingénierie (Boucher, 2012). Ce terme désigne l'ensemble des techniques envisagées pour corriger à grande échelle les effets du changement climatique causé par les activités humaines. D'une part, l'injection de sels marins dans les nuages pour augmenter la concentration de noyaux de condensation pourrait permettre d'augmenter l'albédo des nuages, et donc de refroidir la surface. D'autre part, injecter des aérosols dans la stratosphère pourrait aussi permettre de refroidir le climat, à l'instar de ce qui a pu se passer lors d'éruptions volcaniques majeures. Cependant, dans les deux cas, ces injections, qui devraient être permanentes sous peine de voir s'arrêter le refroidissement engendré, pourraient avoir des effets collatéraux néfastes. Les études se poursuivent pour mieux comprendre et envisager tous les effets de ces différentes méthodes de géo-ingénierie.

1.2. Contexte : la région méditerranéenne

1.2.1. Pourquoi la Méditerranée ?

La mer Méditerranée est située à l'interface de trois continents (Europe, Afrique, Asie) et d'un océan (Atlantique). C'est ainsi une mer semi-fermée, s'étendant d'ouest en est sur environ 4000 km, du détroit de Gibraltar (5.5°W) au golfe d'Iskenderun (36.2°E), et du nord au sud sur environ 1800 km, du golfe de Trieste (45.8°N) au golfe de Syrte (30.7°N), pour une profondeur moyenne de 1500 m. Berceau de nombreuses civilisations, cette région est occupée par l'Homme depuis plusieurs millénaires, et les côtes méditerranéennes sont toujours aujourd'hui densément peuplées. Les études scientifiques la concernant, dont les premières datent de l'An-

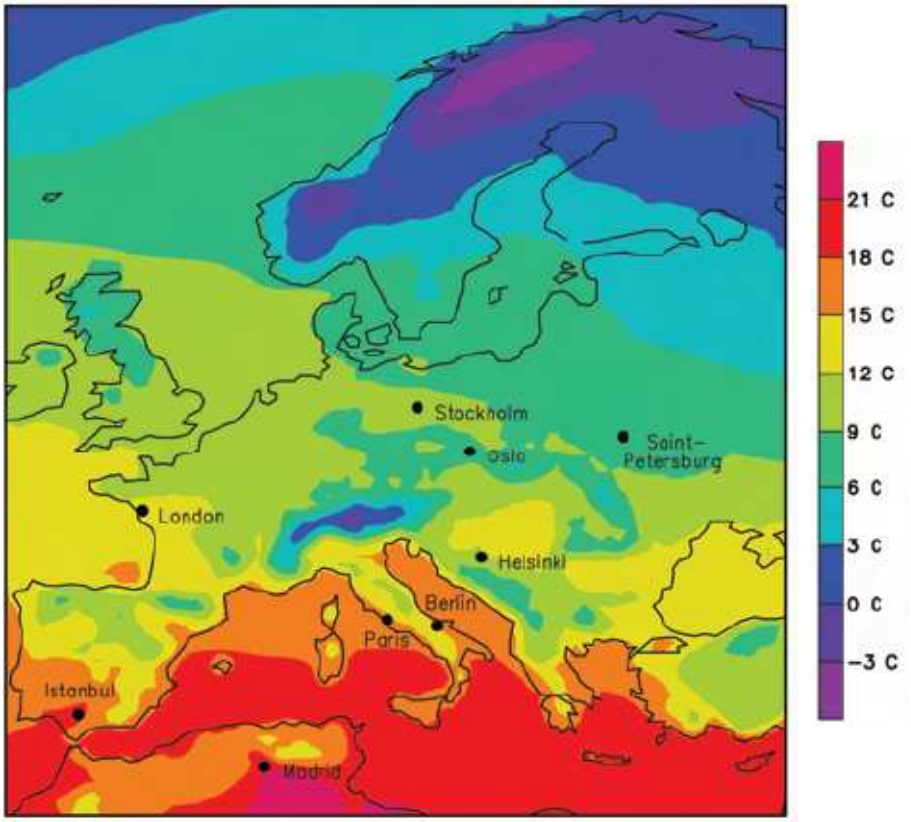

FIGURE 1.9: Meilleurs analogues actuels des climats futurs pour quelques villes européennes. La position des villes correspond à l'endroit où on peut trouver son climat futur (2070-2099), d'après une méthode statistique appliquée à une simulation ARPEGE réalisée pour le scénario A2 défini dans le 4ème rapport de l'IPCC. Les plages de couleurs correspondent à la température moyenne simulée par le modèle sur la période 1960-1999. D'après Kopf et al. (2008)

tiquité, peuvent donc avoir des retombées socio-économiques, politiques ou environnementales importantes.

Son climat, complexe en tant que tel, est intéressant à étudier pour trois raisons principales : la position géographique même de la région méditerranéenne qui fait que la variabilité du climat est pilotée par de nombreuses influences (e.g. les dépressions des moyennes latitudes, les moussons indienne et africaine, l'océan Atlantique, l'oscillation nord-atlantique), les petites échelles spatio-temporelles mises en jeu dans les différentes composantes du climat régional (atmosphère, océan, surface continentale, hydrologie de surface, fleuves, aérosols), et les interactions fortes de ces mêmes composantes entre elles et avec l'Homme. Le terme "climat méditerranéen" s'est même généralisé pour définir un climat caractérisé par l'alternance entre des étés chauds et secs et des hivers doux et humides. Ce contraste est en effet dû à l'alternance entre les systèmes dépressionnaires en automne et en hiver et la présence de hautes pressions en été (Lionello et al., 2006). De plus, le relief joue un rôle essentiel dans la mesure où il façonne de puissants vents régionaux tels que le mistral et la tramontane en France, la bora en Italie, le meltem en mer Égée ou le sirocco dans le nord de l'Afrique.

En outre, la région Méditerranéenne a été identifiée comme un "hotspot" du changement climatique car son climat est pressenti comme très réactif au changement climatique en cours (Giorgi, 2006). La figure 1.9 donne ainsi une idée du climat que pourraient connaître certaines

villes européennes à la fin du XXI^{éme} siècle (Kopf et al., 2008). Par exemple, la ville de Paris pourrait avoir le climat actuel de Rome.

Les aérosols, dont les sources sont nombreuses autour du bassin méditerranéen (Lelieveld et al., 2002), s'ajoutent ainsi à tous ces facteurs rendant importante la variabilité du climat de la région méditerranéenne.

1.2.2. Quels aérosols en Méditerranée ?

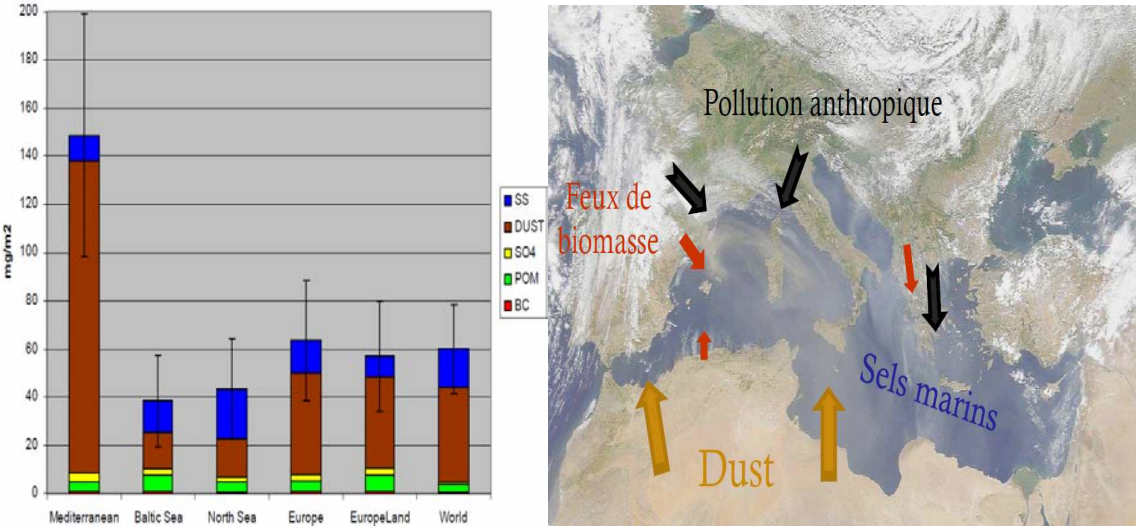

FIGURE 1.10: Les différentes sources d'aérosols affectant la région méditerranéenne. À gauche : moyenne de la charge massique en aérosols sur une colonne d'atmosphère dans plusieurs régions (mer Méditerranée, mer Baltique, mer du nord, Europe, Europe continentale et le monde entier). SS=sels marins, DUST=poussières désertiques, SO4=sulfates, POM=matière organique et BC=carbone suie. Adapté de Textor et al. (2006), communication F. Dulac. À droite : localisation des principales sources d'aérosols affectant la Méditerranée sur une image SeaWiFS.

La Méditerranée est en effet située au carrefour de nombreuses sources d'aérosols, à la fois naturelles et anthropiques (Lelieveld et al., 2002). Elle a été identifiée depuis longtemps comme une région soumise à de fortes charges en aérosols (Prospero, 1979). La figure 1.10 montre ainsi que la mer Méditerranée est au-dessus de la moyenne globale au niveau de la masse d'aérosols, et présente même le maximum sur la région euro-méditerranéenne, du fait notamment d'une convergence des émissions continentales en périphérie.

La source la plus importante est sans doute le désert du Sahara qui émet des poussières désertiques, nommées "dust" en anglais, pouvant être fréquemment transportées au-dessus de la mer Méditerranée et de l'Europe (Rodá et al., 1993; Moulin et al., 1998; Israelevich et al., 2012; Gkikas et al., 2013). Ce transport, qui a lieu généralement entre mars et octobre, suit un cycle saisonnier piloté par la position des principaux centres d'action induisant les conditions météorologiques synoptiques (voir la figure 1.11, Moulin et al., 1998). Ainsi au printemps, des dépressions, appelées cyclones *sharav* (Alpert et Ziv, 1989), se forment sur le nord du Sahara (Algérie, Libye) et engendrent de fortes tempêtes de sable. Le flux de sud-ouest induit transporte alors de grandes quantités de poussières désertiques sur le bassin méditerranéen oriental. Au début de l'été, la présence d'un anticyclone en Libye bloque la position de ces dépressions sur l'ouest du Sahara, redressant le flux au sud, et déplaçant le transport de poussières désertiques sur la partie centrale de la Méditerranée. Cet anticyclone se déplace progressivement vers

l'ouest au cours de l'été, et des phénomènes de cyclogenèse se développent souvent sur la péninsule ibérique à partir de juillet, permettant aux aérosols désertiques d'être transportés sur le bassin méditerranéen occidental jusqu'en automne. Parallèlement, des remontées de poussières provenant de la péninsule Arabique peuvent se mettre en place à l'est de la mer Méditerranée, favorisées par le creusement de dépressions en Turquie, et contournant ainsi les vents étésiens qui soufflent du nord en été sur la mer Égée.

La deuxième source naturelle d'aérosols en Méditerranée est la production de sels marins, résultant de l'effet de la friction du vent à la surface de la mer Méditerranée. Ce phénomène est plus intense pour de fortes vitesses de vent, générant de fortes vagues, ce qui augmente la concentration des sels marins en hiver, notamment sous l'effet des vents régionaux comme le mistral ou la tramontane (Despiau et al., 1996). Après un lessivage des aérosols par la pluie, les sels marins au contraire des aérosols continentaux peuvent être reformés localement rapidement (Bergametti et al., 1989). En plus de ces aérosols primaires, la mer Méditerranée contribue aussi à la formation d'aérosols marins secondaires submicroniques à travers des processus de conversion gaz-particules (Piazzola et Despiau, 1997).

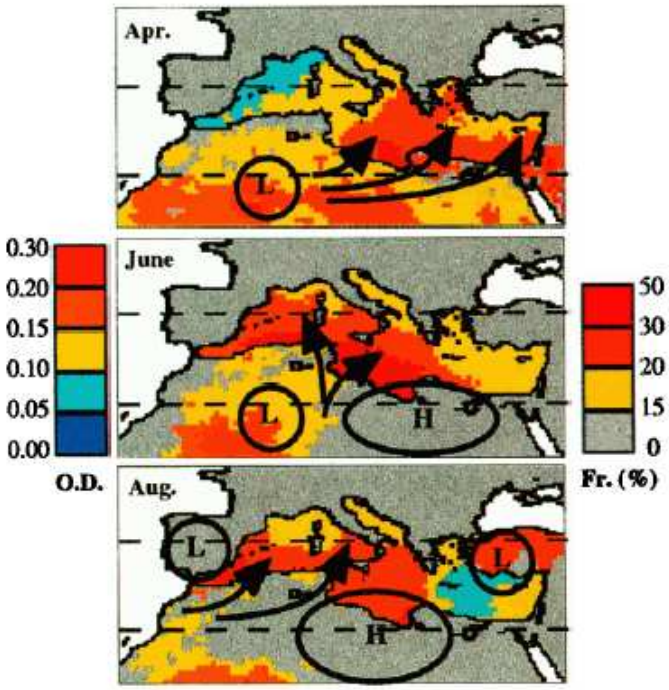

FIGURE 1.11: Position des centres d'action pilotant le transport des aérosols désertiques sur la région méditerranéenne (L=dépression, H=anticyclone). Les plages de couleur indiquent l'épaisseur optique moyenne sur la mer Méditerranée, et la fréquence des panaches de poussières désertiques sur le Sahara et le Proche-Orient (à partir de données Météosat, 1984-1994). D'après Moulin et al. (1998).

La région méditerranéenne est aussi soumise à de nombreuses sources d'aérosols carbonés, provenant de combustions de biomasse et de matières fossiles (Lelieveld et al., 2002). En effet, les feux de forêt y sont fréquents en été, détruisant en moyenne chaque année entre 600 000 et 800 000 hectares de forêts (Olivella et al., 2006), l'Espagne, l'Italie, la Grèce ou le Portugal étant les pays les plus touchés. Les feux agricoles, notamment en Europe de l'est et en Russie contribuent aussi largement à l'émission de particules carbonées dans l'atmosphère (Korontzi

et al., 2006; Mollicone et al., 2006), et peuvent affecter en particulier le bassin méditerranéen oriental (Sciare et al., 2008). En été, il est aussi possible que des aérosols provenant des feux de forêt canadiens traversent l'Atlantique et atteignent la Méditerranée (Formenti et al., 2002). Les sources de combustion de matières fossiles sont quant à elles principalement liées à l'industrie, au transport et à l'énergie, provenant notamment du Benelux, de la plaine du Pô, et d'Europe de l'est. Les conditions atmosphériques favorisent en été le maintien de ces particules dans l'atmosphère au-dessus de la région méditerranéenne (Lelieveld et al., 2002).

Les aérosols organiques secondaires sont également nombreux en Méditerranée pour plusieurs raisons. Les gaz précurseurs sont en effet émis en quantités importantes à cause à la fois des pollutions anthropiques et des sources biogéniques que sont la végétation et la mer Méditerranée par exemple (Kanakidou et al., 2007). Les conditions météorologiques estivales très ensoleillées favorisent les réactions photochimiques. Enfin, la Méditerranée se retrouve en été comme une zone de convergence de masses d'air (Lelieveld et al., 2002), et l'absence de précipitations favorise l'accumulation des aérosols.

Des précurseurs des aérosols sulfatés comme le SO_2, provenant notamment des sources de pollution industrielle, ou le DMS, provenant du phytoplancton de la mer Méditerranée (Charlson et al., 1987; Ganor et al., 1993, 2000; Bardouki et al., 2003), sont également émis dans cette région. Des sulfates peuvent ainsi être formés en quelques jours, par plusieurs phénomènes d'oxydation dont la conversion photochimique de SO_2 en acide sulfurique (H_2SO_4, Mihalopoulos et al., 2007). Une partie de ces sulfates résulte également du transport à longue distance de polluants émis par des sources éloignées (Luria et al., 1996) ou par le transport maritime (Marmer et Langmann, 2005).

Enfin, des cendres volcaniques peuvent aussi affecter épisodiquement la région méditerranéenne, provenant notamment de l'Etna (Oppenheimer et al., 2003) ou d'autres volcans italiens dont le Stromboli (Gauthier et al., 2000), ou plus récemment de volcans islandais comme l'Eyjafjallajoküll (Gislason et al., 2011). Comme mentionné précédemment, outre les gaz soufrés qui peuvent être éjectés directement dans la stratosphère en cas d'éruption explosive importante, certains volcans comme l'Etna émettent en continu des précurseurs d'aérosols sulfatés.

En résumé, la région méditerranéenne est soumise à de fortes charges en aérosols, ayant une variabilité spatio-temporelle importante, et dont l'effet radiatif direct peut être d'autant plus marqué que la couverture nuageuse est peu importante, surtout en été quand les charges en aérosols sont maximales. De plus, ces aérosols proviennent de sources variées, qui font de la mer Méditerranée un carrefour où s'accumulent différents types d'aérosols. Tous ces éléments contribuent donc à rendre l'étude des interactions climatiques aérosols-atmosphère-océan particulièrement intéressante dans cette région.

1.2.3. Les projets HyMeX et ChArMEx du chantier MISTRALS

Étant donné le grand intérêt scientifique suscité par la région méditerranéenne dans divers domaines, un programme international de recherches nommé MISTRALS (Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales, http ://www.mistrals-home.org) a été initié par l'INSU afin de mieux comprendre le fonctionnement environnemental de cette région dans le contexte du changement climatique, et d'en prédire l'évolution future. L'objectif est de pouvoir donner aux décideurs une vision globale des analyses scientifiques réalisées sur la région dans le but de répondre le mieux possible aux enjeux sociétaux, environnementaux et économiques pour le développement durable de la région. MISTRALS comprend ainsi huit programmes thématiques internationaux, dont les deux premiers concernent directement ce travail de thèse :

— HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment, http ://www.hymex.org) : étude du cycle de l'eau et de l'évolution de la variabilité climatique pour la prévisibilité des événements intenses associés au cycle de l'eau. Le cycle hydrologique joue en effet un rôle clé dans le système climatique de la région méditerranéenne, dans la mesure où les interactions entre la mer, l'atmosphère et les surfaces continentales sont fortes dans un environnement soumis à des fortes pressions anthropiques. Cette région est aussi marquée par des vents régionaux puissants, des flux air-mer intenses et des circulations océaniques associées. Les épisodes méditerranéens, c'est-à-dire les fortes pluies se produisant à l'automne dans le bassin nord-occidental associées à des crues éclairs, peuvent ainsi causer d'importants dégâts matériels et humains. Mieux comprendre ces phénomènes est donc essentiel, surtout dans le contexte du changement climatique pour lequel la région est pressentie comme très sensible. Paradoxalement, de plus en plus de problèmes de sècheresses et de disponibilité des ressources en eau devraient également se poser dans le futur. La circulation océanique et la convection en mer Méditerranée font également partie des thématiques de recherche d'HyMeX.
— ChArMEx (Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment, http ://charmex.lsce.ipsl.fr) : étude de la composition atmosphérique du bassin méditerranéen et de ses impacts sur le climat régional, la qualité de l'air et la biogéochimie marine et continentale. Les objectifs consistent à caractériser précisément l'état présent des constituants chimiques et des aérosols en Méditerranée (espèces, réactions chimiques, sources et puits), à quantifier les impacts des aérosols et des gaz réactifs sur le climat régional, la qualité de l'air et les différents écosystèmes, et enfin à prévoir l'évolution future de ces espèces et de leurs impacts sous les pressions anthropiques et climatiques.
— MERMEx (Marine Ecosystems Response in the Mediterranean Experiment, site web : http ://mermex.pytheas.univ-amu.fr) : étude des changements biogéochimiques de la mer Méditerranée.
— SocMed (Sociétés en Méditerranée) : étude du fonctionnement des sociétés en Méditerranée par toutes les sciences humaines et sociales
— TerMEx (the Terra Mediterranean earth science Experiment) : étude des processus dynamiques de la lithosphère à différentes échelles de temps.
— SICMED (Surfaces et Interfaces Continentales Méditerranéennes) : étude des éco-anthroposystèmes ruraux et périurbains sous pression climatique et humaine.
— PaleoMEx (Paleo Mediterranean Experiment) : étude du changement climatique en Méditerranée au cours de l'holocène (depuis 10 000 ans).
— BioDivMex (BioDiversity of the Mediterranean experiment) : étude de la biodiversité spécifique à la région méditerranéenne.

Cette thèse se situe ainsi à la jonction des programmes HyMeX et ChArMEx. Ces deux programmes ont fait l'objet de plusieurs campagnes de mesure, à la fois sur des périodes de temps courtes (SOP : special observation period) et longues (EOP : enhanced observation period, LOP : long observation period). La SOP-1 HyMeX a eu lieu en septembre-octobre 2012, dans le but de mesurer et caractériser les épisodes méditerranéens de précipitations. La SOP-2, en février-mars 2013, visait quant à elle à étudier les épisodes de vent fort, les flux air-mer intenses et les processus associés de convection océanique dans le bassin nord-occidental. La première campagne ChArMEx, nommée SOP-0, a eu lieu en juin et juillet 2012 dans le cadre du projet TRAQA (TRAnsport à longue distance et Qualité de l'Air) et visait à caractériser les masses d'air d'origine continentale au-dessus du bassin méditerranéen. Pendant l'été 2013, les SOP-1a et 1b de ChArMEx ont eu pour but d'étudier les interactions aérosols-rayonnement-climat

(SOP-1a/ADRIMED) et la formation d'aérosols secondaires (SOP-1b/SAFMED). Les périodes plus longues d'observations permettent de renforcer ou de mettre en place des réseaux d'observation et d'étudier ainsi la variabilité saisonnière et interannuelle des processus en jeu.

Il est à noter également que la tâche modélisation climatique régionale du programme HyMeX a pris le nom du programme Med-CORDEX et constitue la contribution de la communauté méditerranéenne au projet CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment). Cette initiative regroupe la communauté des chercheurs développant des modèles climatiques régionaux (RCMs) sur la région méditerranéenne, et maintenant des systèmes climatiques de modélisation régionale (RCSMs) couplant différentes composantes (atmosphère, océan, surfaces continentales, etc.). Un point précis sur le développement actuel de ces modèles sera effectué dans la section suivante.

1.3. État de l'art

1.3.1. Les aérosols en région méditerranéenne

Depuis les premières études scientifiques réalisées il y a plus de quarante ans (e.g. Champollion, 1963; Yaalon et Ginzbourg, 1966; Prodi et Fea, 1979), de nombreux travaux se sont consacrés à l'étude des aérosols sur la région méditerranéenne. Dans cette section, nous présentons un aperçu des principaux résultats établis.

1.3.1.1 Des premières observations aux réseaux de mesures

Les intrusions de poussières désertiques sur le bassin méditerranéen ont été les premières à être documentées. Des analyses de particules collectées en Israël pendant une trentaine d'années ont permis de caractériser ces intrusions (Ganor, 1982, 1994) et leur composition chimique (Ganor et al., 1991), montrant par exemple qu'elles étaient les plus fréquentes au mois d'avril. En Italie, un événement intense de transport et de dépôt de poussières désertiques a été mesuré et étudié par Prodi et Fea (1979). Ces premiers travaux ont ainsi permis de mettre en place des campagnes de mesure plus importantes, notamment par bateau (Chester et al., 1984; Dulac et al., 1987; Correggiari et al., 1989; Dulac et al., 1989) ou par le développement de réseaux de photomètres (Prodi et Tomasi, 1983; Paronis et al., 1989) et de stations de surface (Loÿe-Pilot et al., 1986). Ces mesures multi-annuelles ont permis de mieux caractériser le cycle saisonnier des poussières, et de montrer leur provenance (Bergametti et al., 1989). Les mesures multispectrales des photomètres (Paronis et al., 1989) ont considérablement amélioré les données disponibles, permettant d'estimer les charges en aérosols sur toute la troposphère grâce notamment aux mesures d'épaisseur optique. Le réseau AERONET (Holben et al., 1998) dispose ainsi maintenant de nombreuses stations autour de la Méditerranée, qui ont permis de mieux caractériser les propriétés optiques des aérosols de la région (Dubovik et al., 2002), présentées dans de multiples études (e.g. Kubilay et al., 2003; Mallet et al., 2003; Tafuro et al., 2006; Santese et al., 2008; Mallet et al., 2013). Une méthode de caractérisation du type d'aérosol en fonction de son coefficient d'Ångström a été proposée par Basart et al. (2009), discriminant ainsi les contributions des aérosols désertiques de ceux issus de la combustion de biomasse.

1.3.1.2 Les observations par lidar

La mise au point de lidars dans les années 1990 a permis de disposer d'un moyen pour évaluer les structures verticales des aérosols. Des campagnes consacrées notamment aux poussières

désertiques ont ainsi eu lieu en Grèce et à l'Observatoire de Haute-Provence (Hamonou et al., 1999), en Crète (Gobbi et al., 2000), à Lampedusa (Di Sarra et al., 2001) et en Sicile (Tafuro et al., 2006). Les résultats prometteurs enregistrés ont justifié le développement d'un réseau complet en Europe (EARLINET, Bösenberg et al., 2001). Les observations par lidar en Méditerranée ont permis de montrer notamment que le transport des poussières désertiques pouvait se faire jusqu'à 9 km d'altitude (Mona et al., 2006), en fonction de la saison considérée (Di Iorio et al., 2009), et que les particules de la troposphère libre expliquent 30% de l'épaisseur optique totale (Amiridis et al., 2005). La juxtaposition verticale de couches de poussières désertiques d'origine différente a été mise en évidence par Hamonou et al. (1999). Sicard et al. (2011) ont pu étudier les caractéristiques des intrusions de poussières désertiques et de particules issues de feux de forêt sur la région de Barcelone. Certains lidars ont également pu être embarqués lors de campagnes aéroportées, comme en juin 1997 sur le bassin oriental (Dulac et Chazette, 2003), permettant de faire des mesures in-situ dans les couches turbides repérées par le lidar.

1.3.1.3 *Mesures spatiales*

En parallèle, à partir des années 1980, le développement des satellites et des méthodes d'inversion permettant d'obtenir des mesures quantitatives sur les aérosols (e.g. Carlson, 1979; Griggs, 1982) a fait considérablement avancer la connaissance des particules en Méditerranée. Au-dessus de la mer Méditerranée, les données provenant de l'instrument MVIRI à bord du satellite géostationnaire Meteosat (Jankowiak et Tanré, 1992; Dulac et al., 1992) ont permis de montrer la variabilité des aérosols, dominée par le transport de poussières désertiques (Moulin et al., 1997a). Cette variabilité spatio-temporelle a pu être reliée aux facteurs météorologiques qui la contrôlent, à savoir la position des différents centres d'action comme les dépressions *sharav* en Afrique du Nord (Moulin et al., 1998). Le déplacement vers l'ouest du transport des poussières qui s'opère du printemps à l'été a ainsi pu être mis en évidence. Deux autres instruments satellitaires, AVHRR (Stowe et al., 1997) et SeaWiFS (Jamet et al., 2004), ont également permis d'observer les aérosols dans les années 1980 et 1990. Par ailleurs, les données dans l'infrarouge thermique de Météosat (Dulac et al., 1992; Moulin et al., 1998) ainsi que celles dans l'ultraviolet de l'instrument TOMS (Prospero et al., 2002), ont montré la localisation des principales régions sources de l'Afrique du Nord.

Depuis les années 2000, les capteurs satellitaires dédiés entre autres à l'observation des aérosols se sont multipliés. MODIS (Tanré et al., 1997; Levy et al., 2007), lancé à bord de deux plateformes (Aqua et Terra) respectivement en 2000 et 2002, est probablement le plus utilisé. Barnaba et Gobbi (2004) ont ainsi pu confirmer la forte variabilité spatio-temporelle des aérosols sur la région, due non seulement aux poussières désertiques mais également à des sources continentales et maritimes. Ces fortes inhomogénéités spatiales de la concentration en aérosols ont aussi été soulignées au niveau du bassin oriental par Hatzianastassiou et al. (2009), qui ont distingué les aérosols anthropiques des aérosols naturels grâce une comparaison avec le produit TOMS. La série de données actuellement disponibles permet de s'intéresser à la variabilité inter-annuelle : Papadimas et al. (2008, 2009) ont notamment montré une diminution de 20 % de l'épaisseur optique sur la région entre 2000 et 2006. Cette diminution a également été notée localement, comme dans les Balkans (Koukouli et al., 2010). La fréquence des événements intenses amenant des épaisseurs optiques élevées a été discutée dans l'étude de Gkikas et al. (2009). Ces derniers ont plus souvent lieu dans les régions occidentales et centrales de la Méditerranée, mais systématiquement dans le bassin oriental pour les plus extrêmes. Enfin, l'algorithme standard de MODIS ne pouvant pas être utilisé sur les surfaces brillantes comme le désert du Sahara, le produit appelé *Deep Blue* (Hsu et al., 2004) a permis d'identifier les

sources d'aérosols désertiques (Ginoux et al., 2012).

Le capteur MISR à bord de Terra (Kahn et al., 2005, 2010) bénéficie aussi d'une longue série de données (depuis 2000), et fournit des données à la fois sur terre (déserts inclus) et sur mer. Une analyse de la tendance au-dessus de la Méditerranée a montré également une diminution de l'épaisseur optique depuis 2000, mais deux fois moins forte que pour MODIS (Zhang et Reid, 2010). Quelques travaux combinent ainsi les données MODIS et MISR, par exemple pour étudier les feux de forêt (Liu et al., 2009; Barnaba et al., 2011), les propriétés des aérosols dans le delta du Nil (Marey et al., 2011) ou la pollution issue des métropoles du bassin oriental (Kanakidou et al., 2011).

D'autres capteurs peuvent aussi servir de support pour certaines études. L'analyse des données SeaWiFS sur la période 1998-2004 a montré ainsi une augmentation du transport de poussières désertiques sur la Méditerranée (Antoine et Nobileau, 2006), ce qui contredit donc les tendances vues par MODIS et MISR. Une comparaison des données POLDER/ADEOS (Goloub et al., 1999) et TOMS a été réalisée par Chiapello et al. (2000), confirmant la forte présence d'aérosols désertiques au printemps sur le bassin oriental. Les données issues de POLDER/PARASOL (Tanré et al., 2001; Herman et al., 2005) ont aussi été utilisées par Bovchaliuk et al. (2013), qui ont montré des variations saisonnières de l'épaisseur optique en Europe de l'est, avec un premier pic au printemps dû aux intrusions de poussières sahariennes et de sels marins de la mer Noire ainsi qu'aux feux agricoles, puis un deuxième à la fin de l'été lié aux feux de forêt et aux remontées de poussières désertiques.

Enfin, depuis 2006, le lidar CALIOP embarqué dans l'espace sur la plateforme CALIPSO (Vaughan et al., 2004; Winker et al., 2009) donne maintenant accès à des profils verticaux de l'atmosphère caractérisant les principaux types d'aérosols par altitude, par exemple pour des cas de pollution dans le sud de la France (Chazette et al., 2010) ou des panaches de poussières sahariennes (Liu et al., 2008). Auparavant, seule une courte mission menée en septembre 1994, LITE (Berthier et al., 2006), avait embarqué dans l'espace un lidar adapté aux aérosols troposphériques et montré l'intérêt de cette méthode, notamment pour les études de transport de poussières désertiques.

1.3.1.4 Aérosols et rayonnement

La question de l'impact des aérosols sur le bilan radiatif du système terre-atmosphère a d'abord été traitée au moyen de modèles 1D de transfert radiatif. Beaucoup d'auteurs ont traité ce problème sur des études de cas de fortes charges en aérosols, donnant des valeurs variées résultant de la forte hétérogénéité des aérosols en Méditerranée. À Lampedusa, Meloni et al. (2003) ont ainsi estimé le forçage radiatif direct en ondes courtes (du spectre solaire, notées par la suite SW pour shortwave, par opposition aux ondes longues de l'infrarouge thermique, notées LW pour longwave) instantané en surface d'un panache de poussières désertiques à -71 $W.m^{-2}$, et celui venant de masses d'air européennes entre -37 et -39 $W.m^{-2}$. Une étude plus récente (Di Biagio et al., 2010) a montré des valeurs similaires pour les poussières désertiques (-69 $W.m^{-2}$) et plus importantes pour des aérosols industriels (-59 $W.m^{-2}$). Cependant, ces valeurs dépendent fortement de la taille des particules considérées à travers leur albédo de simple diffusion et leur paramètre d'asymétrie (Meloni et al., 2004). En Crète, Markowicz et al. (2002) ont montré durant la campagne MINOS (2001) un forçage radiatif moyen à la surface des aérosols, majoritairement anthropiques, de -18 $W.m^{-2}$, alors que des aérosols de pollution mesurés dans le sud de la France imposent un forçage à la surface allant de -34 $W.m^{-2}$ (Roger et al., 2006) à -26 $W.m^{-2}$ (Saha et al., 2008). Dans un environnement affecté par des particules vieillies et issues de la combustion de biomasse provenant du continent canadien, Formenti et al.

(2002) ont estimé le forçage radiatif direct des aérosols à -64 W.m^{-2}. Toutes ces études, donnant des valeurs fortes du forçage radiatif direct instantané ou journalier des aérosols, montrent donc un forçage radiatif direct des aérosols à la surface négatif, dû à l'extinction du rayonnement solaire incident. En revanche, au sommet de l'atmosphère, le signe du forçage radiatif SW peut varier selon la région (notamment à cause de l'albédo de surface) et le type d'aérosol considéré, comme montré par Bergamo et al. (2008) et Garcia et al. (2012). Il est généralement positif au-dessus de l'Afrique du Nord, et négatif au-dessus de la mer Méditerranée.

Les données satellites d'épaisseur optique ont également servi en entrée de ces modèles de transfert radiatif, donnant ainsi une estimation de la modification du bilan radiatif par les aérosols sur toute la région méditerranéenne. À partir des données MODIS, Papadimas et al. (2012) ont calculé le forçage radiatif direct moyen des aérosols sur le bassin méditerranéen en surface (-16.5 W.m^{-2}) et au sommet de l'atmosphère (-2.4 W.m^{-2}), ponctué par de fortes variations saisonnières. Des données MISR ont également été utilisées pour des calculs de forçage radiatif comme à Lampedusa (Meloni et al., 2005).

D'autre part, plusieurs travaux (e.g. Gilgen et al., 1998; Wild et al., 2005; Norris et Wild, 2007; Wild, 2009) ont mis en évidence en Europe et dans d'autres régions du monde une diminution du rayonnement solaire atteignant la surface entre 1950 et 1980, période de "dimming" (assombrissement), suivie d'une augmentation de ce même rayonnement depuis 1980, période de "brightening" (éclaircissement). Étant donné que ces variations de rayonnement ont été mesurées à la fois en ciel clair et en conditions nuageuses, les aérosols constituent une explication vraisemblable à ce phénomène. En effet, les émissions anthropiques, en particulier de dioxyde de soufre, ont été considérablement réduites en Europe depuis les années 1980 (Streets et al., 2006), suite à des nouvelles normes de respect de la qualité de l'air. Certaines stations d'Allemagne et de Suisse ayant des séries de mesures suffisamment longues ont ainsi pu mesurer une diminution de l'épaisseur optique (Ruckstuhl et al., 2008). Vautard et al. (2009) ont également montré une diminution des épisodes de faible visibilité (brumes et brouillards) corrélée à cette diminution des aérosols sulfatés. Cependant, de nombreux modèles globaux et régionaux ont toujours des difficultés à représenter correctement ces variations multi-décennales de rayonnement (Zubler et al., 2011; Allen et al., 2013).

1.3.1.5 *Bilan et questions actuelles*

En résumé, un nombre considérable de travaux se sont focalisés sur les aérosols en région méditerranéenne, confirmant ainsi les intérêts scientifiques suscités par ces questions. On a vu ici que les observations sont de plus en plus nombreuses grâce au développement de plusieurs moyens de mesures (réseaux au sol, lidars, satellites, campagnes aéroportées, etc.), et que beaucoup d'auteurs utilisent des études de cas pour caractériser un type d'aérosol ou un processus associé en particulier, notamment en matière de forçage radiatif. Cependant, les travaux caractérisant la variabilité spatio-temporelle des aérosols dans leur ensemble à l'échelle de la région méditerranéenne sont plus rares. On peut aussi noter que les mesures d'autres paramètres que l'épaisseur optique, comme la concentration, le dépôt ou l'émission, sont moins développées même si certains progrès ont été constatés récemment. On peut notamment citer le développement du réseau CARAGA (Collecteur Automatique de Retombées Atmosphériques à Grande Autonomie) par le laboratoire LISA (G. Bergametti, B. Laurent, R. Losno) pour la mesure de dépôt. Le fait que la plupart des observations soient relativement récentes limite encore les études consacrées aux tendances, qui ont besoin d'une période supérieure à la dizaine d'années. En ce qui concerne les interactions aérosols-rayonnement, les études de cas sont majoritaires tandis que la question de l'estimation du forçage radiatif direct et semi-direct des aérosols

méditerranéens dans leur ensemble est peu abordée.

1.3.2. Modélisation des interactions aérosols-climat

1.3.2.1 À l'échelle globale

Les premiers modèles numériques incluant des aérosols étaient des modèles qui visaient à reconstituer le transport des aérosols à grande échelle, notamment celui des poussières désertiques. Ničković et Dobričić (1996) ont proposé une première simulation régionale, dans laquelle les poussières désertiques étaient considérées comme un simple traceur. Les exports de poussières sur la Méditerranée ont servi de cadre pour tester les schémas d'aérosols dans des modèles globaux (Schulz et al., 1998). Cependant ces modèles ne prenaient pas en compte les effets des aérosols sur le climat.

Déjà évoqués dans les deux premiers rapports de l'IPCC (1990,1995), les effets des aérosols sur le climat commencent à être réellement quantifiés à partir du troisième rapport (2001). Les systèmes de modélisation du système-terre deviennent en effet capables de représenter ces processus à partir de la fin des années 1990. Des climatologies globales d'épaisseur optique des aérosols ont ainsi été construites (Tanré et al., 1984; Tegen et al., 1997), afin de fournir aux modèles de climat une représentation simple du forçage radiatif en aérosols. Maintenant, les systèmes de modélisation du système terre peuvent inclure des schémas pronostiques d'aérosols. Les espèces simulées par ces modèles comprennent dans la plupart des cas les aérosols primaires comme les poussières désertiques et les sels marins, mais aussi les aérosols carbonés (organiques et élémentaires) et les sulfates à travers une représentation du cycle du soufre de plus en plus réaliste. Certains modèles comprennent également les nitrates et d'autres aérosols secondaires (e.g. Bellouin et al., 2011). Cependant, les rapports de l'IPCC (2001, 2007, 2013) ont tous souligné les fortes incertitudes liées aux forçages des aérosols (cf. figure 1.8).

Plusieurs exercices d'intercomparaison des schémas existants ont ainsi été initiés afin de comprendre les différences entre les modèles et d'essayer de réduire ces incertitudes. Initié en 2003, le projet AEROCOM a permis de réelles avancées entre les troisième et quatrième rapports, en comparant pour une année de référence (2000) les émissions, les aérosols simulés ainsi que leurs forçages associés pour une vingtaine de modèles globaux. Kinne et al. (2006) et Textor et al. (2006) ont ainsi souligné des écarts importants qui existent à l'échelle régionale au niveau des charges et des épaisseurs optiques simulées, ce qui peut être expliqué par la différence des schémas utilisés pour les aérosols naturels (Huneeus et al., 2011) ou par les processus chimiques considérés pour les aérosols secondaires. Par exemple en Méditerranée, la figure 1.10 indique que la charge totale en aérosols est donnée avec une marge d'erreur de 30 % due à la variabilité entre les modèles. Par conséquent, les forçages radiatifs varient également fortement d'un modèle à l'autre (Schulz et al., 2006; Myhre et al., 2013) non seulement à cause des différences en épaisseur optique mais aussi à cause de celles des quantités en masse, des profils verticaux et des propriétés optiques utilisées. Ces dernières sont en effet cruciales pour estimer l'effet direct des aérosols (e.g. Wang et al., 2006). Le rôle des modules de transfert radiatif de chaque modèle a également été noté (Randles et al., 2013), en soulignant l'importance d'avoir un schéma à multiples bandes spectrales. En ce qui concerne l'effet indirect, Quaas et al. (2009) ont souligné que la concentration en gouttelettes nuageuses est en bon accord avec les données satellites pour la plupart des modèles au moins sur l'océan (premier effet indirect), mais que la relation entre aérosols et contenu en eau liquide (second effet indirect) est souvent surestimée.

Plus récemment, l'initiative ACCMIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Inter-

comparison Project, Lamarque et al., 2013) a permis de comparer les forçages des aérosols d'une dizaine de modèles globaux ayant des aérosols interactifs. Contrairement à AEROCOM, différentes périodes de référence allant de 1850 à 2100 ont été choisies afin de comprendre l'évolution du forçage des aérosols de la période pré-industrielle à la fin du XXIème siècle. Shindell et al. (2013) ont ainsi confirmé la capacité de la plupart des modèles à reproduire l'épaisseur optique observée en climat présent, mais également sa sous-estimation dans certaines régions (Asie de l'est, aérosols absorbants). Les forçages radiatifs associés en surface peuvent ainsi être parfois sous-estimés.

Tous ces travaux d'intercomparaison montrent ainsi que tous les effets liés aux aérosols (direct, semi-direct, indirect) restent une source importante d'incertitudes dans les simulations climatiques malgré les progrès enregistrés ces dernières années. Au niveau de l'effet indirect, seul le premier effet décrit par Twomey (1974) était souvent pris en compte (Lohmann et Feichter, 2005), mais les autres effets indirects le sont maintenant de plus en plus (e.g. Booth et al., 2012). Cependant, les incertitudes restent fortes au niveau des paramétrisations des interactions aérosols-nuages (McConnell et al., 2008), notamment car les observations ne permettent pas de les contraindre suffisamment (McComiskey et Feingold, 2012; Wall et al., 2014). En ce qui concerne les interactions des aérosols avec l'océan, plusieurs travaux ont montré à l'échelle globale les effets des aérosols sur la température de surface de la mer et leurs conséquences sur le climat, notamment dans le cas des poussières désertiques (Foltz et McPhaden, 2008; Evan et al., 2009; Martinez-Avellaneda et al., 2010; Yue et al., 2011) ou des aérosols carbonés d'origine anthropique (Ramanathan et al., 2001).

1.3.2.2 À l'échelle régionale

Étant donné la variabilité spatio-temporelle élevée des aérosols, leur inclusion dans les modèles régionaux de climat (cf. paragraphe 1.3) semble essentielle de par leur résolution spatiale (de 10 à 50 km, contre environ 150 km pour les modèles globaux). Plusieurs de ces modèles (RegCM, COSMO, REMO-HAM) peuvent ainsi inclure un schéma pronostique d'aérosols, et leurs effets associés sur le climat. Des simulations multi-annuelles ont ainsi été réalisées sur différentes régions où les aérosols jouent un rôle important, par exemple l'est de l'Asie (Giorgi et al., 2002), l'Afrique du sud (Tummon et al., 2010), le Sahara (Solmon et al., 2008, 2012) ou l'Europe (Zubler et al., 2011). La sensibilité des modèles régionaux de climat aux aérosols en Europe, et notamment au choix de la climatologie utilisée pour représenter le forçage radiatif des aérosols, a été mise en évidence par Hohenegger et Vidale (2005).

En Méditerranée, une première étude des interactions aérosols-climat avec un modèle régional a été menée par Ekman et Rodhe (2003) avec le modèle RCA2 à propos de l'effet indirect des aérosols anthropiques en Europe. Plusieurs travaux ont ensuite utilisé le modèle RegCM : Zanis (2009) s'est intéressé à l'effet direct des aérosols anthropiques dans le sud de l'Europe tandis que Santese et al. (2010) ont montré les effets direct et semi-direct des panaches de poussières désertiques en juillet 2003. Les différentes versions de COSMO ont aussi abouti à des résultats intéressants, sur les effets indirects des aérosols en Europe (Vogel et al., 2009; Bangert et al., 2011) ou les effets directs des aérosols absorbants (Meier et al., 2012). Tous ces travaux sont souvent basés sur des simulations courtes, de l'ordre de quelques jours à quelques mois. Peu d'études ont réalisé des simulations multi-annuelles : Zanis et al. (2012) ont caractérisé l'effet direct des aérosols anthropiques en Europe avec RegCM sur la période 1996-2007, Zubler et al. (2011) celui des aérosols sulfatés avec COSMO sur la période 1958-2001 et Spyrou et al. (2013) l'effet des poussières désertiques en Méditerranée avec SKIRON sur la période 2002-

2007. Il est à noter qu'aucun de ces modèles n'a jusqu'à présent été utilisé avec un couplage océan-atmosphère.

De plus, il faut noter qu'il existe de nombreux modèles régionaux de transport qui ne prennent pas en compte les interactions aérosols-rayonnement-climat, mais peuvent être utilisés pour des études sur le transport des aérosols, par exemple pour les intrusions de poussières sur le bassin méditerranéen (e.g. Kallos et al., 2006; Basart et al., 2012). Ces travaux ont engendré l'élaboration de modèles opérationnels régionaux de prévision d'aérosols désertiques, tels que SKIRON/Eta (Nickovic et al., 2001), DREAM (Pérez et al., 2006; Basart et al., 2012), CHIMERE-Dust (Menut et al., 2009; Schmechtig et al., 2011) ou NMMB/BSC-Dust (Pérez et al., 2011). Il existe aussi des modèles régionaux de transport pour simuler les aérosols anthropiques, tels que LOTOS-EUROS (Schaap et al., 2004), DEM (Abdalmogith et al., 2006) ou MADE (Ackermann et al., 1998), mais également dans le cadre de la prévision de la qualité de l'air : CHIMERE (Bessagnet et al., 2004; Menut et al., 2014), MOCAGE (Peuch et al., 1999) ou bien POLYPHEMUS (Sartelet et al., 2007). Les sorties de ces modèles sont ainsi utilisées dans le cadre du système opérationnel de qualité de l'air en France (PREV'AIR Honoré et al., 2008). Ces modèles de chimie-transport incluent généralement des processus chimiques complexes, permettant de représenter au mieux la chimie, la granulométrie résolue (par bins ou par modes) et la formation d'aérosols secondaires organiques et inorganiques. (Hodzic et al., 2006) ont ainsi montré avec le modèle CHIMERE pendant la canicule d'août 2003 des fortes concentrations en aérosol secondaires, dues à un renforcement des réactions photochimiques, à une stagnation des aérosols et aux feux de forêts. Même si ces modèles n'ont pas de couplage "on-line" avec le rayonnement, il est possible de le faire en "off-line" sans rétroaction des aérosols sur le climat (Péré et al., 2011).

Par ailleurs, on peut mentionner qu'à l'échelle globale, le centre européen de prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT) a développé un schéma interactif d'aérosols (Morcrette et al., 2009; Benedetti et al., 2011) dans le cadre du projet MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate), utilisé pour une réanalyse globale et la prévision opérationnelle des aérosols.

1.3.3. La modélisation régionale du climat en Méditerranée

Les paragraphes précédents ont montré d'une part que le climat du bassin méditerranéen avait des particularités (vents locaux, traits de côte, influence de la mer, etc.) rendant nécessaire son étude à l'échelle régionale, et d'autre part qu'il était soumis à de fortes charges en aérosols hétérogènes dans l'espace et dans le temps. La région méditerranéenne semble donc être appropriée pour y étudier les interactions aérosols-rayonnement-climat à condition de pouvoir disposer d'une résolution suffisamment fine.

Il existe plusieurs méthodes de régionalisation climatique. Nous n'aborderons pas ici les méthodes statistiques, qui permettent de faire notamment des études d'impact à partir de sorties de modèles globaux (e.g. Seguia et al., 2010). Une autre possibilité est d'utiliser un modèle global à très haute résolution, mais cette solution reste toujours trop coûteuse en temps de calcul. On peut alors utiliser un modèle global à maille étirée, de façon à zoomer sur la région voulue, comme peut le faire le modèle ARPEGE-Climat (Déqué et Piedelievre, 1995; Déqué et al., 1998). Le changement climatique en Méditerranée a ainsi pu être étudié de cette façon par Gibelin et Déqué (2003). Bien qu'on retrouve aussi une technique similaire dans l'étude de Li et Conil (2003) avec le modèle LMDz, cette méthode reste assez rare dans la littérature. L'utilisation de modèles régionaux climatiques à haute résolution et à aire limitée, initialisés et

Centre	Modèle	Aérosols simulés
LMD	LMDz	Climatologie (sulfates)
IPSL	WRF	Climatologie
CNRM	ALADIN-Climat	Climatologie : Tegen et al. (1997)
ENEA	RegCM	Aucun
UCLM	PROMES	Climatologie
Université de Belgrade	EBU	Aucun
MPI	REMO	Constante
GUF	COSMO-CLM	Climatologie : Tanré et al. (1984) ou MACC
CMCC	COSMO-CLM	Climatologie : Tanré et al. (1984) ou AEROCOM
ITU	RegCM	Aucun
ICTP	RegCM	Aucun

TABLEAU 1.1: État des aérosols troposphériques simulés dans les différents modèles régionaux participant au programme Med-CORDEX. Seuls les deux derniers ne sont pas couplés océan-atmosphère. LMD=Laboratoire de Météorologie Dynamique, IPSL=Institut Pierre-Simon Laplace, CNRM=Centre National de Recherches Météorologiques, ENEA=Italian National Agency for New Technologies, Energy and Sustainable Economic Development, UCLM=Université de Castilla-La Mancha, MPI = Max Planck Institute, GUF=Université Goethe de Francfort, CMCC = Centre Méditerranéen sur le Changement Climatique, ITU=Université Technique d'Istanbul, ICTP=International Centre for Theoretical Physics.

forcés aux bords par des réanalyses ou des modèles à plus basse résolution, est sans doute la méthode la plus courante car moins coûteuse en temps de calcul (Dickinson et al., 1989; Giorgi et Mearns, 1999). Sur la région euro-méditerranéenne, les études utilisant ce type de modèle ont commencé au début des années 2000 avec la mise en place des projets MERCURE (Hagemann et al., 2004), où une première évaluation comparative des modèles régionaux de climat sur l'Europe a été réalisée, PRUDENCE (Christensen et al., 2002), qui a permis de fournir une première comparaison des signaux du changement climatique à l'échelle régionale (Christensen et Christensen, 2007), puis ENSEMBLES (van der Linden et Mitchell, 2009). Plus récemment, le développement de l'initiative CORDEX évoquée précédemment a favorisé le développement des simulations régionales sur les domaines Europe (Euro-CORDEX) et Méditerranée (Med-CORDEX). Grâce à l'ensemble de ces projets coordonnés, de nombreuses études ont ainsi pu être consacrées à la variabilité du climat méditerranéen au moyen de simulations à haute résolution (Gibelin et Déqué, 2003; Gao et al., 2006; Giorgi et Lionello, 2008; Herrmann et al., 2011). De plus, certaines d'entre elles ont l'avantage d'inclure un couplage océan-atmosphère, ce qui a permis de mettre en évidence le rôle important de la mer Méditerranée dans les rétroactions climatiques (Somot et al., 2008; Artale et al., 2010; Krzic et al., 2011; Herrmann et al., 2011; Mariotti et Dell'Aquila, 2012; L'Hévéder et al., 2012). L'étude de Dubois et al. (2012) est la première à comparer les bilans d'eau et de chaleur de cinq modèles couplés océan-atmosphère en Méditerranée dans le cadre du projet CIRCE.

Cependant, dans toutes ces études, la représentation des aérosols est simplifiée, voire inexistante. Le tableau 1.1 montre ainsi le niveau de prise en compte des aérosols dans les différents modèles qui participent à Med-CORDEX. On constate que la plupart d'entre eux n'ont au mieux qu'une climatologie mensuelle, plus ou moins réaliste. De plus, les domaines choisis n'englobent pas les sources d'aérosols désertiques. Il reste donc encore beaucoup de travail pour comprendre et mesurer l'importance du rôle des aérosols dans le système climatique en Médi-

terranée.

1.4. Objectifs et organisation de la thèse

1.4.1. Questions scientifiques

D'après ce qui a été mentionné ci-dessus, l'étude du rôle des aérosols dans le système climatique en région méditerranéenne reste donc une question ouverte et complexe, en particulier aux échelles climatiques où elle a été très peu abordée avec les outils de modélisation. Cette région est un carrefour de nombreuses sources d'aérosols, où les interactions entre les différents aérosols naturels et anthropiques, l'atmosphère et la mer Méditerranée pourraient être importantes. L'état de l'art met en évidence qu'aucune étude impliquant un couplage régional océan-atmosphère en Méditerranée n'aborde pourtant la question du rôle des aérosols. Nous présentons ci-dessous l'ensemble des questions scientifiques qui seront ainsi abordées dans cette thèse.

1.4.1.1 Quelles sont les caractéristiques de la variabilité spatio-temporelle des aérosols aux différentes échelles climatiques régionales en Méditerranée ?

Avant même d'aborder la question des interactions aérosols-climat, il est important de commencer par mieux caractériser la variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée. Si de nombreux travaux ont été menés pour des aérosols spécifiques (notamment les poussières désertiques) à travers des études de cas ou à partir de stations au sol, il reste à synthétiser toutes les données disponibles et leurs résultats pour mieux décrire la variabilité des aérosols aux échelles climatiques, notamment pour les particules primaires. Nous devrons chercher à savoir quels sont les types d'aérosols dominants qui pourraient piloter le forçage radiatif en Méditerranée, et quelles sont leurs différentes sources de variabilité.

1.4.1.2 Quel est le rôle des différents types d'aérosols dans l'état présent du système climatique en Méditerranée ?

L'objectif est d'estimer l'impact des aérosols et de leur variabilité spatio-temporelle sur le climat moyen de la région méditerranéenne en se consacrant aux effets direct et semi-direct (cf. 1.4.1.6). Pour cela, il faudra étudier comment les aérosols modifient le rayonnement solaire incident ainsi que le rayonnement thermique. Les changements radiatifs induits par les aérosols pourront avoir des conséquences sur la température en surface et d'autres paramètres météorologiques (humidité, nébulosité, précipitations, etc.), mais également sur la stabilité de l'atmosphère (profils verticaux de température et d'humidité). On s'intéressera aussi à quantifier l'effet semi-direct des aérosols, à savoir les changements de dynamique atmosphérique et de nébulosité associés. L'influence de la variabilité spatiale et saisonnière dans la réponse du climat de la Méditerranée aux aérosols sera étudiée.

1.4.1.3 Quelle importance a la mer Méditerranée dans la réponse du climat au forçage des aérosols ?

Dans une région où les interactions océan-atmosphère sont importantes, on cherchera à connaître le rôle de la mer Méditerranée elle-même dans ces interactions aérosols-rayonnement-climat. Si les aérosols sont capables de modifier la température de surface de la mer, ils pourraient également faire varier les flux d'échanges entre la mer et l'atmosphère, notamment la

chaleur latente. On pourra aussi chercher à savoir si les aérosols ont des effets induits plus en profondeur sur la mer Méditerranée, notamment en ce qui concerne la formation des masses d'eau.

1.4.1.4 Quel rôle ont joué les différents aérosols dans les tendances climatiques observées en Méditerranée depuis trente ans ?

Les émissions d'aérosols anthropiques ont considérablement diminué en Europe depuis une trentaine d'années. On peut donc se demander si cette réduction de la charge en aérosols a eu un impact sur les tendances climatiques de la région méditerranéenne. Cela est à mettre en relation avec les phénomènes de dimming/brightening mis en évidence en Europe notamment. Ces variations d'aérosols pourraient aussi jouer un rôle dans le réchauffement observé en surface, à la fois sur terre et sur mer. On considèrera également les tendances possibles des autres types d'aérosols, en particulier désertiques, et leur impact éventuel sur le climat en Méditerranée.

1.4.1.5 Quelle est l'influence de la variabilité quotidienne des aérosols sur le climat de la région méditerranéenne ?

Les aérosols ont des durées de vie très courtes dans la troposphère, qui engendrent une forte variabilité spatio-temporelle. En Méditerranée, on peut citer en exemple les poussières désertiques qui sont transportées depuis le Sahara dans des panaches se produisant à intervalles irréguliers, ou les épisodes de pollution en Europe dans des conditions de blocage anticyclonique. On peut se demander si tenir compte de cette variabilité quotidienne est important pour estimer l'impact des aérosols sur le climat en Méditerranée, ou s'il suffit de représenter le comportement moyen des aérosols.

1.4.1.6 Thématiques exclues de la thèse

En revanche, cette thèse n'abordera pas les points suivants, soit par manque de temps, soit par absence d'outils numériques appropriés :

- Les processus liés aux effets indirects des aérosols sont encore aujourd'hui soumis à de nombreuses incertitudes, et non totalement pris en compte dans les outils numériques utilisés dans cette thèse. On se limitera donc à l'étude des effets direct et semi-direct qui soulèvent déjà de nombreuses questions.
- Les scénarios de changement climatique sont exclus du champ thématique de cette thèse, même si les outils développés pendant la thèse pourront permettre d'attaquer cette échelle de temps.

1.4.2. Méthodologie : approche par la modélisation couplée du système climatique régional

Pour répondre à ces différentes questions, il a été fait appel à des techniques de modélisation, qui permettent de comprendre et évaluer les processus mis en jeu par les aérosols. Les paragraphes précédents nous ont montré que la simulation du climat méditerranéen nécessite à la fois une bonne représentation des petites échelles spatio-temporelles, des liens entre grande échelle et climat régional, et du couplage entre les différentes composantes du système climatique. L'approche principale retenue ici sera donc une approche de modélisation couplée régionale du système climatique à haute résolution. Ce couplage comprendra à la fois l'atmosphère, les surfaces continentales, les rivières et la mer Méditerranée.

Toutes ces composantes peuvent être couplées dans le système climatique de modélisation régionale appelé CNRM-RCSM (Regional Climate Modeling System). Au cours de cette thèse, les aérosols sont pris en compte dans CNRM-RCSM de deux manières distinctes permettant de répondre aux différentes questions scientifiques. D'une part, les aérosols peuvent être inclus dans le modèle atmosphérique au moyen de climatologies mensuelles pour cinq types d'aérosols (poussières désertiques, sels marins, sulfates, carbone suie et carbone organique). D'autre part, un schéma pronostique d'aérosols a été développé et mis en place dans le modèle atmosphérique au cours de la thèse, afin de représenter de manière plus fine la variabilité spatio-temporelle des aérosols.

Ce modèle couplé régional incluant les effets radiatifs direct et semi-direct des aérosols sera utilisé pour l'étude des interactions aérosols-climat en Méditerranée pour la première fois, alors que les outils existaient depuis plusieurs années. Ce couplage est essentiel dans la réponse aux questions scientifiques de cette thèse, car il permet notamment à la température de surface de la mer de répondre au forçage radiatif des aérosols. De plus, il est à noter que la mise en place d'un système couplé régional océan-atmosphère-aérosols pronostiques aux échelles climatiques est novatrice et unique à notre connaissance.

Outre l'aspect portant sur la modélisation climatique, la thèse s'attachera aussi à utiliser au mieux les données disponibles concernant les différents types d'aérosols observés en Méditerranée. Celles-ci peuvent provenir soit des réseaux de surface déjà existants (comme les stations AERONET), soit des outils de télédétection satellite (e.g. MODIS, MISR), soit des campagnes expérimentales réalisées dans le cadre des projets ChArMEx et HyMeX (mesures in-situ, au sol ou aéroportées). ChArMEx a également favorisé la mise en place d'exercices d'intercomparaison de modèles régionaux ayant des aérosols, auxquels le modèle du CNRM a été inclus.

1.4.3. Aperçu des différents modèles utilisés

Les principaux outils numériques utilisés pour cette thèse sont basés sur les développements réalisés au CNRM depuis plus d'une dizaine d'années. Ils comprennent les modèles suivants intégrés dans CNRM-RCSM :

- le modèle régional de climat ALADIN-Climat. C'est un modèle atmosphérique à aire limitée utilisé ici avec une résolution horizontale de 50km, et dont les conditions aux bords sont ici fournies par la réanalyse ERA-Interim (Dee et al., 2011). Dans sa version 5.2 disponible au début de la thèse, ALADIN-Climat ne possède pas de schéma interactif d'aérosols mais ceux-ci sont pris en compte uniquement au moyen de climatologies mensuelles. La version suivante, nommée 5.3, a été utilisée dans la deuxième partie de la thèse, permettant ainsi le développement et l'ajout d'un schéma pronostique d'aérosols.
- le modèle régional d'océan NEMOMED8. C'est également un modèle régional à aire limitée, couvrant toute la mer Méditerranée, la mer Noire étant exclue.
- le modèle de surfaces continentales ISBA. Il est directement intégré dans ALADIN-Climat.
- le schéma de rivières TRIP. Il permet de simuler de manière interactive le débit des rivières en fonction du bilan évaporation-précipitations fourni par ISBA.

Par ailleurs, la compréhension des processus d'émission de poussières désertiques nécessaires à leur modélisation a demandé l'utilisation d'un autre modèle régional de climat : RegCM (Giorgi et al., 2012). Comme ALADIN-Climat, c'est un modèle atmosphérique à aire limitée qui est utilisé ici à une résolution de 50 km. Il inclut un schéma pronostique d'aérosols.

La liste des simulations réalisées avec ALADIN-Climat et RegCM, et utilisées pour cette thèse, est fournie en annexe A.

Enfin, les campagnes intensives (été 2013) du projet ChArMEx ont aussi permis de réaliser des simulations avec un modèle opérationnel de prévisions de Météo-France auquel on a ajouté un schéma pronostique de poussières désertiques : ALADIN-Dust (Mokhtari et al., 2012), à ne pas confondre avec le modèle de climat ALADIN-Climat. Au cours de la thèse, j'ai pu faire fonctionner ALADIN-Dust en mode quasi-opérationnel pendant l'été 2013, tournant quotidiennement à une résolution horizontale de 24 km jusqu'à 72 heures d'échéance, initialisé et forcé aux bords par les prévisions du modèle global ARPEGE (cf. annexe D). Les sorties de ce modèle mises à disposition sur le site internet de la campagne, ont ainsi servi d'aide à la décision pendant la SOP-1a/ADRIMED.

1.4.4. Plan de la thèse

Après ce chapitre introductif où ont été récapitulées les principales notions nécessaires à la compréhension de la thèse, les questions scientifiques posées seront abordées successivement.

L'étude de la variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée est réalisée dans le chapitre 2, qui présente une synthèse des données existantes en matière d'épaisseur optique sur la région. On compare aussi bien des observations par télédétection satellitaire que des sorties de modèles numériques. Le but est aussi d'évaluer les climatologies disponibles pour forcer les modèles régionaux de climat en Méditerranée, et d'en établir une nouvelle plus réaliste si nécessaire.

Les chapitres 3 et 4 se consacrent à l'étude de l'impact des aérosols sur la variabilité du climat en Méditerranée, au moyen de simulations réalisées avec le système de modélisation CNRM-RCSM. Les aérosols y sont donc représentés par des climatologies mensuelles aussi réalistes que possible. On étudiera d'abord (chapitre 3) leur impact sur le climat présent (2003-2009), ainsi que le rôle de la réponse de la mer Méditerranée. Par la suite, on s'intéressera aux tendances climatiques depuis plus de trois décennies, qui ont vu notamment une diminution notable de la charge en aérosols anthropiques sur la région euro-méditerranéenne.

Pour répondre aux questions posées à l'échelle quotidienne correspondant au déplacement d'un panache d'aérosols, on consacrera le chapitre 5 à la modélisation interactive des aérosols. L'accent sera mis sur les paramétrisations liées aux aérosols désertiques, d'abord dans le modèle RegCM puis dans le modèle ALADIN-Climat. Une étude de cas de la campagne ChArMEx/SOP-0 (juin 2012) sera aussi menée avec ce dernier, afin d'évaluer et d'améliorer le nouveau schéma. Le chapitre 6 aura quant à lui pour support une simulation multi-annuelle (1979-2013) couplée aérosol-atmosphère-océan, afin de simuler et caractériser les aérosols méditerranéens à l'échelle quotidienne et de comprendre l'influence de l'interactivité et de la variabilité à haute fréquence des aérosols simulés sur le climat en Méditerranée.

CHAPITRE II
Climatologie des aérosols en région méditerranéenne

2.1 Résumé de l'article 36
2.2 Variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée : vers une nouvelle climatologie (article) 37
Abstract 38
1. Introduction 39
2. Dataset 40
2.1 Satellite data 40
2.2 Model data 42
2.3 Ground-based measurements 44
3. Comparison and evaluation 44
3.1 Methodology 44
3.2 Total AOD 44
3.2.1 Satellites 44
3.2.2 Models 45
3.2.3 Comparison of seasonal cycle 46
3.2.4 Comparison to AERONET 48
3.3 Separation by aerosol type 49
3.4 Vertical dimension 51
3.5 Before the 2000s 52
4. Reconstruction of the aerosol field 53
4.1 Building of a 4-D-blended-product 53
4.2 Characteristics of the new climatology 54
4.3 Discussion 55
4.4 Aerosol properties 57
5. Conclusions 58
References 59
2.3 Conclusions et perspectives 66

Le deuxième chapitre de cette thèse est consacré à l'étude de la variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée en tant que telle. Avant de pouvoir étudier leur impact sur le climat, il est en effet important de connaître les caractéristiques principales des aérosols en jeu, et de savoir quelles sont les échelles de variabilité les plus importantes. Ce sera aussi l'occasion d'évaluer les climatologies existantes utilisées jusqu'à maintenant dans les modèles régionaux de climat utilisés en Méditerranée pour représenter le forçage radiatif des aérosols. Ce travail a fait l'objet d'une publication dans le journal *Atmospheric Measurement Techniques (AMT)*, qui est présentée ci-dessous.

2.1. Résumé de l'article

La région méditerranéenne est située au carrefour de nombreuses sources d'aérosols, provenant par exemple du Sahara (poussières désertiques), de la combustion de biomasse en Europe de l'Est, des industries de la vallée du Pô ou encore des sels marins de la mer Méditerranée elle-même. Tous ces aérosols sont mesurés par divers instruments (photomètres, radiomètres embarqués dans l'espace, lidars, ...) depuis les années 1980. Afin d'établir une climatologie la plus réaliste et la plus complète possible, on a rassemblé ici les différents jeux de données qui concernent sur la région, incluant non seulement des données satellites mais aussi des sorties de modèles. En effet, les instruments satellitaires ne peuvent bien souvent mesurer que l'épaisseur optique totale (parfois aussi le mode fin ou grossier), sans distinguer les différents types d'aérosols (sulfates, poussières désertiques, ...), ce qui est une information importante pour représenter au mieux les propriétés radiatives des aérosols dans les modèles de climat. Les données des photomètres du réseau AERONET seront considérées comme la référence, et serviront donc à évaluer les différents jeux de données.

On considère dans un premier temps les données d'épaisseur optique disponibles après 2000 qui sont les plus nombreuses. Celles fournies par les instruments satellitaires montrent des différences importantes, mais on peut toutefois identifier des structures spatiales similaires (fortes valeurs en Afrique du Nord, gradient nord-sud sur la mer Méditerranée) pour AQUA/MODIS, TERRA/MODIS et MISR. Sur mer, les données de PARASOL, SEVIRI et AVHRR sont aussi intéressantes, mais l'absence de données sur terre limite leur utilisation comme potentiel forçage par un modèle régional de climat. Par contre, les données de MERIS et SeaWiFS se sont révélées plus limitées, à cause respectivement d'un contraste terre-mer irréaliste et d'une sous-estimation importante due au rejet des pixels à forte réflectance.

De plus, cette intercomparaison a été complétée par d'autres jeux de données, à savoir la climatologie de Tegen et al. (1997), notée TEG97, les sorties des modèles LMDz-OR-INCA et RegCM, les réanalyses GEMS et MACC, et la moyenne des modèles de l'initiative ACCMIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project) ayant simulé les aérosols. Le produit le plus ancien, TEG97, montre une variabilité spatiale différente des autres, avec notamment des épaisseurs optiques plus faibles en Afrique du Nord. MACC, GEMS, RegCM et LMDz-OR-INCA ont quant à eux une structure spatiale proche de celle des satellites, même si on peut noter quelques différences. En effet, RegCM a par exemple des valeurs plus faibles en Europe, ce qui est probablement lié à une sous-estimation des émissions de sulfates. GEMS et MACC ont quant à eux des épaisseurs optiques plus faibles en Afrique du Nord, seule région où ils ne bénéficient pas de l'assimilation des données MODIS.

Les moyennes mensuelles de tous ces produits permettent de comparer le cycle saisonnier de l'épaisseur optique sur la région méditerranéenne, et de confirmer les résultats des études précédentes (e.g. Moulin et al., 1998; Barnaba et Gobbi, 2004). Il est essentiellement piloté, d'une part, par les poussières désertiques qui présentent un maximum au printemps sur le bassin oriental se décalant vers l'ouest en été, et d'autre part, par les sulfates ayant aussi un maximum au printemps et en été. Les résultats confirment les similitudes entre AQUA/MODIS, TERRA/MODIS et MISR, ainsi que le bon comportement des modèles excepté pour les problèmes mentionnés ci-dessus (poussières désertiques de TEG97 et MACC, sulfates de RegCM).

Par rapport aux mesures du réseau AERONET (47 stations du bassin méditerranéen ont été considérées), les biais les plus faibles sont obtenus par AQUA/MODIS et TERRA/MODIS. En termes de corrélation spatio-temporelle et de variance, les deux jeux de données MODIS confirment leurs meilleurs résultats par rapport aux autres capteurs, qui ont soit une sous-

estimation de la variabilité spatio-temporelle (e.g. AVHRR, SeaWiFS-2), soit une corrélation plus faible (e.g. PARASOL, MERIS). La meilleure qualité de MODIS par rapport aux autres capteurs est en accord avec une évaluation similaire réalisée par Bréon et al. (2011) à l'échelle globale. Aucun modèle n'arrive aux mêmes scores que MODIS, même si on peut noter que GEMS et MACC ont des corrélations équivalentes (mais une sous-estimation de la variance). Les données modèles sont néanmoins à conserver pour pouvoir obtenir une climatologie par type d'aérosol.

En résumé, cette intercomparaison a permis de conclure que la variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée était très importante, et jusqu'ici mal représentée dans les modèles régionaux de climat utilisant une climatologie telle que TEG97. Nous avons donc pu établir une nouvelle climatologie plus réaliste, basée sur les données de AQUA/MODIS pour l'épaisseur optique totale. La séparation en types d'aérosols est calculée à partir des données RegCM pour les sels marins et les poussières désertiques, et à partir de MACC pour le carbone organique, le carbone suie et les sulfates. Une distribution verticale de ces aérosols a également pu être construite à partir des données du lidar CALIOP, montrant une extension verticale importante pour les poussières désertiques, alors que les sulfates et les sels marins restent en général confinés dans la couche limite.

Avant les années 2000, quelques instruments satellites mesuraient déjà l'épaisseur optique, comme MVIRI à bord de Météosat ou TOMS à bord de NIMBUS-7. Cependant, la qualité de ces données semble difficile à estimer, et on a pu mettre en évidence des ruptures importantes dans certaines séries temporelles, probablement liées à des changements de capteurs ou d'algorithmes. Ces sources de données sont donc inexploitables pour étendre la climatologie aux années avant 2000. Par conséquent, on a utilisé la tendance provenant de la simulation de LMDz-OR-INCA. Seuls les sulfates ont montré une tendance significative, à savoir une diminution de l'épaisseur optique de -0.05 par décennie depuis le début des années 1980. Cette tendance est médiante par rapport aux tendances établies dans les modèles participant à l'exercice ACCMIP.

Au final, nous avons donc un nouveau produit disponible sur la période 1979-2009 au pas de temps mensuel et à une résolution de 50 km, représentant les épaisseurs optiques pour cinq types d'aérosols sur la région méditerranéenne, afin d'être utilisé par des modèles régionaux de climat. D'autres paramètres sont également discutés dans l'article, comme notamment la définition des propriétés optiques des cinq types d'aérosols qui jouent un rôle essentiel dans les interactions aérosols-rayonnement-climat.

2.2. Variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée : vers une nouvelle climatologie (article)

A 4D 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. **P. Nabat**, S. Somot, M. Mallet, I. Chiapello, J. J. Morcrette, F. Solmon, S. Szopa, F. Dulac, W. Collins, S. Ghan, L. W. Horowitz, J. F. Lamarque, Y. H. Lee, V. Naik, T. Nagashima, D. Shindell, and R. Skeie, *Atmospheric Measurement Techniques*, **6**, 1287-1314, doi :10.5194/amt-6-1287-2013, 2013.

Atmos. Meas. Tech., 6, 1287–1314, 2013
www.atmos-meas-tech.net/6/1287/2013/
doi:10.5194/amt-6-1287-2013
© Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.



Atmospheric Measurement Techniques
Open Access

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

P. Nabat[1], S. Somot[1], M. Mallet[2], I. Chiapello[3], J. J. Morcrette[4], F. Solmon[5], S. Szopa[6], F. Dulac[6], W. Collins[7], S. Ghan[8], L. W. Horowitz[9], J. F. Lamarque[10], Y. H. Lee[11], V. Naik[12], T. Nagashima[13], D. Shindell[11], and R. Skeie[14]

[1]Météo-France, UMR3589, CNRS – CNRM-GAME, Centre National de Recherches Météorologiques, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1, France
[2]Laboratoire d'Aérologie, UMR 5560, 16 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France
[3]Laboratoire d'Optique Atmospérique, CNRS/Université Lille 1, UMR 8518, 59655 Villeneuve d'Ascq, France
[4]European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK
[5]The Abdus Salam International Center for Theroretical Physics, Strada Costiera 11, 34100 Trieste, Italy
[6]Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE-IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, 91191 Gif-sur-Yvette, France
[7]Department of Meteorology, University of Reading, UK
[8]Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA, USA
[9]NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, NJ, USA
[10]NCAR Earth System Laboratory, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA
[11]NASA Goddard Institute for Space Studies and Columbia Earth Institute, New York, NY, USA
[12]UCAR/NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, NJ, USA
[13]National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan
[14]Center for International Climate and Environmental Research-Oslo (CICERO), Oslo, Norway

Correspondence to: P. Nabat (pierre.nabat@meteo.fr)

Received: 18 October 2012 – Published in Atmos. Meas. Tech. Discuss.: 28 November 2012
Revised: 2 April 2013 – Accepted: 13 April 2013 – Published: 17 May 2013

Abstract. Since the 1980s several spaceborne sensors have been used to retrieve the aerosol optical depth (AOD) over the Mediterranean region. In parallel, AOD climatologies coming from different numerical model simulations are now also available, permitting to distinguish the contribution of several aerosol types to the total AOD. In this work, we perform a comparative analysis of this unique multi-year database in terms of total AOD and of its apportionment by the five main aerosol types (soil dust, sea-salt, sulfate, black and organic carbon). We use 9 different satellite-derived monthly AOD products: NOAA/AVHRR, SeaWiFS (2 products), TERRA/MISR, TERRA/MODIS, AQUA/MODIS, ENVISAT/MERIS, PARASOL/POLDER and MSG/SEVIRI, as well as 3 more historical datasets: NIMBUS7/CZCS, TOMS (onboard NIMBUS7 and Earth-Probe) and METEOSAT/MVIRI. Monthly model datasets include the aerosol climatology from Tegen et al. (1997), the climate-chemistry models LMDz-OR-INCA and RegCM-4, the multi-model mean coming from the ACCMIP exercise, and the reanalyses GEMS and MACC. Ground-based Level-2 AERONET AOD observations from 47 stations around the basin are used here to evaluate the model and satellite data. The sensor MODIS (on AQUA and TERRA) has the best average AOD scores over this region, showing a relevant spatio-temporal variability and highlighting high dust loads over Northern Africa and the sea (spring and summer), and sulfate aerosols over continental Europe (summer). The comparison also shows limitations of certain datasets (especially MERIS and SeaWiFS standard products). Models reproduce the main patterns of the AOD variability over the basin. The MACC

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

reanalysis is the closest to AERONET data, but appears to underestimate dust over Northern Africa, where RegCM-4 is found closer to MODIS thanks to its interactive scheme for dust emissions. The vertical dimension is also investigated using the CALIOP instrument. This study confirms differences of vertical distribution between dust aerosols showing a large vertical spread, and other continental and marine aerosols which are confined in the boundary layer. From this compilation, we propose a 4-D blended product from model and satellite data, consisting in monthly time series of 3-D aerosol distribution at a 50 km horizontal resolution over the Euro-Mediterranean marine and continental region for the 2003–2009 period. The product is based on the total AOD from AQUA/MODIS, apportioned into sulfates, black and organic carbon from the MACC reanalysis, and into dust and sea-salt aerosols from RegCM-4 simulations, which are distributed vertically based on CALIOP climatology. We extend the 2003–2009 reconstruction to the past up to 1979 using the 2003–2009 average and applying the decreasing trend in sulfate aerosols from LMDz-OR-INCA, whose AOD trends over Europe and the Mediterranean are median among the ACCMIP models. Finally optical properties of the different aerosol types in this region are proposed from Mie calculations so that this reconstruction can be included in regional climate models for aerosol radiative forcing and aerosol-climate studies.

1 Introduction

The Mediterranean region has been identified as a crossroads of air masses carrying numerous and various aerosol types (Lelieveld et al., 2002), and the relatively high aerosol load encountered over the region can potentially lead to strong effects on the regional radiative budget, climate and ecosystems of the Mediterranean (Rodá et al., 1993; Rosenfeld et al., 2001; Bergamo et al., 2008; Guieu et al., 2010). Numerous anthropogenic and natural sources over this region lead to the presence of different aerosols, such as industrial and urban aerosols from Europe and North African towns, forest fires, biomass burning from Eastern Europe, dust aerosols from Africa and marine particles. This diversity results in a large variety in physico-chemical and optical aerosol properties over the basin (Basart et al., 2009), highly variable in space and time, driving their interactions with shortwave (SW) and longwave (LW) radiation, with ensuing impacts on climate. In order to identify and quantify these impacts with regional climate models, a robust 4-D aerosol content database over the region is required to be used as a reference for radiative calculations.

The atmospheric aerosol content can be represented by the Aerosol Optical Depth (AOD), which is the vertical integral over an atmospheric column of the fraction of incident light scattered and absorbed by aerosols. This optical parameter is often used as input for calculations of aerosol direct and semi-direct radiative forcing in Regional Climate Models (RCMs). Several AOD datasets exist over the Mediterranean region, both satellite-derived (e.g., MODIS, MISR, SEVIRI) and model-simulated products (e.g., MACC, RegCM-4) which will be discussed in Sect. 2. All these satellite-derived products are commonly evaluated against ground-based measurements, from the AERONET network notably (e.g., Vidot et al., 2008; Levy et al., 2010). Various authors have already used AOD derived by several satellite teams from satellite data over the Mediterranean, using for example MODIS (Barnaba and Gobbi, 2004; Papadimas et al., 2008, 2009; Nabat et al., 2012), the association of MODIS and TOMS (Hatzianastassiou et al., 2009) or the SeaWiFS sensor (Antoine and Nobileau, 2006), but few have compared different AOD satellite products between them. Bréon et al. (2011) have compared AOD from POLDER, MODIS, MERIS, SEVIRI and CALIOP at the global scale. This study has shown that the MODIS AOD product has the most reliable estimate of the total AOD over ocean and land. Carboni et al. (2012) have provided an intercomparison of Saharan dust aerosols retrieved by various satellite instruments (e.g., MODIS, MISR and MERIS) during a strong event in March 2006, showing significant differences between them. Over ocean, Myhre et al. (2005) have also underlined significant differences in AOD retrievals from 9 datasets between 1997 and 2000. The AeroCom exercise (http://nansen.ipsl.jussieu.fr/AEROCOM/) has enabled a comparison of aerosols from different global models: Kinne et al. (2006) have found a relative agreement in global mean AOD, evaluated between 0.11 and 0.14 in the different AeroCom models, against 0.135 for AERONET and 0.15 for satellite composites. Differences are larger at the regional scale. More recently, in the framework of the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP), Shindell et al. (2013a) have also underlined all global models were able to reproduce the main AOD patterns, but differ in individual aerosol components. Over Europe Zubler et al. (2011c) have compared several model climatologies showing the overestimation of AOD in the climatology of Tanré et al. (1984). All these comparative studies highlight the differences between the numerous AOD products, despite a generally reasonably good agreement with AERONET data. Over the Mediterranean region, an intercomparison between all these sensors and models has not been done to our knowledge.

This comparison could also help in the understanding of the impact of aerosols on the Mediterranean climate. The complexity of regional climate response to aerosols is reinforced in this region where local winds, complex coastlines and orography have strong interactions with the atmospheric flow. In this context, the use of high resolution modelling through RCMs is essential (Gibelin and Déqué, 2003; Gao et al., 2006; Giorgi and Lionello, 2008; Déqué and Somot, 2008; Herrmann et al., 2011). At present many RCMs use

AOD monthly climatologies to take into account aerosol radiative forcing, for example ALADIN-Climate (Herrmann et al., 2011) and REMO (Jacob, 2001). Others do not have any aerosols (e.g., RegCM-3, Artale et al., 2010; PROMES-RCM, Sanchez et al., 2004). Only few RCMs such as COSMO-ART (Zubler et al., 2011a) and RegCM-4 (Giorgi et al., 2012) have interactive schemes to generate natural and anthropogenic aerosols. These interactive modules are useful for studies at the daily scale and for future climate projections (e.g., Szopa et al., 2013). However, they might lead to biases when simulating present aerosol conditions, as the climatic biases impact the AOD field through emission, advection and wet deposition. Resorting to monthly climatologies can be justified for this reason, especially for hindcast simulations, targeting a realistic representation of the past decade. Given the strong aerosol impact on climate, the choice of the aerosol dataset is essential (Hohenegger and Vidale, 2005).

The objective of this work is to compare and evaluate the different existing multi-year datasets of aerosols in terms of monthly AOD at 550 nm over the Mediterranean basin, in order to set up a reference aerosol climatology. The comparison includes the following sensors: NOAA/AVHRR (1982–2007), SeaWiFS (1997–2010, 2 products), TERRA/MISR (2000–2010), TERRA/MODIS (2000–2010), AQUA/MODIS (2002–2010), ENVISAT/MERIS (2002–2010), PARASOL/POLDER (2005–2010) and MSG/SEVIRI (2005–2010). All these passive sensors, detailed in Sect. 2, which will be compared to each other and evaluated against ground-based observations from the AERONET network, provide monthly AOD fields, without any information on the vertical profiles of particles. We have also used the CALIPSO/CALIOP product to assess the vertical distribution of aerosols over five years (2006–2010). Finally, those remote-sensing datasets have been associated with model-simulated products, which provide AOD climatologies, as well as a vertical dimension for some of them. In addition, they offer the possibility of separating aerosols between different types. Five classes are generally distinguished in climate modelling: soil dust (SD), sea-salt (SS), black carbon (BC), organic carbon (OR) and sulfate (SU) aerosols. The following numerical model-based products will be assessed: the climatology from Tegen et al. (1997) (hereafter noted TEG97), the climate-chemistry models RegCM-4 (2000–2009) and LMDz-OR-INCA (1850–2100), the reanalyses GEMS (2003–2008) and MACC (2003–2010), and the multi-model mean coming from a subset of models taking part in the ACCMIP exercise. Before the 2000s, we also include in the present work retrievals from NIMBUS-7/CZCS (1978–1986), NIMBUS7/TOMS (1980–1992), METEOSAT/MVIRI (1984–1997) and Earth-Probe/TOMS (1997–2000), as well as the models from the ACCMIP exercise. The intercomparison led in this study concerns the whole Mediterranean basin, both land and ocean surfaces. The domain of study is presented in Fig. 1, and includes the Mediterranean domain of the international WCRP/CORDEX initiative for high resolution regional climate modelling in the Mediterranean region (MedCORDEX: http://www.medcordex.eu). The Mediterranean basin and the Black Sea catchment basin are included in this domain. As a result of this comparison, a possible reconstruction of the aerosol field over the Mediterranean basin will be provided for use in RCMs, as well as an estimation of the different uncertainties. It should be noted that the present work focuses on tropospheric aerosols, and that consequently the consideration of volcanic aerosols will only be raised in the discussion part.

After a description of each aerosol dataset in Sect. 2, the comparison and evaluation of the different satellite-derived and model-simulated products is given in Sect. 3, considering both the spatial and temporal variability, and also the vertical distribution. The period before the 2000s when few satellite retrievals and models are available is studied separately. Section 4 presents our blended 4-D reconstruction of the aerosol field, as well as a discussion about optical properties notably before the concluding remarks in Sect. 5.

2 Dataset

2.1 Satellite data

Aerosol information retrieved from different sets of satellite measurements is compared over the Mediterranean basin in the present work, in terms of aerosol optical depth at 550 nm. Table 1 summarises their main characteristics (instrument, platform, period of study, spatial resolution and coverage). The following list includes the main aerosol sensors over the basin, and all of them will be evaluated against AERONET ground-based observations (when available) and compared with each other in this study. We have separated the ones retrieving data only before the 2000s, which cannot be evaluated against AERONET observations. Among these 11 datasets, only the ones covering the whole Mediterranean basin and surrounding land areas could be considered for a reconstruction purpose.

The MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) is a multi-spectral radiometer, designed to retrieve aerosol microphysical and optical properties over ocean and land (Tanré et al., 1997; Levy et al., 2007). It was launched both onboard TERRA (morning orbit) and AQUA (afternoon orbit) satellites. For this study, the official Level-3 monthly aerosol products (MOD08_M3 and MYD08_M3, collection 5.1) are used to get AOD. The traditional algorithm covers both ocean and land surfaces except deserts over a long period (since 2000 for TERRA and 2002 for AQUA) at a $1 \times 1^{\circ}$ resolution. Over the Sahara, the "Deep Blue" algorithm (Hsu et al., 2004) is needed to retrieve aerosols over this bright surface, instead of the land algorithm which is based on finding dark targets. The Deep Blue algorithm relies on the blue wavelengths and libraries of surface reflectance. Using data

Table 1. Main characteristics of the different satellite sensors used in this study.

Instrument	Platform	Period of study	Spatial Resolution	Spatial coverage
MODIS	AQUA	July 2002–December 2010	1°	Ocean and land (including Sahara)
MODIS	TERRA	March 2000–December 2010	1°	Ocean and land (including Sahara)
MISR	TERRA	March 2000–December 2010	0.5°	Ocean and land (including Sahara)
POLDER	PARASOL	March 2005–December 2010	18.5 km	Ocean
SEVIRI	MSG	June 2005–December 2010	3 km (nadir)	Ocean
SeaWiFS	SeaWiFS	September 1997–December 2010	8 km	Ocean
SeaWiFS*	SeaWiFS	September 1997–December 2010	0.5°	Ocean and land (including Sahara)
MERIS	ENVISAT	May 2002–February 2010	1°	Ocean and land (except Sahara)
AVHRR	NOAA	January 1982–December 2007	0.5°	Ocean
TOMS	Nimbus-7	January 1980–December 1992	1°	Ocean and land (except Northern Europe)
CZCS	Nimbus-7	October 1978–June 1986	8 km	Ocean
MVIRI	MeteoSat	June 1983–December 1997	0.4°	Mediterranean Sea
TOMS	Earth-Probe	July 1996–December 2000	1°	Ocean and land (except Northern Europe)

* Named SeaWiFS-2 in this study.

from both the standard and the Deep Blue algorithms, the whole Mediterranean region is covered by AQUA/MODIS and TERRA/MODIS.

The Multiangle Imaging SpectroRadiometer (MISR) is a passive radiometer also launched onboard the TERRA platform in 2000. MISR provides radiometrically and geometrically calibrated images at four wavelengths (446, 558, 672 and 866 nm) in nine different directions (four forward, four backward, and nadir), both over land (desert included) and ocean (Kahn et al., 2005, 2010). In the present study, we use AOD from the Level-3 monthly aerosol products (MIL3MAE, version F15_0031). Like MODIS, MISR has the advantage to cover the whole basin and surrounding land surfaces over a long period (since 2000).

The POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER) instrument was launched onboard the PARASOL instrument in 2005 after two premature failures after 9 months of operations on the ADEOS-I and -II platforms (Tanré et al., 2001). This instrument retrieves aerosol optical and microphysical properties in a unique way thanks to its directional polarised measurements at 670 and 865 nm (Herman et al., 2005). PARASOL total AOD is only available over ocean (Tanré et al., 2011). We use the Level-3 monthly aerosol product (ATM_TAUA_M and ATM_ANG_M) to get AOD, as well as the Angstrom exponent to calculate AOD at 550 nm following equation 1, in which α is the Angstrom coefficient, λ and λ_0 two different wavelengths, and AOD the aerosol optical depth at these respective wavelengths. This calculation is necessary to compare all AOD products at the same wavelength, namely 550 nm.

$$\mathrm{AOD}(\lambda) = \mathrm{AOD}(\lambda_0)\left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\alpha} \quad (1)$$

The SEVIRI radiometer was launched on the Meteosat Second Generation (MSG) satellite, which is a geostationary satellite above longitude 0°. This enables to have a very high temporal resolution (images every 15 min). A method was developed to retrieve AOD over ocean from SEVIRI measurements at 0.63 and 0.81 µm (Thieuleux et al., 2005). The present work uses Level-2 monthly-averaged aerosol product (SEV_AER-OC-M3) downloaded from the ICARE data centre (http://www.icare.univ-lille1.fr), and available since June 2005.

The Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) is a multispectral ocean color sensor in the visible and near infrared (NIR) spectrum (Jamet et al., 2004; Wang et al., 2005). It provides both AOD and the Angstrom exponent, used in this study. As for PARASOL, equation 1 enables to get AOD at 550 nm from retrievals at 865 nm. SeaWiFS has a long retrieval period (since 1997), but only covers ocean. Data was downloaded from the NASA ocean colour products website (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov, level-3 monthly AOD and angstrom exponent). It is well-known that the standard aerosol product underestimates AOD in regions affected by desert dust because pixels affected by a turbid atmosphere are removed to insure the best quality of marine products which are the main goal of the SeaWiFS (Jamet et al., 2004) and because significant absorption in the blue by dust aerosol is neglected by the standard algorithm (Moulin et al., 2001). A more realistic AOD product has been produced from SeaWiFS over the Mediterranean for the period 1997–2004 (Antoine and Nobileau, 2006), but was not available for our study. More recently, a newly-developed AOD retrieval algorithm over land and ocean has been applied to SeaWiFS measurements (Hsu et al., 2012). It is based on a combination of the Deep Blue algorithm over land (Hsu et al., 2004) and the SeaWiFS Ocean Aerosol Retrieval (SOAR) algorithm over ocean (Sayer et al., 2012). This new product has been included in the present intercomparison (level-3 monthly AOD), and will be called SeaWiFS-2 in this paper.

The Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) is a multi-spectral sensor launched onboard the ENVISAT satellite in 2002. MERIS retrieves aerosol properties in the 390 to 1040 nm spectral range over land and ocean (Antoine and Morel, 1999; Santer et al., 1999), but does not include bright surfaces like Sahara. In this study, we use the Level-2 monthly aerosol product (MER_T550M) obtained with the Giovanni online data system.

The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) included in the Pathfinder ATMOSphere (PATMOS) project provides a multiyear (1982–2007) multisatellite (NOAA-7, -9, -11 and -14) dataset (Stowe et al., 1997). The aim of PATMOS is to generate multiple products (cloud, aerosol, surface and radiometric) on the same grid using a common processing path. We use for this study the level-3 aerosol product (patmosx_aft_mor), downloaded from the PATMOS website (http://cimss.ssec.wisc.edu/patmosx/). AVHRR only covers ocean surfaces, but provides AOD data over the longest period (26 yr). All eight satellite-derived aerosol datasets listed above are extending up to 2010 (except for AVHRR to 2007). We also consider 3 more historical datasets, which cover the early 1980s, as listed below.

The Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) onboard the Nimbus-7 satellite retrieves aerosol properties over land and water surfaces (Torres et al., 2002). These measurements rely on the near-UV region, and the aerosol index from TOMS is often used (Herman et al., 1997). In this study, we use monthly-averaged aerosol optical depth (globe_tau_MMMYY.asc files) downloaded from the NASA website (http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols/aot.html), which covers the 1980–1992 period. Even if data are retrieved over land and ocean, very few observations are available north of 35° N (Herman et al., 2001). After the end of Nimbus-7 in April 1993, TOMS was launched onboard the Earth-Probe satellite in July 1996, retrieving aerosols until 2005. Because of a deterioration of the instrument after 2000, only data between 1997 and 2000 has been included in the present work.

The Coastal Zone Colour Scanner (CZCS) onboard Nimbus-7 is a scanning radiometer viewing the ocean in six coregistered spectral bands (Hovis et al., 1980). It aims at providing estimates of the near-surface concentration of phyto-plankton pigments as well as aerosol properties over the sea surface as a by-product of the atmospheric-correction algorithm (Gordon and Wang, 1994). We use for this study the level-2 aerosol products (AOD at 865 nm and Angstrom exponent) available over the period 1978–1986 that include the oldest data in the present work. The Meteosat Visible and InfraRed Imager (MVIRI) was launched onboard the first generation of geostationary Meteosat satellites operated from late 1977 to late 2006 (Meteosat-1 to -7, www.eumetsat.int). Images were provided in three relatively wide spectral bands (solar, water vapour and thermal infrared channels), and the AOD is calculated from Meteosat solar radiances (Moulin et al., 1997a). Original Meteosat images obtained before June 1983 had unfortunately been lost to our knowledge and we use here time series from 1984 to 1997 provided by C. Moulin (Moulin et al., 1998). The spatial coverage concerns only the Mediterranean Sea (Black Sea included). To summarise only TERRA/MISR, AQUA/MODIS, TERRA/MODIS and SeaWiFS-2 sensors provide AOD over the whole Mediterranean basin. In that sense, our possible reconstruction of the AOD field must consequently be based on one or several of these four sensors. The others will be evaluated in this study and some of them can be useful to better assess the aerosol load over the Mediterranean region.

In addition to the atmospheric content, the aerosol vertical distribution is a critical property for aerosol-climate interactions. Apart from a short survey of the aerosol profile over the Mediterranean based on the LITE (Lidar In-space Technology Experiment) mission in September 1994 (Berthier et al., 2006), the only available long-term satellite product is provided by the Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP). This instrument onboard the Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) is a space based lidar system launched in 2006 (Vaughan et al., 2004; Winker et al., 2009). It allows to retrieve the vertical profiles of aerosol properties. We use here the level-2 LIDAR product (CAL_LID_L2, version 3.01) for the "Atmospheric_Volume_Description" variable, which indicates for each altitude (at a vertical resolution of 60 m) the type of aerosol among the following ones: clean continental, polluted continental, dust, polluted dust, marine, smoke and unattributed. For this study, we have collected data from 2006 to 2010, namely every track of CALIPSO which has crossed the Mediterranean region.

2.2 Model data

As mentioned in the introduction, the present work also compares AOD from several model data, which consider five different aerosol types: soil dust, sea-salt, black carbon, organic carbon and sulfates. Table 2 summarises the model products (model, type of product, period of study, spatial resolution and coverage).

The climatology from (Tegen et al., 1997), named TEG97 in the present study, is a coarse resolution ($5 \times 3.9°$) monthly average aerosol distribution valid for the early 1990s obtained from a combination of global distributions of aerosols given by different transport models for soil dust (Tegen and Fung, 1995), sea-salt (Tegen et al., 1997), sulfates (Chin et al., 1996) and carbonaceous aerosols (Liousse et al., 1996). It has been used in several global and regional climate models such as ALADIN-Climate (Farda et al., 2010), in recent comparative works (Zubler et al., 2011c), as well as in numerical weather prediction models (e.g., Tompkins et al., 2005). Because of the coarse spatial resolution (T21), regional aerosol loads such as dust over Northern Africa are not well represented. However, compared to the oldest climatology of Tanré et al. (1984), this climatology has brought a sensitive

Table 2. Main characteristics of the different model-simulated products used in this study.

Based-model products	Type	Period of study	Spatial Resolution	Spatial coverage
TEG97	Climatology	1 yr	$5 \times 3.9°$	Global
GEMS	Reanalysis (with AOD assimilation)	2003–2008	1.125°	Global
MACC	Reanalysis (with AOD assimilation)	2003–2010	1.125°	Global
LMDz-OR-INCA	Climate-chemistry model	1850–2010	$3.75 \times 1.875°$	Global
RegCM-4	Climate-chemistry model	2000–2009	50 km	Regional
ACCMIP	Climate-chemistry model mean	1980 and 2000	[1.24–3.75°]	Global

improvement in global AOD (Tompkins et al., 2005; Zubler et al., 2011c).

The European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) has developed a reanalysis of global atmospheric composition since 2003, which includes the five main aerosol species. To constrain these aerosols, it includes the assimilation of the MODIS AOD at 550 nm (Remer et al., 2005) where available, namely not over bright surfaces (Benedetti et al., 2009). The first attempt (Morcrette et al., 2009), corresponding to the GEMS (Global and regional Earth-System (atmosphere) Monitoring using Satellite and in-situ data) project, covers the period 2003–2008. The Monitoring Atmospheric Composition and Climate (MACC) is the second version. It provides improvements in sulfate distributions and has extended the reanalysis to the 2003–2011 period (Kaiser et al., 2010; Benedetti et al., 2011).

RegCM-4 is a regional climate model (Giorgi et al., 2012), incorporating an interactive aerosol scheme. Assuming an external mixture, this scheme includes advection, diffusion by turbulence, vertical transport by deep convection, surface emissions, dry and wet removal processes and chemical conversion mechanisms (Qian et al., 2001; Solmon et al., 2006). Dust and sea-salt aerosols are emitted with generation modules (Zakey et al., 2006, 2008; Nabat et al., 2012), whereas anthropogenic aerosols emissions are related to inventories based on reference years. AOD like the other optical properties are computed off-line for each aerosol type using a Mie scattering code. The simulation used in this study (Nabat et al., 2012) covers the period 2000–2009, forced by ERA-INTERIM (Dee et al., 2011) as lateral boundary conditions, in order to have a realistic chronology. Dust outbreaks can, for example, be simulated accurately at the relevant date (Nabat et al., 2012).

LMDz-OR-INCA is an atmosphere general circulation model (LMDz, Hourdin et al., 2006) coupled with a chemistry-aerosol module (INCA: Interactions between Chemistry and Aerosols, Hauglustaine et al., 2004). It includes the five aerosol species mentioned before. The simulation and the set-up used in this study are described in Szopa et al. (2013). The 1850–2100 period is covered, including a historical period (1850–2000) with reference aerosol emissions (Lamarque et al., 2010), and a future projection according to the representative concentration pathway (RCP 4.5) projection for greenhouse gases emissions (Thomson et al., 2011). As we consider only the period until 2010 for the present work, the choice of the projection does not have any influence on the aerosol atmospheric content, as AOD is similar in the four scenarios between 2000 and 2010 (Szopa et al., 2013). Contrary to the simulation of RegCM-4, no relaxation towards reanalysis is applied leading to an unreal (random) chronology in the aerosol events: only the statistics (variance, extrema,...) in AOD are correct. The quality of this climatology will also reflect that of the other atmospheric fields (notably wind and precipitation). However, the reference aerosol emissions over the historical period are of the utmost interest to study the trend in aerosol load over a long period due to emission and global climate changes (Lamarque et al., 2010). Besides, this model has taken part in the model inter-comparison AeroCom initiative, showing a global average AOD close to the median AOD of all the global models (Kinne et al., 2006).

The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP) has gathered several chemistry-climate and chemistry-transport models, in order to study the long-term changes in atmospheric composition between 1850 and 2100 (Lamarque et al., 2013). This exercise includes longer simulations than AeroCom, with compulsory time-slices (notably 1980 and 2000). The mean of models which have interactive aerosols, namely CICERO-OsloCTM2 (Skeie et al., 2011), GFDL-AM3 (Donner et al., 2011), GISS-E2-R (Shindell et al., 2013b), GISS-E2-R-TOMAS (Lee and Adams, 2010), HadGEM2 (Collins et al., 2011), LMDz-OR-INCA (Szopa et al., 2013), MIROC-CHEM (Watanabe et al., 2011), NCAR-CAM3.5 (Lamarque et al., 2012) and NCAR-CAM5.1 (Liu et al., 2012), has been included as a participant in the present intercomparison. The AOD trends between 1980 and 2000 have also been investigated for each of these models.

To sum up GEMS and MACC combine model results and observations (MODIS AOD) and, thus, contain a priori more information than the other products. However, both the interactive scheme of RegCM-4 for dust and sea-salt aerosols associated with realistic boundary forcings from ERA-INTERIM and the multi-year simulations of

LMDz-OR-INCA (1850–2010) and the ACCMIP models (timeslices 1980 and 2000) could also be helpful in producing the desired long-term reconstruction of the AOD distribution of the various aerosol types over the Mediterranean region.

2.3 Ground-based measurements

In-situ aerosol observations are useful to evaluate satellite-derived and model-simulated AOD. AERONET is a ground-based globally distributed network of automatic Sun/sky radiometers (Holben et al., 1998, 2001). The aerosol microphysical (volume size distribution) and optical (single scattering albedo, refractive index and asymmetry parameter) properties can be retrieved for the whole atmospheric column following the methodology proposed by Dubovik et al., 2002. For the present work, we have only used AOD monthly average quality-assured data (Level 2.0) downloaded from the AERONET website (http://aeronet.gsfc.nasa.gov). Angstrom exponent was also downloaded in order to calculated AOD at 550 nm from measurements at 440 or 500 nm (see Eq. 1). As the main interest of the paper is the Mediterranean region, all the stations located in the area from 28 to 47° N and from 8° W to 37° E have been selected, provided the measurements cover a period of at least one year. Figure 1 shows the 47 corresponding stations. It should be noticed that most stations are situated in continental Europe and that the African region is under-represented.

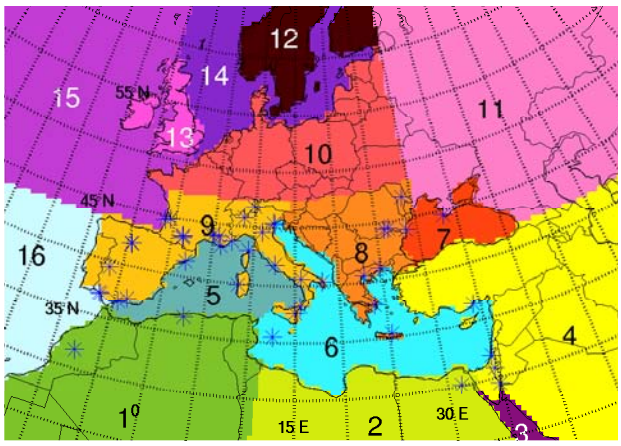

Fig. 1. Domain of study over the Mediterranean basin. The 47 studied AERONET stations are indicated with a blue star. Colours on the map define regions (numbered from 1 to 16) for applying region-averaged CALIOP aerosol vertical profiles in the final AOD field product (see Sect. 3.4 and Table 4).

3 Comparison and evaluation

3.1 Methodology

The different satellite and model monthly AOD products are evaluated for each station when both AERONET and satellite-derived (and model-simulated) AOD are available. Every dataset is averaged over a $1 \times 1°$ box around the AERONET site. This method enables to include in the comparison products which cover only ocean surfaces thanks to coastal AERONET stations. Results based on temporal and spatial correlations will be both presented in Taylor diagrams (Taylor, 2001), which indicate how closely a pattern matches observation representing three statistics, namely the correlation coefficient (indicated by the azimuthal angle), the standard deviation normalised by the observed standard deviation (the radial distance from the origin) and the root-mean-square (RMS) difference (the distance to the point on the x-axis identified as "observed"). In our case, given the high number of stations and datasets for evaluating temporal correlation, the ensemble of points representing all stations is included in a polygon for the corresponding dataset. The cross (resp. the diamond) indicates the average for the corresponding satellite (resp. model). In the same way, for evaluating spatial correlation, polygons include the ensemble of points representing the different months for the corresponding dataset. Box and whisker plots are also used to characterise the biases of AOD products against AERONET measurements. The median will be indicated as a thick black line while the central box will be limited by the first and third quartile. The whisker limits will correspond to the inner quartile range multiplied by 1.5. All the points out of this range (outliers) will be indicated with small circles.

3.2 Total AOD

3.2.1 Satellites

The common period for all the recent (in the 2000s) datasets covers only two years (2006–2007), which turns out to be very short. For this reason we have decided to use the whole period of time for every dataset, especially as very few differences are noticed using 2006–2007 instead of the whole time period (figure not shown). Table 3 presents the corresponding period of time for each dataset, as well as averages on the European continent (region 8 + 9 + 10 in Fig. 1), the Mediterranean Sea (5 + 6) and Northern Africa (1 + 2) over the mentioned period. Figures 2 and 3 present the averaged AOD map at 550 nm over the Mediterranean basin, respectively, for the different satellite and model datasets. Averages over the common period 2006–2007 are also indicated between brackets in Table 3. The two means over the period of study for each dataset and the common period are found to be very close in most cases.

Large differences can be noticed between these sensors in Fig. 2, but a relative agreement can be found between MODIS (on AQUA and TERRA) and MISR. These three products which cover the whole domain show the same geographical structure and their averages in Table 3 are very close. The maximal AOD, related to dust aerosols, is

Table 3. Averaged AOD at 550 nm over the European continent (region 8 + 9 + 10), the Mediterranean Sea (region 5 + 6) and Northern Africa (region 1 + 2) for each satellite-derived and model-simulated product. Averages are calculated over the period of study (second column) for each dataset. Averages over the 2006–2007 common period are also indicated (between brackets), except for TEG97 and ACCMIP which do not have interannual variability

Dataset	Averaged period	Europe	Mediterranean Sea	Northern Africa
AQUA/MODIS	2003–2010	0.144 (0.147)	0.197 (0.198)	0.273 (0.275)
TERRA/MODIS	2001–2010	0.151 (0.148)	0.206 (0.207)	0.298 (0.309)
TERRA/MISR	2001–2010	0.140 (0.141)	0.211 (0.208)	0.272 (0.267)
PARASOL/POLDER	2006–2010	–	0.244 (0.259)	–
MSG/SEVIRI	2006–2010	–	0.185 (0.176)	–
SeaWiFS	2000–2007	–	0.111 (0.114)	–
SeaWiFS-2	2000–2007	0.154 (0.150)	0.168 (0.165)	0.261 (0.260)
ENVISAT/MERIS	2003–2010	0.276 (0.280)	0.151 (0.146)	–
NOAA/AVHRR	2000–2007	–	0.179 (0.180)	–
TEG97	–	0.176	0.196	0.174
GEMS	2003–2008	0.249 (0.248)	0.244 (0.238)	0.339 (0.330)
MACC	2003–2010	0.195 (0.198)	0.239 (0.239)	0.260 (0.255)
RegCM-4	2000–2009	0.127 (0.129)	0.192 (0.187)	0.291 (0.279)
LMDz-OR-INCA	2000–2010	0.183 (0.178)	0.235 (0.236)	0.405 (0.409)
ACCMIP	2000	0.205	0.231	0.316

observed over Northern Africa (averaged AOD between 0.27 and 0.30) and Near-East. These three retrievals over Sahara underline more precisely large AOD over Eastern Algeria, Tunisia and Libya, which are dust sources already identified by Laurent et al. (2008) where annual average AOD can exceed 0.4. Over the sea, AOD is evaluated between 0.19 and 0.21, and a North-South AOD gradient is well established (0.65×10^{-2} per latitude degree (/°) for AQUA/MODIS and TERRA/MODIS, 0.49×10^{-2}/° for TERRA/MISR). In Europe, AOD is lower (0.14 to 0.15), except in urban and industrial areas such as the Po Valley (up to 0.26 with MODIS). However, the sea-land contrast is more visible in MISR AOD (e.g., the Black Sea), probably revealing problems in surface reflectances. The other difference between MISR and MODIS concerns the Near-East, where AOD is stronger in MODIS. SeaWiFS-2 AOD also presents the same patterns as MODIS and MISR, but its local maxima over Benelux and the British Isles are higher.

The other sensors do not cover the land area or the Saharan desert, but can still bring some information. AVHRR, SEVIRI and PARASOL show a representation of the AOD variability over the Sea similar to MODIS and MISR, with maximum values in South-Eastern sea and smaller AOD in the Gulf of Lions. Although they do not retrieve aerosols over continental surfaces, thus, limiting their use in a possible regional aerosol climatology for RCM simulations, SEVIRI onboard the MSG geostationary satellite has yet an excellent temporal and spatial resolution. Its average AOD over the Sea (0.185) is slightly lower than MODIS and MISR, and its AOD north-gradient slightly higher (0.85×10^{-2}/°). PARASOL has by far the highest AOD over the sea (0.244) and the highest north-south gradient (1.45×10^{-2}/°) among all the sensors, which might reveal a positive bias, especially over the Eastern basin. With regards to MERIS and SeaWiFS, the comparison clearly shows their limitations. MERIS has an unrealistic sea-land contrast, as continents can be clearly identified on the AOD map. It is the only one among the sensors to show an average AOD higher (and by far) over continental Europe (0.276) than over the sea (0.151). SeaWiFS AOD is much lower than the other satellite products (0.11 over the Mediterranean Sea), with a lower north-south gradient (0.28×10^{-2}/°). This possible underestimation can be attributed to the rejection by the operational algorithm of every pixel where reflectance is above a certain threshold corresponding to an AOD larger than 0.35 in order to assure the quality of the retrieved marine parameters which are the main objective of the SeaWiFS mission (Jamet et al., 2004). The same conclusion for the SeaWiFS AOD has been drawn by Myhre et al. (2005). Comparison between all these satellite AOD and AERONET estimations are discussed below.

3.2.2 Models

Total AOD can also be provided by global or regional model products. Figure 3 presents the annually averaged AOD map at 550 nm over the Mediterranean basin taken from the five model-simulated products (see Table 2). TEG97, which is the oldest product of our selection, clearly differs from the other data. No maximum over Northern Africa can be identified resulting in a low north-south AOD gradient (0.32×10^{-2}/°), whereas a strong West-East AOD contrast can be noticed, due to sulfate aerosols in central Europe. As a result, the averages over Europe (0.176), the sea (0.196) and Northern Africa (0.174) are very close. The ACCMIP

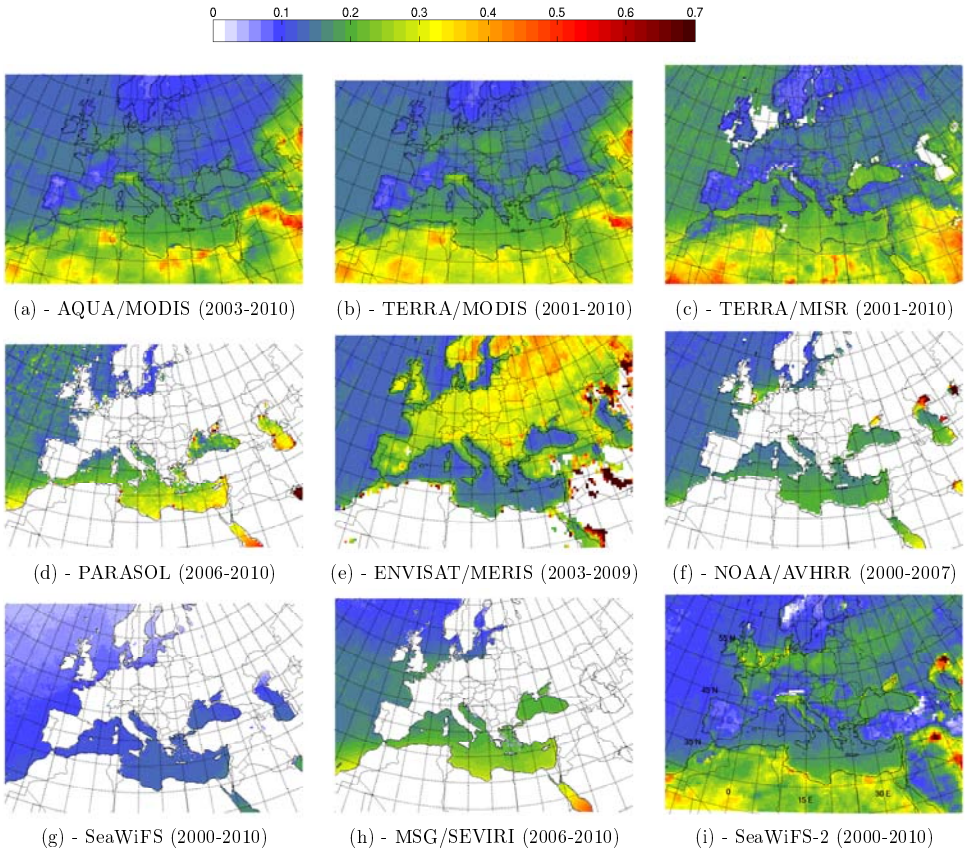

Fig. 2. Mean Aerosol Optical Depth (AOD) at 550 nm from different satellite sensors over the Mediterranean region.

mean, LMDz-OR-INCA and RegCM-4 show a spatial structure closer to satellite-derived products, with a maximum over Sahara and a North-South gradient over the Sea (respectively 0.50, 0.84 and $0.81 \times 10^{-2}/°$). However, the AOD in LMDz-OR-INCA is shown to be higher than in other datasets for the three studied regions of Table 3 (Europe, Mediterranean Sea and Northern Africa), especially over Northern Africa (0.403). RegCM-4 AOD over the Mediterranean Sea (0.178) and Northern Africa (0.257) is closer to MODIS and MISR AOD averages, but slightly lower. In Europe, RegCM-4 AOD (0.127) is lower than in satellite datasets, particularly in western Europe (Benelux, Germany, Po Valley), suggesting a possible underestimation of AOD due to a lack of anthropogenic aerosols (sulfates, see Sect. 3.3). This would also explain the slight difference over the Mediterranean Sea and Africa where sulfate aerosols are less important. Over the Atlantic Ocean, low AOD simulated in RegCM-4 compared to satellite datasets may be due to the proximity of this region to the limit of the domain, thus, missing in RegCM-4 simulation aerosols produced over the Atlantic Ocean outside the domain. GEMS and MACC have also a similar spatial distribution of AOD. The AOD assimilation enables them not to be far from MODIS products. However, GEMS AOD is larger over Europe (0.245 on average), linked to an overestimation of sulfate aerosols over Central Europe, related to a bug in the conversion from SO_2 to SO_4 corrected in the MACC version (Morcrette et al., 2011). Over the Sea (0.243) and Northern Africa (0.335), its AOD is also higher than in most other datasets. MACC is the second version of the ECMWF reanalysis and has reduced the difference over Europe (0.194), but still have a high AOD over the Sea (0.238). Over Northern Africa, MACC (0.257) has a lower AOD than GEMS (0.335), and also smaller than other datasets in this region of dust production. Over the bright surfaces of Sahara where MODIS AOD is not assimilated, GEMS and MACC have to rely on the model dust emission parameterisation, which was revised downward for MACC when GEMS was assessed to produce too high an AOD for dust aerosols (Mangold et al., 2011; Morcrette et al., 2011). ACCMIP AOD is similar to MACC over Europe (0.205) and the Mediterranean Sea (0.231), and higher than satellite data sets over Northern Africa (0.316).

3.2.3 Comparison of seasonal cycle

The aerosol atmospheric content is submitted to a strong seasonal cycle over the Mediterranean region (Moulin et al., 1998; Barnaba and Gobbi, 2004) and this seasonal variability

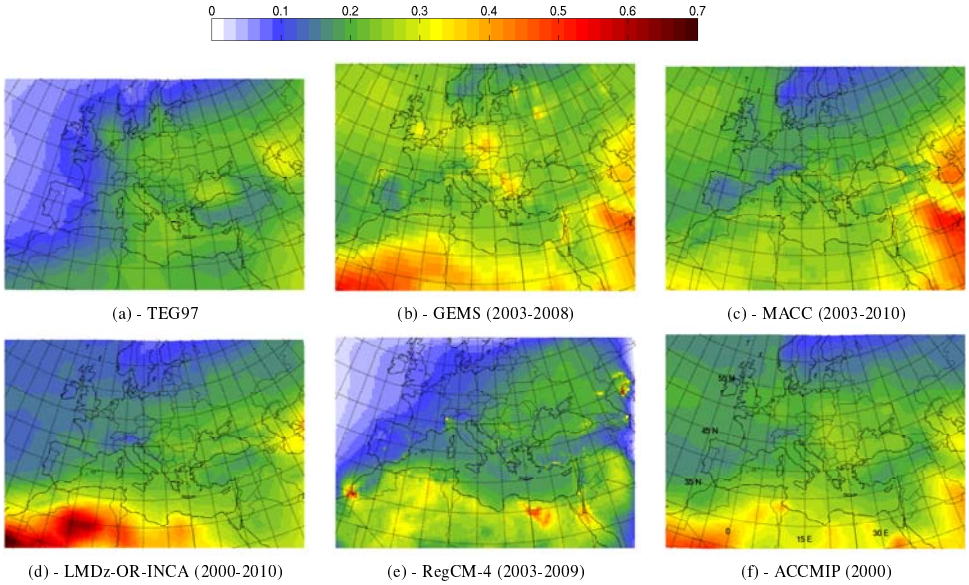

Fig. 3. Mean Aerosol Optical Depth (AOD) at 550 nm from different model-simulated products over the Mediterranean region.

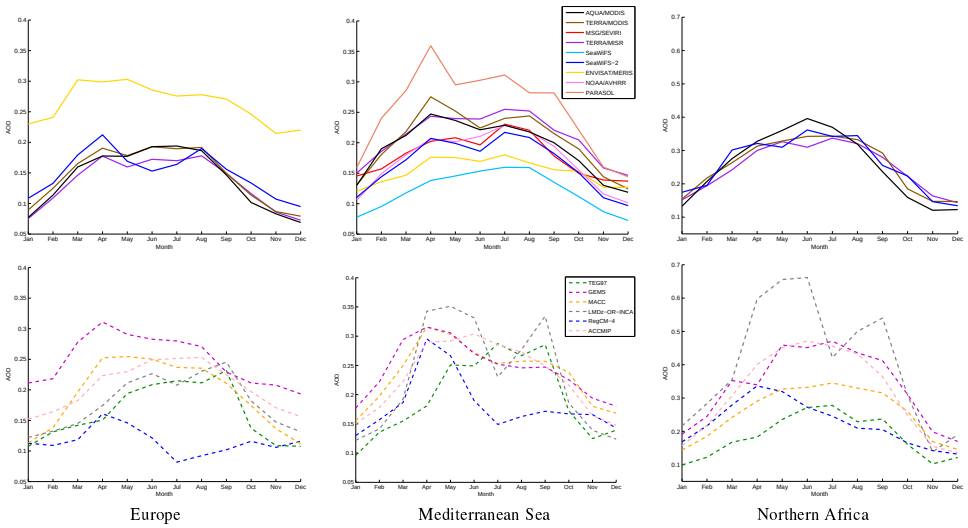

Fig. 4. AOD monthly averages at 550 nm for each dataset (top: satellites, bottom: models) over the European continent (region 8 + 9 + 10), the Mediterranean Sea (region 5 + 6) and Northern Africa (region 1 + 2).

is now evaluated for the different datasets. Figure 4 shows the AOD monthly averages at 550 nm over the same studied regions for satellite-derived (top) and model-simulated (bottom) products. All of them present a seasonal cycle with a maximum in spring or summer and a minimum in winter, but with various amplitudes. Mediterranean AOD is indeed controlled by the dust emissions over Northern Africa (Moulin et al., 1998), with a maximum in spring and summer, and anthropogenic aerosols in summer over Central Europe (Barnaba and Gobbi, 2004). Deposition also favours this summer maximum, as winds and rainfall increasing aerosol deposition are stronger in winter than in summer. Among the satellite products, monthly averages over the Sea show a strong similarity between MODIS (on AQUA and TERRA) and MISR, even if TERRA/MODIS AOD is lower in spring and AQUA/MODIS AOD in summer. The same variations but with a positive difference compared to MODIS and MISR are shown by PARASOL, as well as by SEVIRI, SeaWiFS-2 and AVHRR with a negative difference. In parallel, MERIS and SeaWiFS show less difference in AOD between winter and summer. Concerning models, GEMS, MACC and ACCMIP are able to reproduce this AOD variability over the

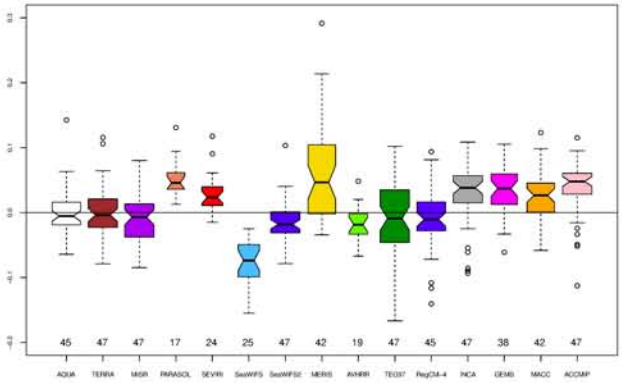

Fig. 5. Box-and-whisker plots (median, first and third quartile, outliers, more details in Sect. 3.1) representing the bias between monthly-averaged AERONET observations and the different satellite-derived and model-simulated products. Calculations have been realised between 1999 and 2010 for 47 stations over the Mediterranean basin. The numbers above the y-axis indicate the sample set (number of stations) used for the comparison (PARASOL, SEVIRI, SeaWiFS and AVHRR products are only over the sea).

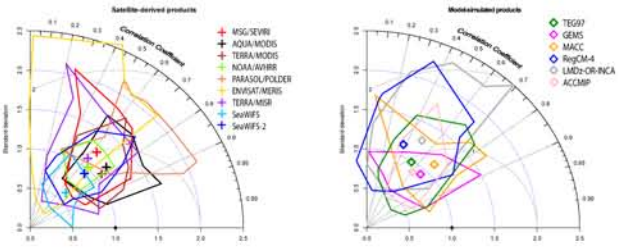

Fig. 6. Taylor diagrams evaluating satellite data (left) and model data (right) against AERONET observations in terms of temporal correlation for 47 stations around the Mediterranean basin.

Sea, as well as the other models to some extent. This was expected for GEMS and MACC which include MODIS AOD assimilation. TEG97 only captures the summer maximum, but not the spring one, probably because of the lack of dust aerosols. LMDz-OR-INCA cycle is disturbed by its strong dust emissions over Africa, which lead to two peaks in May and September which might be overestimated compared to other datasets. RegCM-4 is similar to satellite products before summer, when sulfate aerosols begin to have a significant role. Over Europe, differences between MODIS (on AQUA and TERRA), and MISR do not exceed 0.02 for every month revealing a very good agreement between these sensors, SeaWiFS-2 shows similar AOD variations and values except a minimum in June, while MERIS AOD is higher on average. TEG97, ACCMIP and LMDz-OR-INCA are quite similar to these three satellite sensors. GEMS presents the same variations, but with a positive difference compared to MODIS and MISR, which has been reduced in the MACC version. RegCM-4 clearly misses aerosols in summer compared to all the other datasets. Over Northern Africa, the seasonal cycle is still similar between both MODIS platforms, MISR and SeaWiFS-2. AOD peaks at 0.44 in summer in AQUA/MODIS and TERRA/MODIS, 0.40 in MISR and 0.36 in SeaWiFS-2. The models show different variations and values with a maximum situated between April and July, except LMDz-OR-INCA with these two peaks mentioned before which reach 0.66 over Africa.

3.2.4 Comparison to AERONET

After this comparison, we resort to independent ground-based measurements in order to evaluate these different AOD products. The AERONET network provides standardised high quality aerosol measurements and is used here as reference data. Comparison with satellite and model data is achieved for total AOD at 550 nm over the 47 stations available throughout the Mediterranean basin (Sect. 2.3, Fig. 1). Figure 5 presents the box-and-whisker plot as far as the bias between different datasets and AERONET observations is concerned. Results are averaged for every station considering all months having coincident satellite or model and AERONET AOD. The width of the box of each dataset is proportional to the sample size (number of stations) considered in the study, which is indicated above the y-axis. The maximum is 47 for model and satellite products with land and sea coverage. AERONET data are not available to be compared to historical TOMS, CZCS and MVIRI products.

Amongst satellite datasets, the median bias is close to 0 for AQUA/MODIS (-0.005) and TERRA/MODIS (-0.004), as well as for MISR (-0.007). However, AQUA/MODIS has the smallest box indicating a lower spread (one outlier point excepted in Sede-Boker, Israel) than TERRA/MODIS and MISR. The two outliers for TERRA/MODIS are also in Near-East (Sede-Boker and Eilat), which must be a region where MODIS has more difficulties to retrieve AOD. Over the sea, AVHRR has also very good AOD retrievals with low median bias (-0.019) and spread. The other satellite sensors show larger errors in averaged AOD compared to AERONET, especially MERIS and SeaWiFS. SeaWiFS-2 has, however, significantly improved compared to the first version: its median is -0.018 against -0.074 for SeaWiFS. With regards to model-simulated products, TEG97 and RegCM-4 show a reduced median bias, -0.009 and -0.011, respectively, but the spread is lower for RegCM-4. LMDz-OR-INCA, GEMS, MACC and ACCMIP biases are slightly higher. We can also mention that RegCM-4, LMDz-OR-INCA and ACCMIP show several outliers, which come from several points near the Alps as well as from Cairo.

Spatial and temporal correlations with AERONET observations are now evaluated, and the results are presented in Taylor diagrams, as detailed in Sect. 3.1. Figure 6 evaluates temporal correlation at every AERONET station (averaging

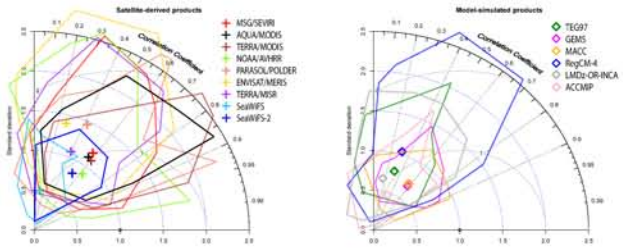

Fig. 7. Taylor diagrams evaluating satellite data (left) and model data (right) against AERONET observations in terms of spatial correlation for 47 stations around the Mediterranean basin.

all months available at the given station) for the different datasets. MODIS (on AQUA and TERRA) have the smallest average root-mean-square error (RMSE) among satellite datasets, as well as the highest correlation (respectively 0.76 and 0.77). Moreover, their spread is similar and not so large compared to the other datasets. Over the sea, PARASOL also shows a good correlation (0.74), but its standard deviation is much higher (59 %) than that of AERONET. AVHRR has the best estimated standard deviation and a very small spread, but a lower correlation (0.66) than MODIS. The other datasets show lower scores in the Taylor diagram, even for MISR. Large polygons for MERIS, MISR, SEVIRI and PARASOL indicate strong errors at some stations contrary to MODIS whose data are more homogeneous. SeaWiFS is the only one to show much too little variability, but a significative improvement is noticed with SeaWiFS-2. With regards to model datasets, MACC and GEMS reanalyses have the best RMSE and correlations, even if it should be noted that the evaluation against MODIS data is not completely independent because of data assimilation in these reanalyses. ACCMIP correlation is slightly lower (0.60), and larger errors are observed for TEG97, LMDz-OR-INCA and RegCM-4. Figure 7 presents the evaluation in terms of spatial variability for every month (i.e., averaging all stations for the given month). Four satellite-derived products (AQUA/MODIS and TERRA/MODIS, SEVIRI and AVHRR) have the highest correlation (around 0.6). Among them, AVHRR and SEVIRI have a wider spread than both MODIS. With regards to standard deviation, these four products as well as MISR and SeaWiFS-2 are close to AERONET. The other sensors, namely MERIS, SeaWiFS and PARASOL show lower scores, and a similar improvement between SeaWiFS and SeaWiFS-2 can be noticed both in terms of correlation and standard deviation. GEMS and MACC reanalysis reach the same correlation than the best satellite sensors, and have a smaller spread, but their standard deviation is too low by about 30 %. RegCM-4 shows a better standard deviation, but with a correlation of only 0.32 probably linked to a deficient description of the emission of anthropogenic aerosols in Central Europe (Nabat et al., 2012). TEG97, LMDz-OR-INCA and ACCMIP are not as accurate as the other models, which might be due to their coarser spatial resolution.

To summarise, this evaluation with ground-based measurements indicates that MODIS has the best AOD estimation for several criteria, in agreement with the evaluation at the global scale by Bréon et al. (2011). It is more difficult to choose between AQUA and TERRA as they show very similar results. Figure 5 has shown a more reduced spread for the AQUA/MODIS dataset than for the TERRA platform. Besides, Fig. 13c, which presents AOD averages over Northern Africa, shows that AQUA/MODIS has the same annual variations between 2003 and 2010 than MISR, MACC and GEMS, whereas TERRA/MODIS variations differ (notably with the peak in 2005). Besides, Levy et al. (2010) have recently underlined discovered issues with TERRA (notably an increasingly lower AOD since 2005). They have also shown at the global scale for dark-target products over land that Terra AOD presented a negative trend compared to AERONET measurements while comparisons between AERONET and Aqua AOD have shown no trend. For those reasons, AQUA/MODIS seems to be more trustworthy and we finally choose to use it for our reconstruction. Despite the evaluation, we are aware that this choice may be questionable and may evolve in future depending on product improvements.

3.3 Separation by aerosol type

Due to their different optical and microphysical properties, aerosol type discrimination is required for a reconstruction of aerosol climatology for a regional climate modelling purpose. Some satellite sensors provide a distinction between fine and coarse modes (e.g., Tanré et al., 1997; Anderson et al., 2005), but only model-based products can realise such apportionment of the total AOD. Given the evaluation shown in the previous paragraph, MACC has proved to have the best total AOD estimation among model products in terms of spatial and temporal correlation, but with a higher bias than TEG97 and RegCM-4. This section presents the characteristics of the different aerosols considered separately in each model in order to choose and retain the most relevant model dataset for every aerosol type in our reconstruction.

Figure 8 presents the AOD averages over three regions (Northern Africa, the Mediterranean Sea and Europe) for the previous models and each of the five aerosol types. The dust cycle with a maximum in spring and summer is simulated by each model with a varied intensity. Over Africa where aerosols are essentially composed by soil dust (SD), RegCM-4 AOD is very close to MODIS while TEG97 and MACC AOD is lower, ACCMIP, LMDz-OR-INCA and GEMS higher (see Table 3). Dust AOD over Africa shown in Fig. 8 can explain these differences. RegCM-4 dust AOD peaks at 0.34 in spring, with an average of 0.24. The multi-model ACCMIP mean gives similar values for dust AOD (0.21 on average, with a monthly maximum at 0.34 in June).

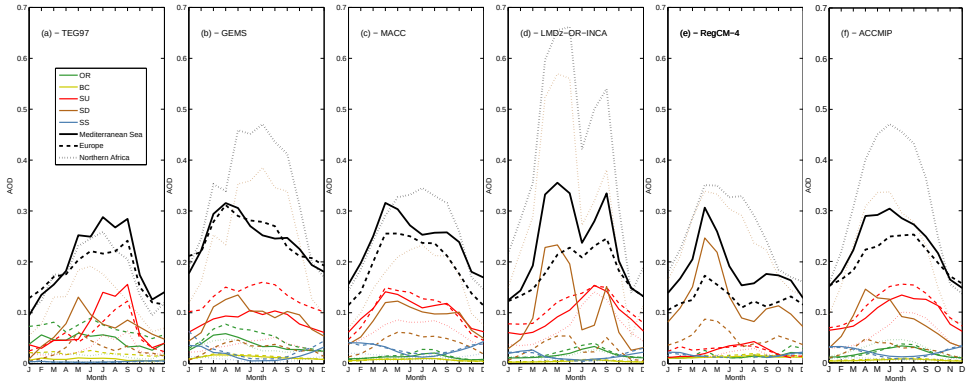

Fig. 8. Mean Aerosol Optical Depth (AOD) at 550 nm for each aerosol type (SD = soil dust, BC = black carbon, OR = organic carbon, SU = sulfates and SS = sea-salts) simulated by different models over the Mediterranean region. Averages are calculated over Northern Africa (dotted line), the Mediterranean Sea (continuous line) and Europe (dashed line). The black lines plot the total AOD for the different regions.

In contrast, MACC and TEG97 dust AOD only peak respectively at 0.19 and 0.23 underestimating dust emissions, while GEMS and especially LMDz-OR-INCA are much higher (maximum respectively at 0.39 and 0.58), overestimating dust emissions. As a result, RegCM-4 must be the best model with regards to dust load. This is not really surprising as this model, forced by a real chronology (the reanalysis ERA-INTERIM), has an interactive module to generate dust aerosols at a 50 km resolution (Zakey et al., 2006). This on-line approach to calculate high resolution dust fields has shown to produce realistic representations of dust outbreaks (Zakey et al., 2006; Solmon et al., 2008; Nabat et al., 2012), as well as dust AOD seasonal and regional variability over the basin. Moreover, MACC and GEMS cannot assimilate AOD over Africa contrary to the rest of the domain. A reasonable option is consequently to consider RegCM-4 AOD to estimate dust aerosols over the basin in our reconstruction.

As far as sea-salt (SS) aerosols are concerned, all model-based products except TEG97 show a maximum in winter probably due to stronger winds over the Mediterranean Sea. These five models (RegCM-4, LMDz-OR-INCA, the ACCMIP mean, GEMS and MACC) have similar SS AOD, whose winter maximum ranges from 0.02 to 0.04. Given these low AOD values and the small differences between these datasets, the choice is difficult and will not really affect the final reconstruction. As RegCM-4 presents the advantage to have an interactive module to generate SS aerosols at a 50 km resolution (Zakey et al., 2008) as for dust aerosols, this model should be a relevant choice for SS AOD in our reconstruction.

With regards to the other aerosols, differences between datasets are more important. Sulfate (SU) aerosols are prevailing, with a maximum in Central Europe during spring and summer, which is reproduced by every model. However, the intensity of this maximum differs. SU AOD over Europe peaks at 0.04 in RegCM-4, 0.12 in TEG97, and an agreement between 0.15 and 0.16 can be found in GEMS, MACC, LMDz-OR-INCA and ACCMIP. Over the sea, the same variations can be observed. Given the better scores reached by MACC in terms of spatial and temporal correlation compared to AERONET stations which are more numerous in Europe, we can assess than RegCM-4 probably underestimates sulfate aerosols over the Mediterranean region. Additional tests (not displayed here) have shown a clear underestimation of sulfate production by RegCM-4 in this specific set of runs, due notably to an underestimation of both SO_2 emissions and summer oxydant field prescribed as a climatology. Organic carbon (OR) have lower AOD, ranging from 0.02 (MACC and ACCMIP) to 0.07 (TEG97) on annual average over Europe. All models agree on the very low AOD for black carbon (BC) aerosols, estimated between 0.01 and 0.02 over Europe. For the same reason as for sulfate aerosols, we can be confident in MACC carbonaceous emissions which are similar to most other datasets. Given this good performance of MACC product over anthropogenically dominated European regions, we choose to represent sulfate, black and organic carbon AOD in our reconstruction from the MACC dataset.

Regarding these results, our reconstruction will be based on the products which provide the best AOD estimation, with respect to each aerosol type: SU, OR and BC from MACC, SD and SS from RegCM-4 (more details will be given in Sect. 4.1). MACC has got the best scores against AERONET observations, but this is essentially true for anthropogenic aerosols where enough AERONET stations are present. Over Africa the lack of desert dust aerosols in MACC has been identified with satellite datasets, and could cause problems for studies over the Mediterranean basin. The generation module of RegCM-4 for dust and sea-salt aerosols at a high resolution could be a relevant alternative. Again it should be stressed that other choices might be possible. Here the objective is mainly to present one way among others to develop a 4-D-reconstruction of AOD field over the Mediterranean area.

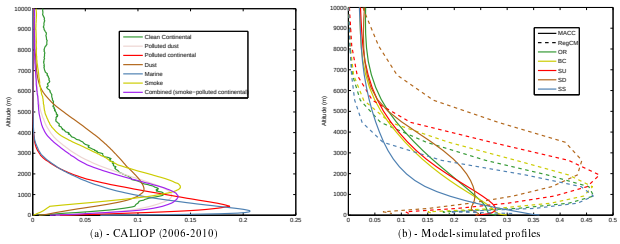

Fig. 9. Mean aerosol type vertical profile over the Mediterranean basin. CALIOP (2006–2010) on the left, model-simulated products on the right (MACC in continuous line, RegCM-4 in dashed line).

3.4 Vertical dimension

Up to this point the present work has focused on the bidimensional temporal representation of aerosols. Their vertical distribution must also be investigated since it has been identified as a major source of uncertainties in the simulation of aerosol processes (Textor et al., 2006). For the time and to our knowledge, the CALIOP instrument represents the best way to assess the vertical profiles of particles at regional scale, including an aerosol speciation. Such information on the aerosol type is not available from surface lidar (EARLINET) or sun-photometer (AERONET) observations. Figure 9 presents the mean vertical profiles of different aerosol types from CALIOP (left) and from MACC and RegCM-4 (right), the two coupled-chemistry models of our study that simulate such a vertical distribution, averaged over the Mediterranean basin (see Fig. 1). For CALIOP, the profile results from counting each aerosol type identified at a given altitude over the basin. Profiles from both CALIOP and models are normalised to the total number of identifications of each aerosol type in order to focus only on its relative vertical distribution. The direct comparison of vertical profiles of CALIOP aerosol types with those of different aerosol components simulated by the models is only possible for CALIOP Marine and Dust aerosol types which can be associated to model sea-salt (SS) and soil dust (SD). Sulfates, OR and BC have multiple sources and should be found simultaneously in the other CALIOP aerosol types Clean Continental, Polluted Continental and Smoke. For instance Omar et al. (2009) underline that the two aerosol types Polluted Continental and Smoke are both slightly absorbing fine aerosols that are only differentiated by their altitude, The Clean Continental aerosol type should also include fine secondary sulfate and organic particles from natural origin, but has a significant supermicronic mode. For this reason we combine the two Polluted Continental and Smoke average vertical profiles, by doing a weighted average profile using their respective frequency, added in Fig. 9a. We assume that this weighted average combined vertical profile is adapted to the three OR, BC and SU aerosol species.

CALIOP measurements show that marine and polluted continental aerosols are confined in the boundary layer under 1000 m, with respective maxima at 200 and 400 m. Clean continental, smoke, dust and polluted dust aerosols are lifted to higher altitudes with maxima at 1000, 1300, 1200 and 1000 m, respectively. These sharp gradients near surface are in agreement with airborne lidar profiles (Dulac and Chazette, 2003).

The dust vertical profile is similar in observations and both model simulations, as far as the vertical spread, which is the largest of all aerosols, is concerned. The major part of dust AOD (90 %) is situated between the surface and 4700 m for CALIOP (4000 m for MACC and 5000 m for RegCM-4), which is coherent with previous studies (Hamonou et al., 1999; Mona et al., 2006; Kalivitis et al., 2007). However, the peak of dust AOD is higher in RegCM-4 (2600 m) than CALIOP (1200 m), and MACC has its maximum at surface and a local maximum at 900 m. Sea-salt (maximum at 900 m) and sulfate (1900 m) aerosols are also higher in RegCM-4 than in MACC (resp. at surface and 300 m) and CALIOP, compared respectively to marine and polluted continental aerosols. On the contrary, black carbon aerosols are lower in MACC where maximum is at surface compared to RegCM-4 (1400 m) and CALIOP smoke (1300 m) and polluted continental (400 m). As a result, several differences have been shown between CALIOP and both models, so that we choose to keep CALIOP profiles for our reconstruction: marine (for SS), dust (for SD) and the combination of polluted continental and smoke (for OR, BC and SU). The question is to know to which spatial and temporal variability these profiles can be included in the final product.

The aerosol vertical distribution is submitted to a strong seasonal and spatial variability, respectively, illustrated in Figs. 10 and 11. Figure 10 presents our three mean aerosol profiles (dust, sea-salt and the combined profile) over the Mediterranean basin for each of the four seasons, while Fig. 11 shows averages over our three regions: Southern Europe (a), the Mediterranean Sea (b) and Northern Africa (c). The main seasonal variability is linked to dust aerosols which are present in higher altitudes in spring and summer. This result is in agreement with Lidar measurements obtained in Central Mediterranean (Iorio et al., 2009). The polluted continental and smoke aerosols (combined profile) also peak at higher altitudes in summer. Differences between regions can also be noticed, with for instance highest anthropogenic aerosols (combined profile) over southern Europe than over Northern Africa (Fig. 11). Over the sea, dust aerosols can remain near the surface contrary to continental regions.

As a consequence, it is useful to take into account seasonal and geographical variability in our reconstruction with CALIOP data. In order to have vertical profiles representing the different aerosol types and regions, we resort to monthly means over different regions of the Mediterranean basin defined in Fig. 1 and Table 4. This allows to have enough CALIOP retrievals to calculate a significant mean, so that

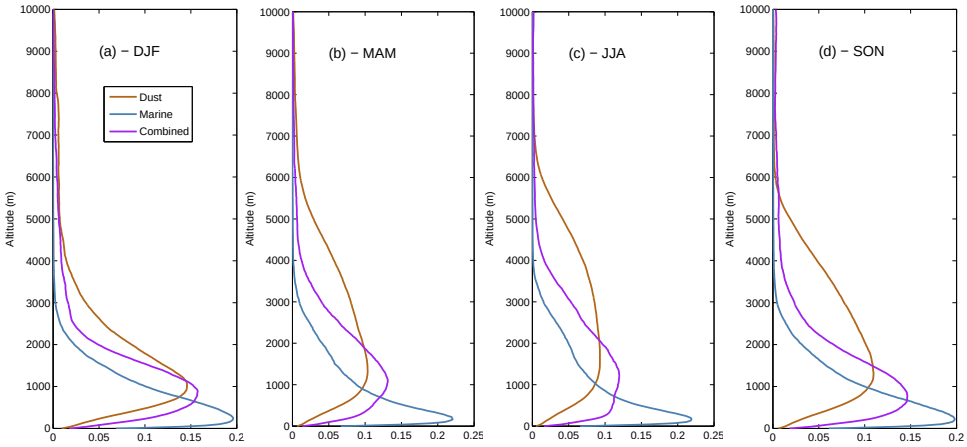

Fig. 10. Mean aerosol type vertical profile from CALIOP (2006–2010) over the Mediterranean basin for winter (DJF), spring (MAM), summer (JJA) and autumn (SON).

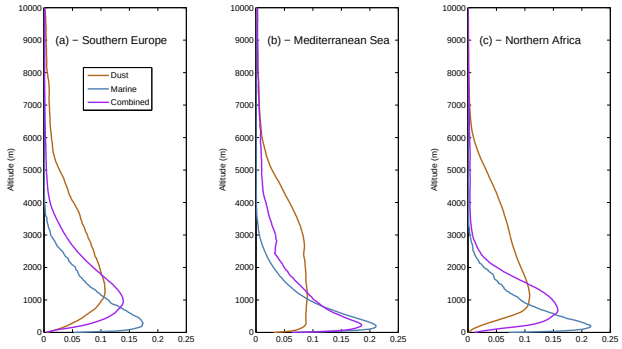

Fig. 11. Mean aerosol type vertical profile from CALIOP (2006–2010) over Southern Europe (left, region 8 + 9), the Mediterranean sea (middle, region 5 + 6) and Northern Africa (right, region 1 + 2).

regions cannot be too small. Regions proposed in Fig. 1 take into account climatic and geographical characteristics of the Mediterranean basin. In particular, sea and land surfaces are separated. For each region, all the data from CALIOP between 2006 and 2010 have been gathered, in order to get these monthly averages for each aerosol type. Only the vertical shape from CALIOP has been used, to distribute the AOD from the bidimensional reconstruction product. Given the uncertainties in CALIOP data, the vertical resolution for our final product is based on the 60 MACC vertical levels. As the retrieval period of time is still short (only 2006–2010), the interannual variability in vertical distribution is not taken into account.

3.5 Before the 2000s

This comparison of AOD products and selection for a possible reconstruction can easily be achieved from 2000 when satellite retrievals are numerous. However, estimating AOD before the 2000s is a much more complex problem as only few sensors are available and their spatial coverage and quality are not as good. Figure 12 presents the averaged AOD map over the Mediterranean basin over the 1980s for the available satellite data as well as the simulation from LMDz-OR-INCA and the multi-model ACCMIP mean. AVHRR, LMDz-OR-INCA and ACCMIP are in quite good agreement over the sea with stronger AOD than in the present conditions. The averaged AOD over the Mediterranean Sea during this period is 0.245 for AVHRR, 0.28 for LMDz-OR-INCA and 0.29 for ACCMIP. LMDz-OR-INCA and ACCMIP also clearly show a maximum AOD in Europe reaching 0.315 and 0.318, respectively, on average over the European continent

Table 4. Regions of the Mediterranean basin for applying CALIOP AOD vertical profiles. Limits between regions are also indicated (AO = Atlantic Ocean, MS = Mediterranean Sea, RS = Red Sea, BS = Black Sea, NS = Northern Sea).

CALIOP region	N°	Limits
Maghreb	1	AO, MS and 11° E
Libya-Egypt	2	11° E, MS and RS
Red Sea	3	RS
Near-East	4	RS, MS, BS and 42° N
Western Sea	5	MS to the west of Italy
Eastern Sea	6	MS to the east of Italy
Black Sea	7	BS
Southeastern Europe	8	13° E, 48° N, 30° E, BS and MS
Southwestern Europe	9	AO, 48° N, 13° E, and MS
Northern Europe	10	AO, NS, 30° E, and 48° N
Eastern Europe	11	30° E, 42° N and BS
Scandinavia	12	NS and 30° E
British Isles	13	AO and NS
Northern Sea	14	NS
Northern Atlantic	15	AO, 44° N and 5° W
Atlantic	16	AO and 44° N

(up to 0.45 in Central Europe for LMDz-OR-INCA), which is also much higher than in present conditions (see Table3). This maximum could not be verified using available satellite data for this period due to the absence of AOD retrievals over continental surfaces at that time. However, it could be related to important sulfate emissions in the 1980s, which is a well-known phenomenon (e.g. Pinker et al., 2005; Vautard et al., 2009; Wild, 2009). As in present conditions, LMDz-OR-INCA AOD over Northern Africa is higher than all the other products available over this region, while ACCMIP AOD over this region is similar to the 2000s.

The other datasets (MVIRI, TOMS and CZCS) have lower AOD over the sea. For CZCS, whose algorithm is close to SeaWiFS, this is probably due to the rejections of high AOD retrievals, thus, explaining a very low AOD over the Mediterranean Sea (0.147 on average). MVIRI and TOMS AOD over the sea (resp. 0.144 and 0.121) are also low compared to other datasets. TOMS AOD over Africa (0.231) is yet closer to MODIS and MISR retrievals in present conditions.

Figure 13 presents the annual AOD average between 1979 and 2010 over Europe (a), the Mediterranean Sea (b) and Northern Africa (c) for all satellite and model datasets. This figure highlights the AOD underestimation of CZCS, TOMS and MVIRI in the 1980s, and MERIS and SeaWiFS later, which are far from the other datasets over the sea (Fig. 13b). This is also visible for the overestimation of MERIS over the European continent (Fig. 13a). However AVHRR and LMDz-OR-INCA present the same decrease in AOD from the early 1980s likely due to the decrease in European sulfate emissions. The high AOD value obtained in 1992 visible in MVIRI, AVHRR and TOMS is probably linked to the volcanic eruption of Pinatubo: Moulin et al. (1997b) estimate a possible bias as high as +0.04 for summer 1992. More generally, caution must be used with long aerosol time series such as retrieved from AVHRR and MVIRI, as the sensors have been used on different platforms during the period. Breaks in the time series can be linked to problems in cross-calibration (Moulin et al., 1996). Figure 14 illustrates the issue for MVIRI data. It shows the difference in monthly mean AOD from June 1983 to December 1997, compared to the monthly average on the whole period. Changes in satellite clearly coincide with discontinuities, despite the great care put in the successive MVIRI sensors calibration (Moulin et al., 1996). It turns out that the low sensitivity of the MVIRI sensor (only 64 numerical counts for Meteosat-2 and 3, and 255 for Meteosat-4 and 5) produced relatively large uncertainties in radiance measurements and, therefore, in cross-calibration of the different sensors. As far as AVHRR is concerned, Shindell et al. (2013a) have shown that the trends for water areas near Europe are fairly consistent across different analyses of AVHRR data (contrary to Asia notably).

Given the small number of reliable AOD measurements over the whole 1979–2009 period, we resort to using model data from the ACCMIP intercomparison exercise. Table 5 presents the sulfate AOD differences between the timeslices 2000 and 1980 for each ACCMIP model. The decrease in sulfate AOD ranges from -0.05 to -0.19 over Europe, and from -0.03 to -0.08 over the Mediterranean Sea. LMDz-OR-INCA is a median model, showing sulfate trends close to the ACCMIP mean. It should also be noted that no significant trend has been noticed for BC and OR aerosols over Europe and the Mediterranean Sea (the ACCMIP mean trend is -0.00 for BC and OR).

To sum up, Figs. 12 and 13 show a strong dispersion between the different products in AOD before the 2000s. The main phenomenon is the decrease in atmospheric aerosol content between 1979 and 2000 caused by reduction in sulfate emissions already mentioned. Although this dispersion in AOD makes it difficult to assess the LMDz-OR-INCA and ACCMIP datasets, their AOD is close to the AVHRR retrieval over the Mediterranean Sea. Moreover, results given by the ACCMIP exercise have proved LMDz-OR-INCA was a median model considering these trends. The solution for our reconstruction could be to keep only the trend in sulfate AOD in the LMDz-OR-INCA model between 1979 and 2000. Indeed, the chronology of the interannual variability in this model is fictitious, but not the trend, which is controlled by reference sulfur emissions. From this trend, we can build the sulfate AOD field from our climatology established with MODIS and MACC. As the other aerosols are not affected by decadal trends (figure not shown), we can apply monthly climatologies coming from the recent past decade.

4 Reconstruction of the aerosol field

4.1 Building a 4-D-blended product

This section presents the reconstruction resulting from the comparison of Sect. 3. As mentioned in Sect. 3, the lack of data before 2000 leads us to separate two periods. With the chosen products, namely RegCM-4, MACC and AQUA/MODIS, the common period of time is 2003–2009. Over this period, we propose a 4-D-blended product composed of monthly AOD climatologies combined with CALIOP profiles for the vertical dimension. This product has been achieved at a 50 km resolution (after a linear interpolation for MODIS and MACC) over the domain shown in Fig. 1, with a Lambert conformal projection (origin point: 43° N, 15° W). It must be noted that the choice of the domain is not essential, and a similar work to a larger domain could be easily carried out.

Total AOD field is given by AQUA/MODIS, whereas MACC (for sulfates, black and organic carbon) and RegCM-4 (for dust and sea-salt) provide the separation into five aerosol species. For each month of the period 2003–2009,

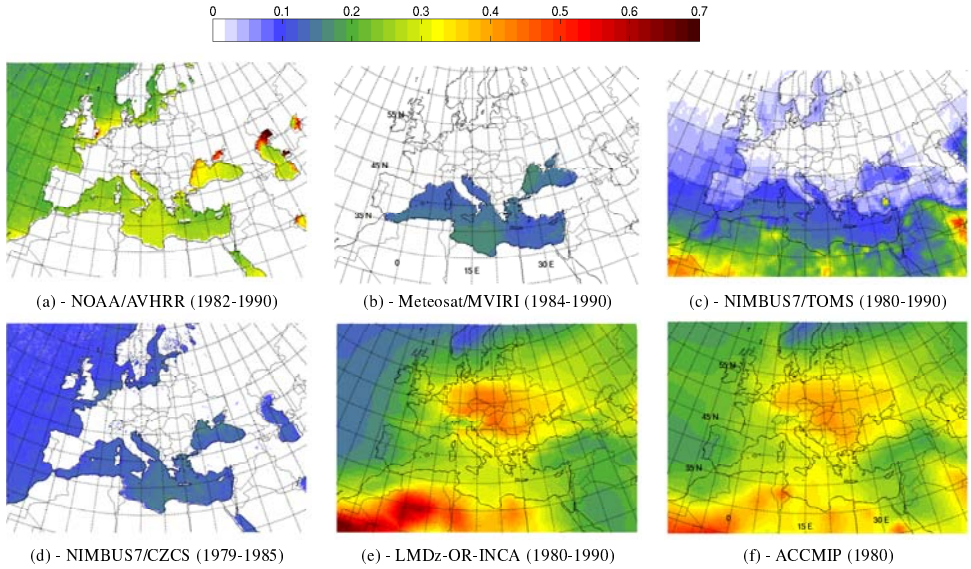

Fig. 12. Mean Aerosol Optical Depth (AOD) at 550 nm from different products over the Mediterranean basin between 1979 and 1990.

Table 5. AOD differences between 2000 and 1980 in the ACCMIP models.

Region	CICERO	GFDL	GISS	GISS-TOMAS	HadGEM2	LMDz-OR-INCA	NCAR-3.5	NCAR-5.1	Mean
Europe	−0.14	−0.14	−0.19	−0.05	−0.10	−0.12	−0.10	−0.05	−0.11
Mediterranean Sea	−0.06	−0.08	−0.06	−0.03	−0.05	−0.05	−0.05	−0.03	−0.05

the raw AOD coming from the model is normalised by the total AOD from MODIS. This normalisation is applied to each month individually so that total AOD of the reconstruction is identical to AQUA/MODIS for every month. The following equations summarise the method:

$$\mathrm{AOD_{rec}}(\mathrm{aer,lon,lat,y,m}) = \mathrm{AOD_{model}}(\mathrm{aer,lon,lat,y,m}) \times C(\mathrm{lon,lat,y,m})$$

with the normalisation coefficient:

$$C(\mathrm{lon,lat,y,m}) = \frac{\mathrm{AOD_{MODIS}}(\mathrm{lon,lat,y,m})}{\sum_{\mathrm{aer}} \mathrm{AOD_{model}}(\mathrm{aer,lon,lat,y,m})}$$

where aer is one aerosol among the five types, rec is the new reconstruction, model is either MACC (for sulfates, black and organic carbon) or RegCM-4 (for sea-salt and dust), and lon, lat, y and m, respectively, stand for longitude, latitude, year and month.

This method gives three-dimensional AOD fields (longitude, latitude and time), and the vertical dimension can be added with CALIOP data. The AOD is vertically distributed according to monthly profiles of the corresponding region. Figure 15 presents the AOD averages over 2003–2009 for each aerosol type.

Over the 1979–2003 period, the AOD fields for desert dust, sea-salt, black and organic carbon aerosols are given by the multi-year monthly means of the reconstruction between 2003 and 2009. Given the conclusions of Sect. 3, we assume there is no significative change in AOD for these species. On the contrary, sulfate aerosols are submitted to a decreasing trend, which is reproduced in our reconstruction according to the following equation:

$$\mathrm{AOD_{rec}}(\mathrm{SU,lon,lat,y,m}) = \mathrm{AOD_{INCA}}(\mathrm{SU,lon,lat,y,m}) \times \frac{\mathrm{AODM_{rec}}(\mathrm{SU,lon,lat,m})}{\mathrm{AODM_{INCA}}(\mathrm{SU,lon,lat,m})}$$

where SU stands for sulfate aerosols, AODM represents the average over the period 2003–2009 for the reconstruction (rec) or the LMDz-OR-INCA model, with y the year between 1979 and 2002. $\mathrm{AOD_{INCA}}$ is the AOD from the LMDz-OR-INCA model given with eleven-year moving averages. As a result, contrary to the 2003–2009 period, there is no year to year variability in the reconstruction between 1979 and 2003, but only a decreasing trend for sulfate aerosols.

4.2 Characteristics of the new climatology

AOD averages maps over the period 2003–2009 for each aerosol type can be seen in Fig. 15. As shown in Sect. 3.3, soil dust and sulfate aerosols are prevailing over the Mediterranean basin. In terms of seasonal cycle, the main patterns mentioned in Sect. 3.2 are present in the reconstruction. Figure 16a presents the monthly AOD average over the period 2003–2009 for each aerosol type. The dust maximum occurs

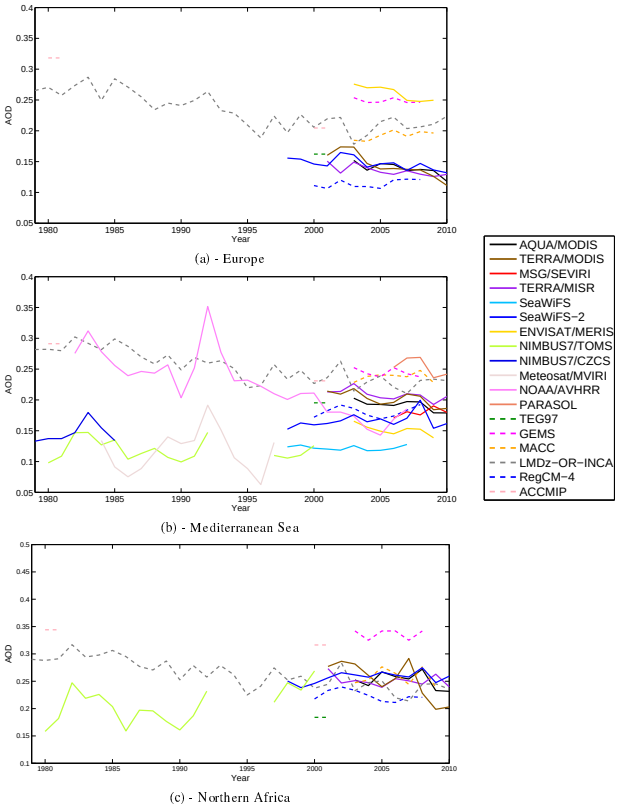

Fig. 13. AOD annual averages for each dataset (satellites and models) over the European continent (region 8 + 9 + 10, top), the Mediterranean Sea (region 5 + 6, middle) and Northern Africa (region 1 + 2, bottom) between 1979 and 2010.

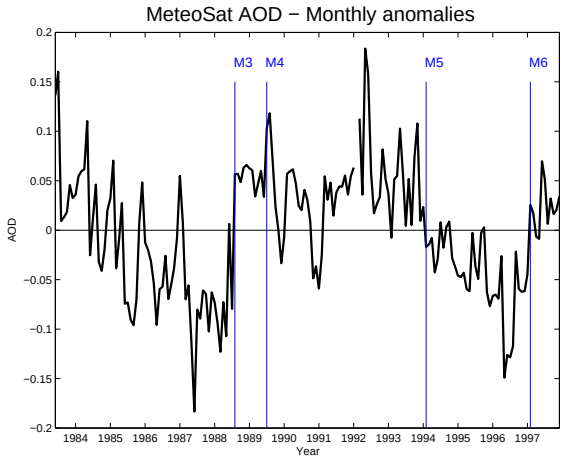

Fig. 14. Monthly AOD anomalies over the Mediterranean Sea retrieved by MVIRI sensors onboard Meteosat-2 to -6. Blue lines indicate platform changes.

in spring and summer over Northern Africa with a monthly peak at 0.33 in June. Over the European continent, sulfate aerosols are prevailing, especially in spring and summer. Other aerosols have less influence, but the maximum of organic carbon in summer and sea-salt aerosols in winter can be noticed. Total AOD seasonal cycle is obviously the same as AQUA/MODIS.

Figure 16b presents the annual averages for the different aerosol types and total AOD. The interannual variability is generally low between 2003 and 2009 with a standard deviation for total AOD over the sea equal to 0.008. However, a slight decrease in dust and sulfate AOD can be noticed. For dust aerosols, this trend is −0.0045 per year over Northern Africa and is statistically significant at the 0.05 level (Student's test). For sulfate aerosols the trend is not significant even if it reaches −0.0017 per year over Europe. Total AOD decreases by 0.0023 per year over the Mediterranean Sea (not significant at the 0.05 level). This AOD decrease has already been shown in previous studies for total AOD over the Mediterranean basin (Papadimas et al., 2009).

Our blended product also enables to identify months affected by exceptional AOD loads, notably because of unusual weak or intense dust and sulfate aerosol contents. Figure 17 presents the anomalies of monthly AOD averages over the Mediterranean Sea, namely for every month the difference between the AOD of this month and the multi-year monthly average (for every aerosol type and total AOD). For example, May 2003 and February 2008 were characterised by lower dust aerosol loads whereas June 2006 and March 2009 have been submitted to a very strong dust AOD.

With regards to the longer period (1979–2009), Fig. 16c presents the annual AOD average over the Mediterranean Sea for each aerosol type and total AOD. The decrease between 1979 and 2009 is controlled by sulfate aerosols. The trend, equal to −0.051 per decade for sulfate AOD over the European continent, is coherent with the one in Zubler et al. (2011b) in the COSMO regional climate model. Over the sea, the decrease for sulfate AOD is −0.023 per decade. The total AOD trend is also in good agreement with long-term ground-based measurements in Germany (Ruckstuhl et al., 2008). In this study, the trend per decade between 1986 and 2005 in Zingst and Lindenberg was respectively −0.106 and −0.119, against −0.074 and −0.097 for the reconstruction.

4.3 Discussion

This comparison of different aerosol products has led to a reconstruction of a new monthly aerosol climatology, that could be very useful to several RCMs for aerosol-climate studies over the Mediterranean. However, it should be kept in mind that even if our product has been built to give the most relevant estimation of AOD, it can present some drawbacks. For example, the retrieved AOD over the Near East differs a lot from sensor to sensor, and MODIS may not be the most relevant sensor in this particular region (from the evaluation with AERONET measurements, Sect. 3.1). More generally, our evaluation suffers from the lack of AERONET

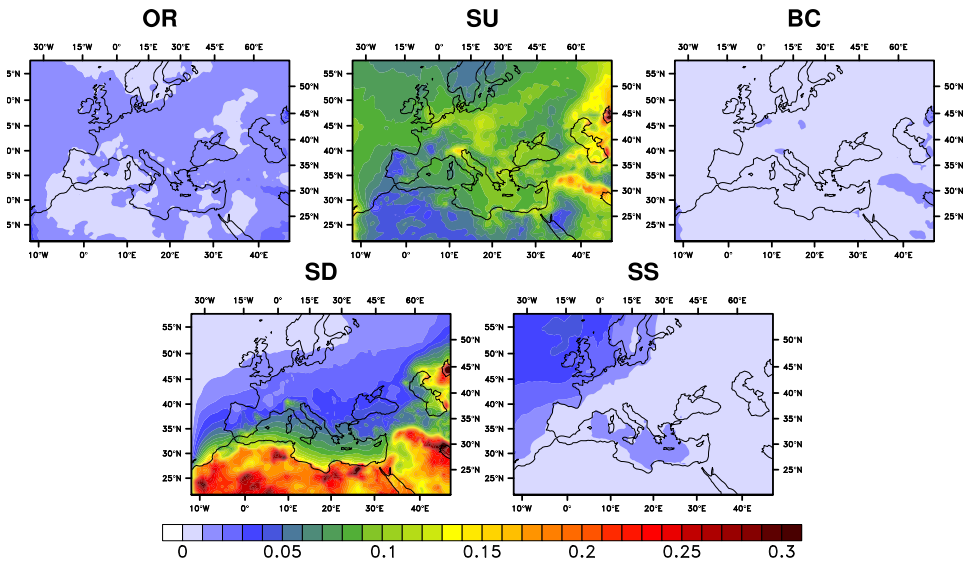

Fig. 15. Average aerosol optical depth of the reconstruction product over the period 2003–2009 for each aerosol type (OR = organic carbon, SU = sulfates, BC = black carbon, SD = soil dust, SS = sea salt).

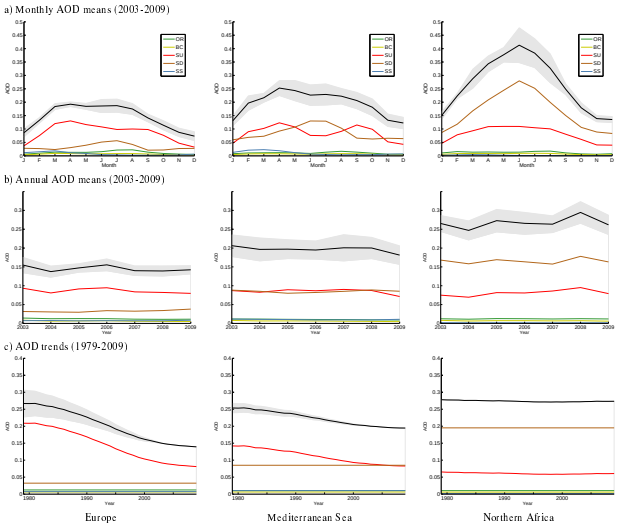

Fig. 16. Seasonal **(a)** and annual (**b** and **c**) AOD averages in the reconstruction field over Europe (left, region 8 + 9 + 10), the Mediterranean Sea (middle, region 5 + 6) and Northern Africa (right, region 1 + 2) for the five aerosol species (in colour) and total AOD (in black). Top **(a)** and middle **(b)** plots concern the 2003–2009 period, bottom plots **(c)** the 1979–2009 period. The confidence interval at the level 0.05 is indicated in gray.

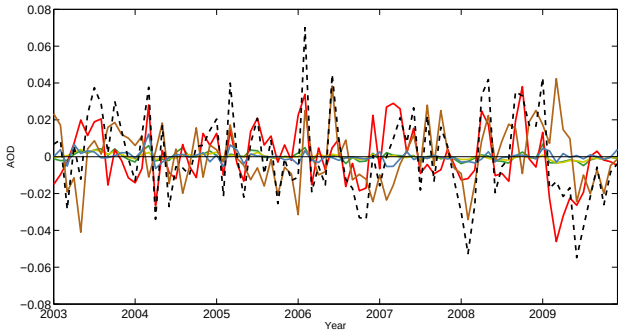

Fig. 17. AOD monthly anomalies from the reconstruction product over the period 2003–2009 for every aerosol type (red = SU, blue = SS, yellow = BC, green = OR and brown = SD) and for total AOD (dashed black line) over the Mediterranean Sea.

stations over Northern Africa and over the sea. Given these uncertainties, the final reconstruction is provided with an estimation of error based on the four satellite products covering the whole domain (AQUA/MODIS, TERRA/MODIS, TERRA/MISR and SeaWiFS-2). Figure 18 (top) presents the standard deviation of the ensemble of these four datasets. Uncertainties are high over Near-East and northern Africa, whereas they are lower over Europe. From this standard deviation, a confidence interval at the level 0.05 has been calculated, and added (in gray) in Fig. 16 for monthly and annual averages over the three regions for the 2003–2009 periods. A similar confidence interval has also been calculated for the 1979–2009 period, based on the standard deviation between the different ACCMIP models.

No means has been found to evaluate properly the separation between the different aerosol types. Previous studies (Lee and Adams, 2010; Shindell et al., 2013a) have determined the dominant mass type in different locations around the world, which is more difficult in this regional study (except for dust over the Sahara desert) as the Mediterranean area is affected by mixtures of different aerosols. The

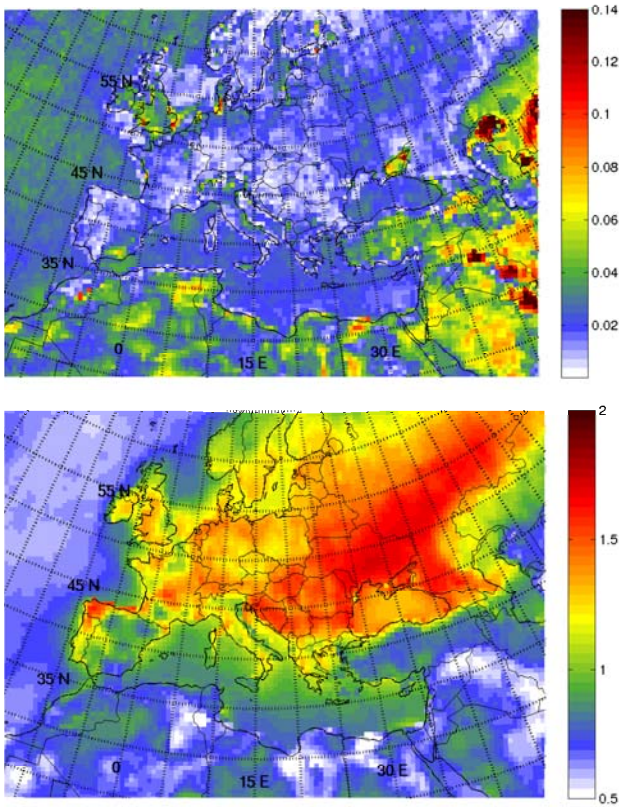

Fig. 18. Standard deviation of total AOD at 550 nm (top) and Angstrom exponent (AQUA/MODIS, bottom) over the Mediterranean region for the 2003–2009 period.

separation between fine and coarse mode available for example in the MODIS dataset (Remer et al., 2005) could be used considering fine aerosols are essentially sulfates, BC and organic aerosols. However, the fine fraction of dust aerosols would not be taken into account in this case. Moreover, uncertainties are still important in this kind of product (Yu et al., 2009), showing no consensus on an observationally-constrained anthropogenic AOD. The same problem is raised for the absorption aerosol optical depth (AAOD), which could be estimated with the black carbon and dust aerosols. Dust aerosols are, however, more or less absorbing depending notably on their size and hematite content. Some organic aerosols are not exclusively scattering (Mallet et al., 2013). As a result, the method used in the present work has been to evaluate and compare the total AOD data from each model, highlighting the limitations for some components (e.g., sulfates in RegCM-4, dust aerosols in MACC). The final reconstruction is a first attempt to have an AOD climatology over the Mediterranean basin, that has none of the mentioned limitations.

Besides this comparison has been carried out for only one wavelength (550 nm). As mentioned in Sect. 2.1, the Angstrom exponent enables to have AOD spectral variations following Eq. (1). The average angstrom exponent retrieved by AQUA/MODIS over the 2003–2009 period is consequently provided in Fig. 18 (bottom). This parameter is derived from variation of AOD between 470 and 660 nm over land (including bright surfaces with the deep blue algorithm) and between 550 and 865 nm over the sea. Northern Africa is affected by low values (between 0.5 and 0.8), revealing the presence of dust aerosols. On the contrary, anthropogenic aerosols over Eastern Europe give an Angstrom exponent higher than 1.5. Not all climate models can take into account this information, depending on the spectral bands of their radiative schemes (Randles et al., 2013).

Another point to mention is the consideration of the other aerosol species. Secondary organic aerosols and ammonium nitrates are notably missing in this comparison, which is also the case in most of climate models (Shindell et al., 2013a). Only 2 models in the ACCMIP exercise include nitrate aerosols, and nitrate does not seem to be abundant over the Mediterranean compared to sulfates (Sciare et al., 2008). Nitrates, which could have a potential impact on global climate in future (Bellouin et al., 2011), and other aerosol types, could be included in the next comparative exercises when most models include them.

As far as volcanic aerosols are concerned, they also play an important role in radiation-climate interactions (Robock, 2000), but this study has focused on the main different tropospheric aerosols. We would advise the use of a historical dataset of volcanic eruptions to take into account the related stratospheric aerosols, which are not included in our new climatology. For example, the aerosols diagnosed from Amman et al. (2007) are a relevant choice, providing the zonal mean AOD of stratospheric aerosols. Over our period of time, two volcanic eruptions affect the Mediterranean region: El Chichon in March 1982 and Mount Pinatubo in November 1991. The emitted aerosols remain during several months in the stratosphere over the Mediterranean (Chazette et al., 1995).

Finally, it should be stressed that our monthly average AOD distribution accounts for the high spatial variability in the tropospheric aerosol load, but does not account for its even higher daily variability.

4.4 Aerosol optical properties

Another source of uncertainty when applying this reconstruction in RCMs concerns the aerosol optical properties. Wang et al. (2006) have shown the impact of dust optical properties on radiative forcing. They underline the importance of the accuracy of optical properties to estimate radiative forcing and consequences on climate. Solmon et al. (2008) have underlined the importance of the dust single scattering albedo on the hydrological response of the RegCM model over Western Africa. In RCMs which do not have interactive aerosol schemes, these optical properties have to be determined accurately. For that reason, we propose in Table 6 values for single scattering albedo (SSA) and asymmetry parameter (g).

Table 6. Aerosol optical properties obtained from Mie calculations for different aerosol types at 550 nm (first line for each aerosol) and 1 µm (second line) wavelengths. Values between square brackets correspond to an uncertainty range of 10 % on the effective radius. SSA = Single Scattering Albedo, *g* = asymmetry factor. These properties are provided in dry state. Changes on optical properties should be made depending on the relative humidity (Mallet et al., 2003).

Aerosol	Effective radius (µm)	Standard deviation (µm)	Refractive index (µm) 550 nm 1 µm	SSA		*g*	
				550 nm	1 µm	550 nm	1 µm
SS	0.35 [0.32 0.38]	1.75	1.45-0.000031i 1.45-0.00006i	0.99 [0.99 0.99]	0.99 [0.99 0.99]	0.72 [0.71 0.72]	0.73 [0.73 0.73]
SD	0.036 [0.032 0.040]	1.97	1.51-0.008i	0.95 [0.95 0.95]	0.93 [0.92 0.93]	0.62 [0.60 0.63]	0.52 [0.49 0.54]
	0.36 [0.32 0.40]	1.98	1.50-0.008i	0.85 [0.84 0.87]	0.91 [0.90 0.92]	0.74 [0.73 0.75]	0.72 [0.71 0.72]
OR	0.027 [0.024 0.030]	1.86	1.45-0.001i	0.99 [0.99 0.99]	0.98 [0.97 0.98]	0.52 [0.49 0.54]	0.35 [0.32 0.38]
	0.29 [0.26 0.32]	1.95	1.47-0.001i	0.98 [0.98 0.98]	0.99 [0.99 0.99]	0.73 [0.73 0.73]	0.71 [0.71 0.71]
BC	0.028 [0.025 0.031]	1.94	1.83-0.74i 1.91-0.68i	0.32 [0.30 0.33]	0.24 [0.22 0.26]	0.43 [0.40 0.45]	0.31 [0.29 0.33]
SU	0.040 [0.036 0.044]	1.74	1.52-0.0005i 1.51-0.0005i	0.99 [0.99 0.99]	0.99 [0.99 0.99]	0.53 [0.50 0.55]	0.35 [0.32 0.38]

These values come from calculations carried out with a Mie code from effective radius observed in the ESCOMPTE campaign (Mallet et al., 2003) and refractive indexes published by Krekov (1993). An uncertainty range of 10% has been taken into account for the effective radius: the associated values for SSA and *g* are indicated between square brackets. All these parameters are provided in dry state. Fine and accumulation modes have been separated for dust and organic aerosols. These optical parameters are only provided as advised values for aerosol-climate studies over the Mediterranean region: a further comparison with all these optical parameters is beyond the scope of the paper.

They result from several published studies over the Mediterranean basin.

5 Conclusions

The present work includes an intercomparison of the main satellite-derived and model-simulated aerosol products over the Mediterranean basin and surrounding regions. Since 2000 many sensors have been launched to retrieve aerosols, but few data are available before. The comparison between the different products and also ground-based measurements from the AERONET network highlights the quality of AQUA/MODIS and TERRA/MODIS retrievals. Both show a relevant spatial and temporal aerosol variability. MISR AOD presents a similar spatial and temporal structure, but its scores against AERONET measurements are not as high as MODIS. These three products are the only satellite-derived products to cover the whole domain, ocean and land included. Over the sea, AVHRR, SEVIRI and PARASOL have also relevant AOD retrievals to some extent, with a good temporal coverage for AVHRR (1982–2007). On the contrary, this study clearly shows the limitation of some datasets, either recent such as MERIS and SeaWiFS, or historical such as MVIRI, TOMS and CZCS. MERIS overestimates AOD over the European continent, whereas the others underestimated AOD over the sea.

Most model-based products are able to reproduce the spatiotemporal variability of AOD over the basin. The MACC reanalysis has proved to be the closest to AERONET measurements, but suffers from a lack of dust aerosols over Northern Africa. The RegCM-4 model results have the advantage to include a generation interactive scheme for dust and sea-salt aerosols at a high resolution. The LMDz-OR-INCA model and the other ACCMIP models are able to reproduce the decreasing trend in total AOD (due to sulfate aerosols), observed notably in the only reliable satellite sensor over this period (AVHRR). LMDz-OR-INCA has been proved to be a median model among the ACCMIP models. With regards to the vertical dimension, MACC and RegCM-4 show slight differences with CALIOP. CALIOP retrievals enable us to get three different aerosol vertical profiles for dust, sea-salt and submicronic components (organics, black carbon and sulfates) over various subregions. Dust aerosols show a larger vertical spread than the other aerosols such as

marine and anthropogenic aerosols which are confined in the boundary layer with the exception of forest fire smoke.

This comparative synthesis leads to a first 4-D reconstruction of the monthly AOD field over the Mediterranean basin and surrounding regions over the 2003–2009 period, that could be used to force RCMs over this region. AQUA/MODIS data is chosen for total AOD, while the apportionment into five aerosol species is achieved with MACC for sulfates, black and organic carbon, and with RegCM-4 for dust and sea-salt aerosols. Our product also includes a vertical dimension based on CALIOP retrievals, which enables for example to take into account the higher altitudes of dust aerosols. The main patterns, notably dust loads over Northern Africa and sulfate aerosols over Europe, are reproduced in the reconstruction. Seasonal cycle shows a dust maximum in spring and summer. Interannual variability shows a slight decrease in dust and sulfate AOD. This blended product also enables us to identify exceptional months in terms of aerosol loads, such as June 2006 for dust aerosols.

Before 2003 the interannual aerosol variability is controlled by the decrease in sulfate aerosols. Our reconstruction is consequently extended to the period 1979–2003 by applying the trend from LMDz-OR-INCA model, based on the recent emission reconstruction proposed by Lamarque et al. (2010), and equal to -0.051 per decade over Europe. The other aerosol species are assumed to be constant given their low interannual variability. Their fields correspond to the multi-year monthly means of the initial reconstruction over 2003–2009. We finally get a complete 4-D AOD field for five aerosol species for the 1979–2009 period, over the whole domain at a 50 km resolution, ocean and continental surfaces included, which could be used in RCMs for aerosol-climate studies. This long reconstruction will also be possibly used to study the dimming-brightening phenomenon in the region. An AOD trend of -0.05 per decade could cause an increase in surface shortwave radiation by about $5\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ per decade (Zubler et al., 2011b). The reconstruction will be tested in atmosphere RCMs and in coupled atmosphere-ocean RCMs (e.g., Somot et al., 2008) in the frame of the programmes MedCORDEX, ChArMEx and HyMeX, in order to investigate the impact of natural and anthropogenic aerosols on the Mediterranean climate and the Mediterranean Sea.

Acknowledgements. We would like to thank Meteo-France for the financial support of the first author. This work is part of the Med-CORDEX initiative (www.medcordex.eu) and a contribution to the HyMeX and ChArMEx programmes. This new AOD climatology is indeed available on the ChArMEx database (http://mistrals.sedoo.fr/ChArMEx). This research has received funding from the French National Research Agency (ANR) project ADRIMED (contract ANR-11-BS56-0006) and from the FP7 European Commission project CLIMRUN (contract FP7-ENV-2010-265192). MODIS and MERIS data used in this paper were retrieved from the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA GES DISC. MISR and CALIOP data were obtained from the NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center, SeaWiFS and CZCS data from the NASA Ocean Biology Processing Group, AVHRR data from the NOAA/National Climatic Data Center and TOMS data from the NASA/GSFC TOMS group. We also thank the ICARE Data and Services Center for providing access to the PARASOL and SEVIRI data used in this study, and Cyril Moulin for providing his historical MVIRI data. We thank the PI investigators of the different AERONET stations and their staff for establishing and maintaining all the sites used in this investigation. GEMS was funded by the European Commission between 2004 and 2009 as part of the 6th Framework Programme under contract number SIP4-CT-2004-516099, and MACC was funded between 2009 and 2011 as part of the 7th Framework Programme, pilot core GMES Atmospheric Service under contract number 218793. We thank all the people taking part in the ACCMIP project, notably other scientists involved in the development of models, namely Toshihiko Takemura and Kengo Sudo for MIROC-CHEM, Stig Dalsoren for CICERO-OsloCTM2, and Greg Faluvegi for GISS-E2-R. The CESM project (which includes NCAR-CAM3.5 and NCAR-CAM5.1) is supported by the National Science Foundation and the Office of Science (BER) of the US Department of Energy. The National Center for Atmospheric Research is operated by the University Corporation for Atmospheric Research under sponsorship of the National Science Foundation.

Edited by: O. Dubovik



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

Amman, C. M., Joos, F., Schimel, D. S., Otto-Bliesner, B. L., and Tomas, R.: Solar influence on climate during the past millennium: results from transient simulations with the NCAR climate system model, Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 104, 3713–3718, doi:10.1073/pnas.0605064103, 2007.

Anderson, T. L., Wu, Y., Chu, D. A., Schmid, B., Redemann, J., and Dubovik, O.: Testing the MODIS satellite retrieval of aerosol fine-mode fraction, J. Geophys. Res., 110, D18204, doi:10.1029/2005JD005978, 2005.

Antoine, D. and Morel, A.: A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument): Principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones, Int. J. Remote Sens., 20, 1875–1916, doi:10.1080/014311699212533, 1999.

Antoine, D. and Nobileau, D.: Recent increase of Saharan dust transport over the Mediterranean Sea, as revealed from ocean color satellite (SeaWiFS) observations, J. Geophys. Res., 111, D12214, doi:10.1029/2005JD006795, 2006.

Artale, V., Calmanti, S., Carillo, A., Dell'Aquila, A., Herrmann, M., Pisacane, G., Ruti, P. M., Sannino, G., Struglia, M. V., Giorgi, F., Bi, X., Pal, J. S., and Rauscher, S.: An atmosphere-ocean regional climate model for the Mediterranean area: assessment

of a present climate simulation, Clim. Dynam., 35, 721–740, doi:10.1007/s00382-009-0691-8, 2010.

Barnaba, F. and Gobbi, G. P.: Aerosol seasonal variability over the Mediterranean region and relative impact of maritime, continental and Saharan dust particles over the basin from MODIS data in the year 2001, Atmos. Chem. Phys., 4, 2367–2391, doi:10.5194/acp-4-2367-2004, 2004.

Basart, S., Pérez, C., Cuevas, E., Baldasano, J. M., and Gobbi, G. P.: Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations, Atmos. Chem. Phys., 9, 8265–8282, doi:10.5194/acp-9-8265-2009, 2009.

Bellouin, N., Rae, J., Jones, A., Johnson, C., Haywood, J., and Boucher, O.: Aerosol forcing in the Climate Model Intercomparison Project (CMIP5) simulations by HadGEM2-ES and the role of ammonium nitrate, J. Geophys. Res., 116, D20206, doi:10.1029/2011JD016074, 2011.

Benedetti, A., Morcrette, J.-J., Boucher, O., Dethof, A., Engelen, R. J., Fisher, M., Flentje, H., Huneeus, N., Jones, L., Kaiser, J. W., Kinne, S., Mangold, A., Razinger, M., Simmons, A. J., and Suttie, M.: Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: 2. Data assimilation, J. Geophys. Res., 114, D13205, doi:10.1029/2008JD011115, 2009.

Benedetti, A., Kaiser, J. W., and Morcrette, J.-J.: [global climate] aerosols [in "state of the climate in 2010"], B. Am. Meteorol. Soc., 92, S65–S67, 2011.

Bergamo, A., Tafuro, A. M., Kinne, S., De Tomasi, F., and Perrone, M. R.: Monthly-averaged anthropogenic aerosol direct radiative forcing over the Mediterranean based on AERONET aerosol properties, Atmos. Chem. Phys., 8, 6995–7014, doi:10.5194/acp-8-6995-2008, 2008.

Berthier, S., Chazette, P., Couvert, P., Pelon, J., Dulac, F., Thieuleux, F., Moulin, C., and Pain, T.: Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from Lidar in-Space Technology Experiment (LITE) and Meteosat synergy, J. Geophys. Res., 111, D21202, doi:10.1029/2005JD006999, 2006.

Bréon, F.-M., Vermeulen, A., and Descloitres, J.: An evaluation of satellite aerosol products against sunphotometers measurements, Remote Sens. Environ., 115, 3102–3111, doi:10.1016/j.rse.2011.06.017, 2011.

Carboni, E., Thomas, G. E., Sayer, A. M., Siddans, R., Poulsen, C. A., Grainger, R. G., Ahn, C., Antoine, D., Bevan, S., Braak, R., Brindley, H., DeSouza-Machado, S., Deuzé, J. L., Diner, D., Ducos, F., Grey, W., Hsu, C., Kalashnikova, O. V., Kahn, R., North, P. R. J., Salustro, C., Smith, A., Tanré, D., Torres, O., and Veihelmann, B.: Intercomparison of desert dust optical depth from satellite measurements, Atmos. Meas. Tech., 5, 1973–2002, doi:10.5194/amt-5-1973-2012, 2012.

Chazette, P., David, C., Lefrère, J., Godin, S., Pelon, J., and Mégie, G.: Comparative lidar study of the optical, geometrical, and dynamical properties of stratospheric post-volcanic aerosols, following the eruptions of El Chichon and Mount Pinatubo, J. Geophys. Res., 100, 23195–23207, doi:10.1029/95JD02268, 1995.

Chin, M., Jacob, D. J., Gardner, G. M., Foreman-Fowler, M. S., Spiro, P. A., and Savoie, D. L.: A global three-dimensional model of tropospheric sulfate, J. Geophys. Res., 101, 18667–18690, doi:10.1029/96JD01221, 1996.

Collins, W. J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P., Hinton, T., Hughes, J., Jones, C. D., Joshi, M., Liddicoat, S., Martin, G., O'Connor, F., Rae, J., Senior, C., Sitch, S., Totterdell, I., Wiltshire, A., and Woodward, S.: Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2, Geosci. Model Dev., 4, 1051–1075, doi:10.5194/gmd-4-1051-2011, 2011.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimbergere, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanzf, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnaya, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.

Donner, L. J., Wyman, B. L., Hemler, R. S., Horowitz, L. W., Ming, Y., Zhao, M., Golaz, J.-C., Ginoux, P., Lin, S.-J., Schwarzkopf, M. D., Austin, J., Alaka, G., Cooke, W. F., Delworth, T. L., Freidenreich, S. M., Gordon, C. T., Griffies, S. M., Held, I. M., Hurlin, W. J., Klein, S. A., Knutson, T. R., Langenhors, A. R., Lee, H.-C., Lin, Y., Magi, B., Malyshev, S. L., Milly, P. C., Naik, V., Nath, M. J., Pincus, R., Ramaswamy, J. J. P. V., Seman, C. J., Shevliakova, E., Sirutis, J. J., Stern, W. F., Stouffer, R. J., Wilson, R. J., Winton, M., Wittenberg, A., and Zeng, F.: The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component of the GFDL global coupled model CM3, J. Climate, 24, 3484–3519, doi:10.1175/2011JCLI3955.1, 2011.

Dubovik, O., Holben, B. N., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Slutsker, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, J. Atmos. Sci., 59, 590–608, 2002.

Dulac, F. and Chazette, P.: Airborne study of a multi-layer aerosol structure in the eastern Mediterranean observed with the airborne polarized lidar ALEX during a STAAARTE campaign (7 June 1997), Atmos. Chem. Phys., 3, 1817–1831, doi:10.5194/acp-3-1817-2003, 2003.

Déqué, M. and Somot, S.: Extreme precipitation and high resolution with Aladin, Idöjaras Quaterly Journal of the Hungarian Meteorological Service, 112, 179–190, 2008.

Farda, A., Déqué, M., Somot, S., Horanyi, A., Spiridonov, V., and Toth, H.: Model ALADIN as regional climate model for Central and Eastern Europe, Stud. Geophys. Geod., 54, 313–332, doi:10.1007/s11200-010-0017-7, 2010.

Gao, X., Pal, J. S., and Giorgi, F.: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation, Geophys. Res. Lett., 33, L03706, doi:10.1029/2005GL024954, 2006.

Gibelin, A.-L. and Déqué, M.: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, Clim. Dynam., 20, 327–339, doi:10.1007/s00382-002-0277-1, 2003.

Giorgi, F. and Lionello, P.: Climate change projections for the Mediterranean region, Global Planet. Change, 63, 90–104, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.09.005, 2008.

Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Cozzini, S., Guettler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., Stordal, F., Sloan, L. C., and Brankovic, C.: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains, Clim. Res., 52, 7–29, doi:10.3354/cr01018, 2012.

Gordon, H. R. and Wang, M.: Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm, Appl. Optics, 33, 443–452, 1994.

Guieu, C., Dulac, F., Desboeufs, K., Wagener, T., Pulido-Villena, E., Grisoni, J.-M., Louis, F., Ridame, C., Blain, S., Brunet, C., Bon Nguyen, E., Tran, S., Labiadh, M., and Dominici, J.-M.: Large clean mesocosms and simulated dust deposition: a new methodology to investigate responses of marine oligotrophic ecosystems to atmospheric inputs, Biogeosciences, 7, 2765–2784, doi:10.5194/bg-7-2765-2010, 2010.

Hamonou, E., Chazette, P., Balis, D., Dulac, F., Schneider, X., Galani, E., Ancellet, G., and Papayannis, A.: Characterization of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean basin, J. Geophys. Res., 104, 22257–22270, 1999.

Hatzianastassiou, N., Gkikas, A., Mihalopoulos, N., Torres, O., and Katsoulis, B. D.: Natural versus anthropogenic aerosols in the eastern Mediterranean basin derived from multiyear TOMS and MODIS satellite data, J. Geophys. Res., 114, D24202, doi:10.1029/2009JD011982, 2009.

Hauglustaine, D. A., Hourdin, F., Jourdain, L., Filiberti, M.-A., Walters, S., Lamarque, J.-F., and Holland, E. A.: Interactive chemistry in the Laboratoire de Météorologie Dynamique general circulation model: Description and background tropospheric chemistry evaluation, J. Geophys. Res., 109, D04314, doi:10.1029/2003JD003957, 2004.

Herman, J. R., Bhartia, P. K., Torres, O., Hsu, C., Seftor, C., and Celarier, E.: Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, J. Geophys. Res., 102, 16911–16922, 1997.

Herman, J. R., Celarier, E., and Larko, D.: UV 380 nm reflectivity of the Earth's surface, clouds and aerosols, J. Geophys. Res., 106, 5335–5351, 2001.

Herman, M., Deuzé, J.-L., Marchand, A., Roger, B., and Lallart, P.: Aerosol remote sensing from POLDER//ADEOS over the ocean: Improved retrieval using a nonspherical particle model, J. Geophys. Res., 110, D10S02, doi:10.1029/2004JD004798, 2005.

Herrmann, M., Somot, S., Calmanti, S., Dubois, C., and Sevault, F.: Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate model configuration, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1983–2001, doi:10.5194/nhess-11-1983-2011, 2011.

Hohenegger, C. and Vidale, P. L.: Sensitivity of the European climate to aerosol forcing as simulated with a regional climate model, J. Geophys. Res., 110, D06201, doi:10.1029/2004JD005335, 2005.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, Remote Sens. Environ., 66, 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5, 1998.

Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J. S., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y. J., Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, J. Geophys. Res., 106, 12067–12097, doi:10.1029/2001JD900014, 2001.

Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Krinner, G., LeVan, P., Li, Z.-X., and Lott, F.: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, Clim. Dynam., 27, 787–813, doi:10.1007/s00382-006-0158-0, 2006.

Hovis, W. A., Clark, D. K., Anderson, F., Austin, R. W., Wilson, W. H., Baker, E. T., Ball, D., Gordon, H. R., Mueller, J. L., El-Sayed, S. Z., Sturm, B., Wrigley, R. C., and Yentsch, C. S.: Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: System description and initial imagery, Science, 210, 60–63, 1980.

Hsu, N. C., Tsay, S.-C., King, M., and Herman, J. R.: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, IEEE T. Geosci. Remote, 42, 557–569, doi:10.1109/TGRS.2004.824067, 2004.

Hsu, N. C., Gautam, R., Sayer, A. M., Bettenhausen, C., Li, C., Jeong, M. J., Tsay, S.-C., and Holben, B. N.: Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010, Atmos. Chem. Phys., 12, 8037–8053, doi:10.5194/acp-12-8037-2012, 2012.

Iorio, T. D., di Sarra, A., Sferlazzo, D. M., Cacciani, M., Meloni, D., Monteleone, F., Fua, D., and Fiocco, G.: Seasonal evolution of the tropospheric aerosol vertical profile in the central mediterranean and role of desert dust, J. Geophys. Res., 114, D02201, doi:10.1029/2008JD010593, 2009.

Jacob, D.: A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin, Meteorol. Atmos. Phys., 77, 61–73, 2001.

Jamet, C., Moulin, C., and Thiria, S.: Monitoring aerosol optical properties over the Mediterranean from SeaWiFS images using a neural network inversion, Geophys. Res. Lett., 31, L13107, doi:10.1029/2004GL019951, 2004.

Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Martonchik, J. V., Diner, D. J., Crean, K. A., and Holben, B.: Multiangle imaging spectroradiometer (misr) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident aerosol robotic network (aeronet) observations, J. Geophys. Res., 110, D10S04, doi:10.1029/2004JD004706, 2005.

Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Garay, M. J., Diner, D. J., Eck, T. F., Smirnov, A., and Holben, B. N.: Multiangle Imaging SpectroRadiometer global aerosol product assessment by comparison with the Aerosol Robotic Network, J. Geophys. Res., 115, D23209, doi:10.1029/2010JD014601, 2010.

Kaiser, J. W., Benedetti, A., and Morcrette, J.-J.: [global climate] aerosols [in "state of the climate in 2009"], B. Am. Meteorol. Soc., 91, S45–S47, 2010.

Kalivitis, N., Gerasopoulos, E., Vrekoussis, M., Kouvarakis, G., Kubilay, N., Hatzianastassiou, N., Vardavas, I., and Mihalopoulos, N.: Dust transport over the eastern Mediterranean derived from Total Ozone Mapping Spectrometer, Aerosol Robotic Network, and surface measurements, J. Geophys. Res., 112, D03202, doi:10.1029/2006JD007510, 2007.

Kinne, S., Schulz, M., Textor, C., Guibert, S., Balkanski, Y., Bauer, S. E., Berntsen, T., Berglen, T. F., Boucher, O., Chin, M., Collins, W., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Feichter, J., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Gong, S., Grini, A., Hendricks, J., Herzog, M., Horowitz, L., Isaksen, I., Iversen, T., Kirkevåg, A., Kloster, S., Koch, D., Kristjansson, J. E., Krol, M., Lauer, A., Lamarque, J. F., Lesins, G., Liu, X., Lohmann, U., Montanaro, V., Myhre, G., Penner, J., Pitari, G., Reddy, S., Seland, O., Stier, P., Takemura, T., and Tie, X.: An AeroCom initial assessment – optical properties in aerosol component modules of global models, Atmos. Chem. Phys., 6, 1815–1834, doi:10.5194/acp-6-1815-2006, 2006.

Krekov, G. M.: Models of atmospheric aerosols, in: Aerosol Effects on Climate, Univ. of Ariz. Press, Tucson, edited by: Jennings, S. G., 1993.

Lamarque, J.-F., Bond, T. C., Eyring, V., Granier, C., Heil, A., Klimont, Z., Lee, D., Liousse, C., Mieville, A., Owen, B., Schultz, M. G., Shindell, D., Smith, S. J., Stehfest, E., Van Aardenne, J., Cooper, O. R., Kainuma, M., Mahowald, N., McConnell, J. R., Naik, V., Riahi, K., and van Vuuren, D. P.: Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application, Atmos. Chem. Phys., 10, 7017–7039, doi:10.5194/acp-10-7017-2010, 2010.

Lamarque, J.-F., Emmons, L. K., Hess, P. G., Kinnison, D. E., Tilmes, S., Vitt, F., Heald, C. L., Holland, E. A., Lauritzen, P. H., Neu, J., Orlando, J. J., Rasch, P. J., and Tyndall, G. K.: CAM-chem: description and evaluation of interactive atmospheric chemistry in the Community Earth System Model, Geosci. Model Dev., 5, 369–411, doi:10.5194/gmd-5-369-2012, 2012.

Lamarque, J.-F., Shindell, D. T., Josse, B., Young, P. J., Cionni, I., Eyring, V., Bergmann, D., Cameron-Smith, P., Collins, W. J., Doherty, R., Dalsoren, S., Faluvegi, G., Folberth, G., Ghan, S. J., Horowitz, L. W., Lee, Y. H., MacKenzie, I. A., Nagashima, T., Naik, V., Plummer, D., Righi, M., Rumbold, S. T., Schulz, M., Skeie, R. B., Stevenson, D. S., Strode, S., Sudo, K., Szopa, S., Voulgarakis, A., and Zeng, G.: The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): overview and description of models, simulations and climate diagnostics, Geosci. Model Dev., 6, 179–206, doi:10.5194/gmd-6-179-2013, 2013.

Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Léon, J. F., and Mahowald, N. M.: Modeling mineral dust emission from the Sahara desert using new surface properties and soil database, J. Geophys. Res., 113, D14218, doi:10.1029/2007JD009484, 2008.

Lee, Y. H. and Adams, P. J.: Evaluation of aerosol distributions in the GISS-TOMAS global aerosol microphysics model with remote sensing observations, Atmos. Chem. Phys., 10, 2129–2144, doi:10.5194/acp-10-2129-2010, 2010.

Lelieveld, J., Berresheim, H., Borrmann, S., Crutzen, P. J., Dentener, F. J., Fischer, H., Feichter, J., Flatau, P. J., Heland, J., Holzinger, R., Korrmann, R., Lawrence, M. G., Levin, Z., Markowicz, K. M., Mihalopoulos, N., Minikin, A., Ramanathan, V., de Reus, M., Roelofs, G. J., Scheeren, H. A., Sciare, J., Schlager, H., Schultz, M., Siegmund, P., Steil, B., Stephanou, E. G., Stier, P., Traub, M., Warneke, C., Williams, J., and Ziereis, H.: Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean, Science, 298, 794–799, doi:10.1126/science.1075457, 2002.

Levy, R. C., Remer, L. A., Mattoo, S., Vermote, E. F., and Kaufman, Y. J.: Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, J. Geophys. Res., 112, D13211, doi:10.1029/2006JD007811, 2007.

Levy, R. C., Remer, L. A., Kleidman, R. G., Mattoo, S., Ichoku, C., Kahn, R., and Eck, T. F.: Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land, Atmos. Chem. Phys., 10, 10399–10420, doi:10.5194/acp-10-10399-2010, 2010.

Liousse, C., Penner, J. E., Chuang, C., Walton, J. J., Eddleman, H., and Cachier, H.: A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols, J. Geophys. Res., 101, 19411–19432, doi:10.1029/95JD03426, 1996.

Liu, X., Easter, R. C., Ghan, S. J., Zaveri, R., Rasch, P., Shi, X., Lamarque, J.-F., Gettelman, A., Morrison, H., Vitt, F., Conley, A., Park, S., Neale, R., Hannay, C., Ekman, A. M. L., Hess, P., Mahowald, N., Collins, W., Iacono, M. J., Bretherton, C. S., Flanner, M. G., and Mitchell, D.: Toward a minimal representation of aerosols in climate models: description and evaluation in the Community Atmosphere Model CAM5, Geosci. Model Dev., 5, 709–739, doi:10.5194/gmd-5-709-2012, 2012.

Mallet, M., Roger, J. C., Despiau, S., Dubovik, O., and Putaud, J. P.: Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE, Atmos. Res., 69, 73–97, doi:10.1016/j.atmosres.2003.07.001, 2003.

Mallet, M., Dubovik, O., Nabat, P., Dulac, F., Kahn, R., Sciare, J., Paronis, D., and Léon, J. F.: Absorption properties of Mediterranean aerosols obtained from multi-year ground-based and satellite remote sensing observations, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 13, 9267–9317, doi:10.5194/acpd-13-9267-2013, 2013.

Mangold, A., Backer, H. D., Paepe, B. D., Dewitte, S., Chiapello, I., Derimian, Y., Kacenelenbogen, M., Léon, J.-F., Huneeus, N., Schulz, M., Ceburnis, D., O'Dowd, C., Flentje, H., Kinne, S., Benedetti, A., Morcrette, J.-J., and Boucher, O.: Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: 3. Evaluation by means of case studies, J. Geophys. Res., 116, D03302, doi:10.1029/2010JD014864, 2011.

Mona, L., Amodeo, A., Pandolfi, M., and Pappalardo, G.: Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements, J. Geophys. Res., 111, D16203, doi:10.1029/2005JD006569, 2006.

Morcrette, J.-J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., Benedetti, A., Bonet, A., Kaiser, J. W., Razinger, M., Schulz, M., Serrar, S., Simmons, J., Sofiev, M., Suttie, M., Tompkins, A. M., and Untch, A.: Aerosol analysis and forecast in the european centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system: Forward modelling, J. Geophys. Res., 114, D06206, doi:10.1029/2008JD011235, 2009.

Morcrette, J.-J., Benedetti, A., Jones, L., Kaiser, J., Razinger, M., and Suttie, M.: Prognostic Aerosols in the ECMWF IFS: MACC vs. GEMS Aerosols, Tech. Rep. 659, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, available at: http://www.ecmwf.int/publications/library/do/references/list/14, 2011.

Moulin, C., Lambert, C. E., Poitou, J., and Dulac, F.: Long term (1983–1994) calibration of the Meteosat solar (VIS) channel using desert and ocean targets, Int. J. Remote Sens., 17, 1183–1200, 1996.

Moulin, C., Guillard, F., Dulac, F., and Lambert, C. E.: Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data 1. Methodology and preliminary results for 1983–1994 in the Mediterranean, J. Geophys. Res., 102, 16947–16958, 1997a.

Moulin, C., Lambert, C. E., Dulac, F., and Dayan, U.: Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, Nature, 387, 691–694, 1997b.

Moulin, C., Lambert, C. E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y. J., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., and Dulac, F.: Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, J. Geophys. Res., 103, 13137–13144, doi:10.1029/98JD00171, 1998.

Moulin, C., Gordon, H. R., Banzon, V. F., and Evans, R. H.: Assessment of Saharan dust absorption in the visible from SeaWiFS imagery, J. Geophys. Res., 106, 18239–18249, 2001.

Myhre, G., Stordal, F., Johnsrud, M., Diner, D. J., Geogdzhayev, I. V., Haywood, J. M., Holben, B. N., Holzer-Popp, T., Ignatov, A., Kahn, R. A., Kaufman, Y. J., Loeb, N., Martonchik, J. V., Mishchenko, M. I., Nalli, N. R., Remer, L. A., Schroedter-Homscheidt, M., Tanré, D., Torres, O., and Wang, M.: Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over ocean during the period September 1997 to December 2000, Atmos. Chem. Phys., 5, 1697–1719, doi:10.5194/acp-5-1697-2005, 2005.

Nabat, P., Solmon, F., Mallet, M., Kok, J. F., and Somot, S.: Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the Mediterranean region: a regional climate model approach, Atmos. Chem. Phys., 12, 10545–10567, doi:10.5194/acp-12-10545-2012, 2012.

Omar, A. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Hu, Y., Trepte, C. R., Ferrare, R. A., Lee, K.-P., and Hostetler, C. A.: The CALIPSO Automated Aerosol Classification and Lidar Ratio Selection Algorithm, J. Atmos. Ocean. Technol., 26, 1994–2014, doi:10.1175/2009JTECHA1231.1, 2009.

Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Querol, X., and Vardavas, I.: Spatial and temporal variability in aerosol properties over the Mediterranean basin based on 6-year (2000–2006) MODIS data, J. Geophys. Res., 113, D11205, doi:10.1029/2007JD009189, 2008.

Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Kanakidou, M., Katsoulis, B. D., and Vardavas, I.: Assessment of the MODIS Collections C005 and C004 aerosol optical depth products over the Mediterranean basin, Atmos. Chem. Phys., 9, 2987–2999, doi:10.5194/acp-9-2987-2009, 2009.

Pinker, R. T., Zhang, B., and Dutton, E. G.: Do satellites detect trends in surface solar radiation?, Science, 308, 850–854, doi:10.1126/science.1103159, 2005.

Qian, Y., Giorgi, F., Huang, Y., Chameides, W., and Luo, C.: Regional simulation of anthropogenic sulfur over East Asia and its sensitivity to model parameters, Tellus, 53B, 171–191, doi:10.1034/j.1600-0889.2001.d01-14.x, 2001.

Randles, C. A., Kinne, S., Myhre, G., Schulz, M., Stier, P., Fischer, J., Doppler, L., Highwood, E., Ryder, C., Harris, B., Huttunen, J., Ma, Y., Pinker, R. T., Mayer, B., Neubauer, D., Hitzenberger, R., Oreopoulos, L., Lee, D., Pitari, G., Di Genova, G., Quaas, J., Rose, F. G., Kato, S., Rumbold, S. T., Vardavas, I., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Yu, H., Zhang, F., Zhang, H., and Lu, P.: Intercomparison of shortwave radiative transfer schemes in global aerosol modelling: results from the AeroCom Radiative Transfer Experiment, Atmos. Chem. Phys., 13, 2347–2379, doi:10.5194/acp-13-2347-2013, 2013.

Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D. A., Martins, J. V., Li, R.-R., Ichoku, C., Levy, R. C., Kleidman, R. G., Eck, T. F., Vermote, E., and Holben, B. N.: The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation, J. Atmos. Sci., 62, 947–973, doi:10.1175/JAS3385.1, 2005.

Robock, A.: Volcanic eruptions and climate, Rev. Geophys., 38, 191–219, doi:10.1029/1998RG000054, 2000.

Rodá, F., Bellot, J., Avila, A., Escarré, A., Pinol, J., and Terradas, J.: Saharan dust and the atmospheric inputs of elements and alkalinity to mediterranean ecosystems, Water, Air Soil Pollut., 66, 277–288, doi:10.1007/BF00479851, 1993.

Rosenfeld, D., Rudich, Y., and Lahav, R.: Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop, Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 98, 5975–5980, doi:10.1073/pnas.101122798, 2001.

Ruckstuhl, C., Philipona, R., Behrens, K., Coen, M. C., Dürr, B., Heimo, A., Mätzler, C., Nyeki, S., Ohmura, A., Vuilleumier, L., Weller, M., Wehrli, C., and Zelenka, A.: Aerosol and cloud effects on solar brightening and the recent rapid warming, Geophys. Res. Lett., 35, L12708, doi:10.1029/2008GL034228, 2008.

Sanchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M. A., Arribas, A., and Castro, M.: Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach, Global Planet. Change, 44, 163–180, 2004.

Santer, R., Carrere, V., Dubuisson, P., and Roger, J. C.: Atmospheric correction over land for MERIS, Int. J. Remote Sens., 20, 1819–1840, doi:10.1080/014311699212506, 1999.

Sayer, A. M., Hsu, N. C., Bettenhausen, C., Ahmad, Z., Holben, B. N., Smirnov, A., Thomas, G. E., and Zhang, J.: SeaWiFS Ocean Aerosol Retrieval (SOAR): Algorithm, validation, and comparison with other datasets, J. Geophys. Res., 117, D01173206, doi:10.1029/2011JD016599, 2012.

Sciare, J., Oikonomou, K., Favez, O., Liakakou, E., Markaki, Z., Cachier, H., and Mihalopoulos, N.: Long-term measurements of carbonaceous aerosols in the Eastern Mediterranean: evidence of long-range transport of biomass burning, Atmos. Chem. Phys., 8, 5551–5563, doi:10.5194/acp-8-5551-2008, 2008.

Shindell, D. T., Lamarque, J.-F., Schulz, M., Flanner, M., Jiao, C., Chin, M., Young, P. J., Lee, Y. H., Rotstayn, L., Mahowald, N., Milly, G., Faluvegi, G., Balkanski, Y., Collins, W. J., Conley, A. J., Dalsoren, S., Easter, R., Ghan, S., Horowitz, L., Liu, X., Myhre, G., Nagashima, T., Naik, V., Rumbold, S. T., Skeie, R., Sudo, K., Szopa, S., Takemura, T., Voulgarakis, A., Yoon, J.-H., and Lo, F.: Radiative forcing in the ACCMIP historical and future climate simulations, Atmos. Chem. Phys., 13, 2939–2974, doi:10.5194/acp-13-2939-2013, 2013a.

Shindell, D. T., Pechony, O., Voulgarakis, A., Faluvegi, G., Nazarenko, L., Lamarque, J.-F., Bowman, K., Milly, G., Kovari, B., Ruedy, R., and Schmidt, G. A.: Interactive ozone and methane chemistry in GISS-E2 historical and future climate simulations, Atmos. Chem. Phys., 13, 2653–2689, doi:10.5194/acp-13-2653-2013, 2013b.

Skeie, R. B., Berntsen, T. K., Myhre, G., Tanaka, K., Kvalevåg, M. M., and Hoyle, C. R.: Anthropogenic radiative forcing time series from pre-industrial times until 2010, Atmos. Chem. Phys., 11, 11827–11857, doi:10.5194/acp-11-11827-2011, 2011.

Solmon, F., Giorgi, F., and Liousse, C.: Aerosol modelling for regional climate studies: application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain, Tellus B., 58, 51–72, doi:10.1111/j.1600-0889.2005.00155.x, 2006.

Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, A., and Konaré, A.: Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties, Geophys. Res. Lett., 35, L24705, doi:10.1029/2008GL035900, 2008.

Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., and Crépon, M.: 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model, Global Planet. Change, 63, 112–126, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.003, 2008.

Stowe, L. L., Ignato, A. M., and Singh, R. R.: Development, validation, and potential enhancements to the second-generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration, J. Geophys. Res., 102, 16923–16934, 1997.

Szopa, S., Balkanski, Y., Schulz, M., Bekki, S., Cugnet, D., Fortems-Cheiney, A., Turquety, S., Cozic, A., Déandreis, C., Hauglustaine, D., Idelkadi, A., Lathière, J., Lefevre, F., Marchand, M., Vuolo, R., Yan, N., and Dufresne, J.-L.: Aerosol and ozone changes as forcing for climate evolution between 1850 and 2100, Climate dynamics, 40, 2223–2250, doi:10.1007/s00382-012-1408-y, 2013.

Tanré, D., Geleyn, J.-F., and Slingo, J. M.: First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model, in: Aerosols and Their Climate Effects, edited by: Gerber, H. E. and Deepak, A., A. Deepak, 133–147, 1984.

Tanré, D., Kaufman, Y. J., Herman, M., and Mattoo, S.: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, J. Geophys. Res., 102, 16971–16988, 1997.

Tanré, D., Bréon, F. M., Deuzé, J. L., Herman, M., Goloub, P., Nadal, F., and Marchand, A.: Global observation of anthropogenic aerosols from satellite, Geophys. Res. Lett., 28, 4555–4558, doi:10.1029/2001GL013036, 2001.

Tanré, D., Bréon, F. M., Deuzé, J. L., Dubovik, O., Ducos, F., François, P., Goloub, P., Herman, M., Lifermann, A., and Waquet, F.: Remote sensing of aerosols by using polarized, directional and spectral measurements within the A-Train: the PARASOL mission, Atmos. Meas. Tech., 4, 1383–1395, doi:10.5194/amt-4-1383-2011, 2011.

Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, J. Geophys. Res., 106, 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719, 2001.

Tegen, I. and Fung, I.: Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, J. Geophys. Res., 100, 18707–18726, doi:10.1029/95JD02051, 1995.

Tegen, I., Hollrig, P., Chin, M., Fung, I., Jacob, D., and Penner, J.: Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results, J. Geophys. Res., 102, 23895–23915, 1997.

Textor, C., Schulz, M., Guibert, S., Kinne, S., Balkanski, Y., Bauer, S., Berntsen, T., Berglen, T., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Feichter, H., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Gong, S., Grini, A., Hendricks, J., Horowitz, L., Huang, P., Isaksen, I., Iversen, I., Kloster, S., Koch, D., Kirkevåg, A., Kristjansson, J. E., Krol, M., Lauer, A., Lamarque, J. F., Liu, X., Montanaro, V., Myhre, G., Penner, J., Pitari, G., Reddy, S., Seland, Ø., Stier, P., Takemura, T., and Tie, X.: Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom, Atmos. Chem. Phys., 6, 1777–1813, doi:10.5194/acp-6-1777-2006, 2006.

Thieuleux, F., Moulin, C., Bréon, F. M., Maignan, F., Poitou, J., and Tanré, D.: Remote sensing of aerosols over the oceans using MSG/SEVIRI imagery, Ann. Geophys., 23, 3561–3568, doi:10.5194/angeo-23-3561-2005, 2005.

Thomson, A. M., Calvin, K. V., Smith, S. J., Kyle, G. P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M. A., Clarke, L. E., and Edmonds, J. A.: RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100, Clim. Change, 109, 77–94, doi:10.1007/s10584-011-0151-4, 2011.

Tompkins, A. M., Cardinali, C., Morcrette, J.-J., and Rodwell, M.: Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet, Geophys. Res. Lett., 32, L10801, doi:10.1029/2004GL022189, 2005.

Torres, O., Bhartia, P., Herman, J., Sinyuk, A., and Holben, B.: A Long-Term Record of Aerosol Optical Depth from TOMS Observations and Comparison to AERONET Measurements, J. Atmos. Sci., 59, 398–413, 2002.

Vaughan, M., Young, S., Winker, D., Powell, K., Omar, A., Liu, Z., Hu, Y., and Hostetler, C.: Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products, Proc. SPIE, 5575, 16–30, doi:10.1117/12.572024, 2004.

Vautard, R., Yiou, P., and van Oldenborgh, G. J.: Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years, Nat. Geosci., 2, 115–119, doi:10.1038/ngeo414, 2009.

Vidot, J., Santer, R., and Aznay, O.: Evaluation of the MERIS aerosol product over land with AERONET, Atmos. Chem. Phys., 8, 7603–7617, doi:10.5194/acp-8-7603-2008, 2008.

Wang, H., Shi, G., Li, S., Li, W., Wang, B., and Huang, Y.: The impacts of optical properties on radiative forcing due to dust aerosol, Adv. Atmos. Sci., 23, 431–441, doi:10.1007/s00376-006-0431-5, 2006.

Wang, M., Knobelspiesse, K. D., and McClain, C. R.: Study of the Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) aerosol optical property data over ocean in combination with the ocean color products, J. Geophys. Res., 110, D10S06, doi:10.1029/2004JD004950, 2005.

Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., Nozawa, T., Kawase, H., Abe, M., Yokohata, T., Ise, T., Sato, H., Kato, E., Takata, K., Emori, S., and Kawamiya, M.: MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments, Geosci. Model Dev., 4, 845–872, doi:10.5194/gmd-4-845-2011, 2011.

Wild, M.: Global dimming and brightening: A review, J. Geophys. Res., 114, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470, 2009.

Winker, D., Vaughan, M., Omar, A., Hu, Y., Powell, K., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young, S. A.: Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms, J. Atmos. Ocean. Technol., 26, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1, 2009.

Yu, H., Chin, M., Remer, L. A., Kleidman, R. G., Bellouin, N., Bian, H., and Diehl, T.: Variability of marine aerosol fine-mode fraction and estimates of anthropogenic aerosol component

over cloud-free oceans from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), J. Geophys. Res., 114, D10206, doi:10.1029/2008JD010648, 2009.

Zakey, A. S., Solmon, F., and Giorgi, F.: Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model, Atmos. Chem. Phys., 6, 4687–4704, doi:10.5194/acp-6-4687-2006, 2006.

Zakey, A. S., Giorgi, F., and Bi, X.: Modeling of sea salt in a regional climate model: Fluxes and radiative forcing, J. Geophys. Res., 113, D14221, doi:10.1029/2007JD009209, 2008.

Zubler, E. M., Folini, D., Lohmann, U., Lüthi, D., Muhlbauer, A., Pousse-Nottelmann, S., Schär, C., and Wild, M.: Implementation and evaluation of aerosol and cloud microphysics in a regional climate model, J. Geophys. Res., 116, D02211, doi:10.1029/2010JD014572, 2011a.

Zubler, E. M., Folini, D., Lohmann, U., Lüthi, D., Schär, C., and Wild, M.: Simulation of dimming and brightening in europe from 1958 to 2001 using a regional climate model, J. Geophys. Res., 116, D18205, doi:10.1029/2010JD015396, 2011b.

Zubler, E. M., Lohmann, U., Lüthi, D., and Schär, C.: Intercomparison of aerosol climatologies for use in a regional climate model over Europe, Geophys. Res. Lett., 116, L15705, doi:10.1029/2011GL048081, 2011c.

2.3. Conclusions et perspectives

Cet article a donc permis d'établir une climatologie mensuelle d'aérosols sur la période 1979-2009 à une résolution horizontale de 50 km, utilisable par tous les modèles régionaux de climat sur la région méditerranéenne. Ce produit combine des données observées (MODIS) avec des sorties de modèles (RegCM, MACC) indispensables pour pouvoir spécifier les types d'aérosols. La tendance des aérosols sulfatés est également prise en compte afin d'étendre la période disponible à 1979-2009, et de façon similaire pour les années récentes (2010-2012). Cette climatologie pourra donc être mise en place dans le modèle ALADIN-Climat, utilisé pour cette thèse, et remplacer ainsi la climatologie de Tegen et al. (1997) utilisée jusqu'à présent. On a en effet montré les déficiences de cette dernière, pourtant toujours utilisée dans plusieurs modèles de climat et de prévision opérationnelle (par exemple ARPEGE à Météo-France). Notre nouvelle climatologie est mise à disposition pour la communauté sur le site de la base de données ChArMEx (http ://mistrals.sedoo.fr/ChArMEx).

En ce qui concerne l'étude de la variabilité spatio-temporelle des différents aérosols en Méditerranée, on a montré qu'elle est essentiellement pilotée par les aérosols désertiques et les sulfates. Les premiers expliquent les fortes valeurs d'épaisseur optique sur l'Afrique du Nord, et qui s'étendent vers la mer Méditerranée et le sud de l'Europe au printemps et en été. Les seconds sont responsables de maxima locaux en Europe, et sont aussi plus présents en été. Ainsi on observe un cycle saisonnier marqué des aérosols sur la région. La structure spatiale et les tendances décennales constituent d'autres échelles importantes de variabilité, contrairement aux variations interannuelles qui semblent moins prononcées.

En outre, on a souligné le manque d'observations fiables de longue durée avant les années 2000. Les quelques instruments satellites disponibles ont en effet montré leurs limites. La dérive de ces instruments ainsi que les ruptures causées par les changements d'instrument semblent en être les raisons principales. Pourtant aux échelles climatiques il est essentiel de disposer de séries temporelles homogénéisées. On peut espérer à l'avenir de nouveaux retraitements de ces données, par exemple dans le cadre du projet CMUG (Climate Modelling User Group) de l'agence spatiale européenne.

Par ailleurs, la méthodologie mise en place dans ce chapitre pourrait également être appliquée à d'autres régions du monde. La condition est évidemment de disposer des données adéquates. Celles provenant des satellites comme MODIS ou MISR sont disponibles partout sauf au-dessus des pôles. Les simulations LMDz-OR-INCA (ou d'un autre modèle ACCMIP) ainsi que la réanalyse MACC sont globales et donc également disponibles quelle que soit la région étudiée. L'idée utilisée dans MACC d'assimiler les épaisseurs optiques de MODIS pourrait même permettre à l'avenir d'obtenir directement un produit de très bonne qualité pour chaque type d'aérosol, à condition cependant d'améliorer certaines paramétrisations.

CHAPITRE III
Effets des aérosols sur le climat présent de la région méditerranéenne

3.1 Résumé de l'article 67
3.2 Effets direct et semi-direct des aérosols sur la variabilité climatique en Méditerranée (article) 69
Abstract 70
1. Introduction 71
2. Methodology 72
2.1 The CNRM Regional Climate System Model : CNRM-RCSM4 72
2.2 Aerosols 73
2.3 Simulations 73
2.4 Observational data 73
3. General performance of CNRM-RCSM4 74
4. Aerosol effects on the mean regional climate 78
4.1 Aerosol variability 78
4.2 Aerosol direct and semi-direct radiative forcing 79
4.3 Impact of aerosol forcing on the Mediterranean climate variability 82
4.4 Impact of ocean-atmosphere coupling on the aerosol climatic response 87
4.5 Aerosol effects on the Mediterranean Sea 88
5. Process studies 89
5.1 Dust effect in the eastern basin 89
5.2 Aerosol effect during a European heat wave 91
6. Conclusion 92
References 95
3.3 Analyse complémentaire 99
3.3.1 Effets des aérosols sur les rivières 99
3.3.2 Aérosols et convection océanique 100
3.4 Conclusions et perspectives 102

Nous disposons maintenant d'une climatologie d'aérosols mensuelle et interannuelle (2003-2009) la plus réaliste possible (cf. chapitre 2), pouvant être utilisée dans le modèle régional de climat du CNRM. L'objectif de ce chapitre est de comprendre les effets direct et semi-direct des aérosols sur la variabilité climatique en Méditerranée. La période concernée sera 2003-2009, en raison de la disponibilité des données ayant permis de construire la climatologie au chapitre précédent. Ce travail a fait l'objet d'un article publié dans le journal *Climate Dynamics*, qui est présenté ci-dessous.

3.1. Résumé de l'article

Jusqu'à présent les travaux de modélisation s'intéressant aux effets radiatifs et climatiques des aérosols en Méditerranée avaient surtout porté sur des études de cas (souvent des intru-

sions de poussières désertiques, cf. chapitre 1), et seulement pour quelques-uns sur des périodes multi-annuelles (e.g. Spyrou et al., 2013). En outre, aucune de ces études ne prenait en compte la réponse éventuelle de la mer Méditerranée (flux océan-atmosphère, SST, densité) aux aérosols, pourtant clairement mise en évidence à l'échelle globale (Yue et al., 2011). Pour cette étude, nous avons donc mis en place pour la première fois à notre connaissance, un système de modélisation climatique couplant atmosphère (ALADIN-Climat), océan (NEMOMED8), surfaces continentales (ISBA) et rivières (TRIP), où les aérosols et leurs forçages radiatifs associés sont représentés de manière réaliste grâce à la climatologie établie au chapitre 2. Des ensembles de simulations (6 membres chacun) ont été réalisés sur la période 2003-2009, avec et sans aérosols, et avec et sans couplage océan-atmosphère, afin de comprendre les interactions aérosols-atmosphère-océan.

Avant d'étudier la réponse du climat aux aérosols, on évalue le modèle utilisé afin de s'assurer de sa capacité à reproduire la variabilité climatique de la région méditerranéenne. Par rapport aux observations, on trouve que le cycle saisonnier et la structure spatiale des variations de température en surface et des précipitations sont relativement bien simulés, en dépit d'un biais froid en hiver. Ce biais froid est également noté dans les températures de surface de la mer (SST). La nébulosité est quant à elle sous-estimée. Cependant, le modèle utilisé est au niveau de l'état de l'art de la modélisation climatique régionale en Méditerranée. Il constitue la quatrième génération des modèles couplés régionaux du CNRM (CNRM-RCSM4) et est impliqué dans l'initiative multi-modèle Med-CORDEX et la tâche de modélisation climatique régionale d'HyMeX.

La comparaison entre les ensembles de simulation avec et sans aérosols montre le forçage radiatif négatif des aérosols en surface et les conséquences associées sur le climat. En effet, les aérosols absorbent et diffusent le rayonnement solaire incident, provoquant ainsi un forçage radiatif direct en SW à la surface estimé à -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. En ce qui concerne le rayonnement LW, seuls les aérosols désertiques ont un effet significatif en surface, et on note ainsi un forçage positif sur l'Afrique du Nord de +4.8 $W.m^{-2}$.

En outre, ce forçage direct en surface est modulé par l'effet semi-direct des aérosols, c'est-à-dire la modification de la nébulosité et de la circulation atmosphérique engendrée par les changements de profil de température et d'humidité imposés par les aérosols. Cet effet semi-direct est positif sur l'Europe (+5.0 $W.m^{-2}$) et la mer Méditerranée (+5.7 $W.m^{-2}$). Au total, le forçage des aérosols reste donc significativement négatif en surface, ce qui corrige plus de la moitié du biais du modèle dans le rayonnement SW.

Ainsi, on constate logiquement un refroidissement de la surface, marqué par une baisse moyenne de la température à 2 mètres de 0.4°C en Europe, et 0.5°C en Afrique du Nord. La mer Méditerranée voit également sa SST baisser de 0.5°C en moyenne, causant ainsi une diminution de la perte en chaleur latente et de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère. Par conséquent, c'est toute l'activité du cycle hydrologique (nébulosité, précipitations) qui est réduite par les aérosols. En effectuant le même type de simulations sans couplage avec l'océan (les SST étant ainsi imposées), on montre que la réponse du climat aux aérosols est atténuée, non seulement en ce qui concerne les flux air-mer et les conséquences sur le cycle hydrologique, mais aussi au niveau de la température et de l'humidité des surfaces continentales sous influence maritime. Le couplage océan-atmosphère est donc indispensable pour des études des interactions aérosols-climat en Méditerranée.

De plus, ce système climatique régional couplé a permis, pour la première fois à notre connaissance, de démontrer le rôle du forçage radiatif des aérosols sur la circulation océanique

méditerranéenne. La diminution de SST augmente en effet la densité des eaux de surface, renforçant ainsi la convection océanique et toute la circulation thermohaline en Méditerranée.

Par ailleurs, deux études de cas ont été menées pour identifier certains processus clés engendrés par les aérosols. D'une part, le bassin oriental a été soumis en juin 2007 à de fortes charges en poussières désertiques, qui ont provoqué une diminution de la température de surface sur mer et sur terre, ainsi que des flux air-mer. Or cette région est soumise en été à des vents de nord, amenant ainsi de l'air maritime sur le continent africain. L'effet refroidissant à la surface des poussières désertiques sur terre a donc été renforcé par cette advection d'air frais et sec causé par l'effet des aérosols sur mer. D'autre part, l'Europe de l'ouest a subi en juillet 2006 une canicule importante, causée par la mise en place d'une puissante dorsale s'étendant du Maroc en Allemagne. Les charges en poussières désertiques, également élevées à ce moment-là, ont alors contribué à renforcer cette dorsale de par l'absorption du rayonnement solaire incident, augmentant ainsi l'advection d'air chaud et sec. Le surplus de température en Europe dû aux aérosols a été estimé à 0.5°C en surface, soit 15% de l'anomalie chaude de température, suggérant la nécessité d'inclure pour ce type de situation météorologique au moins, une représentation réaliste des aérosols dans les modèles opérationnels.

3.2. Effets direct et semi-direct des aérosols sur la variabilité climatique en Méditerranée (article)

Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled Regional Climate System Model. P. Nabat, S. Somot, M. Mallet, F. Sevault, M. Chiacchio and M. Wild, *Climate Dynamics*, in press, doi :10.1007/s00382-014-2205-6, 2014.

Clim Dyn
DOI 10.1007/s00382-014-2205-6

Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model

Pierre Nabat · Samuel Somot · Marc Mallet · Florence Sevault · Marc Chiacchio · Martin Wild

Received: 27 September 2013 / Accepted: 28 May 2014
© The Author(s) 2014. This article is published with open access at Springerlink.com

Abstract A fully coupled regional climate system model (CNRM-RCSM4) has been used over the Mediterranean region to investigate the direct and semi-direct effects of aerosols, but also their role in the radiation–atmosphere–ocean interactions through multi-annual ensemble simulations (2003–2009) with and without aerosols and ocean–atmosphere coupling. Aerosols have been taken into account in CNRM-RCSM4 through realistic interannual monthly AOD climatologies. An evaluation of the model has been achieved, against various observations for meteorological parameters, and has shown the ability of CNRM-RCSM4 to reproduce the main patterns of the Mediterranean climate despite some biases in sea surface temperature (SST), radiation and cloud cover. The results concerning the aerosol radiative effects show a negative surface forcing on average because of the absorption and scattering of the incident radiation. The SW surface direct effect is on average -20.9 Wm^{-2} over the Mediterranean Sea, -14.7 Wm^{-2} over Europe and -19.7 Wm^{-2} over northern Africa. The LW surface direct effect is weaker as only dust aerosols contribute ($+4.8$ Wm^{-2} over northern Africa). This direct effect is partly counterbalanced by a positive semi-direct radiative effect over the Mediterranean Sea ($+5.7$ Wm^{-2} on average) and Europe ($+5.0$ Wm^{-2}) due to changes in cloud cover and atmospheric circulation. The total aerosol effect is consequently negative at the surface and responsible for a decrease in land (on average -0.4 °C over Europe, and -0.5 °C over northern Africa) and sea surface temperature (on average -0.5 °C for the Mediterranean SST). In addition, the latent heat loss is shown to be weaker (-11.0 Wm^{-2}) in the presence of aerosols, resulting in a decrease in specific humidity in the lower troposphere, and a reduction in cloud cover and precipitation. Simulations also indicate that dust aerosols warm the troposphere by absorbing solar radiation, and prevent radiation from reaching the surface, thus stabilizing the troposphere. The comparison with the model response in atmosphere-only simulations shows that these feedbacks are attenuated if SST cannot be modified by aerosols, highlighting the importance of using coupled regional models over the Mediterranean. Oceanic convection is also strengthened by aerosols, which tends to reinforce the Mediterranean thermohaline circulation. In parallel, two case studies are presented to illustrate positive feedbacks between dust aerosols and regional climate. First, the eastern Mediterranean was subject to high dust aerosol loads in June 2007 which reduce land and sea surface temperature, as well as air–sea humidity fluxes. Because of northern wind over the eastern Mediterranean, drier and cooler air has been consequently advected from the sea to the African continent, reinforcing the direct dust effect over land. On the contrary, during the western European heat wave in June 2006, dust aerosols have contributed to reinforcing an important ridge responsible for dry and

P. Nabat (✉) · S. Somot · F. Sevault
Météo-France UMR3589, CNRS - CNRM-GAME, Centre National de Recherches Météorologiques, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France
e-mail: pierre.nabat@meteo.fr

M. Mallet
Laboratoire d'Aérologie, UMR5560, 16 Avenue Edouard Belin, Toulouse, France

M. Chiacchio
The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Strada Costiera 11, 34100 Trieste, Italy

M. Wild
Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zurich, Univ Str 16, Zurich, Switzerland

Published online: 12 June 2014

warm air advection over western Europe, and thus to increasing lower troposphere (+0.8 °C) and surface temperature (+0.5 °C), namely about 15 % of this heat wave.

Keywords Aerosol · Radiation · Mediterranean · Regional climate · Dust

1 Introduction

Atmospheric aerosols play a significant role in the climate system because of their influence on the radiative budget of the Earth (e.g. Kaufman et al. 2002). Their microphysical and optical properties drive their interactions with shortwave (SW) and longwave (LW) radiation, with ensuing impacts on climate. The direct effect consists in the absorption and scattering of the incident radiation (e.g. Mitchell 1971; Coakley et al. 1983). This absorption can also heat the atmosphere and thus affect its dynamics and the evaporation of clouds (semi-direct effect, Hansen et al. 1997; Allen and Sherwood 2010). Due to their role as condensation nuclei, aerosols can also modify the amounts and the microphysical and radiative properties of clouds (indirect effect, e.g. Twomey 1977; Albrecht 1989; Lohmann and Feichter 2005). The quantification of all these effects on the radiative budget still shows large uncertainties (IPCC 2007). Besides, their high variability in space and time poses another difficulty to simulate their climatic effects. Studies at the regional scale form a possibility to better assess their impact on climate (e.g. Giorgi et al. 2002, 2003).

The Mediterranean region is indeed one of the regions which have the highest aerosol loads owing to air masses carrying numerous and various aerosol types (Lelieveld et al. 2002). These anthropogenic and natural aerosols, such as industrial and urban aerosols from European and North African towns, forest fires, biomass burning from eastern Europe, dust aerosols from Africa and marine particles, lead to strong effects on the regional radiative budget, climate and ecosystems of the Mediterranean (Rodá et al. 1993; Rosenfeld et al. 2001; Bergamo et al. 2008; Guieu et al. 2010). This diversity results in a large variety in physico-chemical and optical aerosol properties over the basin (Basart et al. 2009).

Numerous studies have used in-situ measurements and radiative transfer models to quantify the direct effect of different aerosol types over the Mediterranean basin: notably dust aerosols (Meloni et al. 2003, 2004), biomass burning aerosols (Formenti et al. 2002), anthropogenic aerosols (Markowicz et al. 2002) and pollution particles (Roger et al. 2006; Mallet et al. 2006). Up to now, aerosol radiative and climatic effects have essentially been studied using numerical simulations covering short-time periods. Zanis (2009) has for instance studied the direct effect of anthropogenic aerosols over southeastern Europe during summer 2000 with the regional climate model (RCM) RegCM-3, showing a change of the pattern anomalies of this summer between simulations with and without aerosols. Santese et al. (2010) have studied the direct and semi-direct effects of dust outbreaks over the Mediterranean in July 2003 using the same model. The regional chemistry–climate model COSMO-ART (Vogel et al. 2009) has also been used in several aerosol–climate studies over Europe including the indirect effect (Vogel et al. 2009; Bangert et al. 2011), but only for simulations of several days. Similar simulations of several days have also been carried out to investigate absorbing aerosols in the COSMO–MUSCAT version (Meier et al. 2012). Fewer studies have carried out multi-annual simulations including aerosols in RCMs over the Euro-Mediterranean region. A 1-year simulation by Ekman and Rodhe (2003) using the RCA2 model has focused on the indirect effect of anthropogenic aerosols over Europe. Spyrou et al. (2013) have shown the profound effect of dust aerosols on the Mediterranean budget using a radiative transfer scheme in the dust SKYRON model for a 6-year simulation. The effect of anthropogenic aerosols over Europe has been studied in Zanis et al. (2012) using a RegCM3 simulation (1996–2007). Nabat et al. (2012) have carried out a 10-year simulation with RegCM4 incorporating an interactive aerosol scheme. The COSMO-CLM version has been used to study the dimming–brightening phenomenon over Europe for the period 1958–2001 (Zubler et al. 2011), but the role of ocean–atmosphere coupling is not treated in these simulations.

The Mediterranean region is characterized by mild wet winters and warm to hot, dry summers (Lionello et al. 2006), and is influenced by the semi-enclosed Mediterranean Sea. Given the presence of local winds, complex coastlines and orography, high resolution modelling is essential to represent the atmospheric flow and air–sea fluxes that occur in the Mediterranean (Gibelin and Déqué 2003; Gao et al. 2006; Giorgi and Lionello 2008; Herrmann et al. 2011). The ocean–atmosphere coupling is also important for climate studies over the Mediterranean region because of the role of the response of the Mediterranean sea surface temperature (SST, e.g. Somot et al. 2008; Artale et al. 2010). For that reason, several recent studies have used ocean–atmosphere coupled RCMs, such as EBU-POM (Krzic et al. 2011), ALADIN-Climat (Herrmann et al. 2011), PROTHEUS (Mariotti and Dell'Aquila 2012) and LMDz-NEMO-Med (L'Hévéder et al. 2012). However, for the time no multi-year simulation including both ocean–atmosphere coupling and aerosol radiative forcing has been done over the Mediterranean region to our knowkledge. At the global scale, the feedback

of the SST to aerosol dimming has already been proven recently to reinforce the cooling due to dust aerosols (Martinez-Avellaneda et al. 2010; Yue et al. 2011). The North-Atlantic ocean SST is particularly influenced by dust emissions over West Africa (Evan et al. 2009, 2011). Sea-salt (Yue and Liao 2012) and carbonaceous aerosols (Hsieh et al. 2013) are also responsible for decreasing SST and ensuing climate feedbacks.

In this study the objective is to assess the direct and semi-direct effects of aerosols on the regional climate of the Mediterranean, as well as their role in the radiation–atmosphere–ocean interactions, using a fully coupled regional climate system model, namely CNRM-RCSM4. This RCSM including atmosphere, ocean, rivers and land surfaces is described in Sect. 2, and evaluated against observations for different meteorologic parameters in Sect. 3. The impact of aerosols on Mediterranean climate is presented in Sect. 4 using a multi-year simulation (2003–2009), associated with a focus on two specific cases in July 2006 and June 2007 highlighting aerosol feedbacks (Sect. 5), before the concluding remarks in Sect. 6.

2 Methodology

2.1 The CNRM regional climate system model: CNRM-RCSM4

The present work has been carried out with the fully coupled regional climate system model developed at CNRM. It includes the regional climate atmospheric model ALADIN-Climate (Radu et al. 2008; Déqué and Somot 2008; Farda et al. 2010; Colin et al. 2010; Herrmann et al. 2011), the land–surface model ISBA (Noilhan and Mahfouf 1996), the river routing scheme TRIP (Decharme et al. 2010) and the regional ocean model NEMOMED8 (Beuvier et al. 2010). We use here the version 5.2 of ALADIN–Climate, which has a similar physical package to the global climate model ARPEGE–Climate (Voldoire et al. 2012) used in the CMIP5 exercise. It is a bi-spectral semi-implicit semi-lagrangian model, with a 50 km horizontal resolution. ALADIN includes the Fouquart and Morcrette radiation scheme (FMR15, Morcrett 1989), based on the ECMWF model incorporating effects of greenhouse gases, direct effects of aerosols as well as the first indirect effect of sulfate aerosols (Twomey 1977). More information about the other parameterizations used is presented in Farda et al. (2010). Contrary to the globe, the domain is not periodic, so a bi-periodicization is achieved in gridpoint space by adding a so-called extension zone used only for Fourier transforms. The non-linear contributions to the equations are performed in gridpoint space. The domain chosen for this study is presented in Fig. 1, includes the official

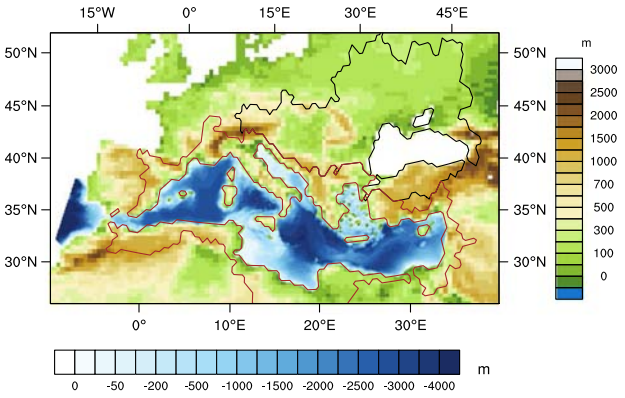

Fig. 1 The regional climate modeling system CNRM-RCSM4. Elevation over land (ALADIN-Climate, *right color bar*, m), bathymetry over the Mediterranean Sea (NEMOMED8, *bottom color bar*, m) and the two catchment basins (TRIP, *red line* for the Mediterranean Sea, and *black line* for the Black Sea)

domain of the Med-CORDEX program, and represents 90x128 points, including a 11-point wide bi-periodization zone in addition to the more classical 8-point wide relaxation zone using the Davies technique.

The ocean model NEMOMED8 (Beuvier et al. 2010) is the regional eddy-permitting version of the NEMO-V2.3 ocean model (Madec 2008). NEMOMED8 covers the Mediterranean Sea (without the Black Sea) plus a buffer zone including a part of the near Atlantic Ocean, where a three-dimensional damping is performed towards temperature and salinity (monthly data, NEMOVAR-COMBINE reanalysis, Balmaseda et al. 2010), so that the circulation through the strait is simulated with realistic Atlantic waters. A sea level relaxation is also applied on this Atlantic part of the domain towards the same reanalysis. This version has a horizontal resolution of $1/8°$x $1/8°\cos(\text{lat})$, namely between 9 and 12 km, and 43 vertical levels, with layer thickness increasing from 6 m to 200 m. Its grid is tilted and stretched at the Gibraltar Strait to better follow the SW-NE axis of the strait and to increase the local resolution up to 6 km. The partial steps definition of the bottom layer is used, and the surface is parameterized with the free surface configuration, filtered formulation. Figure 1 shows the bathymetry of NEMOMED8 over the Mediterranean Sea.

The TRIP river routing model, developed by Oki and Sud (1998), is used here to convert the simulated runoff by the ISBA land surface scheme into river discharge using a river channel network at 0.5° resolution (Decharme et al. 2010; Szczypta et al. 2012). It is based on a single prognostic reservoir whose discharge is linearly related to the river mass, using a uniform and constant flow velocity. The 0.5° grid is cut on a domain that covers the whole drainage area of the Mediterranean and the Black Sea (represented respectively in red and black in Fig. 1), except for the Nile

river basin for which climatological values are used. Coupling between all the different components is achieved by the OASIS3 coupler (Valcke 2013) at a one day frequency. The flux scheme is based on the work of Louis (1979) for the boundary layer turbulence physics, while the interpolation of the wind speed from the first layer of the model (about 30 m) to the 10m height follows Geleyn (1988). This model configuration called CNRM-RCSM4 (see the technical note for details, Sevault et al. 2013) is involved in the Med-CORDEX (www.medcordex.eu) and HyMeX (www.hymex.org) programmes. The main difference between the version of Sevault et al. (2013) and the one used in the present study is that spectral nudging is not applied in the latter.

2.2 Aerosols

The model ALADIN-Climate incorporates a radiative scheme to take into account the direct and semi-direct effects of five aerosol types (sea salt, desert dust, sulfates, black and organic carbon aerosols) through AOD climatologies. In the previous studies using this model, the climatology used was Tegen et al. (1997). In a recent paper (Nabat et al. 2013), this climatology has been compared to other data sets over the Mediterranean region, showing its limits, notably in underestimating desert dust. Nabat et al. (2013) have proposed a new AOD monthly interannual climatology over the period 2003–2009, based on a combination of satellite-derived and model-simulated products. The satellite instrument MODIS has indeed the best scores against ground-based measurements from AERONET, but does not enable to separate the aerosol content into different species. Consequently, models, which are able to reproduce the main aerosol patterns over the basin, have been included in this new data set: the regional climate model RegCM-4 (Giorgi et al. 2012) for dust and sea–salt aerosols, and the MACC reanalysis (Benedetti et al. 2011) for sulfates, black and organic carbons. The aim is to have the best possible estimation of the atmospheric aerosol content for these five most relevant species. More details about the construction of this new climatology, which is used in the present work, can be found in Nabat et al. (2013). Its main patterns will be presented in Sect. 4.1.

2.3 Simulations

Different configurations have been used for simulations in the present work, depending on the presence of aerosols, and on the use of the whole RCSM or the atmospheric model only (see Table 1). The simulation defined as the reference for this study, called C-AER, has used the fully coupled RCSM described previously with the mentioned aerosol fields. The lateral boundary conditions are provided by the ERA-INTERIM reanalysis (Dee et al. 2011). The simulation covers the period 2003–2009, after a spin-up period of 2 years (beginning in 2001) with the identical configuration, which is necessary to stabilize the land surface (notably soil moisture) and surface ocean. This spin-up period begins after an initial spin-up of 48 years to get a stabilized ocean. An ensemble of 6 simulations has been carried out using the same methodology, with different initializations of the atmosphere in 2001. The atmospheric conditions of the six members have been taken from January months from previous years. The objective is to address aerosol–climate issues without depending on the internal variability of the RCM (Christensen et al. 2001; Lucas-Picher et al. 2008). Indeed, because of non-linearities in the climate system, small differences in the initial state can have important consequences in the simulations (Laprise 2008).

Table 1 Configuration of the different simulations in this study. (OA = ocean–atmosphere)

Simulation	C-AER	F-AER	C-NO	F-NO
OA coupling	Yes	No	Yes	No
Aerosols	Yes	Yes	No	No

Simulations have also been carried out without aerosols (C–NO), and with the atmospheric model only (F–AER with aerosols, and F–NO without aerosols). Ensembles of 6 simulations have also been achieved with the configurations F–AER, C–NO and F–NO, including for every one the 2-year spin-up period. The idea is to compare C-AER with C-NO in order to study the effect of removing aerosols in the simulation, and to compare F-AER and F-NO to estimate the aerosol effect in forced simulations compared to the aerosol effect in fully coupled simulations. The 6-member ensembles (24 simulations in total) will allow a better estimate of the robustness of the results.

2.4 Observational data

In order to evaluate the performance of CNRM-RCSM4, we use several datasets from ground-based measurements and satellite products. The European daily high-resolution gridded data set E-OBS (Haylock et al. 2008) provides surface temperature and is based on about 2,300 ground-based stations. The Climatic Research Unit (CRU) of the University of East Anglia (Harris et al. 2013) provides 2m-temperature and precipitation at a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ resolution in the version TS3.1 used in the present work. It includes most of the land weather stations data around the world. Precipitation will be also compared to the GPCC product (Schneider et al. 2008), a homogenised gridded monthly precipitation dataset at 0.5° resolution. Surface radiation is evaluated against ground-based measurements from the

GEBA (Gilgen and Ohmura 1999) and BSRN networks (Ohmura et al. 1998), as well as against satellite data, namely Surface Radiation Budget (SRB) and International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). SRB data used in the present work comes from the NASA Global Energy and Water-cycle Experiment (GEWEX) SRB project (version 3.0 : GEWEX and QC products), and provides surface radiation at $1^\circ \times 1^\circ$ resolution (Stackhouse et al. 2000). The ISCCP provides radiance measurements with a spatial resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Zhang et al. 2004). At the top of the atmosphere (TOA), radiation is compared to Clouds and the Earths Radiant Energy System (CERES)–Energy Balanced and Filled (EBAF) data (Loeb et al. 2009) at a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution.

Sea–surface temperature observations are given by Marullo et al. (2007), which is a product based on daily series of optimally interpolated SST maps at high resolution $(1/16^\circ)$ computed from time series of satellite infrared AVHRR. Sensible and latent heat fluxes will be evaluated against reconstructions from the objectively analyzed air–sea fluxes (OAFlux). This product (Yu et al. 2008) provides a global analysis of the ocean latent and sensible heat fluxes at a $1^\circ \times 1^\circ$ resolution, based on satellite observations, surface moorings, ship reports and atmospheric model reanalysed surface meteorology. Comparisons between these gridded data sets and CNRM-RCSM4 will be presented in the following section, using averages on different zones (EURS, EURN, ...) defined in Fig. 2.

3 General performance of CNRM-RCSM4

Before investigating the impact of aerosol forcing on climate, CNRM-RCSM4 must be evaluated in terms of ability to reproduce the main patterns of the climatology over the region. The simulation C-AER, considered as the reference, is evaluated in this section. Temperature (2m and SST), precipitation, cloud cover, SW and LW downward radiative fluxes, latent and sensible heat fluxes, sea level pressure as well as surface wind are compared against different observations. Every field of CNRM-RCSM4 presented in this section is averaged over the period of the corresponding observation and over the six members of the simulation ensemble. Only significant differences at the level 0.05 are plotted. Figure 2 a presents the winter and summer averages for 2m-temperature difference between C-AER and CRU over land surfaces. In winter a cold bias of -2.4°C is observed in EURS, -1.8°C in AFRW and -2.0°C in MDE. This bias is weaker over central (-0.8°C) and northern (-0.5°C) Europe. In summer, ALADIN is on the contrary affected by a warm bias in northern Africa (AFRW-AFRE: 0.9°C on average) and central Europe (EURC: 1.1°C). Persisting snow is responsible for a cold bias in summer over the higher elevations (notably the Alps). The monthly means of 2 m-temperature of C-AER, CRU, ERA-INTERIM and E-OBS are presented in Fig. 3a for six regions of the Mediterranean area defined in Fig. 2a. C-AER is able to reproduce the seasonal cycle over each region compared to CRU and EOBS data sets. The cold bias in winter is confirmed over all the regions except EURN, the same for the warm bias in summer except over MDE and EURN. ERA-INTERIM, which is the data set used as atmospheric lateral boundary conditions, is very close to CRU.

Over the Mediterranean Sea, Fig. 2b presents the evaluation of NEMO SST in winter and summer compared to the Marullo data, and Fig. 3b for monthly means compared to the Marullo and ECMWF data sets. In winter, no significant bias has been found over the western basin, the Adriatic and the Aegean seas, whereas the Ionian and Levantin basins are affected by a weak negative bias of 0.5 °C. In summer, the negative bias is more important and concerns the whole Mediterranean sea (-0.7 °C on average). This negative bias could be partly explained by the fact that in the model, SST is calculated as the mean temperature of the first six meters whereas measurements consider SST as the temperature of water surface. The reanalysis from the ECMWF, shows an SST very close to Marullo (Fig. 3b). This dataset is used for the SST in forced simulations (atmospheric model only) of the present work.

In the same way as for 2 m-temperature, Figs. 2c and 3c present respectively the winter and summer average precipitation difference between C-AER and CRU over land surfaces, and the monthly means of precipitation over six regions. ALADIN seems to overestimate precipitation over northern Europe in winter (+0.4mm/day on average in EURN) especially over higher elevations (Alps, Pyrenees, Carpathians). The maximum is simulated in April by ALADIN instead of July (CRU) or August (GPCC) in the observations. Northern Africa is subject to a negative bias in winter (-0.3 mm/day). In summer, central Europe is on the contrary affected by a lack of precipitation in ALADIN (-0.3 mm/day in EURC, up to -1mm/day in August), already revealed in other RCMs (summer drying problem, Hagemann et al. 2004). This could be due to deficiencies in the soil moisture scheme, which tends not to keep enough water in spring, thus inhibiting convection. In addition, we argue that too much SW radiation (see below) can empty the soil moisture buckets in spring in the model too early, thus having not enough soil water in summer and this way inhibiting also convection (Wild et al. 1996). GPCC and ERA-INTERIM are similar to CRU, except over northern Africa (AFRW and AFRE) where ERA-INTERIM precipitation has a negative bias similar to ALADIN.

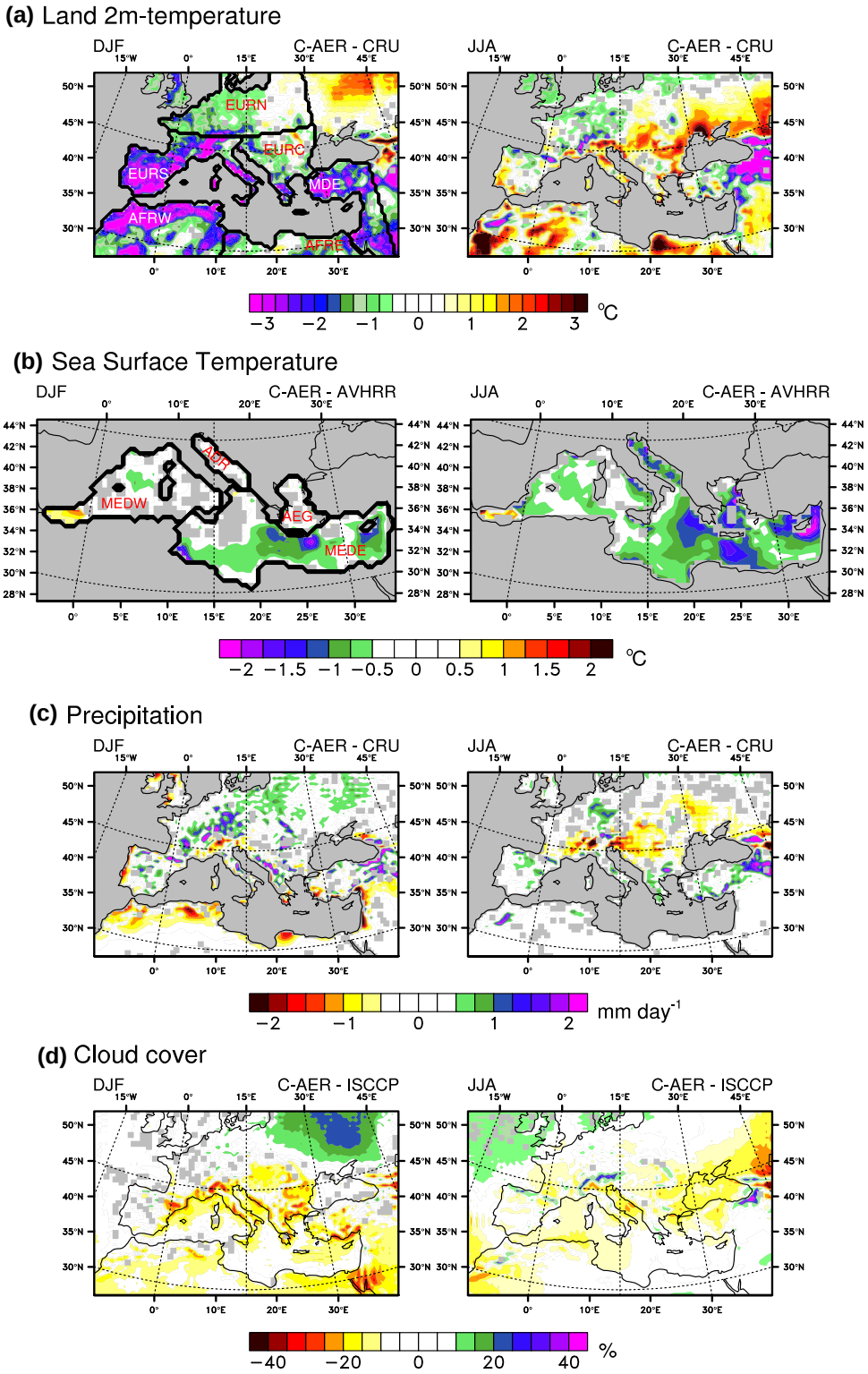

Fig. 2 Winter (DJF, *left*) and summer (JJA, *right*) average biases for 2 m-temperature (°C, **a**), sea surface temperature (°C, **b**), precipitation (mm/day, **c**) and cloud cover (%, **d**). Biases are calculated as the differences between C-AER and CRU (**a** and **c**), Marullo dataset (**b**) and ISCCP (**d**) over the period 2003–2009. Only significant values at the level 0.05 are plotted

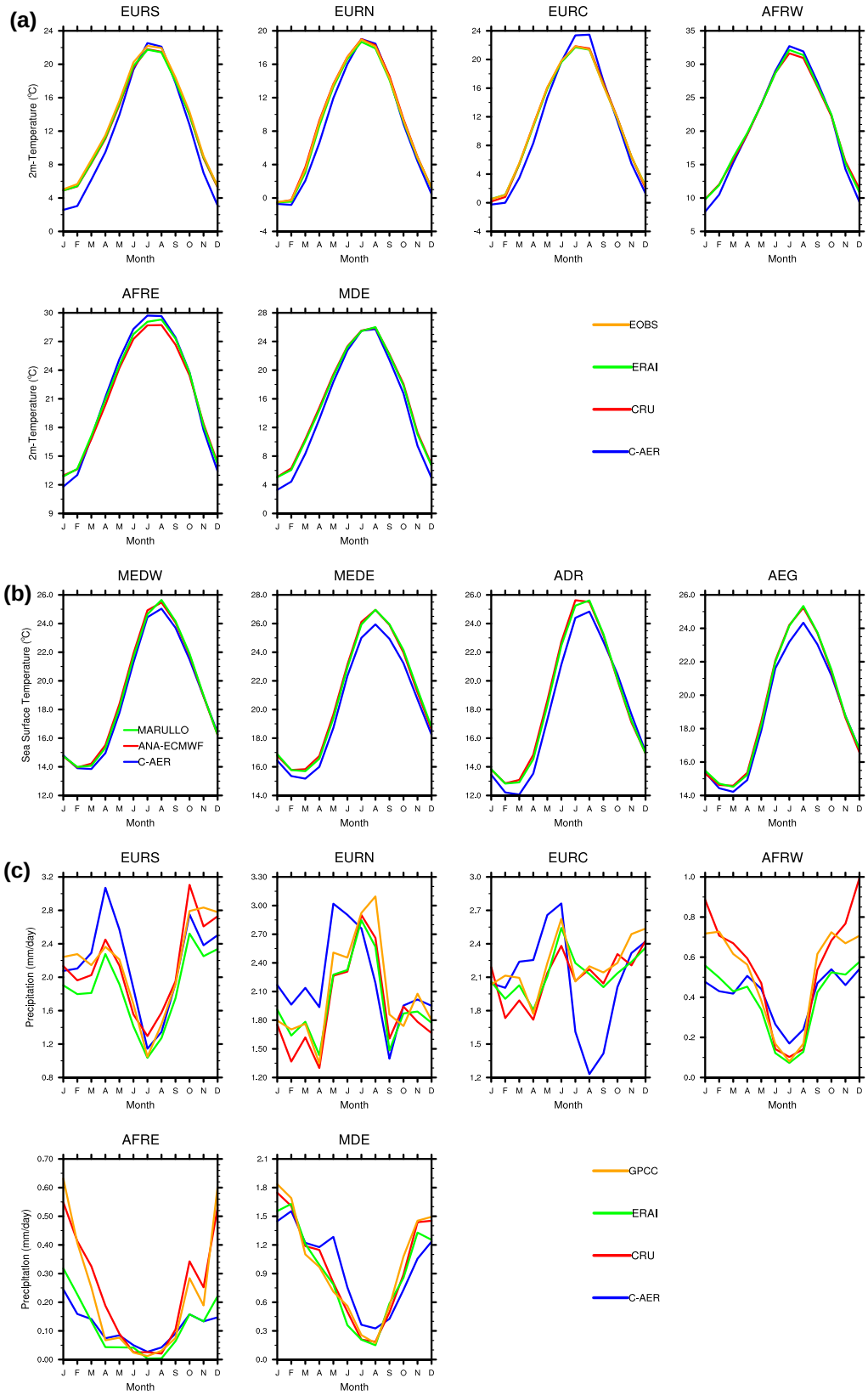
(a)
EURS
EURN
EURC
AFRW
AFRE
MDE
2m-Temperature (°C)
Month
EOBS
ERAI
CRU
C-AER
(b)
MEDW
MEDE
ADR
AEG
Sea Surface Temperature (°C)
MARULLO
ANA-ECMWF
C-AER
(c)
Precipitation (mm/day)
GPCC

Fig. 3 **a** Monthly average 2m-temperature (°C) for C-AER and different data sets over the period 2003–2009 over six land regions (see definition in Fig. 2a). **b** Same as **a** but for sea surface temperature (°C) over 4 ocean regions for the period 2003–2007 (see definition in Fig. 2b). **c** Same as **a** but for precipitation (mm/day) over six land regions for the period 2003–2009. The confidence interval at the level 0.05 calculated from the ensemble spread is for all the regions and months ± 0.0°C for 2 m and sea surface temperature, and ± 0.0 mm/day for precipitation

With regards to cloud cover in Fig. 2d, CNRM-RCSM4 is clearly affected by a general deficit in clouds, especially over the Mediterranean Sea and the surrounding coastal regions. In winter, an overestimation of the cloud cover can however be noted in the north–east of the domain.

In terms of surface downward radiation, Fig. 4 presents the differences with ground-based measurements from the GEBA and BSRN networks for C-AER, ERA-INTERIM and three satellite data sets (SRB GEWEX, SRB QC and ISCCP). In Carpentras (southern France), ALADIN overestimates SW radiation by 12 Wm^{-2} on annual average, up to 20 Wm^{-2} in August, whereas ERA-INTERIM is closer to BSRN, and satellites underestimate radiation. The overestimation of surface solar radiation is a long standing problem in many climate models, first noted in Wild et al. (1995), and then in various intercomparison projects (e.g. Wild 2008). Similar results are obtained for Lindenberg (Germany), with a positive average bias of 8 Wm^{-2} for C-AER. In Sede-Boker (Middle–East) ALADIN is affected by a negative bias in summer but remains close to the ISCCP satellite. Near the Black Sea in Odessa, SW radiation is also overestimated by ALADIN (24 Wm^{-2} on average), as well as by ERA-INTERIM. Over the sea, the bias is inferior to 10 Wm^{-2} compared to the SRB QC product (figure not shown). This positive bias in SW radiation is probably due to a lack of cloud cover in ALADIN as mentioned above, or to an overestimation of clear-sky fluxes due to a lack of water vapor absorption as often found in climate models (Wild et al. 2006). Note that the atmosphere in CNRM-RCSM5 has not strong biases in integrated water content. A misrepresentation of the seasonal cycle of cloud cover has also been noticed in CNRM-RCSM4, explaining a higher bias in SW radiation in summer. In addition, possible errors in the aerosol climatology used in CNRM-RCSM4 could also affect this bias, notably in the Sede-Boker site. These conclusions should be however moderated by considering the question of the representativeness of the station in a 50-km resolution model. With regards to downward LW radiation, the three stations show that ALADIN has a negative bias: -18 Wm^{-2} in Carpentras, -2 Wm^{-2} in Lindenberg and -4 Wm^{-2} in Sede-Boker, which is more important in winter (up to -26 Wm^{-2} in Carpentras) than in summer. This could also be linked to the lack of cloud cover in ALADIN, and inaccuracies in the simulation of the water vapour continuum (Wild et al. 1995, 2001). It should be also noted that satellite products show a relative high dispersion (see Fig. 4).

At TOA, ALADIN has been evaluated against satellite retrievals from the CERES mission: the difference between ALADIN and CERES is presented in Fig. 5 for SW (a) and LW (b) radiation. Over land surfaces, CNRM-RCSM4 has a negative SW bias, reaching -16 Wm^{-2} in northern Africa and -8 Wm^{-2} in Europe in summer. Deficiencies in surface albedo or in cloud cover as mentioned above with consequences on albedo, might explain this negative bias at TOA. Over the Mediterranean Sea, TOA SW radiation is closer to CERES (only -3 Wm^{-2} on average). The bias in LW radiation is positive over the whole domain, but the relative error is lower than for SW radiation.

As the present study allows to investigate feedbacks of aerosol forcing on air–sea fluxes, the evaluation of sensible and latent heat fluxes over the Mediterranean Sea is presented in Fig. 6. Comparisons have been made using the OAFLUX satellite data. ALADIN sensible heat loss is in good agreement with OAFLUX data (a), especially in summer, but this is not the case in winter near the northern coast (Gulf of Lions, Adriatic Sea) where an underestimation of about 20 Wm^{-2} can be noticed. This is possibly partly attributed to observational deficiencies in this very windy area. Another data set, coming from the National Oceanography Centre of Southampton (NOCS, 1980–2004, Berry and Kent 2009) and based on ship observations, presents indeed lower annual latent heat losses in the Adriatic Sea, but unfortunately stops in 2004. The latent heat loss (b) is slightly overestimated by 10 Wm^{-2} in winter and 8 Wm^{-2} in summer on average over the Mediterranean Sea. However the bias is higher at some places (more than 40 Wm^{-2} over the Ionian basin and Aegean Sea) in winter. It is also worth mentionning that uncertainties are inherent in the observational references of both latent and sensible heat fluxes.

Figure 7 shows the evaluation of mean sea level pressure (a) and surface wind (b), respectively, against ERA-INTERIM and QuikSCAT data. The CNRM-RCSM4 bias in sea level pressure is lower than 1 hPa on average on the whole domain except the Alps and the Atlas mountains in summer. As for the surface wind, the highest differences are located over the Atlantic ocean which is not coupled. Over the Mediterranean Sea, CNRM-RCSM4 and QuikSCAT are in better agreement except in the Strait of Gibraltar.

In conclusion, the C-AER simulation has proven to be able to simulate the main patterns of the Mediterranean climate, in relative good agreement with observations, despite notably a cold bias in SST, winter temperature and cloud cover (and related radiative biases).

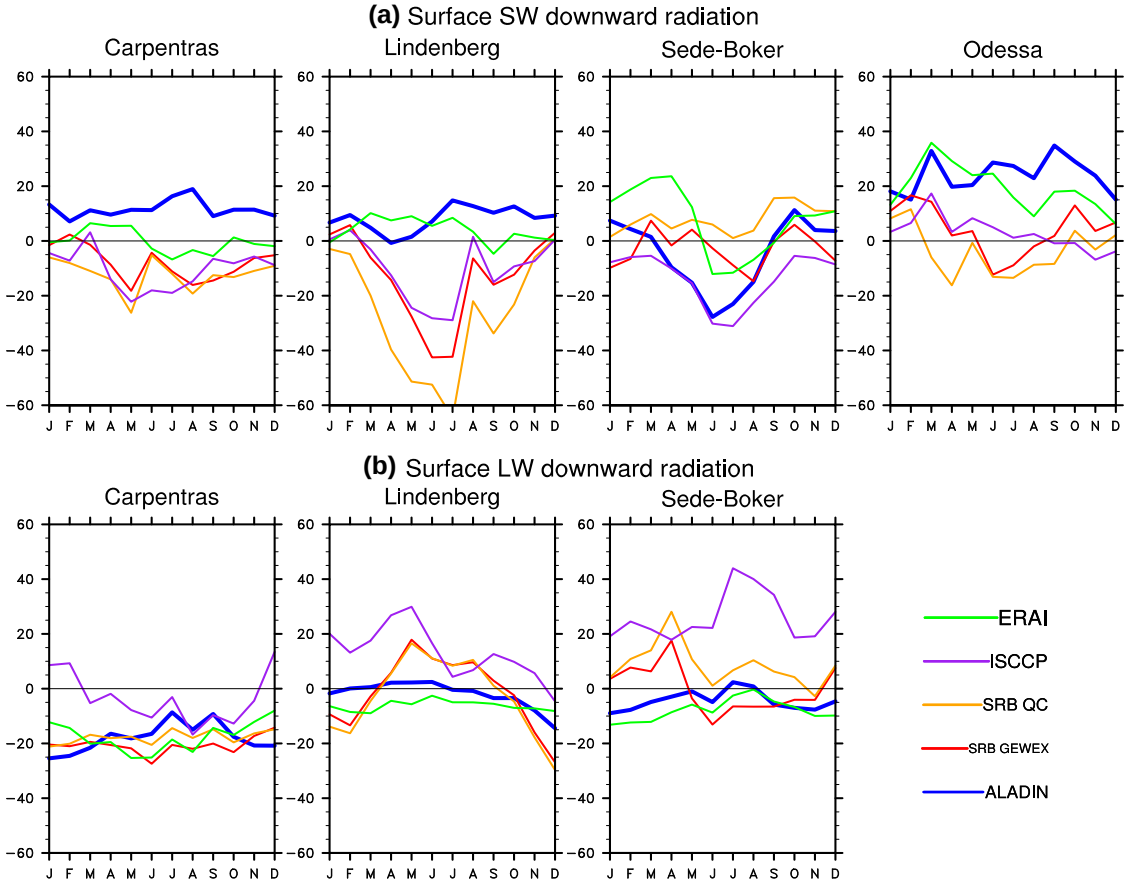

Fig. 4 Surface downward SW (**a**) and LW (**b**) radiation difference between C-AER (*blue*) and ground-based measurements from the BSRN (Carpentras, Lindenberg and Sede-Boker) and the GEBA (Odessa) networks. The maximal confidence intervals at the level 0.05 calculated from the ensemble spread are respectively ±1.5, ±0.7, ±3.7 and ±0.6 Wm^{-2} for the different stations in SW radiation, and respectively ±0.6, ±0.6 and ±0.5 Wm^{-2} for the different stations in LW radiation. Surface downward SW and LW radiation has been added for three satellite products: SRB GEWEX (*red*), SRB QC (*orange*) and ISCCP (*purple*), as well as for the reanalysis ERA-INTERIM (*green*)

4 Aerosol effects on the mean regional climate

4.1 Aerosol variability

This section aims at evaluating the mean direct effect of aerosols on the Mediterranean climate. Simulations have been carried out with CNRM-RCSM4 with (C-AER) and without (C-NO) aerosols. Aerosols are included in ALADIN-Climate using monthly interannual climatologies (Nabat et al. 2013). Figure 8a presents the seasonal average AOD from this climatology over the period 2003–2009, while monthly averages per aerosol type are shown in Fig. 9 over Europe, the Mediterranean Sea and northern Africa. These 3 zones correspond to the merging of the zones defined in Fig. 2, namely respectively EURN+EURS+EURC, MEDW+MEDE+AEG, and AFRW+AFRE, and will also be used in the following sections. Aerosol content over the Mediterranean region is affected by a strong seasonal cycle, essentially controlled by desert dust and sulfates. Dust aerosols are indeed transported over the Mediterranean Sea during successing outbreaks, occuring first in spring in the eastern basin, and then moving westwards in summer. These outbreaks are due to intense dust uplift over the Libyan and Egyptian deserts in spring (Moulin et al. 1998) and favourable circulation patterns (Gkikas et al. 2012). In summer, frequent low pressure systems over northern Morocco favour the dust export over the western basin (Moulin et al. 1998). Anthropogenic sulfate aerosols are prevailing over Europe, especially in spring and summer, and can also extend up to the Mediterranean Sea. Local maxima can be noticed in the Po Valley and in central Europe. The other aerosols (organic, carbon and sea–salt aerosols) have weaker AOD. It should be noted that sea salt particles are maximal in winter over the Mediterranean Sea because of the associated strong winds.

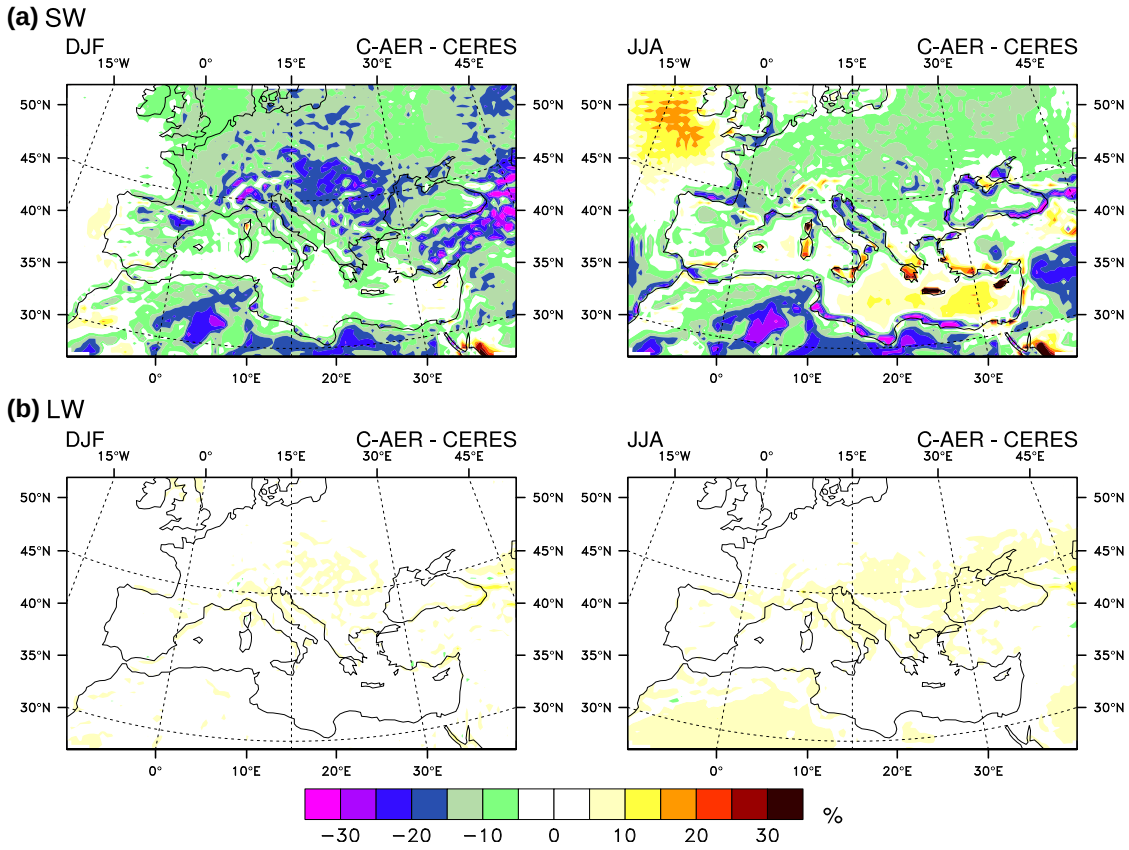

Fig. 5 Winter (DJF, *left*) and summer (JJA, *right*) TOA upward SW (**a**) and LW (**b**) radiation average relative error (bias/mean, %) of C-AER against CERES over the period 2003–2009. Only significant values at the level 0.05 are plotted

4.2 Aerosol direct and semi-direct radiative forcing

Figure 8 presents the average aerosol net direct radiative forcing (DRF) at the surface and at the TOA for SW (b) and LW (c) radiation calculated in the C-AER simulations. Aerosol DRF is calculated in-line during the simulation by calling radiation code twice (with and without aerosols), in order to have only the direct aerosol effect. Average values of these parameters over Europe, the Mediterranean Sea and northern Africa are indicated in Table 2, while monthly averages per aerosol type are shown in Fig. 9. All these forcings show a strong seasonal cycle similar to the aerosol load (Fig. 8a).

The scattering and absorption of the incident radiation by the various aerosols cause a negative direct radiative forcing in SW radiation at the surface. Over Europe, the surface SW DRF is estimated at -19.4 Wm^{-2} and reaches its maximum in summer (-25 Wm^{-2} in July). It is dominated throughout the year by the sulfate forcing with a maximum in absolute terms in June, and accentuated in July by organic and dust aerosols (Fig. 9). Even if the dust AOD is stronger than the organic AOD, the organic forcing is higher than the dust one over Europe, because of different optical properties. Organic aerosols notably include black carbon, which is very absorbing. Figure 8 also reveals local maxima in Europe in spring (Po Valley, Benelux) and summer (central Europe) associated with industrial pollution and biomass burning. Over the Mediterranean Sea, sulfates, dust and organic aerosols are responsible for a high surface SW DRF (-20.9 Wm^{-2} on average), especially in spring and summer (Fig. 9). Sulfates are prevailing in spring and autumn, and exert a strong impact on surface radiation because of their weaker asymmetry factor. Figure 9 shows that sea salts have a weaker contribution in the aerosol radiative effect, with a surface forcing maximal in winter (-1 Wm^{-2}). Compared to local calculations, Benas et al. (2011) have estimated the total surface SW DRF at -26 ± 16 Wm^{-2} in Crete over a long-time period (2000–2010), using calculations performed with a radiative transfer model based on Terra and Aqua MODIS data, which is consistent with C-AER surface SW DRF (-20.3 ± 0.1 Wm^{-2} on average in Crete). The large difference in the error range comes from the calculation method: Benas et al. (2011) have provided the

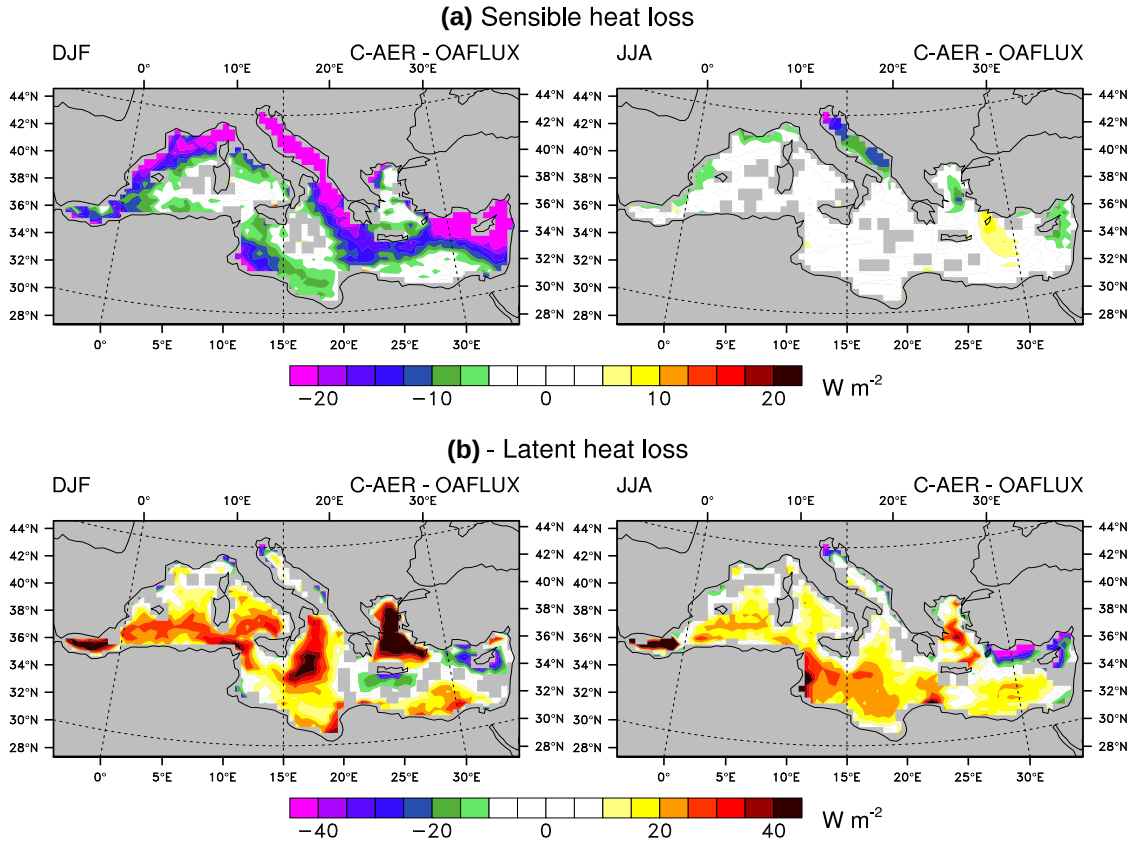

Fig. 6 Winter (DJF, *left*) and summer (JJA, *right*) surface sensible (**a**) and latent (**b**) heat loss average bias (Wm^{-2}) for the C-AER simulation. Biases are calculated using OAFLUX for the period 2003–2008 over the Mediterranean Sea. Only significant values at the level 0.05 are plotted

simple standard deviation from instantaneous values whereas we have calculated a confidence interval at the level 0.05 from the 6 members of the simulation ensemble. Over northern Africa dust aerosols lead to a high SW surface DRF in spring ($-23.3\,Wm^{-2}$) and in summer ($-30.2\,Wm^{-2}$). For the time, such estimations are rare in literature and two previous studies have been added in Table 2. The RegCM columns correspond to values established by Nabat et al. (2012) from a 10-year simulation (2000–2009) using the RCM RegCM-4 (Giorgi et al. 2012). On average, RegCM SW surface radiative forcing is weaker than in ALADIN, certainly due to sulfate aerosols in this RegCM simulation (Nabat et al. 2012) that have been shown to be underestimated over Europe, especially in summer, probably due to the emission datasets. However the seasonal cycle of dust particles notably is similar with a maximum in spring and summer. In addition to RCM estimations, Papadimas et al. (2012) have also calculated the surface SW radiative effect over the broader Mediterranean basin (29–46.5°N, 10.5°W–38.5°E) over the period 2000–2007 using MODIS observations. Their results are compared in the last two columns of Table 2 against the averages for-C-AER over the same box: results are close to the C-AER simulation at the surface with a slight overestimation by C-AER ($-19.9\,Wm^{-2}$ on average for CNRM-RCSM4 against $-16.5\ Wm^{-2}$).

At the TOA, the SW DRF is also negative in CNRM-RCSM4 over the sea ($-10.5\ Wm^{-2}$) and Europe ($-6.5\ Wm^{-2}$), because of the scattering of the incident radiation by sulfate aerosols in the atmosphere. Over Crete, C-AER estimates it at $-8.4\,Wm^{-2}$ against $-6 \pm 5\,Wm^{-2}$ for Benas et al. (2011). The situation is different over northern Africa where dust aerosols prevail and where the surface albedo is higher. These two elements lead to an enhanced absorption of reflected radiation, hence a positive TOA SW DRF in summer ($+0.8\ Wm^{-2}$). Compared to values from Papadimas et al. (2012) and RegCM in table 2 over the broader Mediterranean basin, C-AER TOA forcing is higher, especially over Europe and the Mediterranean Sea, which is probably due to differences in surface albedo.

With regards to LW radiation, only dust aerosols have a significant impact because of their microphysical properties, and notably the presence of coarse dust mode. Sulfate and organic aerosols have weaker effects on LW. Surface

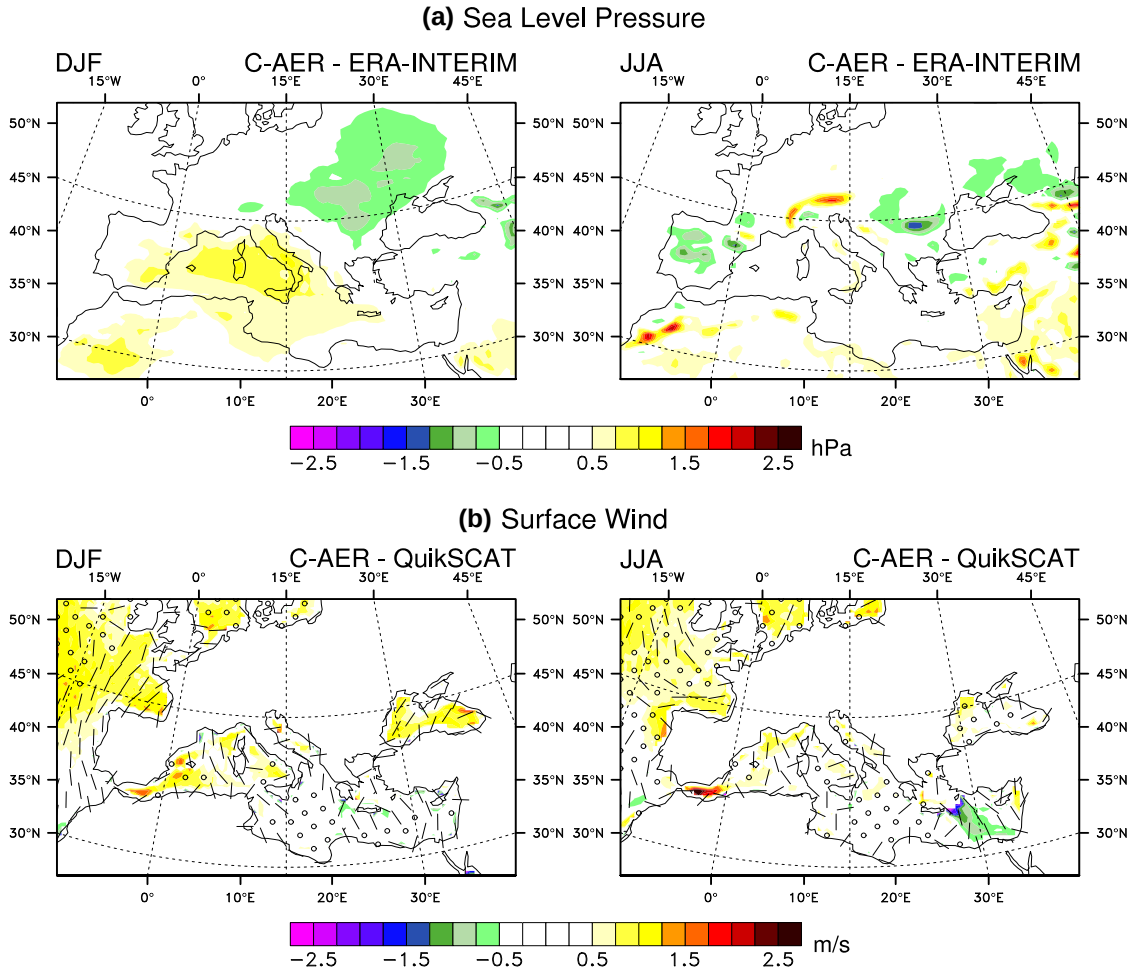

Fig. 7 **a** Winter (DJF, *left*) and summer (JJA, *right*) sea level pressure (hPa) difference between C-AER and ERA-INTERIM over the period 2003–2009. Only significant values at the level 0.05 are plotted. **b** Same as **a** but for surface wind (m/s) over the period 2003–2006 compared to QuikSCAT data. One wind barb represents 2 m/s, *circles* indicating differences lower or equal to 1 m/s

and TOA LW RF are consequently higher in northern Africa in summer, reaching +4.8 and +3.1 Wm^{-2}, respectively. RegCM averages are similar over Europe and the Mediterranean Sea, but higher at the surface over northern Africa (+6.5 Wm^{-2} in summer for RegCM). Uncertainties in the dust LW absorption coefficient are probably responsible for this difference. It should be recalled here that the LW scattering effect of mineral dust is not taken into account in CNRM-RCSM4 (Dufresne et al. 2002).

Figure 10 presents the semi-direct aerosol effect, resulting from calculations achieved thanks to the C-NO simulations. The SW (resp. LW) semi-direct effect has been calculated as the difference between the effect of aerosols on SW (LW) radiation (i.e. C-AER–C-NO) and the SW (LW) DRF. The SW surface semi-direct effect (Fig. 10a) is globally weaker than the direct effect, reaching +5.7 Wm^{-2} on average over the Mediterranean Sea, +5.0 Wm^{-2} over Europe and +4.7 Wm^{-2} over northern Africa at the surface for SW radiation, but contributes to reduce the negative aerosol radiative forcing. This is due to changes in cloud cover and circulation as explained in more details in the following section. In terms of surface downward LW radiation (Fig. 10b), semi-direct effect is limited (on average −0.1 Wm^{-2} over the Mediterranean Sea, +0.6 Wm^{-2} over Europe and +2.0 Wm^{-2} over northern Africa). This LW effect is also probably related to changes in cloud cover by aerosols (see Sect. 4.3).

As a result the total aerosol net SW effect at the surface (direct plus semi-direct) simulated in CNRM-RCSM4 is negative, reaching on average −15.1 Wm^{-2} over the Mediterranean Sea, −9.7 Wm^{-2} over Europe and −14.7 Wm^{-2} over northern Africa.

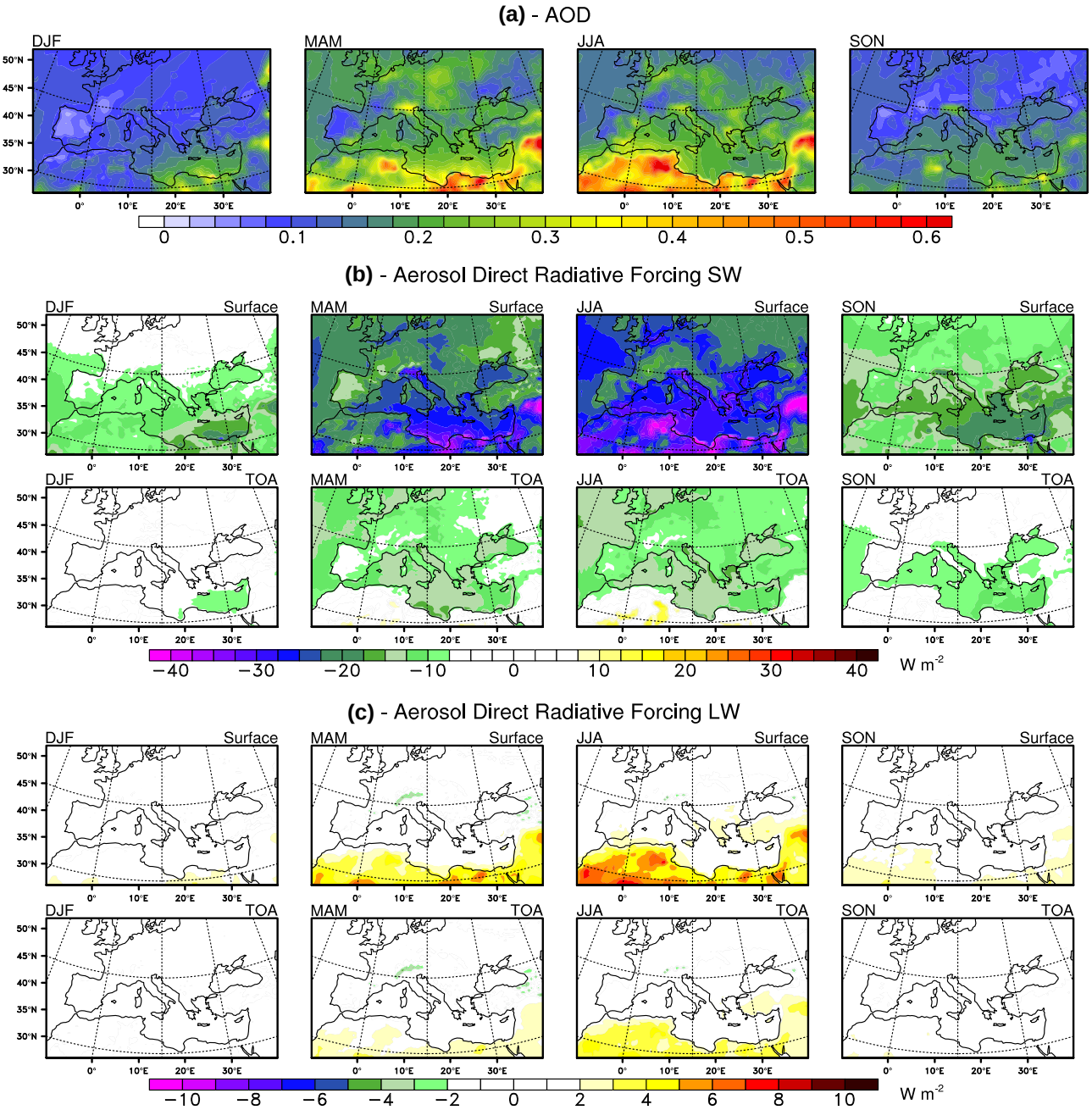

Fig. 8 Average seasonal aerosol optical depth at 550 nm (**a**) and direct radiative forcing (Wm^{-2}) in SW (**b**) and LW (**c**) radiations at the surface and at TOA for the C-AER simulation ensemble mean. For (**b**) and (**c**), only significant values at the level 0.05 are plotted

4.3 Impact of aerosol forcing on the Mediterranean climate variability

After these direct and semi-direct radiative forcing calculations, the comparison with the C-NO simulation now enables to estimate the consequences for different meteorological parameters as well as ocean–atmosphere fluxes. Figure 11 presents the seasonal average difference between C-AER and C-NO in terms of 2m-temperature (a), SST (b), sensible (c) and latent (d) heat loss, surface specific humidity (e), precipitation (f), cloud cover (g) and sea surface salinity (h). First, the negative surface radiative forcing described in the previous paragraph has repercussions on surface temperature. Over Europe, Fig. 11a shows that 2m-temperature is reduced by 0.4 °C on average because of the aerosol dimming (sulfates essentially), and

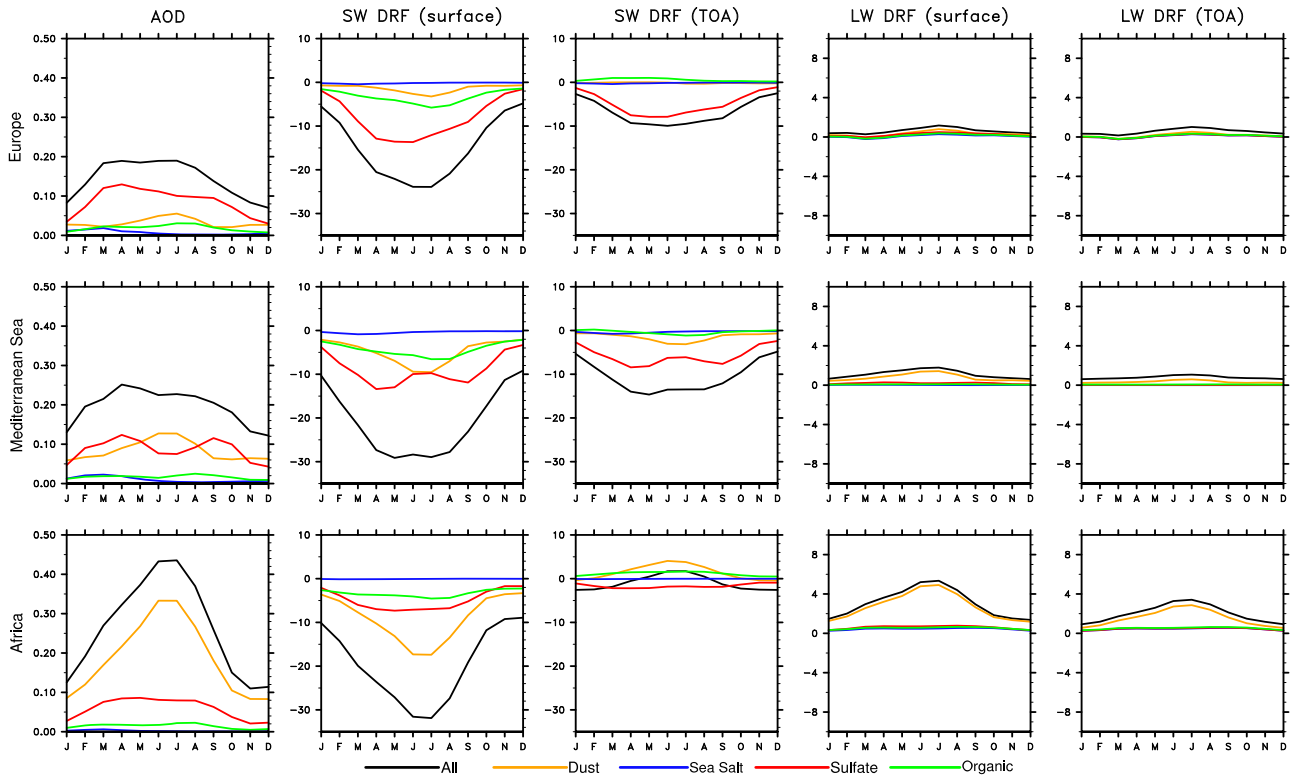

Fig. 9 Monthly average aerosol optical depth and direct radiative forcing (Wm^{-2}) in SW and LW radiations at the surface and TOA over Europe (*top*), the Mediterranean Sea (*middle*) and northern Africa (*bottom*) for the C-AER simulation ensemble mean and the different aerosol types. The CI at the level 0.05 calculated from the ensemble spread is for all the regions and months ± 0.0 Wm^{-2}) for all the radiative forcings

up to 1 °C in summer in eastern and central Europe (see Table 3 for seasonal averages). A similar decrease is observed over northern Africa (−0.5 °C on average) because of dust aerosols, but contrary to Europe, this effect is also important in winter. These values are important compared to the biases mentioned in the previous section, and their robustness has been proven using the simulation ensembles. Figure 11 indeed only shows significant values at the level 0.05. With regards to SST (Fig. 11b), the decrease is estimated at 0.5 °C on average over the Mediterranean Sea, and can reach 1 °C in summer in the Adriatic Sea and near the African coast, which is consistent with the study of Yue et al. (2011) at the global scale. A contrast can also be noticed in winter, spring and autumn between the western and the eastern basins. Moreover, the impact remains high in autumn (−0.5 °C) despite a decrease in the aerosol load. Like 2m-temperature, the aerosol impact on SST is of the same rough size as the bias in RCMs (e.g. Artale et al. 2010; L'Hévéder et al. 2012).

The modification of SST by aerosols involves changes in the heat budget over the Mediterranean Sea including air–sea fluxes. Figure 11c, d, respectively, present the average seasonal difference in sensible and latent heat loss between C-AER and C-NO. The sensible heat loss has substantially decreased over Europe (-4.7 Wm^{-2}) and northern Africa (-8.5 Wm^{-2}), especially in summer. This diminution is probably due to decrease in surface temperature. Even if the sensible flux is weaker over ocean than over land surfaces, the Mediterranean Sea is affected by a decrease of about 10 % in sensible heat loss. Moreover, aerosols cause a significant decrease in the latent heat loss over the Mediterranean Sea, reaching -13.6 Wm^{-2} in summer and -13.5 Wm^{-2} in autumn. Indeed, because of the decrease in surface temperature, the saturated humidity at the ocean surface also decreases, thus reducing the latent heat flux. Europe is affected by a diminution of evaporation in spring. Once again the aerosol impact on air–sea fluxes shows differences of the same rough size as biases in RCMs (Sanchez-Gomez et al. 2011), highlighting the importance to take them into account to simulate climate over the Mediterranean region.

As a consequence, the total heat budget at the surface between the two simulations has been changed by aerosols (see Table 4). Over northern Africa, the decrease in SW downward radiation is counterbalanced by a decrease in LW up radiation, as well as in sensible heat loss. The total

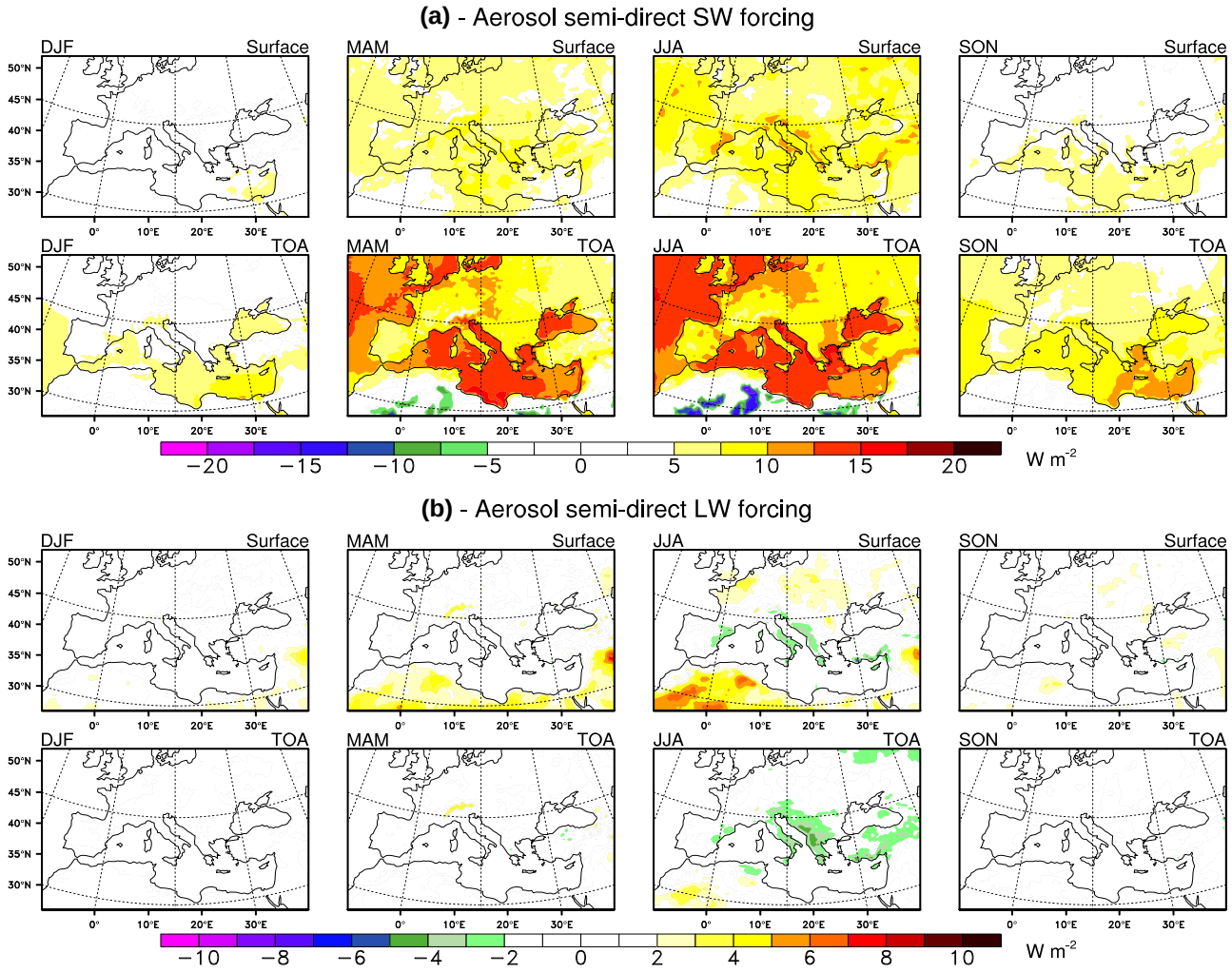

Fig. 10 Average seasonal semi-direct radiative forcing (Wm^{-2}) in SW (**a**) and LW (**b**) radiations at the surface and at TOA for the C-AER simulation ensemble mean. Only significant values at the level 0.05 are plotted

budget difference caused by aerosols, i.e. the residual of the energy balance, is sligthly negative in spring ($-0.2\,Wm^{-2}$), and slightly positive in autumn ($+0.2\,Wm^{-2}$), resulting in a zero annual effect as expected. The soil's thermal capacity is indeed not high enough to maintain these differences. Over Europe, the decrease in SW downward radiation is counterbalanced by the same fluxes, plus the latent heat loss. This decrease in evaporation causes a positive impact on the heat budget in spring ($+0.4\,Wm^{-2}$), for a zero annual effect. Over the Mediterranean Sea, the annual impact is negative ($-1.5\,Wm^{-2}$), because the latent heat loss and LW upward flux do not counterbalance totally the SW effect.

As a result of the decrease of the latent heat loss, surface specific humidity also decreases with the presence of aerosols. Figure 11e presents the average seasonal difference of surface specific humidity between C-AER and C-NO. This diminution ranges from −0.1 g/kg in winter to −0.5 g/kg in summer near the western coasts and in the Ionian basin. Coastal land regions are also affected in summer, notably eastern Spain, Tunisia and Italy, indicating probably a reduction of convection because of the increase of atmospheric stability due to the presence of aerosols. Over central Europe, a slight increase in summer can be noted probably due to a modification in atmospheric circulation. In line with this decrease in humidity and increase in stability, the comparison of simulations reveals a decrease of cloud cover (Fig. 11g) with the adding of aerosols, ranging from −1 to −3 % over the Mediterranean Sea and Europe, in spring and summer, but also in autumn over the sea. Consequently, aerosols also tend to reduce precipitation (Fig. 11f): −0.2 mm/day on annual average

Table 2 Annual (left column of each cell) SW and LW direct radiative forcing averages (Wm^{-2}) at the surface and at TOA for the C-AER simulation ensemble mean over northern Africa, the Mediterranean Sea, Europe and the Mediterranean basin (29–46.5°N, 10.5°W–38.5°E)

Region	Northern Africa				Mediterranean Sea				Europe				Mediterranean basin			
Data	C-AER		RegCM4		C-AER		RegCM4		C-AER		RegCM4		C-AER		MODIS	
SW	−19.4	−10.8	−14.9	−9.7	−20.9	−11.9	−13.6	−7.9	−14.7	−6.4	−10.3	−5.8	−19.9 ± 0.6	−11.2± 0.6	−16.5 ± 1.0	−7.0 ± 2.9
		−23.3		−20.2		−26.0		−19.5		−18.7		−13.6		−24.5 ± 0.9		−20.9 ± 3.9
Surf		−30.2		−18.5		−28.4		−15.3		−22.7		−12.4		−28.0 ± 1.3		−26.2 ± 1.0
		−13.3		−11.4		−17.2		−11.5		−10.9		−9.2		−16.0 ± 0.8		−11.8 ± 5.7
SW	−1.4	−2.8	0.1	−1.1	−10.5	−6.2	−5.5	−3.8	−6.5	−3.0	−3.1	−2.3	−7.8 ± 0.3	−4.9 ± 0.3	−2.4 ± 0.3	−0.9 ± 0.1
		−1.1		0.7		−13.3		−8.2		−8.2		−4.6		−9.4 ± 0.5		−2.4 ± 0.7
TOA		0.8		1.2		−13.5		−5.5		−9.3		−2.5		−9.5 ± 0.5		−4.3 ± 0.5
		−2.4		−0.6		−9.3		−4.7		−5.6		−3.0		−7.4 ± 0.4		−1.9 ± 0.5
LW	2.9	1.5	5.8	4.2	1.1	0.7	1.7	1.1	0.6	0.4	0.8	0.5				
		3.4		8.6		1.3		3.1		0.5		1.2				
Surf		4.8		6.5		1.7		1.3		1.0		0.7				
		2.0		4.1		0.8		1.3		0.6		0.7				
LW	1.9	1.0	1.0	0.3	0.8	0.6	0.6	0.4	0.6	0.3	0.3	0.1				
		2.1		1.5		0.8		1.0		0.4		0.6				
TOA		3.1		1.6		1.0		0.5		0.9		0.3				
		1.6		0.6		0.7		0.4		0.6		0.2				

For the first three regions, the values from Nabat et al. (2012) are indicated (RegCM-4) and for the fourth region, the values from Papadimas et al. (2012) are indicated (calculations from MODIS using a radiative transfer model). Seasonal averages (DJF / MAM / JJA / SON) are indicated on the right column of each cell for the same regions and parameters. The confidence interval for the CNRM-RCSM4 values at the level 0.05 is ±0.0 Wm^{-2} for all the regions and parameters (calculated from the ensemble spread). An estimation of interannual variability has been indicated for the Mediterranean basin (right-most column)

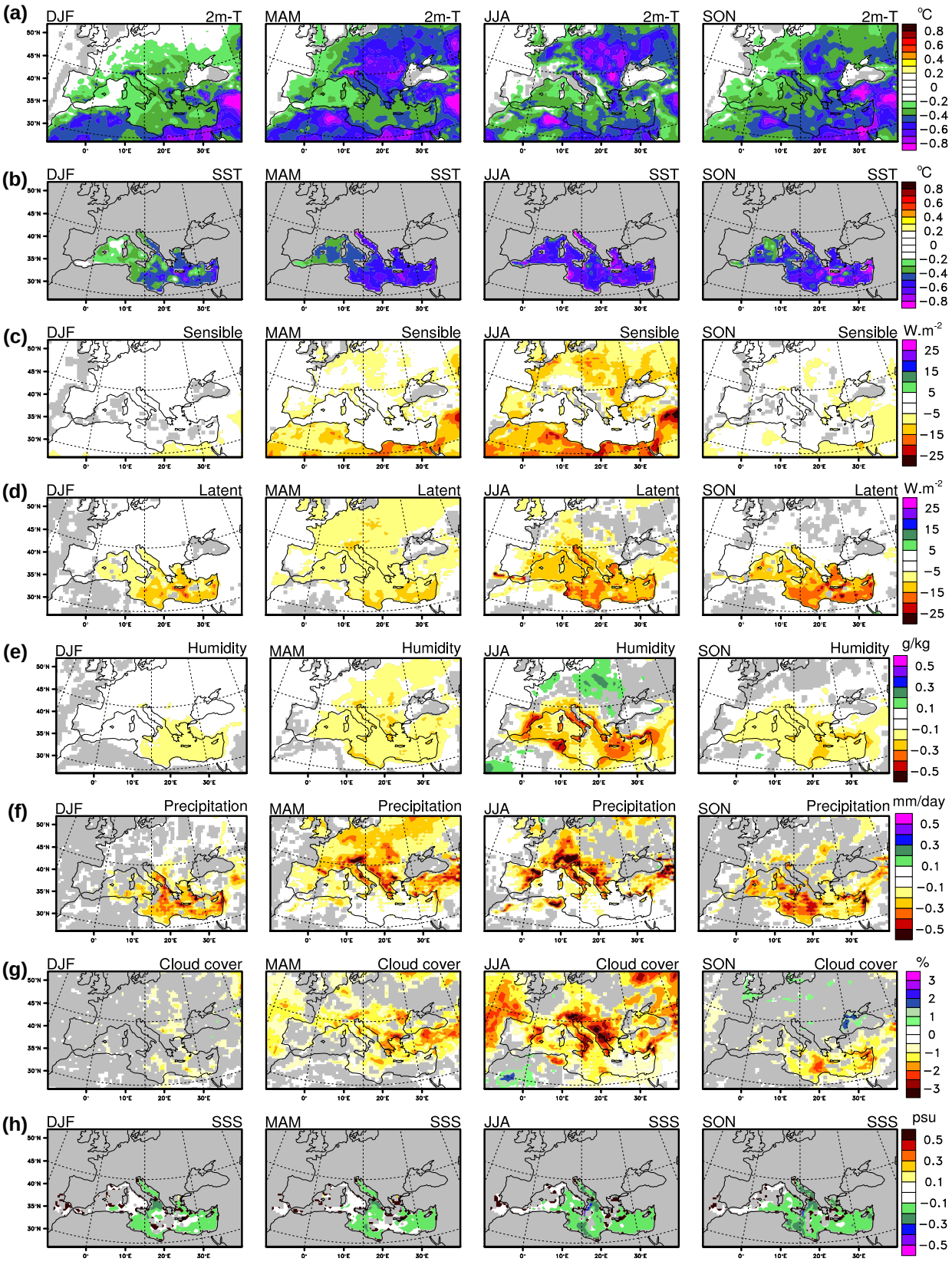
(a)
DJF 2m-T
MAM 2m-T
JJA 2m-T
SON 2m-T
°C
0.8
0.6
0.4
0.2
0
−0.2
−0.4
−0.6
−0.8
(b)
DJF SST
MAM SST
JJA SST
SON SST
°C
(c)
DJF Sensible
MAM Sensible
JJA Sensible
SON Sensible
W.m-2
25
15
5
−5
−15
−25
(d)
DJF Latent
MAM Latent
JJA Latent
SON Latent
W.m-2
(e)
DJF Humidity
MAM Humidity
JJA Humidity
SON Humidity
g/kg
0.5
0.3
0.1
−0.1
−0.3
−0.5
(f)
DJF Precipitation
MAM Precipitation
JJA Precipitation
SON Precipitation
mm/day
(g)
DJF Cloud cover
MAM Cloud cover
JJA Cloud cover
SON Cloud cover
%
3
2
1
0
−1
−2
−3
(h)
DJF SSS
MAM SSS
JJA SSS
SON SSS
psu

Fig. 11 Average seasonal differences between the C-AER and the C-NO simulation ensemble means in terms of 2m-temperature (°C, **a**), SST (°C, **b**), sensible (Wm^{-2}, **c**) and latent (Wm^{-2}, **d**) heat loss, surface specific humidity (g/kg, **e**), precipitation (mm/day, **f**), cloud cover (%, **g**) and SSS (psu, **h**). Only significant values at the level 0.05 are plotted

Table 3 Annual (left column of each cell) difference between the C-AER and the C-NO simulation ensemble means in terms of 2m-temperature (°C) and precipitation (mm/day) over northern Africa, the Mediterranean Sea and Europe, as well as SST (°C) over the Mediterranean Sea

Parameter	Northern Africa		Mediterranean Sea		Europe	
2m-temperature	−0.5	−0.5	−0.4	−0.3	−0.4	−0.2
		−0.5		−0.4		−0.4
		−0.4		−0.4		−0.4
		−0.5		−0.4		−0.4
SST			−0.5	−0.4		
				−0.5		
				−0.6		
				−0.5		
Precipitation	0.0	0.0	−0.2	−0.2	−0.1	−0.1
		0.0		−0.1		−0.2
		−0.1		−0.1		−0.2
		0.0		−0.2		−0.1

Seasonal averages (DJF / MAM/JJA/SON) are indicated on the right column of each cell for the same regions and parameters. The confidence interval at the level 0.05 calculated from the ensemble spread is for all the regions and seasons ±0.0 °C for 2m and SST, and ±0.0 mm/day for precipitation

over the Mediterranean Sea and −0.1 mm/day over Europe, and up to −0.5 mm/day in Italy and Croatia in spring (seasonal values are recalled in Table 3). These modifications of precipitation and evaporation (also reduced by aerosols, figure not shown), lead to a decrease of sea surface salinity (SSS, Fig. 11h). Indeed, evaporation is strongly reduced by aerosols over the Mediterranean Sea (−0.37 mm/day), which prevails over the reduction in precipitation (−0.15 mm/day). The total water budget of the Mediterranean Sea could also be affected by changes in river discharges caused by changes in precipitation over land, but runoffs only decrease by −0.01 mm/day in C-AER. Consequently, SSS is found to decrease by −0.10 psu on average under the effects of aerosols, with a maximum in autumn (−0.12 psu, Fig. 11h). The contrast between the aerosol impact on SSS in north-western and south-eastern Mediterranean is similar to the impact on latent heat fluxes.

To summarize, the direct effect of aerosols is responsible for a significant decrease in surface temperature over Europe and northern Africa, as well as a decrease in SST over the Mediterranean Sea. It can also be seen as a reduction of the activity of the hydrological cycle with a decrease in precipitation, cloud cover and humidity, which will be discussed in details in the next section. The robustness of these results has been confirmed by the simulation ensembles.

4.4 Impact of ocean–atmosphere coupling on the aerosol climatic response

Until now the present study has used simulations from a fully coupled modeling system, including atmosphere, ocean, land surface and rivers. In this section and in order to understand the role of ocean–atmosphere coupling, simulations have been carried out with the atmosphere model ALADIN only (including the land surface scheme). Figure 12 presents the average summer difference beween the fully coupled simulation ensemble mean differences (C-AER—C-NO) and the same differences in forced simulations (F-AER—F-NO), for different parameters : semi-direct SW (a) and LW (b) aerosol radiative forcings, 2m-temperature (c), surface specific humidity (d), latent (e) and sensible (f) heat losses, precipitation (g) and cloud cover (h). The summer season has been chosen because it is the period of the year when the aerosol forcing is maximal (see Fig. 11).

As in coupled simulations, aerosols scatter and absorb the incident radiation, resulting in a decrease in surface SW radiation. The aerosol DRF is consequently similar in coupled and forced simulations (figure not shown). On the contrary the semi-direct aerosol effect shows significant differences (Fig. 12a and b): the SW semi-direct radiative forcing is higher up to +4 Wm^{-2} in coupled simulations, whereas the semi-direct LW effect is higher in coupled simulations in coastal regions of the Mediterranean Sea Fig. 12b. SW and LW radiation has actually been modified in the response in forced simulations because of changes of cloud cover (h) and humidity (d) over the sea essentially, and regions under maritime influence. This could imply aerosols have less impact on clouds in forced simulations over the Mediterranean Sea and its surroundings.

As SSTs are prescribed, no impact of aerosols has been noticed in 2m-temperature over the Mediterranean Sea in forced simulations, as Fig. 12c shows a decrease in temperature similar to the coupled simulations. Over land surfaces, the decrease is generally of the same intensity as in coupled simulations, except over coastal regions (e.g. northern Egypt, Italy, eastern Spain, ...) where the temperature decrease is less important without the ocean–atmosphere coupling. This is due to maritime advection that can bring cooler air in coupled simulations, where aerosols have been able to decrease SST. As SSTs are prescribed, the decrease of the latent heat loss with aerosols (e) is weaker in forced simulations, and almost equal to

Table 4 Annual (left column of each cell) heat budget difference (Wm^{-2}) at the surface between the C-AER and the C-NO simulation ensemble means over northern Africa, the Mediterranean Sea and Europe

DRF	Northern Africa		Mediterranean Sea		Europe	
SW down surface	−20.7 ± 0.0	−9.8 ± 0.0	−16.2 ± 0.0	−8.9 ± 0.1	−11.7 ± 0.2	−4.9 ± 0.0
		−25.7 ± 0.1		−21.1 ± 0.2		−15.2 ± 0.2
		−34.9 ± 0.1		−22.3 ± 0.1		−18.5 ± 0.4
		−12.6 ± 0.1		−12.6 ± 0.1		−8.3 ± 0.2
LW down surface	−0.2 ± 0.1	−0.4 ± 0.0	−1.8 ± 0.1	−1.1 ± 0.1	−1.2 ± 0.0	−0.8 ± 0.1
		0.1 ± 0.1		−1.5 ± 0.1		−1.7 ± 0.1
		0.6 ± 0.1		−2.3 ± 0.2		−1.4 ± 0.0
		−0.9 ± 0.1		−2.5 ± 0.1		−0.9 ± 0.1
SW up surface (loss)	−5.9 ± 0.0	−2.8 ± 0.0	−1.1 ± 0.0	−0.6 ± 0.0	−2.0 ± 0.0	−1.0 ± 0.0
		−7.4 ± 0.0		−1.4 ± 0.0		−2.5 ± 0.0
		−10.0 ± 0.0		−1.5 ± 0.0		−3.1 ± 0.1
		−3.6 ± 0.0		−0.8 ± 0.0		−1.4 ± 0.0
LW up surface (loss)	−5.0 ± 0.1	−3.2 ± 0.0	−2.9 ± 0.0	−2.0 ± 0.1	−2.4 ± 0.1	−1.3 ± 0.0
		−5.8 ± 0.0		−2.8 ± 0.0		−2.8 ± 0.1
		−7.0 ± 0.1		−3.6 ± 0.1		−3.3 ± 0.3
		−4.1 ± 0.1		−3.1 ± 0.1		−2.2 ± 0.1
Latent heat (loss)	−1.4 ± 0.0	−0.5 ± 0.0	−11.0 ± 0.1	−8.8 ± 0.2	−3.9 ± 0.1	−1.5 ± 0.0
		−1.4 ± 0.0		−8.1 ± 0.1		−6.9 ± 0.1
		−2.6 ± 0.0		−13.6 ± 0.0		−5.0 ± 0.4
		−1.1 ± 0.1		−13.5 ± 0.2		−2.2 ± 0.1
Sensible heat (loss)	−8.5 ± 0.0	−3.6 ± 0.0	−1.7 ± 0.0	−1.7 ± 0.0	−4.7 ± 0.1	−1.4 ± 0.0
		−10.8 ± 0.0		−1.7 ± 0.0		−5.1 ± 0.1
		−14.6 ± 0.0		−1.7 ± 0.0		−8.7 ± 0.5
		−5.0 ± 0.0		−1.7 ± 0.1		−3.4 ± 0.1
Total heat budget	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	−1.5 ± 0.1	3.1 ± 0.0	0.0 ± 0.0	−0.5 ± 0.0
		−0.2 ± 0.0		−8.5 ± 0.2		0.4 ± 0.0
		0.0 ± 0.0		−4.4 ± 0.1		0.1 ± 0.0
		0.2 ± 0.0		4.0 ± 0.3		0.1 ± 0.0

Parameters are the downward and upward SW and LW radiations at the surface as well as the latent and sensible heat losses. All fluxes are counted positively, and total = $SW_d + LW_d - SW_u - LW_u - latent_{loss} - sensible_{loss}$. Seasonal averages (DJF / MAM / JJA / SON) are indicated on the right column of each cell for the same regions and parameters. The confidence interval at the level 0.05 is indicated (calculated from the ensemble spread)

zero over the sea. As a consequence, surface specific humidity aerosol effect difference between coupled and forced simulations (Fig. 12d) is negative over the Mediterranean Sea, indicating that there is almost no humidity decrease without ocean–atmosphere coupling. Coastal regions such as the North-African coast, eastern Spain and Italy are also affected by this decrease in humidity in coupled simulations only. With regards to precipitation (g), the drying over these coastal regions (Spain, Tunisia, Sicilia) is consequently reinforced in coupled simulations. In forced simulations, the reduction of the impact on the hydrological caused by the prescription of SSTs alleviates this drying effect. The same phenomenon can be noted for cloud cover (h).

To conclude, this comparison between forced and coupled simulations highlights the importance of using a fully coupled RCSM to investigate the response of Mediterranean climate to aerosol direct and semi-direct SW-LW radiative forcing. Otherwise the aerosol effect could be underestimated as shown in previous studies (e.g. Yue et al. 2011).

4.5 Aerosol effects on the Mediterranean Sea

The ocean–atmosphere coupling also enables to study the effect of aerosols on the Mediterranean Sea. As shown previously, aerosols lead to a decrease of SST and an increase of SSS, resulting in changes in water density and water circulation. The prevailing effect has been found to be an increase of sea surface density, potentially favouring ocean deep convection and reinforcing the regional thermohaline circulation. Figure 13 presents the volume of

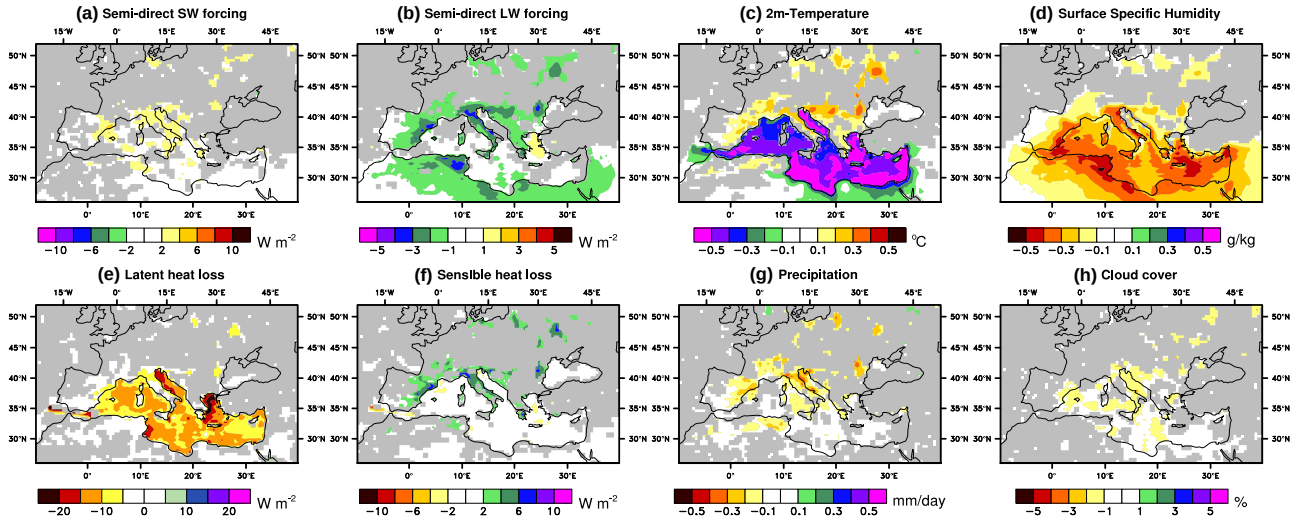

Fig. 12 Average summer differences in the aerosol effect between coupled and forced simulation ensemble means: (C-AER—C-NO) - (F-AER—F-NO); in terms of semi-direct SW (Wm^{-2}, **a**) and LW (Wm^{-2}, **b**) forcings, 2m-temperature (°C, **c**), surface specific humidity (g/kg, **d**), latent (**e**) and sensible (**f**) heat loss (Wm^{-2}), precipitation (mm/day, **g**) and cloud cover (%, **h**). Only significant values at the level 0.05 are plotted

water with density higher than 29.1 kg/m^3 in the Gulf of Lions (a) and 29.3 kg/m^3 in the Adriatic Sea (b). In these two basins, an increase of the volume of dense water is noticed in C-AER in winter, when deep water is formed. In particular, during the winter 2004–2005, known to be a period of strong ocean convection in the Gulf of Lions (Schroeder et al. 2008), the formation of deep water has increased from 1.4 Sv in C-NO to 2.2 Sv in C-AER. The confidence interval calculated from the ensemble spread shows the robustness of these results. Besides, this amplification of oceanic convection with aerosols can also be seen in the meridional (Fig. 13c, d) and zonal (Fig. 13 e−f) overturning streamfunctions for the C-AER simulation and the C-AER—C-NO difference. These functions are calculated from the vertical integration of the meridional (resp. zonal) current velocities averaged along the longitudes (resp. latitudes), as in Somot et al. (2006), thus showing the main circulations in a x-z (resp. Y-z) plan. The increase in the deep water formation in the Adriatic Sea in C-AER leads to an increase in the outflow at the Otranto Strait, with dense water reaching higher depths in the Northern Ionian Sea in C-AER (Fig. 13c, d). With regards to the zonal overturning streamfunction (Fig. 13e, f), the circulation of the surface Atlantic water eastward as well as the westward path of the Levantine intermediate water in the under layer are simulated both in C-AER and C-NO. However, an amplification of the formation of deep water either coming from the Adriatic Sea (16–20°E below 2,000 m) or coming from the Aegean Sea (20–25°E) is found in C-AER (Fig. 13f), thus reinforcing the thermohaline circulation. To summarize, aerosols tend to densify surface water, thus amplifying ocean convection and deep water formation in winter.

Due to the complexity of aerosol-climate processes involved over the Mediterranean, an elaborated study is presented in the following section using two case studies that illustrate some important processes and possible positive feedbacks in the aerosol–atmosphere–ocean–land system.

5 Process studies

5.1 Dust effect in the eastern basin

As mentioned previously, dust aerosols are generally transported from the Libyan desert to the Mediterranean from spring to autumn. These dust outbreaks have significant effects on the vertical profiles of different parameters such as temperature and humidity (e.g. Miller and Tegen 1998). Figure 14 presents the aerosol effects over the eastern Mediterranean during June 2007. This month was indeed submitted to larger than usual dust loads over the Mediterranean Sea (0.14 for AOD at 550 nm over MEDE) and northeastern Africa (0.32 over AFRE), as shown in Fig. 14 (b, top left). Figure 14a presents the vertical profile differences for coupled and forced simulations in temperature, humidity and geopotential, as well as the aerosol vertical distribution, over the eastern Mediterranean Sea (MEDE) and northeastern Africa (AFRE).

Over AFRE, near-surface temperature profiles confirm the cooling due to the absorption and scattering of the

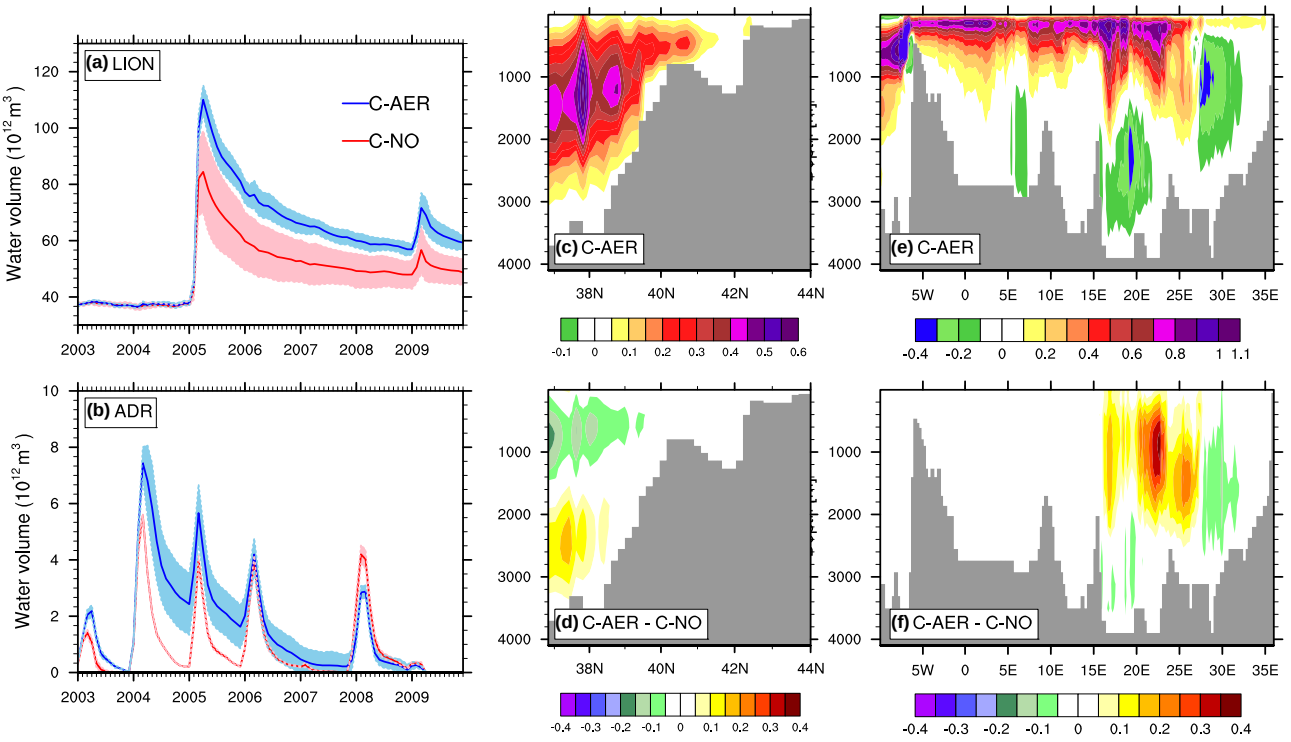

Fig. 13 Aerosol effects on the Mediterranean Sea. **a** Monthly water volume (10^{12} m^3) with density higher than 29.1 kg/m^3 in the Gulf of Lions for the C-AER (*blue*) and C-NO (*red*) simulations. The confidence interval at the level 0.05 based on the ensemble spread has been added around the curves. **b** Same as (**a**) but for monthly water volume (10^{12} m^3) with density higher than 29.3 kg/m^3 in the Adriatic Sea. **c** Meridional overturning streamfunction in the Adriatic Sea for the C-AER ensemble mean over the period 2003–2009. **d** Same as (**c**) but for the difference C-AER—C-NO. **e** Zonal overturning streamfunction for the C-AER ensemble mean over the period 2003–2009. **f** Same as (**e**) but for the difference C-AER – C-NO

incoming solar radiation thus prevented from reaching surface. The decrease in temperature due to aerosols reaches −0.3 °C in forced simulations and −0.4 °C in coupled simulations. These profiles also enable us to highlight the warming between 600 and 950 hPa (between +0.3 and +0.4 °C), due to the SW absorption by dust particles present at the same heights. The simulation ensembles show a weaker uncertainty on the cooling in surface temperature than in the intensity of the warming in the mid-troposphere. This warming can also be noticed over the Mediterranean Sea (between +0.5 and +0.7 °C). However, the decrease in surface air temperature is only present in coupled simulations (−0.3 °C), as SST can be modified by dust aerosols.

As a result, the reduction in near-surface temperature has lead to a decrease in latent heat loss over the Mediterranean Sea (figure not shown), and thus to specific humidity in the lower troposphere (blue curves in Fig. 14a, up to −0.8 g/kg at 1,000 hPa). Over the continent (AFRE), this decrease in humidity is also more important in coupled simulations, reaching −0.4 g/kg between 925 hPa and the surface, than in forced simulations (−0.06 g/kg). Figure 14 (b, top right) shows that the eastern Mediterranean Sea is affected by northerly winds in summer, advecting maritime air to the African continent. As a result, this decrease in humidity has been advected over northeastern Africa. Cooler air is also advected at the surface, reinforcing the decrease in near-surface temperature due to the direct aerosol effect, which explains the differences mentioned below between coupled and forced simulations in the aerosol impact.

These changes in temperature, humidity and air–sea fluxes also affect the atmospheric circulation. Figure 14 (b, bottom) presents the aerosol impact in coupled simulations on wind and geopotential at the surface (left) and at 850 hPa (right). Aerosols tend to stabilize the atmosphere above 900 hPa over the eastern Mediterranean Sea and 850 hPa over notheastern Africa, generating an anticyclonic wind anomaly. At the surface, the difference between C-AER and C-NO shows a decrease in sea level pressure, and a northly wind anomaly over the eastern basin, reinforcing the average northly wind over this region, and its consequences for the aerosol impact. As a consequence, this first case study clearly illustrates a positive feedback between dust aerosols, atmosphere, and

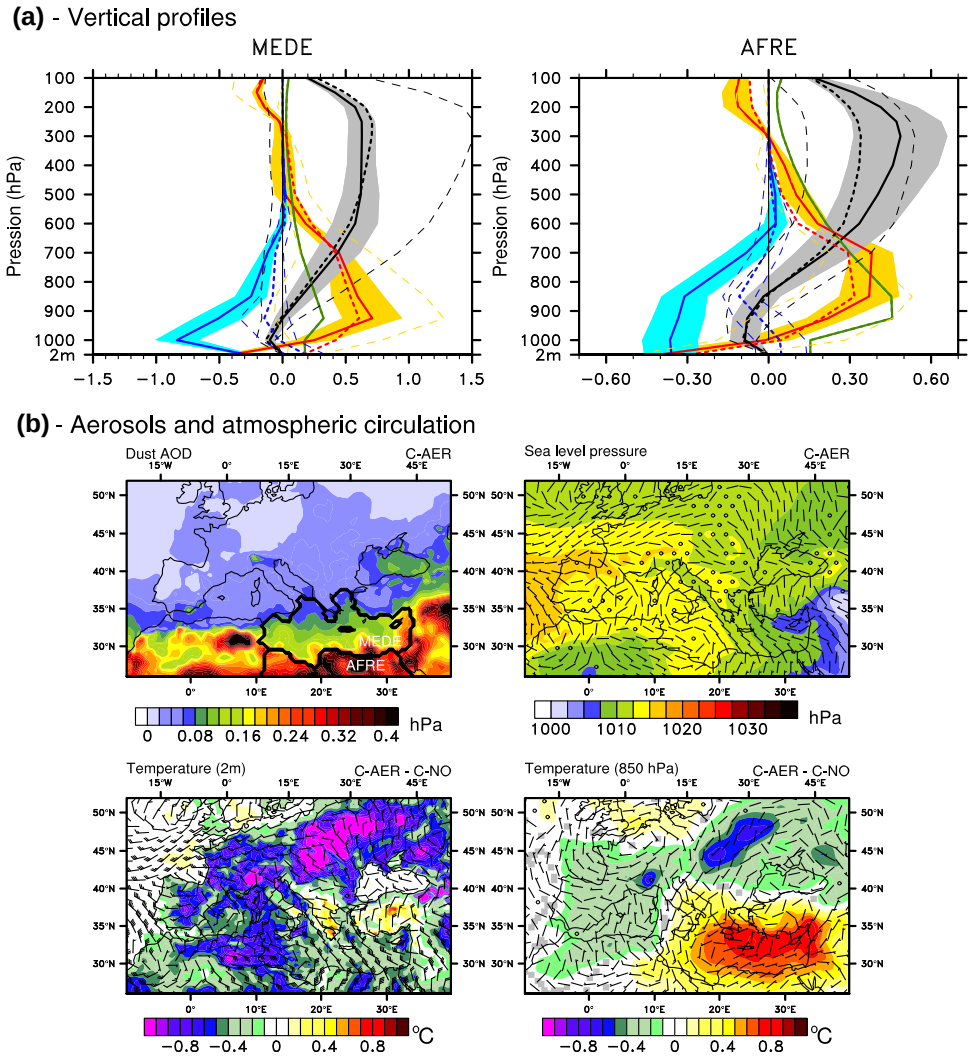

Fig. 14 Average vertical profiles (**a**) and atmospheric circulation (**b**) over the Mediterranean in June 2007. Profiles are calculated over Northeastern Africa (AFRE) and the eastern Mediterranean Sea (MEDE) representing the difference between C-AER and C-NO for temperature (°C, *red*), geopotential (10^2 gpm, *black*), specific humidity (g/kg, *blue*) and extinction coefficient (km^{-1}, *green*). The same parameters are indicated in dotted lines for the difference between F-AER and F-NO. The confidence interval at the level 0.05 (calculated from the 6-member ensembles) is indicated for each parameter in color for C-AER - C-NO, and in dashed lines for F-AER—F-NO. Atmospheric circulation (**b**) is represented with AOD (top left), sea level pressure (hPa, *color*) and surface wind barbs (m/s) for the C-AER simulation (top right), and temperature (°C, *color*) and surface wind (10 m/s, *barbs*) difference at the surface (*bottom left*) and at 850 hPa (*bottom right*). Only significant values at the level 0.05 are plotted

ocean, which is stronger in fully coupled simulations than in atmosphere-only ones.

5.2 Aerosol effect during a European heat wave

The second aerosol event studied in this work occurs in July 2006, when western Europe was affected by a heat wave (Rebetez et al. 2008) with temperature anomalies ranging from 4 to 6 °C in a large zone (France, Benelux, Poland, Switzerland, Germany). The synoptic situation was characterized by high geopotentials over Maghreb, generating a powerful ridge over western Europe, and advecting dry air masses over these regions. The monthly average geopotential and wind at 700 hPa simulated in C-AER are presented in Fig. 16b. High geopotentials are reproduced by the model, showing this southwesterly flow from Morocco to Germany. Compared to the average 2003–2009, surface temperature in July 2006 is higher by 2.9 $\pm$0.1 °C in C-AER over EURS, showing the ability of CNRM-RCSM4 to reproduce this heat wave.

This month was also characterized by high dust loads, as shown in Fig. 15, notably over Spain and northwestern Africa. In parallel, sulfate aerosols were prevailing over France and western Europe. Total AOD at 550 nm reaches 0.47 in northwestern Africa (AFRW), 0.23 over the western Mediterranean Sea (MEDW) and 0.22 in southwestern Europe (EURS). These three zones used in this section have been defined in Fig. 2.

Figure 16 presents the vertical profiles (a) of the aerosol impact on temperature, geopotential and specific humidity over these three zones for coupled and forced simulations, as well as the aerosol impact on the atmospheric circulation at 700 hPa (b) and temperature (c). As in the first case over the eastern Mediterranean, the direct effect of dust aerosols causes a cooling at the surface over northwestern Africa (−0.2 °C), and a decrease in SST and near-surface air temperature over the western Mediterranean Sea in the fully coupled simulations. Between 600 and 1000 hPa, the absorption of solar radiation by dust aerosols tends to warm (on average +0.8 °C, see the increase in temperature at 700 hPa, Fig. 16c) and stabilize the atmosphere (see the geopotential profile, Fig. 16 a). This phenomenon increases the geopotential at 700 hPa (b), thus reinforcing the ridge over western Europe. As a consequence, the southwesterly flow responsible for dry and warm air masses advection is reinforced in C-AER compared to C-NO, and can also contribute to the increase in temperature in the mid-troposphere, but also at the surface over southwestern Europe. Figure 16 (c, right) shows an increase in 2m-temperature of 0.5 °C on average over EURS, and up to 1.2 °C locally in southeastern France and in Italy. The warming can also be due to the presence of dust aerosols themselves over this region, and dynamics is probably not the only explanation. At the surface, this study underlines that, in this specific case, the dust dynamic effects (here, increase of the advection of dry air masses) should certainly exceed the cooling effect over land due to the dust surface forcing.

Over the Mediterranean Sea, dust aerosols also prevent the radiation from reaching the surface, thus decreasing SST and latent heat loss (figure not shown). As a consequence, Fig. 16a shows a decrease in specific humidity in the lower troposphere (up to −1.1 g/kg), making the air even drier. This effect is attenuated in the atmosphere-only simulations because of the prescription of SST. This drying caused by aerosols is another factor tending to reinforce the ridge over western Europe. This aerosol effect on ocean–atmosphere fluxes explains why we have observed a more important warming due to aerosols in the coupled simulations than in the forced simulations (see the profiles over EURS and MEDW in Fig. 16a).

One important finding of this case is that, in some situations like this heat wave over Europe, the presence of dust particles associated with the ridge has lead to a positive feedback consisting in a reinforcement of the ridge and an extra warming in the whole troposphere, that exceeds the cooling effect due to the dust dimming. As a result, July 2006 has been noticed to be 2.9 ± 0.1°C higher than average July in the C-AER simulations, and only 2.4 ± 0.1°C higher in the C–NO simulation, indicating aerosols are responsible for 0.5°C of this heat wave, namely about 15 %. The atmosphere–ocean coupling also enables to take into account the drying of the lower atmosphere due to the decrease in SST, underlying the importance of taking into account the effect of particles on ocean–atmosphere fluxes and SST. It should also be noted that these results cannot be attributed to the RCM internal variability as they have been confirmed by the 6-member ensembles used here. Finally, this study also highlights that the radiative effect of dust needs to be treated in forecast models for improving the simulations of meteorological fields in such specific cases.

6 Conclusion

The Mediterranean region is subject to high aerosol loads, especially during spring and summer. A fully coupled regional climate system model (CNRM-RCSM4) including notably atmosphere (ALADIN-Climate) and ocean (NEMO-MED8) has here been used to investigate the aerosol direct and semi-direct effects as well as the perturbation of ocean–atmosphere fluxes by aerosols over this region. Aerosols have been included in the modeling system through realistic interannual monthly AOD climatologies (Nabat et al. 2013). Ensemble simulations have been carried out with and without aerosols and ocean–atmosphere coupling.

First an evaluation of the model has been achieved over land and maritime surfaces, against various observations for meteorological parameters. Some biases have been highlighted, such as a cold bias in winter 2m-temperature and in summer SST, a positive (negative) bias in SW (LW) radiation, as well as an underestimation of cloud cover. However, our results have shown that the model is able to reproduce the main aspects of the Mediterranean climate, and is comparable to other state of the art RCSMs.

The comparison between C-AER and C-NO simulations has enabled us to identify and characterize the aerosol radiative and climatic effects. Because of the absorption and scattering of the incident solar radiation, the SW surface direct effect is negative, equal on average to –20.9 Wm^{-2} over the Mediterranean Sea, −14.7 Wm^{-2} over Europe and −19.7 Wm^{-2} over northern Africa. The LW surface direct effect is weaker as only dust aerosols contribute (+2.9 Wm^{-2} over northern Africa). This direct

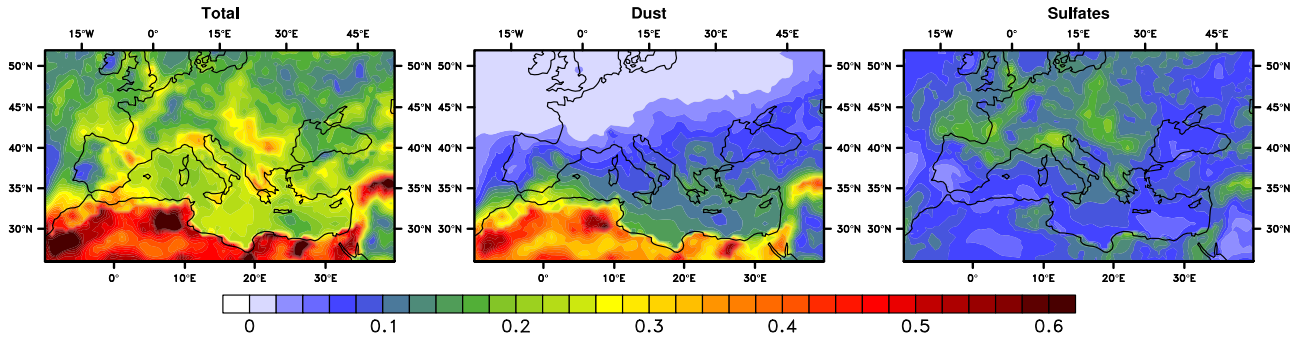

Fig. 15 Aerosol optical depth at 550 nm for all (*left*), dust (*middle*) and sulfate (*right*) aerosols over the Mediterranean in July 2006

cooling effect is partly counterbalanced by a positive semi-direct SW forcing over the Mediterranean Sea (+4.7 Wm^{-2} on average) and Europe (+3.0 Wm^{-2}) due to changes in cloud cover and atmospheric circulation. Over Africa, the SW semi-direct effect is however negative (−1.3 Wm^{-2}). The net (semi-direct plus direct) aerosol surface effect is consequently negative over Europe, the Mediterranean Sea and northern Africa (respectively −16.2, −11.7, and −21.0 Wm^{-2}) and is responsible for a decrease in land (−0.4 °C over Europe and −0.5 °C over northern Africa) and sea surface temperature (−0.5 °C for the Mediterranean Sea).

The coupled system used in this work highlights for the first time the consequences of the decrease of SST due to aerosols on the Mediterranean climate. Such changes in SST are shown to decrease the latent heat loss (−11.0 Wm^{-2} on average over the Mediterranean Sea) resulting in a decrease in specific humidity in the lower troposphere, and a reduction in cloud cover and precipitation. Aerosols tend also to stabilize the atmosphere as particles, especially dust ones, absorb solar radiation in the troposphere (warming), and prevent it from reaching the surface (cooling). All these combined effects have been identified thanks to the ocean–atmosphere coupling. Comparisons with the model response in simulations with prescribed SST show that such feedbacks with ocean cannot occur if SST cannot be modified by aerosol forcing. In addition, a reinforcement of the thermohaline circulation by the aerosols has been identified, because of an increase of sea surface density favouring ocean convection and deep water formation.

Some of these processes have been detailed in two case studies. First, in June 2007, the eastern Mediterranean has been submitted to important dust aerosol loads that reduce land surface temperature and SST. Because of northern wind over the eastern Sea, drier and cooler air has thus been advected from the Mediterranean Sea to the African continent, reinforcing the dust dimming effect. Secondly, in June 2006, an aerosol heat wave hit western Europe due to a powerful ridge extended from Sahara to western Europe causing dry and warm air advection. Coupled simulations indicate that high dust loads present during this month have contributed to reinforcing this ridge and thus to increasing surface and lower atmosphere temperature, illustrating again a positive aerosol–atmosphere–ocean feedback. Aerosols have been identified to explain 0.5 °C out of the 2.9 ± 0.1 °C extra temperature in July 2006 compared to average July (about 15 %). This last case study underlines a very interesting process where the heating effect due to changes in dynamics (advection of warm air) exceed the cooling effect due to dust dimming. Once more, this dust effect is reinforced in the coupled simulations.

The robustness of these results has been strengthened by the use of 6-member ensembles. However, some uncertainties remain notably in the choice of the aerosol climatology, in the numerical parameterizations of the models, and in the use of RCM. The comparison with the F-NO simulation also raises the problem that prescribed SST used for this simulation has "seen" the radiative effect of aerosols. In future works, aerosol–atmosphere–ocean interactions could be better represented in the CNRM-RCSM4 modelling system using an interactive aerosol scheme considering the natural and anthropogenic particles. The 1-day coupling frequency constitutes another limitation of this work as aerosols could modify the diurnal cycle of SST and air–sea fluxes. A finer representation of the first ocean layer in the ocean model is however necessary. Other processes could also be studied, such as for example the feedbacks of the effects of sulfate aerosols in spring, or the aerosol indirect effects which still show large uncertainties (Lohmann and Feichter 2005; Carslaw et al. 2013). In parallel, this coupled modeling system offers some interesting and original possibilities such as the study of aerosol radiative effects on ocean dynamics, notably the effect of particles dimming on the deep water formation. As dust and polluted aerosols can act as nutrients when deposited over the Mediterranean Sea (Guieu et al. 2010),

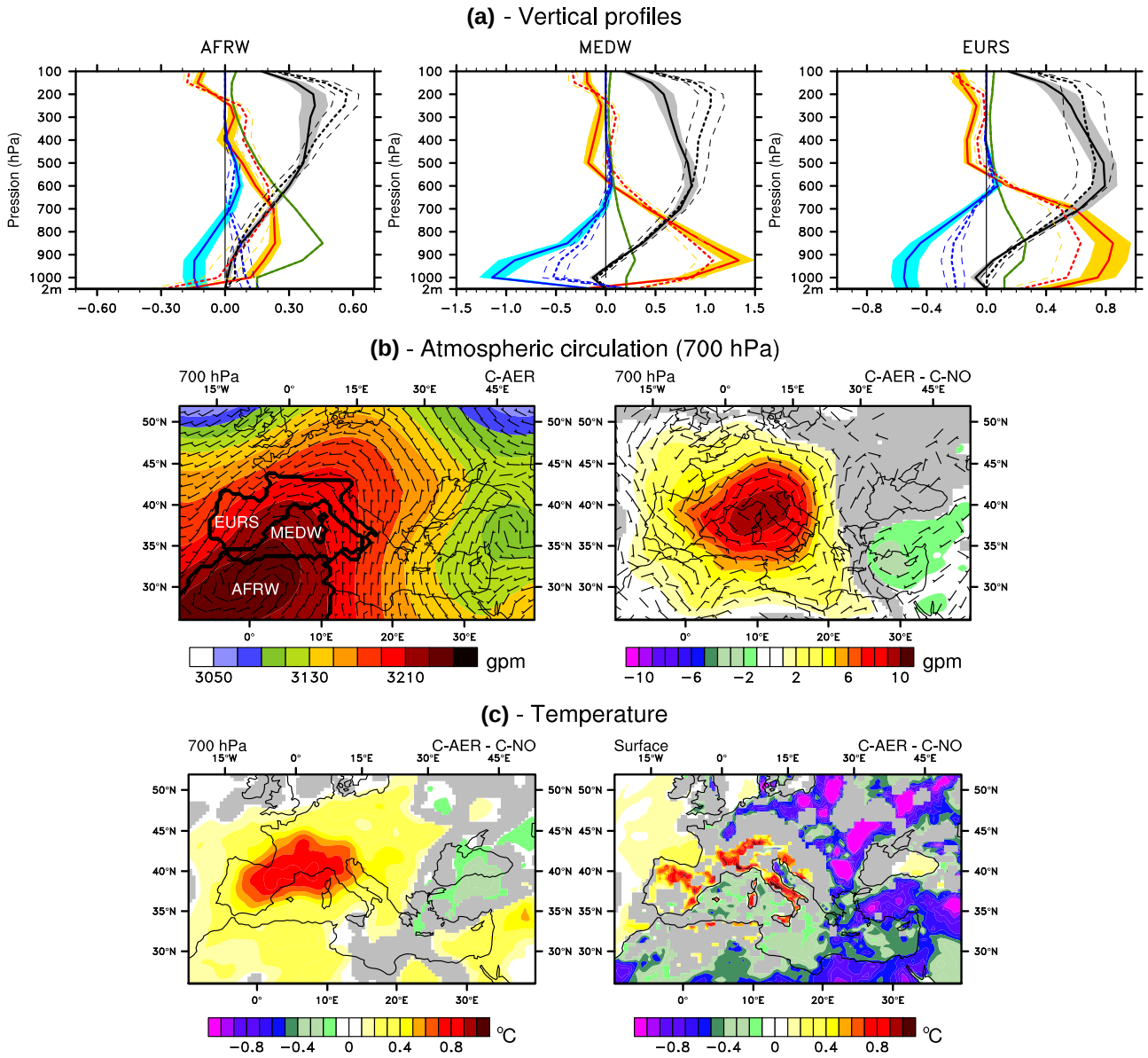

Fig. 16 Vertical profiles (**a**), atmospheric circulation (**b**) and aerosol effect on temperature (**c**) over the Mediterranean in July 2006. Profiles are calculated over Souther Europe (EURS), the western Mediterranean Sea (MEDW) and northwestern Africa (AFRW) using the same legend as Fig. 14a. Atmospheric circulation (**b**) is represented with geopotential at 700 hPa (gpm, *color*) and wind barbs (m/s) at 700 hPa for the C-AER simulation (*left*), and the difference between C-AER and C-NO (*right*). The aerosol effect on temperature (°C, **c**) is given by the difference between C-AER and C-NO at 700 hPa (*left*) and at the surface (*right*). Only significant values at the level 0.05 are plotted

biogeochemical effects could also be investigated provided a biogeochemistry model is included in the regional coupled system model.

Acknowledgments We would like to thank Meteo-France for the financial support of the first author. This work is part of the Med-CORDEX initiative (www.medcordex.eu) and a contribution to the HyMeX and ChArMEx programmes. This research has received funding from the French National Research Agency (ANR) projects ADRIMED (contract ANR-11-BS56-0006) and REMEMBER (contract ANR-12-SENV-0001), as well as from the FP7 European Commission project CLIMRUN (contract FP7-ENV-2010-265192). We would like also to thank all the organizations that provide us with data used in this study, notably the NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center, the National Center for Atmospheric Research and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License which permits any use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and the source are credited.

References

Albrecht BA (1989) Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. Science 245:1227–1230. doi:10.1126/science.245.4923.1227

Allen RJ, Sherwood SC (2010) Aerosol-cloud semi-direct effect and land-sea temperature contrast in a gcm. Geophys Res Lett 37(L07):702. doi:10.1029/2010GL042759

Artale V, Calmanti S, Carillo A, Dell'Aquila A, Herrmann M, Pisacane G, Ruti PM, Sannino G, Struglia MV, Giorgi F, Bi X, Pal JS, Rauscher S (2010) An atmosphere-ocean regional climate model for the mediterranean area: assessment of a present climate simulation. Clim Dyn 35(5):721–740. doi:10.1007/s00382-009-0691-8

Balmaseda MA, Mogensen K, Molteni F, Weaver AT (2010) The nemovar-combine ocean re-analysis. Tech. Rep. 1, COMBINE

Bangert M, Kottmeier C, Vogel B, Vogel H (2011) Regional scale effects of the aerosol cloud interaction simulated with an online coupled comprehensive chemistry model. Atmos Chem Phys 11:4411–4423. doi:10.5194/acp-12-4045-2012

Basart S, Pérez C, Cuevas E, Baldasano JM, Gobbi GP (2009) Aerosol characterization in northern africa, northeastern atlantic, mediterranean basin and middle east from direct-sun aeronet observations. Atmos Chem Phys 9:8265–8282

Benas N, Hatzianastassiou N, Matsoukas C, Fotiadi A, Mihalopoulos N, Vardavas I (2011) Aerosol shortwave direct radiative effect and forcing based on modis level 2 data in the eastern mediterranean (crete). Atmos Chem Phys 11:12,647–12,662. doi:10.5194/acp-11-12647-2011

Benedetti A, Kaiser JW, Morcrette JJ (2011) [global climate] aerosols [in "state of the climate in 2010"]. Bull Am Meteorol Soc 92(6):S65–S67

Bergamo A, Tafuro AM, Kinne S, Tomasi FD, Perrone MR (2008) Monthly-averaged anthropogenic aerosol direct radiative forcing over the mediterranean based on aeronet aerosol properties. Atmos Chem Phys 8:6995–7014

Berry DI, Kent EC (2009) A new air-sea interaction gridded dataset from icoads with uncertainty estimates. Bull Am Meteorol Soc 90:645–656. doi:10.1175/2008BAMS2639.1

Beuvier J, Sevault F, Herrmann M, Kontoyiannis H, Ludwig W, Rixen M, Stanev E, Béranger K, Somot S (2010) Modeling the mediterranean sea interannual variability during 1961–2000: focus on the eastern mediterranean transient. J Geophys Res 115(C08):017. doi:10.1029/2009JC005950

Carslaw KS, Lee LA, Reddington CL, Pringle KJ, Rap A, Forster PM, Mann GW, Spracklen DV, Woodhouse MT, Regayre LA, Pierce JR (2013) Large contribution of natural aerosols to uncertainty in indirect forcing. Nature 503:67–79. doi:10.1038/nature12674

Christensen OB, Gaertner MA, Prego JA, Polcher J (2001) Internal variability of regional climate models. Clim Dyn 17:875–887

Coakley JA, Cess RD, Yurevich FB (1983) The effect of tropospheric aerosols on the earths radiation budget: a parameterization for climate models. J Atmos Sci 40:116–138

Colin J, Déqué M, Radu R, Somot S (2010) Sensitivity study of heavy precipitation in limited area model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. Tellus 62A:591–604

Decharme B, Alkama R, Douville H, Becker M, Cazenave A (2010) Global evaluation of the isba-trip continental hydrological system. part ii: Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. Bull Am Meteorol Soc 11:601–617. doi:10.1175/2010JHM1212.1

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimbergere L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen L, Kallberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanzf BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnaya P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F (2011) The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q J R Meteorol Soc 137:553–597. doi:10.1002/qj.828

Déqué M, Somot S (2008) Extreme precipitation and high resolution with aladin. Idöjaras QJ Hung Meteorol Serv 112(3–4):179–190

Dufresne JL, Gautier C, Ricchiazzi P (2002) Longwave scattering effects of mineral aerosols. J Atmos Sci 59:1959–1966. doi:10.1175/1520-0469(2002)059<1959:LSEOMA>2.0.CO;2

Ekman AML, Rodhe H (2003) Regional temperature response due to indirect sulfate aerosol forcing: impact of model resolution. Clim Dyn 21:1–10. doi:10.1007/s00382-003-0311-y

Evan AT, Vimont DJ, Heindiger AK, Kossin JP, Bennartz R (2009) The role of aerosols in the evolution of tropical north atlantic ocean temperature anomalies. Science 324:778–781. doi:10.1126/science.1167404

Evan AT, Foltz GR, Zhang D, Vimont DJ (2011) Influence of african dust on ocean–atmosphere variability in the tropical atlantic. Nat Geosci 4:762–765. doi:10.1038/NGEO1276

Farda A, Déqué M, Somot S, Horanyi A, Spiridonov V, Toth H (2010) Model aladin as regional climate model for central and eastern europe. Studia Geophysica et Geodaetica 54:313–332. doi:10.1007/s11200-010-0017-7

Formenti P, Boucher O, Reiner T, Sprung D, Andreae MO, Wendisch M, Wex H, Kindred D, Tzortziou M, Vasaras A, Zerefos C (2002) Staaarte-med 1998 summer airborne measurements over the aegean sea 2. Aerosol scattering and absorption, and radiative calculations. J Geophys Res 107:D21. doi:10.1029/2001JD001536

Gao X, Pal JS, Giorgi F (2006) Projected changes in mean and extreme precipitation over the mediterranean region from a high resolution double nested rcm simulation. Geophys Res Lett 33(L03):706. doi:10.1029/2005GL024954

Geleyn J (1988) Interpolation of wind, temperature and humidity values from model levels to the height of measurement. Tellus 40A:347–351

Gibelin AL, Déqué M (2003) Anthropogenic climate change over the mediterranean region simulated by a global variable resolution model. Clim Dyn 20(4):327–339. doi:10.1007/s00382-002-0277-1

Gilgen H, Ohmura A (1999) The global energy balance archive. Bull Am Meteorol Soc 80:831

Giorgi F, Lionello P (2008) Climate change projections for the mediterranean region. Glob Planet Change 63:90–104. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.09.005

Giorgi F, Bi X, Qian Y (2002) Direct radiative forcing and regional climatic effects of anthropogenic aerosols over east asia: a regional coupled climate-chemistry/aerosol model study. J Geophys Res 107:D20. doi:10.1029/2001JD001066

Giorgi F, Bi X, Qian Y (2003) Indirect vs. direct effects of anthropogenic sulfate on the climate of east asia as simulated with a regional coupled climate-chemistry/aerosol model. Clim Change 58:345–376

Giorgi F, Coppola E, Solmon F, Mariotti L, Sylla MB, Bi X, Elguindi N, Diro GT, Nair V, Giuliani G, Cozzini S, Guettler I, O'Brien TA, Tawfik AB, Shalaby A, Zakey AS, Steiner AL, Stordal F, Sloan LC, Brankovic C (2012) Regcm4: model description and preliminary tests over multiple cordex domains. Clim Res 52:7–29. doi:10.3354/cr01018

Gkikas A, Houssos E, Hatzianastassiou N, Papadimas C, Bartzokas A (2012) Synoptic conditions favouring the occurrence of aerosol episodes over the broader mediterranean basin. Q J R Meteorol Soc 138:932–949. doi:10.1002/qj.978

Guieu C, Dulac F, Desboeufs K, Wagener T, Pulido-Villena E, Grisoni JM, Louis F, Ridame C, Blain S, Brunet C, Nguyen EB, Tran S, Labiadh M, Dominici JM (2010) Large clean mesocosms and simulated dust deposition: a new methodology to investigate responses of marine oligotrophic ecosystems to atmospheric inputs. Biogeosciences 7:2765–2784. doi:10.5194/bg-7-2765-2010

Hagemann S, Machenhauer B, Jones R, Christensen OB, Deque M, Jacob D, Vidale PL (2004) Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over europe. Clim Dyn 23:547–567. doi:10.1007/s00382-004-0444-7

Hansen J, Sato M, Ruedy R (1997) Radiative forcing and climate response. J Geophys Res 102:6831–6864. doi:10.1029/96JD03436

Harris I, Jones P, Osborn T, Lister D (2013) Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the cru ts3.10 dataset. Int J Climatol 34:623–642. doi:10.1002/joc.3711

Haylock MR, Hofstra N, Tank AMGK, Klok EJ, Jones PD, New M (2008) A european daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation. J Geophys Res 113(D20): 119. doi:10.1029/2008JD010201

Herrmann M, Somot S, Calmanti S, Dubois C, Sevault F (2011) Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the mediterranean sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate model configuration. Nat Hazards Earth Syst Sci 11:1983–2001. doi:10.5194/nhess-11-1983-2011

Hsieh WC, Collins WD, Liu Y, Chiang JCH, Shie CL, Caldeira K, Cao L (2013) Climate response due to carbonaceous aerosols and aerosol-induced sst effects in ncar community atmospheric model cam3.5. Atmos Chem Phys 13:7489–7510. doi:10.5194/acp-13-7489-2013

IPCC (2007) Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, core writing team, pachauri, r.k and reisinger, a. edn. IPCC, Geneva, Switzerland

Kaufman YJ, Tanré D, Boucher O (2002) A satellite view of aerosolsin the climate system. Nature 419:215–223

Krzic A, Tosic I, Djurdjevic V, Veljovic K, Rajkovic B (2011) Changes in climate indices for serbia according to the sres-a1b and sres-a2 scenarios. Clim Res 49:73–86. doi:10.3354/cr01008

Laprise R (2008) Regional climate modelling. J Comput Phys 227:3641–3666

Lelieveld J, Berresheim H, Borrmann S, Crutzen PJ, Dentener FJ, Fischer H, Feichter J, Flatau PJ, Heland J, Holzinger R, Korrmann R, Lawrence MG, Levin Z, Markowicz KM, Mihalopoulos N, Minikin A, Ramanathan V, de Reus M, Roelofs GJ, Scheeren HA, Sciare J, Schlager H, Schultz M, Siegmund P, Steil B, Stephanou EG, Stier P, Traub M, Warneke C, Williams J, Ziereis H (2002) Global air pollution crossroads over the mediterranean. Science 298:794–799. doi:10.1126/science.1075457

Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R, Alpert P, Artale V, Li L, Luterbacher J, May W, Trigo R, Tsimplis M, Ulbrich U, Xoplaki E (2006) The mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues. Dev Earth Environ Sci 4:1–26. doi:10.1016/S1571-9197(06)80003-0

Loeb NG, Wielicki BA, Doelling DR, Smith GL, Keyes DF, Kato S, Manalo-Smith N, Wong T (2009) Toward optimal closure of the earth's top-of-atmosphere radiation budget. J Clim 22:748–766. doi:10.1175/2008JCLI2637.1

Lohmann U, Feichter J (2005) Global indirect aerosol effects: a review. Atmos Chem Phys 5:715–737. doi:10.5194/acp-5-715-2005

Louis J (1979) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. Bound-Lay Meteorol 17:187–202

Lucas-Picher P, Caya D, de Elía R, Laprise R (2008) Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. Clim Dyn 31:927–940. doi:10.1007/s00382-008-0384-8

L'Hévéder B, Li L, Sevault F, Somot S (2012) Interannual variability of deep convection in the northwestern mediterranean simulated with a coupled aorcm. Clim Dyn pp 1–24: doi:10.1007/s00382-012-1527-5

Madec G (2008) Nemo ocean engine. Tech. rep, IPSL

Mallet M, Pont V, Liousse C, Roger JC, Dubuisson P (2006) Simulation of aerosol radiative properties with the orisam-rad model during a pollution event (escompte 2001). Atmos Environ 40:7696–7705. doi:10.1016/j.atmosenv.2006.08.031

Mariotti A, Dell'Aquila A (2012) Decadal climate variability in the mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes. Clim Dyn 38:1129–1145. doi:10.1007/s00382-011-1056-7

Markowicz KM, Flatau PJ, Ramana W, Crutzen PJ, Ramanathan V (2002) Absorbing mediterranean aerosols lead to a large reduction in the solar radiation at the surface. Geophys Res Lett 29:1968. doi:10.1029/2002GL015767

Martinez-Avellaneda N, Serra N, Minnett PJ, Stammer D (2010) Response of the eastern subtropical atlantic sst to saharan dust: a modeling and observational study. J Geophys Res 115(C08):015. doi:10.1029/2009JC005692

Marullo S, Nardelli BB, Guarracino M, Santoleri R (2007) Observing the mediterranean sea from space: 21 years of pathfinder-avhrr sea surface temperatures (1985 to 2005): re-analysis and validation. Ocean sc 3:299–310

Meier J, Tegen I, Heinold B, Wolke R (2012) Direct and semi-direct radiative effects of absorbing aerosols in europe: results from a regional model. Geophys Res Lett 39(L09):802. doi:10.1029/2012GL050994

Meloni D, Sarra AD, DeLuisi J, Iorio TD, Fiocco G, Junkermann W, Pace G (2003) Tropospheric aerosols in the mediterranean: 2. Radiative effects through model simulations and measurements. J Geophys Res 108:4317. doi:10.1029/2002JD002807

Meloni D, di Sarra A, Iorio TD, Fiocco G (2004) Direct radiative forcing of saharan dust in the mediterranean from measurements at lampedusa island and misr space-borne observations. J Geophys Res 109(D08):206. doi:10.1029/2003JD003960

Miller RL, Tegen I (1998) Climate response to soil dust aerosols. J Clim 11:3247–3267. doi:10.1175/1520-0442(1998)011<3247:CRTSDA>2.0.CO;2

Mitchell JMJ (1971) The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. J Appl Meteorol 10:703–714

Morcrette JJ (1989) Description of the radiation scheme in the ecmwf model. Tech. rep, ECMWF

Moulin C, Lambert CE, Dayan U, Masson V, Ramonet M, Bousquet P, Legrand M, Balkanski YJ, Guelle W, Marticorena B, Bergametti G, Dulac F (1998) Satellite climatology of african dust transport in the mediterranean atmosphere. J Geophys Res 103:13,137–13,144. doi:10.1029/98JD00171

Nabat P, Solmon F, Mallet M, Kok JF, Somot S (2012) Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the mediterranean region: a regional climate model approach. Atmos Chem Phys 12:10,545–10,567. doi:10.5194/acp-12-10545-2012

Nabat P, Somot S, Mallet M, Chiapello I, Morcrette JJ, Solmon F, Szopa S, Dulac F, Collins W, Ghan S, Horowitz LW, Lamarque JF, Lee YH, Naik V, Nagashima T, Shindell D, 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. Atmos Meas Tech 6:1287–1314. doi:10.5194/amt-6-1287-2013

Noilhan J, Mahfouf JF (1996) The isba land surface parameterisation scheme. Global Planet Change 13:145–159. doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7

Ohmura A, Dutton EG, Forgan B, Fröhlich C, Gilgen H, Hegner H, Heimo A, König-Langlo G, McArthur B, Müller G, Philipona R, Pinker R, Whitlock CH, Dehne K, Wild M (1998) Baseline surface radiation network (bsrn/wcrp): new precision radiometry for climate research. Bull Am Meteorol Soc 79:2115

Oki T, Sud YC (1998) Design of total runoff integrating pathways (trip)-a global river channel network. Earth Interact 2:1–36

Papadimas CD, Hatzianastassiou N, Matsoukas C, Kanakidou M, Mihalopoulos N, Vardavas I (2012) The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader mediterranean basin. Atmos Chem Phys 12:7165–7185. doi:10.5194/acp-12-7165-2012

Radu R, Déqué M, Somot S (2008) Spectral nudging in a spectral regional climate model. Tellus 60A:898–910. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00341.x

Rebetez M, Dupont O, Giroud M (2008) An analysis of the July 2006 heatwave extent in europe compared to the record year of 2003. Theor Appl Climatol 95:1–7. doi:10.1007/s00704-007-0370-9

Rodá F, Bellot J, Avila A, Escarré A, nol JP, Terradas J (1993) Saharan dust and the atmospheric inputs of elements and alkalinity to mediterranean ecosystems. Water Air Soil Pollut 66(3–4):277–288. doi:10.1007/BF00479851

Roger JC, Mallet M, Dubuisson P, Cachier H, Vermote E, Dubovik O, Despiau S (2006) A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing: application to an urban zone during the expérience sur site pour contraindre les modèles de pollution et de transport d'emission (escompte) experiment. J Geophys Res 111(D13):208. doi:10.1029/2005JD006361

Rosenfeld D, Rudich Y, Lahav R (2001) Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop. Proc Natl Acad Sci USA 98:5975–5980. doi:10.1073/pnas.101122798

Sanchez-Gomez E, Somot S, Josey SA, Dubois C, Elguindi N, Déqué M (2011) Evaluation of mediterranean sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. Clim Dyn 37:2067–2086. doi:10.1007/s00382-011-1012-6

Santese M, Perrone MR, Zakey AS, Tomasi FD, Giorgi F (2010) Modeling of saharan dust outbreaks over the mediterranean by regcm3: case studies. Atmos Chem Phys 10:133–156

Schneider U, Fuchs T, Meyer-Christoffer A, Rudolf B (2008) Global precipitation analysis products of the gpcc. Tech. rep., Deutscher Wetterdienst, Offenbach a. M., Germany

Schroeder K, Ribotti A, Borghini M, Sorgente R, Perilli A, Gasparini GP (2008) An extensive western mediterranean deep water renewal between 2004 and 2006. Geophys Res Lett 35(L18):605. doi:10.1029/2008GL035146

Sevault F, Somot S, Alias A, Dubois C, Lebeaupin-Brossier C, Nabat P, Adloff F, Déqué M (2013) A numerical simulation of the 1980–2011 era-interim period for the mediterranean with the regional climate system model cnrm-rcsm4. Tech. Rep. 31, CNRM, Météo France

Somot S, Sevault F, Déqué M (2006) Transient climate change scenario simulation of the mediterranean sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. Clim Dyn 27:851–879. doi:10.1007/s00382-006-0167-z

Somot S, Sevault F, Déqué M, Crépon M (2008) 21st century climate change scenario for the mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. Global Planet Change 63:112–126. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.003

Spyrou C, Kallos G, Mitsakou C, Athanasiadis P, Kalogeri C, Iacono M (2013) Modeling the radiative effects of desert dust on weather and regional climate. Atmos Chem Phys 13:5489–5504. doi:10.5194/acp-13-5489-2013

Stackhouse PW, Gupta SK, Cox SJ, Chiacchio M, Mikovitz C (2000) The wcrp/gewex surface radiation budget project release 2: an assessment of surface fluxes at 1 degree resolution. In: Smith WL and Timofeyev YM (eds) Symposium international radiation, 2000: current problems in atmospheric radiation. St. Petersburg, Russia

Szczypta C, Decharme B, Carrer D, Calvet JC, Lafont S, Somot S, Faroux S, Martin E (2012) Impact of precipitation and land biophysical variables on the simulated discharge of european and mediterranean rivers. Hydrol Earth Syst Sci 16:3351–3370. doi:10.5194/hess-16-3351-2012

Tegen I, Hollrig P, Chin M, Fung I, Jacob D, Penner J (1997) Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: estimates from model results. J Geophys Res 102:23,895–23,915

Twomey S (1977) The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. J Atmos Sci 34:1149–1152

Valcke S (2013) The oasis3 coupler: a European climate modelling community software. Geosci Model Dev 6:373–388. doi:10.5194/gmd-6-373-2013

Vogel B, Vogel H, Bümer D, Bangert M, Lundgren K, Rinke R, Stanelle T (2009) The comprehensive model system cosmo-art - radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale. Atmos Chem Phys 9:8661–8680. doi:10.5194/acp-9-8661-2009

Voldoire A, Sanchez-Gomez E, y Mélia DS, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Beau I, Alias A, Chevallier M, Déqué M, Deshayes J, Douville H, Fernandez E, Madec G, Maisonnave E, Moine MP, Planton S, Saint-Martin D, Szopa S, Tyteca S, Alkama R, Belamari S, Braun A, Coquart L, Chauvin F (2012) The cnrm-cm5.1 global climate model: description and basic evaluation. Clim Dyn 40. doi:10.1007/s00382-011-1259-y

Wild M (2008) Short-wave and long-wave surface radiation budgets in gcms: a review based on the ipcc-ar4/cmip3 models. Tellus 60:932–945. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00342.x

Wild M, Ohmura A, Gilgen H, Roeckner E (1995) Validation of general circulation model radiative fluxes using surface observations. J Clim 8:1309–1324. doi:10.1175/1520-0442

Wild M, Dümenil L, Schulz JP (1996) Regional climate simulation with a high resolution GCM: surface hydrology. Clim Dyn 12:755–774

Wild M, Ohmura A, Gilgen H, Morcrette JJ, Slingo A (2001) Evaluation of downward longwave radiation in general circulation models. J Clim 14:3227–3239. doi:10.1175/1520-0442(2001)014

Wild M, Long CN, Ohmura A (2006) Evaluation of clear-sky solar fluxes in gcms participating in amip and ipcc-ar4 from a surface perspective. J Geophys Res 111(D01):104. doi:10.1029/2005JD006118

Yu L, Jin X, Weller RA (2008) Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (oaflux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Tech. rep., Woods Hole Oceanographic Institution OAFlux Project Technical Report (OA-2008-01)

Yue X, Liao H (2012) Climatic responses to the shortwave and longwave direct radiative effects of sea salt aerosol in present day and the last glacial maximum. Clim Dyn 39:3019–3040. doi:10.1007/s00382-012-1312-5

Yue X, Liao H, Wang HJ, Li SL, Tang JP (2011) Role of sea surface temperature responses in simulation of the climatic effect of mineral dust aerosol. Atmos Chem Phys 11:6049–6062. doi:10.5194/acp-11-6049-2011

Zanis P (2009) A study on the direct effect of anthropogenic aerosols on near surface air temperature over southeastern europe during

summer 2000 based on regional climate modeling. Annales Geophysicae 27:3977–3988

Zanis P, Ntogras C, Zakey A, Pytharoulis I, Karacostas T (2012) Regional climate feedback of anthropogenic aerosols over europe using regcm3. Clim Res 52:267–278. doi:10.3354/cr01070

Zhang YC, Rossow WB, Lacis AA, Oinas V, Mishchenko MI (2004) Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on isccp and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. J Geophys Res 109:D19. doi:10.1029/2003JD004457

Zubler EM, Folini D, Lohmann U, Lüthi D, Schär C, Wild M (2011) Simulation of dimming and brightening in europe from 1958 to 2001 using a regional climate model. J Geophys Res 116(D18): 205. doi:10.1029/2010JD015396

3.3. Analyse complémentaire

À la suite de cet article, on apporte ici quelques précisions sur deux composantes des simulations couplées sur lesquelles les aérosols peuvent avoir des effets : le débit interactif des rivières et la convection océanique.

3.3.1. Effets des aérosols sur les rivières

Le système CNRM-RCSM4 utilisé pour cette étude inclut un couplage avec les rivières (schéma TRIP), dans la mesure où les précipitations continentales alimentent les fleuves et les rivières se jetant ensuite dans la mer Méditerranée ou la mer Noire. On a ainsi mentionné dans l'article ci-dessus que le runoff total de la mer Méditerranée simulé dans la simulation C-AER avait diminué de 0.01 mm/jour par rapport à la simulation C-NO, soit une baisse d'environ 2%. Cette diminution est la conséquence de la réduction des précipitations continentales dans C-AER, elle-même liée au refroidissement général en surface. On se propose ici de confronter cette estimation de l'effet des aérosols sur le runoff total avec celui sur le débit des principaux fleuves du bassin : le Danube, le Rhône et le Pô. On rappelle en effet que le Nil n'est pas pris en compte de manière interactive, à cause des activités anthropiques importantes (barrages, irrigation) qui perturbent son cycle naturel.

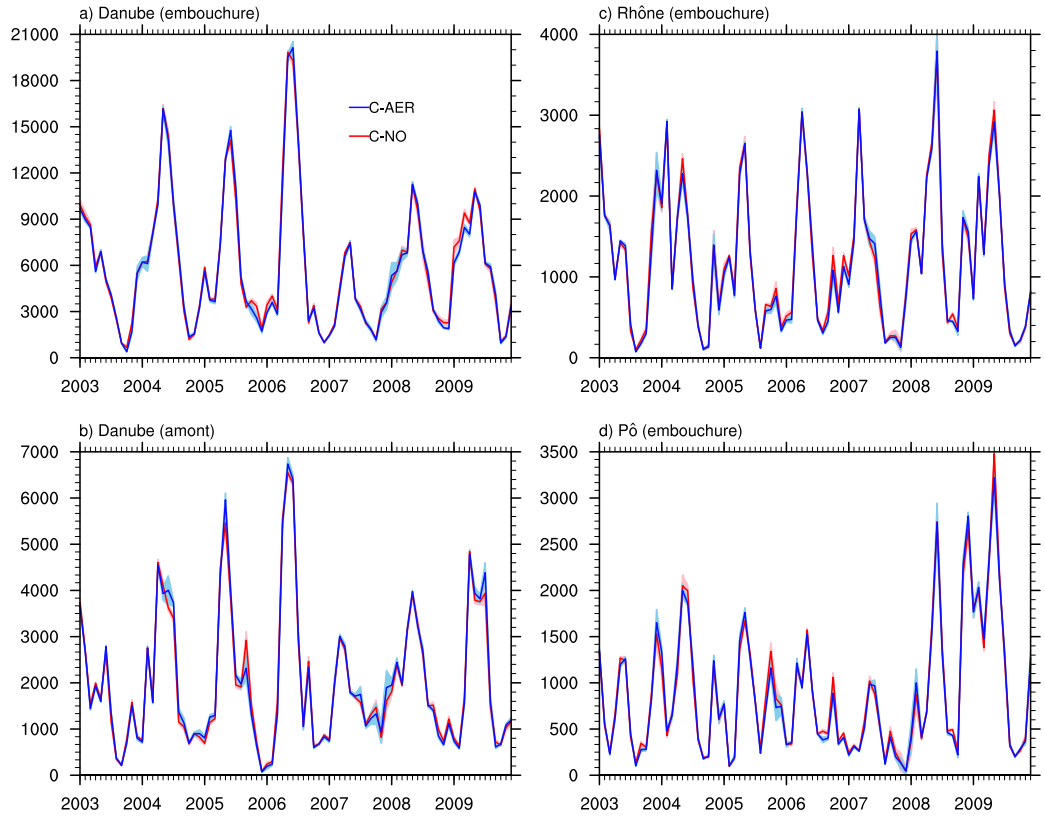

FIGURE 3.17: Débits moyens mensuels (en m^3/s) pour les ensembles de simulations C-AER (bleu) et C-NO (rouge). L'intervalle de confiance au niveau 0.05 calculé à partir des membres des ensembles a été ajouté autour des courbes. Les débits sont relevés pour le Danube : à son embouchure (a, 45.25°N, 29.25°E) et à un point en amont (b, 47.25°N, 19.25°E), pour le Rhône à son embouchure (c, 43.25°N, 4.75°E) et pour le Pô à son embouchure (d, 44.75°N, 12.25°E).

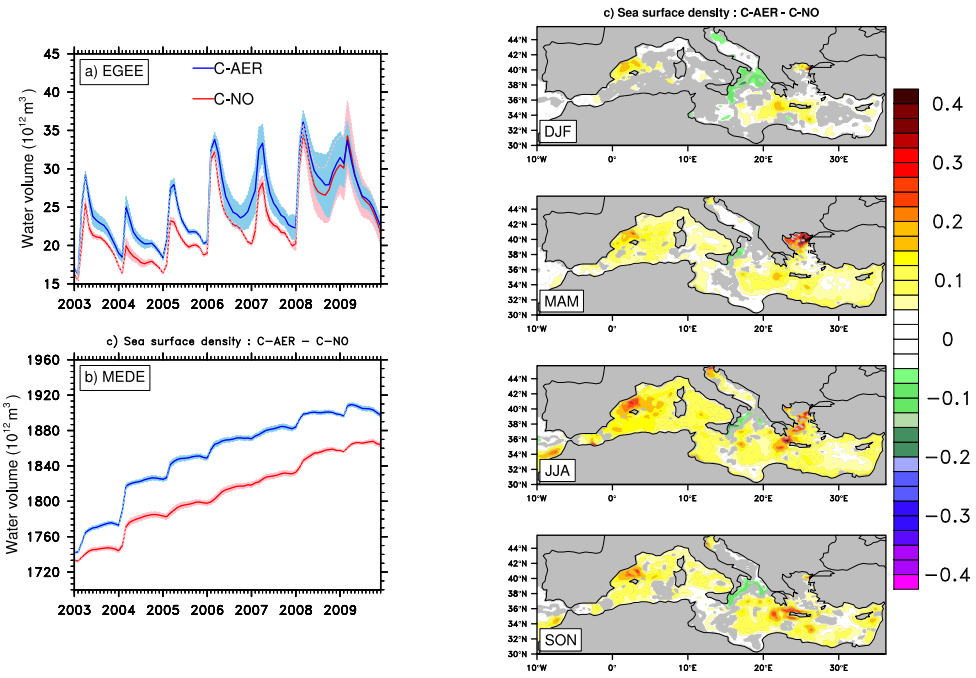

FIGURE 3.18: a) Volume d'eau (10^{12} m^3) mensuel ayant une densité supérieure à 29.3 kg/m^3 dans la mer Égée pour les simulations C-AER (bleu) et C-NO (rouge). L'intervalle de confiance au niveau 0.05 calculé à partir des membres des ensembles a été ajouté autour des courbes. b) Idem mais pour le volume d'eau (10^{12} m^3) ayant une densité supérieure à 29.2 kg/m^3 dans le bassin méditerranéen oriental (MEDE). c) Différences saisonnières moyennes de densité (kg.m^{-3}) entre les simulations C-AER et C-NO.

La figure 3.17 présente les débits simulés dans C-AER et C-NO pour les embouchures des fleuves cités ci-dessus. On constate à première vue qu'il n'y a pas de différences significatives entre les deux simulations, puisque les courbes des moyennes des simulations sont souvent confondues, et ne sortent que rarement des intervalles de confiance à 95% calculés grâce aux membres des ensembles. Cependant, il peut arriver qu'on observe dans quelques cas un décalage entre les deux simulations, notamment au début ou à la fin de la saison humide. Par exemple, au début de l'hiver 2009, le débit à l'embouchure du Danube est réduit d'environ 10% dans C-AER pendant trois mois. Le même phénomène a eu lieu à l'automne 2005, mais aussi à l'embouchure du Rhône à l'automne 2006 ou à l'embouchure du Pô au printemps 2004. On n'a toutefois pas réussi à mettre en évidence un lien physique entre ces différences de débit et les anomalies mensuelles d'épaisseur optique à ces moments-là. Une étude de cas spécifique serait nécessaire pour mieux comprendre ce phénomène.

3.3.2. Aérosols et convection océanique

Par ailleurs, on a démontré précédemment que le refroidissement causé par les aérosols à la surface de la mer Méditerranée entraînait une diminution de la température de surface de la mer. Ce refroidissement affecte en fait plusieurs dizaines de mètres, ce qui provoque une augmentation de la convection océanique par augmentation de la densité des eaux de surface, le refroidissement l'emportant en moyenne sur la diminution de salinité causée par les aérosols. La figure 3.18 c) montre ainsi la répartition spatiale et saisonnière de cette augmentation de densité à la surface. Celle-ci est maximale en été, en lien avec le refroidissement de la surface et

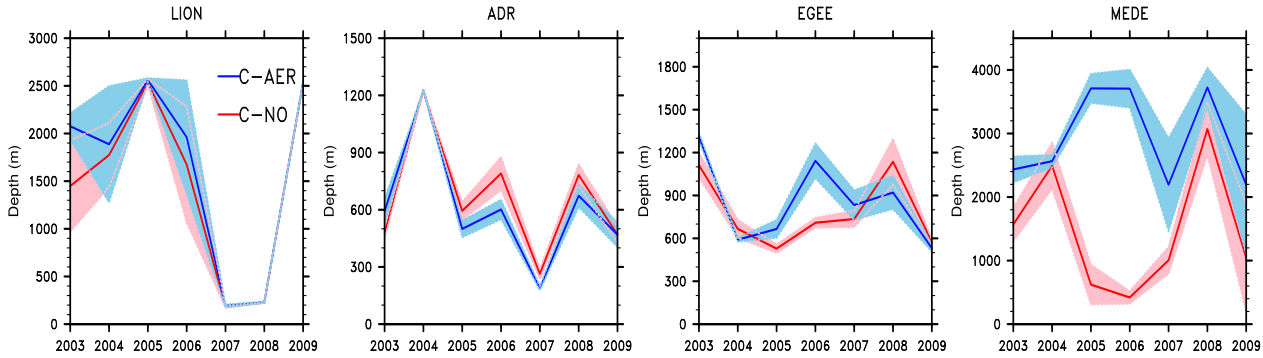

FIGURE 3.19: Profondeur maximale de la couche de mélange atteinte par année dans les simulations C-AER et C-NO au niveau du golfe du Lion, de la mer Adriatique, de la mer Égée et du bassin méditerranéen oriental.

les fortes charges en aérosols. De plus, on peut noter que la densité de surface subit une forte hausse dans C-AER par rapport à C-NO au printemps en mer Égée. La figure 3.18 a) confirme en effet que les volumes d'eau dense formée sont plus élevés en présence d'aérosols. Le bassin oriental (figure 3.18 c) est affecté par le même mécanisme. Enfin, on a remarqué qu'en hiver, la mer Adriatique et le nord du bassin ionien connaissaient une densité de surface plus faible dans C-AER que dans C-NO. Dans ce cas seulement, l'effet de la diminution de salinité par les aérosols l'emporte ainsi sur l'effet de la diminution de la SST. Des modifications des courants océaniques superficiels peuvent aussi jouer un rôle dans ces différences de densité.

En outre, l'amplification de la convection océanique par les aérosols peut aussi se voir sur les maxima annuels de la profondeur de la couche de mélange (figure 3.19). En effet, chaque hiver les conditions météorologiques (vent fort, températures froides, ...) entraînent un mélange important dans les couches superficielles de la mer Méditerranée, ce qui a pour conséquence d'augmenter l'épaisseur de la couche de mélange. Ce phénomène est cependant soumis à une forte variabilité interannuelle, notamment dans le golfe du Lion. On a ainsi observé que certains hivers, par exemple en 2005, la convection atteignait le fond de la mer, alors que pour d'autres elle restait peu profonde comme en 2008. Le modèle CNRM-RCSM4 arrive assez bien à reproduire cette variabilité interannuelle pour le golfe du Lion. On note aussi que la présence des aérosols peut jouer un rôle important certaines années, comme en 2003. Les membres de l'ensemble permettent aussi de bien différencier les années où les conditions atmosphériques imposent clairement l'intensité de la convection, élevée (2005) ou faible (2008), et celles où il existe plus d'incertitudes (2006). Des études de cas spécifiques pourraient permettre de mieux comprendre ces différences. Les autres bassins (mer Adriatique, mer Égée, bassin oriental) connaissent aussi le même type de mécanismes. Notons que la précision actuelle des observations (couverture spatio-temporelle limitée) ne permet pas de déterminer quelle simulation est la plus réaliste du point de vue de la convection océanique.

Il faut donc retenir que les aérosols peuvent avoir un impact sur la convection océanique à travers des modifications de la salinité et de la température en surface, et que les ensembles de simulation apportent des informations intéressantes sur les incertitudes associées.

3.4. Conclusions et perspectives

Ce chapitre nous a donc permis de montrer les effets radiatifs direct et semi-direct des aérosols en Méditerranée, caractérisés par un refroidissement moyen en surface (continentale et maritime) et une réduction de l'activité du cycle hydrologique. On a également pu montrer le rôle de la diminution de la SST par les aérosols dans certaines situations, comme l'action des poussières désertiques dans le bassin oriental combinée aux vents de nord, ou l'effet des poussières conjugué aux vagues de chaleur en Europe de l'ouest. Un point majeur de cette étude est ainsi la mise en évidence du rôle de la SST et de la mer Méditerranée dans la réponse du climat aux aérosols. Le modèle couplé CNRM-RCSM4 a aussi permis pour la première fois de démontrer les interactions entre l'effet radiatif des aérosols et la dynamique océanique. On espère ainsi que d'autres études aérosols-climat pourront se mettre en place en utilisant les modèles couplés existants dans l'exercice Med-CORDEX, afin de confirmer ou remettre en question les résultats obtenus ici. Certains modèles (RegCM-4, COSMO) sont en effet très proches de pouvoir réaliser des simulations équivalentes à celles montrées ici.

La meilleure prise en compte des effets des aérosols permet de réduire certains biais du modèle, comme le rayonnement (SW et LW), le cycle saisonnier et la structure spatiale de la SST. Néanmoins, d'autres paramètres comme le biais de la SST sont détériorés.

En outre, les simulations d'ensemble ont permis de prouver la robustesse de ces résultats. Utiliser différents membres créés à partir de conditions initiales différentes permet en effet de tenir compte de la variabilité interne du modèle régional, et de ne garder ainsi que les signaux significatifs.

Par ailleurs, ce travail ouvre la voie à de nombreuses perspectives. On pourrait par exemple reconsidérer ces résultats à la lumière d'un schéma interactif d'aérosols qui permettra de mieux prendre en compte les processus liés aux aérosols à plus haute résolution temporelle. Dans ce cas, on pourrait aussi augmenter la fréquence de couplage entre l'océan et l'atmosphère. On pourrait aussi approfondir les études de cas concernant le rôle des aérosols méditerranéens sur les canicules européennes et sur l'advection d'humidité dans l'est du bassin. Le lien entre aérosols et pluies extrêmes pourrait également être considéré. Des premières réponses à ces questions seront proposées dans les chapitres 5 et 6.

De plus, la résolution verticale de l'océan, notamment près de la surface, est une autre limite de notre estimation de l'effet des aérosols sur la surface de la mer. En effet, on peut penser qu'il est plus difficile de refroidir une couche de six mètres d'épaisseur. Une meilleure résolution des premiers mètres de l'océan comme cela est prévu dans la future version de NEMOMED, devrait donc permettre de mieux prendre en compte le refroidissement associé au forçage radiatif des aérosols. L'étude de l'effet des dépôts des aérosols désertiques sur la mer Méditerranée d'un point de vue biogéochimique est une autre perspective à ce travail, d'autant plus qu'un couplage entre les modèles NEMOMED et PISCES a récemment été réalisé dans le cadre de la thèse de Julien Palmieri au LSCE.

Enfin, il ne faut pas oublier de mentionner les effets indirects des aérosols qui sont très peu pris en compte dans cette étude. Seul le premier effet indirect, à savoir une augmentation du nombre de gouttelettes à contenu en eau liquide constant, est paramétré dans ALADIN-Climat. Les autres effets (second effet indirect, interactions avec les noyaux de congélation, etc.) pourraient en effet être ajoutés à l'avenir, mais il reste toujours de nombreuses incertitudes dans leur représentation dans les modèles de climat. Un tel travail nécessiterait donc une étude à part entière.

CHAPITRE IV
Impact de la diminution des sulfates sur les tendances climatiques depuis les années 1980

4.1 Résumé de l'article 103
4.2 Contribution des aérosols sulfatés aux tendances climatiques euro-méditerranéennes (article) 105
Abstract 106
1. Introduction 106
2. Methodology 107
3. Aerosols and radiation trends 108
4. Aerosols and climatic variability 110
5. Conclusion remarks 111
References 111
4.3 Analyse complémentaire 113
4.3.1 Flux en ciel clair 113
4.3.2 Bilan de chaleur sur la mer Méditerranée 113
4.3.3 Convection océanique 114
4.4 Conclusions et perspectives 115

Le chapitre précédent nous a permis d'établir le rôle important des aérosols sur le climat moyen présent (2003-2009) en Méditerranée. Toutefois on a montré dans le chapitre 2 que les quantités d'aérosols sulfatés émis en Europe étaient bien plus importantes trente ans plus tôt. Quelles ont été les conséquences de cette diminution des sulfates sur les tendances climatiques en Europe et en Méditerranée ? Quel rôle les aérosols ont-ils joué dans le changement climatique observé ? Ce chapitre apportera des réponses à ces questions, essentiellement sous la forme d'un article publié dans le journal *Geophysical Research Letters (GRL)*.

4.1. Résumé de l'article

Du début de l'ère industrielle jusqu'au début des années 1980, les émissions d'aérosols anthropiques et de leurs précurseurs ont progressivement augmenté pour atteindre des niveaux élevés et jugés dangereux pour la santé. La mise en place de nouvelles normes dans les industries et le transport en Europe a alors permis de réduire considérablement ces émissions, s'ajoutant à la réduction imposée par les crises économiques des années 1980. Parallèlement, on a observé à partir de ce moment-là une augmentation importante du rayonnement solaire incident en surface, définissant ainsi une période de "brightening" (éclaircissement), et succédant à un phénomène inverse de "dimming" (assombrissement). Plusieurs études (Wild et al., 2005; Ruckstuhl et al., 2008; Vautard et al., 2009) ont ainsi suggéré que la diminution des aérosols pourrait être

responsable de ces processus observés aussi bien en ciel clair qu'en conditions nuageuses. En outre, les modèles globaux et régionaux de climat ont toujours eu des difficultés à reproduire le dimming/brightening et ses conséquences (Zubler et al., 2011; Allen et al., 2013). Le réchauffement climatique régional est aussi sous-estimé par les modèles régionaux de climat en Europe et en Méditerranée, aussi bien pour la température à 2 mètres sur continent des modèles du projet ENSEMBLES (Lorenz et Jacob, 2010) que pour la SST des modèles de Med-CORDEX (communication personnelle, C. Dubois).

On propose ici de répondre à cette question au moyen d'une nouvelle approche jamais testée auparavant à notre connaissance. On utilise ainsi le système régional de modélisation climatique CNRM-RCSM4 décrit dans le chapitre 3, qui inclut le modèle atmosphérique ALADIN-Climat forcé aux bords du domaine par la réanalyse ERA-Interim, et comprenant les variations spatio-temporelles réalistes des aérosols de la climatologie établie au chapitre 2. Deux simulations parallèles sont ainsi menées sur la période de brightening (1980-2012), la première (TRANS) comprenant une diminution des sulfates entre 1980 et 2012 et la seconde (REF) ayant seulement une climatologie constante d'une année à l'autre.

La comparaison de ces deux simulations montre tout d'abord que seule la première (TRANS) présente une augmentation significative du rayonnement solaire incident en surface en ciel clair (clear-sky). Ce résultat est conforme à ceux obtenus lors de précédentes études (Folini et Wild, 2011; Zubler et al., 2011). La nouveauté de ce travail apparaît en étudiant les tendances du rayonnement quelles que soient les conditions nuageuses (all-sky). On obtient en effet une augmentation de ce rayonnement visible en surface plus élevée dans TRANS que dans REF, la tendance de TRANS ayant la même structure spatiale que la tendance de la diminution des aérosols sulfatés.

Pour vérifier l'exactitude de ces tendances, on a rassemblé des séries homogénéisées de rayonnement en surface du réseau GEBA (Sanchez-Lorenzo et al., 2013). La comparaison entre les observations et les deux simulations montre clairement que seule la simulation TRANS arrive à reproduire l'intensité du brightening observé. Les aérosols sulfatés contribuent ainsi en moyenne à 81 $\pm$ 16 % de ce brightening en Europe. On a aussi montré que la réanalyse ERA-Interim n'était pas capable de reproduire ce brightening, ce qui est logique sachant qu'elle possède une climatologie constante d'aérosols et que l'assimilation de données n'inclut pas directement le rayonnement en surface. Par ailleurs, des simulations complémentaires prenant ou non en compte le premier effet indirect des sulfates nous ont permis de conclure que l'effet radiatif direct des aérosols prédominait dans cette tendance par rapport aux effets semi-direct et indirect.

De plus, on s'est intéressé au rôle des aérosols dans les tendances observées de température en surface. Ainsi, la simulation TRANS simule un réchauffement moyen en surface de 0.35° C par décennie contre 0.28° C par décennie pour REF sur la période 1980-2012. Comme pour le rayonnement, des séries homogénéisées de température ont été collectées en Europe, complétant ainsi les produits grillés basse résolution (e.g. GISS, CRUTEM) existants. Ces observations ont révélé que le réchauffement de REF était trop faible, contrairement à celui de TRANS plus élevé et plus proche des observations. La différence entre TRANS et REF est particulièrement marquée dans les zones de forte diminution en aérosols. Les aérosols expliqueraient ainsi 23 $\pm$ 5 % de l'augmentation de température en surface en Europe, contribuant de manière notable au réchauffement climatique régional.

En ce qui concerne la température de surface de la mer Méditerranée, une augmentation similaire du réchauffement des trois dernières décennies est simulée dans TRANS par rapport à REF. Cette augmentation permet à nouveau à TRANS de se rapprocher davantage des

observations que REF, même si la tendance simulée reste un peu inférieure à celle observée.

En résumé, on démontre ici que la prise en compte de la diminution des sulfates entre 1980 et 2012 est indispensable pour reproduire les tendances climatiques observées en Europe et en Méditerranée, à la fois pour le rayonnement visible et pour la température en surface (sur terre et sur mer).

4.2. Contribution des aérosols sulfatés aux tendances climatiques euro-méditerranéennes (article)

Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980. P. Nabat, S. Somot, M. Mallet, A. Sanchez-Lorenzo and M. Wild, *Geophysical Research Letters*, **41**, 5605-5611, doi :10.1002/2014GL060798, 2014.

AGU PUBLICATIONS

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1002/2014GL060798

Key Points:
- A regional climate system model over the Euro-Mediterranean includes aerosols
- Aerosol changes are needed to reproduce observed climate trends since 1980
- Aerosols play an essential role in the brightening and warming since 1980

Correspondence to:
P. Nabat,
pierre.nabat@meteo.fr

Citation:
Nabat, P., S. Somot, M. Mallet, A. Sanchez-Lorenzo, and M. Wild (2014), Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, doi:10.1002/2014GL060798.

Received 5 JUN 2014
Accepted 20 JUL 2014
Accepted article online 23 JUL 2014

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs License, which permits use and distribution in any medium, provided the original work is properly cited, the use is non-commercial and no modifications or adaptations are made.

Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980

Pierre Nabat[1], Samuel Somot[1], Marc Mallet[2], Arturo Sanchez-Lorenzo[3], and Martin Wild[4]

[1]Météo-France, CNRM-GAME, UMR3589, Toulouse, France, [2]Laboratoire d'Aérologie, UMR5560, Toulouse, France, [3]Department of Physics, University of Girona, Girona, Spain, [4]Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zurich, Switzerland

Abstract Since the 1980s anthropogenic aerosols have been considerably reduced in Europe and the Mediterranean area. This decrease is often considered as the likely cause of the brightening effect observed over the same period. This phenomenon is however hardly reproduced by global and regional climate models. Here we use an original approach based on reanalysis-driven coupled regional climate system modeling to show that aerosol changes explain 81 ± 16% of the brightening and 23 ± 5% of the surface warming simulated for the period 1980–2012 over Europe. The direct aerosol effect is found to dominate in the magnitude of the simulated brightening. The comparison between regional simulations and homogenized ground-based observations reveals that observed surface solar radiation and land and sea surface temperature spatiotemporal variations over the Euro-Mediterranean region are only reproduced when simulations include the realistic aerosol variations.

1. Introduction

The climate system is strongly influenced by aerosols from natural and anthropogenic sources [*Kaufman et al.*, 2002], through both their direct and indirect effects [e.g., *Charlson et al.*, 1992; *Rap et al.*, 2013]. Recent studies have notably discussed the possible role of anthropogenic aerosols in the North Atlantic climate variability [*Booth et al.*, 2012; *Zhang et al.*, 2013]. Since the 1980s industrialized countries and notably Europe have undergone a dramatic reduction of sulfur and other anthropogenic emissions, due to both new air pollution legislation in many developed countries and economic crises in the 1980s in eastern Europe [*Streets et al.*, 2006]. Besides, *Mishchenko et al.* [2007] have found a global decrease of aerosol optical depth (AOD) between 1991 and 2005. Over the Euro-Mediterranean region, this decrease of about −0.05 decade^{-1} between 1979 and 2009 [*Nabat et al.*, 2013] represents a removal of more than half of the total aerosol content, in line with aerosol variations recently reported by *Chin et al.* [2014]. In parallel, an increase of surface shortwave radiation, referred as the brightening effect, has been observed over the same period, following a widespread dimming of about 30 years [*Gilgen et al.*, 1998; *Wild et al.*, 2005]. Over Europe, these decadal variations in surface solar radiation (SSR) are found both in clear-sky and cloudy conditions [*Norris and Wild*, 2007; *Wild*, 2009], excluding changes in cloud cover as the only cause, and suggesting a contribution from aerosols [*Wild et al.*, 2005; *Ruckstuhl et al.*, 2008].

From the modeling side, most of the climate models used for the Coupled Model Intercomparison Projects 3 and 5 (CMIP3 and CMIP5) underestimate the SSR trends in cloudy and clear-sky conditions, both for the dimming and brightening periods [*Ruckstuhl and Norris*, 2009; *Allen et al.*, 2013; *Cherian et al.*, 2014], indicating a possible underestimation of aerosol direct radiative forcing or deficiencies in aerosol emission inventories. Differences in interhemispheric temperature trends have also been shown in CMIP3 models [*Wild*, 2012], which underestimate (overestimate) the warming in the brightening (dimming) period.

At the Euro-Mediterranean scale, several regional simulations within the ENSEMBLES EU-project [*Lorenz and Jacob*, 2010] have shown that the simulated temperature trends over the period 1960–2001 were smaller than observed. More recent global [*Folini and Wild*, 2011] and regional [*Zubler et al.*, 2011] simulations in Europe, considering transient or constant aerosol emissions from the 1950s to the 2000s, reveal distinct patterns of dimming and brightening effects for AOD and clear-sky radiation, in line with in situ observations, but diverging results for all-sky SSR because of the influence of clouds. To our knowledge, while many general circulation models hardly reproduce the observed all-sky radiation trend, no regional

©2014. The Authors.

Geophysical Research Letters 10.1002/2014GL060798

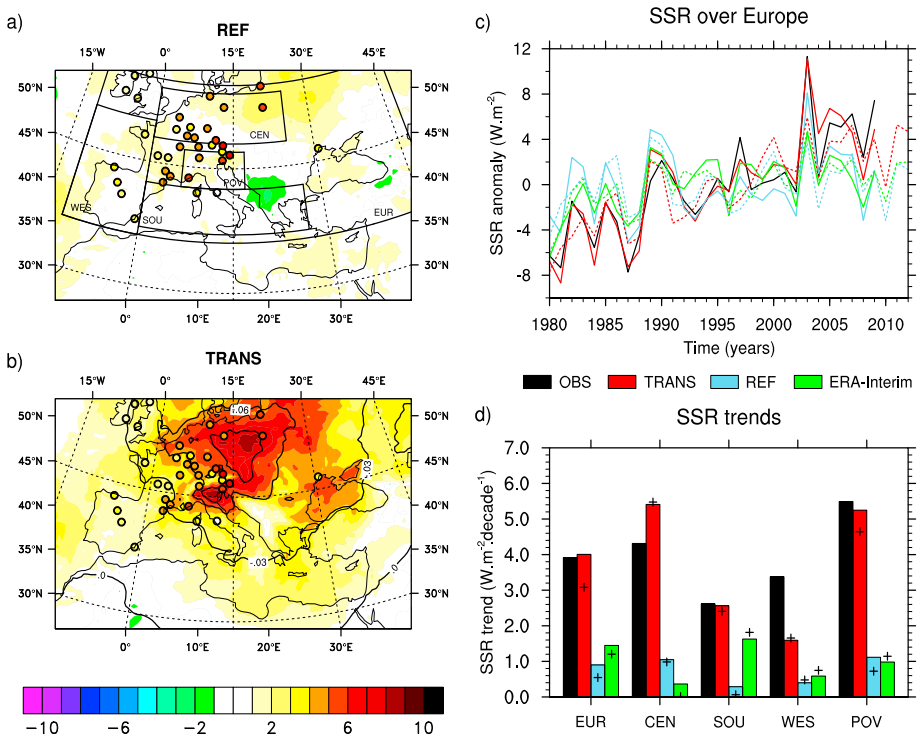

Figure 1. Evaluation of all-sky downward surface solar radiation (SSR) trends. Comparison of annual mean trends in W m^{-2} $decade^{-1}$ for the (a) REF and (b) TRANS simulations over the period 1980–2009. Homogeneous observations from the Global Energy Balance Archive (GEBA) and Spanish network have been added in colored points; AOD trends ($decade^{-1}$) are indicated by the contour lines in Figure 1b; (c) SSR annual mean series averaged over the locations of the stations (solid lines) for the REF (blue) and TRANS (red) simulations, ERA-Interim (green), and observations (average over all stations) shown as solid black line. SSR annual mean series averaged over entire Europe domain (EUR, defined in Figure 1a) are shown as dotted lines for REF, TRANS, and ERA-Interim. (d) SSR trends averaged over the locations of the stations (bars) contained in different domains defined in Figure 1a (EUR = Europe, CEN = Central Europe, SOU = South Europe, WES = Western Europe, and POV = Po Valley) for the period 1980–2009 and over these whole domains for the period 1980–2012 (black crosses) for the observations, REF and TRANS simulations, and ERA-Interim.

climate simulations have been able to match the observed full-sky brightening and the associated surface temperature trend. It then remains an open challenge in climate modeling, limiting our understanding of the Euro-Mediterranean climate variability.

Here this brightening effect is studied using for the first time an ocean-atmosphere coupled reanalysis-driven regional approach. The aim is to focus on the brightening period in order to estimate the impact of the aerosol decrease since the 1980s on both the decadal variations of SSR and their consequences on land and sea surface temperature over the Euro-Mediterranean region.

2. Methodology

Simulations have been performed with the fully coupled Regional Climate System Model from Météo-France/CNRM named CNRM-RCSM4 [*Nabat et al.*, 2014], including a regional representation of the atmosphere (ALADIN-Climate, 50 km resolution), the land surface (ISBA, 50 km resolution), the ocean (NEMOMED8, 10 km resolution), and the river (TRIP, 50 km resolution) components. Aerosols (five types: sulfate, black carbon, organic matter, desert dust, and sea salt) are included through monthly interannual AOD climatologies [*Nabat et al.*, 2013]. This data set has been built from both satellite-derived (for the total AOD) and model-simulated (for the speciation between the aerosol types) products, in order to obtain the best estimate of the aerosol forcing. More details are available in *Nabat et al.* [2013]. Aerosols are taken into account in the longwave and shortwave radiative scheme using optical properties defined in the same reference. Direct, semidirect, and first indirect radiative forcings are thus taken into account. The first indirect

©2014. The Authors.

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2014GL060798

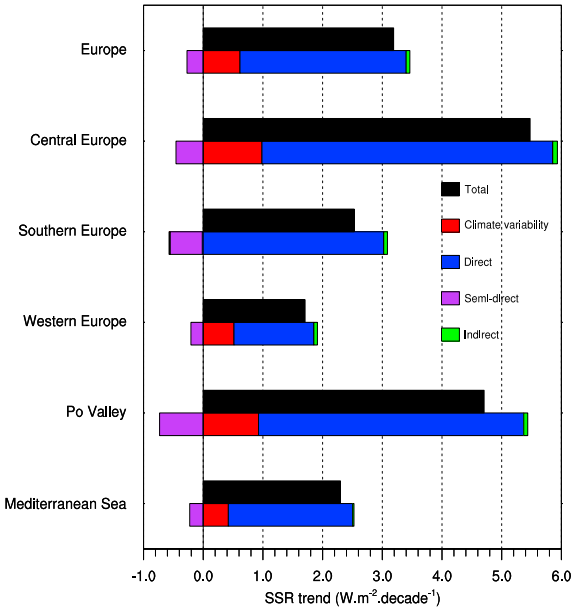

Figure 2. Contribution of climate variability and the different aerosol effects. SSR trends (W m^{-2} $decade^{-1}$) over the period 1980–2012 for the domains defined in Figure 1a, separated between climate variability and aerosol effects (direct, semidirect, and indirect).

effect consists in representing the relationship between sulfate aerosols and the concentration and radius of the cloud droplets [*Quaas and Boucher*, 2005]. Two simulations, TRANS and REF, respectively, with and without time-varying AOD over the period 1980–2012, have been carried out using CNRM-RCSM4 driven by the ERA-Interim reanalysis [*Dee et al.*, 2011] in terms of wind, temperature, humidity, and surface pressure. The AOD for each aerosol type in the REF simulation is provided by the average of the corresponding AOD from the climatology over the 2003–2009 period. Only sulfate AOD is time varying in TRANS, the four other species have the same AOD as in REF since they have not shown significant trends [*Nabat et al.*, 2013]. Volcanic forcing and the evolution of greenhouse gases (GHG) are also included. Land use and cover do not evolve. More details on the configuration of the model can be found in *Nabat et al.* [2014]. The contribution of direct, semidirect, and indirect effects has been calculated using online diagnostics (for direct effect) and additional simulations without the indirect effect. In order to evaluate downward SSR and temperature, regions have been defined according to contrasts in observed trends (see Figure 1a).

In addition to these simulations, an ensemble of 10 simulations using different initial conditions (without aerosol trend) has been achieved in order to assess the robustness of the results. This ensemble enables to calculate a confidence interval at the level 0.05 using the Student's test: $\pm$ 0.1 W $m^{-2}$$decade^{-1}$ for the SSR trend and $\pm$0.01°C $decade^{-1}$ for the 2 m temperature trend. Besides, the error on the climate trends also comes from the AOD trend, which has been estimated to -0.05 ± 0.01°C $decade^{-1}$ according to the ensemble of the Atmospheric Chemistry Climate Model Intercomparison Project models used in *Nabat et al.* [2013]. A hypothesis of linearity enables to provide as a consequence a confidence interval of $\pm$ 0.5 W $m^{-2}$$decade^{-1}$ for the SSR trend and $\pm$ 0.015°C $decade^{-1}$ for the temperature trend. The choice of the regional model is another source of uncertainties, which however requires a multimodel study.

3. Aerosol and Radiation Trends

We first focus on the impact of aerosol variations on SSR. Figure 1 presents the simulated SSR in the REF and TRANS simulations with average trends on different regions, as well as the AOD variations. In TRANS, sulfate AOD evolves as established in the study of *Nabat et al.* [2013] with a strong decrease (between −0.07 and −0.11 $decade^{-1}$) over Central Europe and the Po Valley, alleviated between −0.02 and −0.06 $decade^{-1}$ in surrounding regions (Figure 1b). Clear-sky downward SSR (not shown), directly depending on aerosols, is constant in REF, while it strongly increases in TRANS (+3.9 W m^{-2} $decade^{-1}$ over Europe), in line with the evolution of AOD, reaching 7.3 W m^{-2} $decade^{-1}$ in Central Europe where AOD trend is −0.07 $decade^{-1}$. These results are in agreement with previous studies [*Folini and Wild*, 2011; *Zubler et al.*, 2011].

Considering all-sky downward SSR, Figures 1a and 1b also reveal a net contrast between the trends in TRANS and REF. TRANS simulates a significant increase (+3.2 W m^{-2} $decade^{-1}$ over Europe, see Figure 1a for the definition of regional domains), in line with the sulfate AOD decrease. Central Europe (+5.5 W m^{-2} $decade^{-1}$) and the Po Valley (+4.7 W m^{-2} $decade^{-1}$) are the most affected regions (locally up to +8.5 W m^{-2} $decade^{-1}$). On the contrary, REF shows weaker SSR trends, ranging from −2 to +3 W m^{-2} $decade^{-1}$, linked to natural climate variability driven by ERA-Interim and related cloud cover changes. Despite a slight decrease in cloud

©2014. The Authors.

Geophysical Research Letters 10.1002/2014GL060798

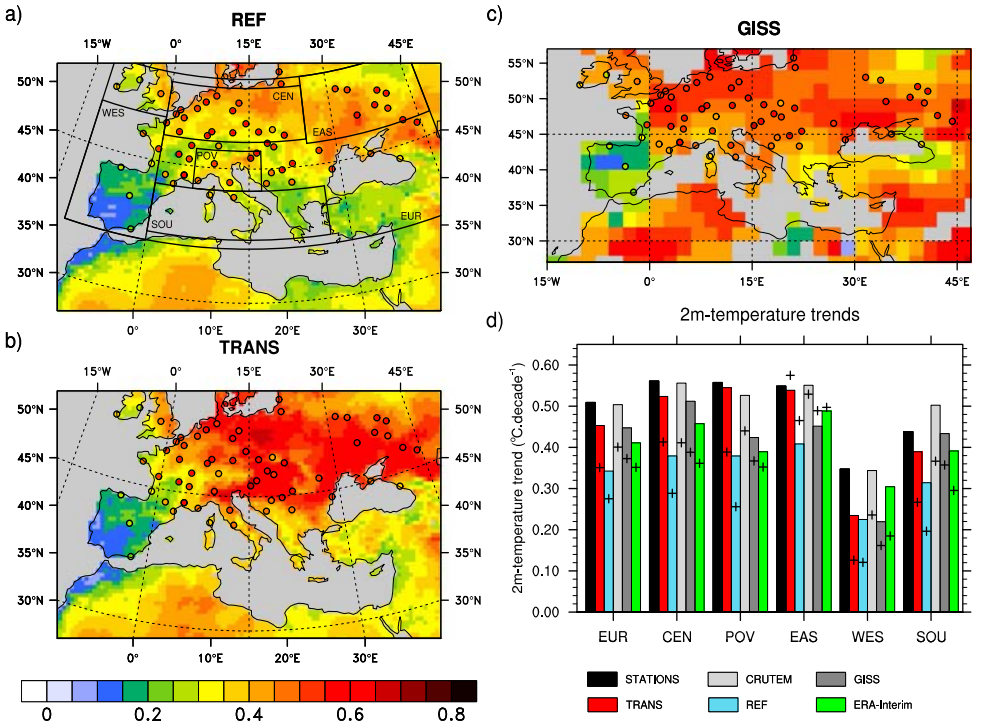

Figure 3. Evaluation of land near-surface temperature trends. Comparison of T2m trends (°C decade^{-1}) over the period 1980–2007 for the (a) REF and (b) TRANS simulations over the period 1980–2007, as well as for (c) Goddard Institute for Space Studies (GISS) analysis. Observations (STATIONS) from the Météo-France, HISTALP, and ECA networks have been added in colored points. (d) T2m trends averaged over the stations (bars) of different domains defined in Figure 3a (EUR = Europe, CEN = Central Europe, POV = Po Valley, EAS = Eastern Europe, WES = Western Europe, and SOU = South Europe) for the period 1980–2007 and over these whole domains for the whole period 1980–2012 (black crosses) for the observations, REF and TRANS simulations, and ERA-Interim.

cover both in REF (−0.3% decade^{-1}) and in TRANS (−0.4% decade^{-1}), the brightening in the all-sky fluxes in TRANS is lower than in the clear-sky fluxes, probably because the direct effect of aerosols is partially masked by the presence of clouds.

Long-term series of observed ground-based SSR from the Global Energy Balance Archive (GEBA) [*Gilgen et al.*, 1998] and Spanish network have recently been homogenized in Europe [*Sanchez-Lorenzo et al.*, 2013a, 2013b]. Compared to these 37 temporal series, both simulations are able to capture observed interannual variability (Figure 1c, correlation coefficient after removal of the trend is 0.90 in both simulations). However, the observed downward SSR trends (+3.9 W m^{-2} decade^{-1} on average for all the stations) are better reproduced at the collocated locations in Europe in TRANS (Figure 1d, +4.0 W m^{-2} decade^{-1}) than in REF (+0.9 W m^{-2} decade^{-1}), as well as ERA-Interim (+1.4 W m^{-2} decade^{-1}) which has no time-varying aerosols but differences in the cloud cover changes. The contrast between the localization of the highest (Central Europe, Po Valley) and lowest trends (British Isles, western France, Southern Europe) is captured only by TRANS (Figure 1). In addition, the spatial correlation between trend values in observations and simulations is significantly improved from 0.10 in REF to 0.42 in TRANS. Uncertainties in the intensity of the aerosol reduction since the 1980s [*Nabat et al.*, 2014] and in the representation of the aerosol effects [*Stier et al.*, 2013], as well as a misrepresentation of the clouds in the model [*Nabat et al.*, 2014], might explain the slight differences in Central and Western Europe. Over Eastern Europe, TRANS (+4.0 W m^{-2} decade^{-1}) also simulates an important brightening compared to REF (+1.4 W m^{-2} decade^{-1}), but the lack of homogenized observed series prevents a proper evaluation in this region. It is worth mentioning that all the differences between TRANS and REF trends are higher than the confidence interval provided by the ensemble spread (0.1 W m^{-2} decade^{-1}), reinforcing the robustness of the results.

©2014. The Authors.

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2014GL060798

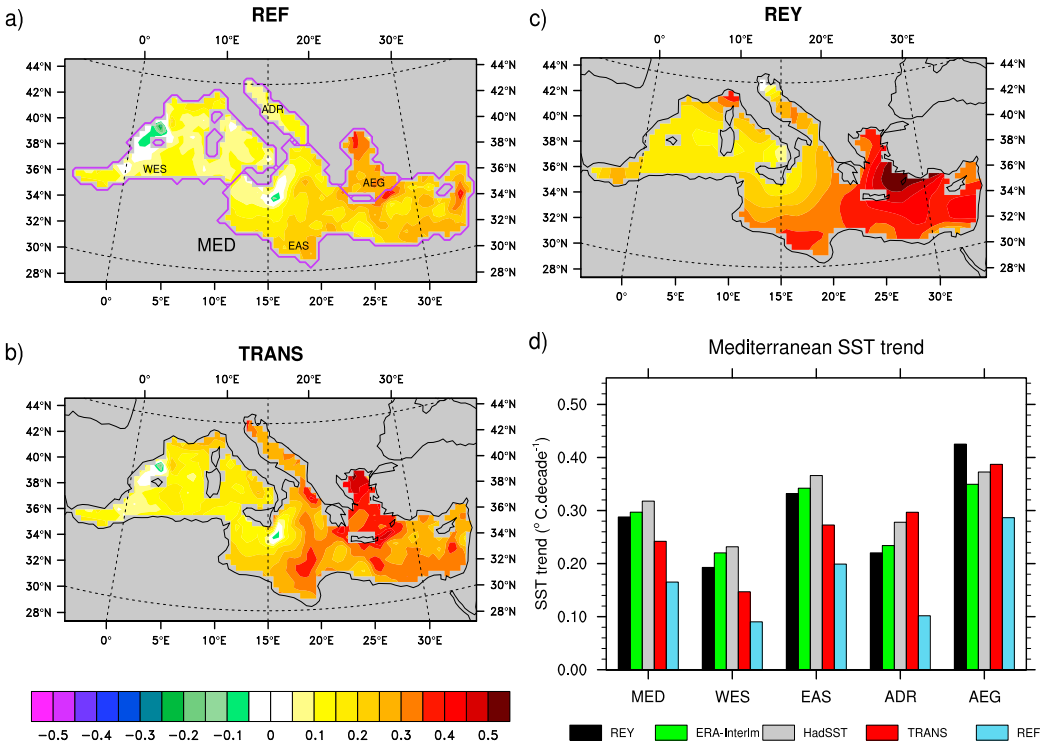

Figure 4. Evaluation of Mediterranean sea surface temperature trends. Comparison of annual mean SST trends in °C decade^{-1} for the (a) REF and (b) TRANS simulations over the period 1982–2012, as well as for the (c) Reynolds (REY) data set. (d) SST trends over the period 1982–2012 averaged over different domains defined in Figure 4a (MED = Mediterranean Sea, WES = Western basin, EAS = Eastern basin, ADR = Adriatic Sea, and AEG = Aegean Sea) for the observations (REY, ERA-Interim, and HadSST) and the REF and TRANS simulations.

Additional simulations without the first indirect effect have been performed to explain the evolution of SSR in different regions (Figure 2). In parallel, a second call to the radiation scheme is used to estimate the direct effect. The SSR trend difference between TRANS and REF is considered as the sum of the direct, the indirect, and the semidirect effects. The climate variability contribution refers to the radiation trend simulated in REF, caused by the evolution in weather conditions (atmospheric dynamics, clouds, …) coming from the lateral boundary forcing (ERA-Interim) that impose the true climate chronology. This constitutes one of the main differences with similar studies performed with general circulation models. Note that the observed evolution of greenhouse gases is also included in both simulations. The climate variability contribution remains weak (+0.6 W m^{-2} decade^{-1} over Europe) compared to the total SSR trend. The three other terms, representing the contribution of the aerosol effects (direct, semidirect, and indirect) caused by the sulfate decrease since 1980, reach 81±16% over Europe. The direct effect, maximal in Eastern and Central Europe in line with aerosol trends, represents the most important part of the trend (87%, +2.8 W m^{-2} decade^{-1} over Europe), while the semidirect and indirect effects have weaker contributions, respectively, −0.4 and +0.1 W m^{-2} decade^{-1} over Europe. The semidirect effect has indeed been shown to be positive over Europe [*Nabat et al.*, 2014] because of circulation changes and related cloud cover changes, so that a decrease in sulfate aerosols explains a decrease in the semidirect forcing. However, the reduction in sulfate particles involves a decrease of the number of cloud droplets at the same humidity (first indirect effect), and consequently a decrease of the cloud albedo and an increase of the solar surface radiation.

4. Aerosols and Climatic Variability

The brightening caused by the sulfate aerosol decrease could also favor an increase of the surface temperature. Figures 3 and 4 present the comparison of both simulations, respectively, in terms of land 2 m temperature (T2m) and Mediterranean sea surface temperature (SST). The warming over the period 1980–2012 is found to be higher in TRANS than in REF for both parameters. In that sense, the aerosol decrease here is an additional contribution to the GHG-induced warming modulated by the climate

©2014. The Authors.

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2014GL060798

variability, and it represents 23 ± 5% of the total simulated T2m warming over Europe, as a conservative estimate knowing that the lateral boundaries from both simulations remain unchanged.

The Goddard Institute for Space Studies [GISS, *Hansen et al.*, 2010] and the Climate Research Unit [CRUTEM4, *Jones et al.*, 2012] provide homogenized gridded analyses of T2m built from ground-based measurements. Over the period 1980–2012, the comparison to these homogenized gridded data sets (GISS: 0.37 and CRUTEM4: 0.40°C decade^{-1} over Europe, Figures 3c and 3d) reveals a better agreement in T2m for TRANS (0.35°C decade^{-1}) than for REF (0.28°C decade^{-1}), notably in Italy, Greece, Benelux, the Po Valley, and Turkey. Note that the difference between TRANS and REF is also significative at the level 0.05, as the confidence interval from the ensemble spread is 0.01°C decade^{-1}.

An evaluation of the simulation has also been achieved against ground-based T2m observations from different stations of Météo-France (homogenized time series) [*Dubuisson et al.*, 2014], HISTALP [*Auer et al.*, 2007], and the ECA [*Klein-Tank et al.*, 2002] networks and presented in Figure 3. The improvement brought by the TRANS simulation is confirmed by this comparison to ground-based observations over the common period 1980–2007 (Figure 3d), as the warming simulated by TRANS is closer to these observations than REF. Besides, the spatial correlation coefficient of the trend indeed increases from 0.52 in REF to 0.70 in TRANS. The highest differences between TRANS and REF are found in the regions of maximal AOD decrease (Po Valley, Central, and Eastern Europe, Figure 3d). Note that local land use and cover changes are not included and could explain a part of the discrepancies, notably over Western Europe.

With regards to SST (Figure 4), an increase of the warming is also noticed in TRANS (+0.24°C decade^{-1}) compared to REF (+0.17°C decade^{-1}) over the period 1982–2012, particularly visible in the northeastern basins of the Mediterranean Sea, such as the Ligurian, Adriatic, and Aegean Seas, under the influence of sulfate aerosols in summer. Compared to ERA-Interim (+0.30°C decade^{-1}) and long-term observations (*Reynolds et al.* [2002]: 0.29°C decade^{-1} and HadSST, *Kennedy et al.* [2011]: 0.32°C decade^{-1}) available over the period 1982–2012 (Figures 4c and 4d), a clear improvement in the TRANS simulation can be found for the Mediterranean SST, particularly in these northern basins. In addition, the increase in downward SSR over the Mediterranean Sea, higher in TRANS (+2.3 W m^{-2} decade^{-1}) than in REF (+0.4 W m^{-2} decade^{-1}), is partially balanced by the other terms of the heat budget, notably an increase in the latent heat loss (+2.3 in TRANS against +1.0 W m^{-2} decade^{-1} in REF). However, the simulated averaged SST trend over the Mediterranean Sea remains lower than the observations. A reason could be that in the model SST refers to the uppermost ocean layer [*Nabat et al.*, 2014], namely, the first 6 m, which could be colder and less affected by aerosols than the skin SST observed by satellites.

5. Conclusion Remarks

This study has shown the strong contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the regional climate change over Europe and the Mediterranean area over the past three decades. A reanalysis-driven coupled regional approach using CNRM-RCSM4 has been applied for the first time to demonstrate the impact of the sulfate aerosol changes on radiation and temperature decadal variations, by means of two simulations including or discarding the sulfate aerosol decrease. The comparison with homogenized observations has revealed that the brightening effect and the associated warming in land and sea surface temperature can only be simulated when including the sulfate aerosol decrease since 1980. Otherwise, surface radiation and temperature trends are underestimated over the 1980–2012 period. The aerosol effect thus explains 81 ± 16% of the simulated SSR trend, the direct effect representing the highest contribution, and dominates over changes in cloud cover due to climate variability. Aerosol trend has also contributed to 23 ± 5% of the warming in Europe over the 1980–2012 period and significantly to the Mediterranean SST warming. This work suggests that utmost attention should be paid to aerosol evolution in order to assess past and future regional climate change, notably in regions where aerosol loads have recently increased, for example, in China and India [*Lu et al.*, 2011; *Chin et al.*, 2014].

Acknowledgments
We would like to thank Meteo-France for the financial support of the first author. This work is a contribution to the HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment) and ChArMEx (Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment) program through INSU-MISTRALS support and the Med-CORDEX initiative (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment Mediterranean region, www.medcordex.eu). This research has been supported by the French National Research Agency (ANR) project REMEMBER (contract ANR-12-SENV-001). Gridded temperature data sets, GISS and CRUTEM, have been provided, respectively, by the NASA Goddard Institute for Space Studies and the Met Office Hadley Center. HISTALP temperature data sets have been downloaded from http://www.zamg.ac.at/histalp. We also thank Brigitte Dubuisson and Anne-Laure Gibelin for the availability of homogenized temperature series in France, and we acknowledge the data providers in the ECA&D project. A.S.L. was supported by the "Secretaria per a Universitats i Recerca del Departament d'Economia i Coneixement, de la Generalitat de Catalunya i del programa Cofund de les Accions Marie Curie del 7e Programa marc d'R+D de la Unio Europea" (2011 BP-B 00078), the postdoctoral fellowship JCI-2012-12508, and the project NUCLIERSOL (CGL2010-18546). The data from the simulations are available upon request from the corresponding author. We would like also to thank Robert J. Allen and one anonymous reviewer for their helpful comments.

The Editor thanks Robert Allen and an anonymous reviewer for their assistance in evaluating this paper.

References

Allen, R. J., J. R. Norris, and M. Wild (2013), Evaluation of multidecadal variability in CMIP5 surface solar radiation and inferred underestimation of aerosol direct effects over Europe, China, Japan, and India, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*, 6311–6336, doi:10.1002/jgrd.50426.

Auer, I., et al. (2007), Histalp: Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region, *Int. J. Climatol.*, *27*, 17–46, doi:10.1002/joc.1377.

©2014. The Authors.

AGU Geophysical Research Letters 10.1002/2014GL060798

Booth, B. B. B., N. J. Dunstone, P. R. Halloran, T. Andrews, and N. Bellouin (2012), Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century north atlantic climate variability, *Nature*, *484*, 228–232, doi:10.1038/nature10946.

Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley-Junior, J. E. Hansen, and D. J. Hofmann (1992), Climate forcing by antlropogenic aerosols, *Science*, *255*, 423–430.

Cherian, R., J. Quaas, M. Salzmann, and M. Wild (2014), Pollution trends over europe constrain global aerosol forcing as simulated by climate models, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 2176–2181, doi:10.1002/2013GL058715.

Chin, M., et al. (2014), Multi-decadal aerosol variations from 1980 to 2009: A perspective from observations and a global model, *Atmos. Chem. Phys.*, *14*, 3657–3690, doi:10.5194/acp-14-3657-2014.

Dee, D. P., et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 553–597, doi:10.1002/qj.828.

Dubuisson, B., A.-L. Gibelin, L. Corre, N. Deaux, S. Jourdain, L. Laval, O. Mestre, and J.-M. Piquemal (2014), Reliable long term series for analysing climate change at Météo-France, *8th Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases,* Budapest, Hungary.

Folini, D., and M. Wild (2011), Aerosol emissions and dimming/brightening in Europe: Sensitivity studies with ECHAM5-HAM, *J. Geophys. Res.*, *116*, D21104, doi:10.1029/2011JD016227.

Gilgen, H., M. Wild, and A. Ohmura (1998), Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data, *J. Clim.*, *11*, 2042–2061.

Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato, and K. Lo (2010), Global surface temperature change, *Rev. Geophys.*, *48*, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.

Jones, P. D., D. H. Lister, T. J. Osborn, C. Harpham, M. Salmon, and C. P. Morice (2012), Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010, *J. Geophys. Res.*, *117*, D05127, doi:10.1029/2011JD017139.

Kaufman, Y. J., D. Tanré, and O. Boucher (2002), A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, *419*, 215–223.

Kennedy, J. J., N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby (2011), Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization, *J. Geophys. Res.*, *116*, D14104, doi:10.1029/2010JD015220.

Klein-Tank, A. M. G., et al. (2002), Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment, *Int. J. Climatol.*, *22*, 1441–1453, doi:10.1002/joc.773.

Lorenz, P., and D. Jacob (2010), Validation of the temperature trend in the ensembles regional climate model runs driven by ERA40, *Clim. Res.*, *44*, 167–177, doi:10.3354/cr00973.

Lu, Z., Q. Zhang, and D. G. Streets (2011), Sulfur dioxide and primary carbonaceous aerosol emissions in China and India, 1996-2010, *Atmos. Chem. Phys.*, *11*, 9839–9864, doi:10.5194/acp-11-9839-2011.

Mishchenko, M. I., I. V. Geogdzhayev, W. B. Rossow, B. Cairns, B. E. Carlson, A. A. Lacis, L. Liu, and L. D. Rravis (2007), Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend, *Science*, *315*, 1543, doi:10.1126/science.1136709.

Nabat, P., et al. (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, *Atmos. Meas. Tech.*, *6*, 1287–1314, doi:10.5194/amt-6-1287-2013.

Nabat, P., S. Somot, M. Mallet, F. Sevault, M. Chiacchio, and M. Wild (2014), Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a regional climate system model, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-014-2205-6.

Norris, J. R., and M. Wild (2007), Trends in aerosol radiative effects over europe inferred from observed cloud cover, solar dimming and solar brightening, *J. Geophys. Res.*, *112*, D08214, doi:10.1029/2008JD011378.

Quaas, J., and O. Boucher (2005), Constraining the first aerosol indirect radiative forcing in the LMDZ GCM using POLDER and MODIS satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L17814, doi:10.1029/2005GL023850.

Rap, A., C. E. Scott, D. V. Spracklen, N. Bellouin, P. M. Forster, K. S. Carslaw, A. Schmidt, and G. Mann (2013), Natural aerosol direct and indirect radiative effects, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 3297–3301, doi:10.1002/grl.50441.

Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ satellite sst analysis for climate, *J. Clim.*, *15*, 1609–1625, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2.

Ruckstuhl, C., and J. R. Norris (2009), How do aerosol histories affect solar dimming and brightening over Europe?: IPCC-AR4 models versus observations, *J. Geophys. Res.*, *114*, D00D04, doi:10.1029/2008JD011066.

Ruckstuhl, C., et al. (2008), Aerosol and cloud effects on solar brightening and the recent rapid warming, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L12708, doi:10.1029/2008GL034228.

Sanchez-Lorenzo, A., J. Calbo, and M. Wild (2013a), Global and diffuse solar radiation in spain: Building a homogeneous dataset and assessing their trends, *Global Planet. Change*, *100*, 343–352, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.11.010.

Sanchez-Lorenzo, A., M. Wild, and J. Trentmann (2013b), Validation and stability assessment of the monthly mean cm saf surface solar radiation dataset over Europe against a homogenized surface dataset (1983-2005), *Remote Sens. Environ.*, *134*, 355–366, doi:10.1016/j.rse.2013.03.012.

Stier, P., et al. (2013), Host model uncertainties in aerosol radiative forcing estimates: Results from the AeroCom prescribed intercomparison study, *Atmos. Chem. Phys.*, *13*, 3245–3270, doi:10.5194/acp-13-3245-2013.

Streets, D. G., Y. Wu, and M. Chin (2006), Two-decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L15806, doi:10.1029/2006GL026471.

Wild, M. (2009), Global dimming and brightening: A review, *J. Geophys. Res.*, *114*, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470.

Wild, M. (2012), Enlightening global dimming and brightening, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *93*, 27–37, doi:10.1175/BAMS-D-11-00074.1.

Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C. N. Long, E. G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak, and A. Tsvetkov (2005), From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface, *Science*, *308*, 847–850, doi:10.1126/science.1103215.

Zhang, R., et al. (2013), Have aerosols caused the observed atlantic multidecadal variability?, *J. Atmos. Sci.*, *70*, 1135–1144, doi:10.1175/JAS-D-12-0331.1.

Zubler, E. M., D. Folini, U. Lohmann, D. Lüthi, C. Schär, and M. Wild (2011), Simulation of dimming and brightening in Europe from 1958 to 2001 using a regional climate model, *J. Geophys. Res.*, *116*, D18205, doi:10.1029/2010JD015396.

©2014. The Authors.

4.3. Analyse complémentaire

En complément de cet article, on présente ici quelques diagnostics supplémentaires (flux en ciel clair, bilan de chaleur en mer Méditerranée et convection océanique) pour répondre à la question de la contribution des aérosols anthropiques aux tendances climatiques en Méditerranée.

4.3.1. Flux en ciel clair

On a montré précédemment que la diminution des aérosols sulfatés prise en compte seulement dans TRANS engendrait une augmentation du rayonnement SW en surface plus importante dans TRANS que dans REF. Cette augmentation, évaluée avec des observations du réseau GEBA pour des flux all-sky, est aussi simulée en flux clear-sky (ciel clair), mais de manière plus forte. La figure 4.5 permet en effet de voir que la tendance du rayonnement clear-sky en surface dans TRANS peut atteindre 10 W.m^{-2}.décennie^{-1} en Europe centrale et dans la plaine du Pô. Sa structure spatiale est logiquement très proche de celle de la diminution de l'AOD des sulfates. Dans REF, la tendance est nulle du fait que les aérosols sont constants d'une année à l'autre. On pense que le fait que la présence de nuages masque partiellement l'effet des aérosols explique pourquoi en ciel clair, la diminution des aérosols sulfatés entraîne une augmentation plus forte du rayonnement en surface. Cette carte montre aussi le potentiel de modifications climatiques induites par les aérosols en mer du Nord, mer Baltique et mer Noire en plus de la mer Méditerranée.

4.3.2. Bilan de chaleur sur la mer Méditerranée

En ce qui concerne la mer Méditerranée, le réchauffement plus fort de la surface dans TRANS provoque une augmentation de la perte en chaleur latente (+2.3 W.m^{-2}.décennie^{-1} dans TRANS contre +1.0 W.m^{-2}.décennie^{-1} dans REF). La figure 4.6 permet de voir que cette augmentation est plus importante dans le bassin Ionien, le golfe du Lion, la mer Égée et la mer Adriatique. Ces régions situées essentiellement dans le nord de la mer Méditerranée, sont

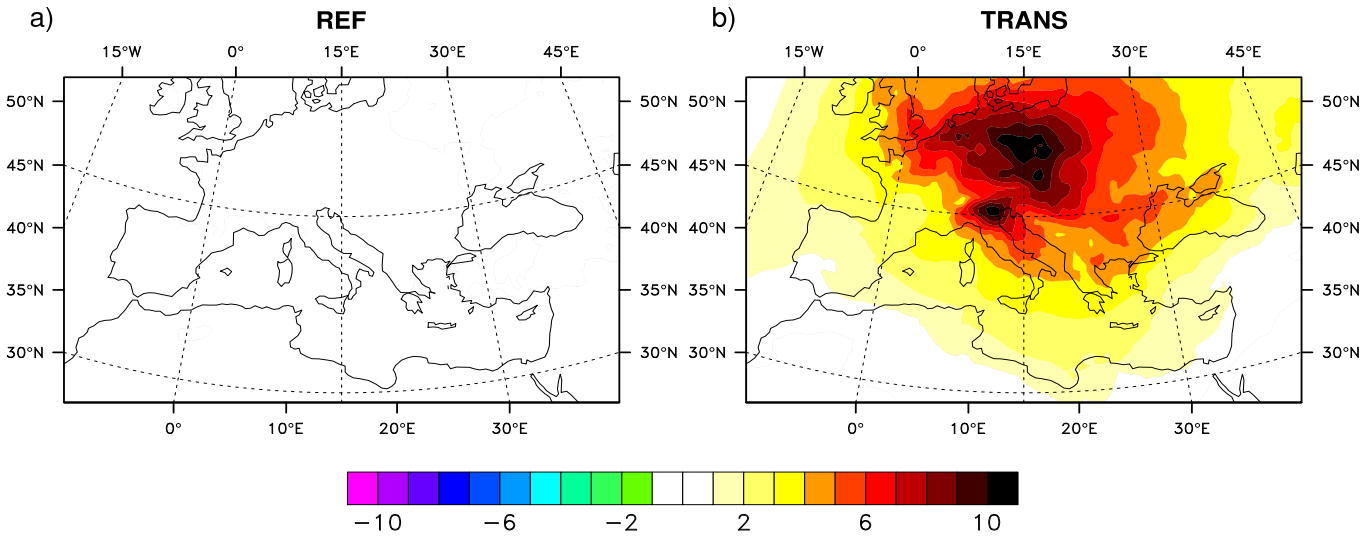

FIGURE 4.5: Comparaison des tendances de rayonnement descendant SW en ciel clair à la surface (W.m^{-2}.décennie^{-1}) entre REF (a) et TRANS (b) sur la période 1980-2012.

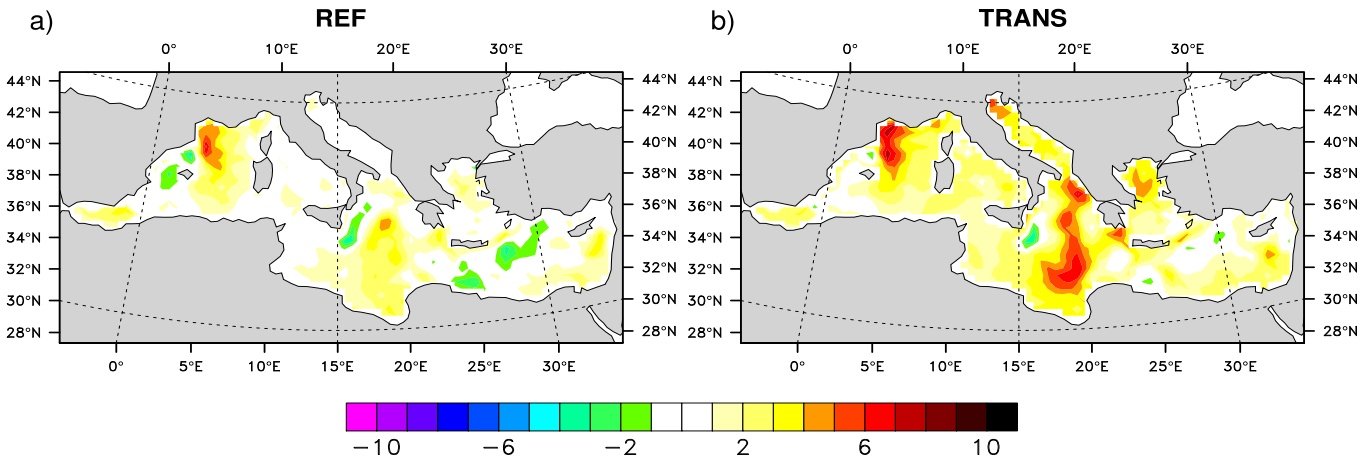

FIGURE 4.6: Comparaison des tendances de flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$.décennie^{-1}) entre REF (a) et TRANS (b) sur la période 1980-2012.

directement sous l'influence des sulfates et sont aussi celles où l'augmentation de SST était la plus forte. Cependant, il faut mentionner que cette tendance du flux de chaleur latente reste bien inférieure à celle des observations satellites qui indiquent une augmentation de la perte en chaleur latente supérieure à 4.0 $W.m^{-2}$.décennie^{-1} (Mariotti, 2010). Cela pourrait être lié à la sous-estimation du réchauffement en SST. Aucun des modèles couplés de Med-CORDEX n'arrive à reproduire ces observations, aussi bien pour la tendance de SST que pour la tendance du flux de chaleur latente. Néanmoins, la SST utilisée par ERA-Interim a un réchauffement plus important en adéquation avec la tendance observée. En relançant les simulations TRANS et REF en mode forcé (atmosphère seule, notées F-TRANS et F-REF), ce qui permet d'imposer ainsi la bonne tendance de SST utilisée par ERA-Interim, on obtient une augmentation de la perte en chaleur latente pour F-REF et F-TRANS de +3.8 et +4.0 $W.m^{-2}$.décennie^{-1}. Ces valeurs sont donc en meilleur accord avec les tendances observées de chaleur latente, et soulignent par conséquent le fait que si on avait un réchauffement en SST correct dans le modèle couplé, on pourrait avoir une augmentation correcte de la perte en chaleur latente.

En s'intéressant également aux tendances des autres flux air-mer (tableau 4.1), on constate que l'augmentation du rayonnement SW en surface est partiellement compensée par cette augmentation de la perte en chaleur latente, les autres flux ayant des tendances plus faibles. Au total, la mer Méditerranée connaît un faible réchauffement dans TRANS (+0.1 $W.m^{-2}$.décennie^{-1}) alors que la tendance de REF est négative (-0.2 $W.m^{-2}$.décennie^{-1}). Cette différence est en partie expliquée par une augmentation du flux d'eau entrant à Gibraltar plus importante dans TRANS (+0.3 $W.m^{-2}$.décennie^{-1}) que dans REF (+0.2 $W.m^{-2}$.décennie^{-1}). Le reste devrait provenir d'une modification de la répartition de la chaleur au sein de la mer Méditerranée, puisqu'on a noté que les couches en profondeur (au-delà de 150 m) se réchauffaient davantage dans REF que TRANS, inversement à ce qui se passe entre 0 et 150 m. Cela indique ainsi un ralentissement du transfert de chaleur vers le fond dans TRANS.

4.3.3. Convection océanique

Dans le chapitre 3, on a montré que les aérosols pouvaient renforcer la convection océanique et la circulation thermohaline en Méditerranée à cause du refroidissement et de la densification induite des eaux de surface. On voudrait savoir si la diminution des aérosols entre 1980 et 2012 peut donc aussi influencer la convection. La figure 4.7 présente ainsi la série temporelle du

Simulation	SW (down)	SW (up)	LW (down)	LW (up)	Latent	Sensible	Total
TRANS	2.3	-0.1	1.9	-1.5	-2.3	-0.1	0.1
REF	0.4	-0.0	1.4	-1.1	-1.0	0.1	-0.2

TABLEAU 4.1: Tendances des flux air-mer en mer Méditerranée sur la période 1980-2012 dans les simulations REF et TRANS. Les flux (en W.m^{-2}.décennie^{-1}) sont comptés positivement vers le bas.

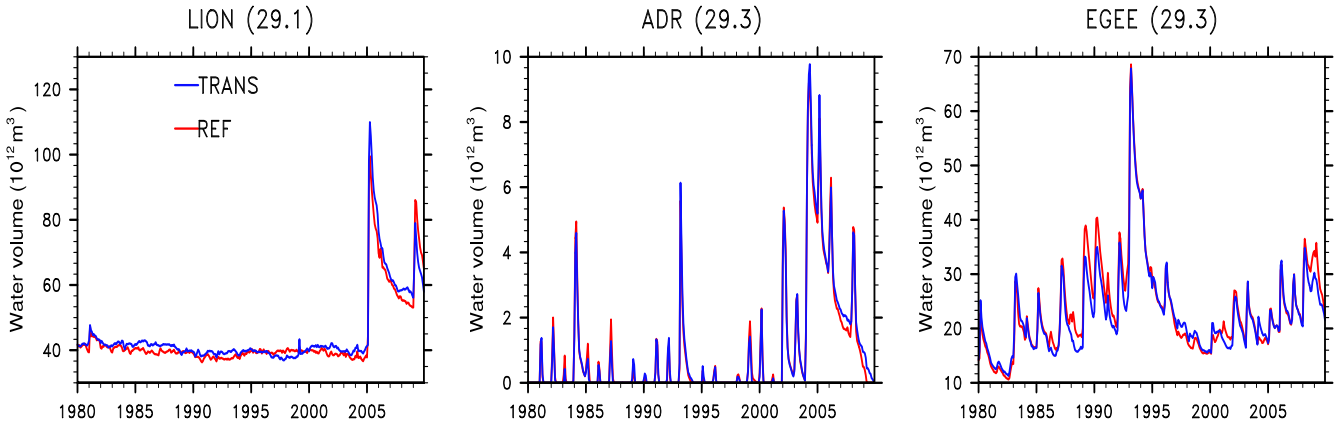

FIGURE 4.7: Comparaison des volumes mensuels d'eau dense formée dans le golfe du Lion (a, densité supérieure à 29.1 kg/m^3), la mer Adriatique (b, densité supérieure à 29.3 kg/m^3) et la mer Égée (c, densité supérieure à 29.3 kg/m^3) pour les simulations REF (rouge) et TRANS (bleu) sur la période 1980-2012.

volume des eaux denses formées dans trois bassins de la Méditerranée pour les deux simulations. Dans le golfe du Lion, la série est marquée par les pics de 2005 et 2009 décrits dans le chapitre 3. Pendant les autres années, les volumes d'eau dense sont similaires dans les deux simulations. En mer Adriatique, on ne peut pas noter non plus de différences importantes entre REF et TRANS. En revanche, pour certaines années autour de 1990 (comme 1989), REF simule un volume d'eau dense plus important que TRANS en mer Égée. On peut aussi noter que les deux simulations ont un pic en 1993, correspondant au phénomène de l'EMT (Eastern Mediterranean Transient).

Pour résumer, la convection océanique ne semble pas avoir été fortement influencée par la diminution des aérosols sulfatés. Aucune différence significative de tendance n'a été notée entre REF et TRANS.

4.4. Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, on a mis en évidence le rôle clé de la diminution des aérosols sulfatés sur la région euro-méditerranéenne dans le changement climatique observé lors des trois dernières décennies. Une approche originale par rapport aux travaux déjà existants, basée sur un système couplé de modélisation climatique régionale forcé aux bords par une réanalyse, a en effet permis de reproduire convenablement l'intensité de l'augmentation de rayonnement solaire incident et de température en surface à la condition que la diminution des sulfates soit incluse dans la simulation. Il resterait cependant à améliorer encore la tendance de température de surface de

la mer Méditerranée, ce qui passe peut-être par une meilleure résolution verticale de l'océan dans le modèle NEMOMED.

Une des limites de ce travail reste cependant que ce réchauffement est inclus dans ERA-Interim qui l'impose donc aux bords du domaine. On peut cependant estimer que le domaine est suffisamment grand pour que cette influence reste minimale. Une solution pour éliminer ce signal pourrait être de réaliser une simulation avec tirage aléatoire des années ERA-Interim. Une autre limite est l'absence de couplage en mer du Nord et en mer Noire, dont la SST imposée pourrait aussi contenir une partie du signal imposé par les aérosols. De plus, la comparaison des tendances de l'épaisseur optique des modèles ACCMIP (cf. chapitre 2) a montré une incertitude importante sur l'intensité de cette diminution des sulfates.

Par ailleurs, il est important de mentionner que ces résultats ont pu être établis grâce à la collecte de séries temporelles observées homogénéisées en rayonnement et en température. S'assurer de la qualité des séries temporelles est en effet un point clé dans les études consacrées aux tendances climatiques. On peut toutefois regretter le manque de données homogénéisées dans l'est et le sud de l'Europe.

En outre, on aimerait pouvoir vérifier ces résultats avec d'autres modèles. On dispose en effet d'une climatologie d'aérosols prenant en compte la diminution des sulfates de manière réaliste, qui pourrait être utilisée dans les autres modèles couplés sur la mer Méditerranée. Avoir un schéma pronostique d'aérosols serait également intéressant, afin de mieux prendre en compte les interactions aérosols-nuages à l'échelle quotidienne ainsi que les variations des autres aérosols. Cela permettrait aussi de pouvoir réaliser des études similaires sur les tendances des scénarios futurs.

Enfin, cette étude a permis de prouver la valeur ajoutée apportée par une telle méthodologie, qui pourrait donc être appliquée dans d'autres régions du monde, notamment là où les quantités d'aérosols ont rapidement évolué ces dernières années (comme dans les pays émergents tels que la Chine). Souligner l'importance des aérosols dans le changement climatique observé ouvre aussi des perspectives en vue de la définition des futurs programmes internationaux CMIP6 et CORDEX2. On peut ainsi espérer que des contraintes seront données au niveau des aérosols dans CORDEX2 contrairement au premier exercice CORDEX.

CHAPITRE V

Modélisation interactive des aérosols dans un modèle de climat : mise en place et études de cas

5.1 Modélisation des poussières désertiques dans RegCM 118
5.1.1 Résumé de l'article 119
5.1.2 Modélisation des aérosols désertiques et forçage radiatif en Méditerranée (article) 120
Abstract 121
1. Introduction 121
2. Methodology 123
2.1 The RegCM-4 model 123
2.2 Observation data 123
2.3 Taylor diagrams 124
3. Simulation design 124
4. Results : comparison of both distributions at the episodic scale 125
4.1 Case 1 : 31 October–2 November 2008 125
4.2 Case 2 : 23–25 March 2008 127
4.2 Dust outbreaks in AERONET data 129
5. Results : impact at the seasonal scale 131
5.1 Comparison of simulations with observations in 2008 131
5.2 Impact on the aerosol content and direct radiative forcing with a decadal simulation 134
5.3 Impact on the deposition with a decadal simulation 136
6. Conclusions 139
References 139
5.2 Mise en place d'un schéma interactif dans ALADIN 143
5.2.1 Contexte et choix du schéma 143
5.2.2 Résumé de l'article 144
5.2.3 Effets radiatifs et climatiques des aérosols désertiques en Méditerranée pendant l'été 2012 (article) 145
Abstract 146
1. Introduction 146
2. Methodology 147
2.1 The CNRM-RCSM5 model 147
2.2 The aerosol scheme in ALADIN-Climate 148
2.3 Simulations 148
2.4 Observation data 149
3. Evaluation of the simulated aerosols 149
3.1 Aerosol optical depth 149
3.2 Dust vertical profiles and size distribution 152
4. Aerosol radiative effects 154
4.1 Direct shortwave radiative forcing 154
4.2 Surface radiation 156

4.3 Land surface temperature . . . 156
4.4 Sea surface temperature . . . 160
5. Composite analysis . . . 162
5.1 Methodology . . . 162
5.2 Case of Murcia . . . 162
5.3 Generalization . . . 164
6. Conclusions . . . 165
References . . . 166
5.2.4 Tests complémentaires de sensibilité . . . 170
5.2.4.1 Poussières désertiques . . . 170
5.2.4.2 Sulfates . . . 173
5.2.4.3 Sels marins . . . 174
5.2.4.4 Premières conclusions sur le schéma interactif . . . 175
5.3 Intercomparaison de modèles de poussières désertiques. . . . 176
5.3.1 Présentation des modèles en jeu . . . 176
5.3.2 Premiers résultats de l'intercomparaison . . . 177
5.3.2.1 Épaisseur optique . . . 177
5.3.2.2 Distribution verticale . . . 180
5.3.2.3 Dépôt . . . 182
5.4 Conclusions et perspectives . . . 183

Jusqu'à maintenant nous avons étudié les effets direct et semi-direct des aérosols sur la variabilité climatique en Méditerranée aux échelles saisonnières, inter-annuelles et décennales. Cependant, cette variabilité spatio-temporelle des aérosols et de leurs effets provient au départ de processus d'émission et d'évolution de conditions météorologiques variant de jour en jour, que la climatologie mensuelle utilisée dans les chapitres 3 et 4 ne permet pas de prendre en compte. Pour étudier cette variabilité quotidienne et son impact éventuel sur le climat, la mise en place d'un schéma interactif est nécessaire, afin que les aérosols puissent varier et évoluer dans l'atmosphère à cette échelle de temps. Dans ce chapitre, on présente d'une part un travail spécifique effectué sur la modélisation des poussières désertiques dans le modèle RegCM, et d'autre part la mise en place d'un schéma interactif d'aérosols dans le modèle ALADIN-Climat suivie par une étude de l'impact de ces aérosols pronostiques sur la variabilité quotidienne du climat. Ce chapitre se termine par les premiers résultats d'un exercice d'intercomparaison de plusieurs modèles régionaux simulant des aérosols interactifs.

5.1. Modélisation des poussières désertiques dans RegCM

On a montré précédemment que les aérosols désertiques jouaient un rôle très important dans le système climatique en Méditerranée. Ces poussières peuvent en effet être fréquemment soulevées et transportées depuis le Sahara jusqu'en Europe, donnant ainsi de fortes épaisseurs optiques sur la région méditerranéenne entre mars et octobre. Cependant, l'émission de ces aérosols désertiques n'est pas un phénomène continu, et a lieu essentiellement lors d'épisodes intenses de vent en surface en Afrique du Nord, suivis de conditions météorologiques favorables au transport vers la Méditerranée (Moulin et al., 1998). Pouvoir représenter ces processus de soulèvement, d'arrachement et de transport des poussières désertiques est donc essentiel dans un modèle de climat, surtout si l'on souhaite étudier les interactions aérosols-climat à l'échelle quotidienne. Néanmoins, de fortes incertitudes persistent sur la représentation du cycle des

poussières désertiques dans les modèles de climat, notamment car peu de données permettent de contraindre les différentes quantités modélisées (émission, concentration, dépôt, etc.).

Un des facteurs jouant un rôle important dans les propriétés optiques et les interactions avec le climat des poussières désertiques est la distribution en taille des aérosols émis. Celle-ci peut être représentée soit par une distribution imposée (e.g. Zender et al., 2003), soit par une distribution basée sur un schéma physique et dépendant explicitement des caractéristiques du sol (Alfaro et Gomes, 2001), soit par une distribution analogue à celle obtenue par fragmentation des matériaux cassants (Kok, 2011). On compare ici les deux dernières solutions proposées, adaptées respectivement des travaux d'Alfaro et Gomes (2001) et de Kok (2011), dans le modèle régional de climat RegCM. Ce modèle a été choisi car il possède un schéma détaillé de l'émission des poussières désertiques, utilisable pour l'étude des interactions aérosols-climat. Le but est de comprendre la sensibilité d'un modèle régional de climat à ce paramètre, et ses conséquences sur le bilan (concentration par bins, AOD, dépôt) des aérosols désertiques simulés et sur le forçage radiatif direct (SW et LW) associé. Ce travail, qui fait suite à mon stage de master-2 réalisé à l'ICTP, a fait l'objet d'une publication dans le journal *Atmospheric Chemistry and Physics (ACP)* présentée ci-dessous.

5.1.1. Résumé de l'article

Le modèle RegCM (Giorgi et al., 2012) inclut un schéma pronostique d'aérosols pour cinq espèces dont les poussières désertiques. Le schéma d'émission de ces dernières se divise en deux processus distincts : la saltation et le sandblasting. Le premier consiste en le soulèvement et le transport par le vent des particules du sol les plus grosses. À leur retombée, l'impact de ces particules peut éjecter des particules plus petites des agrégats du sol, ce qui constitue le deuxième processus. Dans la paramétrisation d'Alfaro et Gomes (2001) initialement en place dans RegCM, le flux vertical issu du sandblasting dépend de l'énergie cinétique de chaque particule frappant la surface. Cependant, ces processus connus qualitativement sont difficiles à quantifier, et ces fortes incertitudes pourraient contribuer à une surestimation de la fraction submicronique des aérosols émis (Kok, 2011). On teste alors dans RegCM une nouvelle distribution verticale du flux émis, fondée sur une analogie avec la fragmentation des matériaux cassants (Kok, 2011). En effet, comme un verre qui peut se fragmenter lorsqu'il reçoit de l'énergie, un agrégat dans un sol sec peut aussi être rompu suite à l'impact d'une particule soulevée par saltation. Quand les énergies en jeu sont suffisantes pour produire de nombreux petits fragments, ce qui est généralement le cas pour les poussières désertiques, on observe une invariance d'échelle qui permet de supposer que la production des aérosols d'une certaine taille est proportionnelle au volume de la fraction des particules du sol plus petites que cette taille.

Pour valider cette nouvelle distribution de la taille des poussières, on réalise deux simulations RegCM sur l'année 2008 pilotées par la réanalyse ERA-Interim, la première (REF) avec le schéma d'Alfaro et Gomes (2001) et la seconde (NEW) avec celui de Kok (2011), tout en faisant l'hypothèse d'une faible variabilité interne. On peut ainsi évaluer les épaisseurs optiques de ces simulations par comparaison avec des mesures satellitaires issues du radiomètre MODIS embarqué sur les satellites Terra et Aqua, et des observations au sol provenant du réseau de photomètres AERONET. Deux cas d'intrusions majeures de poussières désertiques sur le bassin méditerranéen ont été identifiés. Le premier a eu lieu à l'automne (du 31 octobre au 2 novembre 2008) dans le bassin ionien, lorsqu'un panache de poussières soulevées en Algérie a traversé la mer en direction de la Grèce. Le deuxième s'est déroulé au début du printemps (du 23 au 25 mars 2008) au dessus du bassin levantin. Dans les deux cas, l'épaisseur optique simulée par

REF est bien supérieure à celle de NEW, mais aussi à celle obtenue par MODIS. En effet, le nouveau schéma réduit la masse émise dans le mode fin, ce qui contribue à diminuer l'épaisseur optique et à être ainsi plus proche des observations. L'utilisation de la nouvelle distribution modifie également le forçage radiatif direct induit, aussi bien à la surface (devenant moins négatif dans NEW) qu'au sommet de l'atmosphère (moins négatif sur mer et plus élevé sur le désert dans NEW). Cette amélioration des épaisseurs optiques simulées est également vérifiée par comparaison avec plusieurs séries quotidiennes issues des stations du réseau AERONET du bassin méditerranéen (Barcelone, Blida, Crète).

Cette amélioration des épisodes à l'échelle quotidienne est aussi notée à l'échelle saisonnière. On présente ainsi une comparaison des moyennes saisonnières de l'année 2008 pour les deux simulations REF et NEW, par rapport aux données MODIS. C'est au printemps que les différences entre les deux distributions sont les plus importantes. C'est en effet le moment où des panaches de poussières désertiques commencent à être transportés sur la mer, notamment sur le bassin oriental. Le contraste entre l'ouest et l'est de la Méditerranée est ainsi bien visible sur les deux simulations avec un maximum le long de la côte libyenne. Néanmoins, REF surestime clairement les épaisseurs optiques associées aux émissions sur le Sahara, alors que NEW montre des valeurs plus proches de MODIS. Les gradients sur la mer sont aussi mieux simulés par NEW. En effet, le schéma d'Alfaro et Gomes semblait surestimer la fraction massique des aérosols submicroniques, qui peuvent être transportés sur de longues distances et qui ont un poids important dans l'épaisseur optique du rayonnement visible. La nouvelle distribution produit au contraire plus de poussières de grande taille et résout ainsi ce problème. Cette conclusion peut aussi être tirée en été au niveau des régions occidentale et centrale de la Méditerranée, et dans une moindre mesure en hiver et en automne. Il resterait toutefois à comparer les émissions simulées à des observations dans les régions sources (par exemple avec la campagne AMMA), et à évaluer également les flux de dépôt qui sont particulièrement sensibles aux grosses particules.

Pour mieux estimer les conséquences de ce changement de distribution sur le forçage radiatif des aérosols en Méditerranée, une simulation complémentaire de 10 ans a été réalisée sur la période 2000-2009 avec le nouveau schéma. On a ainsi pu estimer le forçage radiatif direct moyen en surface des aérosols à -13.6 $W.m^{-2}$ sur la mer Méditerranée pour le rayonnement visible, dû à l'absorption et la diffusion du rayonnement solaire incident, tandis que pour le rayonnement thermique en surface il est légèrement positif (+1.7 $W.m^{-2}$). Il présente un cycle saisonnier marqué, avec un maximum au printemps et en été lié aux aérosols désertiques. On peut également noter que cette nouvelle distribution augmente le dépôt sec, de par l'augmentation de la fraction des aérosols émis de grande taille.

Par ailleurs, cette nouvelle distribution devrait être testée sur d'autres régions désertiques, afin de voir si on obtient des impacts similaires à ceux montrés ici pour l'Afrique du nord. Un plus grand nombre de données disponibles (concentration, émission, dépôt, etc.), nous aiderait également à comprendre l'impact du changement de la distribution granulométrique.

5.1.2. Modélisation des aérosols désertiques et forçage radiatif en Méditerranée (article)

Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the Mediterranean region : a regional climate model approach. P. Nabat, F. Solmon, M. Mallet, J. F. Kok and S. Somot, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 10545-10567, doi :10.5194/acp-12-10545-2012, 2012.

Atmos. Chem. Phys., 12, 10545–10567, 2012
www.atmos-chem-phys.net/12/10545/2012/
doi:10.5194/acp-12-10545-2012
© Author(s) 2012. CC Attribution 3.0 License.



Atmospheric Chemistry and Physics

Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the Mediterranean region: a regional climate model approach

P. Nabat[1], F. Solmon[2], M. Mallet[3], J. F. Kok[4], and S. Somot[1]

[1]CNRM-GAME – URA1357, Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1, France
[2]The Abdus Salam International Center for Theroretical Physics, Strada Costiera 11, 34100 Trieste, Italy
[3]Laboratoire d'Aérologie, 16 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France
[4]Advanced Study Program, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA

Correspondence to: P. Nabat (pierre.nabat@meteo.fr)

Received: 30 April 2012 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 19 July 2012
Revised: 5 October 2012 – Accepted: 10 October 2012 – Published: 12 November 2012

Abstract. The present study investigates the dust emission and load over the Mediterranean basin using the coupled chemistry–aerosol–regional climate model RegCM-4. The first step of this work focuses on dust particle emission size distribution modeling. We compare a parameterization in which the emission is based on the individual kinetic energy of the aggregates striking the surface to a recent parameterization based on an analogy with the fragmentation of brittle materials. The main difference between the two dust schemes concerns the mass proportion of fine aerosol that is reduced in the case of the new dust parameterization, with consequences for optical properties. At the episodic scale, comparisons between RegCM-4 simulations, satellite and ground-based data show a clear improvement using the new dust distribution in terms of aerosol optical depth (AOD) values and geographic gradients. These results are confirmed at the seasonal scale for the investigated year 2008. This change of dust distribution has sensitive impacts on the simulated regional dust budget, notably dry dust deposition and the regional direct aerosol radiative forcing over the Mediterranean basin. In particular, we find that the new size distribution produces a higher dust deposition flux, and smaller top of atmosphere (TOA) dust radiative cooling. A multi-annual simulation is finally carried out using the new dust distribution over the period 2000–2009. The average SW radiative forcing over the Mediterranean Sea reaches $-13.6\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ at the surface, and $-5.5\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ at TOA. The LW radiative forcing is positive over the basin: $1.7\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ on average over the Mediterranean Sea at the surface, and $0.6\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ at TOA.

1 Introduction

Atmospheric aerosols have substantial impacts on the Earth's climate through their direct, semi-direct and indirect effects. This is the reason why it is essential to include the description of aerosol processes (sources, evolution during transport, deposition, chemical, physical and optical properties) in regional and global climate models. According to IPCC (2007), the aerosol radiative forcing estimated in 2005, relative to the preindustrial year 1750, is negative at the global scale ($-0.5\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ for the direct effect and $-0.7\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ for the cloud albedo effect), with a large uncertainty notably due to their huge spatial and temporal variability. Not only can different natural processes emit aerosols, namely desert dust lifting, sea spray, volcanic explosions or biogenic organic emissions, but anthropogenic activities can also be a significant contributor, notably because of biomass burning, fossil fuels combustion and industrial production. Aerosols have generally short atmospheric life times (from a few days to several weeks), are associated with local sources, and possibly undergo rapid chemical evolution, thereby affecting transport and removal processes (e.g. Sullivan et al., 2007). Their physicochemical and optical properties are

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

consequently highly variable in space and time. These properties determine their interactions with shortwave (SW) and longwave (LW) radiation and clouds, with ensuing impacts on climate. As representative of this complexity, the Mediterranean basin has been identified by Lelieveld et al. (2002) as a crossroads of air masses carrying numerous and various aerosols. In this region, aerosols of different sources accumulate: industrial and urban aerosols from Europe and North African towns, biomass burning aerosols from Eastern Europe, dust aerosols from Africa, and marine particles from the sea. Basart et al. (2009) outline the resulting large variety in aerosol properties over the basin. Given this high aerosol content in this region, their effects can be important to the climate and ecosystems of the Mediterranean. Regional climate response to aerosol is all the more complex as local winds, complex coastlines and orography have strong interactions in the atmospheric flow. In this context, high resolution modeling in this region is essential (Gao et al., 2006; Giorgi and Lionello, 2008; Colin et al., 2010; Herrmann et al., 2011), and the use of a regional climate model (RCM) to investigate these effects is particularly relevant.

Desert dust is on average the principal aerosol component over the basin and strongly influences the Mediterranean climate (Barnaba and Gobbi, 2004). Desert dust aerosols come from suspension, saltation and creeping processes associated with wind erosion (Shao, 2008; Kok et al., 2012). Dust emission is not a homogeneously continuous phenomenon, and mostly occurs in episodic events of intense near-surface wind conditions, able to lead to dust outbreaks over the Mediterranean Sea (Moulin et al., 1997). Dust aerosols can be lifted up to high altitudes, namely between 1.8 and 9 km (Mona et al., 2006; Kalivitis et al., 2007), especially for the finer particles, and then be transported over thousands of kilometres. They potentially play an important role in the climate system because of their optical properties (absorption and scattering of infrared and solar radiation, as well as emission of infrared radiation, Slingo et al., 2006), which modify the Earth's radiative budget through complex mechanisms (Sokolik et al., 2001). They also influence biogeochemistry, as dust deposition to the ocean is an important source of iron in high-nutrient–low-chlorophyll (HNLC) regions (Mahowald et al., 2009; de Madron et al., 2011), which is crucial for phytoplankton growth. Many global climate models simulate dust emission and transport in a coherent manner (Woodage et al., 2010), but the total impact of dust aerosols on Earth's radiative budget still constitutes an important uncertainty (IPCC, 2007; Kok, 2011a). There are large differences in global climate models in the simulation of the dust cycle and the resulting impact on climate (Huneeus et al., 2011). A large inter-model variability is also found at the regional scales (Uno et al., 2006), notably due to differences in dust emission parameterizations (Todd et al., 2008). Numerous parameters such as soil properties, surface wind and roughness variability are responsible for emission uncertainties, affecting saltation and the total emission mass flux. Another component of these uncertainties comes from the representation of the emission dust size distribution. Different approaches have been proposed to parameterize this distribution. The first approach consists in directly assigning a representative size distribution to the integrated vertical mass flux from measurements. In global modeling a background size distribution is often considered (e.g. Zender et al., 2003), which could be potentially unrealistic close to emitting regions. When local emission distribution data are available, this approach has proved to be regionally more realistic (Crumeyrolle et al., 2011) but is a priori tied to a specific domain of study. A second approach, notably used by Alfaro and Gomes (2001) and Shao (2001), consists of using a physically explicit scheme to link the emission size distribution to both the wind speed at emission and soil properties such as the size distribution, aggregate binding energy, and soil plastic pressure. However, many of these parameters are difficult to measure and even more difficult to scale up over extended geographic domains. The most recent approach for representing the dust size distribution at emission is to use the analogy of the fragmentation of brittle materials such as glass with the emission of dust aerosols through the cracking of soil aggregates (Kok, 2011a). In contrast to the schemes of Alfaro and Gomes (2001) and Shao (2001), this approach results in a size distribution that is independent of wind speed (Kok, 2011b). This is consistent with measurements of the dust size distribution at emission (Gillette, 1974; Shao et al., 2011), and had previously been hypothesized by Reid et al. (2008) based on the observation that the in situ dust size distribution is relatively independent to changes in wind speed. Moreover, Kok (2011a) has suggested that the relatively small amount of scatter between measurements suggests that the dust size distribution at emission is also relatively independent of the regional soil properties, and used this observation to propose a universal size distribution.

The present study explores the sensitivity of a regional climate model (RegCM-4) to these different approaches in representing dust emission distribution, and the impact it can have on the dust budget (emission, concentration, dry and wet deposition), associated aerosol optical depth (AOD) and aerosol direct radiative forcing, both in SW and LW radiation. In order to find the most realistic distribution, two simulations have been performed for the year 2008. The objective is also to characterize the aerosol optical depth, emission and deposition in the Mediterranean over a ten-year period in order to estimate their potential impact on climate through direct SW and LW radiative forcing. It should be noted that only the direct effect of aerosols is considered in the present work. After a description of methodology in Sect. 2, we focus on both dust particle size distributions in Sect. 3. Results of a comparison on dust outbreaks over the Mediterranean are then evaluated against satellite and surface remote-sensing observations in Sect. 4. Section 5 presents the results at the seasonal scale, and the aerosol characteristics over a longer

period before our summary and concluding remarks detailed in Sect. 6.

2 Methodology

2.1 The RegCM-4 model

The Regional Climate Model system, namely RegCM, has been developed since 1989 at the National Center for Atmospheric Research (NCAR, Dickinson et al., 1989) and then at the International Centre for Theoretical Physics (ICTP, Trieste – Italy, Giorgi and Mearns, 1999). The current version used in this study is RegCM-4 (Giorgi et al., 2012). The main characteristic of this model is to be user-friendly and highly portable to a variety of computer platforms. It can also interface with many reanalyses, such as the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, Sylla et al., 2009) or the National Center for Environmental Prediction (NCEP), and the GCM (Global Climate Model) boundary conditions to provide a full suite of simulation options. Its horizontal resolution can vary from 10 to 100 km, for simulation periods can vary from days to decades. It is a hydrostatic, sigma vertical coordinate model (18 levels), whose dynamical core is historically based on the hydrostatic version of the fifth generation of the mesoscale model MM5 (Grell et al., 1994). The formation of precipitation is divided between resolvable (or large-scale) precipitation using the subgrid explicit moisture SUBEX scheme (Sundqvist et al., 1989), and convective precipitation using in the present work the MIT-Emanuel scheme (Emanuel, 1991). The biosphere is taken into account thanks to BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, Dickinson et al., 1993), which gives the transfer of energy, mass and momentum between the atmosphere and biosphere. There is no two-way interaction between the ocean and the atmosphere. Fluxes from open bodies are only computed from prescribed sea surface temperatures (SSTs), so that the atmosphere cannot affect the ocean.

In RegCM-4, the basic aerosol scheme accounts for sulfate, organic carbon, black carbon, dust and sea salt aerosols, and is described by Qian et al. (2001) and Solmon et al. (2006). Assuming an external mixture, it includes advection by atmospheric winds, diffusion by turbulence, vertical transport by deep convection, surface emissions, dry and wet removal processes, and gas and aqueous phase chemical conversion mechanisms.

The emission terms of the anthropogenic aerosols come from different inventories based on reference years. Dust and sea salt emissions are based on Zakey et al. (2006, 2008) with modifications described in Giorgi et al. (2012). Different studies have shown the ability of RegCM-4 to reproduce the basic regional patterns and seasonality of the different aerosols over Europe and Africa (e.g. Solmon et al., 2006). The SW radiative effect is calculated using optical properties (asymmetry factor, Single Scattering Albedo (SSA) and mass extinction coefficient), which are computed for each aerosol type and each wavelength of the RegCM-4 radiation scheme (18 wavelength bands, Kiehl et al., 1996) using a Mie scattering code. The LW emissivity and absorptivity are calculated using prognostic dust bin concentrations, LW refractive indices and absorption cross sections consistent with Wang et al. (2006). Even though the present study focuses on dust aerosols, the presence of all aerosol types in RegCM-4 enables us to compare total AOD with satellite measurements. RegCM-4 based aerosol regional climate impacts have been carried out over different regions, such as East Asia (Zhang et al., 2009; Yan et al., 2011), West Africa (Sylla et al., 2010; Solmon et al., 2008; Konare et al., 2008; Malavelle et al., 2011; Solmon et al., 2012) and South Africa (Tummon et al., 2010). As far as the Mediterranean is concerned, studies have been led about dust outbreaks (Santese et al., 2010), but it is the first time to our knowledge that a longer simulation with a coupled-chemistry regional climate model including dust aerosols has been proposed in this region.

The simulations of this study use boundary conditions from ERA-INTERIM (Dee et al., 2011). These data, coming from the ECMWF, are a reanalysis of the period 1979–present in preparation for the next-generation extended reanalysis to replace ERA-40. Aerosols are not included in the lateral boundary conditions, and we have defined the domain in order to account for the main aerosol sources over the Mediterranean basin, notably the Saharan dust (Israelevich et al., 2012).

The latter extends from 25 to 55° N and from −10 to 45° E and represents a region of 4750 by 3600 km, with a resolution of 50 km (120×97 points in the grid model). At each extremity, 12 grid points constitute the buffer zone, where a relaxation method allows a smooth transition in order to avoid an abrupt change between the RCM simulation and the lateral boundary conditions, and reduces noise generation. Outputs for all the simulations performed in this study are provided every 6 h.

2.2 Observation data

The simulated aerosol optical depth (AOD) will be compared with satellite data from the MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), the Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization (CALIOP) instrument and in-situ observations from the AErosol RObotic NETwork (AERONET). The year 2008 has been chosen for the RegCM-4 simulation and the comparison because of the availability of these three kinds of data.

MODIS is a passive radiometer, based on NASA's Aqua satellite, designed to retrieve aerosol optical and microphysical properties over land and ocean (Tanré et al., 1997; Levy et al., 2007). Over bright surfaces such as the Saharan desert, a specific algorithm called "Deep Blue" is used (Hsu et al., 2004). It is based on the blue wavelengths and libraries of surface reflectance, and enables the retrieval of AOD on

regions where the land algorithm, which relied on finding dark targets, is inadequate. For this study, we have used the Level-3 aerosol products (collection 5.1, standard and Deep Blue algorithms) at the $1 \times 1^{\circ}$ resolution.

CALIOP is an instrument based on the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) satellite. Launched in April 2006, its purpose is to study the impact of clouds and aerosols on the Earth's radiation budget and climate (Vaughan et al., 2004; Winker et al., 2009). It has the advantage that it retrieves the vertical profiles of aerosol properties compared to standard radiometers that provide aerosol properties only for the atmospheric column. In this study the vertical distribution of aerosol types is of particular interest, since it allows us to follow the transport of dust aerosols (especially their altitude) over the Mediterranean basin. These comparisons with CALIOP are just used to assess the vertical distribution of aerosols, and we used it in synergy with the total AOD estimated from passive surface and satellite techniques (Bréon et al., 2011).

AERONET is a ground-based internationally federated, globally distributed network of automatic sun/sky radiometers (Holben et al., 1998, 2001). Sunphotometer observations are used to retrieve AOD at different wavelengths and also the microphysical (volume size distribution) together with optical (refractive index, SSA and asymmetry parameter) properties for the whole atmospheric column following the algorithm detailed in Dubovik and King (2000). Associated uncertainties of the different aerosol parameters are provided in this article. In the present work, we have mainly used the AOD data (daily average quality-assured data – Level 2.0 – downloaded from the AERONET website: http://aeronet.gsfc.nasa.gov).

2.3 Taylor diagrams

To evaluate the model more precisely, we will use Taylor diagrams. Presented in Taylor (2001), they are two-dimensional graphs which indicate how closely a pattern matches observation. Every Taylor diagram represents three statistics, namely the correlation coefficient (indicated by the azimuthal angle), the standard deviation normalized by the observed standard deviation (the radial distance from the origin) and the root-mean-square (RMS) difference (the distance to the point on the x-axis identified as "observed"). The distance between the points representing the simulation and the observation can be seen as a measure of the error: it is the bias-corrected RMS difference. Thus, it enables a quick comparison of several simulations, for instance in terms of seasonal means or interannual variability.

3 Simulation design

This study investigates the particle size distribution for the emitted dust vertical flux. In the regional climate model RegCM-4, the physical dust emission scheme consists of two processes: saltation and sandblasting, based on the studies of Marticorena and Bergametti (1995) and Alfaro and Gomes (2001). Particles of ~ 100 µm are most readily lifted by wind, because the lifting of smaller and larger particles is impeded by increases in the strength of the cohesive and gravitational forces, respectively, relative to aerodynamic forces (Iversen and White, 1982; Kok et al., 2012). These particles are submitted to ballistic trajectories (saltation), and are transported by wind. When these saltating particles fall down, their impacts eject dust particles (~ 0.1–50 µm) from dust aggregates in the soil (sandblasting). This is the main dust emission process contributing to the dust vertical flux (Shao et al., 1993).

In the current parameterization of RegCM-4, a minimum value of the wind friction velocity is necessary in order for saltation to occur (Marticorena et al., 1997); otherwise the particles cannot be lifted. This erosion threshold depends on the dry soil distribution, on the soil moisture and on the roughness due to the presence of nonerodible elements.

The soil moisture effect on the particle cohesive forces and the erosion threshold is also taken into account (Fécan et al., 1999). Many theoretical and experimental studies (Gillette, 1979; Shao et al., 1993) have shown that the horizontal flux (G), namely the saltation flux, is proportional to the third power of the wind friction velocity. The dust vertical flux is then inferred from the saltation flux, since the dust aerosol production corresponds to the rupturing of the interparticle bonds linking dust particles to each other or to the surface (Alfaro et al., 1997). In this approach, the emitted mass and the distribution depend on the individual kinetic energy of the aggregates striking the surface. Alfaro and Gomes (2001) proposed a distribution based on three lognormally distributed modes, related to three binding energies determined from wind tunnel experiments. These energies correspond to different thresholds of disruption of the aggregates. When the kinetic energy of an individual saltating aggregate of given size reaches the threshold of one binding energy, particles from this mode are released.

Even if the dust emission process as described by Alfaro and Gomes (2001) is qualitatively understood, quantifying emissions is still difficult. Indeed, cohesive forces on PM20 (soil particles smaller than 20 µm) are poorly understood (Shao, 2001), which causes large uncertainties in these theoretical predictions of the size distribution of emitted dust aerosols. It is suggested in Kok (2011a) that this representation possibly overestimates the fine dust fraction in climate models.

Recently, Kok (2011a) has pointed out that dust emission is actually analogous to another phenomenon which is better understood: the fragmentation of brittle materials. Just like an object of glass or gypsum will fragment upon receiving an impact of sufficient energy, a dry soil aggregate can also fail after the impact of a saltating particle. More precisely, three different regimes exist to classify the resulting particle size distribution: the elastic regime (low impact energy,

no fragments produced), the damage regime (larger impact energies, several fragments of which the largest one is comparable in size to the original object) and the fragmentation regime (even larger impact energies, producing fragments of a wide range of sizes). Conveniently, the size distribution of fragments in the fragmentation regime is "scale invariant" (i.e. follows a power law) for a limited size regime. Assuming that most dust emission is due to fragmenting impacts and that the production of aerosols of size D_d is proportional to the volume fraction of soil particles with size $D_s \leq D_d$, Kok (2011a) derived the following equation for the volume size distribution of emitted dust aerosols:

$$\frac{dV_d}{d\ln D_d} = \frac{D_d}{c_V}\left[1 + \mathrm{erf}\left(\frac{\ln(D_d/D_s)}{\sqrt{2}\ln\sigma_s}\right)\right]\exp\left[-\left(\frac{D_d}{\lambda}\right)^3\right],$$

where V_d is the normalized volume of dust aerosols with size D_d, λ is the side crack propagation length and c_V is a normalization constant. The geometric standard deviation σ_s and the median diameter by volume D_s describe the log-normal distribution of fully disaggregated soil particles. Kok (2011a) used least-squares fitting on measured particle size distribution of arid soils to determine $D_s = 3.4 \pm 1.9\,\mu m$ and $\sigma_s = 3.0 \pm 0.4\,\mu m$.

This new dust size distribution has been compared to field measurements of the size-resolved vertical dust flux in Kok (2011a), where excellent agreement was found between theory and measurements over a sample of data. Moreover, these measurements suggest that previously used empirical model relations could overestimate the mass fraction of emitted clay aerosols ($D_d < 2\,\mu m$) and underestimate the fraction of emitted large silt aerosols ($D_d > 5\,\mu m$). Consequently, these estimate errors could cause model errors, especially in the spatial distribution of dust, and in the balance between dust radiative cooling and heating (Kok, 2011a). We will study more precisely the impact of this change of distribution in RegCM-4 over the Mediterranean region in Sects. 4 and 5.

In order to implement this new distribution for the dust vertical flux in RegCM-4, we will keep the same calculation for the horizontal saltation flux G previously described in this section. The vertical flux F will then be deduced with an empirical relationship given by Marticorena and Bergametti (1995), using the soil clay content % clay:

$$\alpha = \frac{F}{G} = c_{\mathrm{alpha}} \times 10^{0.134 \cdot \%\mathrm{clay} - 6},$$

where c_{alpha} is a normalization constant adapted to have a value of α relevant compared to the one used in other models (see Todd et al., 2008), using $c_{\mathrm{alpha}} = 0.035$. The dust size distribution of Kok (2011a) can then be applied to this emitted vertical flux. It should be outlined that this change of parameterization also modifies the total integrated emitted dust flux. This aspect will be taken into account in the following discussions. Another important point is that dust bin optical properties are kept constant between the two parameterizations.

4 Results: comparison of both distributions at the episodic scale

As mentioned in Sect. 1, the aim is to evaluate the impact of the new dust size distribution on the dust aerosol load, deposition and direct radiative forcing, both at the episodic and seasonal scale. We perform simulations with both the Alfaro and Gomes (2001) and the new Kok (2011a) size distribution, which we refer to as the REF and the NEW simulation, respectively. From the point of view of climate, the long temporal scales are the most critical, but given their intermittent nature, evaluating dust events is a first necessary step to assess the realism of emission and transport processes. In this section, we consider the event scale first with two dust outbreaks over the Mediterranean in 2008 and then with daily temporal series in three AERONET stations. Different regions of the Mediterranean basin have been chosen for these outbreaks in order to take into account the possible different responses according to wind conditions and soil properties.

Spring and early summer are the favourable period for the "sharav cyclones", which tend to move along the Northern African coast and cross the Mediterranean towards the north between Tunisia and Egypt, bringing dust to these regions (Moulin et al., 1998). On the contrary, in summer and autumn, dust transport is concentrated over the central and western basins because of the Saharan depression combined with the semi-permanent ridge over Libya (Gkikas et al., 2012; Israelevich et al., 2012). The following two examples illustrate both these situations. For each case, the different parameters characterizing aerosols (such as AOD and deposition) are averaged over the corresponding period and domain, both for MODIS and RegCM-4 data.

4.1 Case 1: 31 October–2 November 2008

The first case occurred in early November 2008, when a dust plume blew from the Sahara across the Mediterranean Sea toward Europe. Figure 1d shows this phenomenon captured by MODIS. The plume might come from sand seas in Algeria, namely between Grand Erg Oriental near the Algeria-Libya border, and Grand Erg Occidental. It is crossing the sea, mixing with clouds over Greece. MODIS AOD (Fig. 1a) shows the trace between the Algeria-Libya border and Greece, with values up to 0.8 at 550 nm. With regards to RegCM-4 experiments, REF (Fig. 1b) clearly overestimates AOD over this region. NEW (Fig. 1c) is in better agreement with MODIS, given the narrow band of AOD between 0.6 and 0.7 between Libya and Greece. However, some discrepancies appear in the African continent. The Taylor diagram (Fig. 1e) shows a reduced error for NEW experiment, notably for the simulated standard deviation (0.12 over the affected zone during the episode) much closer to the observed standard deviation (0.13 for MODIS) than REF experiment (0.42). The RMS difference is consequently reduced in NEW (1.32) compared to REF (3.09).

Table 1. Average dust emission, integrated concentration, optical depth (550 nm) and deposition during the outbreak (31 October–2 November 2008) over the affected zone (25–43° N, 5–30° E) for each dust bin. 1: 0.01–1.0 µm, 2: 1.0–2.5 µm, 3: 2.5–5.0 µm, 4: 5.0–20.0 µm. The largest value for each bin is indicated in boldface. The normalized value (for a total emission of 1000 mg m^{-2} day^{-1}) of each term is indicated between brackets, and in a specific line for the emission of each bin.

Parameter	REF					NEW				
Dust bin	1	2	3	4	*Total* (norm)	1	2	3	4	*Total* (norm)
Emission (normalized) (mg m^{-2} day^{-1})	**65.9 (96.6)**	**73.5 (107.8)**	20.5 (30.0)	521.9 **(765.6)**	*681.7 (1000)*	14.8 (15.5)	61.2 (63.9)	**214.7 (224.2)**	**666.9** (696.4)	*957.6 (1000)*
Column burden (mg.m^{-2})	**110.5**	**51.3**	11.4	77.6	*250.8 (367.8)*	25.5	45.5	**127.5**	**102.9**	*301.4 (314.7)*
Optical depth (550 nm)	**0.27**	**0.04**	0.01	0.01	*0.33 (0.49)*	0.06	0.04	**0.05**	**0.02**	*0.17 (0.18)*
Dry deposition (mg m^{-2} day^{-1})	**14.8**	**30.4**	9.0	296.2	*350.4 (514.0)*	3.0	24.1	**92.2**	**386.6**	*505.9 (528.3)*
Wet deposition (mg m^{-2} day^{-1})	**1.3**	**0.7**	0.2	0.9	*3.1 (4.4)*	0.2	0.4	**1.2**	**1.0**	*2.8 (3.0)*

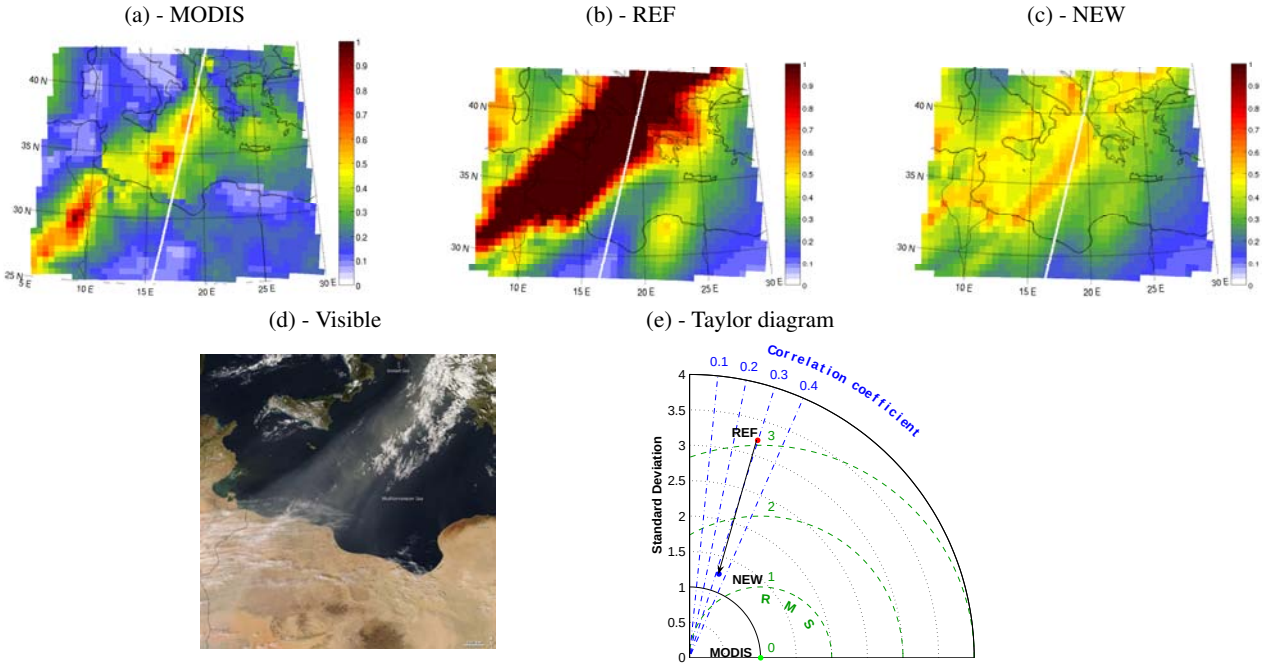

Fig. 1. Dust event between 31 October and 2 November 2008 – Comparison of aerosol optical depth (AOD) at 550 nm between MODIS data **(a)**, REF **(b)** and NEW **(c)**. White line: the trace of CALIOP on 1 November 2008, see Fig. 2 – at the bottom: satellite image from MODIS on 1 November **(d)** and corresponding Taylor diagram **(e)**.

Table 1 presents different dust parameters (emission, column burden, AOD, dry and wet deposition) for each dust bin, on average over the affected region (25–43° N, 5–30° E). The normalized values for a total emission of 1000 mg m^{-2} day^{-1} are also indicated in order to take into account the change in the total emitted mass. It should be noted for this budget that emitted dust aerosols outside the affected region could also have been modified. In terms of mass, emitted fine aerosols (smaller than 2.5 µm) are prevailing with the Alfaro scheme (REF), contrary to the Kok distribution (NEW) which enhances the coarse bin. This shift to larger dust sizes in the change from Alfaro to the Kok scheme is also reflected in the

simulated dust concentration and deposition. In total mass, these two terms have increased, but compared to the total dust emitted flux, the proportion of atmospheric dust content has decreased, and dust deposition within the affected domain slightly increased. Fine aerosols, prevailing in mass in the REF simulation, have longer atmospheric lifetimes (e.g. Tegen and Lacis, 1996), and are thus deposited further from source regions than coarse dust aerosols. With regards to AOD, only the first bin shows a big difference between the REF and NEW simulations, because fine aerosols have the strongest impact on SW radiation extinction (e.g. Tegen and Lacis, 1996). Despite the fact that the total emitted flux has increased with the new distribution, dust AOD has decreased substantially in the NEW simulation. On average over the affected region, total AOD from NEW is 0.30 against 0.46 for REF, while MODIS AOD is 0.24. This decrease in AOD is even more sensitive with the normalized values. Indeed, the average extinction given by the ratio between the AOD and the column burden is higher in REF ($1.3\,m^2\,g^{-1}$) than in NEW ($0.56\,m^2\,g^{-1}$).

Figure 2 presents the vertical profile of aerosols measured by CALIOP on 1 November 2008. Both REF and NEW simulate the presence of dust aerosols at a similar altitude as CALIOP, which is to say between 500 and 4000 m. Further from the sources (around 40° N in latitude), REF probably overestimates the presence of dust aerosols in altitude compared to NEW and CALIOP. However, the presence of high clouds beyond 38° N might disturb the identification of dust aerosols in lower troposphere by CALIOP.

These simulated differences in the size distribution, loading and altitude of the dust also impact the direct radiative forcing (RF) at the regional scale. The RF is the difference between the net fluxes in the presence and absence of atmospheric aerosols (for the exact same atmosphere). The surface (resp. TOA) net flux (F_{net}) is the difference between the downward and upward irradiances at the Earth's surface (resp. TOA). It can be computed for LW or SW radiation. Figure 3 presents aerosol radiative forcing (shortwave and longwave) at the surface and at the top of the atmosphere (TOA). In the REF simulation, the presence of many fine aerosols, which produce a strong cooling effect through efficient scattering of SW radiation (Liao and Seinfeld, 1998; Miller et al., 2006), increases the negative forcing both at the TOA and at the surface, resulting in an RF up to ~ 20 and $30\,W\,m^{-2}$ at TOA and the surface, respectively. Since the size distribution of the NEW simulation contains a much smaller mass fraction of fine dust aerosols (Table 1), the RF is decreased by $\sim 50\,\%$ to maximum values of ~ 5 and $15\,W\,m^{-2}$ at TOA and the surface, respectively, despite higher total emission and burden (Table 1). Moreover, over the North African continent, the sign of RF has changed at the TOA. This occurs because coarse dust aerosols, which are more numerous in NEW compared to fine aerosols (contrary to REF), are more absorbing in the visible spectral region. Indeed, the addition of coarse dust particles decreases

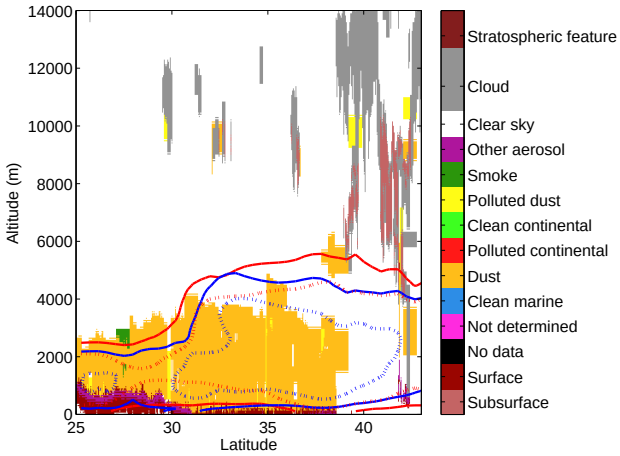

Fig. 2. Vertical profile of aerosols measured by CALIOP on 1 November 2008. The corresponding trace is plotted in Fig. 1a. The AOD of dust aerosols simulated in RegCM-4 by REF is indicated with the red line, by NEW with the blue line (solid line: dust AOD = 0.01, dashed line: dust AOD = 0.03).

SW SSA (McConnell et al., 2008), and thus the RF is slightly positive over this dust-emitting region. Furthermore, more coarse dust particles lead to an additional positive TOA LW forcing.

4.2 Case 2: 23–25 March 2008

The second case refers to a dust episode occurring in late March 2008. Figure 4 shows Saharan dust blowing northward over the Mediterranean Sea towards Turkey, then turning east and blowing over part of the Black Sea (Fig. 4d). MODIS AOD at 550 nm (Fig. 4a) has two maxima: one over the sea near Cyprus (1.7) and the other one in the eastern Black Sea (1.4). The latter is better seen by RegCM-4 (Fig. 4b) and (Fig. 4c), especially by NEW (1.2 against 1.0 for REF). Both experiments simulate the first maximum in a different place, namely in northwestern Egypt. Compared with Deep Blue data, the inland maximum around 20° E (0.7) is excessively simulated by NEW (1.0) and REF (1.3), in addition to a geographic error for the latter. The correlation coefficient (Fig. 4e) is higher for the NEW experiment (0.56) than for REF (0.48), and an improvement is also noticed for the standard deviation (0.25 for NEW, 0.24 for MODIS and 0.27 for REF) and the RMS difference (0.97 for NEW instead of 1.09 for REF).

Table 2 presents the same parameters for this second case as Table 1. The same phenomenon can be noticed: the fine mode is prevailing in REF, while more coarse aerosols are emitted in NEW. However, the response of the Alfaro scheme is not exactly the same as for the first case, probably because of different wind conditions or soil characteristics, such that the difference between the two simulations for the first bin is less important. Therefore, the difference in dust

Table 2. Average dust emission, integrated concentration and optical depth (550 nm) and deposition during the outbreak (23–25 March 2008) over the affected zone (25–48° N, 6–45° E) for each dust bin. 1: 0.01–1.0 µm, 2: 1.0–2.5 µm, 3: 2.5–5.0 µm, 4: 5.0–20.0 µm. The largest value for each bin is indicated in boldface. The normalized value (for a total emission of 1000 mg m^{-2} day^{-1}) of each term is indicated between brackets, and in a specific line for the emission of each bin.

Parameter	REF					NEW				
Dust bin	1	2	3	4	*Total* (norm)	1	2	3	4	*Total* (norm)
Emission (normalized) (mg m^{-2} day^{-1})	**40.4 (67.2)**	45.0 **(74.9)**	13.7 (22.7)	502.0 **(835.2)**	*601.1 (1000)*	16.4 (15.5)	**67.7** (63.9)	**237.5 (224.2)**	**737.7** (696.4)	*1059.3 (1000)*
Column burden (mg m^{-2})	**65.6**	33.5	8.4	83.1	*190.6 (317.2)*	25.8	**50.2**	**145.5**	**127.1**	*348.6 (329.1)*
Optical depth (550 nm)	**0.17**	0.03	0.00	0.01	*0.21 (0.36)*	0.04	**0.03**	**0.03**	**0.01**	*0.11 (0.10)*
Dry deposition (mg m^{-2} day^{-1})	**8.2**	18.2	6.0	290.0	*322.4 (536.5)*	3.5	**27.5**	**105.1**	**428.4**	*564.5 (532.9)*
Wet deposition (mg m^{-2} day^{-1})	**3.4**	1.9	0.5	3.0	*8.8 (14.6)*	1.3	**2.6**	**7.6**	**4.2**	*15.7 (14.9)*

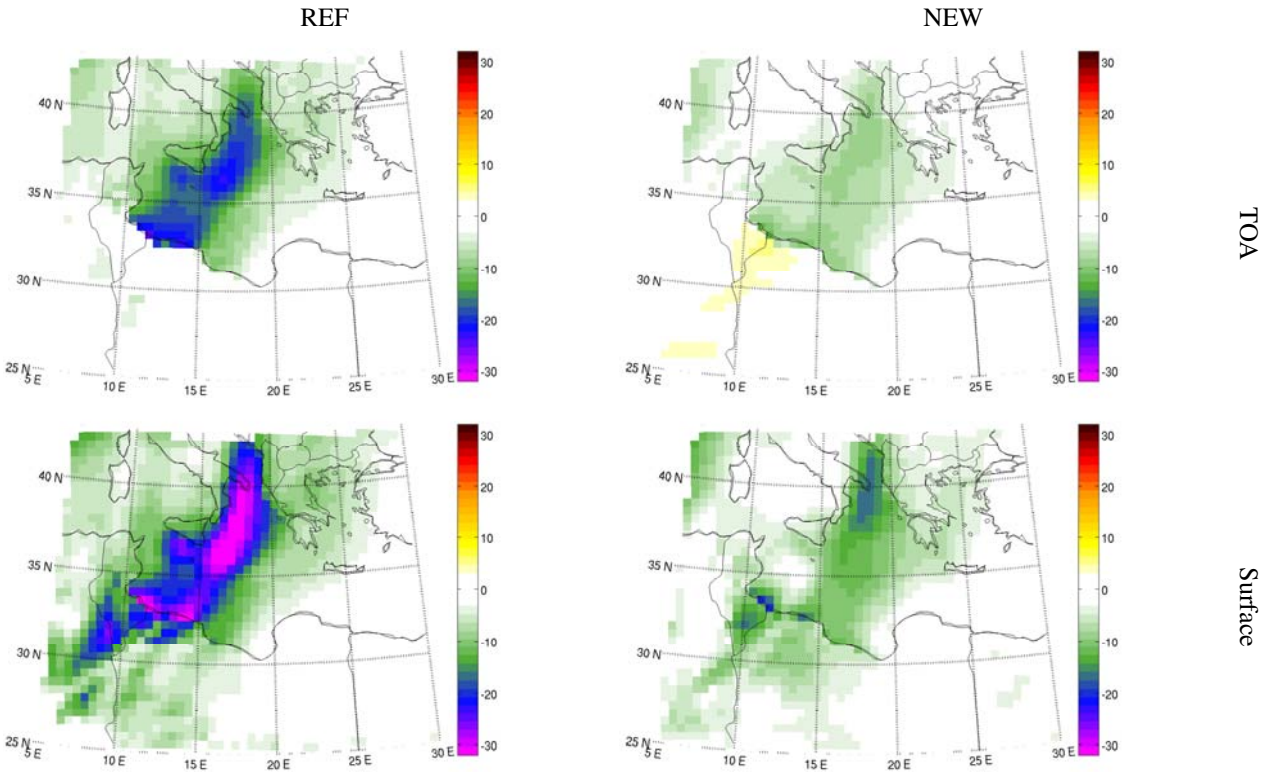

Fig. 3. Direct radiative forcing (in W m^{-2}, shortwave and longwave) simulated in REF (left panels) and NEW (right panels), at the surface (bottom panels) and at the top of the atmosphere (TOA, top panels) during the outbreak (31 October–2 November 2008).

AOD is smaller than in the first case, but AOD has still decreased in the NEW simulation. On average over the affected zone, NEW AOD (0.30) is now closer to MODIS AOD (0.24) than REF AOD (0.40). Moreover, the average extinction given by the ratio between the AOD and the column burden is substantially higher in REF (1.1 m^2 g^{-1}) than in NEW (0.32 m^2 g^{-1}), as also occurred for case 1. In terms of proportion compared with the total emitted mass, the dust column burden and dry deposition of NEW are nearly the same as in REF. With regards to radiative forcing in Fig. 5,

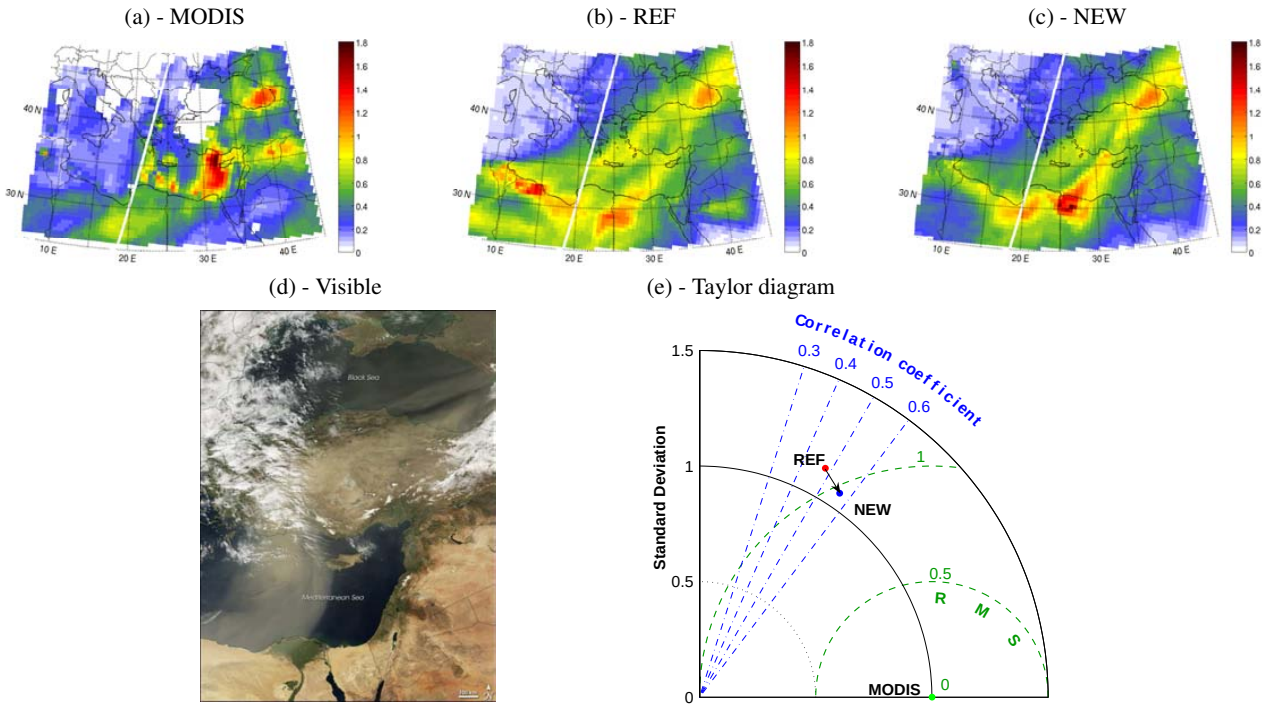

Fig. 4. Dust event between 23 and 25 March 2008 – Comparison of aerosol optical depth (AOD) at 550 nm between MODIS data **(a)**, REF **(b)** and NEW **(c)** – white line: the trace of CALIOP on 24 March 2008, see Fig. 6. At the bottom: satellite image from MODIS on 24 March **(d)** and corresponding Taylor diagram **(e)**.

values for NEW are in this case larger (in absolute terms) at the surface than for the REF simulation, notably in the eastern Black Sea where MODIS has shown a maximum AOD. At the TOA, the sign change of radiative forcing over dust-emitting regions is highlighted. At the surface, the area situated east of Crete shows a positive RF. This positive sign is due to a positive LW forcing related to the presence of coarse dust aerosols, which becomes higher than the negative SW forcing (dimming).

Figure 6 presents the vertical profile of aerosols measured by CALIOP on 24 March 2008. In both simulations, dust aerosols are not emitted high enough over Africa compared to CALIOP's observations (up to 5000 m in CALIOP, only 3500 m in RegCM-4). Further from dust sources, REF shows too many dust aerosols in altitude compared to NEW and CALIOP, because of fine aerosols emitted in too large quantities in REF. This also implies a change in the dust diabatic heating profile, with possible consequences on regional climate responses.

From these two cases, we can conclude that the NEW experiment shows a significant improvement in AOD in terms of intensity and geographical positions, although some differences are still observed compared to MODIS data. This improvement is mainly due to the change in dust emission distribution rather than emitted mass.

4.3 Dust outbreaks in AERONET data

To confirm this evaluation, we compare the results of our simulations with AERONET data.

Three stations have been chosen in different places over the Mediterranean basin for periods when dust outbreaks took place and measurements were available. These stations are Blida (Algeria, 36.5° N, 2.9° E), representing a location in the vicinity of dust sources; Barcelona (Spain, 41.4° N, 2.1° E), located in the Western Mediterranean; and Crete (Greece, 35.3° N, 25.3° E) in the Eastern basin. Since AERONET provides in-situ observations at specific locations, we need to interpolate the results of RegCM-4 simulations to provide AOD for the AERONET locations. The comparison is performed for AOD at 550 nm, so that the Angstrom coefficient has been used to get AERONET values at this wavelength (Eck et al., 1999), from measurements made at 440 nm.

In Blida (Algeria), Fig. 7a shows daily data in summer 2008. Both RegCM-4 simulations and AERONET observations show a similar evolution with time at first sight with two major peaks corresponding to dust loading maxima. However, the intensity of these maxima is generally overestimated by RegCM-4, especially by REF, which highlights the improvement in the NEW experiment. Further from dust sources, Fig. 7b and c shows the evolution of AOD in places influenced by dust transport over the Mediterranean Sea;

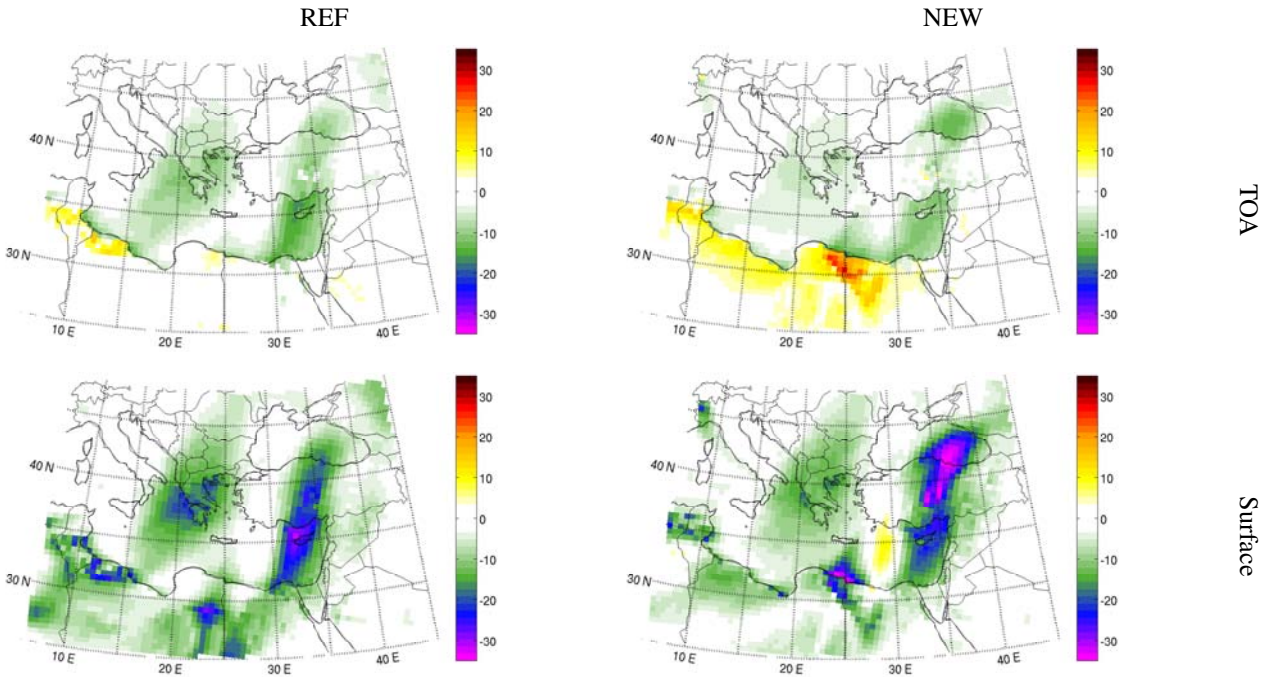

Fig. 5. Direct radiative forcing (in W m^{-2}, shortwave and longwave) simulated in REF (left panels) and NEW (right panels), at the surface (bottom panels) and at the top of the atmosphere (TOA, top panels) during the outbreak (23–25 March 2008).

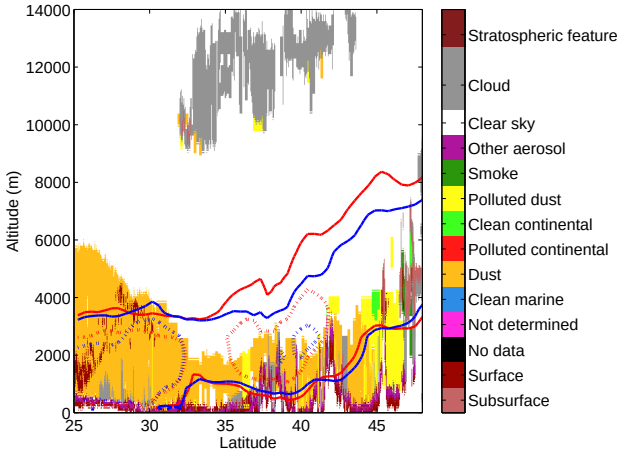

Fig. 6. Vertical profile of aerosols measured by CALIOP on 24 March 2008. The corresponding trace is plotted in Fig. 4a. The AOD of dust aerosols simulated by REF is indicated with the red line, by NEW with the blue line (solid line: dust AOD = 0.01, dashed line: dust AOD = 0.03).

Fig. 7b refers to Barcelona in October 2008. AERONET measurements show an increase in AOD of 0.15 to 0.4 from 8 to 15 October. This increase is reproduced with the NEW simulation, whereas REF substantially overestimates it. Figure 7c concerns the eastern basin, namely Crete, in the favourable time period to dust outbreaks. Between 6 September and 7 December, five major peaks can be seen in the AERONET measurements. Four of them are overestimated by REF, whereas the first one is underestimated by both the REF and NEW simulations. The measured variations in AOD are qualitatively reproduced by the simulations, although NEW is in better quantitative agreement than REF.

The corresponding Taylor diagrams (Fig. 8) emphasize the improvement of the NEW simulation in the standard deviation with respect to AERONET measurements. The intensity of dust peaks is better assessed than in REF experiment and the correlation coefficient is also slightly increased.

The comparison with AERONET stations has confirmed the improvement brought by the Kok distribution at the episodic scale both close and far from dust sources. At the episodic scale, AOD is better simulated with the new distribution, due to the increase of emitted coarse dust aerosols relative to fine aerosols. Indirect validation through AOD has confirmed this choice. The question is now whether this improvement can be verified at the seasonal scale in order to apply it for a climatic objective. Therefore, in the next section we will test whether our model is able to better reproduce AOD seasonal variability in the Mediterranean area with the NEW simulation.

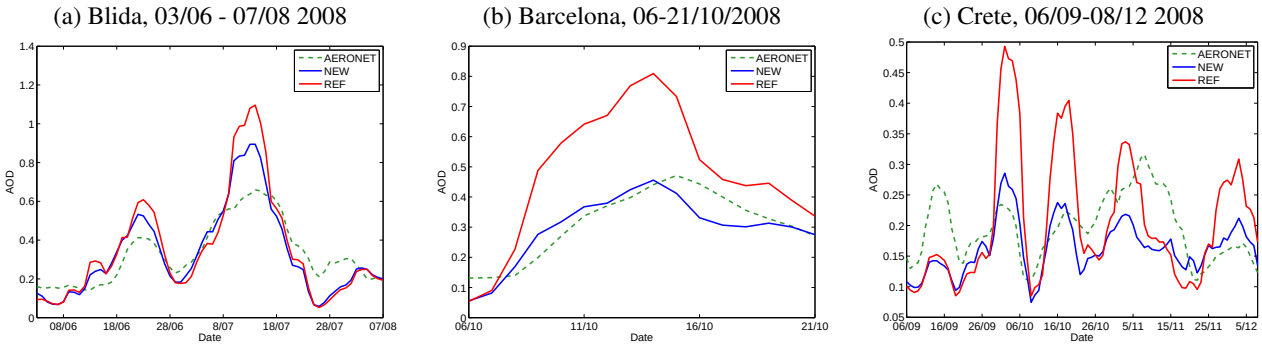

Fig. 7. Comparisons of AOD at 550 nm between AERONET measurements and REF (red line) and NEW (blue line) experiments at three different locations: Blida **(a)**, Barcelona **(b)** and Crete **(c)**. Time series of AOD values (dashed green lines) represent seven-day-averaged daily values.

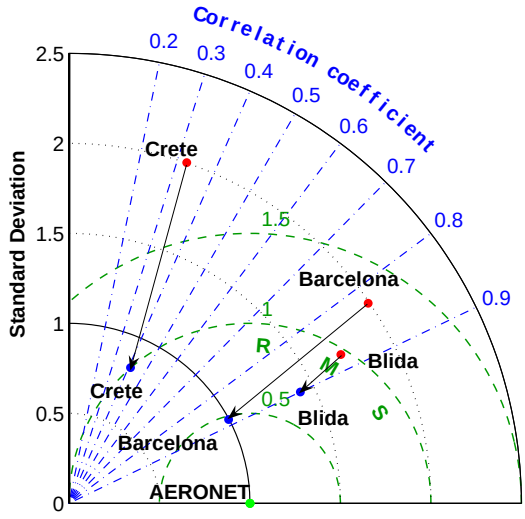

Fig. 8. Taylor diagram representing the correlation in time between observations (AERONET data presented in Fig. 7) and RegCM-4 simulations of the AOD. Red points: REF, blue points: NEW, green point: MODIS.

5 Results: impact at the seasonal scale

5.1 Comparison of simulations with observations in 2008

This section compares AOD simulations with MODIS data for the four seasons of the year 2008. The atmospheric aerosol content follows a seasonal cycle, strongly influenced by dust transport (Moulin et al., 1998). Figure 9 shows the results in winter (on the left, DJF: December–January–February), and in spring (on the right, MAM: March–April–May). The AOD over the Mediterranean Sea is small in winter because heavy rainfall and strong wind prevent aerosols from accumulating in the domain atmosphere. AOD at 550 nm reaches about 0.1 to 0.2 from west to east over the sea. These values are similar in both simulations, but with a slight underestimation especially in REF in the Eastern Mediterranean. The average difference with MODIS over the sea is −0.019 for REF and only −0.007 for NEW. Over Northern Africa, AOD is clearly overestimated in Algeria, with a bias reaching 0.27 compared to Deep Blue data, reduced in 0.14 in NEW. The underestimation between 20 and 25° E by REF is also corrected by NEW.

In spring, dust begins transport over the sea increases because of changing circulation pattern (Gkikas et al., 2012) and intense dust uplift over the Libyan and Egyptian deserts (Moulin et al., 1998), thereby increasing the AOD. For this period, the satellite data show a contrast between the Western and Eastern Mediterranean Sea. This contrast is well represented by both simulations, with a maximum along the Libyan coast. As far as the Saharan desert is concerned, what is striking is the overestimation by REF of the dust emission in Algeria and Tunisia (between 0.4 and 0.8 at 550 nm) compared to Deep Blue data (between 0.3 and 0.6). The NEW simulation performs better, with AOD ranging from 0.3 to 0.6 too. We can also notice local maxima, for example in northeastern Algeria, where AOD at 550 nm reaches 0.55 both in MODIS and NEW. Over the Mediterranean Sea, the average difference with MODIS AOD is reduced from 0.043 in REF to 0.017 in NEW. However, a problem remains over Near East, as MODIS AOD is around 0.9 whereas RegCM-4 simulations are around 0.4. This may be due to dust advection from eastern regions, which are not taken into account in our domain.

Figure 10 presents the comparison between MODIS and RegCM-4 for summer (JJA: June–July–August) on the left, and for autumn (SON: September–October–November) on the right. Over the Mediterranean Sea, summer AOD ranges from 0.2 to 0.4 according to MODIS data, with a maximum along the northwestern African coast. This maximum is in good agreement with both RegCM-4 simulations, although it is too widespread in REF around Sicilia, giving a maximal difference over the sea with MODIS of 0.12 instead

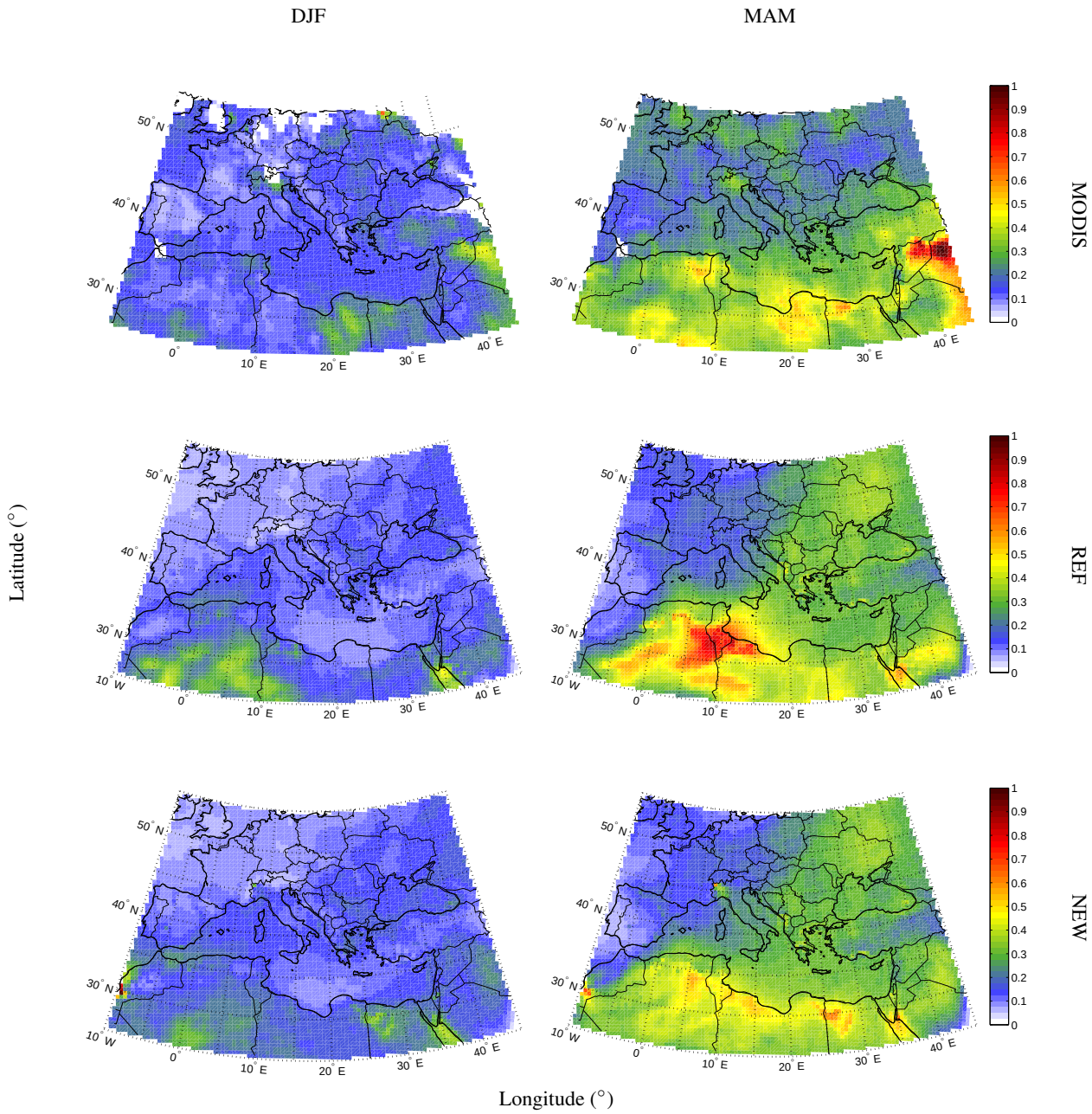

Fig. 9. Comparison of aerosol optical depth (AOD) at 550 nm between MODIS data (top panels), REF-experiment (middle panels) and NEW-experiment (bottom panels) in winter (December–January–February) 2008 (on the left) and in spring (March–April–May) 2008 (on the right).

of 0.06 for NEW. In Northern Africa, AOD is well simulated in western Algeria, but the maximum seen in Deep Blue data over Northern Tunisia is not represented by RegCM-4. We can also notice an underestimation of AOD by REF in Egypt (0.15 around 30° E), which is corrected in the NEW simulation (0.3), reducing the average bias over the Northern African continent from −0.091 in REF to −0.055 in NEW. In some regions, REF also underestimates AOD, due for example to inaccurate soil properties, leading to an unrealistic distribution amongst the bins, possibly corrected in the NEW approach. Spatial AOD gradients over the sea are also improved in the NEW simulation, particularly along the North African coast. The problem of underestimation of the simulated AOD in the Near East is still present.

Compared to summer, autumnal AOD values over the sea are smaller according to Fig. 10, ranging from 0.15

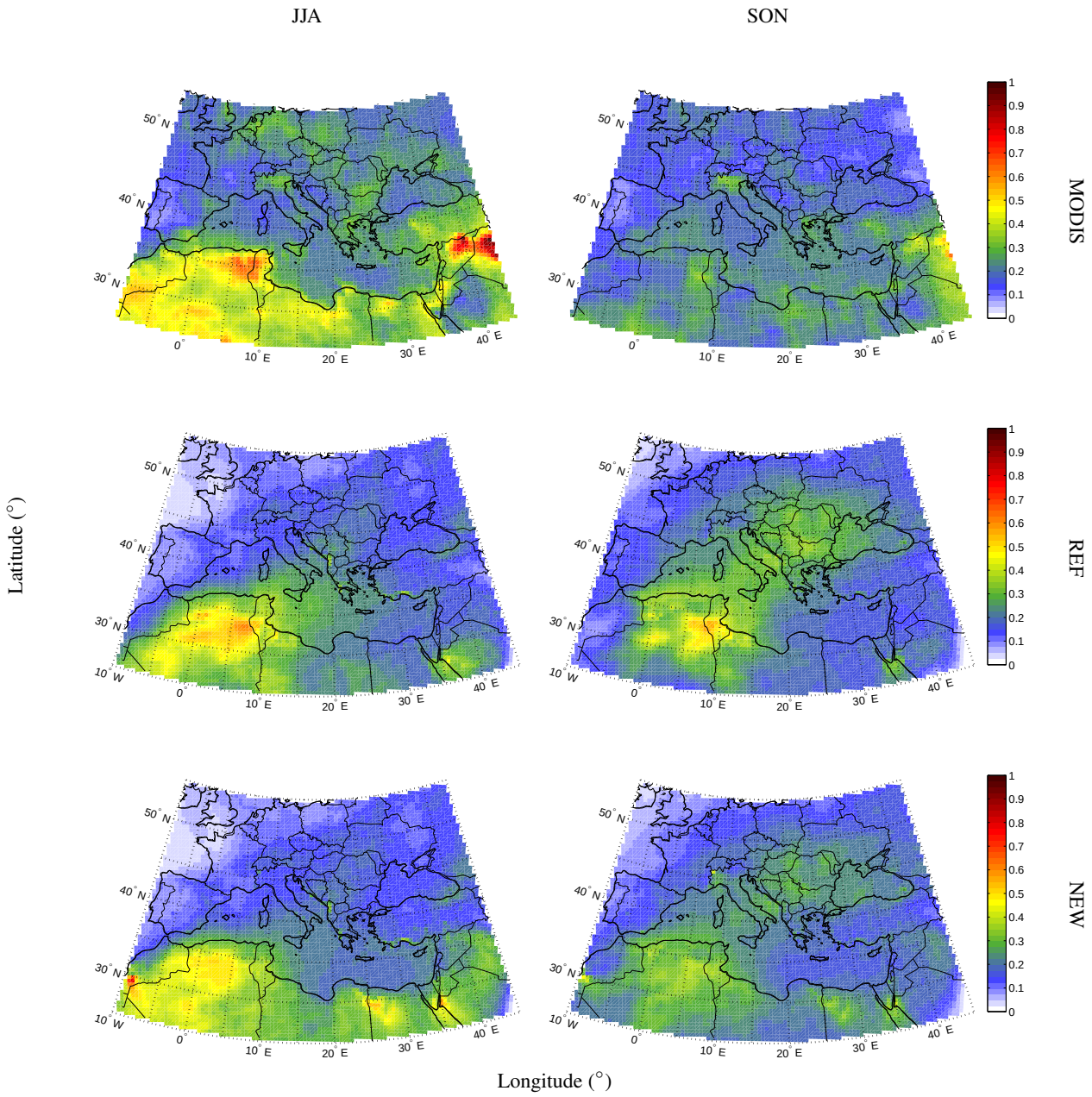

Fig. 10. Comparison of aerosol optical depth (AOD) at 550 nm between MODIS data (top panels), REF-experiment (middle panels) and NEW-experiment (bottom panels) in summer (June–July–August) 2008 (on the left) and in autumn (September–October–November) 2008 (on the right).

to 0.35 in MODIS data. The maximum along the northwestern African coast is still observed, but is not as well represented in RegCM-4 simulations as for the summer. Indeed, it is too widespread, especially in REF whose AOD values are about 0.1 higher than in NEW. The average difference over the sea with MODIS is indeed 0.023 for REF, improving to −0.010 for NEW. Over Africa, Deep Blue data and the NEW simulation are in good agreement with values ranging from 0.2 to 0.35. In REF, AOD is out of this range in Tunisia (0.5) and in Egypt (0.15).

In brief, Figs. 9 and 10 indicate that the new dust particle size distribution in the NEW simulation produces a significant improvement in the simulated AOD. In particular, the observed spatial AOD gradient over the sea is generally better reproduced in the NEW simulation. The main cause of this difference between the REF and the NEW simulations is

the different predicted mass fractions for the first dust bin (0.01–1.0 µm diameter), which produces the largest mass-weighted effect on AOD (e.g. Tegen and Lacis, 1996). Since particles in this size range also have the longest lifetimes, a larger mass fraction of particles in this bin produces a smaller AOD spatial gradient. Similar to the results of the episodic dust outbreaks in the previous section, the mass fraction for the first bin in the REF parameterization is a factor of ~ 5 larger than for the NEW distribution, which consequently produces a weaker spatial AOD gradient. This effect is for example illustrated in the summer in the central Mediterranean (Fig. 10). The effect of the different size distribution on the simulated dust burden is presented in Fig. 11, with averages of every dust bin integrated concentration over the year 2008. With the REF scheme, the relative weight of the fine mode over the Saharan regions is clearly larger than for the NEW scheme. In contrast, with the new size distribution, the column burden of the larger dust (> 1.0 µm) is substantially increased, especially for the third dust bin (2.5–5.0 µm diameter). Since larger dust aerosols have greater fall speeds and are thus deposited earlier and closer to the source regions than smaller aerosols, this change in the size distribution over the Saharan source regions affects the size distribution of dust transported over the Mediterranean Sea. This effect is clearly seen in Fig. 11: the smallest particle bin dominates the REF column burden over the Mediterranean Sea, whereas the larger particle bins dominate the NEW column burden.

In conclusion, we can deduce from these comparisons, between satellite data, in-situ observations and RegCM-4 simulations, that dust emissions are better simulated with the new dust size distribution. In particular, this new scheme has corrected some inaccurate AOD estimations in the REF parameterization over the Mediterranean region. This improvement is confirmed by the corresponding Taylor diagram in Fig. 12. For each season, the blue point representing the NEW-experiment is closer to the MODIS observation (in green) than the red point representing the REF-experiment. This indicates that the new dust scheme reduces the simulation error. Other sources of error include inaccuracies in simulated soil properties (roughness and texture), surface wind, or anthropogenic aerosols, which can explain why the correlation coefficient is not so high. In this set of simulations, a deeper analysis shows that RegCM-4 actually underestimates the anthropogenic sulfates over Europe in summer. Moreover, secondary organic as well as nitrate aerosol components are not included in these simulations. Since our purpose here is clearly to discuss the dust component, we do not analyse further the contribution of these other aerosol types.

5.2 Impact on the aerosol content and direct radiative forcing with a decadal simulation

Since the new size distribution has substantially improved the simulations at the seasonal scale over our region, we use it to estimate the potential impact of dust aerosols on the Mediterranean climate. The direct and semi-direct effects of aerosols on climate are caused by their influence on SW and LW radiation. In order to better assess the resulting radiative forcing, a longer simulation, namely NEW 2000–2009, has been performed over the period 2000–2009.

This ten-year simulation enables us to elaborate on the seasonal cycle of aerosols over the Mediterranean region. Figure 13a presents the monthly means of AOD over Northern Africa (from 25° N to the sea), the Mediterranean Sea and Southern Europe (from the sea to 47.5° N) for REF 2008, NEW 2008 and NEW 2000–2009 simulations. The interannual variability is assessed with a 95 % confidence interval around the average. The AOD cycle is consistent with Figs. 9 and 10 shown in Sect. 5.1, which also show an overestimation in the REF simulation of AOD in spring and autumn. Compared to the average 2000/2009, AOD for the reference year 2008 is close to this average, and is included for most of months in the 95 % confidence interval (except October notably). The main maximum of AOD occurs in spring, when dust is transported from the Eastern Sahara to the Eastern Mediterranean. In summer, this phenomenon moves to the Western Mediterranean, with a second maximum in September. Indeed, the aerosol episodes are most frequently observed during the dry period, from June to October (Gkikas et al., 2012). In contrast, AOD is minimal in winter. This variation is related to synoptic meteorological conditions. During the dry period, namely from June to October, the synoptic conditions prevailing over the Mediterranean favour the accumulation of aerosol particles in the atmosphere. Specifically, during this period, the subtropical Atlantic high (Azores) prevails over the Mediterranean basin, being enhanced and causing subsidence. It results thus in an extremely stable atmosphere and in absence of rainfall, conditions that favour the aerosol accumulation in the atmosphere.

Figure 13b and c present the monthly-averaged radiative forcing (RF), respectively, at the surface and at the top of the atmosphere (TOA) for LW and SW radiation, and Fig. 14 presents the corresponding maps for the NEW 2000–2009 simulation. Table 3 summarizes their annual and seasonal averages over Northern Africa, the Mediterranean Sea and Southern Europe. With the new emitted dust size distribution, RF has been significantly modified. The surface SW RF is negative on the whole domain, but the strongest values (up to $-22\,\mathrm{W\,m^{-2}}$) are observed in spring in dust-emitting regions and over the sea near the coast, with a north–south gradient. Indeed, dust prevents the Sun's radiation from reaching the surface, producing a dimming and a cooling (direct) effect. This maximum in shortwave direct effect is coherent with the study of Benas et al. (2011) in Crete. Over the period 2000–2010, calculations performed with a radiation transfer model based on Terra and Aqua MODIS data has shown a similar seasonal cycle, despite a stronger aerosol direct radiative forcing over Crete ($-26 \pm 16\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ against $-13\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ for

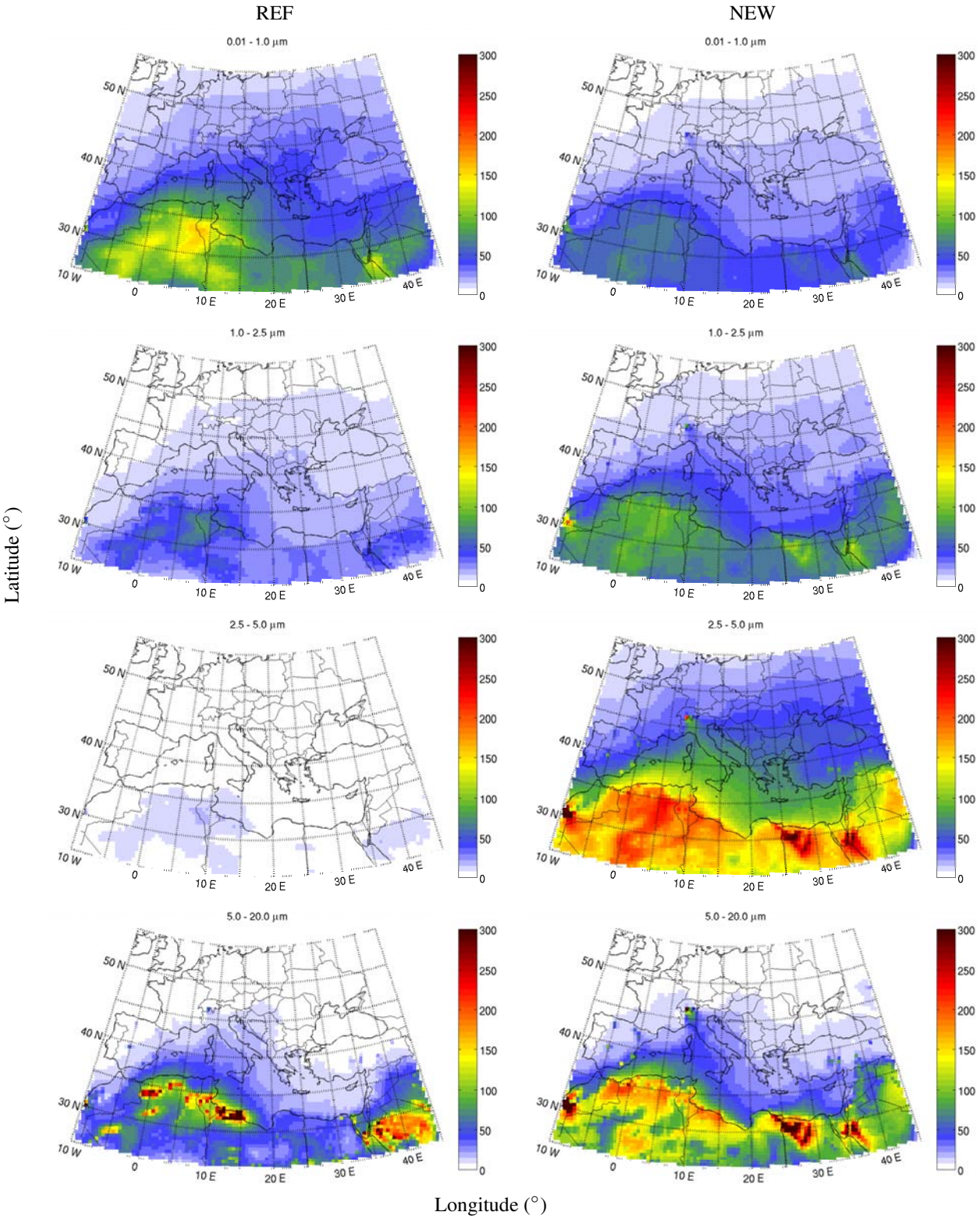

Fig. 11. Dust integrated concentration over an atmospheric column (mg m^{-2}) for REF (left panels) and NEW (right panels) experiments over the year 2008 for each of the four bins of RegCM-4.

Table 3. Annual (first line of each cell) SW and LW direct radiative forcing averages ($W\,m^{-2}$) at the surface and TOA for the NEW simulation over Northern Africa (from 25° N to the sea), the Mediterranean Sea and Southern Europe (from the sea to 47.5° N). Seasonal averages (DJF/MAM/JJA/SON) are indicated on the second line of each cell for the same regions and parameters.

RF		Northern Africa	Mediterranean Sea	Southern Europe
SW	Surface	−14.9 (−9.7/−20.2/−18.5/−11.4)	−13.6 (−7.9/−19.5/−15.3/−11.5)	−10.3 (−5.8/−13.6/−12.4/−9.2)
	TOA	0.1 (−1.1/0.7/1.2/−0.6)	−5.5 (−3.8/−8.2/−5.5/−4.7)	−3.1 (−2.3/−4.6/−2.5/−3.0)
LW	Surface	5.8 (4.2/8.6/6.5/4.1)	1.7 (1.1/3.1/1.3/1.3)	0.8 (0.5/1.2/0.7/0.7)
	TOA	1.0 (0.3/1.5/1.6/0.6)	0.6 (0.4/1.0/0.5/0.4)	0.3 (0.1/0.6/0.3/0.2)

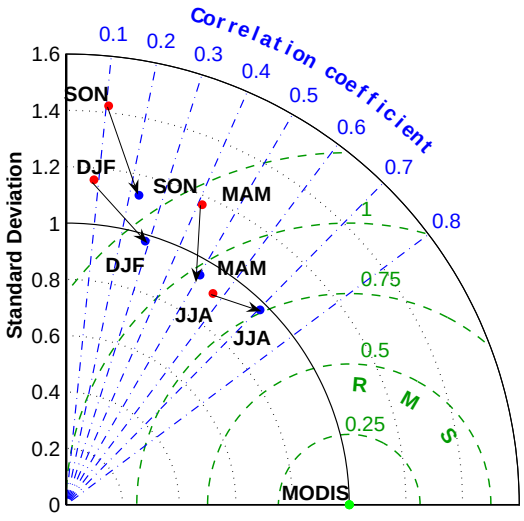

Fig. 12. Taylor diagram of seasonal averaged AOD (550 nm) computed with MODIS observation, REF and NEW experiments. Red points: REF, blue points: NEW, green point: MODIS.

RegCM-4) probably due to the lack of sulfate aerosols in RegCM-4 (see Sect. 5.1). At the TOA, the SW RF is also negative except in Northern Africa where it is slightly positive because of a high surface albedo in this region, enhancing absorption of reflected radiation. The LW RF is positive everywhere both at the surface and at TOA, but stronger at the surface since dust is essentially present in the lower troposphere.

With the new distribution (NEW), the LW RF has increased over Africa because of the presence of more coarse dust aerosols. Altogether, the annual-averaged surface RF is negative on the whole domain, with the highest values located along the North African coast (up to $-15\,W\,m^{-2}$). It is stronger in spring, where monthly mean reaches $-20\,W\,m^{-2}$ in April and May in NEW 2000/2009 over the Mediterranean Sea. At TOA, RF remains positive only on the African continent. To sum up, the SW RF is the most negative over the Mediterranean Sea because of the influence of both dust from Africa and anthropogenic particles from the continent and a lower surface albedo. These values are in quite good agreement with SW aerosol radiative forcing from the article of Papadimas et al. (2012), calculated with a spectral radiative transfer model from MODIS Terra (collection 5 and 5.1) Level-3 data. In the latter study, the direct SW radiative effect over the broader Mediterranean basin (29–46.5° N, 10.5° W–38.5° E) over the period 2000–2007 is estimated at the surface between $-5\,W\,m^{-2}$ in winter and $-20\,W\,m^{-2}$ in spring and summer, close to the variations simulated in NEW 2000/2009. The difference in summer probably comes from the lack of anthropogenic sulfates discussed in Sect. 5.1. With regards to the TOA, the SW RF is estimated between $-1\,W\,m^{-2}$ in winter and $-4\,W\,m^{-2}$ in summer in MODIS data, slightly higher than in the NEW 2000/2009 simulation. For the investigated year 2008, the changes observed at the TOA and at the surface for the SW RF show an improvement in the simulation of RF by RegCM-4. Over Northern Africa, the TOA SW RF is close to zero for the summer months for the NEW 2008 and 2000/2009 simulations, which agrees with satellite observations (Patadia et al., 2009; Yang et al., 2009). In contrast, the REF simulation produces too much TOA radiative cooling over the Sahara desert in comparison with these satellite observations. This is consistent with the larger mass fraction of fine dust in REF, which tends to produce a net cooling effect at TOA (Kok, 2011a).

5.3 Impact on the deposition with a decadal simulation

Dust aerosols also play an important role by depositing micronutrients to the Mediterranean Sea (Guieu et al., 2002). Indeed, dust contains iron which is an essential micronutrient for ocean biota growth (Mahowald et al., 2009) and can affect the productivity of marine and terrestrial ecosystems. The carbon cycle and therefore the atmospheric greenhouse gas content could also be influenced. Figure 13d presents the dry and wet deposition of dust aerosols for the three simulations.

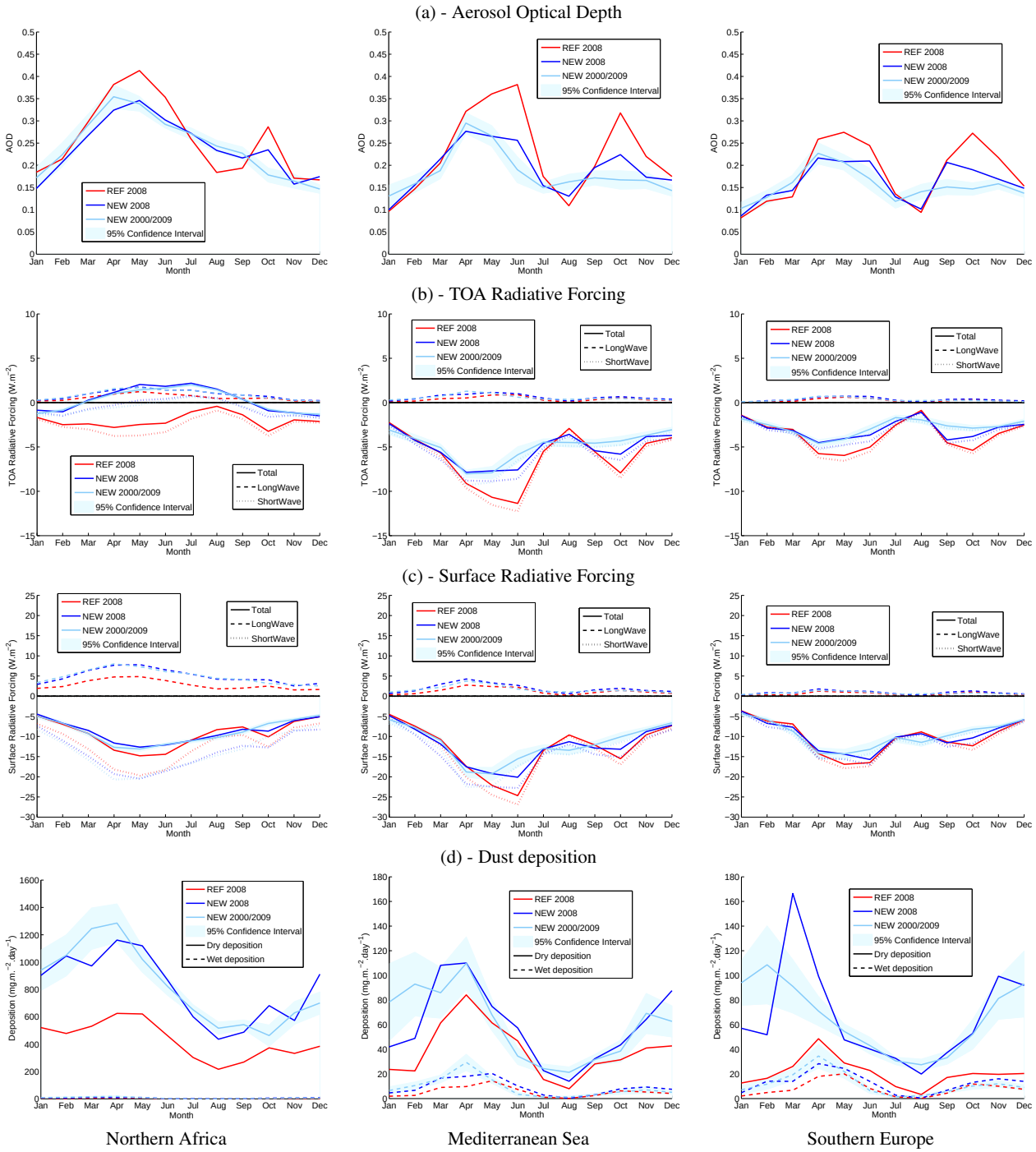

Fig. 13. Monthly means of different parameters (aerosol optical depth at 550 nm, TOA and surface radiative forcing, dry and wet deposition) for three simulations: REF (red) and NEW (blue) in 2008, and NEW 2000–2009 (light blue). Means are calculated over three regions: Northern Africa (left panels), the Mediterranean Sea (middle panels) and Southern Europe (right panels).

Since REF produces more fine dust aerosols, which can stay longer in the atmosphere and deposit further from source regions, deposition is smaller than in NEW. This effect increases dust deposition to the Mediterranean Sea by on average 57 % over the year 2008, and could affect directly the productivity of marine and terrestrial ecosystems. A similar increase in deposition rate with the theoretical size distribution of Kok (2011a) relative to empirical size distributions with larger mass fractions of fine dust was found in the recent global modeling study of Ito et al. (2012). Changes in the

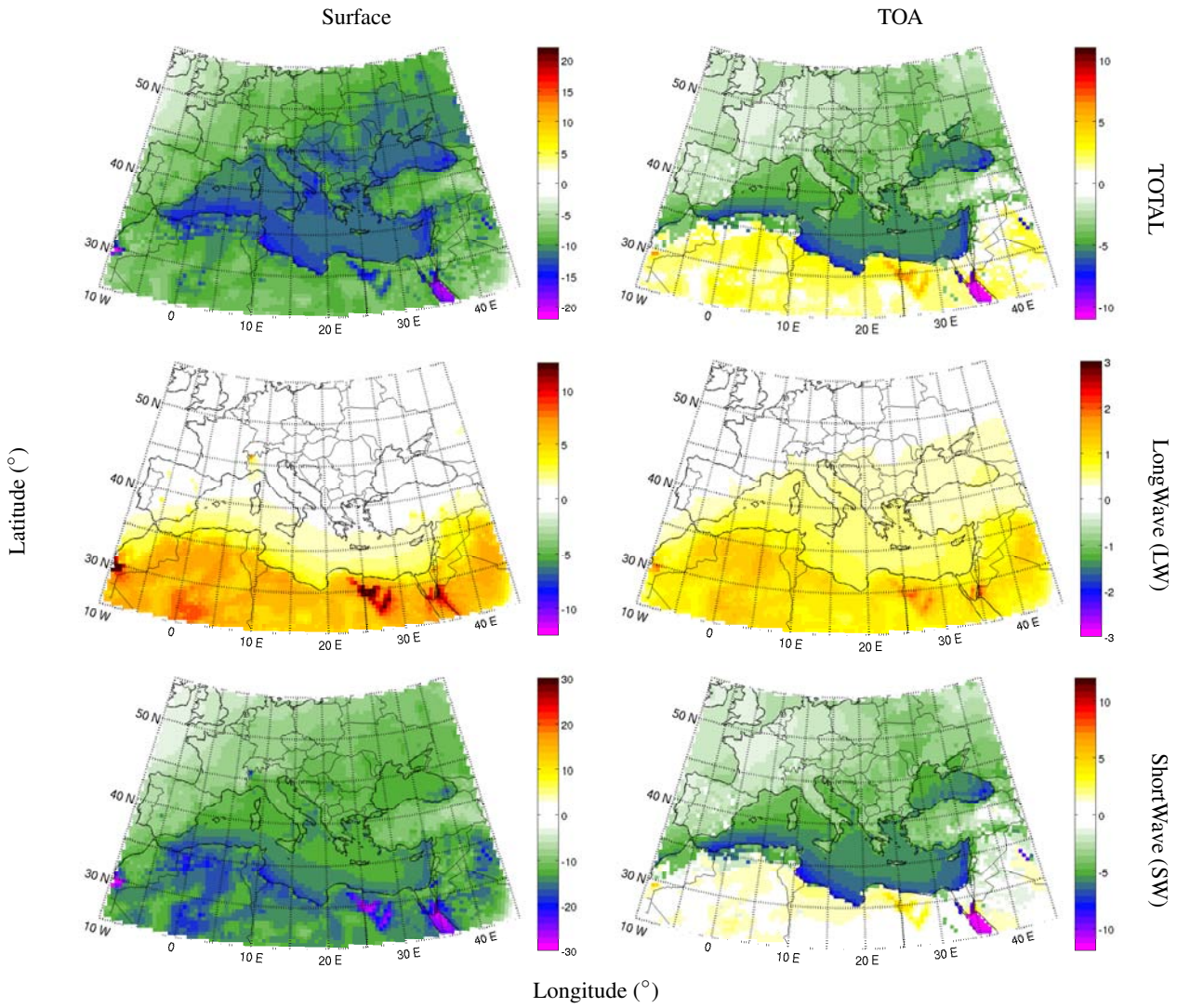

Fig. 14. Direct radiative forcing (in $W\,m^{-2}$) simulated in NEW 2000–2009, at the surface (left panels) and at the top of the atmosphere (TOA, right panels), for total (top panels), longwave (middle panels) and shortwave (bottom panels) radiations.

dust size distribution could also change the bioavailable iron fraction (Ito et al., 2012), which depends on the deposited dust size (Mahowald et al., 2009).

With regards to dry deposition, the longer simulation shows a large 95 % confidence interval, indicating an important interannual variability. Its seasonal cycle is regulated by the aerosol content and the winds. The highest deposition values occur during the first four months of the year; because of the circulation in winter associated with stronger winds and higher precipitation, the residence time of aerosols is more important in summer than in winter. The role of winds is particularly important in Southern Europe, where the maximum is earlier (February) than in Africa and over the sea (April). Besides, a secondary maximum in autumn can be noticed in Africa in September, and over the Mediterranean Sea in late autumn (November). This secondary maximum seems consistent with the dust episodes in autumn and the respective maximum of the wet deposition. In Africa, dry deposition is ten times higher than in Southern Europe and over the sea. On the contrary, wet deposition is very weak in this region because of the quasi-absence of rainfall. Over the sea and the European continent, wet deposition is maximum at the end of the wet season (April) in the Eastern basin, when rain is still important, and dust begins to be lifted and transported over the sea. A second maximum occurs in November.

6 Conclusions

The effect of two dust particle size distribution schemes on the simulated dust cycle over the Mediterranean region have been compared by using the regional climate model RegCM-4 to simulate both episodic dust outbreaks over the Mediterranean Sea and the seasonal dust cycle over the basin. The REF simulation with the initial scheme by Alfaro and Gomes (2001) produces a large mass fraction of emitted fine dust aerosols, causing errors in the spatial distribution of dust, as inferred from the spatial gradient of AOD, and therefore in the radiative budget. These problems were alleviated in the NEW simulation that uses a recent dust size distribution scheme based on the analogy of dust emission with the fragmentation of brittle materials (Kok, 2011a). In both studied episodic dust outbreak cases, the AOD simulated in REF is too large compared to MODIS data, whereas NEW shows more realistic values. Indeed, REF produces too many fine aerosols, which have a strong impact on SW radiation and can be easily transported to remote regions. In contrast, NEW simulated more coarse dust aerosols. This AOD overestimation by the REF simulation has been confirmed using observations from the AERONET network. With regards to seasonal means over the year 2008, AOD spatial gradients are also better estimated over the sea in the NEW simulation due to more coarse and fewer fine dust aerosols compared to REF. The average bias in spring over the Mediterranean Sea compared to MODIS AOD has been reduced from 0.043 in REF to 0.017 in NEW. Since a substantial improvement has been found compared to satellite and in-situ observations, as quantified using Taylor diagrams, this study has validated the use of the theoretical dust size distribution of Kok (2011a) in RegCM-4 at both event and seasonal time scales.

A longer simulation (over the period 2000–2009) has also been carried out with the new size distribution in order to better assess the radiative forcing due to aerosols. Dust aerosols prevail over the Mediterranean region, so that the surface SW RF is negative (direct effect), with maximal values in spring along the North African coast. The average SW RF over the Mediterranean Sea reaches $-13.6\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ at the surface, and $-5.5\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ at TOA. The LW RF is positive over the basin: $1.7\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ on average over the Mediterranean Sea at the surface, and $0.6\,\mathrm{W\,m^{-2}}$ at TOA. It is stronger at the surface than at TOA, notably over Northern Africa (5.8 against $1.0\,\mathrm{W\,m^{-2}}$) because of the presence of dust aerosols in the lower troposphere. With regards to deposition, its seasonal cycle is controlled by the aerosol atmospheric content and the winds. Dry deposition is more important than wet deposition close to dust sources, and is stronger in winter. The new dust emitted size distribution has increased dry deposition by 57 % on average over the year 2008 because of the emission of more coarse dust aerosols.

This study has focused on the Mediterranean basin so that the improvement shown in RegCM-4 with the new emitted dust size distribution has only been proved over this region. More studies should now be carried out to evaluate the impact of this new distribution over other dusty regions. It should also be noted that other parameters such as dust optical properties play an important role. In order to carry out studies to validate simulated dust deposition, the ChArMEx project (Chemical Aerosol Mediterranean Experiment, http://charmex.lsce.ipsl.fr/) will also help in providing more measurements in the following years.

As far as the impact of aerosols on climate is concerned, this study is limited by the fact that RegCM-4 has no two-way interaction between atmosphere and oceans, despite the potential importance of ocean evaporation. The ideal solution would be to resort to a coupled model (Somot et al., 2008), in order to take into account the role of SST notably, which has been found to be very influential on simulated dust-induced climate change (Yue et al., 2011). This study has shown an extra cooling simulated with the SST responses to dust forcing at the global scale ($-0.09\,\mathrm{K}$ in surface air temperature on average with interactive SSTs instead of $+0.02\,\mathrm{K}$ with prescribed SSTs).

Acknowledgements. MODIS data used in this paper were produced with the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA GES DISC. CALIOP data were obtained from the NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center. Some of this work is supported by the National Science Foundation under Award AGS 1137716.

Edited by: C. Mitsakou



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

Alfaro, S. C. and Gomes, L.: Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distribution in source areas, J. Geophys. Res., 106, 18075–18084, doi:10.1029/2000JD900339, 2001.

Alfaro, S. C., Gaudichet, A., Gomes, L., and Maillé, M.: Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting, J. Geophys. Res., 102, 11239–11249, 1997.

Barnaba, F. and Gobbi, G. P.: Aerosol seasonal variability over the Mediterranean region and relative impact of maritime, continental and Saharan dust particles over the basin from MODIS data in the year 2001, Atmos. Chem. Phys., 4, 2367–2391, doi:10.5194/acp-4-2367-2004, 2004.

Basart, S., Pérez, C., Cuevas, E., Baldasano, J. M., and Gobbi, G. P.: Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations, Atmos. Chem. Phys., 9, 8265–8282, doi:10.5194/acp-9-8265-2009, 2009.

Benas, N., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Fotiadi, A., Mihalopoulos, N., and Vardavas, I.: Aerosol shortwave direct radiative effect and forcing based on MODIS Level 2 data in the Eastern Mediterranean (Crete), Atmos. Chem. Phys., 11, 12647–12662, doi:10.5194/acp-11-12647-2011, 2011.

Bréon, F.-M., Vermeulen, A., and Descloitres, J.: An evaluation of satellite aerosol products against sunphotometers measurements, Remote Sens. Environ., 115, 3102–3111, doi:10.1016/j.rse.2011.06.017, 2011.

Colin, J., Déqué, M., Radu, R., and Somot, S.: Sensitivity study of heavy precipitation in Limited Area Model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique, Tellus A, 62, 591–604, 2010.

Crumeyrolle, S., Tulet, P., Gomes, L., Garcia-Carreras, L., Flamant, C., Parker, D. J., Matsuki, A., Formenti, P., and Schwarzenboeck, A.: Transport of dust particles from the Bodélé region to the monsoon layer – AMMA case study of the 9–14 June 2006 period, Atmos. Chem. Phys., 11, 479–494, doi:10.5194/acp-11-479-2011, 2011.

de Madron, X. D., Guieu, C., Sempéré, R., Conan, P., Cossa, D., D'Ortenzio, F., Estournel, C., Gazeau, F., Rabouillem, C., Stemmann, L., Bonnet, S., Diaz, F., Koubbi, P., Radakovitch, O., Babin, M., Baklouti, M., Bancon-Montigny, C., Belviso, S., Bensoussan, N., Bonsangm, B., Bouloubassi, I., Brunet, C., Cadiou, J.-F., Carlotti, F., Chami, M., Charmasson, S., Charrière, B., Dachs, J., Doxaran, D., Dutay, J.-C., Elbaz-Poulichet, F., Eléaume, M., Eyrolles, F., Fernandez, C., Fowler, S., Francour, P., Gaertner, J., Galzin, R., Gasparini, S., Ghiglione, J.-F., Gonzalez, J.-L., Goyet, C., Guidi, L., Guizien, K., Heimbürger, L.-E., Jacquet, S., Jeffrey, W., Joux, F., Hir, P. L., Leblanc, K., Lefèvre, D., Lemé R., Loye, M.-D., Pilot, Mallet, M., Méjanelle, L., Melin, F., Mellon, C., Mérigot, B., Merle, P.-L., Migon, C., Miller, W., Mortier, L., Mostajir, B., Mousseau, L., Moutin, T., Para, J., Perez, T., Petrenko, A., Poggiale, J.-C., Prieur, L., Pujo-Pay, M., Pulido-Villena, Raimbault, P., Rees, A., Ridame, C., Rontani, J.-F., Pino, D. R., Sicrem, M., Taillandier, V., Tamburini, C., Tanaka, T., Taupier-Letage, I., Tedetti, M., Testor, P., Thébault, H., Thouvenin, B., Touratier, F., Tronczynski, J., Ulses, C., Wambeke, F. V., Vantrepotte, V., Vaz, S., and Verney, R.: Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the Mediterranean, Prog. Oceanogr., 91, 97–166, doi:10.1016/j.pocean.2011.02.003, 2011.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimbergere, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanzf, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnaya, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Q. Roy. Meteorol. Soc., 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.

Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., and Bates, G.: A regional climate model for the western United States, Climate Change, 15, 383–422, 1989.

Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., and Kennedy, P. J.: Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, Tech. rep., National Center for Atmospheric Research, Tech Note NCAR.TN-387+STR, NCAR, Boulder, CO, 1993.

Dubovik, O. and King, M. D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, J. Geophys. Res., 105, 20673–20696, doi:10.1029/2000JD900282, 2000.

Eck, T. F., Holben, B. N., Reid, J. S., Dubovik, O., Smirnov, A., O'Neill, N. T., Slutsker, I., and Kinne, S.: Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols, J. Geophys. Res., 104, 31333–31349, doi:10.1029/1999JD900923, 1999.

Emanuel, K. A.: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, J. Atmos. Sci., 48, 2313–2335, 1991.

Fécan, F., Marticorena, B., and Bergametti, G.: Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas, Ann. Geophys., 17, 149–157, doi:10.1007/s00585-999-0149-7, 1999.

Gao, X., Pal, J. S., and Giorgi, F.: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation, Geophys. Res. Lett., 33, L03706, doi:10.1029/2005GL024954, 2006.

Gillette, D. A.: On the production of soil wind erosion having the potential for long range transport, Journal de Recherches Atmospheriques, 8, 734–744, 1974.

Gillette, D. A.: Environmental Factors Affecting Dust Emission by Wind Erosion, c. morales edn., John Wiley, New York, 1979.

Giorgi, F. and Lionello, P.: Climate change projections for the Mediterranean region, Global Planet. Change, 63, 90–104, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.09.005, 2008.

Giorgi, F. and Mearns, L. O.: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited, J. Geophys. Res., 104, 6335–6352, doi:10.1029/98JD02072, 1999.

Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Cozzini, S., Guettler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., Stordal, F., Sloan, L. C., and Brankovic, C.: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains, Clim. Res., 52, 7–29, doi:10.3354/cr01018, 2012.

Gkikas, A., Houssos, E., Hatzianastassiou, N., Papadimas, C., and Bartzokas, A.: Synoptic conditions favouring the occurrence of aerosol episodes over the broader Mediterranean basin, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 138, 932–949, doi:10.1002/qj.978, 2012.

Grell, G. A., Dudhia, J., and Stauffer, D. R.: A Description of the,fifth generation Penn State/MCAR Mesoscale Model (MM5), Tech. rep., National Center for Atmospheric Research, Tech Note NCAR/TN-398+STR, NCAR, Boulder, CO, 1994.

Guieu, C., Loye-Pilot, M. D., Ridame, C., and Thomas, C.: Chemical characterization of the Saharan dust end-member: Some biogeochemical implications for the western Mediterranean Sea, J. Geophys. Res., 107, 4258, doi:10.1029/2001JD000582, 2002.

Herrmann, M., Somot, S., Calmanti, S., Dubois, C., and Sevault, F.: Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate model configuration, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1983–2001, doi:10.5194/nhess-11-1983-2011, 2011.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, Remote Sens. Environ., 66, 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5, 1998.

Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J. S., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y. J., Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, J. Geophys. Res., 106, 12067–12097, doi:10.1029/2001JD900014, 2001.

Hsu, N. C., Tsay, S.-C., King, M., and Herman, J. R.: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, IEEE T. Geosci. Remote, 42, 557–569, doi:10.1109/TGRS.2004.824067, 2004.

Huneeus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., Kinne, S., Bauer, S., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Grini, A., Horowitz, L., Koch, D., Krol, M. C., Landing, W., Liu, X., Mahowald, N., Miller, R., Morcrette, J.-J., Myhre, G., Penner, J., Perlwitz, J., Stier, P., Takemura, T., and Zender, C. S.: Global dust model intercomparison in AeroCom phase I, Atmos. Chem. Phys., 11, 7781–7816, doi:10.5194/acp-11-7781-2011, 2011.

IPCC: Climate Change 2007: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Geneva, Switzerland, core writing team, pachauri, a. Edn., r.k and reisinger, 2007.

Israelevich, P., Ganor, E., Alpert, P., Kishcha, P., and Stupp, A.: Predominant transport paths of Saharan dust over the Mediterranean Sea to Europe, J. Geophys. Res., 117, D02205, doi:10.1029/2011JD016482, 2012.

Ito, A., Kok, J. F., Feng, Y., and Penner, J. E.: Does a theoretical estimation of the dust size distribution at emission suggest more bioavailable iron deposition?, Geophys. Res. Lett., 39, L05807, doi:10.1029/2011GL050455, 2012.

Iversen, J. D. and White, B. R.: Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, Sedimentology, 29, 111–119, 1982.

Kalivitis, N., Gerasopoulos, E., Vrekoussis, M., Kouvarakis, G., Kubilay, N., Hatzianastassiou, N., Vardavas, I., and Mihalopoulos, N.: Dust transport over the eastern Mediterranean derived from Total Ozone Mapping Spectrometer, Aerosol Robotic Network, and surface measurements, J. Geophys. Res., 112, D03202, doi:10.1029/2006JD007510, 2007.

Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G., Boville, B., Breigleb, B., Williamson, D., and Rasch, P.: Description of the NCAR community climate model (ccm3), Tech. rep., National Center for Atmospheric Research Tech Note NCAR/TN-420+STR, NCAR, Boulder, CO, 1996.

Kok, J. F.: A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle, P. Natl. Acad. Sci. USA, 108, 1016–1021, doi:10.1073/pnas.1014798108, 2011a.

Kok, J. F.: Does the size distribution of mineral dust aerosols depend on the wind speed at emission?, Atmos. Chem. Phys., 11, 10149–10156, doi:10.5194/acp-11-10149-2011, 2011b.

Kok, J. F., Parteli, E. J. R., Michaels, T. I., and Karam, D. B.: The physics of wind-blown sand and dust, Reports on Progress in Physics, 75, 106901, doi:10.1088/0034-4885/75/10/106901, 2012.

Konare, A., Zakey, A. S., Solmon, F., Giorgi, F., Rauscher, S., Ibrah, S., and Bi, X.: A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon, J. Geophys. Res., 113, D12206, doi:10.1029/2007JD009322, 2008.

Lelieveld, J., Berresheim, H., Borrmann, S., Crutzen, P. J., Dentener, F. J., Fischer, H., Feichter, J., Flatau, P. J., Heland, J., Holzinger, R., Korrmann, R., Lawrence, M. G., Levin, Z., Markowicz, K. M., Mihalopoulos, N., Minikin, A., Ramanathan, V., de Reus, M., Roelofs, G. J., Scheeren, H. A., Sciare, J., Schlager, H., Schultz, M., Siegmund, P., Steil, B., Stephanou, E. G., Stier, P., Traub, M., Warneke, C., Williams, J., and Ziereis, H.: Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean, Science, 298, 794–799, doi:10.1126/science.1075457, 2002.

Levy, R. C., Remer, L. A., Mattoo, S., Vermote, E. F., and Kaufman, Y. J.: Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, J. Geophys. Res., 112, D13211, doi:10.1029/2006JD007811, 2007.

Liao, H. and Seinfeld, J. H.: Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables, J. Geophys. Res., 103, 31637–31645, doi:10.1029/1998JD200036, 1998.

Mahowald, N. M., Engelstaedter, S., Luo, C., Sealy, A., Artaxo, P., Benitez-Nelson, C., Bonnet, S., Chen, Y., Chuang, P. Y., Cohen, D. D., Dulac, F., Herut, B., Johansen, A. M., Kubilay, N., Losno, R., Maenhaut,W., Paytan, A., Prospero, J. M., Shank, L. M., and Siefert, R. L.: Atmospheric Iron Deposition: Global Distribution, Variability, and Human Perturbations, Annu. Rev. Mar. Sci., 1, 245–278, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163727, 2009.

Malavelle, F., Mallet, M., Pont, V., Liousse, C., and Solmon, F.: Long-term simulations (2001–2006) of biomass burning and mineral dust optical properties over West Africa: comparisons with new satellite retrievals, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 11, 28587–28626, doi:10.5194/acpd-11-28587-2011, 2011.

Marticorena, B. and Bergametti, G.: Modeling the atmosphere dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, J. Geophys. Res., 100, 16415–16430, 1995.

Marticorena, B., Bergametti, G., and Aumont, B.: Modeling the atmospheric dust cycle 2. Simulation of Saharan dust sources, J. Geophys. Res., 102, 4387–4404, 1997.

McConnell, C. L., Highwood, E. J., Coe, H., Formenti, P., Anderson, B., Osborne, S., Nava, S., Desboeufs, K., Chen, G., and Harrison, M. A. J.: Seasonal variations of the physical and optical characteristics of Saharan dust: Results from the Dust Outflow and Deposition to the Ocean (DODO) experiment, J. Geophys. Res., 113, D14S05, doi:10.1029/2007JD009606, 2008.

Miller, R. L., Cakmur, R. V., Perlwitz, J., Geogdzhayev, I. V., Ginoux, P., Koch, D., Kohfeld, K. E., Prigent, C., Ruedy, R., Schmidt, G. A., and Tegen, I.: Mineral dust aerosols in the NASA Goddard Institute for Space Sciences ModelE atmospheric general circulation model, J. Geophys. Res., 111, D06208, doi:10.1029/2005JD005796, 2006.

Mona, L., Amodeo, A., Pandolfi, M., and Pappalardo, G.: Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements, J. Geophys. Res., 111, D16203, doi:10.1029/2005JD006569, 2006.

Moulin, C., Lambert, C. E., Dulac, F., and Dayan, U.: Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, Nature, 387, 691–694, 1997.

Moulin, C., Lambert, C. E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y. J., Guellel, W., Marticorena, B., Bergametti, G., and Dulac, F.: Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, J. Geophys. Res., 103, 13137–13144, doi:10.1029/98JD00171, 1998.

Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Kanakidou, M., Mihalopoulos, N., and Vardavas, I.: The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader Mediterranean basin, Atmos. Chem. Phys., 12, 7165–7185, doi:10.5194/acp-12-7165-2012, 2012.

Patadia, F., Yang, E.-S., and Christopher, S. A.: Does dust change the clear sky top of atmosphere shortwave flux over high surface reflectance regions?, Geophys. Res. Lett., 36, L15825, doi:10.1029/2009GL039092, 2009.

Qian, Y., Giorgi, F., Huang, Y., Chameides, W., and Luo, C.: Regional simulation of anthropogenic sulfur over East Asia and its sensitivity to model parameters, Tellus B, 53, 171–191, doi:10.1034/j.1600-0889.2001.d01-14.x, 2001.

Reid, J. S., Reid, E. A., Walker, A., Piketh, S., Cliff, S., Mandoos, A. A., Tsay, C. S., and Eck, T. F.: Dynamics of southwest Asian dust particle size characteristics with implications for global dust research, J. Geophys. Res., 113, D14212, doi:10.1029/2007JD009752, 2008.

Santese, M., Perrone, M. R., Zakey, A. S., De Tomasi, F., and Giorgi, F.: Modeling of Saharan dust outbreaks over the Mediterranean by RegCM3: case studies, Atmos. Chem. Phys., 10, 133–156, doi:10.5194/acp-10-133-2010, 2010.

Shao, Y.: A model for mineral dust emission, J. Geophys. Res., 106, 20239–20254, doi:10.1029/2001JD900171, 2001.

Shao, Y.: Physics and Modelling of Wind Erosion, 2nd Edn., Springer, Heidelberg, 2008.

Shao, Y., Raupach, M. R., and Findlater, P. A.: Effect of Saltation Bombardment on the Entrainment of Dust by Wind, J. Geophys. Res., 98, 12719–12726,, 1993.

Shao, Y., Ishizuka, M., Mikami, M., and Leys, J. F.: Parameterization of size-resolved dust emission and validation with measurements, J. Geophys. Res., 116, D08203, doi:10.1029/2010JD014527, 2011.

Slingo, A., Ackerman, T. P., Allan, R. P., Kassianov, E. I., McFarlane, S. A., Robinson, G. J., Barnard, J. C., Miller, M. A., Harries, J. E., Russell, J. E., and Dewitte, S.: Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, Geophys. Res. Lett., 33, L24817, doi:10.1029/2006GL027869, 2006.

Sokolik, I. N., Winker, D. M., Bergametti, G., Gillette, A., Carmichael, G., Kaufman, Y. J., Gomes, L., Schuetz, L., and Pennear, J. E.: Introduction to special section: Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust, J. Geophys. Res., 106, 18015–18027, doi:10.1029/2000JD900498, 2001.

Solmon, F., Giorgi, F., and Liousse, C.: Aerosol modelling for regional climate studies: application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain, Tellus B, 58, 51–72, doi:10.1111/j.1600-0889.2005.00155.x, 2006.

Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, A., and Konaré, A.: Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties, Geophys. Res. Lett., 35, L24705, doi:10.1029/2008GL035900, 2008.

Solmon, F., Elguindi, N., and Mallet, M.: Radiative and climatic effects of dust over West Africa, as simulated by a regional climate model, Clim. Res., 52, 97–113, doi:10.3354/cr01039, 2012.

Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., and Crépon, M.: 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model, Global Planet. Change, 63, 112–126, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.003, 2008.

Sullivan, R. C., Guazzotti, S. A., Sodeman, D. A., and Prather, K. A.: Direct o bservations of the atmospheric processing of Asian mineral dust, Atmos. Chem. Phys., 7, 1213–1236, doi:10.5194/acp-7-1213-2007, 2007.

Sundqvist, H., Berge, E., and Kristjansson, J. E.: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, J. Climate, 11, 2698–2712, 1989.

Sylla, M. B., Coppola, E., Mariotti, L., Giorgi, F., Ruti, P. M., Dell'Aquila, A., and Bi, X.: Multiyear simulation of the African climate using a regional climate model (RegCM3) with the high resolution ERA-interim reanalysis, Clim. Dynam., 35, 231–247, 2009.

Sylla, M. B., Dell'Aquila, A., Ruti, P. M., and Giorgi, F.: Simulation of the intraseasonal and the interannual variability of rainfall over West Africa with RegCM3 during the monsoon period, Roy. Meteorol. Soc., 30, 1865–1883, doi:10.1002/joc.2029, 2010.

Tanré, D., Kaufman, Y. J., Herman, M., and Mattoo, S.: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, J. Geophys. Res., 102, 16971–16988, 1997.

Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, J. Geophys. Res., 106, 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719, 2001.

Tegen, I. and Lacis, A.: Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, J. Geophys. Res., 101, 19237–19244, doi:10.1029/95JD03610, 1996.

Todd, M. C., Karam, D. B., Cavazos, C., Bouet, C., Heinold, B., Baldasano, J. M., Cautenet, G., Koren, I., Perez, C., Solmon, F., Tegen, I., Tulet, P., Washington, R., and Zakey, A.: Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad, J. Geophys. Res., 113, D24107, doi:10.1029/2008JD010476, 2008.

Tummon, F., Solmon, F., Liousse, C., and Tadross, M.: Simulation of the direct and semidirect aerosol effects on the southern Africa regional climate during the biomass burning season, J. Geophys. Res., 115, D19206, doi:10.1029/2009JD013738, 2010.

5.2. Mise en place d'un schéma interactif dans ALADIN

5.2.1. Contexte et choix du schéma

Le modèle RegCM a certes l'avantage de disposer d'un schéma interactif d'aérosols, évalué et utilisé dans de nombreux travaux (e.g. Solmon et al., 2006; Zakey et al., 2006, 2008), mais il n'existe pas pour le moment de système de modélisation incluant un couplage océan-atmosphère-aérosols avec RegCM pour la mer Méditerranée. En effet, la plateforme PROTHEUS de l'ENEA utilise un couplage océan-atmosphère avec RegCM-3 sans aérosols, et un couplage entre RegCM-4 et le modèle d'océan ROMS est en développement à l'ICTP (Turuncoglu et al., 2013). Or le chapitre 3 nous a montré que pour estimer le rôle des aérosols sur le climat en Méditerranée, un tel couplage est essentiel. La solution pourrait donc être d'inclure un schéma similaire dans ALADIN-Climat, qui a lui la possibilité de pouvoir être utilisé en couplé avec le modèle d'océan NEMOMED8 (Herrmann et al., 2011). Contrairement à RegCM, ALADIN-Climat peut aussi être utilisé avec une méthode de guidage spectral (spectral nudging) qui permet d'imposer au modèle les grandes échelles spatiales. L'objectif est donc de pouvoir utiliser dans ALADIN-Climat un schéma pronostique pour les cinq types principaux d'aérosols (sels marins, poussières désertiques, organiques, sulfates et carbone suie), relativement peu coûteux en temps de calcul pour pouvoir être utilisé dans des simulations climatiques multi-décennales. Par ailleurs, ce schéma doit pouvoir interagir avec le schéma du rayonnement visible et thermique dans le modèle, afin de prendre en compte les effets direct et semi-direct des aérosols sur le climat. Le traitement de l'effet indirect représentera une seconde étape.

Le schéma pronostique développé au CEPMMT dans le cadre du projet GEMS/MACC (Morcrette et al., 2009) répond à ces différents critères. Il présente en effet des paramétrisations des processus d'émission des sels marins et des poussières désertiques, ainsi que celles permettant d'émettre des composés organiques, du carbone suie et des précurseurs de sulfates (pouvant ensuite être transformés en sulfates) à partir de fichiers d'inventaire. Les processus de transport et de dépôt sont aussi représentés dans ce schéma, ainsi que la définition des propriétés optiques permettant de prendre en compte les interactions avec le rayonnement. En outre, il faut savoir qu'ALADIN-Climat et le modèle global du CNRM ARPEGE-Climat partagent le même code, lui-même en partie commun avec celui du CEPMMT, rendant plus facile l'adaptation du schéma d'aérosols du CEPMMT pour ARPEGE-Climat et ALADIN-Climat.

Au CNRM, ce transfert du schéma d'aérosols entre le projet GEMS/MACC et ARPEGE-Climat a ainsi été réalisé techniquement en 2012 par l'équipe de chimie-aérosols du système climatique global de modélisation. J'ai ainsi pu bénéficier du code disponible dans ARPEGE-Climat pour le mettre en place dans ALADIN-Climat (version 5.3). Cette mise en place a demandé d'abord quelques adaptations techniques, notamment au niveau des variables utilisées, des fichiers d'entrée et des *namelists* (listes de paramètres nécessaires au lancement des simulations), afin que le schéma fonctionne "techniquement". Des modifications présentées ci-dessous ont été apportées au schéma initial de GEMS/MACC afin d'améliorer son comportement dans ALADIN-Climat sur la région méditerranéenne. Ce travail a été synthétisé dans un article validant le schéma dans le cadre d'un cas d'étude issu de la campagne ChArMEx/TRAQA (SOP-0, été 2012), et soumis au journal *ACP* pour le numéro spécial consacré à ChArMEx (ci-dessous la version mise en ligne dans *ACPD*).

5.2.2. Résumé de l'article

Les intrusions épisodiques de poussières désertiques sur le bassin méditerranéen expliquent une part importante de la variabilité spatio-temporelle des aérosols sur cette région. Modéliser et étudier les aérosols à l'échelle quotidienne nécessite donc de pouvoir déjà bien représenter le déplacement de ces panaches de poussières. La campagne ChArMEx/TRAQA de l'été 2012 a ainsi pu consacrer une journée (29/06/2012) d'observations intensives (vol ATR-42, ballons, lidars) à un épisode particulièrement intense de remontées de poussières désertiques sur le bassin nord-occidental. Ce cas d'étude peut ainsi servir de point de départ à l'évaluation du schéma interactif d'aérosols d'ALADIN-Climat. En outre, l'été 2012 a été particulièrement marqué par ce type d'épisodes, engendrant ainsi de fortes charges en aérosols sur la Méditerranée. De nombreuses observations de rayonnement et de température en surface ont aussi pu être rassemblées pendant cette période. L'objectif de cette étude est donc dans un premier temps d'évaluer la capacité d'ALADIN-Climat à reproduire la variabilité observée en termes d'aérosols sur la région méditerranéenne pendant l'été 2012, et dans un second temps de comprendre l'impact de ces aérosols et de leur variabilité quotidienne sur le climat observé cet été-là.

Comme mentionné ci-dessus, la mise en place du schéma d'aérosols dans ALADIN-Climat s'est faite à partir de l'adaptation d'un schéma existant dans le projet GEMS/MACC. Les principales modifications, qui sont présentées plus en détail dans l'article (cf. 5.2.3), concernent l'émission des poussières désertiques. Dans le schéma GEMS/MACC, le processus d'émission repose en effet sur une formule simplifiée (Ginoux et al., 2001) dépendant uniquement de la vitesse du vent en surface, de la fraction de sol nu et de l'humidité du sol. Pour ALADIN-Climat, cette paramétrisation a été remplacée par celle de Marticorena et Bergametti (1995) permettant de prendre en compte des caractéristiques plus avancées du sol. On a également introduit la distribution en taille du flux vertical émis donnée par Kok (2011), étant donné l'amélioration montrée précédemment dans RegCM. Le schéma final d'émission des poussières désertiques est donc au final similaire à celui de RegCM. Par ailleurs, quelques modifications ont également été apportées aux sels marins et aux sulfates pour améliorer les épaisseurs optiques dans certaines régions. Toutes ces modifications ont fait l'objet de tests de sensibilité qui sont présentés dans le paragraphe 5.2.4 après l'article.

Une simulation complète intégrant en plus des aérosols interactifs un couplage avec l'océan (NEMOMED8) et les surfaces continentales a été réalisée pour l'été 2012 (juin-juillet-août). C'est à notre connaissance le premier modèle régional couplé océan-atmosphère-aérosols pronostiques. L'évaluation du schéma d'aérosols d'ALADIN-Climat en matière d'épaisseur optique peut se faire en comparaison à des épaisseurs optiques mesurées par satellite (comme MODIS et MISR) ou au sol (AERONET), mais il reste toujours le problème de séparation entre les types d'aérosols qui peut être abordé en comparant à la climatologie établie dans le chapitre 2 ou à la réanalyse MACC. On montre ici que les grandes structures spatiales (fortes épaisseurs optiques en Afrique du Nord, export des poussières en mer Méditerranée et sur l'océan Atlantique, etc.) sont assez bien reproduites par ALADIN-Climat, dont les moyennes spatiales sont proches de celles des différents produits satellites. La répartition entre chacun des cinq types d'aérosols est également semblable à ce qui est fait dans MACC ou dans la climatologie du chapitre 2, même s'il est vrai qu'on observe parfois quelques différences (AOD plus faible en Europe au printemps, et plus élevée en Afrique du nord). Par rapport aux séries quotidiennes relevées dans des stations au sol du réseau AERONET, les scores obtenus par ALADIN sont du même niveau que ceux des produits satellites MODIS et AERUS-GEO (produit basé sur un algorithme développé récemment au CNRM à partir des mesures de SEVIRI, Carrer et al.,

2014).

De plus, la campagne TRAQA a fourni pour l'épisode de la fin du mois de juin des mesures lidar et aéroportées permettant d'évaluer le schéma sur d'autres paramètres. On montre qu'au sein du panache de poussières observé fin juin, la distribution verticale des aérosols dans ALADIN-Climat est bien simulée par rapport aux mesures lidar, de même pour la distribution granulométrique par rapport aux mesures aéroportées. La répartition par bin reste cependant une limite à la représentation précise de la distribution granulométrique observée.

Au final, ce schéma d'aérosols montre donc des résultats intéressants qui permettent de poursuivre l'étude de l'impact des aérosols sur le climat pendant l'été 2012. On compare alors la simulation évaluée précédemment, notée PROG, à deux autres simulations, présentant pour l'une (PROG-M) une climatologie mensuelle d'aérosols établie à partir des sorties de PROG, et pour l'autre (NO) aucun aérosol. Par construction, PROG et PROG-M ont les mêmes épaisseurs optiques en moyenne mensuelle. On retrouve dans PROG et PROG-M un forçage radiatif direct moyen des aérosols négatif en surface, du même ordre de grandeur que celui montré dans le chapitre 3. Cependant, il faut noter que la variabilité quotidienne de ce forçage est nettement plus grande dans PROG, engendrant des différences importantes entre PROG et PROG-M, même dans le climat moyen. En effet, l'effet des aérosols peut dépendre des conditions météorologiques, notamment de la présence de nuages, qui ne sont pas décorrélées des charges en aérosols. Ainsi, on a noté dans PROG une température moyenne à la surface plus élevée que dans PROG-M en Europe, mais plus faible dans le sud-ouest de la Méditerranée, où la fréquence de fortes épaisseurs optiques est plus élevée.

En outre, le schéma pronostique d'aérosols permet aussi d'améliorer sensiblement le rayonnement SW simulé à la surface dans quatorze stations du bassin méditerranéen (sur terre et sur mer), à la fois en termes de corrélation temporelle et de variance. En revanche, le calcul de ces scores pour la température à 2m ou la SST ne montre pas d'amélioration dans PROG par rapport à PROG-M. Pour aller plus loin dans l'analyse de l'impact des aérosols interactifs sur les températures de surface, on applique une technique de composites en sélectionnant pour chacune des stations les jours à fortes charges en aérosols, dits "dusty". On calcule de cette manière la différence moyenne de climat entre ces jours "dusty" et la moyenne de tous les jours. Avec cette approche par composites, on montre que le schéma interactif est indispensable pour bien simuler la diminution du rayonnement en surface observée pendant les jours dusty, mais aussi les variations observées de température à 2m. De plus, ces résultats suggèrent que la prise en compte des aérosols pourrait contribuer à améliorer les modèles de prévision numérique du temps.

5.2.3. Effets radiatifs et climatiques des aérosols désertiques en Méditerranée pendant l'été 2012 (article)

Dust aerosol radiative effects during summer 2012 simulated with a coupled regional aerosol-atmosphere-ocean model over the Mediterranean region. **P. Nabat**, S. Somot, M. Mallet, M. Michou, F. Sevault, F. Driouech, D. Meloni, A. Di Sarra, C. Di Biagio, P. Formenti, M. Sicard, J.-F. Léon, and M.-N. Bouin *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, **14**, 25351-25410, doi :10.5194/acpd-14-25351-2014, 2014.

Manuscript prepared for J. Name
with version 4.2 of the LaTeX class copernicus.cls.
Date: 5 November 2014

Dust aerosol radiative effects during summer 2012 simulated with a coupled regional aerosol-atmosphere-ocean model over the Mediterranean

P. Nabat[1], S. Somot[1], M. Mallet[2], M. Michou[1], F. Sevault[1], F. Driouech[3], D. Meloni[4], A. Di Sarra[4], C. Di Biagio[5], P. Formenti[5], M. Sicard[6], J.-F. Léon[2], and M.-N. Bouin[7]

[1]Météo-France, CNRM-GAME, Centre National de Recherches Météorologiques, UMR3589, Toulouse, France
[2]Laboratoire d'Aérologie, Toulouse, France
[3]Direction de la Météorologie Nationale du Maroc
[4]Laboratory for Earth Observations and Analyses, ENEA, Rome, Italy
[5]Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA), UMR7583 – CNRS, Créteil, France
[6]Universitat Politechnica de Catalunya, Barcelona, Spain
[7]Météo-France, CMM, Centre de Météorologie Marine, Brest, France

Abstract. The present study investigates the effects of aerosols on the Mediterranean climate daily variability during summer 2012. Simulations have been carried out using the coupled regional climate system model CNRM-RCSM5 which includes prognostic aerosols, namely desert dust, sea salt, organic, black-carbon and sulfate particles, in addition to the atmosphere, land surface and ocean components. An evaluation of the dust aerosol scheme of CNRM-RCSM5 has been performed against in-situ and satellite measurements. This scheme shows its ability to reproduce the spatial and temporal variability of aerosol optical depth (AOD) over the Mediterranean region in summer 2012. Observations from the TRAQA/ChArMEx campaign also show that the model correctly represents dust vertical and size distributions. Thus CNRM-RCSM5 can be used for aerosol-climate studies over the Mediterranean. Here we focus on the effects of dust particles on surface temperature and radiation daily variability. Surface shortwave aerosol radiative forcing variability is found to be more than twice higher over regions affected by dust aerosols, when using a prognostic aerosol scheme instead of a monthly climatology. In this case downward surface solar radiation is also found to be better reproduced according to a comparison with several stations across the Mediterranean. Moreover, the radiative forcing due to the dust outbreaks also causes an extra cooling in land and sea surface temperatures. A composite study has been carried out for 14 stations across the Mediterranean to identify more precisely the differences between dusty days and the set of all the days. Observations show that dusty days receive less radiation at the surface and are warmer than average because of southwesterly fluxes often generating dust outbreaks. Only the simulation using the prognostic aerosol scheme is found to reproduce the observed intensity of the dimming and warming on dusty days. Otherwise, the dimming is underestimated and the warming overestimated.

Correspondence to: P. Nabat
(pierre.nabat@meteo.fr)

1 Introduction

Numerous and various aerosols affect the Mediterranean basin (Lelieveld et al., 2002), located at the crossroads of air masses carrying both natural (desertic particles, sea-salt, volcanic ashes, etc.) and anthropogenic (black carbon, sulfate, etc.) particles. Because of their microphysical and optical properties, these aerosols can have strong effects on the regional radiative budget (e.g. Bergamo et al., 2008), with ensuing impact on climate (Zanis et al., 2012; Spyrou et al., 2013; Nabat et al., 2014), and ecosystems of the Mediterranean (Guieu et al., 2010). Among these aerosols, the Saharan desert dust particles represent an important contribution of aerosols for this region (Barnaba and Gobbi, 2004; Nabat et al., 2013). Indeed, dust particles coming from suspension, saltation and creeping processes associated with wind erosion, can move from northern Africa to the Mediterranean Sea and Europe (Moulin et al., 1997; Papadimas et al., 2008; Gkikas et al., 2013). These dust outbreaks are mainly driven by the synoptic meteorological conditions (Gkikas et al., 2012): they are more frequent in the eastern basin in winter and spring, in the central basin in spring and in the western basin in summer (Moulin et al., 1998). The ChArMEx initiative (Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment, http://charmex.lsce.ipsl.fr) has been launched for a few years in the framework of the MISTRALS (Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales) program, in order to improve our knowledge of aerosols and their impacts on climate in the Mediterranean. Thus, in early summer 2012, the ChArMEx/TRAQA (TRansport and Air QuAlity) campaign focused on the characterization of the air pollution masses over the Mediterranean basin through the study of representative case studies. A particularly intense dust event has been measured at the end of June with

different observation means (balloons, aircraft, surface and remote-sensing measurements), and consequently represents a documented case to evaluate the ability of climate models to reproduce this kind of events and their effects on climate. The aim of the present work is consequently to evaluate the direct and semi-direct effects of dust particles on regional climate at the daily time scale. We consider here a modelling approach, but several elements are necessary to answer this question.

First of all, in order to simulate dust outbreaks, models need interactive dust scheme that can uplift and transport dust particles from desert sources. Many climate models indeed use only monthly aerosol climatology (e.g. Tanré et al., 1984; Tegen et al., 1997) that cannot correspond to this kind of study. However, let alone the chemistry-transport models (e.g. CHIMERE, MOCAGE) that do not have aerosol-climate interactions, several aerosol schemes already exist in different climate models (e.g. MACC, ECHAM-HAM, IPSL), evaluated in different intercomparison exercises (e.g., AEROCOM, Schulz et al., 2006, ACCMIP, Lamarque et al., 2013). With regards to dust aerosols, most of the climate models can simulate the main patterns of dust emission and transport (Woodage et al., 2010), but large uncertainties remain in the characterization of dust properties and the resulting impact on climate (Huneeus et al., 2011), notably because of differences in dust emission parameterizations (Todd et al., 2008). Over the Euro-Mediterranean region, several studies have considered the effects of aerosols on climate using simulations with a prognostic scheme, both for anthropogenic aerosols (Zanis, 2009; Vogel et al., 2009; Meier et al., 2012) and dust particles (Santese et al., 2010; Spyrou et al., 2013).

Moreover, the role of the Mediterranean Sea is essential in climate feedbacks (Somot et al., 2008; Artale et al., 2010; Herrmann et al., 2011), so that ocean-atmosphere coupled regional models have recently been developed (Krzic et al., 2011; Herrmann et al., 2011; Mariotti and Dell'Aquila, 2012; L'Hévéder et al., 2012; Turuncoglu et al., 2013; Nabat et al., 2014). The importance of this coupling in the aerosol-climate interactions in the Mediterranean has even been recently highlighted (Nabat et al., 2014). However, up to now, aerosol-climate studies with prognostic aerosol schemes have been achieved either with the COSMO (Vogel et al., 2009) or with the RegCM model (Giorgi et al., 2012), and have not included an ocean-atmosphere coupling yet, even if an ocean-atmosphere coupling is currently developed between RegCM and ROMS (Turuncoglu et al., 2013).

In addition, as the Mediterranean is also characterized by local winds, complex coastlines and orography, high resolution modelling is needed to correctly reproduce the atmospheric circulation (Gibelin and Déqué, 2003; Gao et al., 2006; Giorgi and Lionello, 2008).

From our knowledge, none of these regional models can have at the same time ocean-atmosphere coupling and prognostic aerosol schemes. In the present study, a new version of the coupled regional climate model system (RCSM) of the CNRM, called CNRM-RCSM5, has been developed, including an aerosol prognostic scheme derived from the GEMS/MACC project (Morcrette et al., 2009; Michou et al., 2014), in addition to the atmosphere, ocean and land-surface components. This new model tool thus complies with all the criteria mentioned above, and should be able to help us to evaluate the direct and semi-direct effects of dust aerosols at the daily time scale. The data brought by the TRAQA campaign also enable a first evaluation of the dust aerosol scheme before assessing the aerosol impact on climate. Besides, including the other aerosol species allows a comparison of total aerosol optical depth with remote-sensing measurements. The question of the difference between the use of climatologic and prognostic aerosols in this model will also be raised.

After a description of the aerosol scheme in Sect. 2 and its evaluation in Sect. 3, the aerosol impact on climate is studied in Sect. 4 and 5, before the concluding remarks in Sect. 6.

2 Methodology

2.1 The CNRM-RCSM5 model

Four different components are included in this regional climate model system : the atmosphere with the regional climate model ALADIN-Climate (Déqué and Somot, 2008; Colin et al., 2010), the ocean with the regional model NEMOMED8 (Beuvier et al., 2010), the land-surface with the model ISBA (Noilhan and Mahfouf, 1996) and the aerosols, simulated interactively within ALADIN-Climate (see details in 2.2). ALADIN-Climate is a bi-spectral semi-implicit semi-lagrangian regional model, with a 50 km horizontal resolution and 31 vertical levels in the present work. The version 5.3 is used here bringing some improvements compared to the previous version 5.2 used in Nabat et al. (2014). As in the version used in Lucas-Picher et al. (2013), the longwave radiation scheme is now based on the Rapid Radiation Transfer Model (RRTM, Mlawer et al., 1997), while the shortwave scheme initially developed by Morcrette (1989) has a finer spectral resolution (6 bands). We also use here a spectral nudging method described in Radu et al. (2008), that enables to keep large scales from the boundary forcing and thus impose the true natural climate variability which is essential to represent dust events notably. Here the wind vorticity and divergence, the surface pressure, the temperature and the specific humidity are nudged. The function used imposes a constant rate above 700 hPa, a relaxation zone between 700 and 850 hPa, while the levels below 850 hPa are free. The spatial wavelengths are similarly nudged beyond 400 km, with a relaxation zone between 200 and 400 km. Thus this method gives the model enough freedom to generate the aerosols at the surface while keeping the

large scales conditions that are essential to simulate the true chronology.

The ocean model NEMOMED8 and the land surface model ISBA are the same models as used in Nabat et al. (2014). The ocean-atmosphere coupling is achieved by the OASIS3 coupler (Valcke, 2013) at a 3-hour frequency, which represents an improvement compared to CNRM-RCSM4 described in Nabat et al. (2014). Note finally that contrary to CNRM-RCSM4, the coupling to the river routine scheme is not included in the present version of CNRM-RCSM5.

2.2 The aerosol scheme in ALADIN-Climate

Until the version 5.2 of ALADIN-Climate aerosols were represented in this model through monthly climatologies of aerosol optical depth (AOD) for five aerosol types (desert dust, sea-salt, black carbon, organic matter and sulfate) distributed vertically according to constant profiles. In the version 5.3 used here, a prognostic aerosol scheme has been included, adapted from the GEMS/MACC aerosol scheme (Morcrette et al., 2009; Benedetti et al., 2011; Michou et al., 2014). It includes the same five aerosol species that can be directly emitted from the surface for dust and sea-salt particles, or from external emission datasets for black carbon, organic matter and sulfate precursors. The spatial domain of our simulations has consequently been extended compared to the previous study of Nabat et al. (2014), in order to include all the sources generating aerosols that can be transported over the Mediterranean basin. No aerosol is indeed included in the lateral boundary forcing.

Sea salt aerosols are generated by wind stress on ocean surface, either because of air bubbles bursting at the sea surface, or from spume droplets directly torn off the wave crests by the wind. Guelle et al. (2001) have reviewed different approaches to model these processes. The current formulation used in ALADIN-Climate is based on the studies of Guelle et al. (2001) and Schulz et al. (2004), that provide surface mass fluxes at 80% relative humidity depending on 10m-wind, integrated for the three size bins defined in the scheme : 0.03 to 0.5μm, 0.5 to 5μm and 5 to 20μm. Note that the size distribution of emitted sea salt also depends on other factors such as the sea surface temperature (Jaeglé et al., 2011), which are not taken into account in this current version.

Dust emission processes depend on several factors such as soil characteristics (chemical composition, humidity, roughness) and surface wind speed. In the GEMS/MACC scheme, the dust parameterization follows Ginoux et al. (2001), that propose a simplified formulation of dust emission, based on the wind speed and thresholds according to the fraction of bare soil and soil moisture. In ALADIN-Climate, this function has been replaced by the Marticorena and Bergametti (1995) parameterization, that takes into account more soil characteristics coming from the ECOCLIMAP database (Masson et al., 2003), which provides information on the erodible fraction and the sand and clay fractions, allowing a classification of the soil textures. After the determination of an erosion threshold based on the soil distribution, the soil moisture and the roughness caused by nonerodible elements, the horizontal saltation flux is calculated, proportionally to the third power of the wind friction velocity. The vertical flux is then inferred from this saltation flux, according to an empirical relationship given by Marticorena and Bergametti (1995), which notably depends on the soil clay content. The emitted dust size distribution is based on the work of Kok (2011). More details about this dust emission parameterization can be found in Nabat et al. (2012), who have used the same dust emission scheme in RegCM4. Once emitted dust particles are integrated in the three dust size bins of the scheme : 0.01 to 1.0μm, 1.0 to 2.5μm and 2.5 to 20μm.

The external emission datasets for the three other aerosol types come from Lamarque et al. (2010), who have provided inventories at 0.5°resolution of different species for climate models. These inventories include numerous sectors such as energy production, industries, domestic activities, agriculture, transport and fires. Organic and black carbon particles are separated between hydrophile and hydrophobic particles. SO_2 emitted particles can be transformed in SO_4, but 5% of them are directly emitted as SO_4 aerosols (Benkovitz et al., 1996). Volcanic sulfur emissions are also included, as well as DMS particles from oceans (see Michou et al., 2014).

All these aerosols gathered in 12 bins are then transported in the atmosphere, before possible dry or wet deposition. More details about transport and deposition can be found in Morcrette et al. (2009). Optical properties (single scattering albedo and asymmetry factor) are fixed for each aerosol type, as defined in Nabat et al. (2013). The complexity of this aerosol scheme is similar to the one used in RegCM, but it does not include detailed chemical processes that can be found in COSMO-ART (Vogel et al., 2009). However it enables our model to keep a low cost of calculations, so that multi-annual simulations could be carried out for aerosol-climate studies.

2.3 Simulations

Three simulations have been carried out with CNRM-RCSM5, driven by the ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) as initial and lateral boundary forcing. The PROG simulation includes the whole aerosol prognostic scheme described previously. The PROG-M simulation uses monthly AOD provided by PROG, so that PROG and PROG-M share the same average aerosol content at the monthly scale. The NO simulation does not include any aerosols. Comparisons between these simulations will enable to estimate the aerosol effects on the radiative budget and regional climate, and the implications of using prognostic aerosol schemes instead of monthly climatologies. The three simulations cover the summer 2012 period from 1st June to 31st August. A one-month spin-up period has been performed for each simulation in order to have realist aerosol concentrations on 1st June.

2.4 Observation data

For the evaluation of the aerosols and their direct radiative effects, different observed datasets are used in the present work.

Simulated AOD is compared to satellite data from the MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, collection 5.1, standard and Deep Blue algorithms, 1°resolution, Tanré et al., 1997; Levy et al., 2007), the Multiangle Imaging SpectroRadiometer (MISR, Level3, Kahn et al., 2005, 2010) and the SEVIRI radiometer onboard the geostationary satellite Meteosat Second Generation (MSG). For the latter instrument, we use the algorithm of Carrer et al. (2010), which provides high-resolution AOD over both ocean and land surfaces. Nowadays, this algorithm is being implemented on the production chain of the ICARE thematic center (http://www.icare.univ-lille1.fr) under the name of AERUS-GEO (Aerosol and surface albEdo Retrieval Using a directional Splitting method - application to GEO data).

Ground-based observations from 30 stations of the AErosol RObotic NETwork (AERONET, Holben et al., 1998, 2001) will also be considered (Figure 1). These sun-photometer observations provide high-quality data (Level 2.0), which have been downloaded from the AERONET website (http://aeronet.gsfc.nasa.gov). All AOD data have been calculated at 550 nm using the Angstrom coefficient when necessary, to make comparisons and evaluation easier.

The TRAQA campaign has also provided interesting observations for dust aerosols, namely vertical profiles from lidar instruments in Barcelona and San Giuliano (Corsica). The Barcelona lidar system is part of the ACTRIS/EARLINET network (Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure Network / European Aerosol Research Lidar Network, Pappalardo et al., 2014). The extinction coefficient profiles were retrieved by means of the two-component elastic lidar inversion algorithm constrained with the AERONET sun-photometer-derived AOD (Reba et al., 2010). In San Giuliano (42.28°N, 9.51°E), aerosol vertical profiles were acquired with a 355 nm backscattering lidar. The aerosol extinction coefficient profiles are estimated using the Klett's method and a fix lidar ratio (Léon et al., this issue, in prep.) from hourly averaged attenuated range-corred lidar signals. Besides, an ATR-42 research flight operated by SAFIRE (Service des Avions Francais Instrumentés pour la Recherche en Environnement) has also been realized during the TRAQA campaign. This study uses the airborne data from the Passive Cavity Aerosol SPectrometer (PCASP), which measures particles between 0.1 and 3.2 μm.

In addition, the Météo-France and AEMET networks have provided daily radiation and 2m-temperature measurements (see Figure 1). Radiation measurements have been completed by the stations of Sede-Boker (SED, SolRad-Net network, AERONET website), Lampedusa (LAM, coll. ENEA) and two Météo-France buoys located in the Gulf of Lions (LIO) and near the French Riviera (AZU). Lampedusa and the two buoys also provide sea surface temperature (SST) measurements. All the fourteen stations providing surface radiation and temperature have been added in Figure 1 (red crosses). It is worth mentioning that available data is provided by stations that are located for most of them in the western Mediterranean. However, in summer, most of the dust outbreaks occur in this region because of frequent low pressure systems over Morocco that favour the dust export over the western Mediterranean (Moulin et al., 1998; Gkikas et al., 2012).

Besides, the MACC reanalysis (Morcrette et al., 2009) is also used in the present work, as a means of evaluating the CNRM-RCSM5 simulations. This reanalysis includes data assimilation from the MODIS instrument (AOD).

3 Evaluation of the simulated aerosols

3.1 Aerosol optical depth

The average AOD simulated by PROG in summer 2012 is presented in Figures 2 and 3, respectively for the five aerosol types, and for total AOD. Figure 3 also presents the average AOD for summer 2012 for three satellite products (MODIS, MISR and AERUS-GEO) as well as the MACC reanalysis (Morcrette et al., 2009; Benedetti et al., 2011). The general spatial pattern shows a good agreement between satellites, MACC and CNRM-RCSM5. The highest values (up to 1.5) are indeed found over northern Africa and Arabian peninsula, where dust aerosols are emitted, while anthropogenic particles, especially sulfate and organic matter, are responsible for local maxima in Europe. The Mediterranean Sea, located between both sources, is also affected by moderate AOD, ranging from 0.15 to 0.3, from the north-east to the south-west. Sea-salt particles are essentially simulated over the Atlantic ocean, as well as the western Mediterranean Sea in lower quantities.

In greater detail, some differences can be noted between the model and satellite data. CNRM-RCSM5 AOD is closer to MISR over northern Africa, where a large zone of AOD higher than 0.5 can be identified in both datasets, while MODIS and especially AERUS-GEO show lower AOD. Similar conclusions can be drawn for the Arabian peninsula. Dust export over the Atlantic ocean is on the contrary in very good agreement between the five products (AOD between 0.5 and 0.7). Over western and central Europe, MISR AOD is lower than MODIS, AERUS-GEO, MACC and CNRM-RCSM5. Large differences in AOD are also present in Eastern Europe and Russia, where MODIS shows higher AOD than the other datasets. However, this region is in the limit of the domain seen by SEVIRI (lower values in AERUS-GEO), and is also close to the border of the domain used in CNRM-RCSM5, so that aerosols over this region may come from outside the domain. Finally, AOD over the northern Atlantic

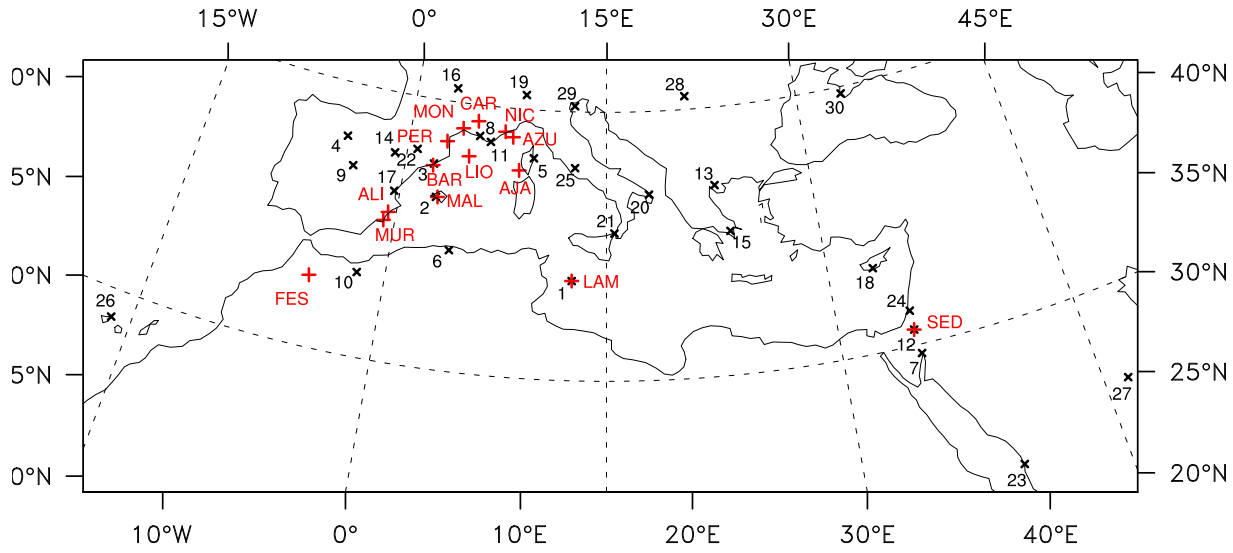

Fig. 1. Stations of the AERONET network (black crosses, see the list of the corresponding numbers in Figure 5). Red crosses indicate the stations providing measurements of surface radiation and temperature (see the list in Table 5).

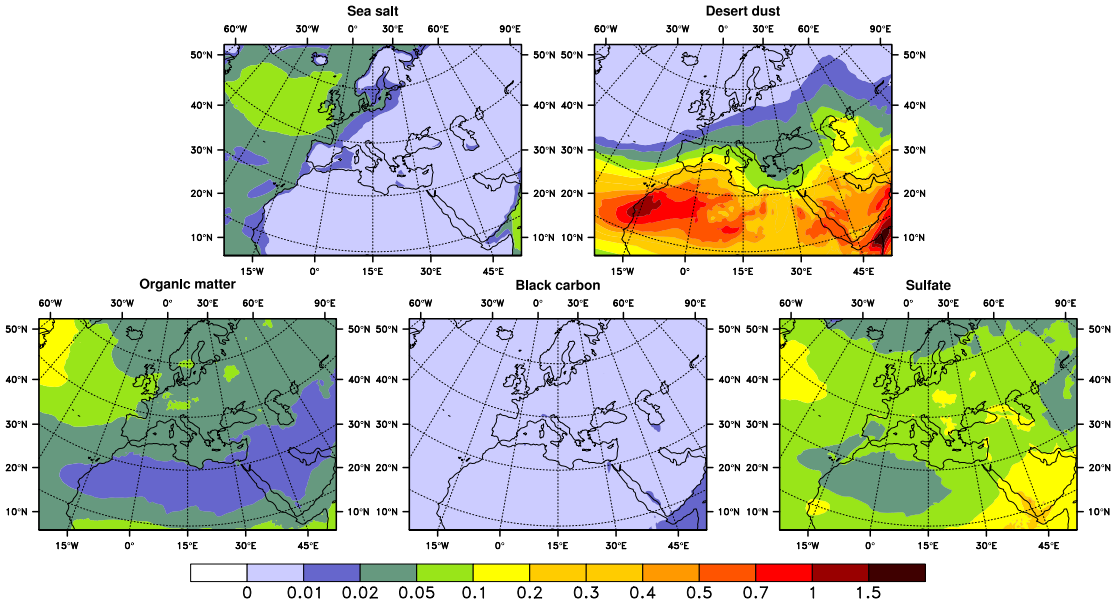

Fig. 2. Mean aerosol optical depth at 550nm in summer 2012 (JJA) simulated by CNRM-RCSM5 for the five aerosol types (sea-salt, desert dust, organic matter, black carbon and sulfate).

Europe	CNRM-RCSM5	MACC	NAB13	MODIS	MISR	AERUS-GEO
Sea-salt	0.01	0.02	0.00 [0.00 - 0.00]	-	-	-
Desert dust	0.04	0.06	0.05 [0.04 - 0.05]	-	-	-
Organic matter	0.04	0.02	0.02 [0.02 - 0.03]	-	-	-
Black carbon	0.01	0.01	0.01 [0.01 - 0.01]	-	-	-
Sulfate	0.08	0.10	0.10 [0.08 - 0.12]	-	-	-
Total	0.18	0.21	0.18 [0.16 - 0.20]	0.16	0.15	0.15
Mediterranean						
Sea-salt	0.01	0.02	0.01 [0.00 - 0.01]	-	-	-
Desert dust	0.11	0.10	0.12 [0.10 - 0.13]	-	-	-
Organic matter	0.03	0.02	0.01 [0.01 - 0.02]	-	-	-
Black carbon	0.01	0.01	0.01 [0.00 - 0.01]	-	-	-
Sulfate	0.07	0.09	0.08 [0.07 - 0.10]	-	-	-
Total	0.23	0.24	0.23 [0.19 - 0.25]	0.20	0.22	0.18
Africa						
Sea-salt	0.00	0.01	0.00 [0.00 - 0.00]	-	-	-
Desert dust	0.37	0.18	0.31 [0.25 - 0.33]	-	-	-
Organic matter	0.02	0.02	0.01 [0.01 - 0.02]	-	-	-
Black carbon	0.01	0.01	0.01 [0.01 - 0.01]	-	-	-
Sulfate	0.05	0.07	0.08 [0.06 - 0.09]	-	-	-
Total	0.45	0.29	0.41 [0.33 - 0.44]	0.33	0.32	0.21

Table 1. Total AOD and components for the five aerosol types simulated by CNRM-RCSM5 and the MACC reanalysis in summer 2012 over Europe (continental area up to 30°E), the Mediterranean Sea and northern Africa (continental area up to 25°N). Averages in summer from NAB13, the climatology of Nabat et al. (2013), have also been indicated with the minimum and maximum summer values (period 2003-2009). Total AOD from satellite data (MODIS, MISR, AERUS-GEO) is also given.

ocean is higher in CNRM-RCSM5 and MACC than in satellite products, but the presence of numerous clouds in this area limits the quality of the satellite data there.

Averages for summer 2012 are given in Table 1, for CNRM-RCSM5 and different model and satellite datasets : the MACC reanalysis, the AOD climatology from Nabat et al. (2013), named NAB13 thereafter, MODIS, MISR and AERUS-GEO. NAB13 and MACC, which present AOD components for each aerosol type, are based on both model and satellite data for the first one, and on model and data assimilation for the second one. NAB13, which gives reliable estimations of the different AOD components, is only available on the 2003-2009 period, so that the average over this period with the minimum and maximum values have been indicated. Averages have been calculated on the three domains defined in Nabat et al. (2013) : Europe, the Mediterranean Sea and northern Africa.

Over Europe, CNRM-RCSM5 is very close to NAB13 for total AOD (0.18 on average) and the five aerosol types, even if the sharing between organic matter and sulfate aerosols is slightly different. MACC simulate more dust and sulfate particles, but the three satellite data have lower AOD (between 0.15 and 0.16), so that CNRM-RCSM5 AOD is median. Over the Mediterranean Sea, a good agreement is shown between CNRM-RCSM5 (0.23 for total AOD), MACC (0.24) and NAB13 (0.23). In addition, the proportion between the different aerosol types is similar in the three datasets. However, as in Europe, satellite data have lower AOD (between 0.18 and 0.22).

More variability is noted with regards to AOD over northern Africa, notably because of the dust component. CNRM-RCSM5 shows higher AOD (0.45) than NAB13 (0.41), MACC (0.32) and the satellite data (between 0.21 and 0.33). However, interannual variability is stronger in this region as shown by the larger amplitude in NAB13 (0.33 - 0.44). Moreover, MACC does not assimilate AOD over the Sahara because the standard algorithm of MODIS cannot retrieve AOD on bright surface, so that an underestimation of dust aerosols in MACC had been identified (Nabat et al., 2013).

This evaluation has been completed by a comparison to ground-based observations from the AERONET network that provide accurate AOD measurements. Over 30 stations around the Mediterranean basin (see Figure 1), the mean bias of CNRM-RCSM5 is 0.02, against -0.03 for AERUS-GEO, 0.04 for MODIS, -0.07 for MISR and -0.09 for MACC. Considering only the stations to the south of 33°N, CNRM-RCSM5 has also the lowest bias (0.03) compared to AERUS-GEO (-0.06), MODIS (0.04), MISR (-0.07) and MACC (-0.10).

As a summary, Table 2 presents the spatial correlations between these five products. All the correlations are higher than 0.6, confirming the general agreement. CNRM-RCSM5 correlations are comparable to the scores of the satellite products when compared together, indicating its ability to reproduce

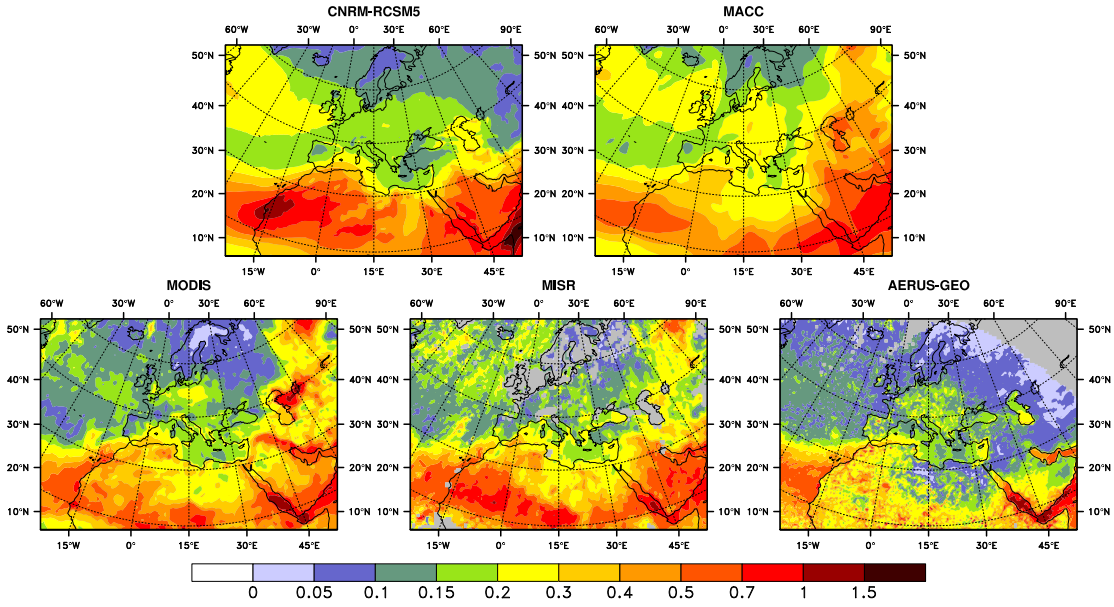

Fig. 3. Mean aerosol optical depth at 550nm in summer 2012 (JJA) simulated by CNRM-RCSM5 and MACC (top), and measured by 3 satellite instruments (MODIS, MISR and AERUS-GEO, bottom)

Datasets	MODIS	MISR	AERUS-GEO	MACC
CNRM-RCSM5	0.64	0.77	0.65	0.74
MODIS		0.81	0.69	0.84
MISR			0.68	0.84
AERUS-GEO				0.61

Table 2. Spatial correlation coefficients between AOD of the different datasets presented in Fig. 3

the spatial patterns of AOD over this region.

As far as the daily scale is concerned, Figure 4 shows four temporal series across the Mediterranean basin, respectively at Oujda (a, Morocco, number 10 in Fig. 1), Mallorca (b, Spain, 2), Frioul (c, France, 8) and Lampedusa (d, Italy, 1). All these series show high daily variability, because of frequent dust outbreaks in this season. The spectral nudging technique used in CNRM-RCSM5 enables to reproduce the true chronology of the synoptic meteorological conditions as shown in Herrmann et al. (2011), which is useful for driving dust emission. in the present work. As a result, the model is able to reproduce the intensity and the chronology of most AOD peaks, such as those observed in Oujda (18th June, 25th July) in Mallorca (19th June, 9th July, 10th August), Frioul (28th June, 19th August) and Lampedusa (21st June, 13th August). However, CNRM-RCSM5 sometimes overestimate some dust events (e.g. 19th June in Frioul, 15th June in Lampedusa), but these differences remain in minority.

Similar comparisons have been realized for 30 AERONET stations (see their locations on Figure 1), the results are presented in a Taylor diagram (Fig. 5, adapted to daily time series from Taylor, 2001). This diagram represents three statistics: the correlation coefficient is the azimuth angle, the radial distance from the origin is the standard deviation normalised by observations, and the distance to the "REF" point on the x-axis is the root-mean-square error (RMSE). The average temporal correlation coefficient for CNRM-RCSM5 is 0.70, while the ratio between simulated and observed standard deviations is 1.01, revealing the ability of the aerosol scheme to reproduce AOD daily variability. This scores are close to MODIS and AERUS-GEO, whose standard deviation ratio is slightly worse (respectively 1.29 and 1.10) and correlation coefficient slightly better (resp. 0.73 and 0.76). Note that AERUS-GEO has consequently the best scores among the satellite products in the comparison against AERONET data. The lowest scores of MISR are probably due to the reduced number of available retrievals with this instrument. MACC has also a high correlation coefficient (0.74), but shows less variability than AERONET (its average normalized standard deviation is only 0.63. It is also worth mentioning that contrary to satellite data, CNRM-RCSM5 has no station with very low scores: MODIS and AERUS-GEO have respectively 5 and 3 stations with RMSE higher than 1.25, none for CNRM-RCSM5.

3.2 Dust vertical profiles and size distribution

CNRM-RCSM5 has shown its ability to reproduce correctly AOD daily evolution, which is a parameter often evaluated in climate models. However, aerosol direct and semi-direct forcing also depends on the profile and size distribution of particles, rarely evaluated given the scarcity of observations, and affected by large uncertainties (Textor et al., 2006). Even

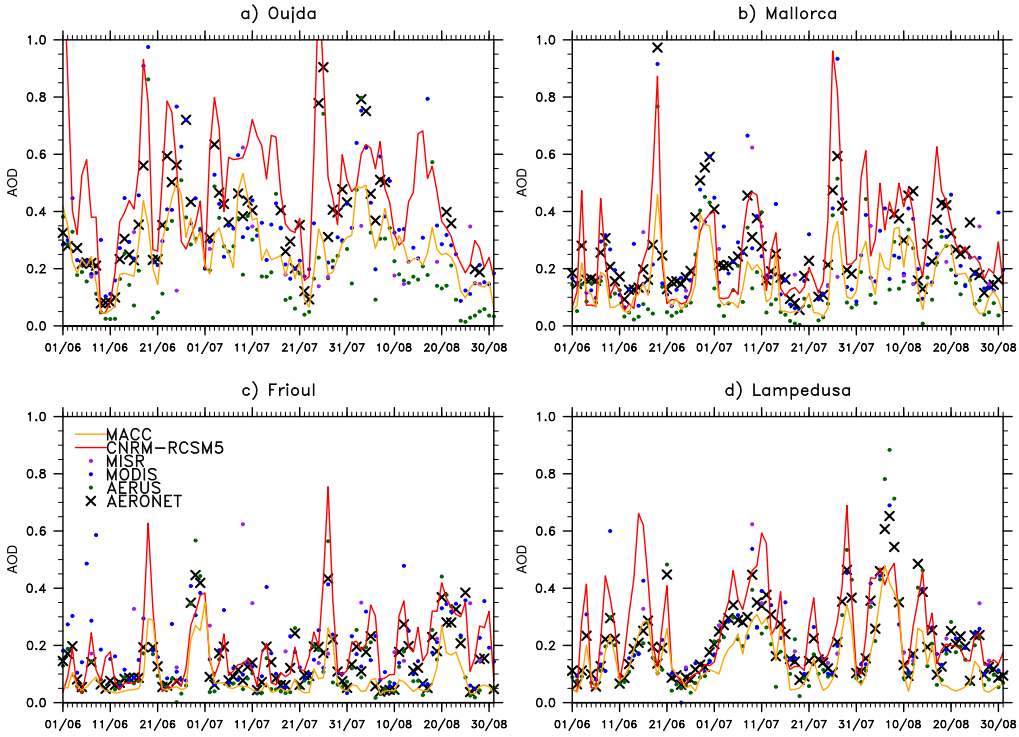

Fig. 4. AOD temporal series between 1st June and 31st August 2012 simulated by CNRM-RCSM5 (red lines) and MACC (orange lines), and observed by AERONET sunphotometers (black crosses), MODIS (blue crosses) and AERUS-GEO (green crosses), at four stations of the AERONET network : Oujda (a, number 10 in Fig. 1), Mallorca (b, 2), Frioul (c, 8) and Lampedusa (d, 1).

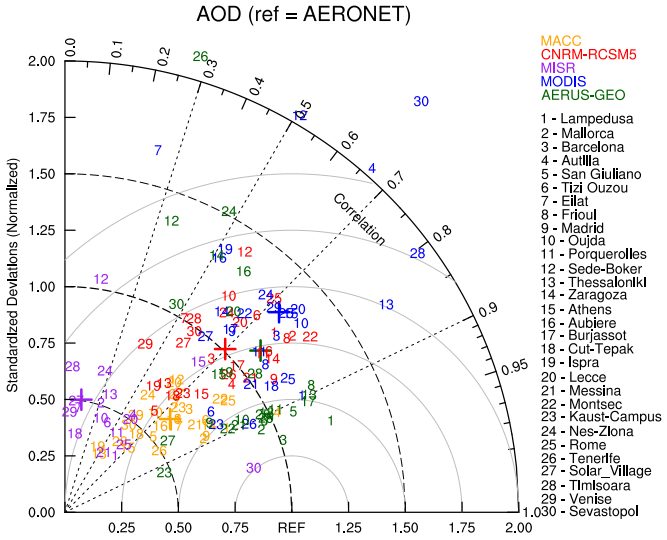

Fig. 5. Taylor diagram evaluating CNRM-RCSM5 (red), MACC (orange) and satellite (MODIS, blue and AERUS-GEO, green) data against 30 AERONET ground-based observations in terms of daily AOD in summer 2012. Averages over the 30 stations for each dataset are indicated with crosses.

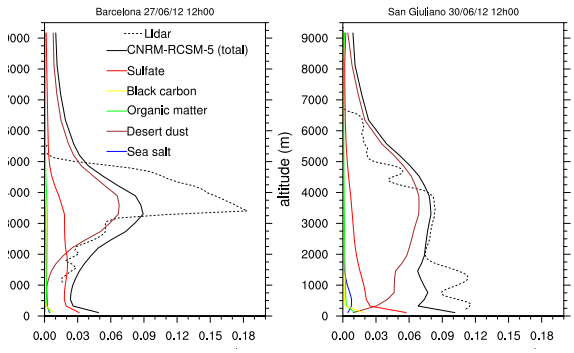

Fig. 6. Aerosol extinction coefficient simulated by CNRM-RCSM5 (full black lines) and observed by a ground-based lidar (dotted black lines) in Barcelona on 27th June at 12UTC (left) and in San Giuliano (Corsica) on 30th June 2012 at 12UTC. The different colored lines represent the contribution of each aerosol type to the extinction coefficient.

495

if total AOD is necessary to evaluate AOD against in-situ or satellite measurements that cannot separate the different aerosol types, more attention is now given to the dust component which is the focus of the study. The TRAQA campaign has provided a well-documented dust outbreak over the Mediterranean Sea, which is useful for this evaluation. How-

ever a deeper evaluation of the other aerosol components is out of the scope of the paper.

The dust plume observed in the TRAQA campaign comes from the uplift of dust particles in western Africa between 21st and 23rd June. These particles have been transported along the African coast up to southern Spain, driven by the presence of a low pressure system over Morocco and a high pressure area over the Azores. From 26th June, a low formed in the bay of Biscay generated a southwesterly flow bringing the dust plume over northern Spain. Successively moving to the southeast, dust particles have also been transported over the Mediterranean Sea. Figure 6 presents the vertical distribution of aerosols during the dust outbreak observed by lidars in the TRAQA campaign in terms of extinction coefficient in Barcelona at 532 nm and in San Giuliano at 355 nm. Dust aerosols first reach Spain on 27th June, transported in the mid-troposphere, as noted in the profile between 2000 and 5000 m with a maximum extinction (0.18 km^{-1}) at 3500 m. The two-component elastic lidar inversion algorithm constrained with an AERONET AOD of 0.32 gave a column-equivalent lidar ratio of 54 sr. This value is in the range of 50 – 70 sr established by Tesche et al. (2009) of desert dust lidar ratio observations by Raman lidar, which makes us confident with the result of the lidar inversion. The altitude of these dust particles is similar in CNRM-RCSM5, despite an underestimation of the intensity of the dust outbreak and a slight overestimation in the higher layers. Under this dust layer, the presence of sulfate aerosols is noted in the model, with an extinction coefficient close to observations (0.03 km^{-1}). In San Giuliano, where the dust plume has arrived three days later, its altitude is also similar in CNRM-RCSM5 and observations : between 2000 and 5000m. As in Barcelona, extinction is slightly overestimated in the high troposphere (above 6500m).

Size distribution is also an essential physical parameter for aerosol-climate studies, as optical properties depend on the particle size. Figure 7 presents the size distribution observed during a sounding realized by the ATR42 during the TRAQA campaign, as well as the simulated distribution. Note that the bin scheme used in CNRM-RCSM5 does not enable to reproduce exactly the observed distribution, but the division in 3 bins for dust particles notably can still be evaluated. This sounding took place in the Mediterranean Sea (43.05°N, 9.55°E) on 29th June, when the dust plume has been transported over this area. In the lower layers, a first maximum is observed in the smallest particles (around 0.1 μm), probably due to sulfate aerosols, as represented by CNRM-RCSM5. The observed distribution shows that mass concentration is higher for larger particles, especially between 2000 and 4000m, where dust aerosols are located. This distribution is simulated by CNRM-RCSM5, notably between 2000 and 3000m. Above 3000m, coarse particles (larger than 2.0 μm) are underestimated. However, these particles have less impact on extinction than submicronic particles, but they could play a role in other processes (e.g. deposition).

These results finally show that the aerosol vertical and size distributions simulated by CNRM-RCSM5 reproduce the main patterns seen in observations from the TRAQA campaign, even if the simulated profile in Barcelona shows an underestimated extinction peak.

To summarize, CNRM-RCSM has shown its ability to simulate the evolution of aerosols during summer 2012 in terms of spatial pattern and daily variability, as well as the vertical profiles and size distribution of dust particles. This model will be used in the following section, to study the impact of dust outbreaks on regional climate. In addition, an intercomparison modeling study about this dust event observed in the TRAQA campaign will be the subject of a parallel study led by Sara Basart.

4 Aerosol radiative effects

4.1 Direct shortwave radiative forcing

As seen previously in the AOD temporal series, the Mediterranean basin has been affected by frequent dust outbreaks in summer 2012. This section aims at assessing their impact on regional climate. Figure 8 first shows the daily direct shortwave radiative forcing (DRF) of aerosols in the PROG and PROG-M simulations. DRF is calculated on-line during the simulation, calling twice the radiation code: with and without aerosols. On average in summer 2012, very few differences have been identified between PROG and PROG-M (Figure 8 a). Both show a negative forcing of aerosols at the surface, which is stronger over regions under dust influence: northern Africa, Arabian peninsula and the tropical Atlantic ocean, reaching -20 to -50 Wm^{-2}, in line with Nabat et al. (2014). Over Europe and northern Atlantic, aerosol DRF ranges from -10 to -15 Wm^{-2}, notably because of sulfate aerosols. However, the daily standard deviation is higher in PROG than in PROG-M, particularly over northern Africa and the Mediterranean Sea, where it is more than twice higher (Figure 8 b). Indeed, dust emission is not a continuous phenomenon, because it is associated with episodes of strong wind over northern Africa. Consequently dust particles show high variability over the Mediterranean basin that PROG-M cannot take into account contrary to PROG. The only daily variations of DRF in PROG-M are due to cloud cover variations, as the aerosol effect can be partially masked by the presence of clouds.

Daily temporal series in Oujda, Frioul, Lampedusa and Mallorca (Figure 8 c) confirm that aerosol forcing variability is more important in PROG than in PROG-M. For example in Mallorca, aerosol DRF ranges from -70 to -5 Wm^{-2} in PROG but only -30 to -10 Wm^{-2} in PROG-M. Indeed, during a given month, AOD can vary in PROG at each time step, but is constant in PROG-M. DRF can reach highest negative values in PROG whenever AOD peaks (Figures 4 and 8). Consequently, PROG-M misses the strong dust out-

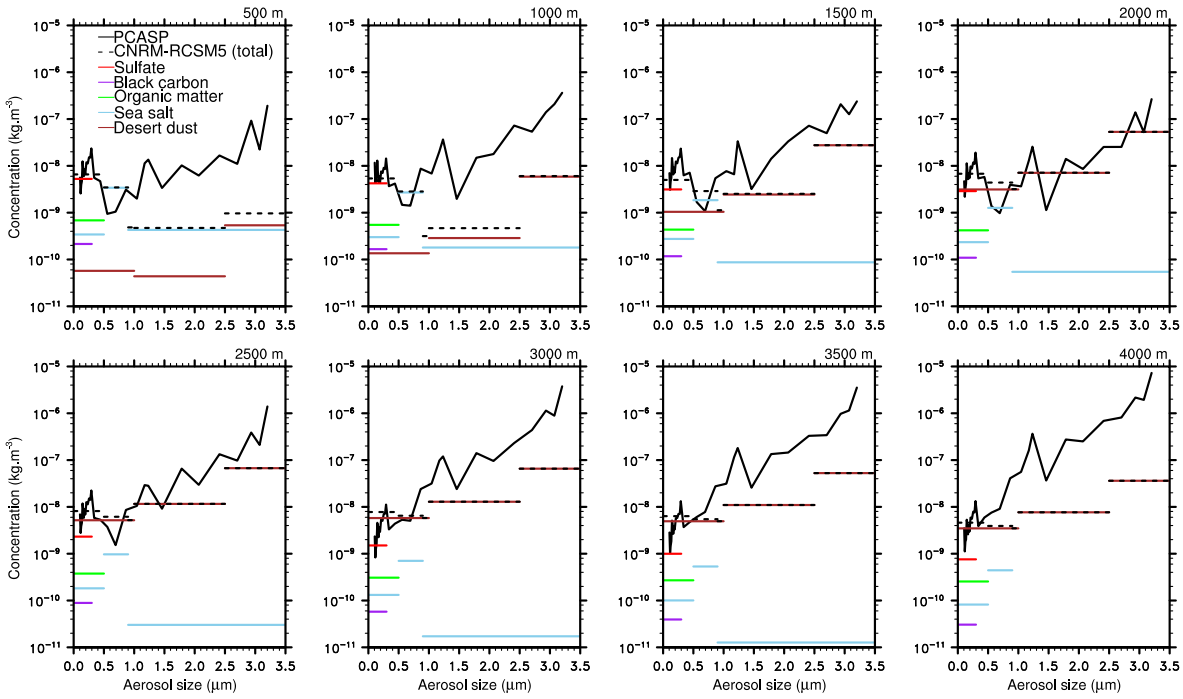

Fig. 7. Dust particle size distribution observed by the PCASP instrument onboard ATR42 (flight 22) on 29th June at 8UTC (black lines), the dust refractive index has been adjusted (1.53 - 0.002i). Colored lines indicate the aerosol concentration for each aerosol bin of CNRM-RCSM5.

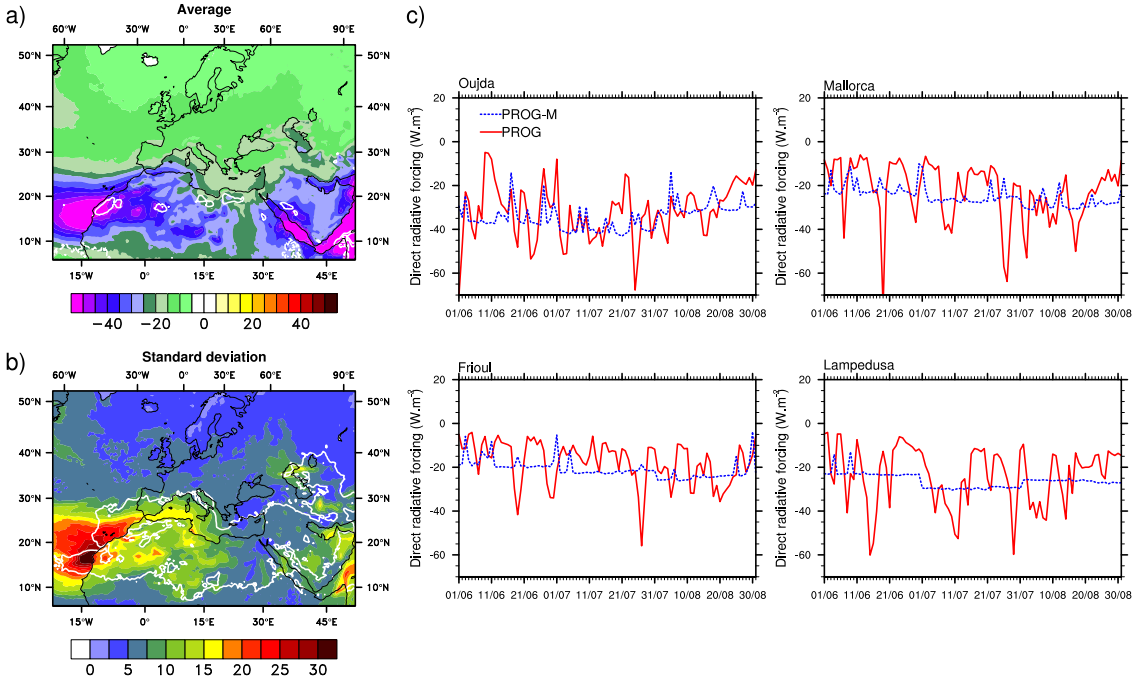

Fig. 8. Aerosol shortwave direct radiative forcing (DRF) in the PROG and PROG-M simulations. a) Average in summer 2012 for PROG (colors) and the PROG-PROG-M difference (white lines, interval is 5 Wm^{-2}). b) Standard deviation of daily DRF for PROG (colors). The white line indicated the region where the ratio between the standard deviations of PROG and PROG-M is higher than 2. c) Daily series for PROG (red) and PROG-M (blue) over the 4 AERONET stations defined in Fig. 4.

breaks that can occur over the Mediterranean basin. Compared to estimations from literature such as the studies of Di Sarra et al. (2008) and Di Biagio et al. (2010) who have respectively found an average DRF of -30 and -26 Wm^{-2} in Lampedusa, the values given by CNRM-RCSM5 have the same order of magnitude, even if they can reach largest forcings. Note also that the Atlantic ocean under the influence of dust export shows the highest variability.

4.2 Surface radiation

As dust outbreaks cause high DRF values and variability in PROG, consequences on climate might be expected, first on surface radiation. The idea is therefore to have colocalized measurement of AOD, shortwave radiation and 2-meter temperature, which is hard to obtain. A few ground-based measurements are thus available to evaluate the ability of the model to reproduce the observed radiation. Here an evaluation of solar surface radiation (SSR) is presented in details for two stations representative of the Mediterranean basin, namely Lampedusa and Murcia. Lampedusa is located on an island close to dust-emitting regions where clear-sky conditions are frequent in summer, while Murcia is located in southeastern Spain, where more clouds are observed. Figure 9 presents the daily series of AOD and downward SSR in Lampedusa, observed and simulated by PROG, PROG-M and NO.

NO is the only CNRM-RCSM5 simulation to have a high bias against observed radiation (+18.0 Wm^{-2}), compared to PROG-M (-6.0 Wm^{-2}) and PROG (-3.5 Wm^{-2}), due to the absence of aerosols in NO. While the aerosol climatology is enough to reduce the bias in PROG-M, PROG has the highest temporal correlation (0.87 against 0.81 for NO and 0.85 for PROG-M), and its standard deviation is the closest to observations (a ratio of 0.88 against 0.74 both for NO and PROG-M). Indeed, PROG-M and NO clearly miss some variations of SSR. When AOD is high (e.g. 21/06, 3-12/07, 29/07, 7/08), PROG-M and NO overestimate SSR, and inversely when AOD is low (e.g. 24/06, 20/07, 10/08) but only for PROG-M as NO benefits in this case from the absence of aerosols. ERA-Interim, which has a monthly aerosol climatology as in PROG-M, except that the aerosol climatology used in ERA-Interim (Tegen et al., 1997) is probably less realistic, also simulates radiation variations lower than observed. As a result, the effect of aerosols on surface radiation can easily be identified in Lampedusa, where cloud cover is generally low (see its variations in Figure 9).

In Murcia, more affected by clouds than Lampedusa, similar results have been found. Figure 10 presents the same series as in Lampedusa in Figure 9. NO is still the only simulation to have a high bias (+25.7 Wm^{-2}) compared to PROG-M, PROG and ERA-Interim (lower than 7 Wm^{-2}). The remaining bias could be attributed to a lack of cloud cover in the model. The temporal correlation (0.77) and the standard deviation ratio (0.95) of PROG are higher than PROG-M and NO. The evolution of AOD also enables to justify the role of aerosols in the higher scores obtained by PROG. Indeed, the peaks in AOD generally correspond to minima in surface radiation in PROG (e.g. 18/06, 28/06, 28/07). In several of these cases (notably end July), PROG is the only simulation to reproduce the observed radiation. ERA-Interim, which has only a monthly aerosol climatology (Tegen et al., 1997), misses these minima in radiation.

Besides, PROG is also closer to SSR measurements when the atmospheric aerosol content is close to zero. Indeed, in case of clean air without aerosols, more radiation can reach the surface, as illustrated between 10/06 and 14/06 when PROG-M and ERA-Interim underestimate surface radiation because of their aerosol climatology. Note finally that when PROG does not have the true aerosol content (e.g. 04/06), errors can alse be found in radiation.

As a result, these comparisons in Lampedusa and Murcia show that the prognostic aerosol scheme used in PROG enables to better reproduce the evolution of surface radiation, that cannot be done properly with an aerosol climatology. This conclusion drawn from the series in Lampedusa and Murcia is also checked in other stations. Table 3 presents the scores obtained by the different simulations in 14 stations across the Mediterranean basin (see Table 5). On average, the bias is reduced both in PROG and PROG-M, reaching a level close to ERA-Interim (between 11 and 13 Wm^{-2}). A net improvement is noted in temporal correlation, since it is higher in PROG than in PROG-M and NO in every station. Daily variability in SSR is also higher in PROG for most stations, representing an improvement compared to observations except where this variability was already overestimated (e.g. Ajaccio). It is worth mentioning that in Sede-Boker PROG is getting closer to observations by reducing SSR variability. A misrepresentation of cloud processes could also explain some of the discrepancies with observations. The lack of cloud cover in CNRM-RCSM shown in Nabat et al. (2014) could explain the remaining bias. ERA-Interim that does not have the daily aerosol variations and consequently misses some peaks in surface radiation, succeeds in getting a high average correlation coefficient (0.79) probably because of a better representation of clouds. Moreover, changes in water vapour column amount may also affect the SSR to a lesser extent.

4.3 Land surface temperature

Once the impact of aerosols on surface radiation has been proven in the previous section, an effect on 2m-temperature (T2m) could also be expected. Figure 11 a) presents the average difference between PROG-M and NO (top) and PROG and PROG-M (bottom) for summer 2012. As shown in Nabat et al. (2014), compared to NO, a general cooling is observed in PROG-M, due to the presence of aerosols that scatter and absorb incident solar radiation, preventing it from reaching the surface. This cooling is about -0.5°C over the Mediter-

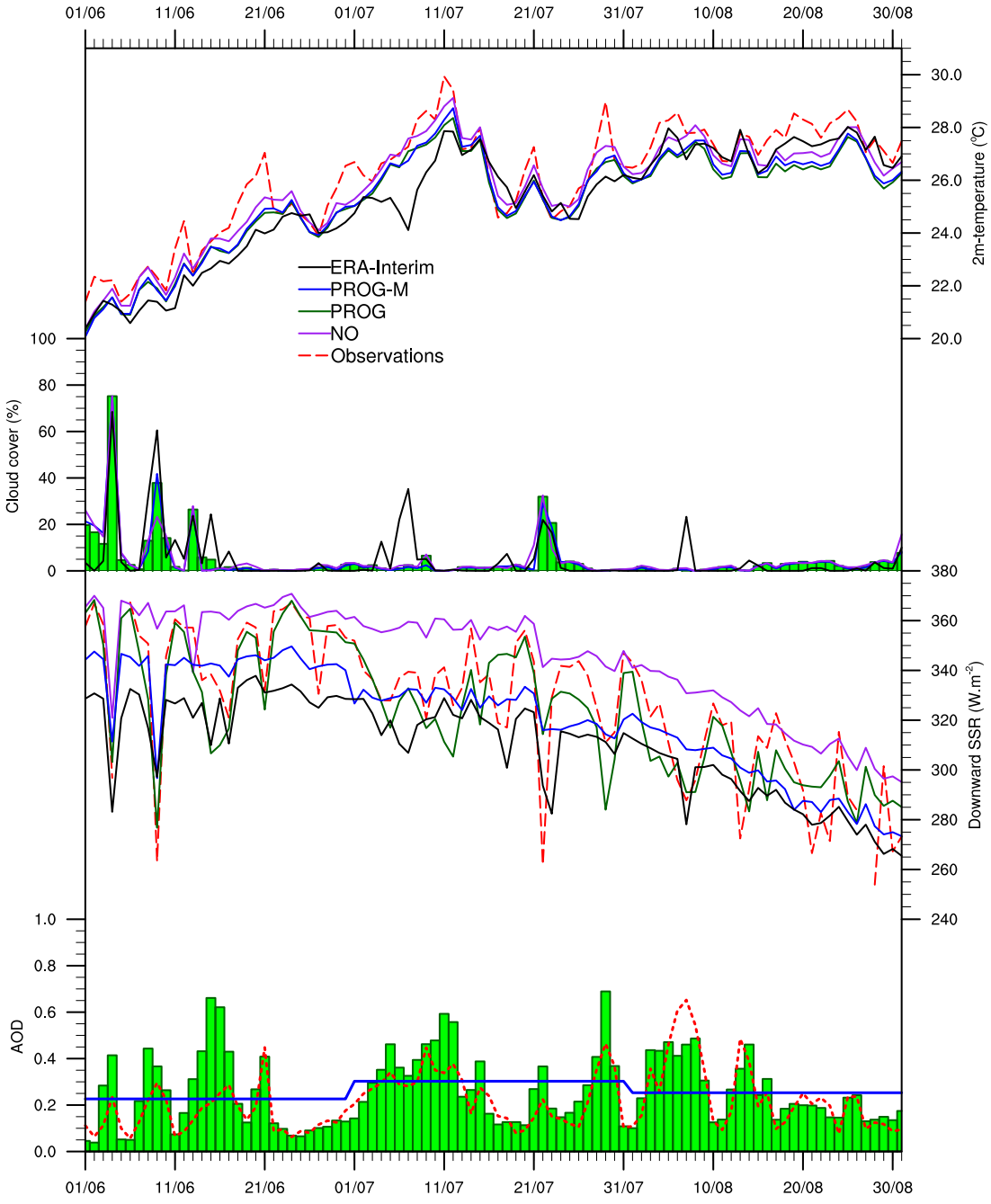

Fig. 9. 2m-temperature (°C, curves), cloud cover (%, green bars for PROG, curves for the other simulations), downward SSR (Wm^{-2}, curves) and AOD (green bars for PROG, blue line for PROG-M), from top to bottom, in Lampedusa (Italy) for PROG (green), PROG-M (blue), NO (purple), ERA-Interim (black) and observations (dashed red).

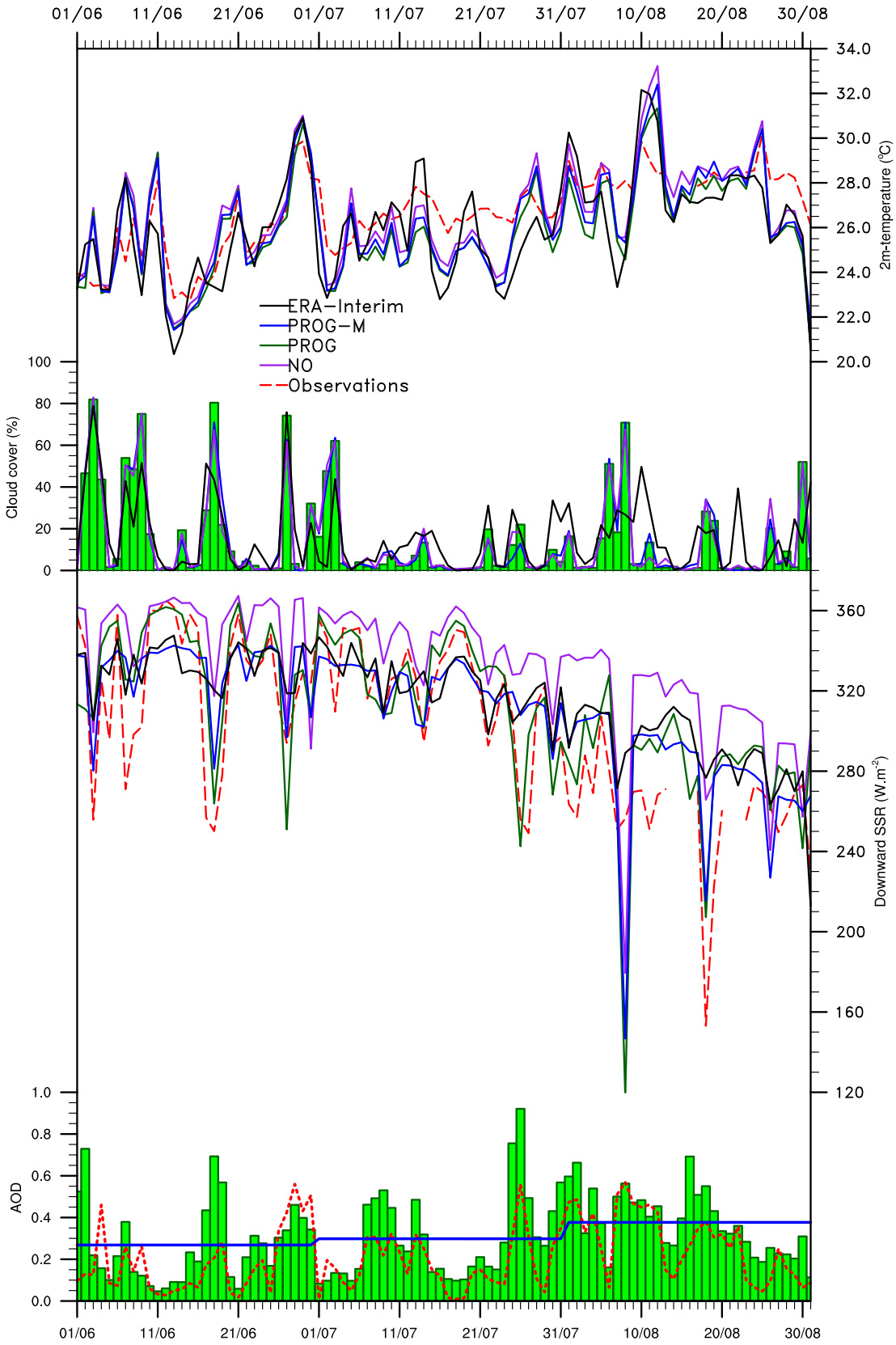

Fig. 10. Same as Figure 9 but for Murcia (Spain).

Bias	MUR	BAR	MAL	ALI	AJA	CAR	MON	NIC	PER	FES	LIO	AZU	LAM	SED	MOY
NO	31.0	2.8	54.3	39.0	18.0	22.3	35.9	37.6	34.7	48.2	31.2	35.1	18.0	5.6	29.6
PROG-M	7.6	-8.5	35.1	18.1	2.4	10.1	20.8	19.6	19.3	13.6	13.6	16.6	-6.0	-13.4	10.6
PROG	9.7	-7.5	36.0	21.2	5.1	11.5	24.0	22.9	21.0	16.5	15.9	19.1	-3.5	-11.7	12.9
ERA-Interim	12.8	4.6	53.7	25.4	-1.0	-4.3	17.0	10.1	27.7	34.7	10.2	7.2	-16.8	-12.9	12.0
Corr.															
NO	0.72	0.76	0.66	0.62	0.87	0.89	0.71	0.67	0.76	0.39	0.87	0.86	0.81	0.84	0.75
PROG-M	0.76	0.77	0.65	0.67	0.89	0.87	0.70	0.69	0.77	0.49	0.88	0.87	0.85	0.89	0.76
PROG	0.77	0.79	0.69	0.74	0.89	0.91	0.75	0.69	0.78	0.53	0.89	0.90	0.87	0.90	0.79
ERA-Interim	0.79	0.81	0.88	0.81	0.88	0.88	0.77	0.68	0.75	0.37	0.90	0.76	0.87	0.88	0.79
St. Dev.															
NO	0.79	1.20	0.84	1.16	1.11	0.96	0.97	0.81	0.96	0.93	0.92	1.00	0.74	1.15	0.97
PROG-M	0.79	1.10	0.82	1.11	1.10	0.86	0.92	0.81	0.93	0.94	0.91	1.04	0.74	0.99	0.93
PROG	0.95	1.16	1.01	1.20	1.17	0.94	0.98	0.88	0.99	1.01	1.01	1.12	0.88	1.07	1.03
ERA-Interim	0.58	0.72	0.69	0.78	0.78	0.77	0.69	0.72	0.63	0.53	0.61	0.90	0.67	0.92	0.71

Table 3. Evaluation of daily SSR simulated by NO, PROG-M, PROG and ERA-Interim against 14 ground-based measurements located around the Mediterranean basin, in terms of bias (Wm^{-2}), temporal correlation coefficient and standard deviation ratio.

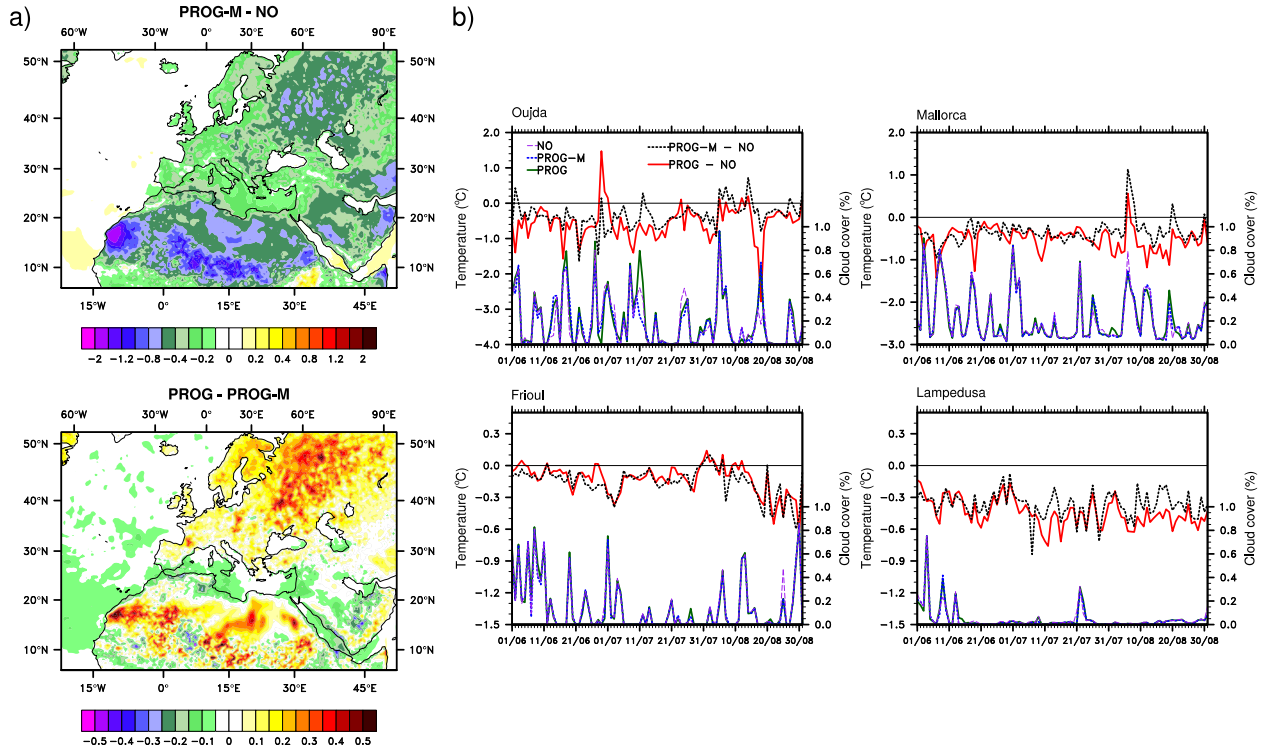

Fig. 11. Impact of aerosols on 2m-temperature (°C) in the PROG and PROG-M simulations. a) Average in summer 2012 for the PROG-M-NO (top) and PROG-PROG-M (bottom) differences. b) Daily series for the PROG-NO (red) and PROG-M-NO (blue) 2m-temperature differences over the 4 AERONET stations defined in Fig. 4. Cloud cover has been added in grey lines for NO (dashed line), PROG-M (dotted line) and PROG(full line).

ranean Sea, and can reach between -1 and -2°C over northern Africa. The daily temporal series shows the variability of the effect of aerosols (Figure 11 b), even if the latter are constant in a month. Their effect notably depends on the presence of clouds and changes in atmospheric dynamics between the NO and PROG-M simulations (semi-direct effect).

In the PROG simulation, a similar cooling is simulated compared to the NO simulation, but the amplitude of this cooling differs from PROG-M. On average in summer 2012, the cooling at surface is weaker in PROG than in PROG-M over Europe and particularly eastern Europe, as well as in the most part of northern Africa, and inversely over regions submitted to frequent dust outbreaks such as the southwestern Mediterranean sea and the Atlantic Ocean.

The daily series of the PROG-NO difference in T2m are relatively correlated with the PROG-M-NO difference, as the correlation coefficient for the four stations considered in Figure 11 is 0.41 in Oujda, 0.55 in Mallorca, 0.83 in Frioul and 0.68 in Lampedusa. However, the impact of some dust events can be identified in these series. For example in Oujda, AOD is higher than 0.6 between 9th and 12th July, when the maximum difference between PROG-M and NO is -0.5°C against -1.0°C between PROG and NO. The extra cooling of 0.5°C is likely related to the passage of the dust plume. Note that cloud cover remained weak during this period in Mallorca, enabling dust aerosols to have a strong impact on surface temperature. Similar examples have been found in Oujda (e.g. 15th-18th August) and Lampedusa (9th-12th July). These three stations, located in regions where average cooling is higher in PROG than in PROG-M compared to NO, reveal that the frequent dust outbreaks in clear-sky conditions are responsible for this extra average cooling.

On the contrary, in Frioul, located further to the dust sources where the average cooling is higher in PROG-M than in PROG, no such event has been identified. In addition, clear-sky conditions are often characterized by low aerosol loads (e.g. 21st-23rd July) where aerosol forcing is higher in PROG-M, while dust outbreaks are often affected by clouds (e.g. 18/06). Consequently, the average cooling by aerosols is reduced in PROG compared to PROG-M. However, a dynamic component could also be considered, notably to explain the strong differences in eastern Europe.

As a result, the daily variability of aerosols brought by the prognostic scheme enables to identify an extra cooling during some dust outbreaks, notably when cloud cover is not important. A comparison with surface observations is now considered. Figures 9 and 10 also present the daily averages of T2m, respectively in Lampedusa and Murcia. While PROG-M and PROG are on average cooler than NO because of the aerosol forcing, the three CNRM-RCSM5 simulations have similar temporal correlations (between 0.76 and 0.77 for Murcia, 0.72 and 0.73 for Lampedusa). Even during dust outbreaks, it is not possible to state that average temperature in PROG is closer to observations. Note however that Lampedusa island is too small to be captured by the model resolution. With regards to standard deviations, the daily variability is reduced in PROG (1.27 in Murcia, against 1.31 for PROG-M and 1.36 for NO; 0.89 in Lampedusa against 0.92 for PROG-M and 0.95 for NO). The aerosol forcing during dust events could indeed decrease the maximum daily temperature, while the effect of dust particles on thermal surface radiation (TSR) could increase night-time temperature, and thus reduce T2m diurnal variability.

Table 4 presents the scores of the evaluation of T2m for 13 stations around the Mediterranean basin (see Table 5). On average, while no change in correlation coefficient is noted, the PROG simulation is cooler than NO and PROG-M, increasing the negative bias. Nevertheless the daily variability is slightly reduced, getting closer to observed variability. In addition, it is worth mentioning ERA-Interim has the highest scores in terms of correlation and variability (standard deviation), probably benefiting from the assimilation of surface temperature (Dee et al., 2011).

4.4 Sea surface temperature

Thanks to the ocean-atmosphere coupling, the aerosol-induced changes in SST can be addressed. Indeed the aerosol surface negative forcing also leads to a cooling in SST, as shown in Figure 12, on average -0.4°C for the difference PROG-M-NO. This cooling is stronger near the African coast of Maghreb, where dust aerosols are prevailing in this season. This result is close to the study of Nabat et al. (2014), who have found an average aerosol effect of -0.6 °C on the Mediterranean Sea in summer. The comparison between PROG and NO shows similar differences (on average -0.4 °C as for PROG-M-NO), indicating an average similar effect of prognostic aerosols on SST. However, Figure 12 reveals regional differences in the comparison between PROG and PROG-M. Indeed, SST is slightly warmer in the northern basins (Gulf of Lions, Adriatic Sea, Aegean Sea) in PROG than in PROG-M, and conversely colder in the Algerian basin.

This difference is also shown by the daily temporal series in the Gulf of Lions and the strait of Gibraltar (Figure 12b). Even if both PROG-M and PROG simulate a cooling compared to NO, SST is most of the time 0.1°C warmer in PROG than in PROG-M in the Gulf of Lions. The impact of the main dust outbreaks is also noted. For example, on 18th June, under an AOD peak of 0.65, SST gets 0.1°C colder in PROG than in PROG-M which does not see this maximum. In the strait of Gibraltar, similar effects of the maximum AOD are observed (e.g. 24th June).

However the main difference between these two series is the variability of the atmospheric aerosol content. While frequent AOD peaks are observed in the Strait of Gibraltar due to frequent dust outbreaks, the latter less often reach the Gulf of Lions, hence less frequent AOD peaks. The AOD standard deviation in PROG is 0.22 for the Strait of Gibraltar and only 0.14 for the Gulf of Lions. In result, there are more days

Bias	MUR	BAR	MAL	ALI	AJA	CAR	MON	NIC	PER	FES	LIO	AZU	LAM	MOY
NO	-0.3	-1.6	1.2	-0.5	-1.5	0.9	-1.5	-0.0	-2.0	0.0	0.6	1.6	-0.4	-0.3
PROG-M	-0.6	-1.7	0.8	-0.7	-1.7	0.8	-1.7	-0.3	-2.2	-0.4	0.4	1.4	-0.8	-0.5
PROG	-0.8	-1.9	0.7	-0.8	-1.8	0.8	-1.7	-0.3	-2.2	-0.4	0.4	1.4	-0.8	-0.6
ERA-Interim	-2.7	-2.8	-1.2	-0.1	0.1	-2.8	-1.3	-1.4	-1.6	-0.9	0.4	0.6	-0.5	-1.1
Corr.														
NO	0.76	0.87	0.91	0.76	0.88	0.92	0.77	0.79	0.87	0.91	0.97	0.82	0.96	0.86
PROG-M	0.77	0.89	0.92	0.77	0.88	0.92	0.77	0.81	0.88	0.92	0.97	0.81	0.96	0.86
PROG	0.76	0.88	0.92	0.75	0.88	0.92	0.77	0.80	0.89	0.92	0.97	0.81	0.96	0.86
ERA-Interim	0.88	0.98	0.88	0.75	0.86	0.92	0.89	0.90	0.89	0.96	0.93	0.81	0.90	0.89
St. Dev.														
NO	1.36	1.09	1.25	1.44	1.45	1.16	0.90	1.42	1.37	0.96	1.14	1.08	0.97	1.20
PROG-M	1.31	1.10	1.26	1.38	1.45	1.15	0.87	1.41	1.37	0.96	1.10	1.05	0.95	1.18
PROG	1.27	1.04	1.20	1.34	1.42	1.12	0.87	1.36	1.35	0.97	1.08	1.03	0.93	1.15
ERA-Interim	1.04	0.76	0.92	1.36	1.05	1.03	0.93	0.98	0.82	0.88	0.95	0.99	1.00	0.98

Table 4. Evaluation of daily 2m-temperature simulated by NO, PROG-M, PROG and ERA-Interim against 13 ground-based measurements located around the Mediterranean basin, in terms of bias (°C), temporal correlation coefficient and standard deviation ratio.

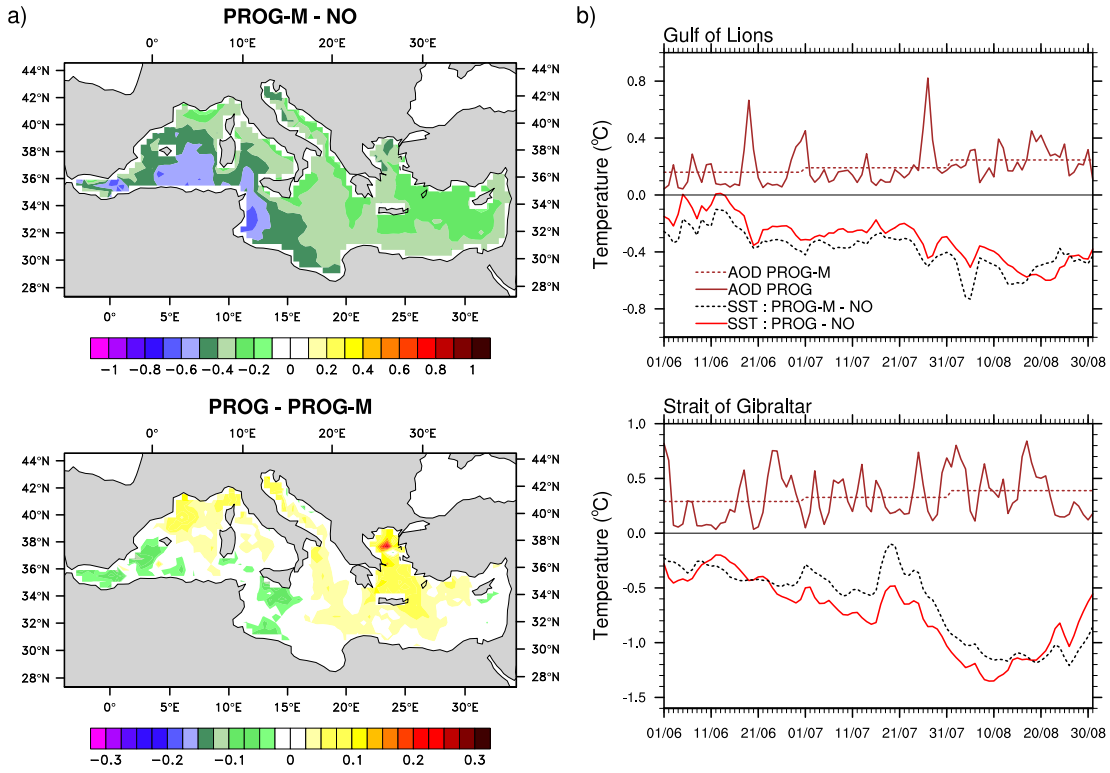

Fig. 12. Impact of aerosols on SST (°C) in the PROG and PROG-M simulations. a) Average in summer 2012 for the PROG-M-NO (top) and PROG-PROG-M (bottom) differences. b) Daily series for the PROG-NO (red) and PROG-M-NO (blue) differences over the Gulf of Lions (top) and the strait of Gibraltar (bottom).

in the Strait of Gibraltar (32) where AOD is much higher (difference higher than 0.1) in PROG than in PROG-M, than in the Gulf of Lions (15), despite common averages. Consequently, the aerosol effect can be more important in the Strait of Gibraltar than in the Gulf of Lions, which must explain a cooler SST in the Strait of Gibraltar.

In addition, the days when AOD is high in the Gulf of Lions are often cloudy, which alleviate the effect of aerosols. Indeed, dust outbreaks over the northern basins are more frequent under southerly winds (Gkikas et al., 2012), that also favour humidity advection and cloud cover.

These comparisons have shown the effect of using a prognostic aerosol scheme, notably its importance to reproduce the daily variability of observed radiation. With regards to surface temperature, differences are also noted but they are generally too weak to see a general improvement compared to observations. Moreover, aerosol maxima over the Mediterranean are associated to particular weather conditions which are responsible for effects on radiation and temperature that are not due to aerosols. That is the reason why a composite study to isolate the effect of dust aerosols is carried out in the following section.

5 Composite analysis

5.1 Methodology

This section aims at highlighting the simulated and observed differences between days of high aerosol load and the set of all the days in terms of several meteorological parameters (radiation, temperature, cloud cover, ...). For the fourteen stations defined previously, the days of high AOD, called thereafter "dusty" days as dust aerosols are mostly responsible for these AOD maxima, have been selected over the 92 days of the summer 2012 (June-July-August). A threshold in AOD has been chosen for each station, in order to have 10% of dusty days. This threshold differs between the model and the observations because of the model bias described in Section 3.1. A day is considered as a dusty day provided that AOD is higher than the defined threshold, both for the PROG simulation and observations. Days when observations were not available have been removed.

Average differences for several parameters have then been calculated between the dusty days and the set of all the days, for the three simulations (NO, PROG-M and PROG) and observations. The differences obtained for NO will enable to estimate the meteorological effect, only due to changes in weather parameters (cloud cover, wind, etc.) without considering the aerosols, for PROG-M the average effect of having an aerosol climatology, and for PROG the adding value of prognostic aerosols. The objective is to isolate the effects of aerosols from weather changes that are systematically observed during dust outbreaks. This method is first presented for the station of Murcia, whose results are representative of the whole Mediterranean basin, and then generalized to the fourteen stations.

5.2 Case of Murcia

In Murcia, 9 days have been identified as dusty days over the 83 days when observations are available, results are presented in Table 6. First of all, the difference in AOD between dusty days and the set of all the days is similar in the observations and PROG, confirming the ability of CNRM-RCSM5 to reproduce aerosol daily variability, and making it possible the comparison for other parameters. In PROG-M, the slight difference (-0.01) is due to the fact that the number of dusty days varies from one month to another (AOD is monthly constant in PROG-M); no difference in NO since no aerosols are simulated. The higher AOD during dusty days leads to a decrease in downward SSR. The difference with the set of all the days reaches -28 Wm^{-2} against only -8 and -13 Wm^{-2} for respectively NO and PROG-M, while measurements in the station show a difference of -24 Wm^{-2}. The difference in NO (-8 Wm^{-2}) can be considered as the "weather effect", that is due to the choice of the days (meteorological and astronomical variations). The duration of sunshine indeed varies during summer, and reaches its maximum at the solstice (21 June), which can explain a part of the radiation differences in NO, in addition to changes in cloud cover. PROG-M, which has a monthly climatology of aerosols, enables to identify changes in atmospheric circulation and cloud cover due to a monthly climatology of aerosols (-4 Wm^{-2}). The difference between PROG-M and PROG gives the contribution of the daily variability of aerosols, that is necessary to reproduce observed radiation measurements. Few changes are observed in cloud cover and TSR.

Temperature is also affected by weather changes, as dusty days are 1.6°C higher in NO than the set of all the days. This is probably explained by the predominance of stronger southern fluxes during dusty days that can transport aerosols from Sahara to the Mediterranean basin. Figure 13 indeed shows the average circulation at 850 hPa during dusty days and the set of all the days, indicating a reinforcement of southwesterly winds in southern Spain advecting warm air. However, this increase in temperature during dusty days is lower in PROG than in PROG-M and NO, which is closer to observed variations of temperature. This decrease of -0.4°C is caused by dust aerosols that have reduced incoming solar radiation. A similar impact is observed in soil temperature.

As a result, radiation and temperature in Murcia have been shown to be better reproduced in the PROG simulation, showing the adding value of a prognostic scheme compared to monthly climatologies to reproduce local climatic variations.

Short name	Station	Lat	Lon	Available days	Dusty days	Threshold
MUR	Murcia	37.8	-0.8	83	9	0.40 (0.25)
BAR	Barcelona	41.3	2.1	85	9	0.35 (0.35)
MAL	Palma de Mallorca	39.6	2.6	74	9	0.35 (0.35)
ALI	Alicante	38.3	-0.6	90	11	0.3 (0.3)
AJA	Ajaccio	41.6	8.5	88	10	0.26 (0.15)
CAR	Carpentras	44.1	5.1	84	10	0.25 (0.2)
MON	Montpellier	43.6	4.0	75	9	0.25 (0.25)
NIC	Nice	43.7	7.2	88	9	0.2 (0.2)
PER	Perpignan	42.7	2.9	80	8	0.3 (0.2)
FES	Fès	33.9	-5.0	61	14	0.5 (0.35)
LIO	Gulf of Lions (buoy)	42.1	4.6	83	10	0.3 (0.2)
AZU	Azur (buoy)	43.4	7.8	78	12	0.25 (0.15)
LAM	Lampedusa	35.5	12.6	89	9	0.4 (0.3)
SED	Sede-Boker	30.9	34.8	92	10	0.23 (0.23)

Table 5. Stations used for the composite study. The total number of days when observations are available and among them the number of dusty days have been indicated. The right-most column provides the threshold used to define dusty days in CNRM-RCSM5 (and in observations between brackets).

Parameter	OBS	NO	PROG-M	PROG	Weather	Aerosol (mean)	Aerosol (var)
AOD	0.20	0.00	-0.01	0.22	0.00	-0.01	0.23
SSR	-24	-8	-13	-28	-8	-4	-15
Cloud cover	-	-4	-5	-6	-4	-1	-1
TSR	-	8	8	9	8	0	1
T2m	1.2	1.6	1.5	1.1	1.6	-0.2	-0.4
Ts	-	1.6	1.4	1.0	1.6	-0.2	-0.4

Table 6. Composite study for Murcia: differences between dusty days and the set of all the days in observations (OBS), NO, PROG-M and PROG, for AOD, downward SSR (Wm^{-2}), cloud cover (%), downward TSR (Wm^{-2})), 2m-temperature (°C) and soil temperature (Ts, °C). The contribution of the different effects, namely weather, aerosol (mean), and aerosol (variability), have been added.

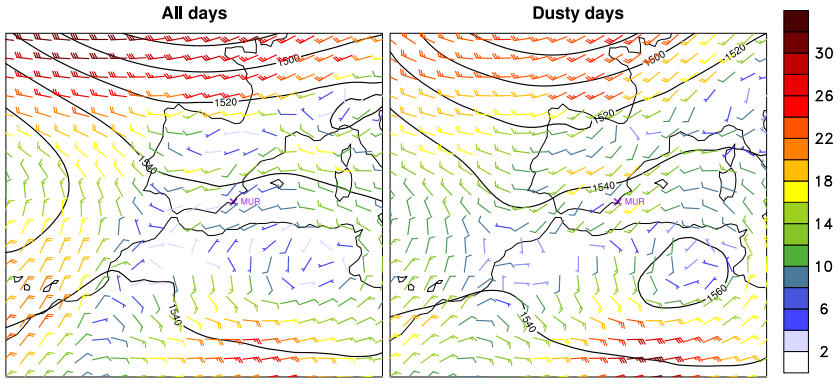

Fig. 13. Average wind (km/h, colored barbs) and geopotential (mgp, black lines) at 850 hPa for the set of all the days (left) and the dusty days (right) defined in Murcia

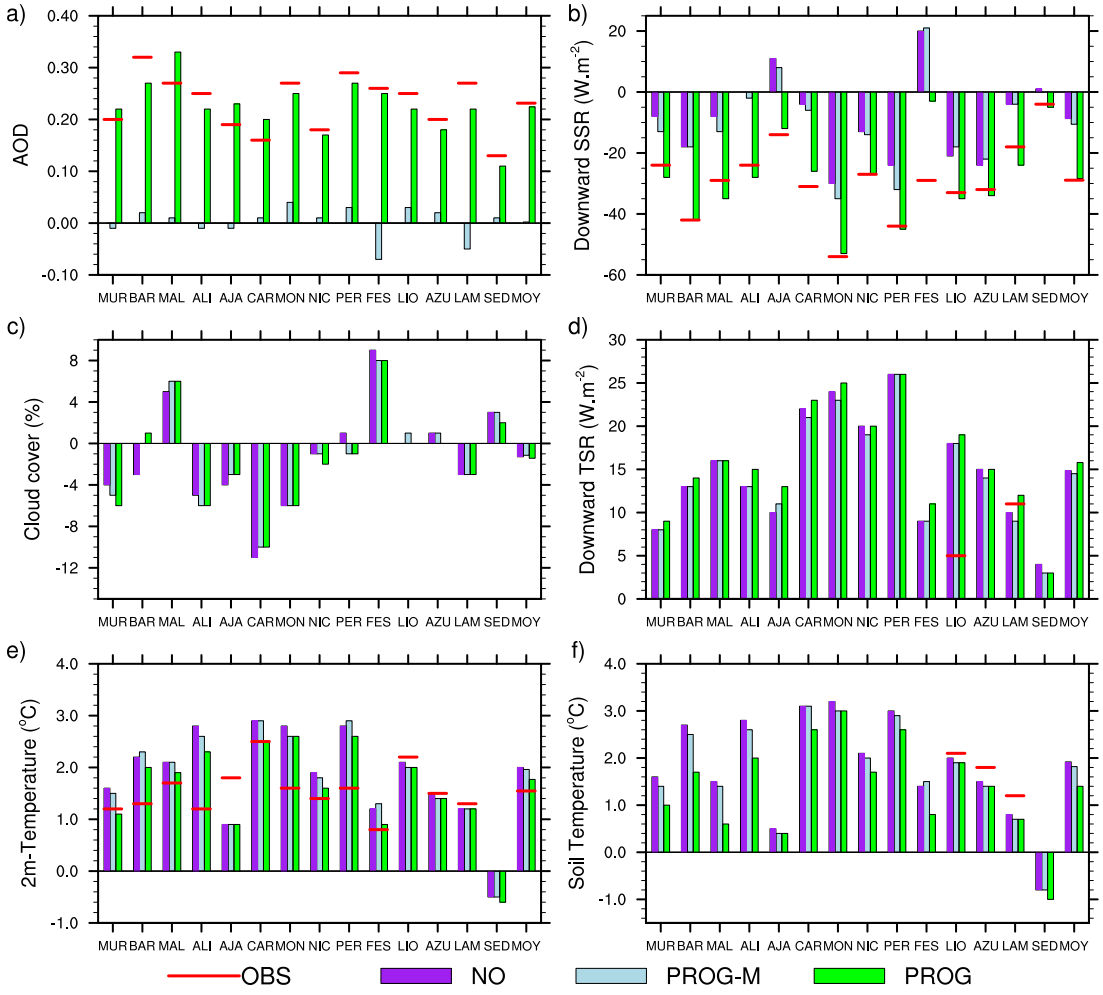

Fig. 14. Average AOD (a), downward SSR (b), cloud cover (c), downward TSR (d), 2m-temperature (e) and soil temperature (f) difference between the dusty and the set of all the days in fourteen stations (Murcia, Barcelona, Carpentras, Ajaccio, Fès, Mallorca and the buoy in the Gulf of Lions) in summer 2012 for the NO, PROG-M and PROG simulations, as well as observations (AERUS-GEO for AOD, ground-based measurements for the other parameters). For Lampedusa and the buoys in the Gulf of Lions and Azur, 2m-temperature has been replaced by SST.

5.3 Generalization

A similar composite study has been carried out for other stations (defined in Table 5) where daily radiation and temperature data were available. Figure 14 presents the results per station for six parameters (AOD, solar and thermal surface radiation, cloud cover, 2m and soil temperature) for the NO, PROG-M and PROG simulations, as well as for observations when available, while the average composites are given in Table 7.

As in Murcia, the difference in AOD between dusty days and the set of all the days is for every station similar in observations (0.23 on average) and the PROG simulation (0.22). The difference in PROG-M comes only from the number of dusty days varying from one month to another. As a consequence, measurements reveal that downward SSR is on average 28 Wm^{-2} lower during dusty days, which is correctly reproduced by PROG (-29 Wm^{-2}). A part of this decrease (-10 Wm^{-2}) is explained by weather changes as simulated by NO, while adding an aerosol climatology does not bring significant differences (-2 Wm^{-2}). Besides, the decrease of SSR in dusty days varies from one station to another (ranging from -4 to -54 Wm^{-2}). The amplitude of the increase in AOD on dusty days and changes in weather conditions explain this variability. For example in Mallorca, an increase of 6% in cloud cover on dusty days amplifies the dimming due to aerosol loads.

With regards to downward TSR, an average increase of 16 Wm^{-2} is simulated by PROG on dusty days, but it is mainly due to weather conditions as NO and PROG-M also show an increase of 15 Wm^{-2}. Dust aerosols would consequently

Parameter	OBS	NO	PROG-M	PROG	Weather	Aerosol (mean)	Aerosol (var)
AOD	0.23	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.22
SSR	-29	-9	-11	-28	-9	-2	-17
Cloud cover	-	-1	-1	-1	-1	0	0
TSR	-	15	15	16	15	0	1
T2m	1.6	2.0	2.0	1.8	2.0	0.0	-0.2
Land soil temperature	-	1.9	1.8	1.4	1.9	-0.1	-0.4
SST	1.7	1.4	1.3	1.3	1.3	-0.1	0.0

Table 7. Same as Table 6 but for the average over the 14 stations defined in Table 5.

only represent an increase of 1 Wm^{-2}. Few longwave observations are unfortunately available. The only one in the Gulf of Lions shows a lower increase than simulated.

More observations are available for T2m, revealing a general increase of temperature on dusty days (on average 1.6°C). As in Murcia, this increase is probably due to warm advection caused by southerly to southwesterly winds responsible of these dust outbreaks. NO indeed simulates an average increase of 2.0°C, but reduced to 1.8°C in PROG, indicating the cooling due to dust aerosols, which makes the simulation closer to observations. This improvement is noted in 9 out of the 13 stations considered in the study (Figure 14), these 9 stations being the continental stations. The other stations either do not show a cooling (Ajaccio) or this cooling is not in line with observations (buoys of the Gulf of Lions and Azur, Lampedusa). For these three latter stations, sea surface temperature also increases on dusty days (up to 2.0°C in the Gulf of Lions in NO), while PROG-M and PROG both alleviate this increase by 0.1°C. However, this reduction cannot be confirmed by observations. Maybe the three-month period is not long enough to identify the daily effects of aerosols on SST. With regards to land soil temperature, a cooling of -0.4°C due to dust aerosols is simulated by PROG, in relationship with the cooling in T2m.

6 Conclusions

A prognostic aerosol scheme has recently been added in the regional climate model ALADIN-Climate, enabling to have for the first time a regional coupled system model (CNRM-RCSM5) including the atmosphere, prognostic aerosols, land surface and the ocean components over the Mediterranean region. Simulations have been carried out in summer 2012 first to evaluate the aerosols produced by the model, and then to estimate the impact of dust outbreaks on the Mediterranean climate variability.

CNRM-RCSM5 has shown its ability to reproduce the spatial and temporal variability of AOD over the Mediterranean region in summer 2012. The general spatial patterns, notably the locations of regions with high AOD, are in agreement with satellite data, while the distribution in the main different aerosol types is close to the MACC reanalysis and the independent climatology from Nabat et al. (2013). Daily variability is also correctly simulated by the model, since the evaluation against 30 stations from the AERONET network shows a mean bias of 0.02, an average correlation coefficient of 0.70 and an average ratio of standard deviations of 1.01 as good as satellite data. In addition, the TRAQA campaign has provided lidar and airborne measurements of a strong dust outbreak that occurred at the end of June 2012. The aerosol vertical distributions observed in Barcelona and in Corsica show that the model is able to reproduce the altitude of maximum extinction, even if a slight overestimation has been noted in the upper troposphere. With regards to dust size distribution, the 3-bin scheme used in ALADIN-Climate only enables to simulate higher mass concentrations for the largest particles, as well as a second maxima for submicronic particles, as observed during the TRAQA campaign.

The simulated aerosol surface shortwave DRF is negative, ranging from -10 Wm^{-2} in Europe to -50 Wm^{-2} in Africa, in line with previous studies. However, here the aerosol DRF is shown to have much variability when using a prognostic aerosol scheme instead of a monthly climatology. As a consequence, thanks to the prognostic aerosol scheme, downward SSR is better reproduced compared to ground-based measurements from several stations across the Mediterranean, both on days of high AOD (lower SSR) and low AOD (higher SSR), as correlation and standard deviation are improved. The forcing due to the dust outbreaks also causes extra cooling in surface temperature, but insufficient to improve significantly the correlation. However, the average difference between a simulation using a prognostic aerosol scheme and an aerosol climatology show a cooling of 0.1 to 0.2°C both in T2m and SST close to the dust sources, notably in the southwestern Mediterranean. Dynamics can also change in the two simulations, and thus modify surface temperature.

A composite study has been realized in 14 stations across the Mediterranean to identify more precisely the differences between dusty days and the set of all the days. During dusty days, SSR is shown to be reduced on average by 28 Wm^{-2}, mostly because of the dimming of aerosols (-17 Wm^{-2}) but also because of weather conditions (-10 Wm^{-2}). In parallel, dust outbreaks that are responsible of dusty days also bring warm air, which explains that T2m is observed 1.6°C higher on dusty days. This warming is too strong (2.0°C) when considering only an aerosol climatology. The prognostic scheme

reduces this average warming of 0.2°C, getting closer to observations.

Finally this study has shown the improvement brought by a prognostic aerosol scheme compared to a monthly climatology in terms of radiation and temperature during a summer. This methodology could be applied on multi-annual simulations to evaluate the impact of prognostic aerosols at the climate scale. Differences could be expected not only in terms of variability but also in average climate as suggested by the differences shown in average SST in summer 2012 in the present work.

Acknowledgements. We would like to thank Meteo-France for the financial support of the first author, and the surface radiation and temperature in French stations. This work is part of the Med-CORDEX initiative (www.medcordex.eu) and a contribution to the HyMeX and ChArMEx programmes. ChArMEx is the atmospheric component of the French multidisplinary program MISTRALS (Mediterranean Integrated Studies aT Regional And Local Scales). ChArMEx-France was principally funded by INSU, ADEME, ANR, CNES, CTC (Corsica region), EU/FEDER, Météo-France, and CEA. The aircrafts were operated by SAFIRE. TRAQA was funded by ADEME/PRIMEQUAL and MISTRALS/ChArMEx programmes and Observatoire Midi-Pyrénées. This research has received funding from the French National Research Agency (ANR) projects ADRIMED (contract ANR-11-BS56-0006) and REMEMBER (contract ANR-12-SENV-0001), as well as from the FP7 European Commission project CLIMRUN (contract FP7-ENV-2010-265192). The authors acknowledge AEMET for supplying the data and the HyMeX database teams (ESPRI/IPSL and SEDOO/Observatoire Midi-Pyrénées) for their help in accessing the data. We also thank the PI investigators of the different AERONET stations and their staff for establishing and maintaining all the sites used in the present work. The MACC data comes from the ECMWF website, MACC was funded between 2009 and 2011 as part of the 7th Framework Programme, pilot core GMES Atmospheric Service under contract number 218793. Measurements at Lampedusa were supported by the Italian Ministry for University and Research through Projects NextData and Ritmare. Lidar measurements in Barcelona were supported by the 7th Framework Programme project Aerosols, Clouds, and Trace Gases Research Infrastructure Network (ACTRIS) (grant agreement no. 262254); by the Spanish Ministry of Science and Innovation and FEDER funds under the projects TEC2012-34575, TEC2009-09106/TEC, CGL2011-13580-E/CLI and CGL2011-16124-E/CLI. We also thank Dominique Carrer, Xavier Ceamanos and the ICARE center for the AERUS-GEO dataset. The data of the two Mediterranean buoys were obtained from the HyMeX program, sponsored by Grants MISTRALS/HyMeX and Météo-France

References

Artale, V., Calmanti, S., Carillo, A., Dell'Aquila, A., Herrmann, M., Pisacane, G., Ruti, P. M., Sannino, G., Struglia, M. V., Giorgi, F., Bi, X., Pal, J. S., Rauscher, S., and the PROTHEUS Group: An atmosphere–ocean regional climate model for the Mediterranean area: assessment of a present climate simulation, Climate Dynamics, 35(5), 721–740, doi:10.1007/s00382-009-0691-8, 2010.

Barnaba, F. and Gobbi, G. P.: Aerosol seasonal variability over the Mediterranean region and relative impact of maritime, continental and Saharan dust particles over the basin from MODIS data in the year 2001, Atmospheric, Chemistry and Physics, 4, 2367–2391, 2004.

Benedetti, A., Kaiser, J. W., and Morcrette, J.-J.: [global climate] aerosols [in "state of the climate in 2010"], Bulletin of the American Meteorological Society, 92(6), S65–S67, 2011.

Benkovitz, C. M., Scholz, M. T., Pacyna, J., Tarrason, L., Dignon, J., Voldner, E. C., Spiro, P. A., Logan, J. A., and Graedel, T. E.: Global gridded inventories of anthropogenic emissions of sulfur and nitrogen, Journal of Geophysical Research, 101, 29 239–29 253, 1996.

Bergamo, A., Tafuro, A. M., Kinne, S., Tomasi, F. D., and Perrone, M. R.: Monthly-averaged anthropogenic aerosol direct radiative forcing over the Mediterranean based on AERONET aerosol properties, Atmospheric, Chemistry and Physics, 8, 6995–7014, 2008.

Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K., and Somot, S.: Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961–2000: Focus on the Eastern Mediterranean Transient, Journal of Geophysical Research, 115, C08 017, doi:10.1029/2009JC005950, 2010.

Carrer, D., Roujean, J.-L., Hautecoeur, O., and Elias, T.: Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations, Journal of Geophysical Research, 115, D10 208, doi:10.1029/2009JD012272, 2010.

Colin, J., Déqué, M., Radu, R., and Somot, S.: Sensitivity study of heavy precipitation in Limited Area Model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique, Tellus, 62A, 591–604, 2010.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimbergere, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanzf, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnaya, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.

Déqué, M. and Somot, S.: Extreme precipitation and high resolution with Aladin, Idöjaras Quaterly Journal of the Hungarian Meteorological Service, 112(3-4), 179–190, 2008.

Di Biagio, C., Di Sarra, A., and Meloni, D.: Large atmospheric shortwave radiative forcing by Mediterranean aerosols derived from simultaneous ground-based and spaceborne observations and dependence on the aerosol type and single scattering albedo, Journal of Geophysical Research, 115, D10 209, doi:10.1029/2009JD012697, 2010.

Di Sarra, A., Pace, G., Meloni, D., De Silvestri, L., Piacentino, S., and Monteleone, F.: Surface shortwave radiative forcing of different aerosol types in the central Mediterranean, Geophysical Research Letters, 35, L02 714, doi:10.1029/2007GL032395., 2008.

Gao, X., Pal, J. S., and Giorgi, F.: Projected changes in mean

and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation, Geophysical Research Letters, 33, L03 706, doi:10.1029/2005GL024954, 2006.

Gibelin, A.-L. and Déqué, M.: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, Climate Dynamics, 20, 327–339, doi:10.1007/s00382-002-0277-1, 2003.

Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J., Holben, B. N., Dubovik, O., and Lin, S.-J.: Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, Journal of Geophysical Research, 106, 20,255–20,274, 2001.

Giorgi, F. and Lionello, P.: Climate change projections for the Mediterranean region, Global and Planetary Change, 63, 90–104, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.09.005, 2008.

Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Cozzini, S., Guettler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S., Steiner, A. L., Stordal, F., Sloan, L. C., and Brankovic, C.: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains., Climate Research, 52, 7–29, doi:10.3354/cr01018, 2012.

Gkikas, A., Houssos, E., Hatzianastassiou, N., Papadimas, C., and Bartzokas, A.: Synoptic conditions favouring the occurrence of aerosol episodes over the broader Mediterranean basin, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 138, 932–949, doi:10.1002/qj.978, 2012.

Gkikas, A., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Katsoulis, V., Kazadzis, S., Pey, J., Querol, X., and Torres, O.: The regime of intense desert dust episodes in the Mediterranean based on contemporary satellite observations and ground measurements, Atmospheric Chemistry and Physics, 13, 12 135–12 154, doi:10.5194/acp-13-12135-2013, 2013.

Guelle, W., Schulz, M., Balkanski, Y., and Dentener, F.: Influence of the source formulation on modeling the atmospheric global distribution of the sea salt aerosol, Journal of Geophysical Research, 106, 27,509–27,524, 2001.

Guieu, C., Dulac, F., Desboeufs, K., Wagener, T., Pulido-Villena, E., Grisoni, J.-M., Louis, F., Ridame, C., Blain, S., Brunet, C., Nguyen, E. B., Tran, S., Labiadh, M., and Dominici, J.-M.: Large clean mesocosms and simulated dust deposition: a new methodology to investigate responses of marine oligotrophic ecosystems to atmospheric inputs, Biogeosciences, 7, 2765–2784, doi:10.5194/bg-7-2765-2010, 2010.

Herrmann, M., Somot, S., Calmanti, S., Dubois, C., and Sevault, F.: Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate model configuration, Natural Hazards and Earth System Sciences, 11, 1983–2001, doi:10.5194/nhess-11-1983-2011, 2011.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, Remote Sensing of Environment, 66, 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5, 1998.

Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J. S., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y. J., Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, Journal of Geophysical Research, 106, 12,067–12,097, doi:10.1029/2001JD900014, 2001.

Huneeus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., Kinne, S., Bauer, S., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Grini, A., Horowitz, L., Koch, D., Krol, M. C., Landing, W., Liu, X., Mahowald, N. M., Miller, R., Morcrette, J.-J., Myhre, G., Penner, J., Perlwitz, J., Stier, P., Takemura, T., and Zender, C. S.: Global dust model intercomparison in AeroCom phase I, Atmospheric, Chemistry and Physics, 11, 7781–7816, doi:10.5194/acp-11-7781-2011, 2011.

Jaeglé, L., Quinn, P. K., Bates, T. S., Alexander, B., and Lin, J.-T.: Global distribution of sea salt aerosols: new constraints from in situ and remote sensing observations, Atmospheric Chemistry and Physics, 11, 3137–3157, doi:10.5194/acp-11-3137-2011, 2011.

Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Martonchik, J. V., Diner, D. J., Crean, K. A., and Holben, B.: Multiangle imaging spectroradiometer (misr) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident aerosol robotic network (aeronet) observations, Journal of Geophysical Research, 110, D10S04, doi:10.1029/2004JD004706, 2005.

Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Garay, M. J., Diner, D. J., Eck, T. F., Smirnov, A., and Holben, B. N.: Multiangle Imaging SpectroRadiometer global aerosol product assessment by comparison with the Aerosol Robotic Network, Journal of Geophysical Research, 115, D23 209, doi:10.1029/2010JD014601, 2010.

Kok, J. F.: A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 108, 1016–1021, doi:10.1073/pnas.1014798108, 2011.

Krzic, A., Tosic, I., Djurdjevic, V., Veljovic, K., and Rajkovic, B.: Changes in climate indices for Serbia according to the SRES-A1B and SRES-A2 scenarios, Climate Research, 49, 73–86, doi:10.3354/cr01008, 2011.

Lamarque, J.-F., Bond, T. C., Eyring, V., Granier, C., Heil, A., Klimont, Z., Lee, D., Liousse, C., Mieville, A., Owen, B., Schultz, M. G., Shindell, D., Smith, S. J., Stehfest, E., Aardenne, J. V., Cooper, O. R., Kainuma, M., Mahowald, N., McConnell, J. R., Naik, V., Riahi, K., and van Vuuren, D. P.: Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application, Atmospheric, Chemistry and Physics, 10, 7017–7039, doi:10.5194/acp-10-7017-2010, 2010.

Lamarque, J.-F., Shindell, D. T., Josse, B., Young, P. J., Cionni, I., Eyring, V., Bergmann, D., Cameron-Smith, P., Collins, W. J., Doherty, R., Dalsoren, S., Faluvegi, G., Folberth, G., Ghan, S. J., Horowitz, L., Lee, Y. H., MacKenzie, I. A., Nagashima, T., Naik, V., Plummer, D., Righi, M., Rumbold, S. T., Schulz, M., Skeie, R. B., Stevenson, D. S., Strode, S., Sudo, K., Szopa, S., Voulgarakis, A., and Zeng, G.: The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): overview and description of models, simulations and climate diagnostics, Geoscientific Model Development, 6, 179–206, doi:10.5194/gmd-6-179-2013, 2013.

Lelieveld, J., Berresheim, H., Borrmann, S., Crutzen, P. J., Den-

tener, F. J., Fischer, H., Feichter, J., Flatau, P. J., Heland, J., Holzinger, R., Korrmann, R., Lawrence, M. G., Levin, Z., Markowicz, K. M., Mihalopoulos, N., Minikin, A., Ramanathan, V., de Reus, M., Roelofs, G. J., Scheeren, H. A., Sciare, J., Schlager, H., Schultz, M., Siegmund, P., Steil, B., Stephanou, E. G., Stier, P., Traub, M., Warneke, C., Williams, J., and Ziereis, H.: Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean, Science, 298, 794–799, doi:10.1126/science.1075457, 2002.

Levy, R. C., Remer, L. A., Mattoo, S., Vermote, E. F., and Kaufman, Y. J.: Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, Journal of Geophysical Research, 112, D13 211, doi:10.1029/2006JD007811, 2007.

Lucas-Picher, P., Somot, S., Déqué, M., Decharme, B., and Alias, A.: Evaluation of the regional climate model ALADIN to simulate the climate over North America in the CORDEX framework, Climate Dynamics, 41, 1117–1137, doi:10.1007/s00382-012-1613-8, 2013.

Léon, J.-F., Augustin, P., Mallet, M., Pont, V., Dulac, F., Fourmentin, M., and Lambert, D.: Aerosol vertical distribution, optical properties and transport over Corsica (Western Mediterranean), Atmospheric Chemistry and Physics, this issue, in prep.

L'Hévéder, B., Li, L., Sevault, F., and Somot, S.: Interannual variability of deep convection in the Northwestern Mediterranean simulated with a coupled AORCM, Climate Dynamics, pp. 1–24, doi:10.1007/s00382-012-1527-5, 2012.

Mariotti, A. and Dell'Aquila, A.: Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes, Climate Dynamics, 38, 1129–1145, doi:10.1007/s00382-011-1056-7, 2012.

Marticorena, B. and Bergametti, G.: Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, Journal of Geophysical Research, 100, 16,415–16,430, 1995.

Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R.: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, Journal of Climate, 16, 1261–1282, 2003.

Meier, J., Tegen, I., Heinold, B., and Wolke, R.: Direct and semi-direct radiative effects of absorbing aerosols in Europe: Results from a regional model, Geophysical Research Letters, 39, L09 802, doi:10.1029/2012GL050994, 2012.

Michou, M., Nabat, P., and Saint-Martin, D.: Development and basic evaluation of a prognostic aerosol scheme in the CNRM Climate Model, Geoscientific Model Developments Discussion, 7, 1–63, doi:10.5194/gmdd-7-1-2014, 2014.

Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A.: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, Journal of Geophysical Research, 102, 16 663–16 682, 1997.

Morcrette, J.-J.: Description of the Radiation Scheme in the ECMWF Model, Tech. rep., ECMWF, 1989.

Morcrette, J.-J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., Benedetti, A., Bonet, A., Kaiser, J. W., Razinger, M., Schulz, M., Serrar, S., Simmons, J., Sofiev, M., Suttie, M., Tompkins, A. M., and Untch, A.: Aerosol analysis and forecast in the european centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system: Forward modeling, Journal of Geophysical Research, 114, D06 206, doi:10.1029/2008JD011235, 2009.

Moulin, C., Guillard, F., Dulac, F., and Lambert, C. E.: Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data 1. Methodology and preliminary results for 1983-1994 in the Mediterranean, Journal of Geophysical Research, 102, 16,947–16,958, 1997.

Moulin, C., Lambert, C. E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y. J., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., and Dulac, F.: Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, Journal of Geophysical Research, 103, 13,137–13,144, doi:10.1029/98JD00171, 1998.

Nabat, P., Solmon, F., Mallet, M., Kok, J. F., and Somot, S.: Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the Mediterranean region: a regional climate model approach, Atmospheric, Chemistry and Physics, 12, 10 545–10 567, doi:10.5194/acp-12-10545-2012, 2012.

Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J. J., Solmon, F., Szopa, S., Dulac, F., Collins, W., Ghan, S., Horowitz, L. W., Lamarque, J. F., Lee, Y. H., Naik, V., Nagashima, T., Shindell, D., and Skeie, R.: 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, 1287–1314, doi:10.5194/amt-6-1287-2013, 2013.

Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sevault, F., Chiacchio, M., and Wild, M.: Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a Regional Climate System Model, Climate Dynamics, in press, doi:10.1007/s00382-014-2205-6, 2014.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F.: The ISBA land surface parameterisation scheme, Global and Planetary Change, 13, 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7, 1996.

Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Querol, X., and Vardavas, I.: Spatial and temporal variability in aerosol properties over the Mediterranean basin based on 6-year (2000–2006) MODIS data, Journal of Geophysical Research, 113, D11 205, doi:10.1029/2007JD009189, 2008.

Pappalardo, G., Amodeo, A., Apituley, A., Comeron, A., Freudenthaler, V., Linne, H., Ansmann, A., Bösenberg, J., D'Amico, G., Mattis, I., Mona, L., Wandinger, U., Amiridis, V., Alados-Arboledas, L., Nicolae, D., and Wiegner, M.: EARLINET: towards an advanced sustainable European aerosol lidar network, Atmospheric Measurement Techniques Discussions, 7, 2929–2980, doi:10.5194/amtd-7-2929-2014, 2014.

Radu, R., Déqué, M., and Somot, S.: Spectral nudging in a spectral regional climate model, Tellus, 60A, 898–910, doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00341.x, 2008.

Reba, M. N. M., Rocadenbosch, F., Sicard, M., Kumar, D., and Tomás, S.: On the lidar ratio estimation from the synergy between AERONET sun-photometer data and elastic lidar inversion, Proc. of the 25th International Laser Radar Conference, ISBN 978-5-94458-109-9, Saint-Petersburg (Rusia), 5–9 July 2010, p. 1102–1105, 2010.

Santese, M., Perrone, M. R., Zakey, A. S., Tomasi, F. D., and Giorgi, F.: Modeling of Saharan dust outbreaks over the Mediterranean by RegCM3: case studies, Atmospheric, Chemistry and Physics, 10, 133–156, 2010.

Schulz, M., de Leeuw, G., and Balkanski, Y.: Sea-salt aerosol source functions and emissions in [Emission of Atmospheric Trace Compounds], Kluwer Acad., Norwell, Mass., c. granier, p. artaxo, and c. e. reeves edn., 2004.

Schulz, M., Textor, C., Kinne, S., Balkanski, Y., Bauer, S., Berntsen, T., Berglen, T., Boucher, O., Dentener, F., Guibert, S., Isaksen, I. S. A., Iversen, T., Koch, D., Kirkevag, A., Liu, X., Montanaro, V., Myhre, G., Penner, J. E., Pitari, G., Reddy, S., Seland, O., Stier, P., and Takemura, T.: Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations, Atmospheric Chemistry and Physics, 6, 5225–5246, doi:10.5194/acp-6-5225-2006, 2006.

Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., and Crépon, M.: 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model, Global and Planetary Change, 63, 112–126, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.003, 2008.

Spyrou, C., Kallos, G., Mitsakou, C., Athanasiadis, P., Kalogeri, C., and Iacono, M.: Modeling the radiative effects of desert dust on weather and regional climate, Atmospheric Chemistry and Physics, 13, 5489–5504, doi:10.5194/acp-13-5489-2013, 2013.

Tanré, D., Geleyn, J., and Slingo, J.: First results of an advanced aerosol-radiation interaction in ECMWF low resolution global model, H. E. Gerber and A. Deepak, a. deepak edn., 1984.

Tanré, D., Kaufman, Y. J., Herman, M., and Mattoo, S.: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, Journal of Geophysical Research, 102, 16,971–16,988, 1997.

Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, Journal of Geophysical Research, 106, 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719, 2001.

Tegen, I., Hollrig, P., Chin, M., Fung, I., Jacob, D., and Penner, J.: Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results, Journal of Geophysical Research, 102, 23,895–23,915, 1997.

Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Mattis, I., Heese, B., Freundenthaler, V., Wiegner, M., Esselborn, M., Pisani, G., and Knippertz, P.: Vertical profiling of Saharan dust with Raman lidars and airborne HSRL in southern Morocco during SAMUM, Tellus B, 61, 144–164, doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00390.x, 2009.

Textor, C., Schulz, M., Guibert, S., Kinne, S., Balkanski1, Y., Bauer, S., Berntsen, T., Berglen, T., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Feichter, H., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Gong, S., Grini, A., Hendricks, J., Horowitz, L., Huang, P., Isaksen, I., Iversen, T., Kloster, S., Koch, D., Kirkev, A., Kristjansson, J. E., Krol, M., Lauer, A., Lamarque, J. F., Liu, X., Montanaro, V., Myhre, G., Penner, J., Pitari, G., Reddy, S., Seland, O., Stier, P., Takemura, T., and Tie, X.: Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom, Atmosphery, Chemistry and Physics, 6, 1777–1813, 2006.

Todd, M. C., Karam, D. B., Cavazos, C., Bouet, C., Heinold, B., Baldasano, J. M., Cautenet, G., Koren, I., Perez, C., Solmon, F., Tegen, I., Tulet, P., Washington, R., and Zakey, A.: Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad, Journal of Geophysical Research, 113, D24 107, doi:10.1029/2008JD010476, 2008.

Turuncoglu, U. U., Giuliani, G., Elguindi, N., and Giorgi, F.: Modelling the Caspian Sea and its catchment area using a coupled regional atmosphere-ocean model (RegCM4-ROMS): model design and preliminary results, Geoscientific Model Development, 6, 283–299, doi:10.5194/gmd-6-283-2013, 2013.

Valcke, S.: The OASIS3 coupler : a European climate modelling community software, Geoscientific Model Development, 6, 373–388, doi:10.5194/gmd-6-373-2013, 2013.

Vogel, B., Vogel, H., Bümer, D., Bangert, M., Lundgren, K., Rinke, R., and Stanelle, T.: The comprehensive model system COSMO-ART – Radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale, Atmospheric Chemistry and Physics, 9, 8661–8680, doi:10.5194/acp-9-8661-2009, 2009.

Woodage, M. J., Slingo, A., Woodward, S., and Comer, R. E.: Simulations of Desert Dust and Biomass Burning Aerosols with a High-Resolution Atmospheric GCM, Journal of Climate, 23(7), 1636–1659, doi:10.1175/2009JCLI2994.1, 2010.

Zanis, P.: A study on the direct effect of anthropogenic aerosols on near surface air temperature over Southeastern Europe during summer 2000 based on regional climate modeling, Annales Geophysicae, 27, 3977–3988, 2009.

Zanis, P., Ntogras, C., Zakey, A., Pytharoulis, I., and Karacostas, T.: Regional climate feedback of anthropogenic aerosols over Europe using RegCM3, Climate research, 52, 267–278, doi:10.3354/cr01070, 2012.

5.2.4. Tests complémentaires de sensibilité

En complément de cette étude, on présente ci-dessous quelques tests de sensibilité qui ont permis d'aboutir au schéma d'aérosols mis en place dans ALADIN-Climat. Ces expériences ont été réalisées sur une année (2006) précédée de deux années de spin-up afin de mettre à l'équilibre les surfaces continentales. Il n'y a pas de couplage avec l'océan. Le schéma final utilisé dans l'article précédent est intégré dans l'expérience notée INT_REF.

Nom	Poussières désertiques		Sulfates			Sels marins
	schéma	sol nu	durée de vie	5% sulfates	volcans	modulation
INT_REF	MB95 / K11	0.9	4 / 3.5	oui	2%	oui
INT_DST1	G01 (MACC)	0.9	4 / 3.5	oui	2%	oui
INT_DST2	G01-m	0.9	4 / 3.5	oui	2%	oui
INT_DST3	MB95 / K11	0.1	4 / 3.5	oui	2%	oui
INT_DST4	MB95 / K11	0.5	4 / 3.5	oui	2%	oui
INT_SU1	MB95 / K11	0.5	8 / 5 (MACC)	oui	2%	oui
INT_SU2	MB95 / K11	0.5	6 / 4	oui	2%	oui
INT_SU3	MB95 / K11	0.5	4 / 3.5	non	2%	oui
INT_SU4	MB95 / K11	0.5	4 / 3.5	oui	100%	oui
INT_SS	MB95 / K11	0.5	4 / 3.5	oui	2%	non (MACC)

TABLEAU 5.11: Expériences de sensibilité au schéma interactif d'aérosols. Les schémas de poussières désertiques sont définis par les références suivantes : MB95 = Marticorena et Bergametti (1995), K11 = Kok (2011), G01 = Ginoux et al. (2001), G01-m = Ginoux et al. (2001) + multiplication par 1/5 du premier bin (mode fin) et par 5 du troisième bin (mode grossier). La colonne "sol nu" indique le seuil minimal de la fraction de sol nu nécessaire au déclenchement de l'émission. Pour les sulfates, les coefficients a / b (sans unité, colonne "durée de vie") sont ceux de l'équation 2. La colonne "5% sulfates" indique la prise en compte de l'émission directe d'aérosols sulfatés représentant 5% des précurseurs. Le pourcentage de la colonne "volcans" indique le pourcentage de SO_2 émis par les volcans utilisé comme précurseur d'aérosols sulfatés. La modulation des émissions de sels marins revient à multiplier par 0.7 les émissions données par le schéma de MACC.

5.2.4.1 Poussières désertiques

Lors de la mise en place du schéma interactif d'aérosols dans ALADIN-Climat, les premières simulations ont fait apparaître quelques problèmes importants, notamment en ce qui concerne les poussières désertiques. La figure 5.33 présente les épaisseurs optiques simulées dans plusieurs simulations définies dans le tableau 5.11, alors que les épaisseurs optiques associées sont indiquées dans le tableau 5.12. Quand on utilise le schéma de Ginoux et al. (2001) présent dans GEMS/MACC (expérience INT_DST1), on obtient des charges en poussières désertiques très élevées, notamment sur l'Afrique du Nord où l'épaisseur optique moyenne sur une année est de 0.89 dans INT_DST1, contre 0.34 pour MODIS et MISR. Par rapport à MACC ou au modèle global du CNRM, ALADIN-Climat possède une résolution plus fine, et peut ainsi simuler des vitesses de vent près de la surface plus fortes, qui pourraient contribuer à ces fortes charges en aérosols. Cependant, cette surestimation rappelle ce qu'on a pu voir dans RegCM (cf. 5.1). En regardant plus en détails, on s'aperçoit que les émissions produites par le schéma de Ginoux et al. (2001) sont similaires en masse dans chacun des 3 bins de poussières désertiques (voir

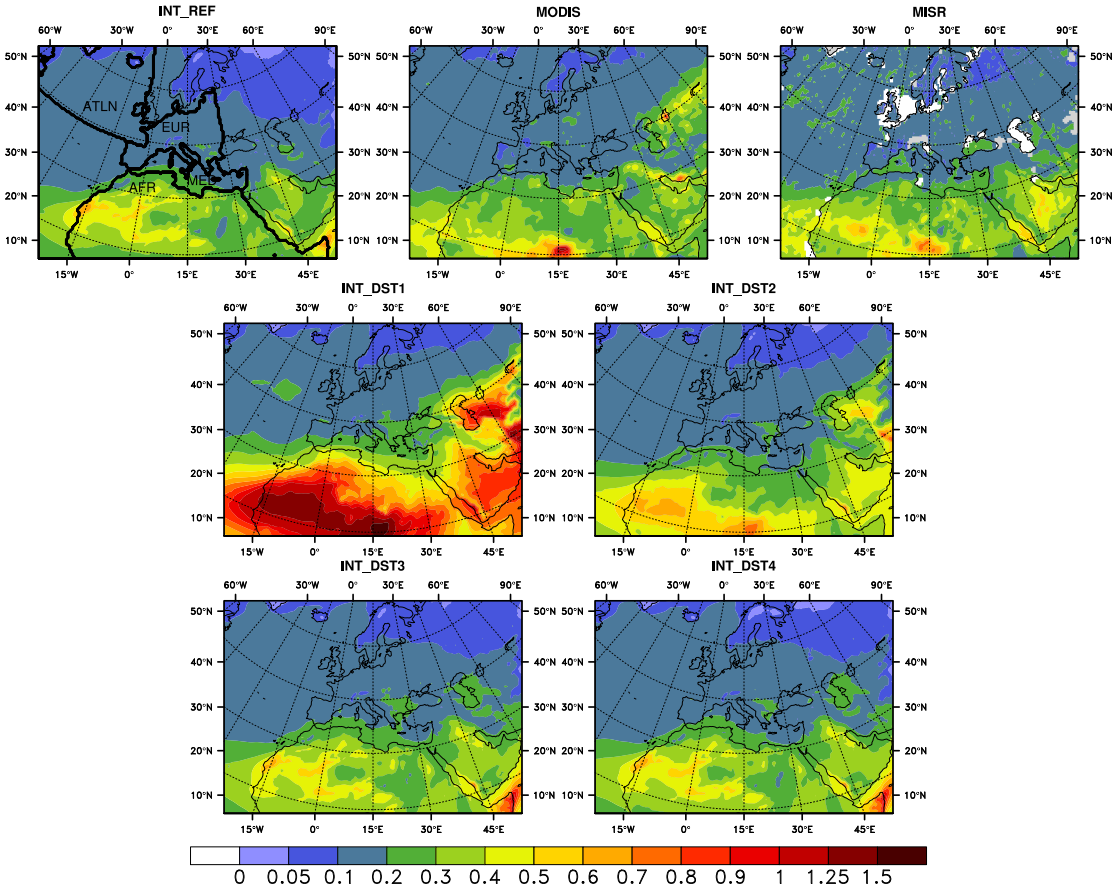

FIGURE 5.33: Épaisseurs optiques moyennes simulées sur une année (2006) par ALADIN-Climat dans cinq expériences définies dans le tableau 5.11 (INT_DST1, INT_DST2, INT_DST3, INT_DST4 et INT_REF), et comparées aux données de MODIS et MISR.

tableau 5.13). L'expérience INT_DST2 teste une réduction d'un facteur 5 de ces émissions dans le premier bin (mode fin), et une augmentation d'un facteur 5 dans le troisième bin (mode grossier). Le facteur choisi est arbitraire et correspond uniquement à un test de sensibilité. On constate alors que ce changement permet de diminuer considérablement les épaisseurs optiques simulées (0.41 en moyenne sur l'Afrique du Nord), car le mode fin contribue le plus à l'extinction du rayonnement incident. Toutefois, quelques problèmes sont encore présents, notamment dans la localisation des maxima.

On a donc choisi d'implanter un schéma d'émission similaire à ce qui a été fait dans le modèle RegCM, à savoir un schéma basé sur la paramétrisation de Marticorena et Bergametti (1995) pour le calcul des flux de saltation et de sandblasting, et sur celle de Kok (2011) pour la distribution en taille du flux vertical émis. On peut ainsi mieux prendre en compte les caractéristiques du sol (contenu en argile, rugosité, humidité, etc.) et mieux répartir les aérosols émis selon leur taille, et espérer ainsi avoir des épaisseurs optiques plus réalistes. L'expérience INT_REF de la figure 5.33 correspond à cette mise en place. En moyenne, l'épaisseur optique sur l'Afrique du Nord est de 0.34, en accord avec MODIS et MISR. La structure spatiale est aussi améliorée, avec un contraste ouest-est sur l'Afrique du Nord similaire aux observations, même s'il est vrai que la localisation exacte des maxima est encore imparfaite. En revanche, les épaisseurs optiques sur les zones de transport (Atlantique, Méditerranée) semblent plus réalistes.

Nom	Europe	Mer Méditerranée	Afrique du nord	Atlantique nord
MODIS	0.15	0.19	0.34	0.13
MISR	0.14	0.20	0.34	0.17
INT_REF	0.15	0.20	0.34	0.15
INT_DST1	0.18	0.29	0.89	0.15
INT_DST2	0.15	0.19	0.41	0.15
INT_DST3	0.17	0.21	0.36	0.15
INT_DST4	0.15	0.20	0.36	0.15
INT_SU1	0.12	0.16	0.32	0.13
INT_SU2	0.12	0.18	0.32	0.14
INT_SU3	0.14	0.19	0.33	0.14
INT_SU4	0.15	0.21	0.33	0.15
INT_SS	0.15	0.20	0.33	0.18

TABLEAU 5.12: Moyennes de l'épaisseur optique totale pour l'année 2006 sur l'Europe (EUR), la mer Méditerranée (MED), l'Afrique du Nord (AFR) et l'océan Atlantique nord (ATLN) pour les simulations définies dans le tableau 5.11. Les domaines géographiques sont indiqués sur la figure 5.33.

Des tests complémentaires ont également été effectués sur d'autres paramètres, comme le seuil de la fraction de sol nu qui permet le déclenchement des processus d'émission. Dans INT_REF, on émet des poussières désertiques dans les mailles où cette fraction de sol nu est supérieure à 90%, des valeurs de 10 et 50% ont été testées respectivement dans INT_DST3 et INT_DST4. Les différences obtenues (figure 5.33) sont peu importantes, si ce n'est une légère augmentation des émissions et des épaisseurs optiques quand on diminue la fraction de sol nu. On a choisi de garder une valeur de 90%, pour éviter d'avoir trop d'émissions en Europe, dans des régions où il n'y a pas de raison d'en avoir. Cependant, il est vrai que le choix de ce seuil pourrait être affiné.

Émission	INT_REF	INT_DST1	INT_DST2	INT_DST3	INT_DST4
Bin 1 (0.01-1.0 μm)	36 / 7	385 / 78	76 / 15	40 / 9	38 / 9
Bin 2 (1.0-2.5 μm)	147 / 30	342 / 68	336 / 67	164 / 36	160 / 36
Bin 3 (2.5-20.0 μm)	2122 / 439	277 / 54	1361 / 264	2363 / 519	2315 / 524
Total	2305 / 476	1004 / 200	1773 / 346	2567 / 564	2513 / 569

TABLEAU 5.13: Émissions annuelles (en Tg/an) de poussières désertiques simulées par ALADIN-Climat (Afrique du Nord / Moyen-Orient) dans les expériences de sensibilité concernant les poussières désertiques. Les domaines Afrique du Nord et Moyen-Orient utilisés dans ce tableau sont identiques à ceux définis dans la figure 2 de l'étude de Huneeus et al. (2011).

Au niveau des émissions elles-mêmes, le tableau 5.13 qui présente les moyennes annuelles obtenues en Afrique du Nord et au Moyen-Orient, permet de comparer les valeurs obtenues à celles de plusieurs modèles globaux qui ont participé à l'exercice AEROCOM, dont les mêmes émissions ont été calculées par Huneeus et al. (2011). L'ensemble des modèles de cette étude présente des émissions variant de 400 à 2200 Tg/an sur l'Afrique du Nord, et de 26 à 526 Tg/an sur le Moyen-Orient. L'expérience INT_REF d'ALADIN se situe donc légèrement au-dessus pour l'Afrique du Nord (2305 Tg/an) et dans la partie haute de l'échantillon pour le Moyen-

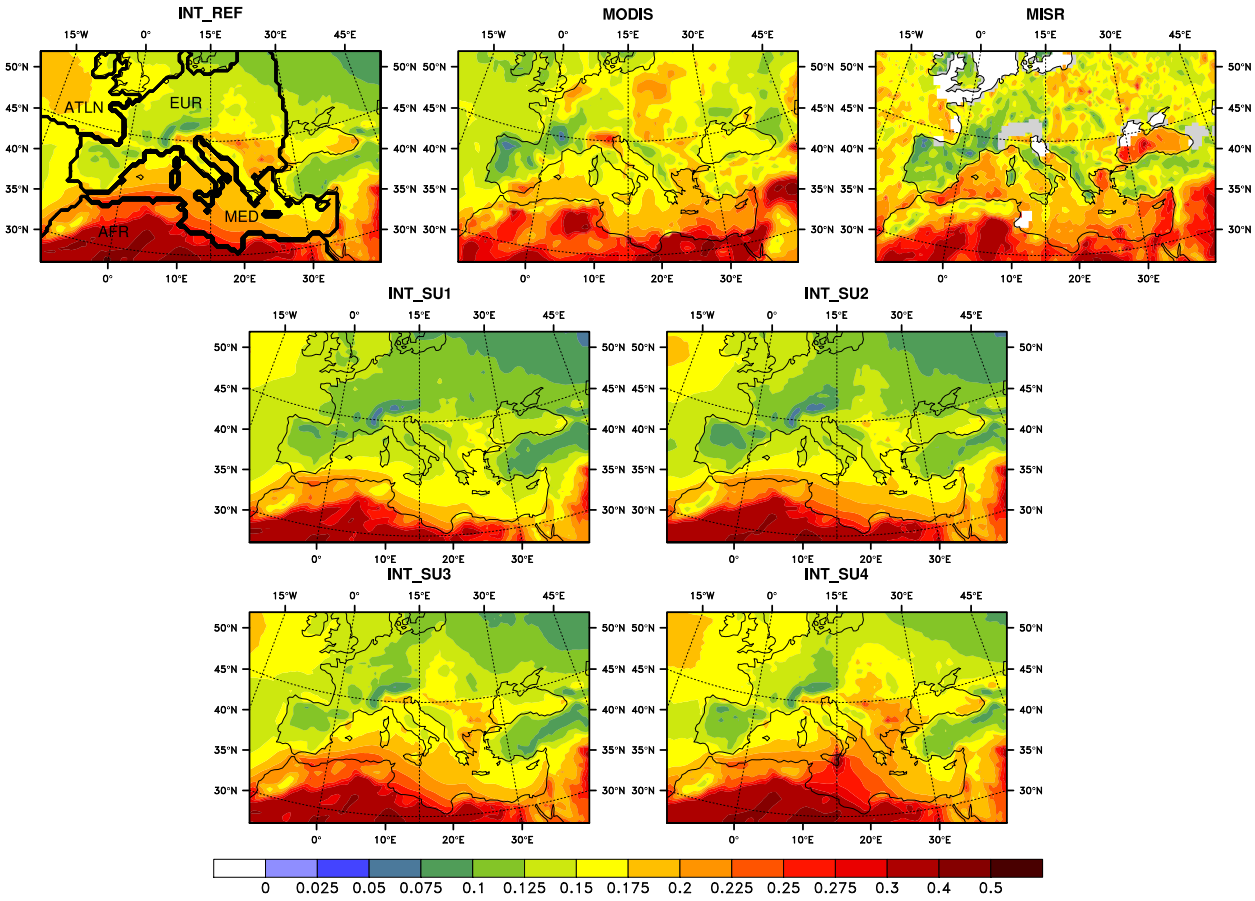

FIGURE 5.34: Épaisseurs optiques moyennes simulées sur une année (2006) par ALADIN-Climat dans cinq expériences définies dans le tableau 5.11 (INT_SU1, INT_SU2, INT_SU3, INT_SU4 et INT_REF), et comparées aux données de MODIS et MISR.

Orient (476 Tg/an). Les émissions pourraient donc être un peu surestimées par ALADIN-Climat. Cependant, comme les épaisseurs optiques obtenues sont correctes, il faudrait également s'intéresser aux termes de puits (dépôt sec, dépôt humide) avant de modifier les émissions. Une première évaluation des dépôts est présentée dans le paragraphe 5.3.2.3.

5.2.4.2 Sulfates

En ce qui concerne les aérosols sulfatés, la première simulation (INT_SU1) réalisée avec le schéma existant de GEMS/MACC et le jeu d'émissions fourni pour ACCMIP (Lamarque et al., 2010) révèle une sous-estimation des épaisseurs optiques sur l'Europe, comme le montre la figure 5.34. En moyenne, l'épaisseur optique annuelle sur l'Europe est de 0.12 dans INT_SU1 contre 0.14 pour MISR et 0.15 pour MODIS, et on peut surtout noter dans INT_SU1 l'absence de maxima locaux dans des régions comme la plaine du Pô ou le Benelux. Ces régions devraient pourtant avoir des charges importantes en sulfates à cause notamment des industries présentes ici. Les sulfates proviennent en grande majorité de précurseurs comme le SO_2, qui sont ensuite oxydés. La représentation complète des processus d'oxydation n'est pas envisageable dans un modèle de climat pour des raisons de coût, alors qu'un modèle de chimie-transport peut prendre en compte davantage d'espèces permettant ainsi de mieux reproduire ces processus. Dans notre cas, l'ensemble de ces mécanismes a donc été réduit à la production de sulfates via l'oxydation

de précurseurs ayant un temps de vie représentatif de l'oxydation du DMS et du SO_2. À la manière de Huneeus (2007), le flux de sulfates formés (Fs) à chaque pas de temps Δt est défini par l'équation suivante :

$$Fs = [\mathrm{GP}](1 - e^{\Delta t/\tau_{chem}}) \quad (1)$$

où [GP] est la concentration en gaz précurseurs et τ_{chem} le temps de vie moyen des gaz précurseurs (en s) défini par :

$$\tau_{chem} = 86400 * (\mathrm{a} - \mathrm{b}\, cos(\mathrm{lat})) \quad (2)$$

où lat est la latitude en radians du point considéré, a et b étant deux constantes. Le temps de vie de ces précurseurs est de l'ordre de quelques jours, estimé entre 0.5 et 3.0 jours pour le DMS, et entre 0.6 et 2.6 jours pour le SO_2 (Liu et al., 2005). Cependant, les coefficients présents dans le schéma de MACC pris initialement étaient a=8 et b=5, ce qui peut donner des temps de vie supérieurs aux valeurs référencées par Liu et al. (2005). Une durée de vie trop longue des précurseurs de sulfates pourrait en effet retarder la formation de sulfates et donc expliquer leur sous-estimation. On a donc effectué des tests de sensibilité à ces coefficients, visant à se rapprocher des valeurs de la littérature. L'expérience INT_SU2 utilise a=6 et b=4, et INT_REF a=4 et b=3.5. Le premier changement (INT_SU2) n'apporte qu'une très faible augmentation des épaisseurs optiques sur l'Europe (toujours 0.12 en moyenne), contrairement au deuxième (INT_REF) qui montre une augmentation des épaisseurs optiques en Europe (0.15 en moyenne), notamment sur le Benelux et en plaine du Pô, allant dans le sens d'un rapprochement avec les données satellitaires.

Par rapport au schéma initial de GEMS/MACC, on a aussi pris en compte le fait que 5% des aérosols sulfatés peuvent être émis directement en tant que tels (Benkovitz et al., 1996), et que seulement 2% du SO_2 émis par des volcans comme l'Etna sert à former des aérosols (von Glasow et al., 2009). Les expériences INT_SU3 et INT_SU4, ne prenant pas en compte respectivement ces deux processus, ont ainsi été réalisées. On constate alors que les épaisseurs optiques diminuent légèrement sans les 5% émis directement en sulfates (0.14 en moyenne sur l'Europe), et que la structure spatiale obtenue en n'appliquant pas les 2% sur le SO_2 émis par l'Etna est irréaliste par rapport à MODIS et MISR.

Toutes ces modifications ont donc permis d'améliorer la représentation des sulfates dans ALADIN-Climat. Néanmoins, il reste encore des progrès à faire, notamment en Europe où certaines structures spatiales ne sont pas bien reproduites. On pourrait notamment tester d'autres jeux d'émissions, non seulement pour les précurseurs de sulfates, mais aussi pour les aérosols carbonés. Un inventaire établi dans le cadre du projet ChArMEx devrait ainsi être bientôt disponible.

Néanmoins, il est possible que certains biais du schéma d'aérosols soient dus à des biais du modèle de climat. On avait en effet noté dans l'évaluation du modèle réalisée au chapitre 3, une surestimation des précipitations en Europe au printemps, ce qui est toujours le cas dans la version 5.3 d'ALADIN-Climat (figure non montrée). Cela pourrait provoquer un lessivage trop intense, et ainsi expliquer en partie la sous-estimation de l'épaisseur optique en Europe au printemps.

5.2.4.3 *Sels marins*

La simulation des sels marins peut surtout être évaluée sur l'Atlantique Nord, où à la fois la production et la contribution relative à l'épaisseur optique totale sont plus importantes que sur la mer Méditerranée elle-même. La figure 5.35 montre ainsi les résultats obtenus sur une année pour le schéma initial de GEMS/MACC basé sur les travaux de Guelle et al. (2001) et Schulz

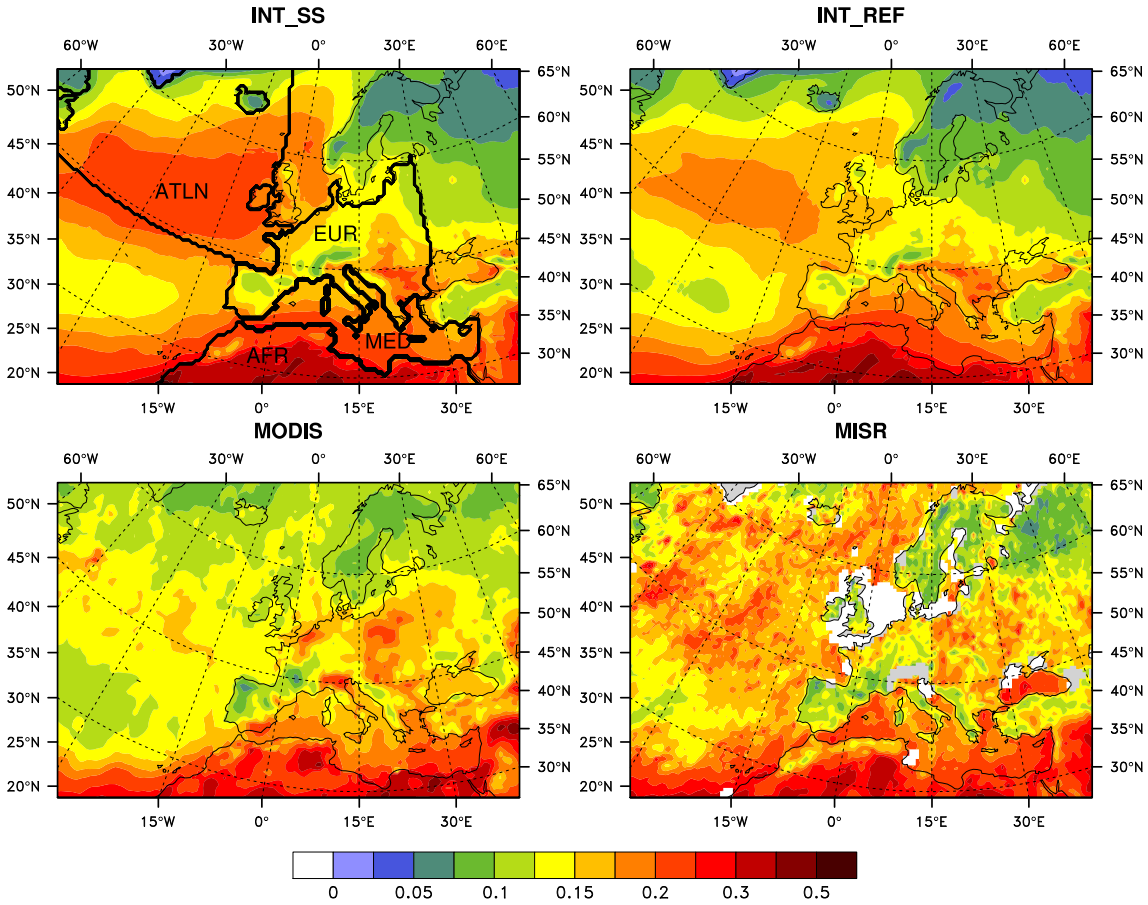

FIGURE 5.35: Épaisseurs optiques moyennes simulées sur une année (2006) par ALADIN-Climat dans deux expériences définies dans le tableau 5.11 (INT_SS et INT_REF), et comparées aux données de MODIS et MISR.

et al. (2004) utilisé dans INT_SS. Même si MISR et MODIS ont des valeurs assez différentes sur l'Atlantique Nord (respectivement 0.17 et 0.14 en moyenne annuelle), on constate que INT_SS surestime l'épaisseur optique moyenne de cette région (0.18). Comme pour les poussières désertiques, les émissions dépendent du vent près de la surface, qui de par la résolution plus fine d'ALADIN par rapport aux modèles globaux, est plus fort dans ALADIN. Cependant, cette surestimation indique aussi peut-être qu'il faudrait prendre en compte une paramétrisation plus détaillée pour les sels marins, ce qui n'est pas l'objectif principal de la thèse. Afin toutefois de ne pas garder des émissions trop fortes et de ne pas simuler des effets des aérosols marins trop importants sur le climat, on a donc testé une réduction de 30% des émissions du schéma initial (expérience INT_REF). On obtient alors logiquement une diminution de l'épaisseur optique moyenne sur l'Atlantique Nord (0.16), ce qui semble plus réaliste. Un travail plus approfondi sur l'émission des sels marins pourra être réalisé à la suite de cette thèse.

5.2.4.4 Premières conclusions sur le schéma interactif

Pour résumer, nous obtenons un schéma interactif d'aérosols simulant des épaisseurs optiques réalistes. L'évaluation réalisée par rapport aux mesures de l'été 2012 (satellites et surface, cf. 5.2.3) montre que le schéma est capable de reproduire les structures spatiales et la variabilité temporelle de l'épaisseur optique en Méditerranée. Une comparaison plus spécifique

à des observations de poussières désertiques (distribution verticale et granulométrique) sur l'été 2012 prouve la bonne représentation du transport de ces aérosols sur le bassin méditerranéen. Toutefois, cette évaluation du schéma a permis d'identifier quelques points sur lesquels des améliorations pourront être apportées : le choix des inventaires d'émissions anthropiques (structure spatiale), la sous-estimation des sulfates en Europe (peut-être cependant liée à une surestimation des précipitations) et la représentation des émissions de sels marins. Par ailleurs, on présentera une évaluation plus complète de ce schéma dans le chapitre 6, au moyen d'une simulation multi-décennale (1979-2013) couplée aérosols-atmosphère-océan.

5.3. Intercomparaison de modèles de poussières désertiques

Le cas de l'été 2012 de la campagne ChArMEx/TRAQA, détaillé dans la partie 5.2, a permis d'initier un exercice d'intercomparaison de modèles de poussières désertiques. Ce travail, qui concerne neuf modèles, est actuellement en cours (publication en préparation, Basart et al.). Cependant, j'ai participé à un premier travail d'intercomparaison présenté ci-dessous, regroupant quatre des modèles participants, à savoir ceux du CNRM et du LA (Laboratoire d'Aérologie), grâce à un stage de deux étudiantes de master 1 (Anaïs Culot et Emilie Bruhier), co-encadré par Samuel Somot et moi-même.

5.3.1. Présentation des modèles en jeu

Pour ce travail, les modèles suivants ont été utilisés :

— ALADIN-Climat : c'est le modèle présenté dans l'étude de la partie 5.2 (simulation PROG avec spectral-nudging).

— ALADIN-Dust (Mokhtari et al., 2012) : c'est une version dérivée du modèle opérationnel de prévision du temps ALADIN auquel ont été ajoutés des modules d'émission (DEAD, Zender et al., 2003) et de transport (ORILAM, Tulet et al., 2005) des aérosols désertiques. Ce schéma comprend trois modes (fin, accumulation et grossier) déterminés par trois distributions lognormales, ainsi que les différents processus d'émission, de transport et de dépôt. Les interactions entre ces aérosols désertiques et le rayonnement sont aussi prises en compte (effet direct et semi-direct). ALADIN-Dust a ici une résolution horizontale de 24 km pour 70 niveaux verticaux. Il est initialisé et forcé aux bords du domaine par le modèle atmosphérique opérationnel global ARPEGE. Des runs successifs de 24 heures ont été effectués sur la période considérée, où seuls les aérosols sont conservés d'un run à l'autre.

— RegCM (Giorgi et al., 2012) : c'est le modèle régional de climat décrit et utilisé dans l'étude de la partie 5.1. La simulation a été effectuée par Marc Mallet au LA, sans nudging et en continu sur la période du 1er juin au 31 juillet 2012, à une résolution horizontale de 25 km avec 23 niveaux verticaux.

— MOCAGE (Peuch et al., 1999; Martet et al., 2009) : c'est le modèle de chimie-transport du CNRM. Il simule les aérosols désertiques au moyen de six bins. Les conditions météorologiques sont fournies par le modèle ARPEGE, et il n'y a donc pas d'interactions entre les aérosols et le rayonnement. MOCAGE utilise deux domaines imbriqués : le premier, global à une résolution de 2°, inclut le deuxième, régional centré sur l'Europe, à une résolution de 0.5°. La simulation a été effectuée par Bojan Sic au CNRM.

La réanalyse MACC (Morcrette et al., 2009; Benedetti et al., 2011) du CEPMMT a été ajoutée à ces quatre modèles, car elle comprend un schéma interactif d'aérosols pour cinq espèces

(identiques à ALADIN-Climat) dont les poussières désertiques (Ginoux et al., 2001). Elle inclut également une assimilation des épaisseurs optiques de MODIS (sauf sur les surfaces brillantes comme le désert du Sahara). Sa résolution horizontale est de 0.7°. Les sorties des simulations ont été téléchargées depuis la base de données du CEPMMT (http ://data-portal.ecmwf.int/).

Toutes les simulations considérées couvrent la période du 1er juin au 31 juillet 2012. J'ai moi-même réalisé celles des modèles ALADIN-Climat et ALADIN-Dust. Les autres modèles qui participent à l'étude de Basart et al., mais non présentés ici sont NMMB/BSC-Dust (Péré et al., 2011), BSC-Dream (Basart et al., 2012), CHIMERE-Dust (Schmechtig et al., 2011; Menut et al., 2014), MESO-NH (Chaboureau et al., 2011) et COSMO-MUSCAT (Heinold et al., 2011).

5.3.2. Premiers résultats de l'intercomparaison

On considère d'abord le cas de fin juin 2012, où le bassin méditerranéen a été affecté par un épisode intense de poussières désertiques. Celles-ci sont arrachées en Afrique de l'Ouest (la Mauritanie étant la principale source) autour du 22 juin (figure non montrée). D'après la simulation ALADIN-Climat, elles ont ensuite été emportées vers l'ouest avant de remonter progressivement le long de la côte africaine puis jusqu'au sud de l'Espagne, entraînées par la présence d'une dépression au nord-ouest de l'Afrique et contenues par l'anticyclone des Açores au large du Portugal. À partir du 26/27 juin, une dépression se creuse dans le golfe de Gascogne, engendrant un flux de sud-ouest amenant le panache d'aérosols sur le nord de l'Espagne. En se déplaçant ensuite vers le sud-est, la dépression génère des vents qui vont rabattre ce panache vers la Méditerranée les 28 et 29 juin.

5.3.2.1 Épaisseur optique

La figure 5.36 montre les épaisseurs optiques des différents modèles et de deux produits satellites (MODIS et AERUS-GEO) du début à la fin de l'épisode. Au moment de l'émission (23/06), les épaisseurs optiques dépassent 1.0 sur l'ouest de l'Afrique dans les observations et tous les modèles sauf pour MACC qui a toutefois des vents plus faibles que les autres modèles. La localisation exacte des maxima diffère néanmoins d'un modèle à l'autre même si on peut distinguer une zone commune de fortes charges en aérosols allant de l'Algérie jusqu'au large du Sénégal. Le 25 juin, on peut voir le panache de poussières remonter en direction du Maroc et atteindre le sud de l'Espagne. Cependant, MODIS et AERUS-GEO suggèrent des épaisseurs optiques plus fortes que celles proposées par les modèles. Cette sous-estimation se confirme les jours suivants, surtout pour ALADIN-Dust et MOCAGE qui ont perdu beaucoup d'aérosols sur leur trajet. Cela pourrait être expliqué par un lessivage trop intense dans le nord de l'Espagne. MACC peut quant à lui bénéficier de l'assimilation des épaisseurs optiques pour avoir de bonnes valeurs à partir du moment où le panache quitte les régions désertiques. RegCM est légèrement en retard par rapport aux observations du panache, mais cela doit être dû davantage aux différences de météorologie qu'à des problèmes liés aux paramétrisations des aérosols. En effet, il ne bénéficie pas comme ALADIN-Climat de la technique de "spectral nudging" qui permet d'imposer à l'intérieur du domaine et pas uniquement aux bords les conditions synoptiques de grande échelle pilotant le déplacement des principaux centres d'action tout en laissant libre les petites échelles. ALADIN-Dust et MACC, réinitialisés tous les jours, et MOCAGE dont la météorologie est imposée (c'est un modèle de transport) n'ont pas les mêmes difficultés que RegCM à ce sujet.

Malgré cette sous-estimation générale, la chronologie de l'épisode est toutefois assez bien respectée par chacun des modèles, notamment au niveau du déplacement des fortes charges en

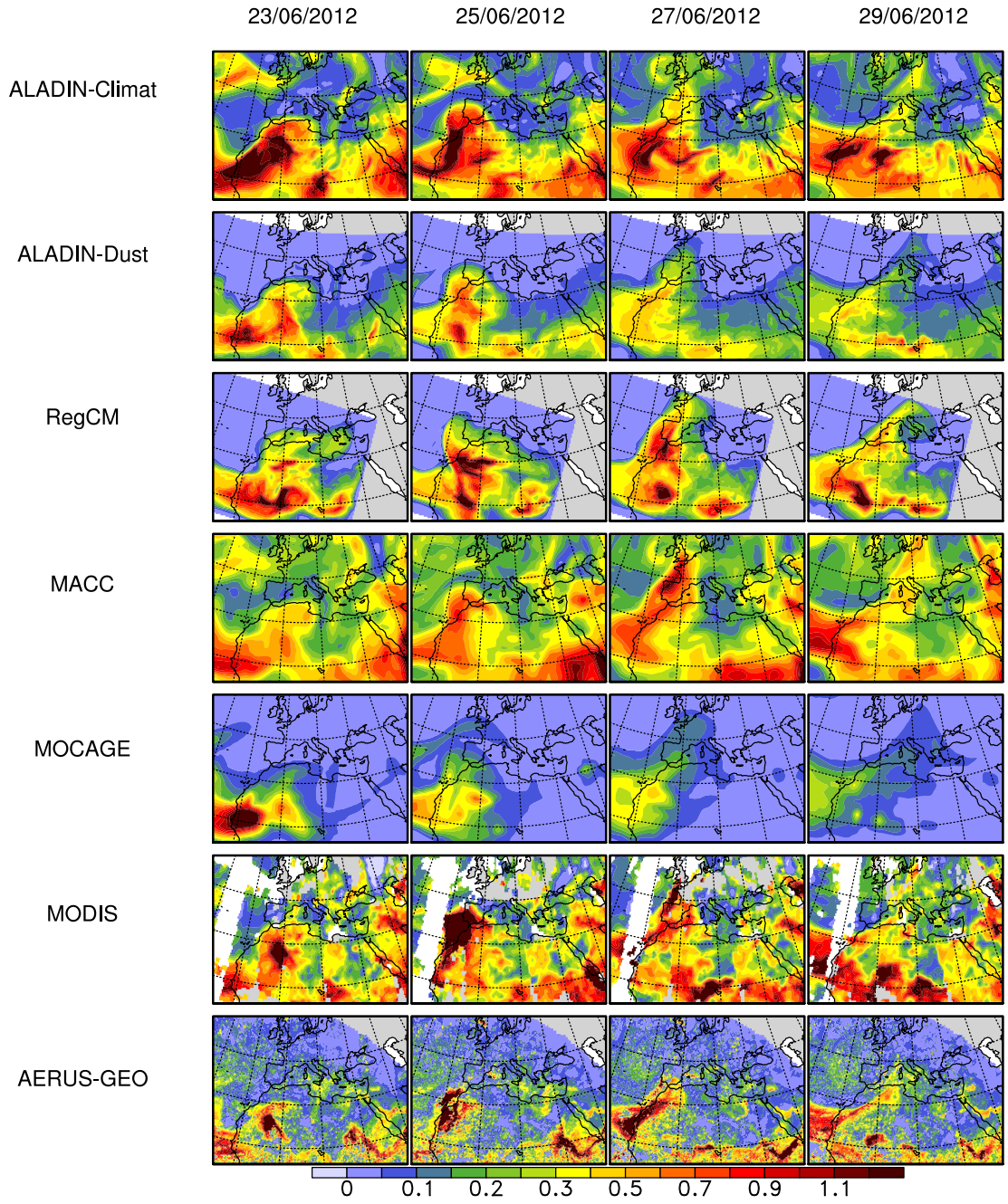

FIGURE 5.36: Épaisseurs optiques quotidiennes simulées par les différents modèles (ALADIN-Climat, ALADIN-Dust, RegCM, MACC et MOCAGE) durant l'épisode de poussières désertiques de juin 2012. Les données de MODIS et AERUS-GEO ont été ajoutées.

aérosols.

Les figures 5.37 et 5.38 présentent l'évaluation des différents modèles par rapport aux données AERONET des stations de Majorque et Lampedusa. Dans la première citée, on peut remarquer d'abord le pic lié à l'épisode décrit ci-dessus, marqué par une sous-estimation de tous les modèles excepté MACC qui bénéficie de l'assimilation des données MODIS. Les autres pics sont relativement bien simulés par l'ensemble des modèles, qui présentent des corrélations temporelles supérieures à 0.7 (0.73 pour MOCAGE, 0.81 pour ALADIN-Climat, 0.85 pour

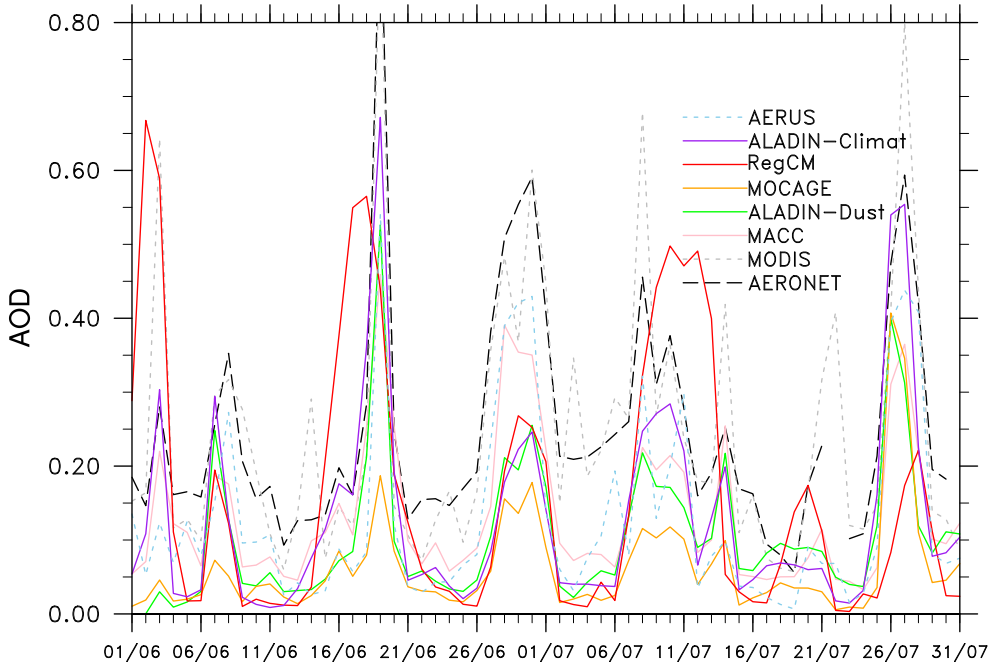

FIGURE 5.37: Séries quotidiennes des épaisseurs optiques simulées à Palma de Majorque (39.6°N, 2.6°E) par les différents modèles (ALADIN-Climat, ALADIN-Dust, RegCM, MOCAGE et MACC) en juin et juillet 2012. Les données de MODIS et AERUS-GEO ont été ajoutées.

ALADIN-Dust et 0.90 pour MACC), à l'exception de RegCM (0.33) qui est pénalisé par les conditions météorologiques (cf. la remarque précédente sur le spectral nudging). MODIS et AERUS-GEO ont également des corrélations très élevées, à savoir respectivement 0.89 et 0.93. Il est à noter qu'on montre ici les épaisseurs optiques dues aux aérosols désertiques uniquement, car certains modèles ne simulent pas tous les aérosols. Le biais moyen observé de -0.1 est donc probablement dû à l'absence des autres types d'aérosols.

Dans la station de Lampedusa, les résultats obtenus sont similaires. La plupart des modèles arrivent à obtenir des corrélations temporelles élevées (0.60 pour MOCAGE, 0.74 pour ALADIN-Dust, 0.75 pour ALADIN-Climat et 0.90 pour MACC). Cette étude a ensuite été généralisée à trente stations du bassin méditerranéen (cf. figures 1 et 5 de l'article de la section 5.2). Les résultats sont présentés sous la forme d'un diagramme de Taylor (figure 5.39), où chaque point représente le score d'un jeu de données moyenné sur les 30 stations considérées. À part RegCM, tous les modèles obtiennent bien des corrélations temporelles supérieures à 0.6, sachant qu'une partie des variations d'épaisseur optique peut aussi être due aux autres types d'aérosols, notamment pour les stations les plus au nord. Au niveau de la variance, de plus grandes différences sont notées dans la mesure où le ratio moyen des écarts-types simulés et observés varie de 0.38 pour MOCAGE à 0.96 pour MACC. En résumé, MACC obtient les meilleurs scores, tout en sachant que la plupart des stations sont situées dans des zones où l'AOD de MODIS est assimilée dans MACC. On peut regretter le faible nombre de mesures AERONET dans les zones désertiques. ALADIN-Climat présente une variance et une corrélation temporelle supérieure à la moyenne des modèles et d'un niveau proche de ce que fournissent les instruments satellitaires, ce qui prouve une nouvelle fois la bonne performance du schéma d'aérosols en matière d'épaisseur optique. Il est à noter que le produit AERUS-GEO obtient

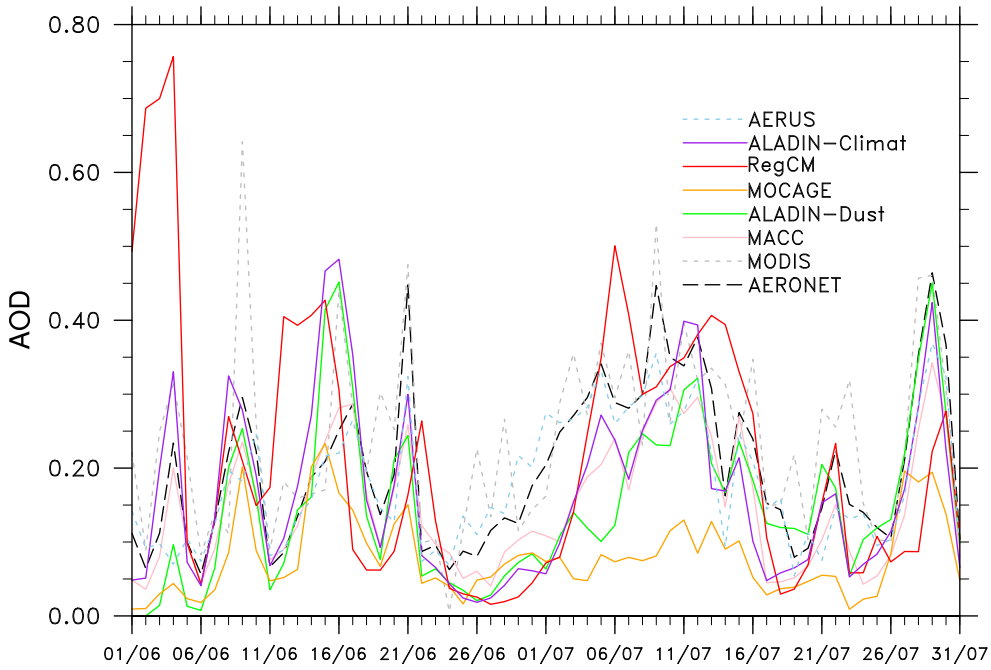

FIGURE 5.38: Série quotidienne des épaisseurs optiques simulées à Lampedusa (35.5°N, 12.6°E) par les différents modèles (ALADIN-Climat, ALADIN-Dust, RegCM, MOCAGE et MACC) en juin et juillet 2012. Les données de MODIS et AERUS-GEO ont été ajoutées.

sur l'ensemble des jeux de données les meilleurs scores par rapport à AERONET.

5.3.2.2 *Distribution verticale*

En ce qui concerne la distribution verticale des aérosols désertiques, on peut reprendre ce qui a été montré dans la partie 5.2 pour CNRM-RCSM5 au niveau des profils lidars mesurés pendant l'épisode intense de fin juin à Barcelone et San Giuliano. La figures 5.40 présente ainsi les profils verticaux des coefficients d'extinction simulés par les différents modèles. A Barcelone, même si le pic d'extinction est sous-estimé, on peut remarquer que plusieurs modèles (MACC, MOCAGE et ALADIN-Climat) arrivent à reproduire l'altitude de ce pic (environ 3500 m), mais seul ALADIN-Climat représente une couche de poussières allant de 2000 à 5000 m comme mesuré par le lidar. Le panache de RegCM est quant à lui simulé à de trop hautes altitudes (entre 3000 et 8000 m) alors qu'ALADIN-Dust a lui un pic un peu trop bas (2700 m).

En Corse, le panache de poussières arrive quelques jours plus tard, et on peut l'observer sur les mesures de San Giuliano le 30 juin entre 1000 et 5000 m. On observe ici aussi des différences importantes entre les modèles, mais la plupart ont bien une couche de poussières à ces altitudes-là. On peut aussi noter qu'il doit y avoir la présence d'aérosols, probablement de pollution, dans la couche limite que les modèles ne reproduisent pas.

En résumé, la distribution verticale des aérosols désertiques, paramètre important à prendre en compte pour déterminer le forçage radiatif des aérosols, varie d'un modèle à l'autre. Quelques difficultés à simuler correctement l'altitude des aérosols désertiques ont été notées. Néanmoins, comparer des profils verticaux observés par lidar en un point de l'espace-temps à des sorties de modèles régionaux est un exercice compliqué. En effet, un calage correct du panache d'aérosols par rapport aux observations est nécessaire avant de pouvoir juger de sa répartition verticale dans l'atmosphère. Dans ce contexte, on peut considérer qu'ALADIN-Climat arrive à relative-

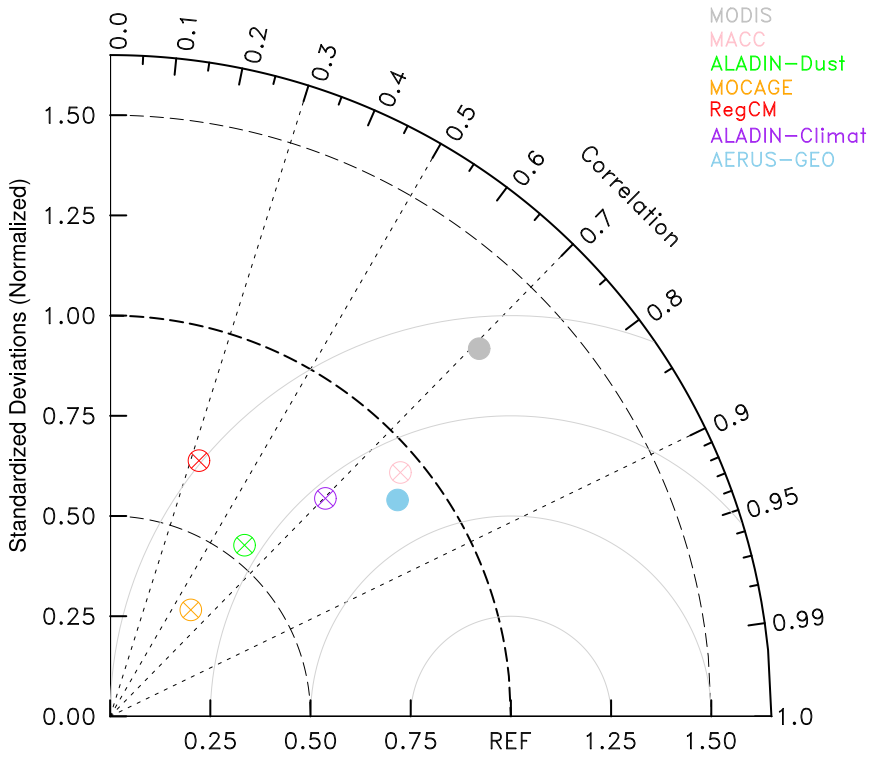

FIGURE 5.39: Diagramme de Taylor évaluant les séries quotidiennes d'épaisseur optique simulées par les différents modèles (ALADIN-Climat, ALADIN-Dust, RegCM, MOCAGE et MACC) en juin et juillet 2012. Les données de MODIS et AERUS-GEO ont été ajoutées.

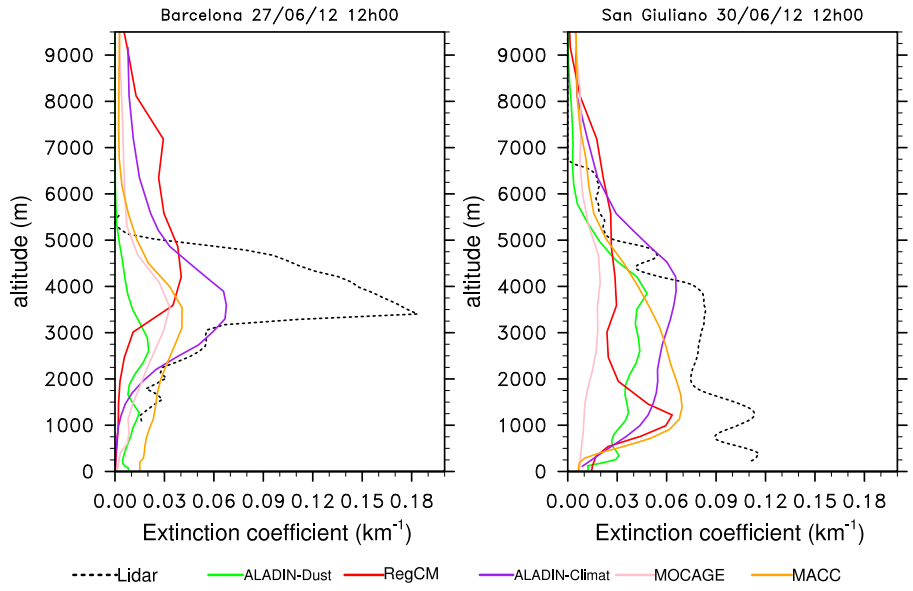

FIGURE 5.40: Profil vertical du coefficient d'extinction simulé par les différents modèles et observé par un lidar à Barcelone le 27/06/2012 (gauche) et à San Giuliano le 30/06/2012 (droite).

ment bien reproduire la distribution verticale observée des aérosols désertiques. Une meilleure évaluation pourrait être réalisée à partir d'observations plus fréquentes.

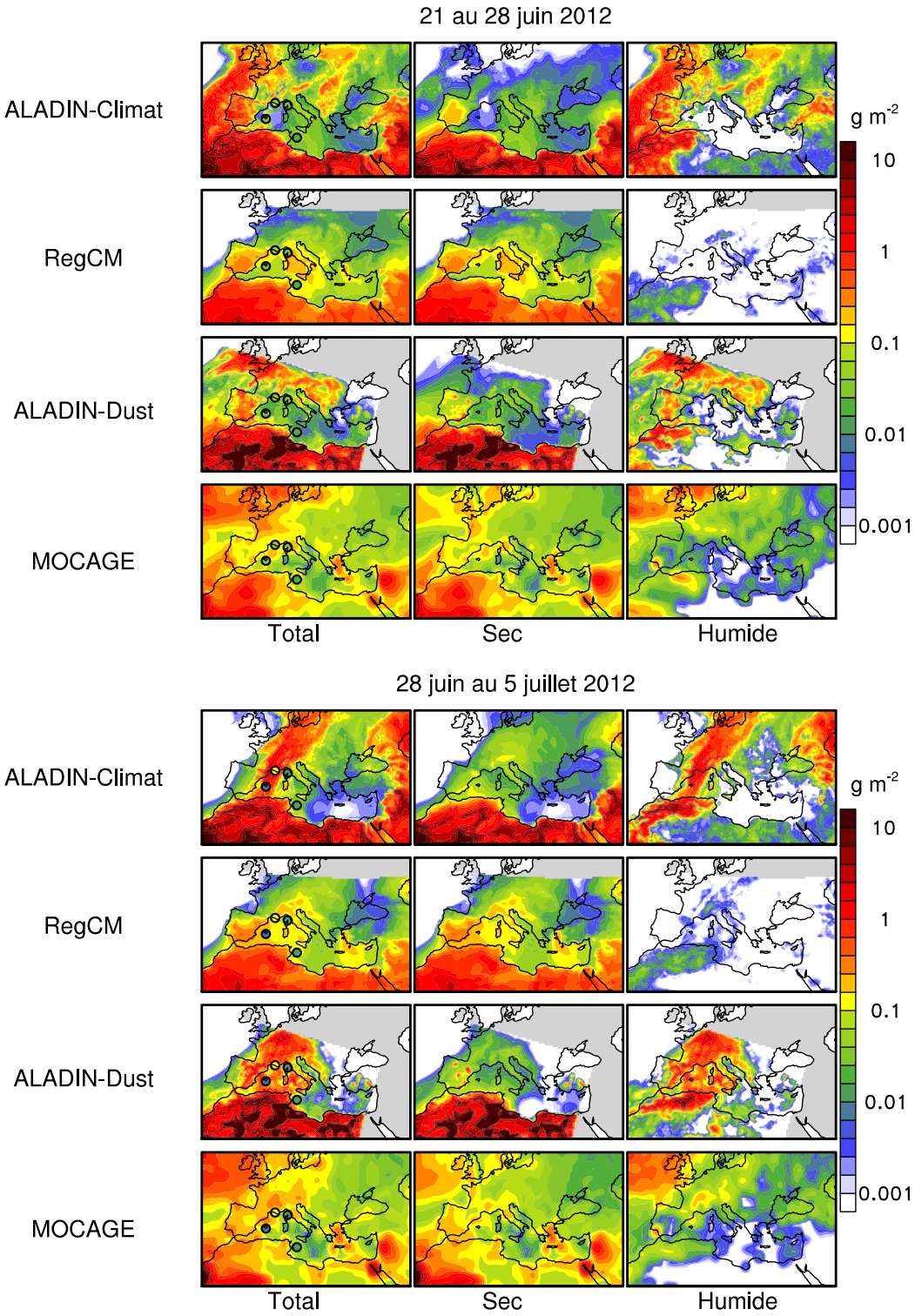

FIGURE 5.41: Dépôts (total, sec et humide) simulés par différents modèles (ALADIN-Climat, RegCM, ALADIN-Dust et MOCAGE) entre le 21 et le 28 juin 2012 (haut) et entre le 28 juin et le 5 juillet (bas). Les dépôts mesurés par quatre stations du réseau CARAGA (coll. J. Vincent, B. Laurent) ont été ajoutées sur les cartes du dépôt total.

5.3.2.3 Dépôt

La figure 5.41 présente les dépôts simulés par quatre modèles pendant deux semaines du 21 juin au 5 juillet 2012. Grâce au réseau CARAGA (collaboration avec le LISA : Julie Vincent

et Benoît Laurent), on dispose de mesures hebdomadaires du dépôt total dans huit stations autour du bassin méditerranéen (depuis octobre 2010 pour la première). Plus précisément, ces collecteurs récupèrent la partie insoluble du dépôt, ce qui implique une perte d'environ 15% du dépôt réel. Le protocole de mesures engendre une incertitude de $0.5.10^{-3}$ g.m^{-2}.

Sur la figure 5.41, on remarque de grandes différences dans les structures spatiales entre les modèles, plus importantes que pour l'épaisseur optique ou les profils verticaux. En effet, non seulement les concentrations en aérosols désertiques peuvent varier d'un modèle à l'autre, mais c'est également le cas des précipitations qui génèrent du dépôt humide. Par rapport aux observations, la plupart des modèles surestiment le dépôt, notamment à cause du dépôt humide la semaine du 28 juin au 5 juillet (comme ALADIN-Climat et ALADIN-Dust). RegCM et MOCAGE surestiment aussi probablement le dépôt sec. En revanche, ALADIN-Climat est en bon accord avec les observations de la semaine du 21 au 28 juin. Il faudrait néanmoins pouvoir prolonger cette évaluation avec davantage de mesures. Pour cette raison, un exercice spécifique d'évaluation utilisant toutes les mesures disponibles du réseau CARAGA et incluant les modèles ALADIN-Climat, RegCM et CHIMERE-Dust est en préparation en collaboration avec le LISA (J. Vincent, B. Laurent).

En résumé, l'intercomparaison de ces quatre modèles (ALADIN-Climat, ALADIN-Dust, RegCM et CHIMERE-Dust) montre que la plupart d'entre eux sont capables de simuler correctement les épaisseurs optiques des intrusions de poussières désertiques sur le bassin méditerranéen. En revanche, d'autres paramètres comme la distribution verticale ou le dépôt font apparaître des différences plus importantes. Cet exercice devrait donc permettre de mieux comprendre ces différences, et grâce aux observations disponibles, de proposer des améliorations possibles. Cela souligne bien le besoin de mesures complètes lors de ce type d'épisode afin de mieux contraindre le cycle des aérosols désertiques dans ces modèles.

5.4. Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons abordé la question de la représentation des aérosols de manière pronostique dans un modèle régional de climat. Tout d'abord, on s'est intéressé à la modélisation des poussières désertiques, notamment en ce qui concerne la distribution en taille des particules émises. Cette distribution peut en effet jouer un rôle important dans la définition des propriétés optiques d'un panache d'aérosols, et donc dans leur impact sur le climat. On a utilisé le schéma existant dans le modèle RegCM pour tester deux distributions possibles, l'une basée sur des paramètres physiques des agrégats du sol et l'autre fondée sur une analogie avec la fragmentation des matériaux cassants. Cette deuxième distribution s'est révélée meilleure pour représenter l'épaisseur optique des aérosols désertiques lors de plusieurs épisodes intenses sur le bassin méditerranéen. La première avait en effet l'inconvénient de simuler une trop grande fraction submicronique, et ainsi de surestimer souvent l'épaisseur optique. Cette modification a bien entendu des conséquences sur le forçage radiatif des aérosols.

Cette approche de la modélisation interactive des aérosols vue dans le modèle RegCM nous a aidés à mettre en place un schéma similaire dans ALADIN-Climat, dans le but de pouvoir bénéficier par la suite d'un système couplé océan-atmosphère-aérosols, que RegCM ne peut pas fournir pour le moment. Le schéma d'aérosols mis en place dans ALADIN-Climat provient de celui utilisé au CEPMMT dans les projets GEMS et MACC. Il a cependant dû subir quelques adaptations afin de le rendre plus performant. Nous avons notamment remplacé le schéma existant d'émission des aérosols désertiques par celui présent dans RegCM, basé sur les travaux de Marticorena et Bergametti (1995) et Kok (2011).

Une évaluation de ce schéma a pu ainsi être réalisée, en mettant l'accent sur les aérosols désertiques grâce à la campagne ChArMEx/TRAQA de l'été 2012. Les comparaisons avec différentes observations ont permis de montrer que ce schéma était capable de reproduire correctement les charges en poussières présentes sur le bassin méditerranéen. L'utilisation de la méthode de spectral nudging est néanmoins indispensable dans l'évaluation par cas d'étude, afin de reproduire dans ALADIN-Climat les conditions météorologiques permettant la cohérence spatio-temporelle avec les observations. Par ailleurs, ce schéma a montré qu'il était au niveau de ce qui peut se faire dans d'autres modèles régionaux (RegCM, ALADIN-Dust, MOCAGE), puisqu'il obtient des scores au moins comparables à ceux de ces modèles évalués sur le cas de la campagne ChArMEx/TRAQA.

On dispose ainsi d'un système régional de modélisation unique en son genre, couplant aérosols interactifs, atmosphère, surfaces continentales et océan. Sa souplesse d'utilisation et son faible coût numérique permettent de l'utiliser à la fois pour des cas d'études, des simulations longues (cf. chapitre 6) et à l'avenir pour des scénarios de changement climatique. De plus, l'étude menée sur l'été 2012 a montré ainsi qu'inclure des aérosols pronostiques permettait de mieux reproduire les variations quotidiennes de rayonnement et de température, notamment en s'intéressant aux différences entre jours à fortes charges en aérosols et jours moyens. Il restera cependant à confirmer ces résultats sur d'autres cas d'études et sur une période plus longue, à condition de réunir les jeux d'observations adéquats.

En outre, on devra aussi poursuivre le développement et l'amélioration du schéma, afin de résoudre les quelques problèmes évoqués ci-dessus. Un travail spécifique sur une meilleure représentation du cycle du soufre ou sur une paramétrisation plus élaborée de l'émission des sels marins sera nécessaire. Pour l'instant, certains aérosols inorganiques (ammonium, nitrate) et organiques secondaires ne sont pas modélisés, ce qui pourrait représenter un développement important dans le futur. La question du choix des inventaires d'émissions pour les aérosols anthropiques et les feux de végétation, comme par exemple GFAS (Kaiser et al., 2011) ou APIFLAME (Turquety et al., 2014), n'a pas non plus pu être traitée par manque de temps. Ce peut être un moyen simple d'améliorer la représentation spatio-temporelle de certains types d'aérosols. Certains développements du modèle en dehors du schéma d'aérosols peuvent aussi y contribuer, comme l'augmentation de la résolution verticale ou la mise en place d'un nouveau schéma de convection prévu pour la version 6 d'ALADIN-Climat. Ce dernier point pourrait contribuer à réduire le biais dans les précipitations en Europe, et donc celui des sulfates. De plus, il faudra poursuivre les comparaisons aux autres observations que l'épaisseur optique, comme le dépôt, les profils verticaux ou même les flux d'émission. On pourrait par exemple tester le schéma d'ALADIN-Climat sur un cas de la campagne AMMA en Afrique. Ce type de mesures (dépôt, concentration, émission par classe de taille) est essentiel pour mieux contraindre les modèles.

CHAPITRE VI
Représentation et impact sur le climat des aérosols interactifs sur la période 1979-2013

6.1 Description et évaluation des aérosols simulés 185
6.1.1 Présentation de la simulation 185
6.1.2 Caractéristiques des aérosols simulés 186
6.1.2.1 Émissions 186
6.1.2.2 Épaisseur optique 189
6.1.2.3 Distribution verticale 198
6.1.2.4 Dépôt 198
6.1.3 Analyse par régime de temps 200
6.1.3.1 Méthodologie 201
6.1.3.2 Distribution des aérosols par régime 202
6.2 Influence de l'interactivité des aérosols simulés dans un modèle de climat 206
6.2.1 Climat moyen 206
6.2.2 Analyse par régime de temps 210
6.2.3 Variabilité quotidienne et extrêmes 212
6.2.4 Rôle des aérosols interactifs dans la canicule de juillet 2006 217
6.2.5 Rôle des aérosols interactifs dans les tendances climatiques entre 1980 et 2012 . 218
6.3 Conclusions et perspectives 222

Le chapitre 5 a permis de mettre en place un système couplé de modélisation régionale comprenant des aérosols interactifs en plus des composantes déjà existantes que sont l'atmosphère, les surfaces continentales et l'océan. Une première évaluation et une étude climatique ont pu être réalisées sur l'été 2012, pour tirer profit de la première campagne de mesures ChArMEx. Cependant, cette période était relativement courte, et nous pouvons maintenant reprendre une étude sur une période plus longue. Ce chapitre utilisera donc une simulation couplée multi-décennale (1979-2013), pilotée par la réanalyse ERA-Interim, afin d'une part d'évaluer et présenter les caractéristiques des aérosols simulés sur plus de trente ans, et d'autre part de comprendre l'effet de ces aérosols pronostiques sur le climat, et la valeur ajoutée par rapport à l'utilisation de climatologies mensuelles.

6.1. Description et évaluation des aérosols simulés

6.1.1. Présentation de la simulation

On utilise donc le système de modélisation CNRM-RCSM5 présenté dans le chapitre 5, comprenant le modèle atmosphérique ALADIN-Climat dans sa version 5.3 (la physique est cependant identique à celle de la version 5.2), le modèle d'océan NEMOMED8 et le modèle de surfaces continentales ISBA. Les débits des rivières alimentant NEMOMED8 sont ici climatologiques. Le schéma d'aérosols pronostiques est celui décrit dans le chapitre 5.

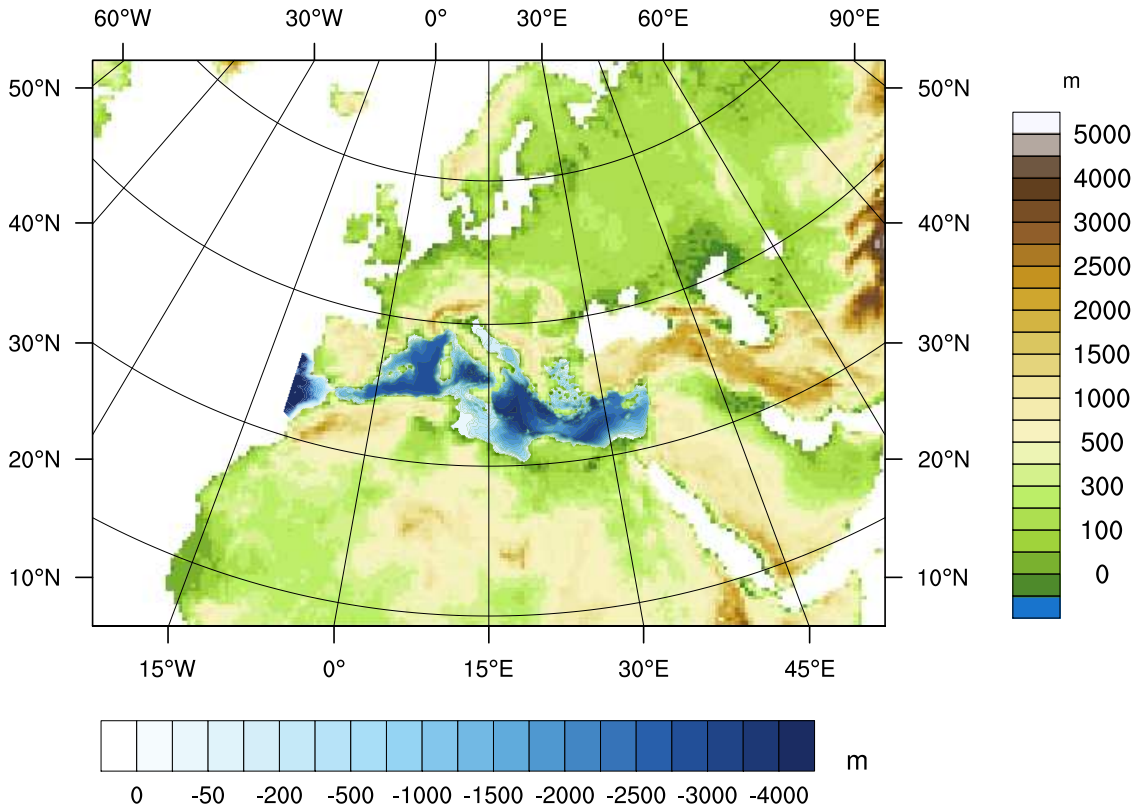

FIGURE 6.1: Le modèle CNRM-RCSM5 : topographie sur terre (altitude en m, échelle de couleurs à droite) et bathymétrie pour la mer Méditerranée (m, échelle de couleurs en bas). Les zones blanches indiquent le domaine maritime non couplé (SST imposée).

La simulation couvre la période allant du 01/08/1979 au 31/07/2013, après une période de spin-up de 14 ans. Pour des raisons de temps de calcul, un spin-up plus long n'a pas pu être réalisé, et nous sommes donc conscients que l'océan profond n'est sans doute pas à l'équilibre. En revanche, cela est suffisant pour l'équilibre des couches superficielles. La configuration est identique à celle présentée au chapitre 5, avec des conditions initiales et latérales fournies par la réanalyse ERA-Interim, une résolution horizontale pour ALADIN-Climat de 50 km, et un domaine agrandi par rapport aux études des chapitres 3 et 4 afin de pouvoir émettre de manière interactive les aérosols naturels (poussières désertiques et sels marins) qui peuvent être transportés sur le bassin méditerranéen (figure 6.1).

6.1.2. Caractéristiques des aérosols simulés

Cette simulation permet d'obtenir une description complète des variations spatio-temporelles des différents types d'aérosols en région méditerranéenne, que les observations ne sont pas capables de fournir. Cependant, à chaque fois que cela est possible, nous confrontons ici les sorties de cette simulation aux mesures disponibles. Il est à noter que nous réutilisons dans ce chapitre les régions définies dans l'étude du chapitre 2 (cf. figure 1 du papier publié dans *AMT*).

6.1.2.1 *Émissions*

Les émissions des sels marins et des poussières désertiques sont calculées dynamiquement, en fonction notamment des conditions de vent en surface (cf. chapitre 5). Nous revenons ici

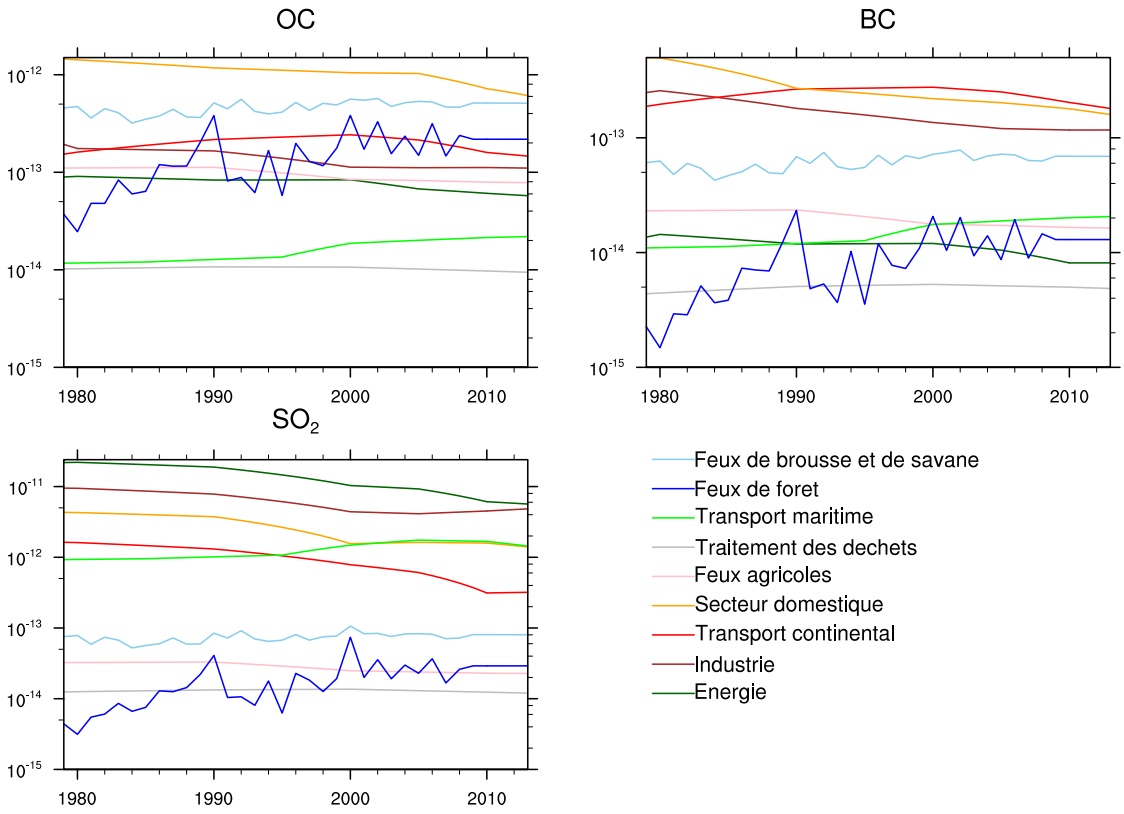

FIGURE 6.2: Flux d'émission moyen (kg.m^{-2}.s^{-1}) de carbone organique (OC), de carbone suie (BC) et de SO_2 moyennés sur le domaine utilisé (voir figure 6.1) pour chacune des sources considérées.

plus en détail sur les inventaires utilisés pour les autres aérosols (sulfates, organiques et carbone suie). Le modèle CNRM-RCSM5 utilise en effet les données établies par Lamarque et al. (2010). Ces inventaires sont définis à une résolution horizontale de 0.5° pour un pas de temps mensuel, et ont pu être utilisés par les modèles participant aux exercices d'intercomparaison de CMIP5 et d'ACCMIP. Ils sont basés sur des combinaisons d'inventaires déjà existants pour différentes régions et différents secteurs (transport, industrie, etc.).

La figure 6.2 présente les flux moyens annuels d'émission de ce jeu de données sur le domaine utilisé dans notre simulation. On remarque une forte variabilité interannuelle pour les feux de forêt, de brousse et de savane, alors que les émissions ont été lissées pour les autres secteurs. Pour le carbone organique, le secteur domestique domine les émissions, malgré une baisse continue entre 1980 et 2012. Ce secteur était également la source la plus importante de carbone suie pendant les années 1980, avant d'être dépassé par le transport continental depuis 1990. Quant aux émissions de précurseurs de sulfates, elles sont bien marquées par une forte baisse entre 1980 et 2012 (cf. chapitre 4), dues à des changements de politique en matière de qualité de l'air et la mise en place de nouvelles normes (Streets et al., 2006). Les secteurs de l'énergie et de l'industrie dominent ces émissions de SO_2.

Les cartes d'émissions moyennes obtenues dans CNRM-RCSM5 sont présentées sur la figure 6.3. La structure spatiale des émissions d'aérosols anthropiques fait ressortir les principales métropoles européennes, mais aussi nord-africaines (par exemple au Caire), ainsi que les routes importantes de transport aérien et maritime. Il est à noter que pour le SO_2, on a pris en compte les émissions de DMS sur les océans, dues au phytoplancton. En ce qui concerne les sels

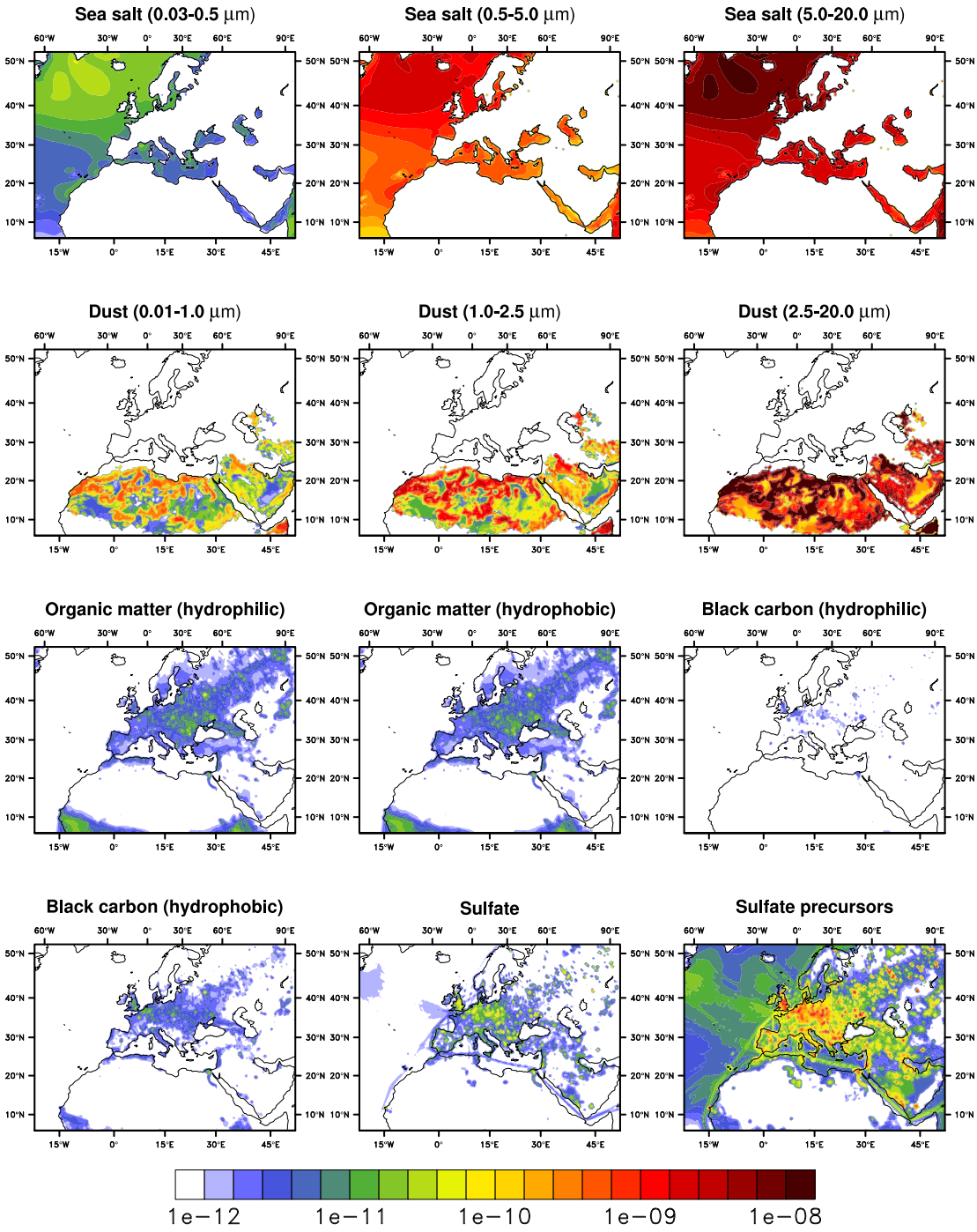

FIGURE 6.3: Émission mensuelle moyenne ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) sur la période 1979-2013 pour chacune des douze variables pronostiques du schéma d'aérosols d'ALADIN-Climat. Les tailles des bins des sels marins et des poussières désertiques sont précisées.

marins et les poussières désertiques, on peut noter que les bins correspondant au mode grossier dominent la masse totale des émissions. Les émissions de poussières au Sahara présentent une forte hétérogénéité spatiale, due au relief et aux caractéristiques du sol. Sur la mer Méditerranée, les zones d'influence des vents locaux (mistral, meltem, etc.) peuvent être identifiées grâce aux émissions de sels marins plus importantes à ces endroits-là.

6.1.2.2 Épaisseur optique

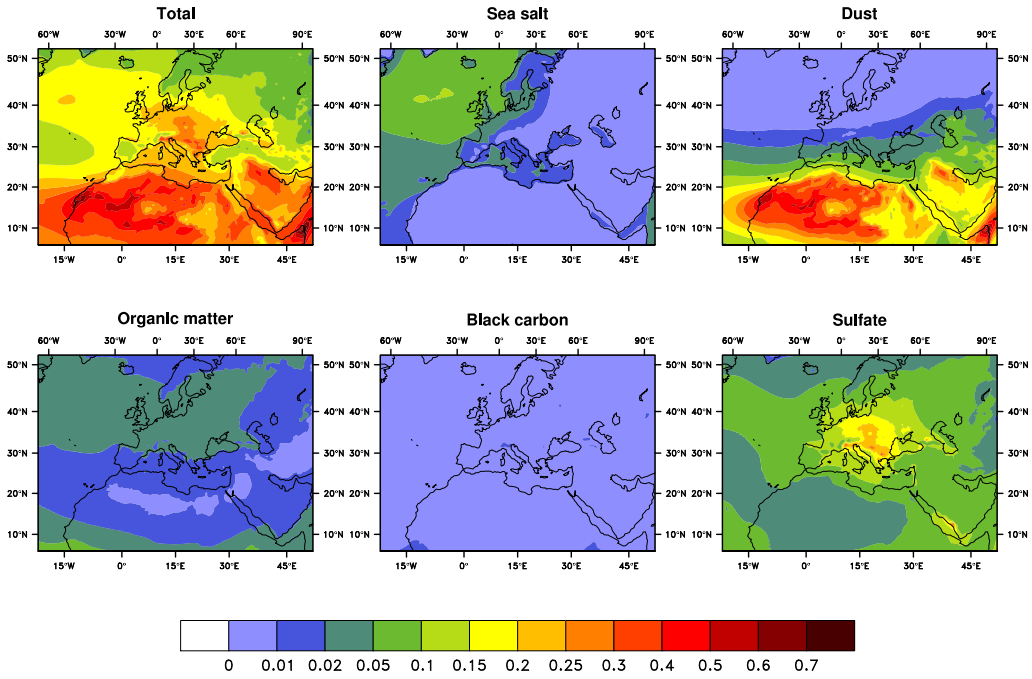

FIGURE 6.4: Épaisseur optique moyenne à 550 nm sur la période 1979-2013 simulée par CNRM-RCSM5 pour chacun des cinq types d'aérosols ainsi que pour le total.

Bien que l'épaisseur optique soit une valeur intégrée du contenu en aérosols sur la colonne atmosphérique, les schémas d'aérosols utilisés dans les modèles de climat sont fréquemment évalués par rapport à ce paramètre, dont les mesures sont plus régulières que les flux d'émission ou de dépôt. La figure 6.4 montre ainsi les cartes moyennes par type d'aérosol sur la période complète 1979-2013, dont les valeurs sur l'Europe, la mer Méditerranée et l'Afrique sont indiquées dans le tableau 6.1. On retrouve les grandes structures spatiales décrites dans les chapitres précédents, à savoir par exemple des fortes valeurs sur le continent nord-africain liées aux poussières désertiques et des maxima locaux en Europe dus aux aérosols sulfatés. On peut d'ailleurs noter que les cartes des épaisseurs optiques des sulfates et des aérosols carbonés sont moins hétérogènes sur l'Europe que les émissions. La mer Méditerranée quant à elle, est bien le lieu d'un mélange de ces différentes sources, et présente ainsi une valeur moyenne élevée d'épaisseur optique (0.23).

Sur la période 2003-2012, la figure 6.5 montre que ces structures sont généralement bien reproduites par rapport à celles observées par MODIS et MISR. En Europe et en mer Méditerranée, les moyennes d'épaisseur optique sont ainsi très proches de celles de ces deux instruments (respectivement 0.13 et 0.19, voir tableau 6.1). La décomposition entre les cinq types d'aérosols est également similaire à celle de la climatologie de Nabat et al. (2013) alors qu'il n'y a pas de lien entre les deux produits. Dans MACC, la part des aérosols sulfatés est en revanche un peu plus importante. Sur l'Afrique du Nord, on peut noter que l'épaisseur optique due aux poussières désertiques est plus importante dans CNRM-RCSM5 que dans les deux climatologies, engendrant ainsi une surestimation du total par rapport à MODIS et MISR. Malgré cette sous-estimation probable de l'épaisseur optique des sulfates et une légère surestimation de celle des aérosols désertiques, le schéma ne présente pas de défaut majeur et donne de bons résultats.

En regardant maintenant le cycle saisonnier sur cette période 2003-2012 (figure 6.6), on

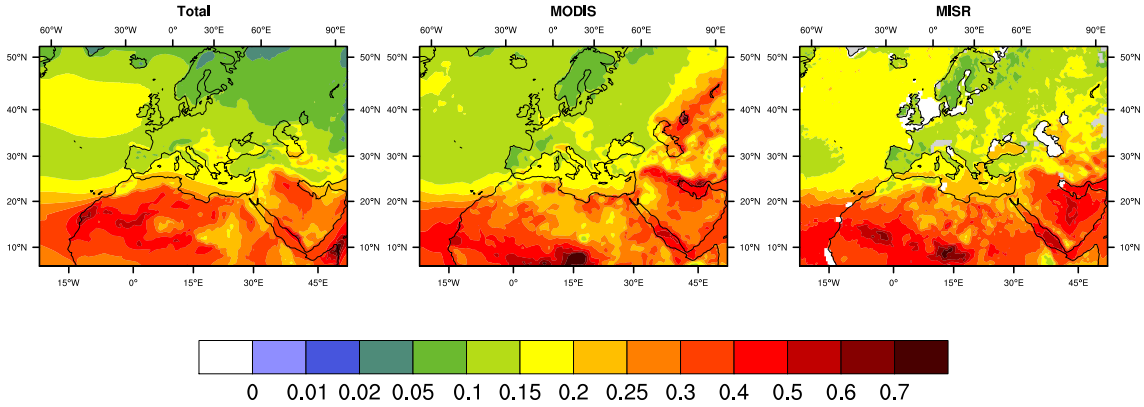

FIGURE 6.5: Épaisseur optique totale à 550 nm moyennée sur la période 2003-2012 simulée par CNRM-RCSM5 et mesurée par MODIS et MISR.

Europe	CNRM-RCSM5	MACC	NAB13	MODIS	MISR
Sels marins	0.01 (0.01)	0.03	0.01	-	-
Poussières désertiques	0.02 (0.02)	0.04	0.03	-	-
Carbone organique	0.02 (0.02)	0.02	0.01	-	-
Carbone suie	0.00 (0.01)	0.01	0.01	-	-
Sulfates	0.08 (0.15)	0.10	0.08	-	-
Total	0.13 (0.21)	0.20	0.14	0.13	0.14
Mer Méditerranée					
Sels marins	0.02 (0.02)	0.03	0.01	-	-
Poussières désertiques	0.09 (0.09)	0.09	0.08	-	-
Carbone organique	0.01 (0.02)	0.01	0.01	-	-
Carbone suie	0.00 (0.00)	0.01	0.01	-	-
Sulfates	0.07 (0.11)	0.10	0.09	-	-
Total	0.19 (0.23)	0.24	0.20	0.19	0.20
Afrique du Nord					
Sels marins	0.01 (0.01)	0.02	0.00	-	-
Poussières désertiques	0.24 (0.24)	0.14	0.18	-	-
Carbone organique	0.01 (0.01)	0.01	0.01	-	-
Carbone suie	0.00 (0.00)	0.01	0.01	-	-
Sulfates	0.04 (0.05)	0.07	0.06	-	-
Total	0.30 (0.31)	0.25	0.26	0.24	0.24

TABLEAU 6.1: Épaisseur optique totale et par type d'aérosols à 550 nm simulée par CNRM-RCSM5, et comparée sur la dernière décennie (2003-2012) aux données de la réanalyse MACC, de la climatologie issue du chapitre 2 (Nabat et al., AMT, 2013) et des données satellites MODIS et MISR pour l'Europe, la mer Méditerranée et l'Afrique du Nord. Les valeurs sur la période complète de la simulation (1979-2013) ont été ajoutées entre parenthèses. Les domaines sont ceux du chapitre 2 (figure 1 de l'article paru dans *AMT*).

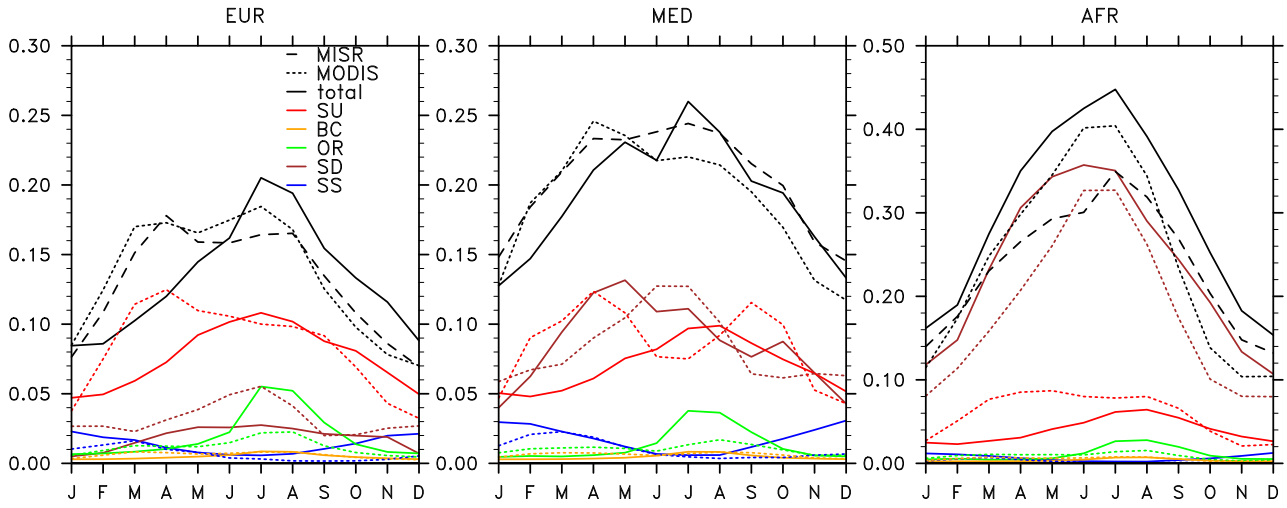

FIGURE 6.6: Moyennes mensuelles de l'épaisseur optique à 550 nm sur la période 2003-2012 simulée par CNRM-RCSM5 (trait continu) pour chacun des cinq types d'aérosols sur l'Europe (EUR), la mer Méditerranée (MED) et l'Afrique (AFR). Les données de MODIS (pointillé noir) et MISR (tireté noir) ont été indiquées pour l'épaisseur optique totale à 550 nm, ainsi que celles issues de la climatologie du chapitre 3 pour chaque type d'aérosol (pointillés colorés). Les domaines sont ceux du chapitre 2 (figure 1 de l'article paru dans *AMT*).

constate que le maximum mesuré en juillet par MODIS sur l'Europe, la mer Méditerranée et l'Afrique est bien reproduit par CNRM-RCSM5, tout comme le minimum en hiver. Néanmoins, on note une sous-estimation des épaisseurs optiques au printemps en Europe, qui pourrait être liée à un manque de sulfates d'après la comparaison avec la climatologie du chapitre 2. On retrouve aussi cette sous-estimation des sulfates au printemps sur la mer Méditerranée et en Afrique dans une moindre mesure. Le modèle aurait peut-être besoin d'une représentation plus complexe du cycle du soufre pour pouvoir bien capturer leurs variations saisonnières, à moins que le problème ne vienne des inventaires d'émission ou bien de la surestimation des précipitations au printemps par ALADIN-Climat. Ces hypothèses pourraient être testées dans une future version du schéma. Les épaisseurs optiques liées au carbone suie semblent très faibles également. L'épaisseur optique en Afrique du Nord est surestimée de 0.02 à 0.05 par rapport à MODIS en fonction de la saison. On peut enfin noter des différences avec la climatologie du chapitre 2 au niveau des sels marins en hiver sur la mer Méditerranée et des organiques sur l'Europe et la Méditerranée en été. Cependant, comme ce ne sont pas les aérosols dominants, il est plus difficile de savoir si ce sont des déficiences du modèle ou de la climatologie.

En ce qui concerne les variations interannuelles, la figure 6.7 montre les moyennes annuelles d'épaisseur optique sur l'Europe, la mer Méditerranée et l'Afrique du nord entre 1980 et 2012. La tendance est toujours dominée par la diminution des sulfates, en adéquation avec ce qui a été montré dans le chapitre 2. CNRM-RCSM5 simule sur l'Europe une tendance des sulfates de -0.07 décennie^{-1}, ce qui est légèrement supérieur à la valeur appliquée dans la climatologie du chapitre 2 (-0.05 décennie^{-1}), mais compris dans la barre d'erreur de la tendance des modèles ACCMIP (0.03-0.09 décennie^{-1}, cf. chapitre 2). Cette tendance pour les sulfates est identique à celle de l'épaisseur optique totale, celle de chacune des autres aérosols étant en effet de 0.00 décennie^{-1}. On peut toutefois noter une variabilité interannuelle non négligeable pour les aérosols désertiques liée aux variations des conditions météorologiques (cf. étude par régimes de temps

ci-dessous). Elle est détectable dans les variations de l'épaisseur optique totale en Méditerranée, et en Afrique elle les domine.

Par rapport aux tendances récentes observées dans certaines données satellites (SeaWiFS et MODIS notamment) sur la mer Méditerranée, le modèle arrive à les reproduire. D'une part, sur la période 1998-2004, on constate une augmentation de l'AOD de 0.02 décennie^{-1} sur la mer Méditerranée, similaire à celle trouvée par Antoine et Nobileau (2006) dans les données SeaWiFS. Néanmoins, la tendance du modèle est probablement due au pic de 2002 (voir ci-dessous). D'autre part, sur la période 2000-2006, on trouve une diminution de l'AOD de 0.02 décennie^{-1} sur la même zone, également en accord avec une étude de Papadimas et al. (2008) basée sur les données MODIS. En réalité, un test de Student révèle qu'aucune de ces tendances n'est significative au niveau 0.05, probablement car la période considérée (sept années) est insuffisamment longue. En revanche, si on considère une période un peu plus longue comme par exemple la période 2001-2012, on obtient une tendance de -0.04 décennie^{-1} sur la mer Méditerranée, qui est elle significative au niveau 0.05, et qui est liée à la diminution des sulfates.

Enfin, on peut relever quelques pics suspects au niveau des organiques, notamment en 1983 et en 2002. Ces pics sont dus à des fortes charges en aérosols organiques durant l'été, provenant d'émissions importantes de feux de forêt dans le nord-est du Canada, et transportées ensuite vers l'Europe lorsque les conditions météorologiques le permettent. Les valeurs d'épaisseur optique observées près de ces sources peuvent atteindre 5.0, ce qui est réaliste par rapport à des observations AERONET ces années-là (non montrées). Le problème réside dans la persistance de ces fortes valeurs pendant trois mois, et leur extension spatiale. Deux hypothèses sont envisageables : soit les inventaires fournissent des moyennes mensuelles d'émissions d'aérosols carbonés qui sont trop élevées en cas de feux de forêt, soit ces émissions intenses de feux ne sont pas bien prises en compte par le modèle (hauteur d'injection, dépôt, etc.). Néanmoins, il est possible que des aérosols issus de feux de biomasse au Canada traversent l'Atlantique et atteignent la Méditerranée, comme ce fut le cas pendant la campagne ChArMEx de l'été 2013.

En résumé, malgré quelques défauts mineurs, le schéma d'aérosols implémenté dans CNRM-RCSM5 propose une distribution plutôt réaliste de l'épaisseur optique des aérosols, que nous allons maintenant évaluer plus précisément par rapport aux mesures de stations AERONET.

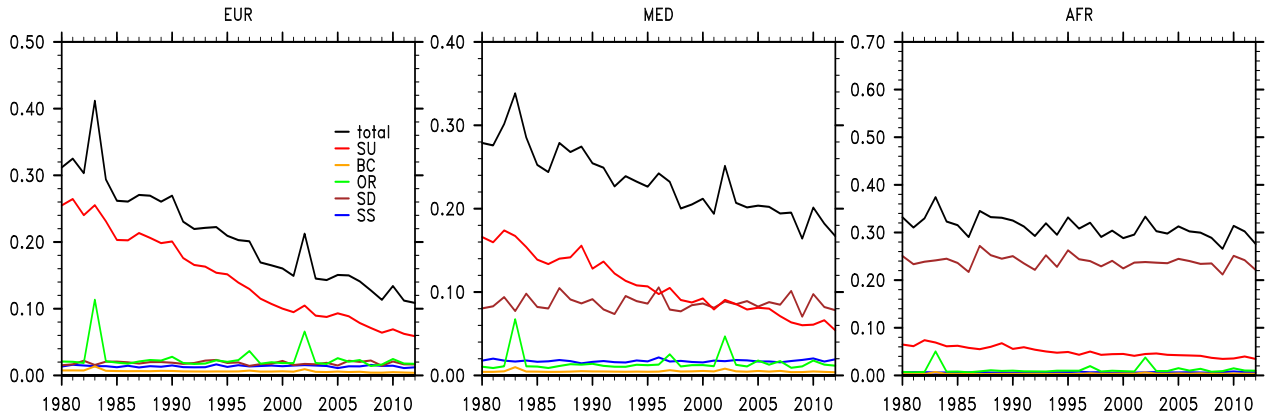

FIGURE 6.7: Moyennes annuelles des épaisseurs optiques à 550 nm simulées par CNRM-RCSM5 pour chacun des cinq types d'aérosols et le total pour l'Europe (EUR), la mer Méditerranée (MED) et l'Afrique (AFR). Les domaines sont ceux du chapitre 2 (figure 1 de l'article paru dans *AMT*).

Une sélection de stations AERONET a été réalisée, en favorisant celles présentant une longue série de données (au moins 5 ans) et en veillant à couvrir au mieux le domaine utilisé. La figure 6.8 compare le cycle saisonnier moyen de l'épaisseur optique mesurée par quinze stations AERONET avec celui simulé par CNRM-RCSM5, en indiquant la contribution de chaque aérosol. Pour les stations situées près des sources de poussières désertiques (première ligne de la figure 6.8), le cycle saisonnier marqué par un maximum au printemps et en été est généralement bien reproduit par CNRM-RCSM5, sauf à Solar-Village (Arabie Saoudite). La surestimation observée par rapport à MODIS et MISR n'est pas présente dans toutes les stations, à Saada l'intensité des pics est ainsi bien simulée. La deuxième ligne présente les résultats pour des stations près de la mer Méditerranée, où on observe donc un mélange entre différents types d'aérosols, dont les sulfates et les poussières désertiques sont les deux principales composantes. Pour ces stations, le schéma de CNRM-RCSM5 réussit à très bien reproduire les variations saisonnières observées, simulant des épaisseurs optiques proches de celles mesurées (sauf au printemps à Villefranche).

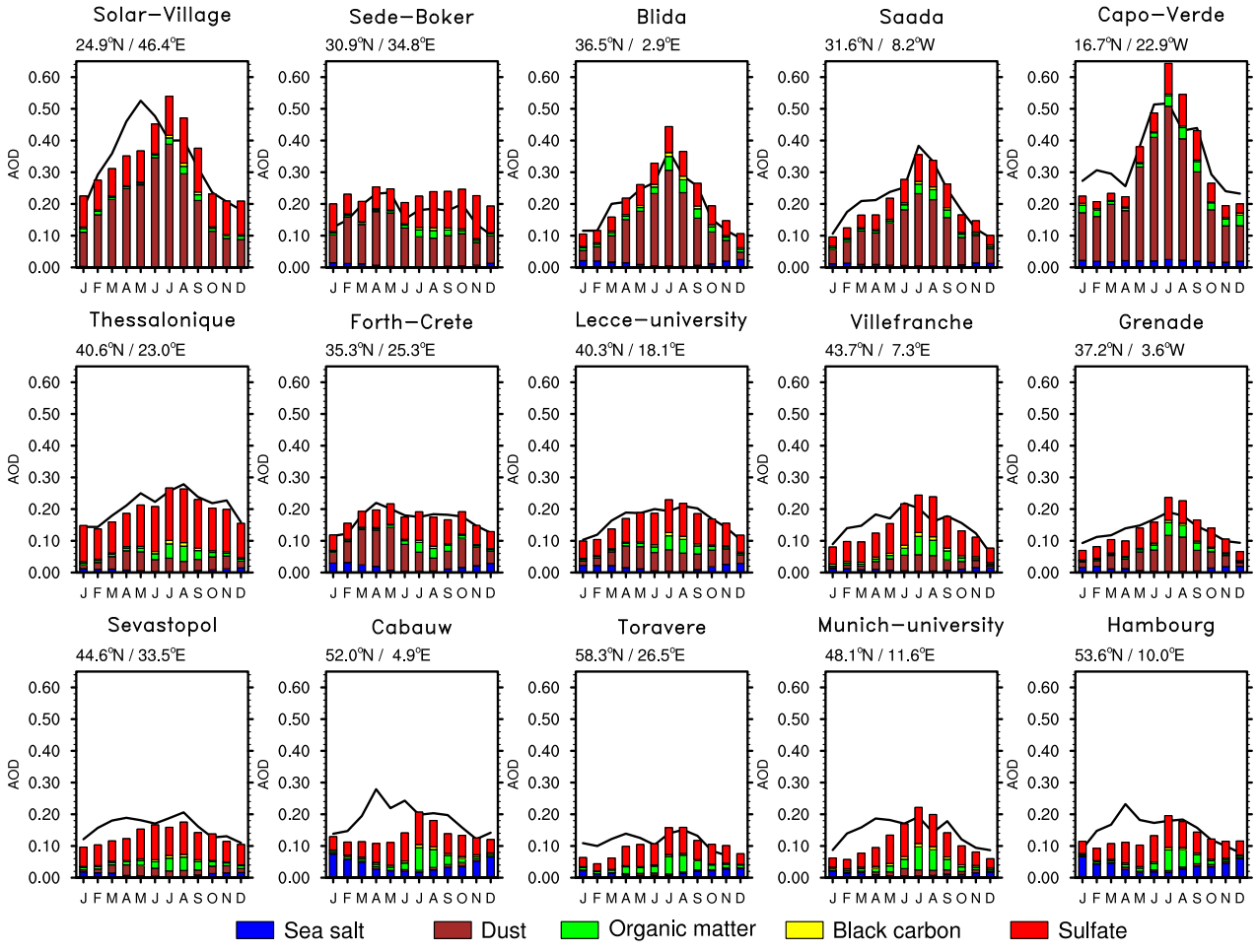

FIGURE 6.8: Comparaison du cycle saisonnier moyen (2003-2012) des épaisseurs optiques à 550 nm simulées par CNRM-RCSM5 avec les mesures de quinze stations AERONET. La contribution de chaque type d'aérosol est indiquée en barres de couleur.

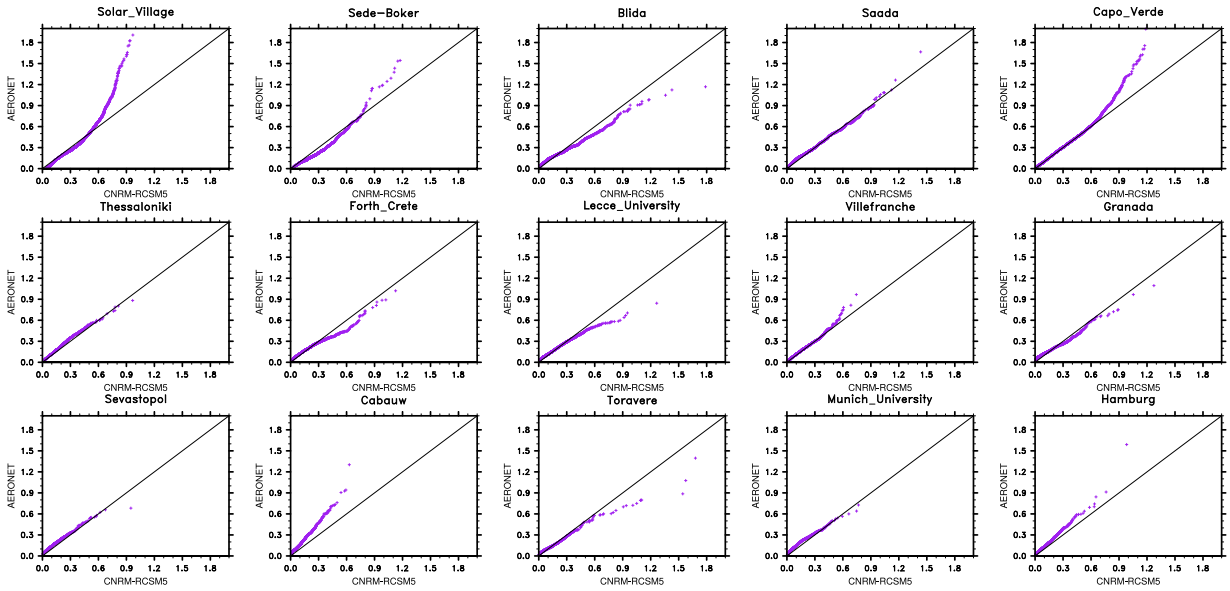

FIGURE 6.9: Diagrammes quantiles-quantiles des épaisseurs optiques quotidiennes à 550 nm simulées par CNRM-RCSM5 par rapport aux mesures de quinze stations AERONET.

Enfin, la troisième ligne établit la comparaison pour des stations situées dans la moitié nord du domaine, davantage dominées par les aérosols carbonés et sulfatés. Même si le cycle saisonnier est aussi bien reproduit dans la plupart des cas, on retrouve néanmoins la sous-estimation de l'épaisseur optique au printemps mentionnée précédemment, notamment à Cabauw, Munich et Hambourg. On peut aussi noter la contribution importante en hiver des sels marins, dans les stations proches de la Manche et de la mer du Nord (par exemple à Cabauw et à Hambourg).

Les données AERONET ont aussi l'avantage d'avoir une résolution temporelle souvent supérieure à celle des satellites, permettant d'évaluer les épaisseurs optiques simulées à l'échelle quotidienne. La figure 6.9 présente les diagrammes quantiles-quantiles pour les quinze stations AERONET considérées dans la figure 6.8. Les stations près des sources d'aérosols désertiques (première ligne) représentent bien les épaisseurs optiques faibles et moyennes (jusqu'à 0.6 environ), tandis que les valeurs les plus fortes sont parfois sous-estimées comme à Solar-Village, Sede-Boker et Capo-Verde. En revanche, ce problème n'est pas présent à Saada, et c'est même l'inverse à Blida où les fortes valeurs sont surestimées. Ces différences illustrent bien la difficulté à mettre en place un schéma réaliste d'émissions d'aérosols désertiques, permettant d'avoir des résultats corrects aussi bien près que loin des sources. Une évaluation détaillée des autres paramètres (émission, dépôt, concentration) pourrait permettre de mieux contraindre le modèle.

Cette sous-estimation des fortes épaisseurs optiques dans les régions sources de poussières désertiques pourrait être liée à la non-prise en compte des poches froides qui génèrent de violentes tempêtes de sable appelées haboobs. Marsham et al. (2011) ont montré qu'en utilisant une représentation explicite de la convection profonde permettant la modélisation des haboobs, ils obtenaient de plus fortes émissions pendant les jours de convection. Cependant, dans un modèle de climat hydrostatique, il faudrait pouvoir utiliser une paramétrisation de ces phénomènes pour un coût raisonnable.

Les stations proches de la mer Méditerranée (deuxième ligne) simulent aussi bien les épaisseurs optiques faibles et moyennes, tandis que les plus fortes valeurs sont soit surestimées (par exemple à Forth-Crète et à Lecce), soit bien reproduites (Thessalonique). Dans le nord du

domaine, les stations de Cabauw et Hambourg montrent une sous-estimation proportionnelle à la valeur de l'épaisseur optique, probablement liée au manque d'aérosols sulfatés identifié précédemment. La distribution est néanmoins bien reproduite à Sévastopol et Munich.

Pour résumer, le schéma d'aérosols arrive à reproduire une grande partie de la variabilité temporelle des aérosols (cycle saisonnier, distributions quotidiennes) observés dans ces quinze stations AERONET même si certains défauts (sous-estimation des fortes épaisseurs optiques près des sources désertiques par exemple) restent à corriger. Néanmoins, il faut garder à l'esprit que ce type de comparaison entre un point de grille du modèle à une résolution horizontale de 50 km et une station AERONET est un exercice difficile, et nécessiterait de pouvoir mesurer la représentativité de la station par rapport à la maille considérée dans le modèle.

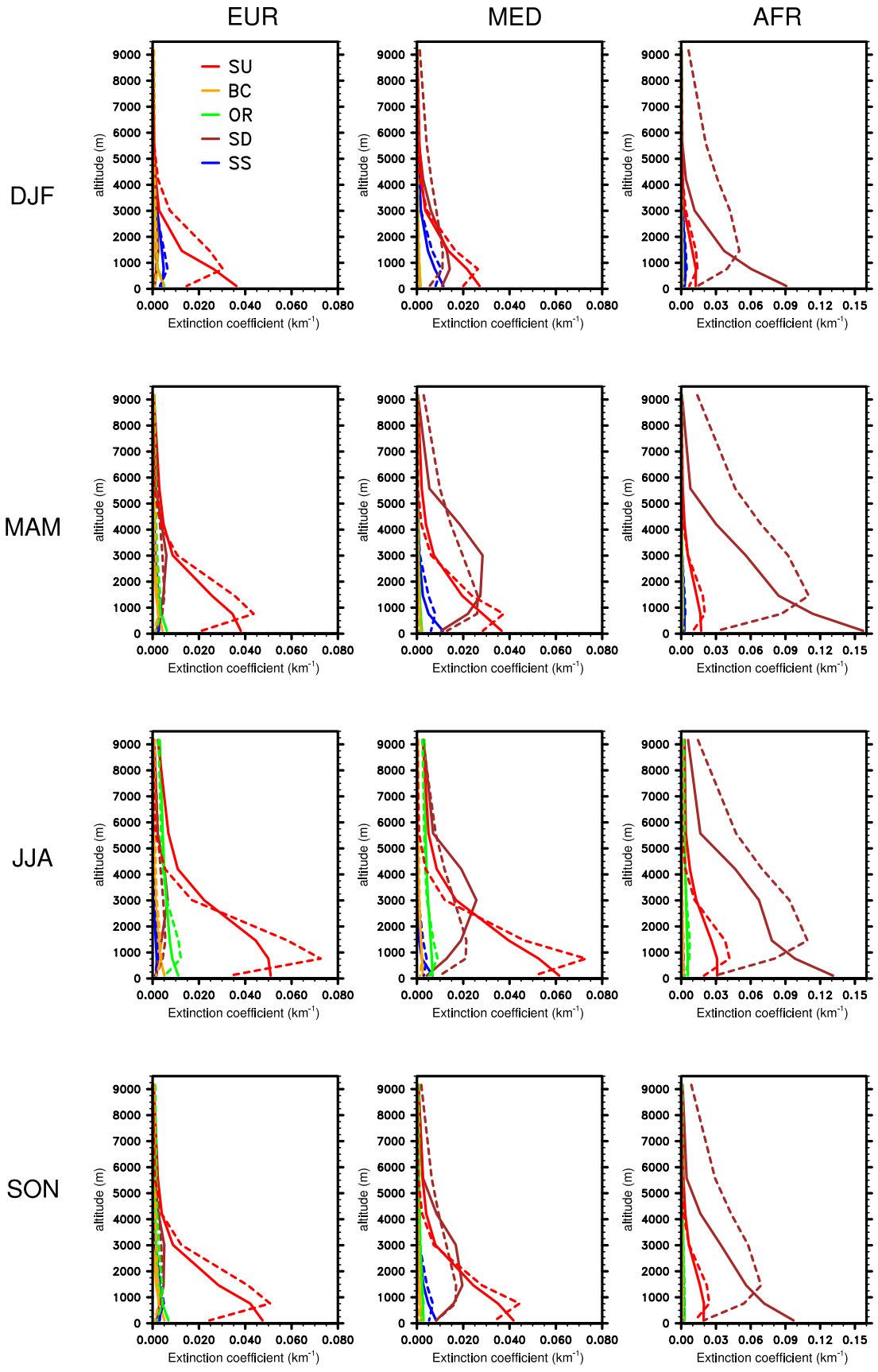

FIGURE 6.10: Profils verticaux moyens par saison du coefficient d'extinction (550 nm) associé à chaque type d'aérosol sur l'Europe (EUR), la mer Méditerranée (MED) et l'Afrique du nord (AFR) pour la simulation utilisant le schéma interactif (trait continu) et pour une simulation climatologique (trait tireté).

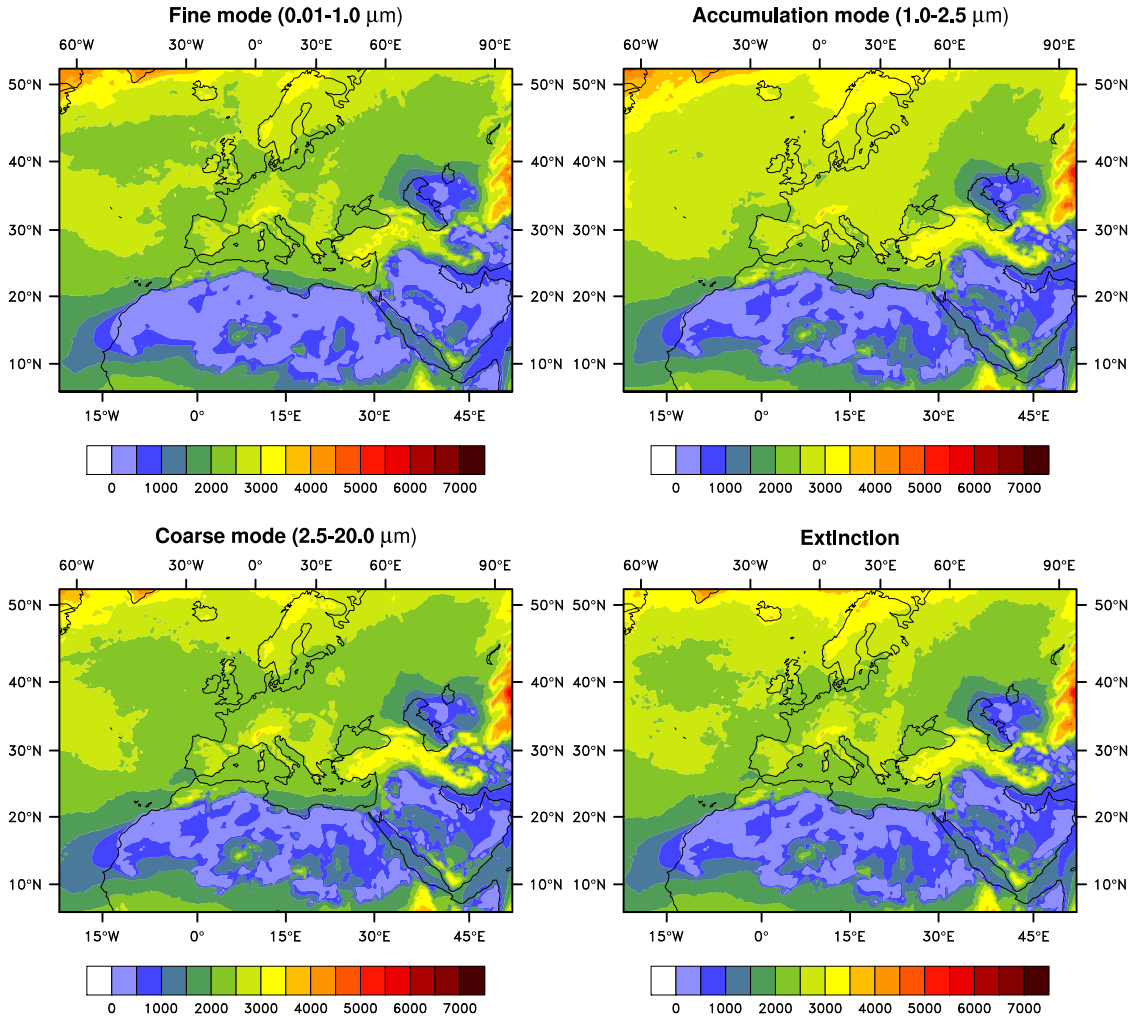

FIGURE 6.11: Altitude (m) où la concentration des poussières désertiques de chacun des trois bins du schéma de CNRM-RCSM5 (ou l'extinction totale pour la carte en bas à droite) est maximale.

6.1.2.3 Distribution verticale

La distribution verticale des particules est également un paramètre important concernant l'impact des aérosols sur le climat, à cause notamment de la position relative des aérosols par rapport aux nuages. Avant la mise en place du schéma interactif d'aérosols, ALADIN-Climat utilisait une distribution verticale climatologique sans variations spatio-temporelles. La figure 6.10 compare ces profils climatologiques à ceux obtenus avec la nouvelle simulation de CNRM-RCSM5. Les sulfates sont par exemple limités à 3000 m d'altitude (un peu moins en hiver), et les sels marins en dessous de 2000 m. Néanmoins, des différences peuvent être notées notamment pour les poussières désertiques. En Afrique, au niveau des régions sources, le maximum simulé par CNRM-RCSM5 se situe ainsi en surface avec une diminution progressive avec l'altitude alors que le profil climatologique présentait un maximum vers 1500 m. Au-dessus de la mer Méditerranée, le profil des poussières désertiques est également différent, avec un pic situé plus haut dans CNRM-RCSM5 (environ 3000 m) que dans la climatologie (environ 1000 m).

Cette variabilité spatiale de la hauteur des poussières désertiques peut être mieux perçue sur la figure 6.11, où l'on a représenté l'altitude où la concentration de ces poussières par bin est maximale, ainsi que pour l'extinction totale. On distingue clairement les régions sources où le maximum est près de la surface, des régions où les aérosols désertiques sont transportés. Ainsi, sur la mer Méditerranée, cette altitude peut aller de 2000 à 3000 m selon le bin considéré. On peut aussi noter que les particules du deuxième bin (mode d'accumulation) sont celles atteignant les altitudes les plus élevées. Ces variations ne sont pas représentées dans le profil climatologique, où le maximum d'extinction se situe vers 1500 m.

Au niveau des variations saisonnières, on constate que les aérosols désertiques peuvent atteindre des altitudes plus élevées en été (environ 6000 m) qu'en hiver (environ 4000 m). Les sulfates s'étendent également sur une couche plus épaisse en été qu'en hiver. Toutes ces variations spatio-temporelles sont vraisemblablement plus réalistes avec le schéma interactif qu'avec le profil climatologique, et correspondent à des caractéristiques également observées sur les profils CALIOP présentés dans le chapitre 2.

6.1.2.4 Dépôt

Le schéma interactif d'aérosols de CNRM-RCSM5 inclut les processus de dépôt, et peut donc permettre d'obtenir une estimation du dépôt moyen annuel sur le domaine utilisé. Des mesures ont été mises en place récemment pour les aérosols désertiques : ce sont celles du réseau CARAGA (collaboration avec le LISA) présentées au chapitre précédent. Elles pourront notamment être utilisées dans le travail en cours d'évaluation des paramétrisations de dépôt des modèles ALADIN-Climat, RegCM et CHIMERE-Dust (cf. chapitre 5).

La figure 6.12 montre les dépôts moyens de chaque type d'aérosol sur la période 1979-2013, en séparant le dépôt sec du dépôt humide (par les précipitations et par les nuages). Les régions où le dépôt est le plus important sont l'Afrique du Nord (pour les poussières désertiques), l'Atlantique Nord (pour les sels marins) et l'Europe continentale (pour les sulfates et les aérosols carbonés). Sur la mer Méditerranée et l'Afrique du Nord, le dépôt sec est majoritaire, représentant respectivement 64 et 62 % du dépôt total, mais il est minoritaire en Europe (23%) où les précipitations et les nuages sont plus nombreux. En Europe, la structure spatiale du dépôt sec des sulfates est d'ailleurs très proche de celle des sources de ses précurseurs, suggérant qu'une part importante des aérosols formés retombe rapidement.

Tous ces dépôts d'aérosols pourraient aussi avoir d'autres impacts, par exemple sur les écosystèmes marins en ce qui concerne les poussières désertiques, qui constituent une source

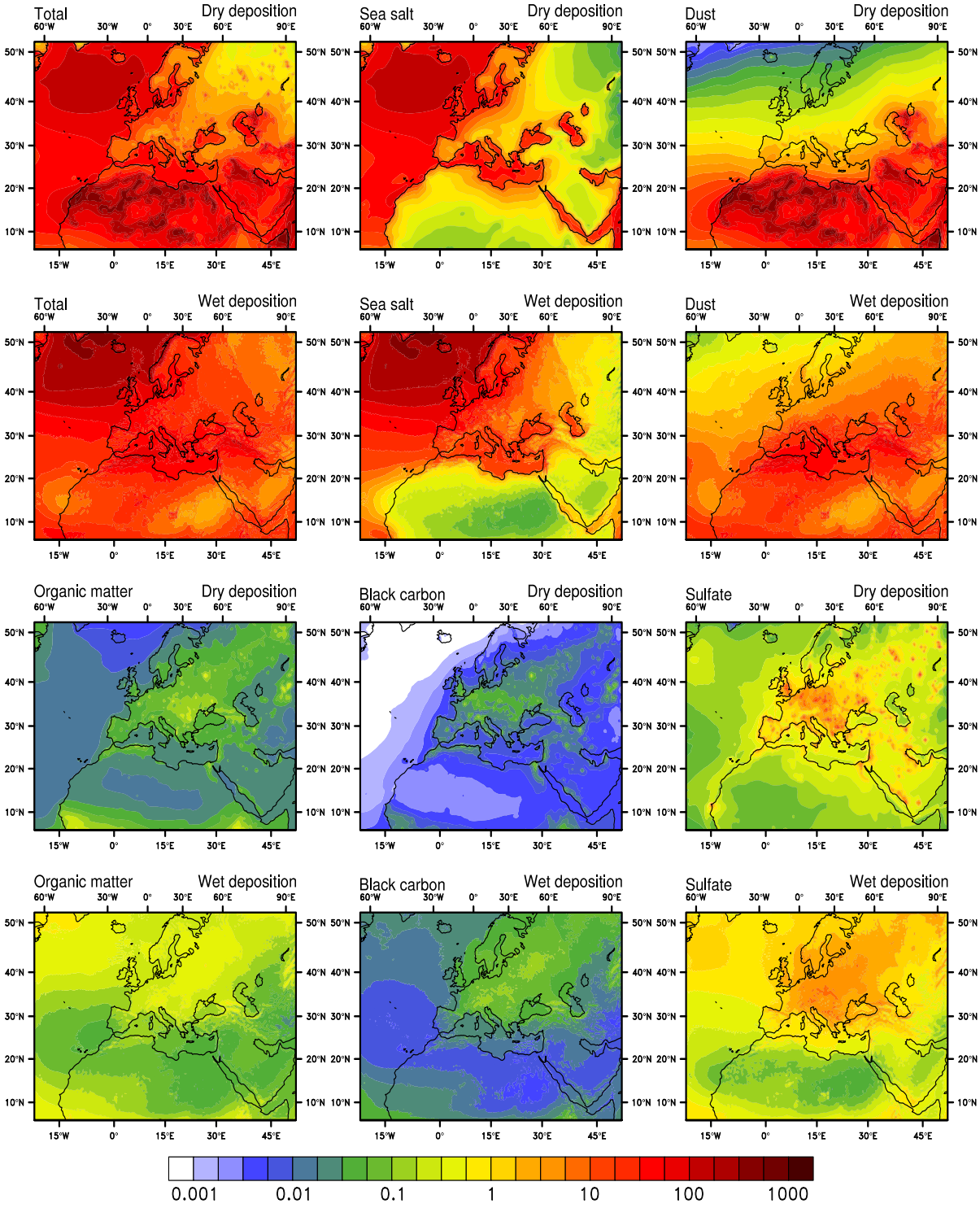

FIGURE 6.12: Dépôt moyen annuel (sec et humide, g.m^{-2}, 1979/2013) total et pour chacun des cinq types d'aérosols simulés par CNRM-RCSM5.

de nutriments pour le phytoplancton. Les dépôts du carbone suie et des poussières désertiques sur le manteau neigeux pourraient aussi jouer un rôle sur le climat en modifiant l'albédo de la neige.

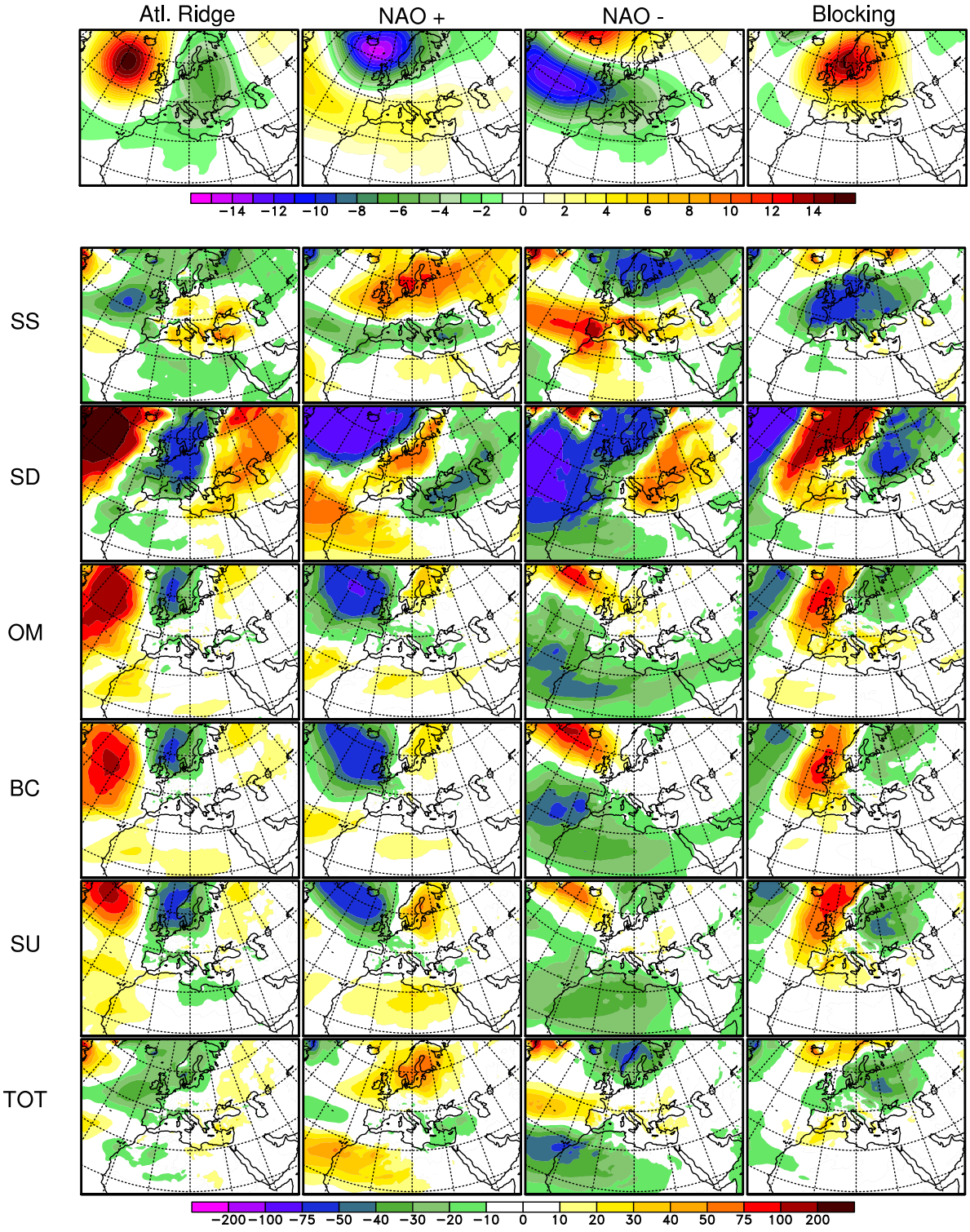

FIGURE 6.13: Anomalies de pression au niveau de la mer (hPa, en haut) et d'épaisseur optique pour chacun des cinq types d'aérosols et le total (en %, en bas) moyennées pour chacun des quatre régimes de temps sur les hivers de la période 1979/2013.

6.1.3. Analyse par régime de temps

Les effets des aérosols décrits dans les chapitres précédents suggèrent une dépendance des aérosols et de leurs effets aux conditions météorologiques. Par exemple, le cas d'étude de la

campagne TRAQA a montré que les intrusions de poussières désertiques sur le bassin méditerranéen étaient souvent associées à des flux de sud et des anomalies positives de température ; la présence de nuages modifie l'effet direct des aérosols et les aérosols ont eu un effet de réchauffement en surface pendant la canicule de 2006. Pour ces raisons, on propose de caractériser les variations spatio-temporelles des aérosols en fonction des régimes de temps. Il faut noter que Ménégoz et al. (2010) avaient initié une caractérisation similaire des aérosols en hiver par régime de temps, en utilisant le modèle MOCAGE. Cependant, leur étude était limitée par le fait que seuls trois types d'aérosols étaient représentés (sulfates, carbone suie et aérosols désertiques) et que les émissions des aérosols désertiques étaient climatologiques.

6.1.3.1 *Méthodologie*

La circulation atmosphérique des moyennes latitudes est caractérisée par le positionnement des centres d'action que sont les dépressions et les anticyclones. En moyenne sur l'Atlantique Nord, on retrouve une zone de basses pressions près de l'Islande et une zone de hautes pressions près des Açores. L'indice NAO (North Atlantic Oscillation) permet ainsi de mesurer les variations de cette situation moyenne, mais le signe de cet indice ne suffit pas à caractériser un type de temps donné. Généralement, les caractéristiques de l'atmosphère, à savoir les structures isobariques, de vent et de température, sont stables à grande échelle durant une dizaine de jours. Elles définissent ainsi des structures météorologiques persistantes appelées "régimes de temps". Statistiquement, des méthodes de classification automatique permettent ainsi d'aboutir à la définition pour l'hiver (DJF) de quatre régimes de temps (Vautard, 1990) :

- le régime *NAO+* : il est caractérisé par un renforcement de la circulation zonale, à savoir une anomalie négative de pression près de l'Islande, et positive près des Açores. Il engendre souvent des températures très douces sur l'Europe, des précipitations excédentaires au nord de l'Europe avec un risque accru de tempêtes, mais à l'inverse des conditions plus sèches en Méditerranée. En été, ce régime est appelé *thalweg atlantique* (Atlantic Low), et peut amener des températures chaudes et des situations orageuses en Europe.
- le régime *NAO-* : il est marqué par un déplacement vers le sud du jet Atlantique et de la zone barocline associée. En Méditerranée, on peut alors observer la présence de dépressions amenant douceur et précipitations excédentaires, alors que le nord de l'Europe est marqué par un temps sec et froid. En été, ce régime est aussi favorable aux situations orageuses.
- le régime *dorsale atlantique* (Atlantic Ridge) : les hautes pressions subtropicales sont décalées vers le nord de l'Atlantique. L'air froid cyclonique peut ainsi s'engouffrer en Scandinavie et en Europe centrale. La Méditerranée est alors sous l'influence d'un flux de nord-ouest favorable aux épisodes de mistral et tramontane, et à la neige sur les reliefs alpin et pyrénéen. En hiver comme en été, les températures sont inférieures à la moyenne, et les précipitations excédentaires sur l'Europe.
- le régime de *blocage* (blocking) : il est caractérisé par une anomalie positive de pression sur le nord-ouest de l'Europe. Le temps est plus sec sur l'Europe, et le risque de vagues de froid est plus important. En été, c'est le régime qui favorise les vagues de chaleur en Europe, ainsi qu'un déficit de précipitations.

Ces régimes peuvent être calculés à partir du géopotentiel à 500 hPa ou de la pression réduite au niveau de la mer. Pour notre étude, on se basera sur le calcul effectué à partir du géopotentiel à 500 hPa issu de la réanalyse ERA-Interim. Il a été montré en effet que le modèle régional de climat ALADIN-Climat est capable de reproduire en moyenne les régimes imposés par les

conditions latérales (Sanchez-Gomez et al., 2009). Les régimes obtenus sont illustrés sur la figure 6.13 (première ligne).

6.1.3.2 *Distribution des aérosols par régime*

Les figures 6.13 et 6.14 présentent les moyennes des anomalies de pression au niveau de la mer et des épaisseurs optiques de chaque aérosol pour chacun des quatre régimes d'hiver et d'été. On vérifie ainsi que les anomalies de pression obtenues correspondent aux caractéristiques des régimes décrites ci-dessus, quelle que soit la saison. C'est en hiver que les anomalies d'épaisseur optique par régime sont les plus importantes (en %), probablement car les régimes expliquent une part plus élevée de la variance qu'en été. En parallèle, on présente dans le tableau 6.2 les corrélations temporelles entre la série des fréquences de chaque régime par année et celle des épaisseurs optiques moyennes pour l'hiver et l'été, en indiquant en gras les valeurs significatives au niveau 0.05 (test de Pearson).

L'épaisseur optique des sels marins répond logiquement aux différents régimes hivernaux, dans la mesure où ces aérosols sont produits en fonction de la vitesse du vent près de la surface. En régime NAO+, une anomalie positive de sels marins est ainsi située sur le nord de l'océan Atlantique (corrélation de 0.45) et de l'Europe (0.72), soumis à un flux zonal renforcé, alors qu'une anomalie négative affecte la région méditerranéenne (corrélations de -0.57 pour l'ouest et -0.52 pour l'est) protégée par des hautes pressions. Inversement, en régime NAO-, l'anomalie positive se décale vers le sud, amenant davantage de sels marins en Méditerranée (corrélations de 0.53 pour l'ouest et 0.30 pour l'est). On peut aussi noter en régime dorsale atlantique une anomalie positive de sels marins en Méditerranée, vraisemblablement liée au renforcement des vents locaux (mistral, tramontane) de ce régime. Enfin, les sels marins sont moins nombreux en condition de blocage, puisque les hautes pressions empêchent leur production et leur transport sur l'Europe. En été, le contraste entre les régimes thalweg atlantique (équivalent à NAO+) et NAO- est conservé mais atténué en raison de la diminution des vitesses de vent.

En ce qui concerne les poussières désertiques en hiver, le régime NAO+ favorise leur présence en Afrique du nord (corrélation de 0.65, cf. tableau 6.2) et leur export sur l'Atlantique (corrélation de 0.58) et l'Europe de l'ouest à cause d'anomalies de vent d'est au sud du flux zonal, alors que le régime NAO- leur est défavorable sur l'Europe et surtout l'Afrique (corrélation de -0.71). Ce contraste entre les régimes NAO- et NAO+ avait déjà été noté dans l'étude de Ménégoz et al. (2010). De plus, les dépressions présentes sur le bassin méditerranéen dans le régime NAO- entraînent un accroissement de leur transport sur le partie orientale de la Méditerranée (corrélation de 0.52), ce qui est aussi valable en régime dorsale atlantique en été (0.43). En conditions de blocage, la circulation anticyclonique associée peut faire remonter plus facilement des poussières sur l'ouest de la Méditerranée et de l'Europe. En été, on constate que le régime thalweg atlantique est aussi défavorable à la présence de poussières désertiques en Méditerranée. Par rapport à l'étude de Moulin et al. (1997b) sur le lien entre NAO et poussières désertiques, ces résultats confirment la corrélation entre la phase positive de l'indice NAO et l'export d'aérosols sur l'Atlantique. Par contre, ils sont en désaccord au niveau de la Méditerranée, où Moulin et al. (1997b) avaient montré des variations similaires en été entre l'indice NAO et l'épaisseur optique des aérosols désertiques en Méditerranée. Dans notre étude, la corrélation calculée entre ces deux paramètres (-0.04) n'est pas significative. Le régime de temps thalweg atlantique (équivalent à NAO+) montre même une anticorrélation à l'épaisseur optique des poussières désertiques en Méditerranée occidentale (-0.41) et orientale (-0.40).

Les trois autres types d'aérosols (sulfates, organiques et carbone suie) présentent des anomalies par régime similaires. Le régime de blocage favorise ainsi sans surprise leur présence sur

Aérosols	Région	Blocking	NAO-	NAO+/Atl. Low	Atl. Ridge
désertiques	AFR	-0.04 / 0.29	**-0.71** / -0.26	**0.65** / -0.34	0.24 / **0.39**
	ATLAF	-0.03 / 0.26	**-0.60** / -0.24	**0.58** / -0.02	0.16 / 0.02
	MEDW	0.28 / 0.22	-0.24 / 0.11	0.21 / **-0.41**	-0.19 / 0.06
	MEDE	-0.19 / 0.22	**0.52** / -0.17	**-0.56** / **-0.40**	0.16 / **0.43**
sels marins	ATLN	-0.27 / 0.11	0.08 / -0.05	**0.45** / 0.11	**-0.52** / -0.21
	ATLAF	-0.16 / -0.32	**0.79** / **0.49**	**-0.44** / -0.34	**-0.49** / 0.18
	MEDW	-0.17 / 0.04	**0.53** / 0.00	**-0.57** / -0.28	0.14 / 0.30
	MEDE	-0.15 / 0.28	0.30 / **-0.37**	**-0.52** / -0.18	**0.42** / 0.34
	EURN	**-0.36** / -0.12	**-0.35** / 0.32	**0.72** / 0.05	-0.12 / -0.33
	EURSW	-0.24 / -0.16	**0.64** / 0.33	**-0.39** / -0.13	-0.23 / -0.08
	EURSE	**-0.40** / 0.06	**0.45** / 0.03	-0.33 / **-0.41**	0.14 / **0.39**
sulfates	ATLN	**0.35** / 0.14	-0.15 / 0.04	-0.11 / -0.25	0.05 / 0.07
	MEDW	0.13 / **0.35**	-0.13 / -0.34	0.08 / -0.17	-0.03 / 0.20
	MEDE	0.05 / 0.32	-0.17 / **-0.37**	0.18 / 0.02	-0.03 / 0.05
	EURN	-0.01 / 0.32	0.01 / -0.28	0.07 / -0.15	-0.11 / 0.14
	EURSW	0.12 / **0.39**	-0.02 / **-0.35**	0.01 / **-0.19**	-0.10 / 0.19
	EURSE	-0.03 / 0.33	0.07 / **-0.37**	0.00 / -0.10	-0.08 / 0.19

TABLEAU 6.2: Corrélations temporelles entre l'épaisseur optique des aérosols (poussières désertiques, sulfates et sels marins) et la fréquence des régimes de temps (DJF / JJA) sur la période 1980/2012 pour les régions suivantes : AFR=Afrique, ATLN=Atlantique Nord ATLAF=Atlantique au large de l'Afrique, MEDW=Méditerranée-ouest, MEDE=Méditerranée-est, EURN=Europe du nord, EURSW=Europe du sud-ouest et EURSE=Europe du sud-est (voir figures 2.1 et 5.33 pour les limites de ces régions). Les valeurs significatives au niveau 0.05 (test de Pearson) sont en gras.

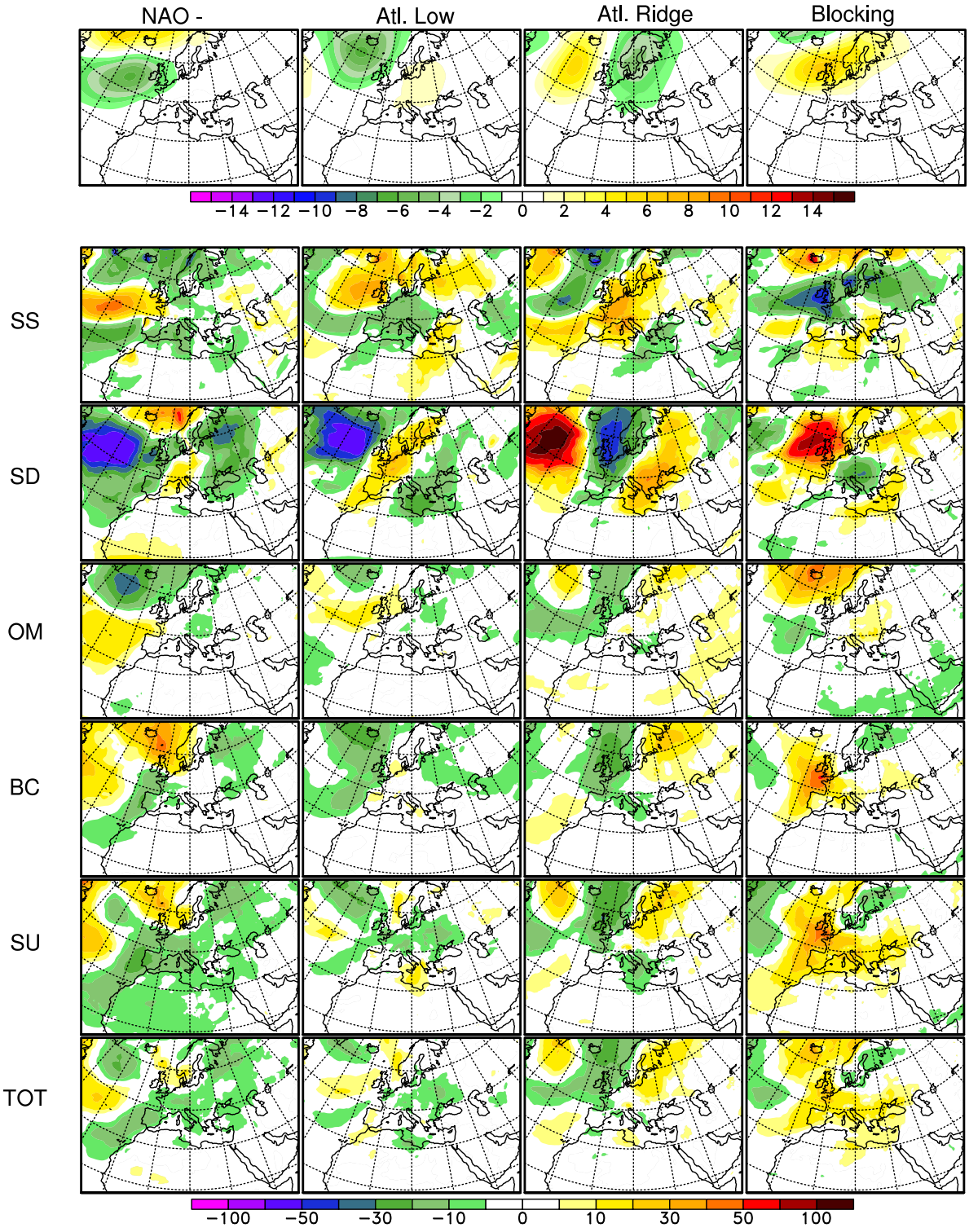

FIGURE 6.14: Anomalies de pression au niveau de la mer (hPa, en haut) et d'épaisseur optique pour chacun des cinq types d'aérosols et le total (en %, bas) moyennées pour chacun des quatre régimes de temps sur les étés de la période 1979/2013.

l'Europe occidentale, surtout en été où les corrélations sont plus élevées (voir tableau 6.2). Les conditions anticycloniques peuvent en effet faire stagner les aérosols anthropiques au-dessus

de leurs sources, et provoquer des épisodes de pollution aux particules fines (ce phénomène pourrait être amplifié par l'ajout des processus de formation d'aérosols secondaires qui ne sont pas modélisés ici). En régime NAO+ et NAO-, les vents associés provoquent une anomalie négative de l'épaisseur optique de ces aérosols, au nord de l'Europe pour NAO+, et autour de la Méditerranée pour NAO-.

Au total, le régime NAO+ est marqué par un surplus d'aérosols en Afrique et dans le nord de l'Europe et un déficit sur le bassin méditerranéen oriental, et inversement pour NAO-. Le régime dorsale atlantique est lui dominé par une anomalie négative d'aérosols sur l'ouest du domaine, et de même pour le régime de blocage sur le nord de l'Europe. Les figures des anomalies pour les régimes de printemps et d'automne sont présentées uniquement en annexe E. Comme pour l'hiver et l'été, on y retrouve les principales anomalies décrites ci-dessus. Cette classification en régimes de temps nous permettra ensuite de mieux identifier l'impact des aérosols à l'échelle quotidienne sur la région méditerranéenne.

6.2. Influence de l'interactivité des aérosols simulés dans un modèle de climat

Dans cette partie, on s'intéresse à l'impact sur la réponse du climat au forçage radiatif des aérosols d'utiliser un schéma interactif (permettant donc une variabilité quotidienne) ou bien une climatologie mensuelle d'aérosols. On compare ainsi la simulation présentée dans la partie précédente, notée PROG, à une simulation de contrôle, notée PROG-M, dans laquelle on impose les moyennes mensuelles de l'épaisseur optique des aérosols simulés dans PROG. Il est à noter toutefois que pour des raisons techniques la distribution verticale des aérosols est fixe dans PROG-M (profils climatologiques par type d'aérosol), et ne correspond pas à la moyenne de celle de PROG. Ce protocole est donc similaire à celui mis en place dans le chapitre 5 pour le cas TRAQA, à la différence qu'ici les simulations couvrent une période multi-annuelle (1979-2013), et n'utilisent pas de spectral nudging (il n'est pas nécessaire ici de reproduire la vraie chronologie quotidienne des variations d'aérosols).

6.2.1. Climat moyen

Bien qu'en moyennes mensuelles les champs d'aérosols soient identiques dans les deux simulations, on montre d'abord que ce n'est pas le cas du climat moyen. La figure 6.15 présente les différences moyennes entre les deux simulations pour l'hiver (a) et pour l'été (b) pour le forçage des aérosols en surface, la température à 2 mètres et la pression au niveau de la mer. On constate, quelle que soit la saison, une augmentation du forçage direct des aérosols en surface, qui est négatif, ce qui signifie donc une réduction de leur effet d'extinction du rayonnement incident. Cette réduction est relativement homogène sur le domaine et dans le temps, s'échelonnant de 2 à 5 $W.m^{-2}$. En rayonnement LW, les deux simulations montrent un écart moins important qu'en SW, mais on peut noter un renforcement du forçage des aérosols désertiques sur l'ouest du Sahara. Cette différence est probablement liée à l'altitude des aérosols désertiques, qui sont plus près de la surface en Afrique dans PROG que dans PROG-M.

En ce qui concerne la température, on observe un réchauffement dans la simulation comprenant le schéma pronostique des aérosols, ce qui est logique vu la réduction du forçage négatif des aérosols en rayonnement SW. Ce réchauffement est le plus marqué en Afrique en hiver, et en Europe centrale en été. Cependant, ce réchauffement ne masque pas totalement le refroidissement induit par les aérosols décrit dans les chapitres précédents, il ne fait que l'atténuer partiellement. Pour rappel (cf. chapitre 3), on avait montré que les aérosols induisaient un refroidissement de 0.5°C en moyenne annuelle sur l'Europe et en Afrique du nord, pouvant atteindre 0.8°C localement.

On peut aussi noter qu'en été, le sud du bassin méditerranéen est lui affecté par un refroidissement dans la simulation PROG. Ce contraste nord-sud dans la différence de température sur mer et sur terre entre PROG et PROG-M sur la mer Méditerranée, a déjà été mentionné pour le cas de l'été 2012 (cf. chapitre 5). La figure 6.16 présente la moyenne pour l'hiver et l'été sur la période 1980/2012 de la différence de SST entre PROG et PROG-M. En été, les résultats sont similaires à ceux de 2012 : les régions du nord de la Méditerranée se réchauffent plus que celles du sud. Cela peut s'expliquer par la fréquence plus élevée d'événements intenses de poussières désertiques au sud du bassin, ce qui entraîne ainsi un refroidissement plus fort dans PROG, alors qu'au nord du bassin, ce type d'événement est plus rare et s'accompagne souvent de nuages masquant partiellement l'effet direct des aérosols. En hiver, ce contraste en SST se situe entre l'ouest et l'est du bassin.

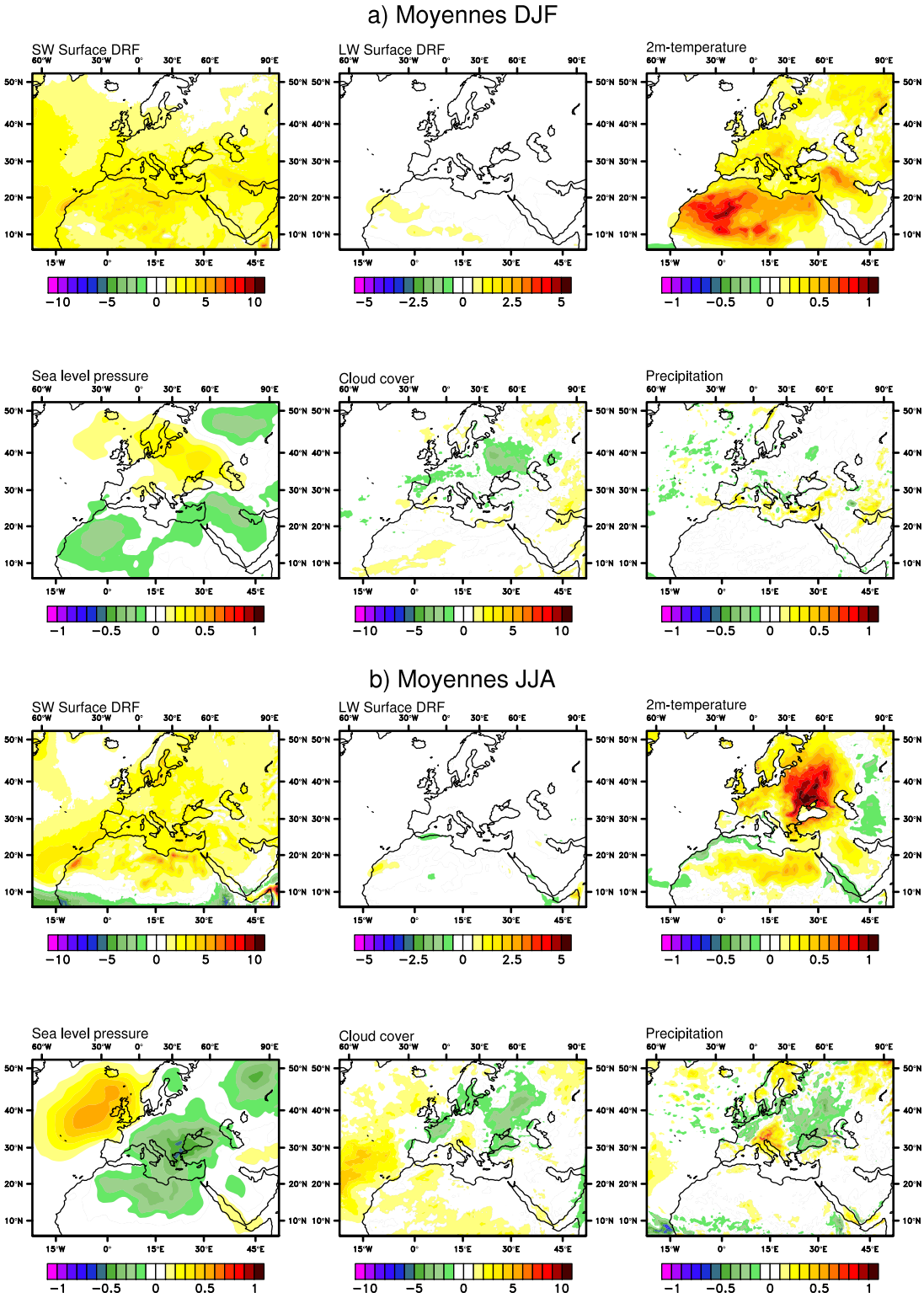

FIGURE 6.15: Différences moyennes pour l'hiver (a) et pour l'été (b, JJA) entre les simulations PROG et PROG-M sur la période 1980/2012 pour les forçages radiatifs SW et LW en surface ($W.m^{-2}$), la température à 2 mètres (°C), la pression au niveau de la mer (hPa), la nébulosité (%) et les précipitations (mm/jour).

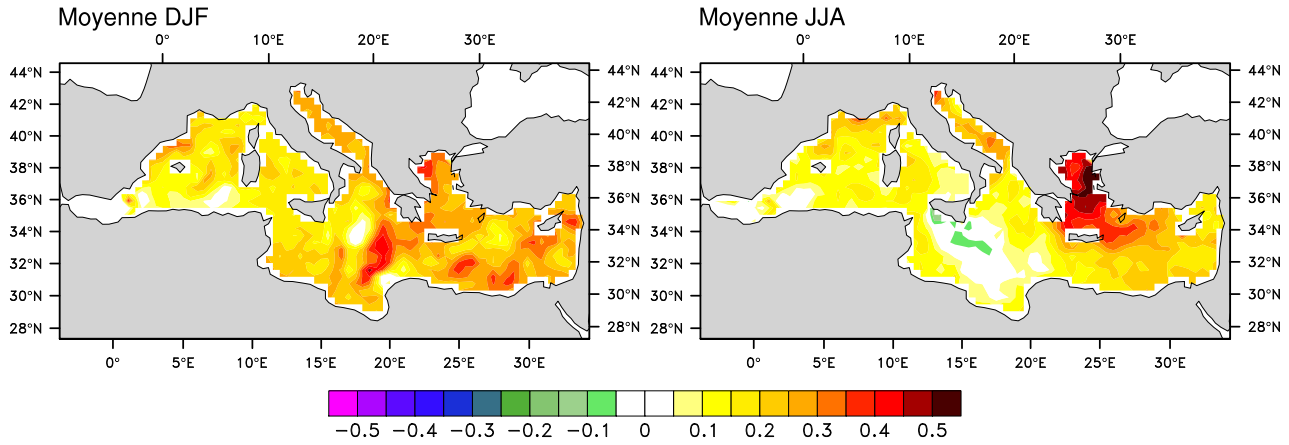

FIGURE 6.16: Différences moyennes pour l'hiver (a, DJF) et pour l'été (b, JJA) entre les simulations PROG et PROG-M sur la période 1980/2012 pour la SST (°C).

Afin de comprendre ces différences dans le climat moyen et de savoir si des changements de dynamique pourraient les expliquer, on considère dans la figure 6.15 les modifications de pression en surface. En moyenne annuelle, on observe une diminution de la pression autour du bassin méditerranéen, plus importante en été, et une augmentation de la pression sur l'Atlantique Nord. La circulation ainsi modifiée dans PROG peut donc amener un renforcement des flux de sud sur l'Europe centrale (circulation cyclonique) et amener ainsi des advections d'air chaud pouvant expliquer le réchauffement supplémentaire en été. Cette déstabilisation sur le bassin méditerranéen, qui s'accompagne d'une diminution des précipitations, pourrait être liée à la différence de distribution verticale des aérosols entre les deux simulations. Les aérosols désertiques sont en effet plus près de la surface dans PROG en mer Méditerranée (cf. figure 6.10), favorisant ainsi une déstabilisation de l'atmosphère. Cependant, cette hypothèse dynamique n'est valable que pour l'Europe centrale et n'explique pas la diminution générale de l'effet radiatif des aérosols.

En outre, on note une diminution de la nébulosité dans PROG sur la France et l'Europe centrale, surtout en été, qui contribue aussi au réchauffement de PROG par rapport à PROG-M. Ces changements de nébulosité sont d'autant plus importants que les nuages modifient l'impact radiatif des aérosols. On sait en effet qu'en présence de nuages l'effet direct des aérosols est atténué par rapport à un ciel clair. Pour le vérifier, on montre dans la figure 6.17 les distributions quotidiennes du forçage radiatif direct en SW des aérosols en surface en fonction des épaisseurs optiques, selon la couverture nuageuse dans quatre stations du domaine. Au sud du bassin, le forçage des aérosols peut ainsi passer à Fès de -70 à -30 $W.m^{-2}$ par unité d'AOD d'un ciel clair à un ciel couvert, et à Lampedusa de -85 à -45 $W.m^{-2}$. Au nord du domaine, où la répartition entre les types d'aérosols n'est pas la même, le forçage par unité d'épaisseur optique est plus faible, mais on retrouve aussi une atténuation de ce forçage en conditions nuageuses. Il passe en effet de -70 à -10 $W.m^{-2}$ par unité d'AOD à Cabauw et de -75 à -5 $W.m^{-2}$ par unité d'AOD à Hambourg. Si la variabilité quotidienne des aérosols dans PROG est convoluée à celle des nuages, l'effet résultant des aérosols peut être différent de celui simulé dans PROG-M. Imaginons par exemple que les fortes charges en aérosols arrivent toujours pendant des jours fortement nuageux, cela diminuerait l'effet des aérosols dans PROG par rapport à PROG-M. Il serait alors possible que ces interactions aérosols-nuages expliquent une partie des différences observées entre PROG et PROG-M.

Pour vérifier cette hypothèse, on représente dans la figure 6.18 la différence d'épaisseur

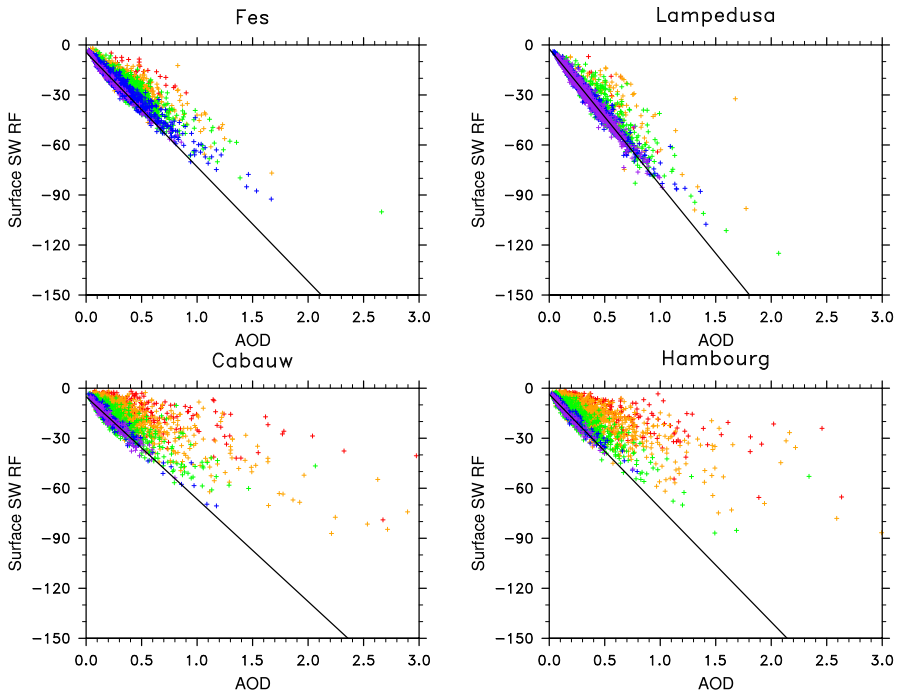

FIGURE 6.17: Diagramme représentant les données quotidiennes du forçage radiatif direct des aérosols en SW ($W.m^{-2}$) en fonction de l'épaisseur optique à 550 nm pour les jours d'été sur la période 1979/2013 à Fès, Lampedusa, Cabauw et Hambourg. La couleur indique la couverture nuageuse (violet = 0-1%, bleu = 1-10%, vert = 10-50%, orange = 50-90% et rouge = 90-100%). La droite noire est la régression linéaire entre le forçage radiatif direct des aérosols et l'AOD pour les points de nébulosité inférieure à 1%.

optique par type d'aérosol entre les jours faiblement nuageux (nébulosité inférieure à 10%) et l'ensemble de tous les jours. On constate ainsi qu'en conditions peu nuageuses, l'épaisseur optique totale est plus faible qu'en moyenne sur l'ensemble des jours. Cette réduction est d'environ 25 % sur l'Europe, et 30 % sur l'Atlantique nord, et se répartit entre les différents types d'aérosols : les sels marins sur l'Atlantique nord (environ 50 % en moins), les poussières désertiques en Méditerranée (environ 25 % en moins), et les aérosols carbonés et sulfatés en Europe (environ 40% en moins). L'émission des sels marins est en effet favorisée en conditions dépressionnaires et donc nuageuses quand le vent est fort. Les poussières désertiques sont souvent transportées en Méditerranée par des flux de sud ou la présence de dépression amenant aussi des nuages. Quant aux sulfates et aux aérosols organiques, il est plus difficile de trouver une explication physique. En tout cas, cette diminution de l'épaisseur optique en ciel clair explique probablement un forçage moyen des aérosols moins important dans PROG.

En résumé, il faut retenir que le climat moyen est affecté par l'utilisation d'un schéma pronostique d'aérosols à la place de climatologies mensuelles. L'effet refroidissant des aérosols en surface est en effet atténué, soit par des raisons de changement de dynamique atmosphérique, soit par des modifications des interactions aérosols-rayonnement-nuages. Il est donc essentiel d'avoir une bonne représentation des nuages dans un modèle régional de climat pour estimer l'effet des aérosols.

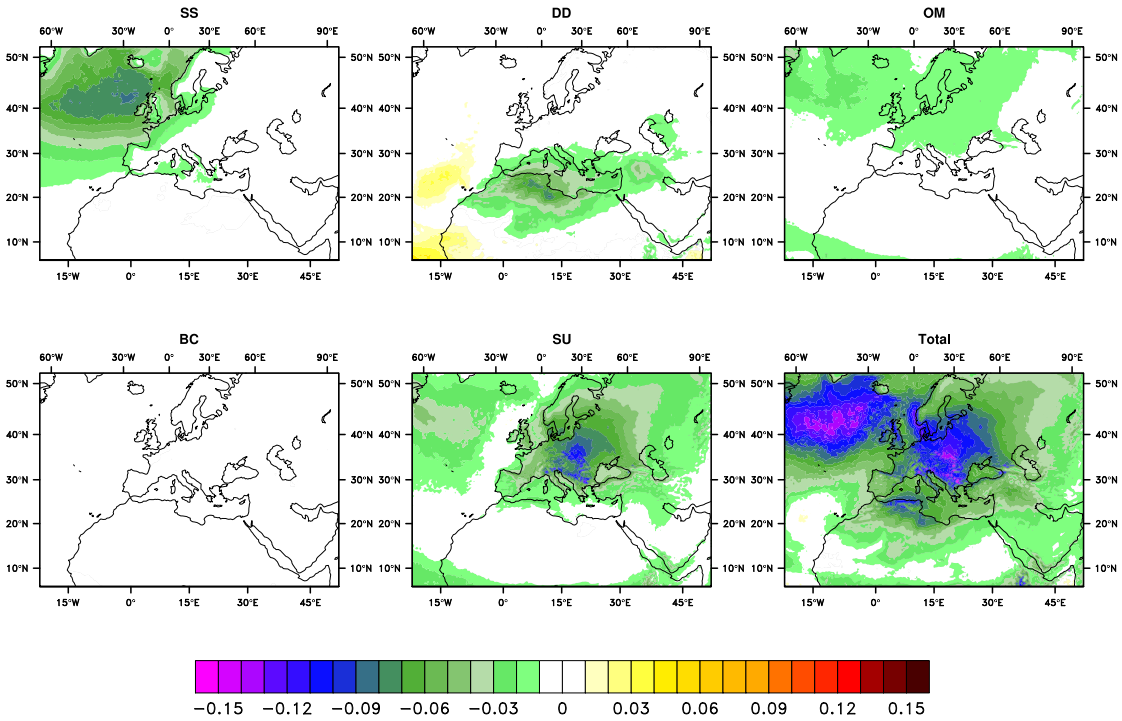

FIGURE 6.18: Différences d'épaisseur optique totale et pour chaque type d'aérosol entre les jours peu nuageux (nébulosité $< 10\%$) et la moyenne de tous les jours.

6.2.2. Analyse par régime de temps

La classification par régime de temps peut permettre de mieux comprendre ces différences entre PROG et PROG-M, et de vérifier notamment l'hypothèse du rôle des interactions aérosols-nuages en cas de convolution entre régimes de temps nuageux et régimes de temps favorables aux aérosols. Les anomalies de nébulosité sont en effet importantes dans chaque régime. La figure 6.19 présente les anomalies d'épaisseur optique des aérosols et de nébulosité pour chaque régime en hiver dans la simulation PROG. L'élément à retenir est que les anomalies de ces deux paramètres présentent de nombreuses similitudes. En effet, lorsqu'on note une diminution des nuages, par exemple sur la mer Méditerranée dans le régime NAO+, on observe aussi une diminution de l'épaisseur optique. Cela se vérifie également pour le bassin méditerranéen occidental en régime dorsale atlantique, l'Afrique en NAO- et l'Europe du nord en blocage, ainsi que dans l'autre sens (augmentation de la nébulosité et de l'épaisseur optique) pour l'Europe de l'est en dorsale atlantique, l'Europe du nord en NAO+, le bassin méditerranéen en NAO- et en blocage.

Ces variations similaires ont alors des effets concordants sur le rayonnement en surface. Cependant, PROG-M ne voit pour chaque régime que les changements de nébulosité, puisque les aérosols ne sont pas modifiés d'un jour à l'autre. La troisième ligne de la figure 6.19 montre les différences d'anomalie par régime entre PROG et PROG-M pour le forçage radiatif direct des aérosols. On constate que lors d'une anomalie négative de nébulosité associée à une anomalie négative d'aérosols (par exemple NAO- en Afrique), les aérosols ont moins d'effet dans PROG que dans PROG-M (anomalie positive de forçage radiatif), et inversement pour les anomalies positives de nébulosité (par exemple NAO+ en Afrique). On peut donc penser que pour l'Afrique, les régimes NAO- et dorsale atlantique contribuent au réchauffement noté dans

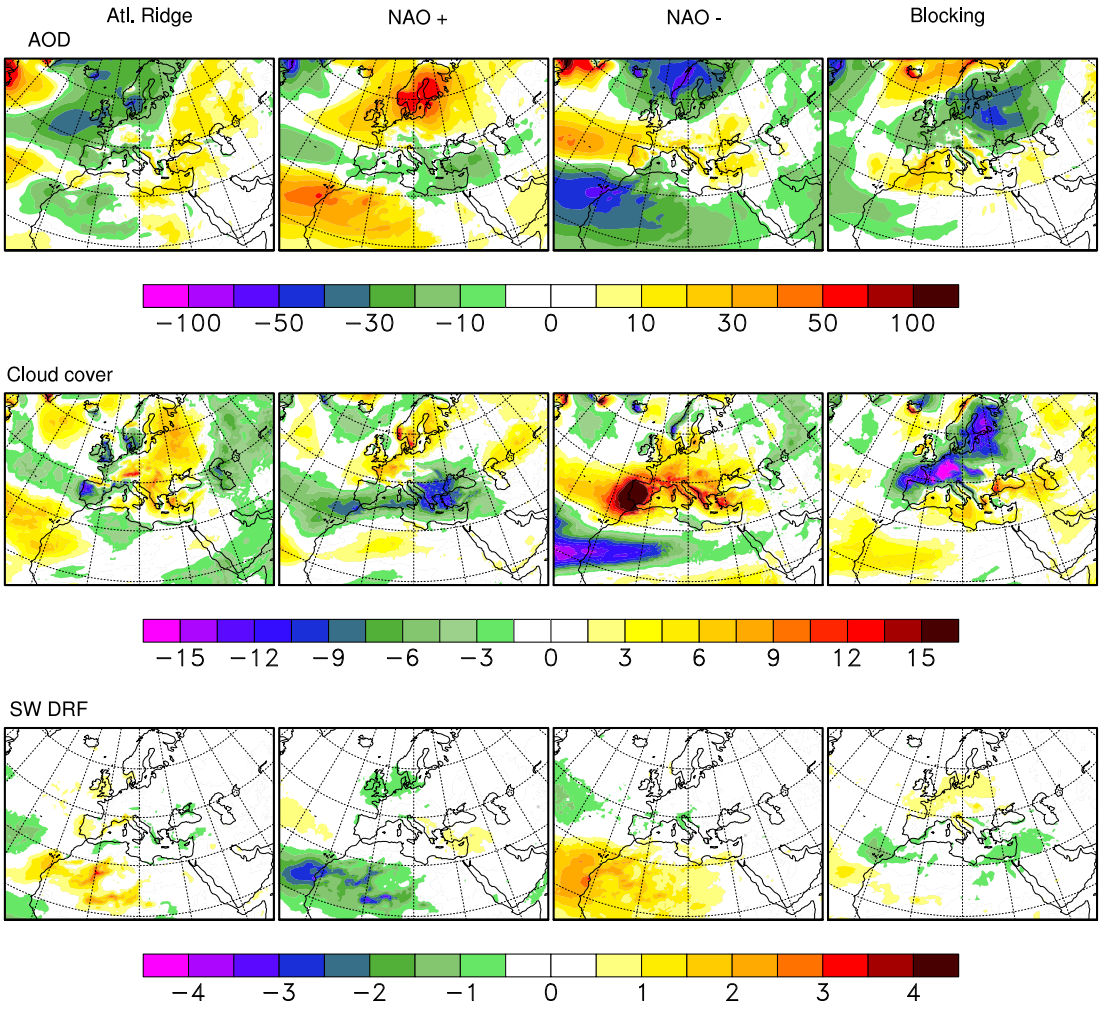

FIGURE 6.19: Anomalies moyennes par régime de temps en hiver (DJF) de l'épaisseur optique (en %) et de la nébulosité (%) dans la simulation PROG. La troisième ligne représente la différence des anomalies moyennes par régime du forçage radiatif direct (SW) en surface ($W.m^{-2}$) entre PROG et PROG-M.

PROG par rapport à PROG-M, de même en Europe pour le régime de blocage.

Le cas de l'Afrique en hiver montrait en effet un réchauffement accentué dans PROG par rapport à PROG-M (figure 6.15). La première explication était un renforcement du forçage direct des aérosols désertiques dans le rayonnement LW, car ceux-ci sont localisés à des altitudes plus faibles dans PROG que dans PROG-M. Par ailleurs, le rôle des interactions aérosols-nuages est donc une deuxième explication possible, puisqu'on vient de montrer que les régimes NAO- et dorsale atlantique étaient marqués par une diminution de la nébulosité et des aérosols entraînant une réduction de l'effet refroidissant des aérosols en surface dans PROG par rapport à PROG-M. La figure 6.20 (a et b) montre les anomalies de différences de température à 2 mètres entre PROG et PROG-M pour ces deux régimes. Pour l'Afrique, le régime dorsale atlantique présente une anomalie positive de température qui peut donc contribuer au réchauffement dans PROG, au contraire du régime NAO- qui s'y oppose. Par ailleurs, ce résultat confirme l'importance des effets semi-directs des aérosols, puisque le signe de l'anomalie de température ne suit pas forcément celui du forçage radiatif direct.

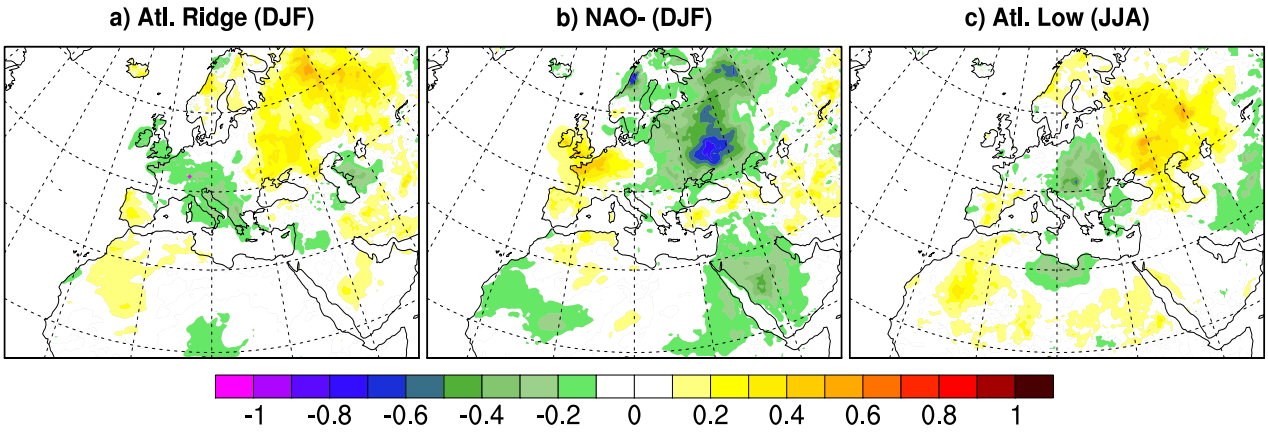

FIGURE 6.20: Différence d'anomalie de température à 2m (°C) entre PROG et PROG-M pour les régimes dorsale atlantique (a, DJF), NAO- (b, DJF) et thalweg atlantique (c, JJA).

En été (figure 6.21), les régimes de temps montrent aussi pour la plupart des cas des variations similaires mais de plus faible intensité entre les anomalies d'épaisseur optique et celles de nébulosité, par exemple une augmentation conjointe pour l'Europe du nord en dorsale atlantique et la mer Méditerranée en blocage, ainsi qu'une diminution conjointe pour l'Europe centrale en NAO- et en thalweg atlantique. Le forçage radiatif est modifié en conséquence dans PROG par rapport à PROG-M (figure 6.21, troisième ligne). La diminution conjointe des aérosols et des nuages en régime thalweg atlantique contribue ainsi au réchauffement observé dans PROG par rapport à PROG-M sur l'Europe de l'est (voir figure 6.20 c). Néanmoins, on peut identifier certains cas où les anomalies sont de signe opposé, comme le blocage en Europe de l'ouest (augmentation des aérosols, diminution de la nébulosité) ou le régime dorsale atlantique en Europe de l'ouest (diminution des aérosols, augmentation de la nébulosité). Le premier exemple cité entraîne une diminution de l'effet direct des aérosols (augmentation du forçage radiatif) tandis qu'aucune anomalie de forçage radiatif direct des aérosols n'est identifiée pour le deuxième.

En résumé, cette analyse par régime de temps atlantique des effets de l'interactivité des aérosols met surtout en évidence les similitudes des variations d'aérosols et de nuages. PROG-M, qui ne voit que celles des nuages, surestime souvent le forçage radiatif des aérosols dans les situations peu nuageuses. Le régime dorsale atlantique en hiver et le régime thalweg atlantique en été contribuent ainsi au réchauffement respectif de l'Afrique et de l'Europe de l'est constatés dans PROG par rapport à PROG-M. Cependant, ces interactions aérosols-nuages ne suffisent pas à expliquer toutes les différences de climat moyen entre PROG et PROG-M. Il faut aussi prendre en compte des effets de dynamique (notamment pour l'Europe de l'est en été) et du changement de la distribution verticale des aérosols (par exemple en hiver sur l'Afrique).

6.2.3. Variabilité quotidienne et extrêmes

Après avoir démontré un effet moyen des aérosols pronostiques sur le climat, nous allons explorer l'impact potentiel de la variabilité haute fréquence des aérosols sur la variabilité haute fréquence du climat (variance, extrême). Les résultats sont présentés pour l'été, saison pour laquelle les charges en aérosols sont les plus élevées.

Le premier élément auquel on peut s'attendre en utilisant un schéma pronostique d'aérosols à la place d'une climatologie mensuelle est une modification de la variance de rayonnement, et par

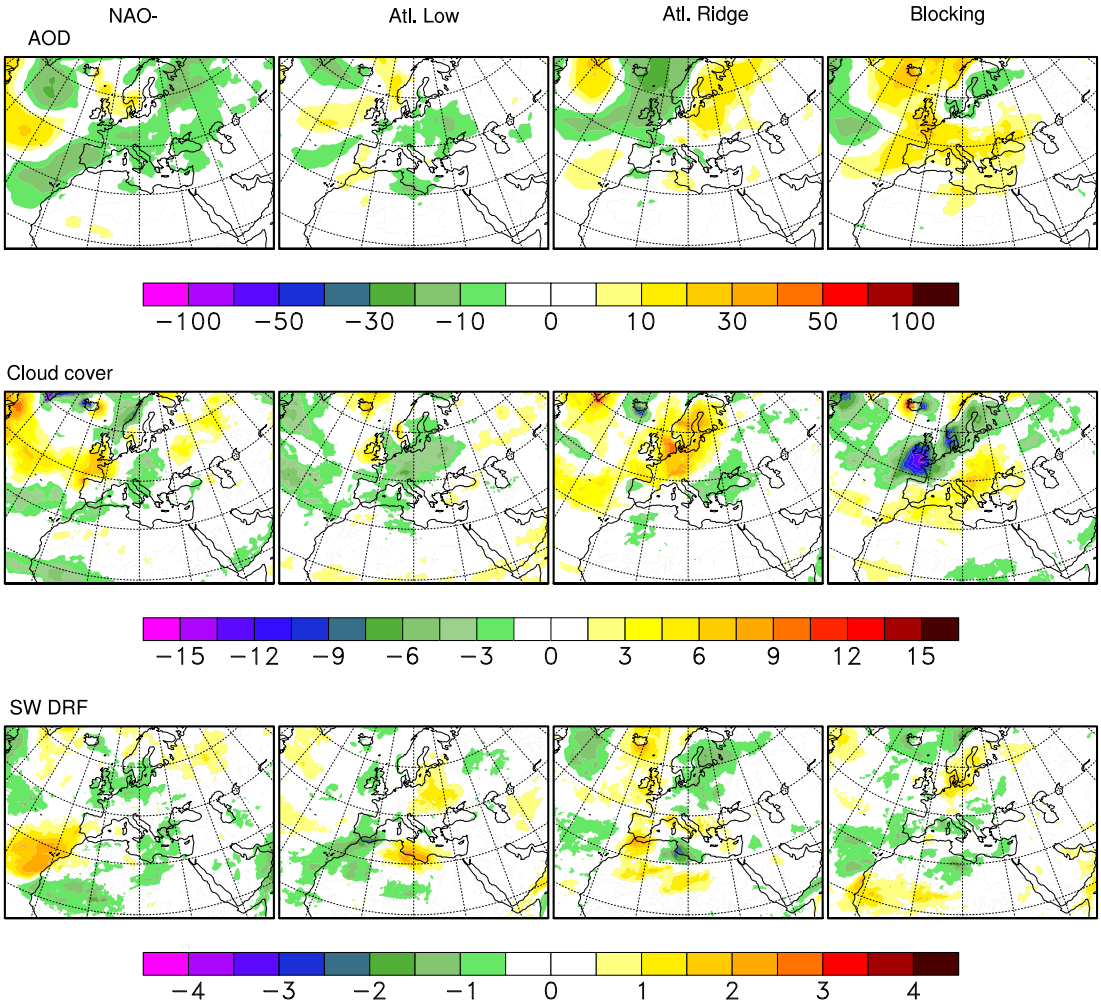

FIGURE 6.21: Anomalies moyennes par régime de temps en été (JJA) de l'épaisseur optique (en %) et de la nébulosité (%) dans la simulation PROG. La troisième ligne représente la différence des anomalies moyennes par régime du forçage radiatif direct (SW) en surface ($W.m^{-2}$) entre PROG et PROG-M.

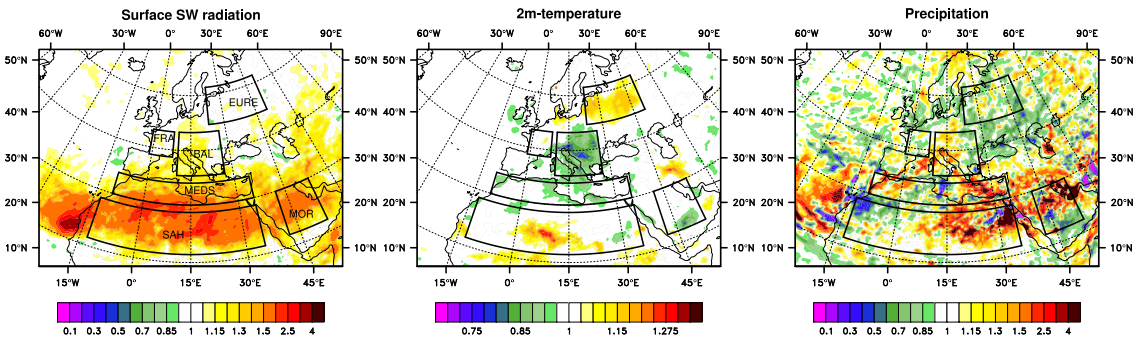

FIGURE 6.22: Rapport des variances (JJA) entre PROG et PROG-M pour le rayonnement SW en surface, la température à 2 mètres et les précipitations, calculées à partir des données quotidiennes sur la période 1979/2013. Seules les valeurs significatives au niveau 0.05 (test de Fisher-Snedecor) sont tracées.

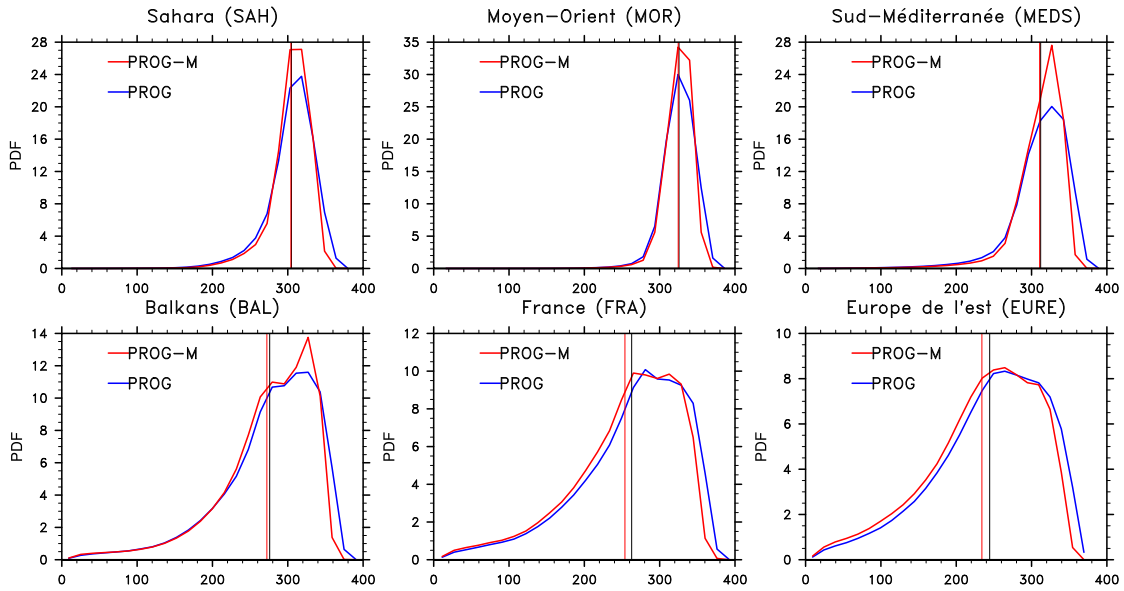

FIGURE 6.23: Densité de probabilité du rayonnement SW descendant en surface ($W.m^{-2}$), calculée pour la période 1979/2013 (JJA) pour les simulations PROG (bleu) et PROG-M (rouge) sur six régions (voir figure 6.22) : le Sahara (SAH), le Moyen-Orient (MOR), la Méditerranée-Sud (MEDS), les Balkans (BAL), la France (FRA) et l'Europe de l'est (EUR). Les moyennes sont indiquées par des traits verticaux.

conséquent d'autres paramètres météorologiques (température, précipitations, etc.). La figure 6.22 présente le rapport des variances entre PROG et PROG-M pour le rayonnement visible en surface, la température à 2 mètres et les précipitations (seules les valeurs statistiquement significatives au niveau 0.05 sont tracées). Comme attendu avec l'ajout de variations des aérosols dans PROG, la variance du rayonnement augmente par rapport à PROG-M, en moyenne de 6 % sur l'Europe, 29% sur la mer Méditerranée et 58% sur l'Afrique du Nord à cause des poussières désertiques, dont l'émission peut varier de façon importante d'un jour à l'autre. De plus, les nuages sont moins nombreux en Afrique, et laissent les aérosols moduler davantage le rayonnement.

Pour mieux comprendre les différences au sein du domaine considéré, nous définissons six zones (voir figure 6.22) pour calculer des densités de probabilités : le Sahara (SAH), le Moyen-Orient (MOR), la Méditerranée-Sud (MEDS), les Balkans (BAL), la France (FRA) et l'Europe de l'est (EURE). Dans les quatre régions les plus au sud (SAH, MOR, MEDS et BAL), l'augmentation de variance dans PROG par rapport à PROG-M est due à une plus grande fréquence à la fois des fortes et des faibles valeurs de rayonnement. Cela correspond à des jours où les charges en aérosols sont respectivement maximales et minimales, ce qui ne peut pas être représenté avec une climatologie mensuelle. On aboutit ainsi à un aplatissement de la densité de probabilité de PROG par rapport à PROG-M (figure 6.23), car les extrêmes sont davantage représentés dans PROG, à la défaveur des valeurs moyennes (pic central de la distribution moins élevé dans PROG). Dans les zones FRA et EURE, la densité de probabilité est décalée vers des valeurs plus élevées suivant l'augmentation de la moyenne. Pour l'Europe de l'est, il s'agit sans doute du changement de dynamique évoqué précédemment, amenant probablement de l'air plus sec avec moins de nuages.

Les distributions de température à 2 mètres sont aussi modifiées par ces variations quoti-

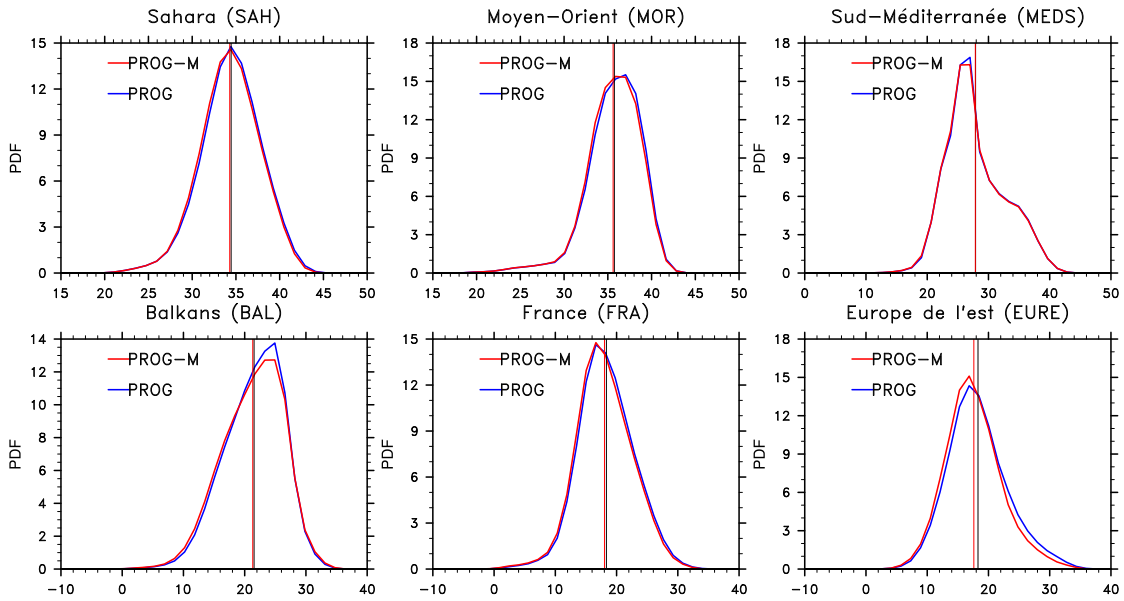

FIGURE 6.24: Densité de probabilité de température à 2 mètres (°C), calculée pour la période 1979/2013 (JJA) pour les simulations PROG (bleu) et PROG-M (rouge) sur six régions (voir figure 6.22) : le Sahara (SAH), le Moyen-Orient (MOR), la Méditerranée-Sud (MEDS), les Balkans (BAL), la France (FRA) et l'Europe de l'est (EUR). Les moyennes sont indiquées par des traits verticaux.

diennes plus fortes d'aérosols et de rayonnement dans PROG (figure 6.24), mais de manière moins importante que pour le rayonnement. Dans les zones SAH, MOR et FRA, les plus fortes valeurs sont un peu plus fréquentes, sans doute à cause de l'augmentation de la fréquence des fortes valeurs de rayonnement. Par contre, dans les Balkans (BAL), on observe un aplatissement de la densité de probabilité. Sur cette région, les jours favorables aux remontées de poussières désertiques sont généralement caractérisés par des flux de sud amenant de l'air chaud, on peut donc penser que ces jours-là sont un peu moins chauds dans PROG. Parallèlement, les jours sans aérosols où le rayonnement en surface est plus fort dans PROG peuvent être associés à des masses d'air plus froides (flux de nord-ouest par exemple), et donc ces jours-là seront un peu moins froids dans PROG. Cela peut expliquer la diminution significative de la variance en T2m sur la zone Balkans et autour du bassin méditerranéen (figure 6.22). En Europe de l'est (EURE), l'effet dynamique décrit précédemment, à savoir une circulation dans PROG accentuant un flux de sud sur cette région, entraîne un décalage de la répartition des températures vers le chaud.

En ce qui concerne la répartition des cumuls quotidiens de précipitations, la figure 6.25 montre que très peu de modifications sont notées pour des cumuls faibles et moyens (inférieurs à 30 mm/jour). Par contre, on remarque une augmentation de la fréquence des forts cumuls sur le Sahara, le Moyen-Orient et le sud-Méditerranée. Cela s'explique probablement par des changements au niveau de la stabilité atmosphérique. La variance de ces cumuls quotidiens augmente dans le nord et l'est de la mer Méditerranée (figure 6.22).

Cette évaluation des différences quotidiennes entre PROG et PROG-M (variance, densité de probabilité) semble indiquer que les valeurs extrêmes pourraient être aussi modifiées. Pour le vérifier, on a considéré les différences de rayonnement en surface, de température à 2 mètres et de précipitations dans le quantile 99, soit 1 % des valeurs quotidiennes les plus élevées (figure

6.26). Les valeurs extrêmes de rayonnement augmentent nettement dans PROG (entre 10 et 25 W.m^{-2} de l'Europe à l'Afrique) par rapport à PROG-M, à cause des jours sans aérosols que PROG-M ne peut pas simuler correctement.

Pour la température en surface, on observe comme pour le rapport des variances un contraste entre la zone comprenant la mer Méditerranée, les Balkans et une partie de l'Europe du Sud, et celle comprenant l'Europe du Nord et de l'Est. Dans la première, on note une diminution entre 1 et 2°C du quantile 99, lié à l'effet refroidissant des aérosols pendant les jours de fortes chaleurs en flux de sud. Dans la deuxième zone, on a au contraire une augmentation de 1 à 3°C du quantile 99, probablement liée au changement de dynamique pour l'Europe de l'est, et à un effet canicule (comme décrit dans le chapitre 3) pour la France (cf. 6.2.4).

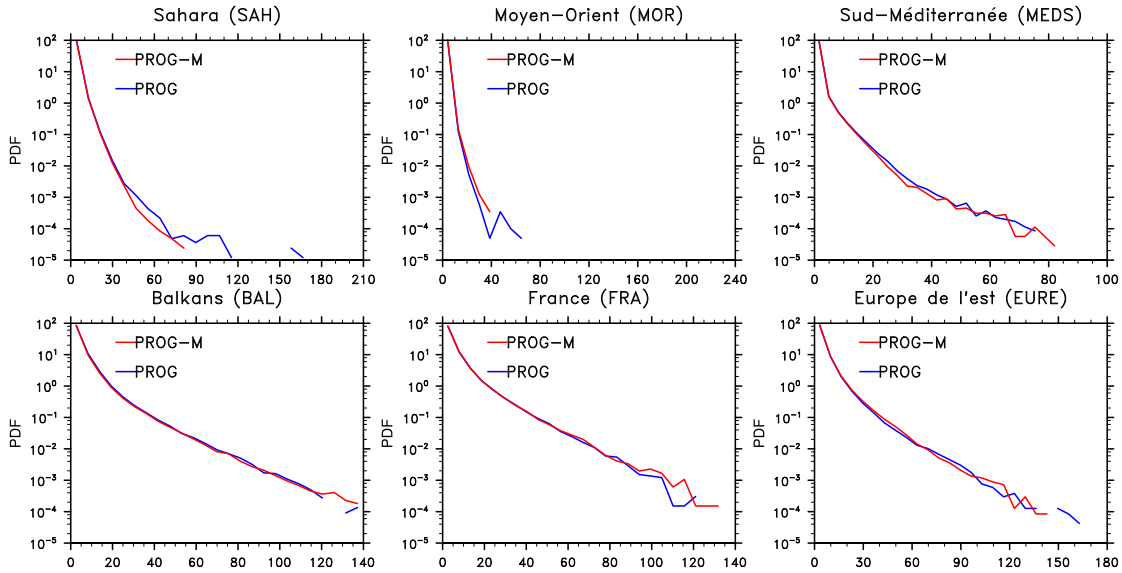

FIGURE 6.25: Densité de probabilité des précipitations quotidiennes (mm/jour), calculée pour la période 1979/2013 (JJA) pour les simulations PROG (bleu) et PROG-M (rouge) sur six régions (voir figure 6.22) : le Sahara (SAH), le Moyen-Orient (MOR), la Méditerranée-Sud (MEDS), les Balkans (BAL), la France (FRA) et l'Europe de l'est (EUR). Les moyennes sont indiquées par des traits verticaux.

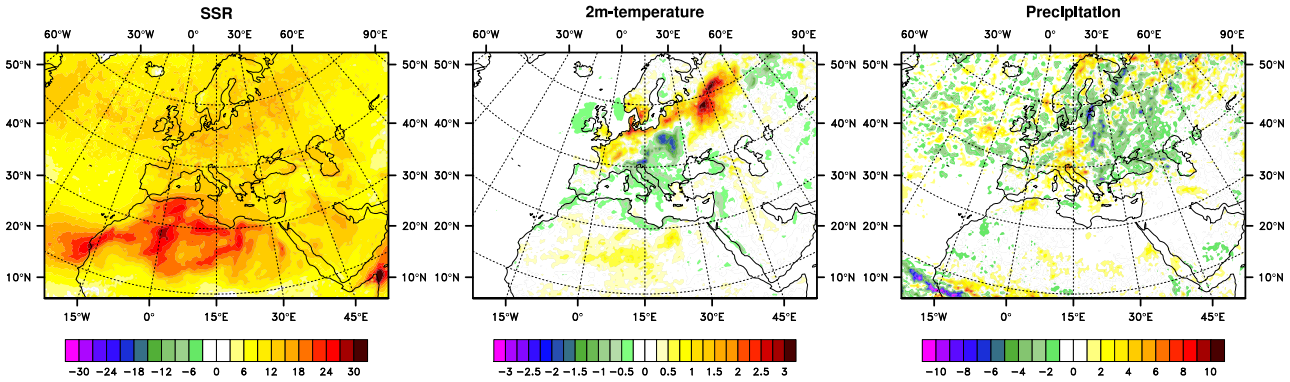

FIGURE 6.26: Différences de quantiles 99 entre PROG et PROG-M calculés sur la période 1979/2013 (JJA) pour le rayonnement solaire incident en surface (SSR, W.m^{-2}), la température (°C) et les précipitations (mm) quotidiennes en été (JJA).

Au niveau des précipitations, le signal est moins net, mais on peut toutefois remarquer une augmentation du quantile 99 dans le nord du bassin méditerranéen (Italie, ex-Yougoslavie). Cette augmentation pourrait être due à la déstabilisation de l'atmosphère causée par la modification du profil vertical de température par les aérosols interactifs.

En résumé, l'utilisation des aérosols pronostiques à la place de moyennes mensuelles a un effet significatif sur la variabilité quotidienne du rayonnement et de la température en surface, notamment car la simulation sans aérosols interactifs ne peut pas représenter de très faibles ou très fortes charges en aérosols. Elle manque ainsi une partie du spectre des valeurs possibles de rayonnement et de température. Pour les précipitations, le signal est moins important.

6.2.4. Rôle des aérosols interactifs dans la canicule de juillet 2006

Jusqu'à maintenant on a déjà démontré que l'utilisation d'un schéma interactif d'aérosols avait un effet non négligeable sur la réponse du climat au forçage radiatif des aérosols, à la fois au niveau du climat moyen et de la variabilité quotidienne. On peut donc se demander si cette

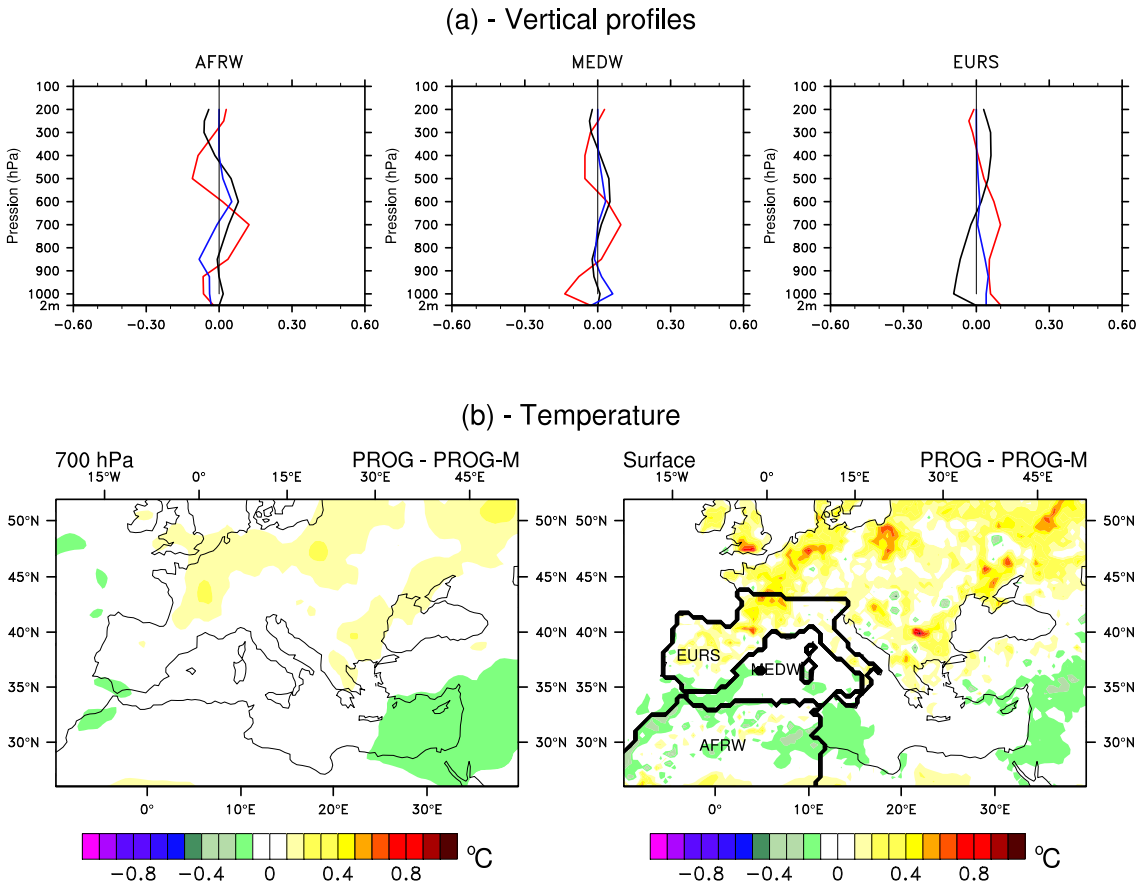

FIGURE 6.27: Effets de l'interactivité des aérosols sur les profils verticaux (a) et la température (b) sur la région méditerranéenne en juillet 2006. Les profils verticaux (a) sont calculés pour l'Europe du Sud (EURS), la mer Méditerranée occidentale (MEDW) et l'Afrique du nord-ouest (AFRW), et représentent les différences entre PROG et PROG-M en termes de température (°C, rouge), géopotentiel (10^2 mgp, noir) et d'humidité spécifique (g/kg, bleu). Les cartes (b) représentent la différence de température à 850 hPa (gauche) et à 2 mètres (droite) entre PROG et PROG-M.

nouvelle approche peut modifier les résultats montrés dans le chapitre 3 concernant l'effet des aérosols sur la canicule de juillet 2006 (renforcement de la canicule en présence des aérosols).

On reprend alors les simulations PROG et PROG-M pour répondre à cette question. Cependant, le domaine étant plus grand que celui utilisé au chapitre 3, le modèle atmosphérique a ainsi plus de liberté par rapport aux conditions imposées aux bords (variabilité interne plus élevée), si bien que les différences entre les simulations PROG et PROG-M sont trop importantes pour un mois donné. On a donc décidé de relancer ces deux simulations sur le mois de juillet 2006 avec la méthode de spectral nudging (voir chapitre 5), afin de bien reproduire les conditions synoptiques ayant provoqué la canicule.

On obtient alors une anomalie positive de température à 2 mètres de 2.0°C pour PROG-M et 2.1°C pour PROG sur le domaine EURS par rapport à la période 2003-2009 (calcul similaire à celui du chapitre 3), ce qui montre bien une vague de chaleur même si elle est moins importante que celle des simulations du chapitre 3 (2.4°C pour C-NO et 2.9°pour C-AER). La figure 6.27 présente ainsi une figure analogue à celle du chapitre 3, montrant la différence entre PROG-M et PROG en termes de profils verticaux de température, d'humidité et de géopotentiel (a), et de température à 850 hPa (b). Les profils verticaux montrent des différences faibles entre les deux simulations, ce qui pourrait indiquer que le schéma interactif d'aérosols ne modifie pas la réponse du climat aux aérosols lors de cette vague de chaleur par rapport à une climatologie d'aérosols. Cependant, ce résultat doit être nuancé étant donné qu'on a utilisé une méthode de spectral nudging appliquée au-dessus de 850 hPa (avec une relaxation progressive entre 700 et 850 hPa). On peut ajouter qu'une grande partie du signal des fortes charges en aérosols désertiques en juillet 2006 simulées par PROG est inclus dans la moyenne mensuelle utilisée dans PROG-M.

En regardant ainsi la différence de température sous la zone de nudging, à savoir à 850 hPa et en surface (figure 6.27 b), on peut noter un léger réchauffement de l'ordre de 0.1°C à 850 hPa et 0.2°C en surface (localement jusqu'à 0.5°C) sur la France lorsqu'on on utilise le schéma interactif d'aérosols. Cela semblerait donc indiquer que les poussières désertiques réchauffent davantage la basse troposphère par absorption du rayonnement visible dans la simulation PROG.

6.2.5. Rôle des aérosols interactifs dans les tendances climatiques entre 1980 et 2012

Dans ce paragraphe, on s'intéresse de nouveau à la question du rôle des aérosols dans les tendances climatiques de la région euro-méditerranéenne, mais en considérant le point de vue des aérosols pronostiques. Les émissions utilisées dans la simulation PROG (Lamarque et al., 2010) incluent en effet la diminution des précurseurs des sulfates (cf. 6.1.2.1), et l'épaisseur optique totale subit donc une diminution de -0.07 décennie^{-1} en moyenne sur l'Europe entre 1980 et 2012. Les simulations PROG et PROG-M ont ainsi des baisses de sulfates légèrement supérieures à celle de TRANS (-0.05 décennie^{-1}).

La figure 6.28 présente les tendances de rayonnement visible en surface des simulations PROG et PROG-M sur la période 1980-2012, en comparaison aux séries temporelles homogénéisées des stations du réseau GEBA (Sanchez-Lorenzo et al., 2013). On constate que les deux simulations montrent une augmentation du rayonnement visible en surface (+2.2 W.m^{-2}.décennie^{-1} pour PROG, et +2.5 W.m^{-2}.décennie^{-1} pour PROG-M) moins importante que dans TRANS sur l'Europe (+3.2 W.m^{-2}.décennie^{-1}) malgré une diminution plus forte de l'épaisseur optique. PROG et PROG-M sous-estiment ainsi le "brightening" observé dans les stations GEBA, obtenant ainsi des résultats moins bons que la simulation TRANS mais toujours meilleurs que

REF. Cette diminution du brightening est en fait liée à une évolution différente de la couverture nuageuse. En effet, comme on peut le voir sur la figure 6.29, REF et TRANS montraient une diminution de la nébulosité sur l'Europe, évaluée en moyenne à respectivement -0.4 et -0.3 %.décennie^{-1}, ce qui est proche d'ERA-Interim (-0.1 %.décennie^{-1}), alors que PROG et PROG-M ont une couverture nuageuse en légère augmentation, à savoir en moyenne respectivement +0.3 et +0.1 %.décennie^{-1}. Cette tendance à la hausse de la nébulosité permet donc de masquer une partie du signal lié à la diminution des aérosols. On peut aussi noter qu'inversement dans l'est de l'Europe, la couverture nuageuse diminue dans PROG-M uniquement, ce qui engendre une augmentation importante du rayonnement en surface par rapport à PROG. Une nouvelle fois, la taille du domaine plus importante dans les simulations PROG et PROG-M par rapport à REF et TRANS laisse le modèle s'éloigner davantage du forçage imposé par la réanalyse ERA-Interim. Les corrélations temporelles calculées aux stations du réseau GEBA en enlevant la tendance sont ainsi plus faibles (0.25 pour PROG-M, et 0.51 pour PROG) que celles du chapitre 4 (0.90 pour REF et TRANS). Ces variations de nébulosité sont sûrement liées à des changements de circulation à grande échelle, qui sont mieux imposés avec un domaine plus petit. Or c'est le forçage aux bords du domaine qui pilote la variabilité naturelle atmosphérique et donc les nuages. L'utilisation du spectral nudging aurait pu permettre de limiter ces différences dans les variations de nébulosité.

Néanmoins, malgré cette sous-estimation du "brightening" dans les simulations de ce chapitre, on peut noter que la corrélation spatiale de la tendance de rayonnement n'est pas dégradée. Elle est en effet de 0.42 dans PROG-M, ce qui est la même valeur que pour TRANS, bien supérieure à celle de REF (0.10). Quand on ajoute l'interactivité des aérosols (PROG), cette corrélation spatiale augmente significativement à 0.59, ce qui suggère une meilleure représentation des interactions aérosols-rayonnement-nuages avec les aérosols interactifs. La position des aérosols par rapport aux nuages dans PROG est peut-être l'explication de cette amélioration de la corrélation spatiale.

En ce qui concerne la température à 2 mètres (figure 6.30), le réchauffement est un peu plus fort dans PROG-M (0.35°C.décennie^{-1}) que dans PROG (0.31 °C.décennie^{-1}) en moyenne

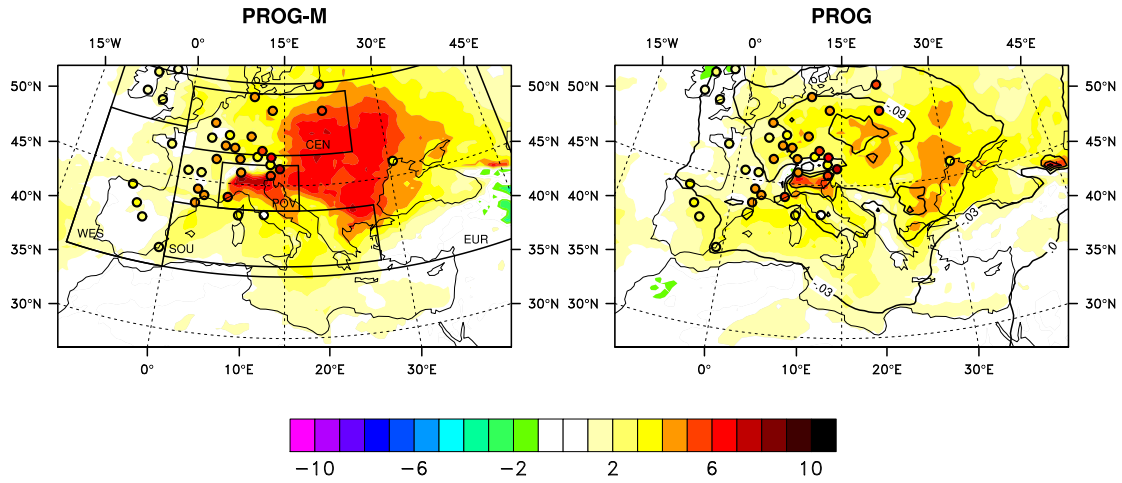

FIGURE 6.28: Comparaison des tendances de rayonnement descendant SW à la surface (W.m^{-2} décennie^{-1}) pour PROG-M et PROG sur la période 1980-2009. Les séries homogènes des observations GEBA ont été ajoutées en points colorés ; la tendance d'épaisseur optique (décennie^{-1}) est indiquée en contours sur la figure de droite.

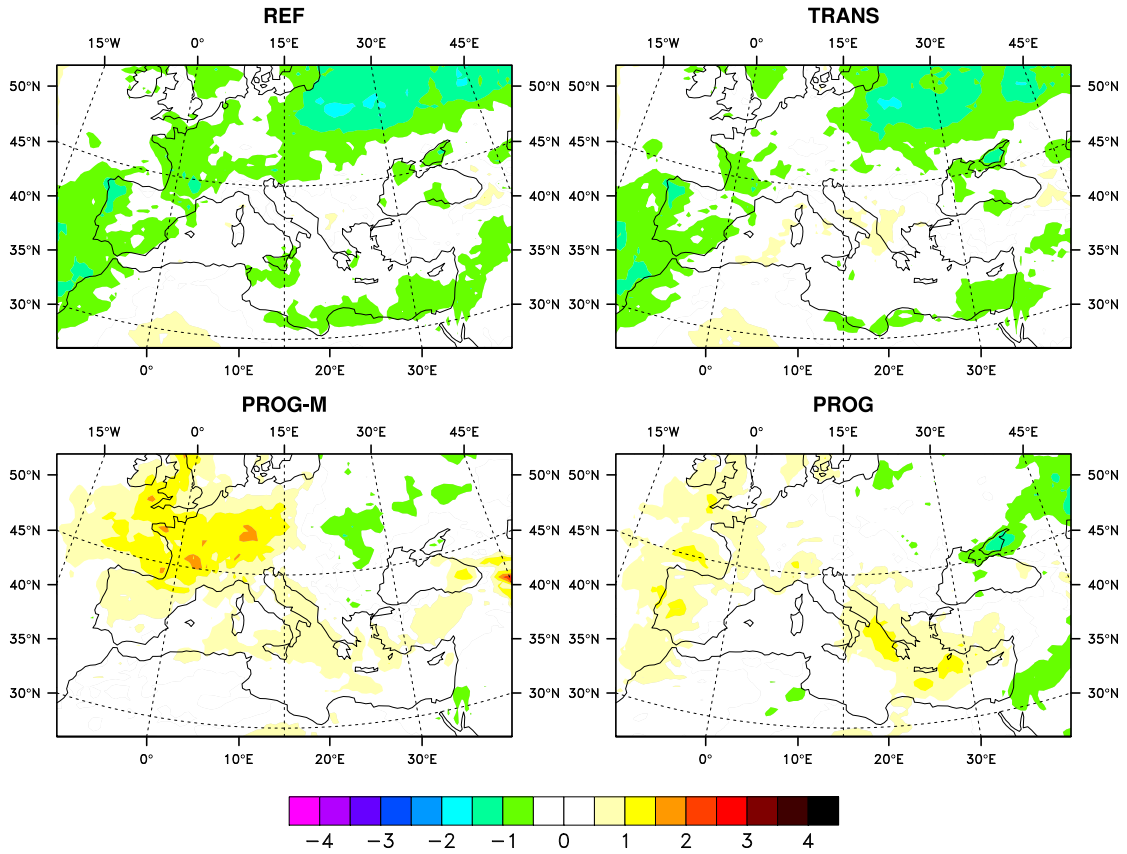

FIGURE 6.29: Comparaison des tendances de nébulosité (%.décennie^{-1}) pour les simulations du chapitre 3 : REF et TRANS, ainsi que pour PROG-M et PROG sur la période 1980-2012.

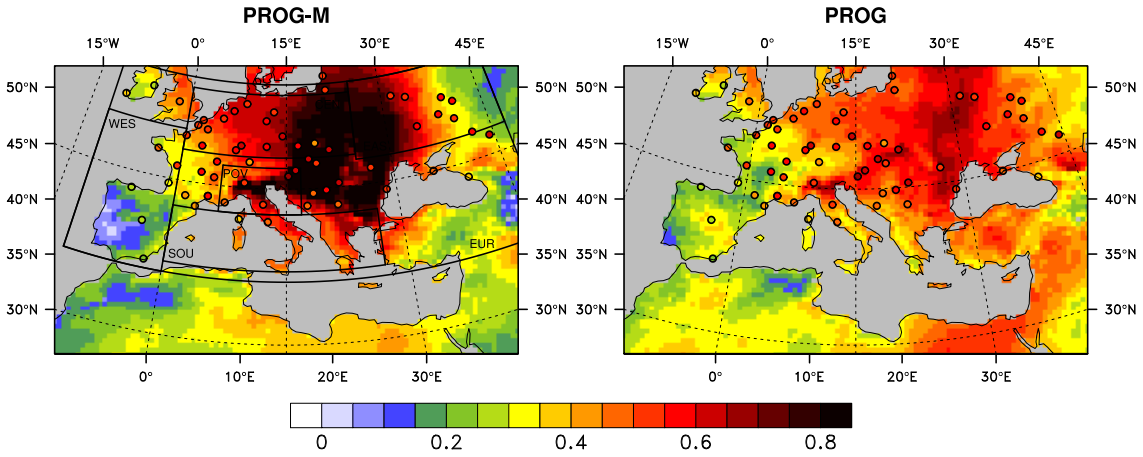

FIGURE 6.30: Comparaison des tendances de température à 2 mètres (T2m, °C.décennie^{-1}) sur la période 1980-2007 pour PROG-M et PROG sur la période 1980-2007. Des observations des réseaux de Météo-France, HISTALP et ECA ont été ajoutées en points colorés.

sur l'Europe en lien avec la tendance de rayonnement visible en surface. Cependant, même si les réanalyses et les observations aux stations proposent des tendances plus importantes, on ne peut pas conclure à une amélioration de la tendance de température dans PROG-M par rapport à PROG. En effet, la structure spatiale montre pour PROG-M une compensation

d'erreur entre un réchauffement trop faible à l'ouest (notamment en France) et trop fort à l'est (Pologne, Ukraine, Hongrie), alors que PROG n'a que la première erreur. La corrélation spatiale de la tendance est ainsi légèrement supérieure dans PROG (0.47 contre 0.44 dans PROG-M), mais elle est dégradée par rapport à REF (0.52) et TRANS (0.70). On peut penser ainsi que comme pour le rayonnement, l'interactivité des aérosols améliore un peu la structure spatiale de la tendance de température à 2 mètres. Néanmoins, on doit reconnaître que pour évaluer la contribution des aérosols aux tendances climatiques passées, la tendance de la couverture nuageuse est primordiale.

De plus, on observe que la tendance de température de surface de la mer (SST, figure 6.31) sur la période 1982-2012 est bien reproduite à la fois par PROG-M (0.29°C.décennie^{-1}) et PROG (0.31°C.décennie^{-1}) par rapport aux observations disponibles. Pour rappel, les données de Reynolds et al. (2002) donnaient 0.29°C.décennie^{-1}, celles utilisées par ERA-Interim 0.30°C.décennie^{-1} et 0.31°C.décennie^{-1} pour HadSST (Kennedy et al., 2011). Cela corrige donc le problème de sous-estimation du réchauffement de la surface de la mer qu'on avait dans REF et TRANS. D'après les valeurs données pour les différents flux air-mer dans le tableau 6.3, on comprend que cette augmentation du réchauffement pourrait être liée à une augmentation du flux LW descendant. Le schéma de rayonnement LW a en effet été amélioré entre les versions 5.2 et 5.3 d'ALADIN-Climat. La tendance de la chaleur latente, à savoir une augmentation de la perte de 2.6 W.m^{-2}.décennie^{-1}, est toujours plus faible que la tendance observée (supérieure à 4.0 W.m^{-2}.décennie^{-1}), mais est légèrement améliorée par rapport à TRANS. Au total, PROG et PROG-M simulent une tendance négative du bilan de chaleur reçue à la surface par la mer Méditerranée (respectivement -0.6 et -0.4 W.m^{-2}.décennie^{-1}). Comme la mer Méditerranée s'est réchauffée en surface sur la période considérée, cela signifie que soit la température du fond a diminué (ce qui n'est pas le cas, figure non montrée), soit elle a reçu un apport de chaleur par une autre source, qui est sûrement l'échange avec l'océan Atlantique au niveau de

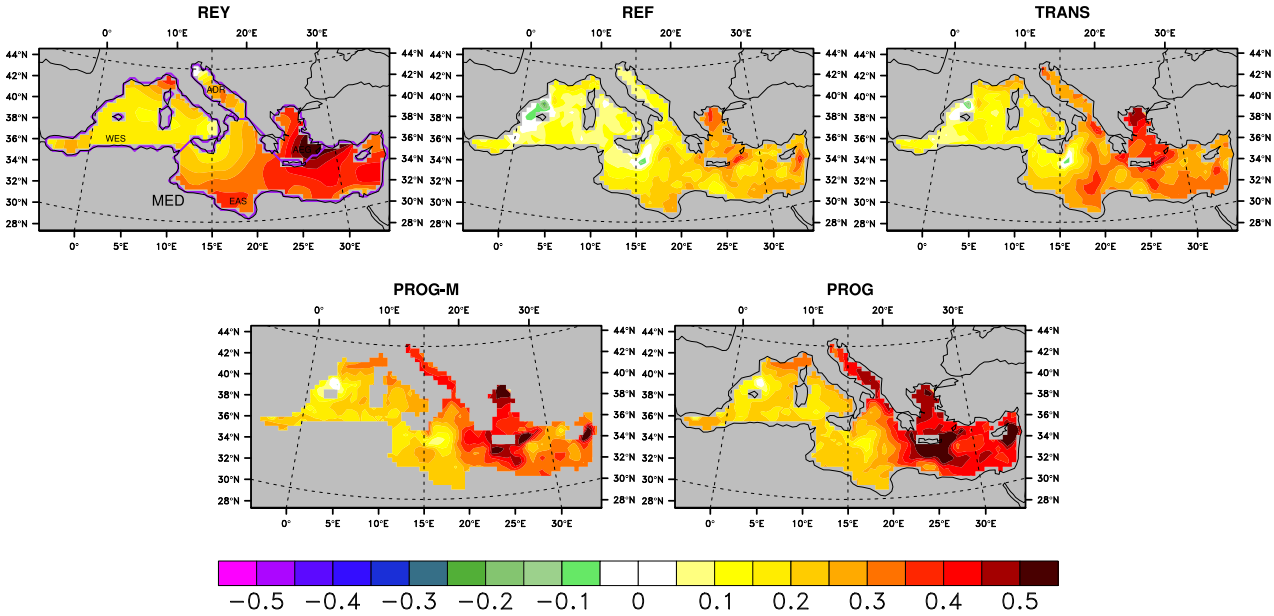

FIGURE 6.31: Comparaison des tendances de SST en mer Méditerranée (°C.décennie^{-1}) pour les données de Reynolds et al., 2002 (REY), et les simulations REF, TRANS, PROG-M et PROG sur la période 1982-2012.

Gibraltar. Cependant, cette augmentation du flux d'eau entrant à Gibraltar correspond à un apport de 0.1 W.m^{-2}.décennie^{-1}, ce qui nous amène à une troisième hypothèse qui serait une nouvelle répartition de la chaleur au sein de la mer Méditerranée.

Pour en revenir aux aérosols interactifs, on peut remarquer que PROG et PROG-M présentent des tendances de SST assez proches, même si localement PROG simule un réchauffement de la surface un peu plus important, par exemple en mer Adriatique ou dans le bassin oriental autour de la Crète. Il est difficile de conclure à une amélioration apportée par l'interactivité des aérosols, étant donné que les observations homogènes de SST n'ont pas une résolution suffisante pour calculer des corrélations spatiales de tendance.

Par ailleurs, si on calcule les tendances des différents termes du bilan d'eau (précipitations, évaporation et runoff, voir tableau 6.4), on constate que les quatre simulations montrent une augmentation des précipitations et de l'évaporation sur la mer Méditerranée depuis 1980. Cependant, leur intensité varie d'une simulation à l'autre, changeant ainsi le signe de la tendance du bilan total d'eau reçue par la mer. Les simulations TRANS et REF ont une tendance nulle pour le runoff.

En résumé, l'interactivité des aérosols semble apporter une légère amélioration de la représentation des tendances climatiques en Europe et en Méditerranée, notamment au niveau de la structure spatiale. Cependant, l'agrandissement du domaine par rapport aux simulations du chapitre 4 a dégradé la capacité du modèle à reproduire l'évolution décennale de la circulation de grande échelle imposée par ERA-Interim et la couverture nuageuse associée.

6.3. Conclusions et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons étudié le rôle des aérosols dans le système climatique en Méditerranée au moyen d'une nouvelle approche basée sur un schéma pronostique d'aérosols. Une simulation multi-annuelle (1979-2013) nous a permis de caractériser et évaluer les variations spatio-temporelles des aérosols simulés. Le schéma produit des épaisseurs optiques en bon accord avec différents jeux de données (satellites, stations au sol), reproduisant de façon satisfaisante le cycle saisonnier des espèces considérées, les principales structures spatiales et les tendances multi-annuelles. Cependant, on a identifié quelques déficiences (gestion des feux de forêt d'Amérique du nord, sous-estimation des sulfates au printemps) qui devront être améliorées dans une future version du schéma ou d'ALADIN-Climat. Certains biais peuvent en effet provenir de biais du modèle de climat (des précipitations par exemple).

D'autres paramètres mériteraient aussi d'être évalués afin de mieux contraindre le schéma d'aérosols. On peut penser notamment aux flux d'émission des aérosols naturels. Les campagnes AMMA et FENNEC au Sahara ont par exemple fourni des données qui pourraient ainsi être

Simulation	SW (down)	SW (up)	LW (down)	LW (up)	Latent	Sensible	Total
PROG	1.6	-0.1	2.5	-1.9	-2.6	-0.1	-0.6
PROG-M	1.7	-0.1	2.3	-1.8	-2.6	0.1	-0.4
REF	0.4	-0.0	1.4	-1.1	-1.0	0.1	-0.2
TRANS	2.3	-0.1	1.9	-1.5	-2.3	-0.1	0.1

TABLEAU 6.3: Tendances des flux air-mer (SW, LW, latent et sensible) en mer Méditerranée sur la période 1980-2012 dans les simulations PROG, PROG-M, REF et TRANS. Les flux (en W.m^{-2}.décennie^{-1}) sont comptés positivement vers le bas.

Simulation	Précipitations	Évaporation	Runoff (MED)	Runoff (BS)	Total
PROG	0.11	-0.09	x	x	0.02
PROG-M	0.09	-0.09	x	x	0.00
REF	0.02	-0.03	0.00	0.00	-0.01
TRANS	0.04	-0.08	0.00	0.00	-0.04

TABLEAU 6.4: Tendances pour la mer Méditerranée des précipitations, de l'évaporation, du runoff en Méditerranée (MED) et en mer Noire (BS) et du bilan d'eau total sur la période 1980-2012 dans les simulations PROG, PROG-M, REF et TRANS. Les flux (en mm.jour^{-1}.décennie^{-1}) sont comptés positivement vers le bas (l'évaporation est donc négative). Les rivières ne sont pas couplées dans CNRM-RCSM5 (PROG et PROG-M).

utilisées pour les aérosols désertiques. En outre, dans le chapitre 5, on a commencé à utiliser les mesures de dépôt fournies par les stations du réseau CARAGA (collaboration LISA). Ce type de comparaison pourra être poursuivi puisqu'on disposera bientôt de plusieurs années de mesures autour du bassin méditerranéen. Néanmoins, la qualité actuelle du schéma ouvre déjà de nombreuses perspectives d'études.

Le deuxième objectif de ce chapitre était de commencer à identifier les différences dans l'effet des aérosols sur le climat entre l'utilisation de climatologies mensuelles et celle d'un schéma pronostique d'aérosols. On a ainsi montré que le climat moyen pouvait en être affecté, puisqu'avoir des variations d'aérosols à l'échelle quotidienne engendrait des modifications dans la dynamique atmosphérique ou dans les interactions aérosols-rayonnement-nuages. Les panaches d'aérosols sont en effet liés aux différents régimes de temps, et les variations des aérosols ne sont donc pas décorrélées de celles des nuages. L'épaisseur optique moyenne des jours de ciel clair est ainsi plus faible que celle de la moyenne totale, entraînant une diminution de l'effet des aérosols en mode interactif.

Au niveau de la variabilité quotidienne, on a montré des changements significatifs dans les variances, les distributions quotidiennes et les extrêmes de rayonnement en surface, de température à 2 mètres et de précipitations. La simulation PROG-M où les aérosols sont imposés par une climatologie mensuelle n'est pas capable de reproduire le spectre des valeurs possibles de rayonnement, ce qui modifie aussi les distributions de température et de précipitations.

Certaines thématiques étudiées dans les chapitres précédents ont pu être revues à la lumière des aérosols interactifs. Alors qu'on n'a pas tiré de conclusions supplémentaires quant à la canicule de juillet 2006, on a noté que la structure spatiale des tendances climatiques en région euro-méditerranéenne sur la période 1980-2012 pourrait être un peu améliorée en utilisant un schéma interactif d'aérosols. Il est à noter également que la tendance de SST sur cette période est mieux reproduite avec la version CNRM-RCSM5. Cependant, il faudrait relancer des simulations soit en appliquant la méthode de spectral nudging soit en utilisant le même domaine que dans le chapitre 4, afin de préserver la circulation de grande échelle imposée par ERA-Interim. Dans ce deuxième cas, on devrait bien entendu utiliser des moyennes mensuelles pour les sels marins et les aérosols désertiques dont les sources ne sont pas toutes incluses dans le domaine du chapitre 4.

Par ailleurs, on peut retenir que l'utilisation d'un grand domaine sans spectral nudging pose des problèmes d'interprétation de certains résultats, à cause des modifications de la dynamique et de l'évolution des nuages. Il faut aussi mentionner qu'une des limites de cette comparaison entre les simulations PROG et PROG-M est la différence de la distribution verticale des aérosols. Nous n'avons en effet pas pu appliquer dans PROG-M la moyenne mensuelle du profil vertical

des aérosols de PROG, comme cela a été fait pour l'épaisseur optique. Cela pourrait expliquer une partie des différences entre ces deux simulations. Dans tous les cas, il est fondamental de bien représenter les nuages dans un modèle de climat pour étudier correctement les effets des aérosols sur le climat.

CHAPITRE VII
Conclusions et perspectives

7.1 Développements d'outils numériques. 225
7.1.1 Une climatologie réaliste des aérosols en Méditerranée 225
7.1.2 Un système climatique de modélisation régionale couplée incluant une représentation réaliste de la variabilité spatio-temporelle des aérosols 226
7.1.3 Un schéma interactif d'aérosols adapté aux modèles de climat 226
7.1.4 Utilisation en mode quasi-opérationnel d'un modèle régional de prévision du temps incluant les aérosols désertiques pronostiques 227
7.2 Conclusions scientifiques. 227
7.2.1 Quelles sont les caractéristiques de la variabilité spatio-temporelle des aérosols aux différentes échelles climatiques régionales en Méditerranée ? 227
7.2.2 Quel est le rôle des différents types d'aérosols dans l'état présent du système climatique en Méditerranée ? 229
7.2.3 Quelle importance a la mer Méditerranée dans la réponse du climat au forçage des aérosols ? 229
7.2.4 Quel rôle ont joué les différents aérosols dans les tendances climatiques observées en Méditerranée depuis trente ans ? 230
7.2.5 Quelle est l'influence de la variabilité quotidienne des aérosols sur le climat de la région méditerranéenne ? 230
7.3 Perspectives. 230
7.3.1 Vers une étude complète des effets radiatifs des aérosols sur la mer Méditerranée 230
7.3.2 Vers une meilleure compréhension des interactions aérosol-climat à l'échelle quotidienne 231
7.3.3 Vers une amélioration de la représentation des aérosols dans le modèle 231
7.3.4 Vers des aérosols pronostiques dans les modèles opérationnels de prévision . . . 232
7.3.5 Vers des exercices multi-modèles régionaux des interactions aérosols-climat . . . 233
7.3.6 Vers une compréhension à l'échelle régionale du rôle des aérosols dans les scénarios climatiques 233
7.3.7 Vers la compréhension des effets des aérosols sur la biogéochimie marine 233

Ce dernier chapitre fait le point sur les différents thèmes abordés au cours de cette étude en essayant d'apporter des réponses aux questions scientifiques posées en introduction.

7.1. Développements d'outils numériques

Avant de reprendre successivement les questions scientifiques posées dans cette thèse, nous rappelons ici les outils numériques développés et utilisés pour répondre à ces questions.

7.1.1. Une climatologie réaliste des aérosols en Méditerranée

Jusqu'à maintenant, de nombreux modèles régionaux de climat en Méditerranée représentaient les aérosols au moyen de climatologies mensuelles globales, souvent issues de modèles à basse résolution et incluant de façon imparfaite la variabilité spatio-temporelle des aérosols.

Dans le chapitre 2, la comparaison et l'évaluation des différents jeux de données caractérisant l'épaisseur optique en Méditerranée a permis d'établir une nouvelle climatologie aussi réaliste que possible. Elle est basée à la fois sur des mesures par satellite (pour l'épaisseur optique totale) et sur des données modèles, indispensables pour pouvoir distinguer la contribution des différents types d'aérosols.

Cette climatologie originale, publiée (Nabat et al., 2013) et disponible en accès libre sur la base de données ChArMEx (http ://mistrals.sedoo.fr/ChArMEx), peut donc être utilisée par tous les modèles climatiques régionaux de l'exercice Med-CORDEX. Elle couvre la période 1979-2012 avec une résolution horizontale de 50 km. La méthodologie élaborée pour construire ce nouveau produit pourrait être appliquée dans d'autres régions du monde. Il est à noter par ailleurs que ce travail a montré les limites des climatologies plus anciennes et de certains jeux de données satellites.

Néanmoins, on peut aussi mentionner le fait que cette climatologie a toujours des sources d'incertitudes, liées notamment à un manque d'observations comme par exemple pour la répartition de l'épaisseur optique entre les différents aérosols et pour l'estimation de l'épaisseur optique avant 2000.

7.1.2. Un système climatique de modélisation régionale couplée incluant une représentation réaliste de la variabilité spatio-temporelle des aérosols

Des systèmes climatiques de modélisation régionale comprenant plusieurs composantes (atmosphère, océan, surfaces continentales, rivières) ont été développés pour l'étude du système climatique en Méditerranée. Cependant, ils n'avaient encore jamais été utilisés pour caractériser le rôle des aérosols au sein de ce système climatique régional. Dans le cadre de cette thèse, la première étude des interactions aérosols-climat en Méditerranée utilisant un tel système de modélisation, ici CNRM-RCSM, a été publiée. En effet, CNRM-RCSM peut maintenant inclure une climatologie mensuelle d'aérosols représentant de manière réaliste leur variabilité spatio-temporelle. Cet outil s'est révélé particulièrement intéressant pour l'étude des interactions aérosols-climat dans cette région où le rôle de la mer Méditerranée dans le système climatique est prépondérant.

De plus, la robustesse des résultats a été assurée par la réalisation d'ensembles de simulations, permettant de montrer que les réponses du climat régional aux aérosols étaient significatives. C'est également la première fois que des ensembles de simulations sont réalisés avec un modèle couplé régional en Méditerranée, ce qui ouvre de nouvelles perspectives d'étude pour la mer Méditerranée.

7.1.3. Un schéma interactif d'aérosols adapté aux modèles de climat

En outre, ce travail de thèse a permis la mise en place d'un schéma interactif d'aérosols dans le modèle climatique régional utilisé (ALADIN-Climat), ce qui est essentiel pour mieux comprendre les processus liés aux aérosols à des échelles de temps plus fines que l'échelle mensuelle. Ce schéma représente l'évolution pronostique de cinq types d'aérosols (sulfates, carbone suie, organiques, poussières désertiques et sels marins), ainsi que leurs interactions avec le rayonnement visible et thermique. Sa complexité relativement faible ne l'empêche pas de pouvoir reproduire les caractéristiques de la variabilité spatio-temporelle des aérosols en Méditerranée, et lui permet donc d'être utilisé dans un modèle de climat à un coût numérique raisonnable. Il restera cependant à mieux évaluer certains aspects de ce schéma, notamment les concentrations en masse de ces aérosols, à travers par exemple des mesures de dépôt ou de concentration en

PM10 (particules de taille inférieure à 10 μm).

ALADIN-Climat rejoint ainsi le groupe des modèles régionaux climatiques en Méditerranée qui peuvent inclure un schéma pronostique d'aérosols couplé on-line (COSMO, RegCM, REMO-HAM). De plus, comme ALADIN-Climat fait partie du système couplé CNRM-RCSM, on dispose maintenant d'une nouvelle version (CNRM-RCSM5) qui couple entièrement les aérosols à l'atmosphère, aux surfaces continentales et à la mer Méditerranée. Ce type de système de modélisation régionale est une première à notre connaissance. Le pilotage aux bords du domaine pouvant se faire par la réanalyse ERA-Interim ou le modèle ARPEGE-Climat, avec ou sans utilisation du spectral nudging, CNRM-RCSM permet d'étudier une large gamme d'échelles temporelles allant du cas d'étude aux scénarios climatiques, en passant par les simulations en mode hindcast (c'est-à-dire pilotées par une réanalyse).

7.1.4. Utilisation en mode quasi-opérationnel d'un modèle régional de prévision du temps incluant les aérosols désertiques pronostiques

Cette thèse a également été l'occasion pour moi de prendre en main le modèle régional de prévision du temps ALADIN-Dust, développé dans la thèse de Mohamed Mokhtari (2012). ALADIN-Dust inclut en effet un schéma d'aérosols désertiques couplé avec le rayonnement, qui permet de simuler les effets radiatifs de ces aérosols. D'une part, il a été utilisé pour l'intercomparaison des modèles de poussières désertiques pour le cas de l'été 2012 (SOP-0). D'autre part, j'ai lancé les simulations en mode quasi-opérationnel pendant la SOP-1a de l'été 2013, afin d'apporter des données de prévision pour la prise de décision concernant les opérations de la campagne. Il faut noter que maintenant ce modèle est utilisé en opérationnel par le service météorologique algérien.

Au final, j'ai donc pu utiliser trois modèles différents au cours de cette thèse (ALADIN-Climat, ALADIN-Dust et RegCM), ce qui m'a permis de comparer différentes manières de paramétrer les aérosols et de mieux comprendre leurs effets sur le climat.

7.2. Conclusions scientifiques

7.2.1. Quelles sont les caractéristiques de la variabilité spatio-temporelle des aérosols aux différentes échelles climatiques régionales en Méditerranée ?

La comparaison des jeux de données d'aérosols réalisée dans le chapitre 2 a permis de caractériser les différentes sources de variabilité climatique des aérosols en Méditerranée. Le premier élément à prendre en compte est l'hétérogénéité spatiale des aérosols. Les épaisseurs optiques maximales sont relevées en Afrique du Nord de par la présence d'aérosols désertiques. Leur export vers le bassin méditerranéen crée un gradient nord-sud dans l'épaisseur optique au-dessus de la mer Méditerranée. En Europe, on note des charges localement importantes, notamment sur la plaine du Pô, ou en Europe de l'est, qui sont dues à des émissions élevées par les industries ou les feux de biomasse.

De plus, le cycle saisonnier des aérosols est bien marqué, puisque les poussières désertiques et les sulfates qui sont les espèces dominantes, présentent un maximum au printemps et en été. Pour les aérosols désertiques, ce maximum se décale d'est en ouest du printemps à l'été, piloté par les conditions synoptiques de l'atmosphère. L'hiver, où les conditions atmosphériques ne favorisent généralement pas le maintien des aérosols dans l'atmosphère (précipitations, vent), les charges en particules sont plus faibles, sauf pour les sels marins qui sont arrachés depuis la

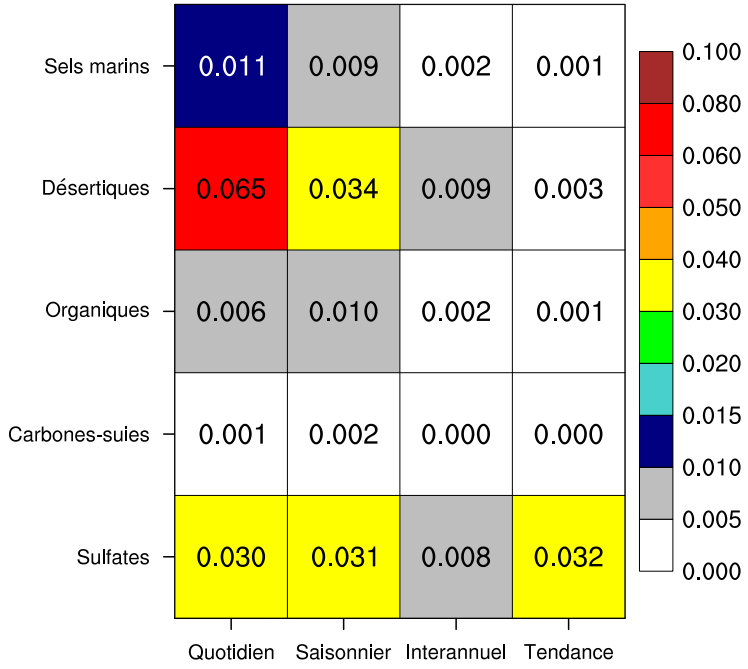

FIGURE 7.1: Écarts-types de l'épaisseur optique moyennée sur la mer Méditerranée des différents aérosols simulés par CNRM-RCSM5 (simulation PROG du chapitre 6) pour quatre échelles temporelles (le quotidien, le saisonnier, l'interannuel et la tendance).

surface de l'océan par des vents forts. En outre, on a constaté que la variabilité interannuelle représentait une source de variabilité moins importante, même si elle est non négligeable notamment pour l'export des poussières désertiques sur le bassin méditerranéen. Au niveau des tendances climatiques sur les trois dernières décennies, seuls les aérosols sulfatés présentent une tendance significative (diminution de l'épaisseur optique).

Enfin, l'utilisation du schéma interactif d'aérosols a permis de vérifier que la variabilité quotidienne des aérosols désertiques était très importante. En effet, ceux-ci sont transportés de manière irrégulière sur la Méditerranée. Les quantités des autres aérosols varient également d'un jour à l'autre notamment en fonction des conditions météorologiques, mais dans une moindre mesure. Ces variations quotidiennes d'aérosols sont corrélées aux différents régimes de temps (et à l'oscillation nord-atlantique) et aux variations associées de nébulosité. Il est donc important d'avoir une bonne représentation des nuages dans un modèle de climat pour étudier les effets radiatifs des aérosols.

En résumé, la figure 7.1 présente les différentes échelles temporelles (pour le quotidien, le saisonnier, l'interannuel et la tendance) de la variabilité de l'épaisseur optique de chaque type d'aérosol moyennée sur la mer Méditerranée. Plus précisément, il s'agit de l'écart-type de l'épaisseur optique de chaque type d'aérosol calculé pour ces différentes échelles de temps à partir de la simulation PROG du chapitre 6. Les échelles quotidiennes et saisonnières des poussières désertiques et des sulfates ainsi que la tendance des sulfates représentent les sources de variabilité temporelle les plus importantes.

7.2.2. Quel est le rôle des différents types d'aérosols dans l'état présent du système climatique en Méditerranée ?

Les aérosols jouent un rôle majeur dans le bilan radiatif de la Méditerranée, et influencent par conséquent le climat régional. Par absorption et/ou diffusion, ils diminuent le rayonnement solaire incident arrivant en surface, induisant ainsi un forçage radiatif négatif direct en surface dans le rayonnement visible. Les poussières désertiques et les sulfates en représentent les principales contributions. Dans le rayonnement thermique, seules les poussières désertiques ont un effet significatif qui se traduit par un forçage positif en surface. En outre, l'effet semi-direct des aérosols en Méditerranée calculé dans CNRM-RCSM induit un forçage radiatif positif en surface qui ne compense que partiellement l'effet direct. Au total, il faut retenir que les aérosols représentent un forçage radiatif dans le rayonnement visible en surface de -16 $W.m^{-2}$ sur la mer Méditerranée. La prise en compte de la variabilité spatio-temporelle des aérosols de manière réaliste a permis d'améliorer la structure spatiale et le biais du modèle dans le rayonnement en surface.

Ce forçage radiatif négatif en surface induit une diminution de la température de l'air à 2 mètres, dans un ordre de grandeur moyen de 0.5°C sur le domaine utilisé, ce qui est du même ordre de grandeur que les biais actuels de nos modèles. Ce refroidissement peut être surmonté d'une couche atmosphérique réchauffée par l'absorption des aérosols dans le cas des poussières désertiques. Dans certaines situations comme celle de la canicule de juillet 2006, les aérosols désertiques peuvent même causer un réchauffement généralisé de la couche atmosphérique où ils se trouvent jusqu'à la surface, contrairement à l'effet refroidissant généralement constaté.

En résumé, avoir une bonne représentation de la variabilité spatio-temporelle des aérosols dans un modèle régional de climat est nécessaire pour mieux reproduire les caractéristiques du climat en Méditerranée. On peut toutefois rappeler que cette thèse s'est consacrée uniquement à l'étude des effets direct et semi-direct des aérosols, et que l'effet indirect des aérosols en Méditerranée reste à quantifier.

7.2.3. Quelle importance a la mer Méditerranée dans la réponse du climat au forçage des aérosols ?

Les aérosols sont responsables d'une diminution moyenne de la température de surface de la mer Méditerranée de 0.5°C (localement jusqu'à 1°C). Ce refroidissement engendre une modification des flux air-mer, marquée notamment par une réduction de la perte en chaleur latente (11 $W.m^{-2}$). L'humidité de la basse troposphère est réduite par la présence d'aérosols, qui tendent ainsi à diminuer l'activité du cycle hydrologique (couverture nuageuse et précipitations plus faibles). De plus, on a démontré dans le bassin méditerranéen oriental que la modification de la SST par les aérosols avait des effets sur terre. En effet, les vents de nord en été transportent par advection sur le continent nord-africain de l'air maritime rendu plus sec et plus frais par les aérosols, accentuant de cette manière le refroidissement en surface causé par les aérosols désertiques. Le couplage océan-atmosphère est donc indispensable pour bien comprendre les interactions aérosols-climat en Méditerranée. En utilisant uniquement des SST imposées, on perd une partie de la réponse du climat régional au forçage radiatif des aérosols.

7.2.4. Quel rôle ont joué les différents aérosols dans les tendances climatiques observées en Méditerranée depuis trente ans ?

En considérant la période 1980-2012, les seuls aérosols ayant une tendance significative statistiquement sont les sulfates, dont les émissions de précurseurs ont été considérablement réduites depuis plus de trente ans. La comparaison de simulations prenant ou non en compte cette diminution a permis de montrer que celle-ci représentait 81% de l'augmentation de rayonnement visible en surface (brightening) et 23% du réchauffement simulé en surface en Europe. L'effet direct des aérosols en représente la plus grande contribution, alors que l'effet semi-direct et le premier effet indirect ont un rôle mineur (il faut rappeler le fait que les autres effets indirects n'ont pas été pris en compte). La comparaison avec des séries homogénéisées de température et de rayonnement a permis de montrer la nécessité d'inclure cette tendance des aérosols sulfatés pour reproduire convenablement les tendances climatiques observées en Europe et en Méditerranée. L'augmentation de la température de surface de la mer Méditerranée est également mieux reproduite en prenant en compte la diminution des sulfates.

7.2.5. Quelle est l'influence de la variabilité quotidienne des aérosols sur le climat de la région méditerranéenne ?

Cette question a été essentiellement abordée du point de vue des poussières désertiques. On a montré que non seulement tenir compte de la variabilité quotidienne de ces aérosols permet de mieux représenter les variations quotidiennes de rayonnement (important pour la production d'énergie solaire) et de température en surface, mais a aussi un effet sur le climat moyen simulé par le modèle. Les charges en aérosols sont par définition corrélées aux conditions météorologiques, et leurs effets peuvent être modulés par celles-ci (présence de nuages, distribution verticale des aérosols, etc.). On a démontré notamment des variations similaires de la nébulosité et de l'épaisseur optique des aérosols dans plusieurs régimes de temps. De plus, inclure un schéma interactif modifie la distribution verticale des aérosols, et donc leur position relative par rapport aux nuages, ce qui modifie l'effet des aérosols sur le climat.

Les distributions quotidiennes de rayonnement, de température et de précipitations sont également modifiées par l'utilisation d'un schéma pronostique d'aérosols. En effet, une climatologie moyenne ne permet pas de représenter de très fortes ou de très faibles charges en aérosols, ce qui entraîne une augmentation de la variance du rayonnement quotidien avec le schéma interactif d'aérosols. Les variances, densités de probabilité et extrêmes de température et de précipitations peuvent aussi être affectés selon la région considérée (par exemple diminution des maxima de température dans les Balkans).

7.3. Perspectives

Cette dernière partie présente les questions scientifiques qui pourront être traitées à la suite des résultats de cette thèse.

7.3.1. Vers une étude complète des effets radiatifs des aérosols sur la mer Méditerranée

Dans le chapitre 3, nous avons commencé à montrer les effets radiatifs des aérosols sur la mer Méditerranée (renforcement de la convection océanique, augmentation de la densité des eaux de surface, etc.). Grâce à l'utilisation du modèle NEMOMED8, ce type d'étude pourra être

approfondi, en s'intéressant par exemple à l'évolution des caractéristiques des masses d'eau et des courants océaniques en présence d'aérosols. L'apport des aérosols interactifs sera également un atout pour comprendre le rôle éventuel des aérosols sur la convection océanique.

7.3.2. Vers une meilleure compréhension des interactions aérosol-climat à l'échelle quotidienne

Les simulations PROG et PROG-M du chapitre 6 utilisant le système couplé CNRM-RCSM sur la période 1979-2013 avec respectivement des aérosols interactifs et une moyenne mensuelle de ces mêmes aérosols ouvrent la voie à de nombreuses études. En effet, on a montré des modifications des distributions quotidiennes et des extrêmes de température et de précipitations, qui n'ont pas toujours pu être expliquées physiquement. La longueur de la simulation pourrait permettre de se concentrer sur certains types d'événement (vagues de chaleur en Europe, événements précipitants en Méditerranée, épisodes de blocage anticyclonique en Europe) pour mieux caractériser le rôle des aérosols dans ces processus.

7.3.3. Vers une amélioration de la représentation des aérosols dans le modèle

Le système de modélisation CNRM-RCSM a maintenant une représentation plus complète des aérosols, soit par le biais de climatologies mensuelles plus réalistes qu'auparavant (cf. chapitre 2), soit par l'utilisation d'un schéma interactif (cf. chapitre 5) qui s'est montré capable de reproduire correctement la variabilité spatio-temporelle des aérosols. Cependant, on peut penser que l'amélioration de nos connaissances des processus liés aux aérosols, facilitée par l'amélioration attendue des calculateurs permettant une réduction du coût des simulations, nécessitera d'améliorer notre schéma. Voici les points qui mériteraient alors des développements supplémentaires :

- une meilleure représentation des émissions de sels marins. Le schéma interactif mis en place dans ALADIN-Climat utilise des tables de flux de masse de sels marins pour chacun des trois bins considérés, qui dépendent uniquement de la vitesse du vent en surface. Une paramétrisation plus détaillée faisant intervenir des paramètres supplémentaires tels que l'humidité de l'air ou l'état de la mer pourrait donc être testée.
- une meilleure représentation du cycle du soufre. Les émissions de précurseurs de sulfates comme le SO_2 sont dans notre schéma converties en aérosols sulfatés selon une paramétrisation des réactions photolytiques d'oxydation faisant intervenir uniquement l'angle solaire à travers la latitude. Une première étape pourrait consister à introduire des climatologies mensuelles de radicaux OH, d'eau oxygénée, d'ozone et de dioxyde d'azote afin de mieux calculer la formation de sulfates pour un faible coût. Cette méthode est déjà utilisée dans RegCM4 par exemple. D'autres modèles comme REMO-HAM rajoutent un cycle diurne artificiel à la concentration de radicaux OH pour tenir compte du fait que leur oxydation a lieu durant la journée. Plus récemment, une dépendance au rayonnement (Pietikäinen et al., 2014) a même été incluse. Ces développements pourraient corriger une partie des déficiences du modèle décrites dans les chapitres 5 et 6.
- une augmentation du nombre de bins utilisés pour représenter les aérosols désertiques et les sels marins. Cela pourrait permettre de mieux représenter le spectre de la distribution granulométrique et ainsi améliorer l'épaisseur optique simulée, notamment grâce à une meilleure représentation de l'émission et du dépôt, comme l'ont montré Foret et al. (2006).
- une évaluation des dépôts de poussières désertiques. Jusqu'à maintenant très peu de

mesures de dépôt des poussières désertiques étaient disponibles. La mise en place du réseau CARAGA par le LISA devrait permettre de disposer de séries hebdomadaires de données sur plusieurs années dans huit sites en Europe et en région méditerranéenne. Ces mesures pourront aider à mieux contraindre les flux de dépôt simulés, et implicitement les flux d'émission. Un travail est en cours actuellement via une collaboration avec le LISA (B. Laurent, J. Vincent) et le LA (M. Mallet) pour évaluer les dépôts simulés par les modèles CHIMERE-Dust, RegCM et ALADIN-Climat.

— une meilleure gestion des émissions de feux de biomasse. Le modèle a semblé avoir des difficultés à gérer les émissions de feux de biomasse et leur transport à longue distance, comme par exemple ceux du Canada. Plusieurs pistes pourraient apporter des solutions, notamment un meilleur réglage de la hauteur d'injection ou une répartition quotidienne des émissions. Un phasage avec d'autres inventaires (GFAS, APIFLAME) pourrait également être étudié.

— une prise en compte des aérosols secondaires. Outre les sulfates mentionnés ci-dessus, on pourrait envisager, si les moyens de calcul le permettent, d'intégrer un schéma simplifié de formation des aérosols secondaires inorganiques mais aussi organiques, à la manière de ce qui commence à se faire dans d'autres modèles de climat (e.g. O'Donnell et al., 2011).

— une amélioration de la représentation des effets indirects. ALADIN-Climat est aujourd'hui capable de représenter uniquement le premier effet indirect. Il est vrai que les incertitudes sur les différents indirects sont encore importantes (IPCC, 2013), mais de plus en plus de modèles de climat incorporent des paramétrisations plus élaborées. L'échelle régionale pourrait être adaptée à tester différentes paramétrisations de ces effets indirects.

On peut également mentionner le fait que nous n'avons pas eu le temps au cours de cette thèse de tirer profit de toutes les observations des campagnes intensives de ChArMEx. Ces mesures, notamment celles de la SOP-1a (été 2013), pourront permettre de continuer à évaluer et améliorer notre schéma d'aérosols, de la même manière que l'étude menée dans le cadre de la SOP-0 mais avec un nombre plus grand d'observations.

Enfin, il est important de rappeler que la réduction de certains biais du modèle de climat lui-même pourrait permettre d'améliorer le schéma interactif d'aérosols : surestimation des précipitations en Europe au printemps, manque de nébulosité sur la mer Méditerranée et autres défauts dans la représentation des nuages, biais froid de la SST et mauvaise représentation de son cycle diurne, etc.

7.3.4. Vers des aérosols pronostiques dans les modèles opérationnels de prévision

Dans le chapitre 5, on a démontré qu'à l'échelle quotidienne les variations de rayonnement et de température étaient mieux reproduites en utilisant un schéma pronostique d'aérosols. On peut donc se demander si inclure un schéma similaire dans un modèle opérationnel de prévision du temps pourrait aussi améliorer la performance de ce type de modèle. Les panaches de poussières désertiques transportés régulièrement au-dessus du bassin méditerranéen et parfois jusqu'en Europe, constitueraient des cas d'étude appropriés. Un projet d'évaluation des impacts des aérosols sur la prévision numérique du temps vient ainsi d'être lancé par l'organisation mondiale de la météorologie (projet WGNE : working group on numerical experimentation), comparant plusieurs modèles qui ont simulé plusieurs types de cas (poussières désertiques, pollution, etc.). À Météo-France, nous pourrions tirer profit du fait que le code utilisé en climat

provient du code opérationnel, ce qui faciliterait la mise en place du schéma d'aérosols utilisé dans cette thèse dans le modèle de prévision du temps. Néanmoins, il est relativement difficile de faire la démonstration de la valeur ajoutée des aérosols pour le temps sensible de manière générale comme on a pu le voir dans le chapitre 5. Une approche statistique sur un grand nombre de cas pourrait aider à le montrer. Cela est plus simple si on s'intéresse au rayonnement visible en surface, dans le cadre de la production d'énergie solaire par exemple.

7.3.5. Vers des exercices multi-modèles régionaux des interactions aérosols-climat

Les résultats de cette thèse ont été montrés en utilisant le système de modélisation climatique régionale CNRM-RCSM. En Méditerranée, nous avons la chance d'avoir plusieurs systèmes de ce type développés au sein de la communauté HyMeX/Med-CORDEX. On pourrait donc envisager de reproduire le même type de simulations. D'une part, certains modèles peuvent utiliser une climatologie mensuelle d'aérosols qui pourrait être celle développée dans le chapitre 2 de cette thèse. D'autre part, certains systèmes sont également sur le point de pouvoir inclure un schéma interactif d'aérosols, comme la plateforme PROTHEUS de l'ENEA qui inclut comme modèle atmosphérique RegCM4. Des exercices d'intercomparaison pourraient donc être organisés sur des questions soulevées dans cette thèse comme celle du rôle des aérosols dans les tendances climatiques, ou sur la variabilité quotidienne de rayonnement et de température. De manière générale, la question de l'estimation de l'effet direct mais surtout de l'effet semi-direct mérite également d'être abordée avec plusieurs modèles, afin de vérifier la robustesse des résultats montrés dans cette thèse.

De plus, on peut penser qu'il serait intéressant de mieux tenir compte des aérosols dans des projets internationaux comme CORDEX. On peut espérer que les aérosols constituent un des thèmes mis en avant dans la phase 2 de CORDEX qui est en cours d'élaboration. Par définition, les aérosols qui ont une forte variabilité spatio-temporelle devraient être étudiés davantage à l'échelle régionale, où les conditions de grande échelle pilotant leur évolution peuvent être imposées dans les modèles régionaux de climat.

7.3.6. Vers une compréhension à l'échelle régionale du rôle des aérosols dans les scénarios climatiques

Essentiellement pour des raisons de temps, ce travail a laissé de côté la question des effets des aérosols dans les scénarios climatiques régionaux. Maintenant qu'ALADIN-Climat possède un schéma interactif d'aérosols, réaliser ce type de simulations est envisageable. Cela permettrait de simuler d'une part l'évolution future des aérosols naturels et anthropiques à l'échelle régionale selon les différents scénarios proposés, et d'autre part de comprendre l'évolution de leurs effets sur le système climatique. Dans le cadre de ChArMEx et de l'ANR ADRIMED, un travail est prévu dans ce sens avec les modèles RegCM et ALADIN-Climat. En outre, il serait intéressant de pouvoir étudier l'évolution future des aérosols nitratés (à condition de les ajouter dans le modèle ALADIN-Climat), dont la concentration pourrait augmenter au XXIème siècle avec des impacts potentiels sur le climat (Bellouin et al., 2011).

7.3.7. Vers la compréhension des effets des aérosols sur la biogéochimie marine

Les aérosols, en particulier les poussières désertiques, constituent une source de nutriments pour les organismes marins comme le phytoplancton, en particulier dans le sud du bassin méditerranéen pauvre en autres sources de nutriments. Lorsque ces aérosols se déposent sur la

mer, ils permettent le développement de blooms phytoplanctoniques localisés dans le temps et dans l'espace, pouvant avoir des conséquences sur le climat (comme la modification de l'albédo ou du bilan de carbone) et les écosystèmes. Pour répondre à ce type de question, on peut envisager d'utiliser un modèle de biogéochimie marine dans le modèle d'océan. Une collaboration est prévue dans cette optique avec le laboratoire LSCE (J.-C. Dutay), où ALADIN-Climat sera utilisé pour fournir des champs de dépôt d'aérosols désertiques. Par la suite, le but serait d'intégrer ce schéma de biogéochimie marine dans le modèle océanique du système CNRM-RCSM afin de coupler la biogéochimie marine aux autres composantes (aérosols, atmosphère, océan, rivières). De plus, une action est envisagée sur cette thématique à moyen terme dans le cadre du possible projet PEACETIME (MERMEx-ChArMEx) sur les interactions aérosols-dépôt-biogéochimie marine.

Références

S. S. Abdalmogith, R. M. Harrison, et Z. Zlatev. Intercomparison of Secondary Inorganic Aerosol Concentrations in the UK with Predictions of the Unified Danish Eulerian Model. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 54 :43–66, 2006. doi : 10.1007/s10874-006-9012-3.

I. J. Ackermann, H. Hass, M. Memmesheimer, A. Ebel, F.S. Binkowski, et U. Shankar. Modal aerosol dynamics model for Europe : Development and first applications. *Atmospheric Environment*, 32 :2981–2999, 1998.

B. A. Albrecht. Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, 245 :1227–1230, 1989. doi : 10.1126/science.245.4923.1227.

S. C. Alfaro et L. Gomes. Modeling mineral aerosol production by wind erosion : Emission intensities and aerosol size distribution in source areas. *Journal of Geophysical Research*, 106 :18,075–18,084, 2001. doi : 10.1029/2000JD900339.

P. Allard, J. Carbonnelle, D. Dajlevic, J. Le Bronec, P. Morel, M. C. Rober, J. M. Maurenas, R. Faivre-Pierret, D. Martin, J. C. Sabroux, et P. Zettwoog. Eruptive and diffuse emissions of CO2 from Mount Etna. *Nature*, 351 :387–391, 1991. doi : 10.1038/351387a0.

R. J. Allen, J. R. Norris, et M. Wild. Evaluation of multidecadal variability in CMIP5 surface solar radiation and inferred underestimation of aerosol direct effects over Europe, China, Japan, and India. *Journal of Geophysical Research*, 118 :6311–6336, 2013. doi : 10.1002/jgrd.50426, 2013.

P. Alpert et B. Ziv. The Sharav Cyclone : Observations and some theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research*, 94 :18495–18514, 1989. doi : 10.1029/JD094iD15p18495.

V. Amiridis, D. S. Balis, S. Kazadzis, A. Bais, E. Giannakaki, A. Papayannis, et C. Zerefos. Four-year aerosol observations with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET). *Journal of Geophysical Research*, 110 :D21203, 2005. doi : 10.1029/2005JD006190.

A. Angström. The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 16 :64–75, 1964.

D. Antoine et D. Nobileau. Recent increase of Saharan dust transport over the Mediterranean Sea, as revealed from ocean color satellite (SeaWiFS) observations. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D12214, 2006. doi : 10.1029/2005JD006795.

V. Artale, S. Calmanti, A. Carillo, A. Dell'Aquila, M. Herrmann, G. Pisacane, P. M. Ruti, G. Sannino, M. V. Struglia, F. Giorgi, X. Bi, J. S. Pal, S. Rauscher, et the PROTHEUS Group. An atmosphere–ocean regional climate model for the Mediterranean area : assessment of a present climate simulation. *Climate Dynamics*, 35(5) :721–740, 2010. doi : 10.1007/s00382-009-0691-8.

R. A. Bagnold. *The physics of Blown sand and Desert Dunes*. Methuen, 1941.

M. Bangert, C. Kottmeier, B. Vogel, et H. Vogel. Regional scale effects of the aerosol cloud interaction simulated with an online coupled comprehensive chemistry model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :4411–4423, 2011. doi : 10.5194/acp-12-4045-2012.

H. Bardouki, H. Berresheim, M. Vrekoussis, J. Sciare, G. Kouvarakis, K. Oikonomou, J. Schneider, et N. Mihalopoulos. Gaseous (DMS, MSA, SO_2, H_2SO_4 and DMSO) and particulate (sulfate and methanesulfonate) sulfur species over the northeastern coast of Crete. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3 :1871–1886, 2003. doi : 10.5194/acp-3-1871-2003.

F. Barnaba et G. P. Gobbi. Aerosol seasonal variability over the Mediterranean region and relative impact of maritime, continental and Saharan dust particles over the basin from MODIS data in the year 2001. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 4 :2367–2391, 2004.

F. Barnaba, F. Angelini, G. Curci, et G. P. Gobbi. An important fingerprint of wildfires on the European aerosol load. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :10487–10501, 2011. doi : 10.5194/acp-11-10487-2011.

S. Basart, C. Pérez, E. Cuevas, J. M. Baldasano, et G. P. Gobbi. Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 9 :8265–8282, 2009.

S. Basart, C. Perez, S. Nickovic, E. Cuevas, et J. M. Baldasano. Development and evaluation of the BSC-DREAM8b dust regional model over Northern Africa, the Mediterranean and the Middle East. *Tellus B*, 64 :18539, 2012. doi : 10.3402/tellusb.v64i0.18539.

N. Bellouin, J. Rae, A. Jones, C. Johnson, J. Haywood, et O. Boucher. Aerosol forcing in the Climate Model Intercomparison Project (CMIP5) simulations by HadGEM2-ES and the role of ammonium nitrate. *Journal of Geophysical Research*, 116 :D20206, 2011. doi : 10.1029/2011JD016074.

A. Benedetti, J. W. Kaiser, et J.-J. Morcrette. [global climate] aerosols [in "state of the climate in 2010"]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(6) :S65–S67, 2011.

C. M. Benkovitz, M. T. Scholz, J. Pacyna, L. Tarrason, J. Dignon, E. C. Voldner, P. A. Spiro, J. A. Logan, et T. E. Graedel. Global gridded inventories of anthropogenic emissions of sulfur and nitrogen. *Journal of Geophysical Research*, 101 :29239–29253, 1996.

G. Bergametti, A.-L. Dutot, P. Buat-Ménard, R. Losno, et E. Remoudaki. Seasonal variability of the elemental composition of atmospheric aerosol particles over the northwestern Mediterranean. *Tellus B*, 41B :353–361, 1989. doi : 10.1111/j.1600-0889.1989.tb00314.x.

A. Bergamo, A. M. Tafuro, S. Kinne, F. De Tomasi, et M. R. Perrone. Monthly-averaged anthropogenic aerosol direct radiative forcing over the Mediterranean based on AERONET aerosol properties. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 8 :6995–7014, 2008.

S. Berthier, P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon, F. Dulac, F. Thieuleux, C. Moulin, et T. Pain. Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from Lidar in-Space Technology Experiment (LITE) and Meteosat synergy. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D21202, 2006. doi : 10.1029/2005JD006999.

B. Bessagnet, A. Hodzic, R. Vautard, M. Beekmann, S. Cheinet, C. Honoré, C. Liousse, et L. Rouil. Aerosol modeling with CHIMERE—preliminary evaluation at the continental scale. *Atmospheric Environment*, 38 :2803–2817, 2004. doi : 10.1016/j.atmosenv.2004.02.034.

T. F. Bidleman. Atmospheric processes : wet and dry deposition of organic compounds are controlled by their vapor-particle partitioning. *Environmental Science and Technology*, 22 : 361–367, 1988. doi : 10.1021/es00169a002.

D. C. Blanchard. *The production, distribution and bacterial enrichment of the sea-salt aerosol, in : Air-Sea Exchange of Gases and Particles.* Liss, P. S. and Slinn, W. G. N., Reidel, Boston, USA, 1983.

T. C. Bond et R. W. Bergström. Light absorption by carbonaceous particles : An investigative review. *Aerosol Science and Technology*, 40 :27–67, 2006. doi : 10.1080/02786820500421521.

B. B. B. Booth, N. J. Dunstone, P. R. Halloran, T. Andrews, et N. Bellouin. Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*, 484 :228–232, 2012. doi : 10.1038/nature10946.

O. Boucher. L'ingénierie climatique face au réchauffement climatique : solution d'avenir ou fuite en avant ? *La Météorologie*, 78 :31–43, 2012.

O. Boucher, D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens, et X.Y. Zhang. *Clouds and Aerosols. In : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2013.

A. Bovchaliuk, G. Milinevsky, V. Danylevsky, P. Goloub, O. Dubovik, A. Holdak, F. Ducos, et M. Sosonkin. Variability of aerosol properties over Eastern Europe observed from ground and satellites in the period from 2003 to 2011. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 : 6587–6602, 2013. doi : 10.5194/acp-13-6587-2013.

F.-M. Bréon, A. Vermeulen, et J. Descloitres. An evaluation of satellite aerosol products against sunphotometers measurements. *Remote Sensing of Environment*, 115 :3102–3111, 2011. doi : 10.1016/j.rse.2011.06.017.

P. R. Buseck et K. Adachi. Nanoparticles in the atmosphere (in Nanogeoscience). *Elements*, 4 :389–394, 2008. doi : 10.2113/gselements.4.6.389.

J. Bösenberg, D. Balis, P. Flamant, G. Papalardo, A. Papayannis, J. Pelon, J. Schneider, T. Trickl, et G. Visconti. *EARLINET : A European Aerosol Research Lidar Network, in : Advances in Laser Remote Sensing.* Dabas, A., Loth, C., and Pelon, J., 2001.

H. Cachier, C. Liousse, P. Buat-Menard, et A. Gaudichet. Particulate content of savanna fire emissions. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 22 :123–148, 1995.

S. Caquineau, A. Gaudichet, L. Gomes, M.-C. Magonthier, et B. Chatenet. Saharan dust : Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols. *Geophysical Research Letters*, 25 :983–986, 1998. doi : 10.1029/98GL00569.

T. N. Carlson. Atmospheric Turbidity in Saharan Dust Outbreaks as Determined by Analyses of Satellite Brightness Data. *Monthly Weather Review*, 107 :322–335, 1979. doi : 10.1175/1520-0493(1979)107<0322 :ATISDO>2.0.CO ;2.

D. Carrer, X. Ceamanos, B. Six, et J.-L. Roujean. AERUS-GEO : a newly available satellite-derived aerosol optical depth product over Europe and Africa. *Geophysical Research Letters*, page in press, 2014. doi : 10.1002/2014GL061707.

J.-P. Chaboureau, E. Richard, J.-P. Pinty, C. Flamant, P. Di Girolamo, C. Kiemle, A. Behrendt, H. Chepfer, M. Chiriaco, et V. Wulfmeyer. Long-range transport of Saharan dust and its radiative impact on precipitation forecast : a case study during the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 :236–251, 2011. doi : 10.1002/qj.719.

M. Champollion. Retombées de poussières et pluies colorées. *Météorologie*, IV, 70 :307–313, 1963.

R. J. Charlson, J. E. Lovelock, M. O. Andreae, et S. G. Warren. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326 :655–661, 1987. doi : 10.1038/326655a0.

R. J. Charlson, S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley-Junior, J. E. Hansen, et D. J. Hofmann. Climate Forcing by Antlropogenic Aerosols. *Science*, 255 :423–430, 1992.

P. Chazette, J.-C. Raut, F. Dulac, S. Berthier, S.-W. Kim, P. Royer, J. Sanak, S. Loaëc1, et H. Grigaut-Desbrosses. Simultaneous observations of lower tropospheric continental aerosols with a ground-based, an airborne, and the spaceborne CALIOP lidar system. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D00H31, 2010. doi : 10.1029/2009JD012341.

R. Chester, E. J. Sharples, et G. S. Sanders. Saharan dust incursion over the Tyrrhenian Sea. *Atmospheric Environment*, 18 :929–935, 1984. doi : 10.1016/0004-6981(84)90069-6.

I. Chiapello, P. Goloub, D. Tanré, A. Marchand, J. Herman, et O. Torres. Aerosol detection by TOMS and POLDER over oceanic regions. *Journal of Geophysical Research*, 105 :7133–7142, 2000. doi : 10.1029/1999JD901048.

J. H. Christensen et O. B. Christensen. A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81 :7–30, 2007.

J. H. Christensen, T. R. Carter, et F. Giorgi. PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 83 :147–147, 2002. doi : 10.1029/2002EO000094.

A. Correggiari, S. Guerzoni, R. Lenaz, G. Quarantotto, et G. Rampazzo. Dust deposition in the central Mediterranean (Tyrrhenian and Adriatic Seas) : Relationships with marine sediments and riverine input. *Terra Nova*, 1 :549–558, 1989. doi : 10.1111/j.1365-3121.1989.tb00431.x.

P. J. Crutzen et M. O. Andreae. Biomass Burning in the Tropics : Impact on Atmospheric Chemistry and Biogeochemical Cycles. *Science*, 250 :1669–1678, 1990. doi : 10.1126/science.250.4988.1669.

D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimbergere, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanzf, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnaya, C. Tavolato,

J.-N. Thépaut, et F. Vitart. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 : 553–597, 2011. doi : 10.1002/qj.828.

R. J. Delfino, C. Sioutas, et S. Malik. Potential role of ultrafine particles in associations between airborne particle mass and cardiovascular health. *Environmental Health Perspectives*, 113 : 934–946, 2005.

S. Despiau, S. Cougnenc, et F. Resch. Concentrations and size distributions of aerosol particles in coastal zone. *Journal of Aerosol Science*, 27 :403–415, 1996. doi : 10.1016/0021-8502(95)00558-7.

C. Di Biagio, A. Di Sarra, et D. Meloni. Large atmospheric shortwave radiative forcing by Mediterranean aerosols derived from simultaneous ground-based and spaceborne observations and dependence on the aerosol type and single scattering albedo. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D10209, 2010. doi : 10.1029/2009JD012697.

T. Di Iorio, A. Di Sarra, D. M. Sferlazzo, M. Cacciani, D. Meloni, F. Monteleone, D. Fua, et G. Fiocco. Seasonal evolution of the tropospheric aerosol vertical profile in the central mediterranean and role of desert dust. *Journal of Geophysical Research*, 114 :D02201, 2009. doi : 10.1029/2008JD010593.

A. Di Sarra, T. Di Iorio, M. Cacciani, G. Fiocco, et D. Fuà. Saharan dust profiles measured by lidar at Lampedusa. *Journal of Geophysical Research*, 106 :10335–10347, 2001. doi : 10.1029/2000JD900734.

R. E. Dickinson, R. M. Errico, F. Giorgi, et G. Bates. A regional climate model for the western United States. *Climate Change*, 15 :383–422, 1989.

K. Donaldson, V. Stone, A. Seaton, et W. MacNee. Ambient particle inhalation and the cardiovascular system : potential mechanisms. *Environmental Health Perspectives*, 109 :523–527, 2001.

C. Dubois, S. Somot, S. Calmanti, A. Carillo, M. Deque, A. Dell'Aquilla, A. Elizalde, S. Gualdi, D. Jacob, B. L'Heveder, L. Li, P. Oddo, G. Sannino, E. Scoccimarro, et F. Sevault. Future projections of the surface heat and water budgets of the Mediterranean Sea in an ensemble of coupled atmosphere–ocean regional climate models. *Climate Dynamics*, 39 :1859–1884, 2012. doi : 10.1007/s00382-011-1261-4.

O. Dubovik, B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, et I. Slutsker. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the Atmospheric Science*, 59 :590–608, 2002.

O. Dubovik, A. Sinyuk, T. Lapyonok, B. N. Holben, M. Mishchenko, P. Yang, T. F. Eck, H. Volten, O. Muñoz, B. Veihelmann, W. J. van der Zande, J.-F. Leon, M. Sorokin, et I. Slutsker. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D11208, 2006. doi : 10.1029/2005JD006619.

F. Dulac et P. Chazette. Airborne study of a multi-layer aerosol structure in the eastern Mediterranean observed with the airborne polarized lidar ALEX during a STAAARTE campaign (7 June 1997). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3 :1817–1831, 2003. doi : 10.5194/acp-3-1817-2003.

F. Dulac, P. Buat-Ménard, M. Arnold, U. Ezat, et D. Martin. Atmospheric input of trace metals to the western Mediterranean Sea : 1. Factors controlling the variability of atmospheric concentrations. *Journal of Geophysical Research*, 92 :8437–8453, 1987. doi : 10.1029/JD092iD07p08437.

F. Dulac, P. Buat-Ménard, U. Ezat, S. Melki, et G. Bergametti. Atmospheric input of trace metals to the western Mediterranean : uncertainties in modelling dry deposition from cascade impactor data. *Tellus B*, 41B :362–378, 1989. doi : 10.1111/j.1600-0889.1989.tb00315.x.

F. Dulac, D. Tanré, G. Bergametti, P. Buat-Ménard, M. Desbois, et D. Sutton. Assessment of the African airborne dust mass over the western Mediterranean Sea using Meteosat data. *Journal of Geophysical Research*, 97 :2489–2506, 1992. doi : 10.1029/91JD02427.

M. Déqué et J.-P. Piedelievre. High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics*, 11 :321–339, 1995.

M. Déqué, P. Marquet, et R. G. Jones. Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *Climate Dynamics*, 14 :173–189, 1998.

A. M. L. Ekman et H. Rodhe. Regional temperature response due to indirect sulfate aerosol forcing : impact of model resolution. *Climate Dynamics*, 21 :1–10, 2003. doi : 10.1007/s00382-003-0311-y.

A. T. Evan, D. J. Vimont, A. K. Heindiger, J. P. Kossin, et R. Bennartz. The Role of Aerosols in the Evolution of Tropical North Atlantic Ocean Temperature Anomalies. *Science*, 324 : 778–781, 2009. doi : 10.1126/science.1167404.

F. Fécan, B. Marticorena, et G. Bergametti. Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Annales Geophysicae*, 17 :149–157, 1999. doi : 10.1007/s005850050744.

D. Folini et M. Wild. Aerosol emissions and dimming/brightening in Europe : Sensitivity studies with ECHAM5-HAM. *Journal of Geophysical Research*, 116 :D21104, 2011. doi : 10.1029/2011JD016227.

G. R. Foltz et M. J. McPhaden. Impact of Saharan Dust on Tropical North Atlantic SST. *Journal of Climate*, 21 :5048–5060, 2008. doi : 10.1175/2008JCLI2232.1.

G. Foret, G. Bergametti, F. Dulac, et L. Menut. An optimized particle size bin scheme for modeling mineral dust aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D17310, 2006. doi : 10.1029/2005JD006797.

P. Formenti, O. Boucher, T. Reiner, D. Sprung, M. O. Andreae, M. Wendisch, H. Wex, D. Kindred, M. Tzortziou, A. Vasaras, et C. Zerefos. STAAARTE-MED 1998 summer airborne measurements over the Aegean Sea 2. Aerosol scattering and absorption, and radiative calculations. *Journal of Geophysical Research*, 107 :D21, 2002. doi : 10.1029/2001JD001536.

P. Formenti, L. Schütz, Y. Balkanski, K. Desboeufs, M. Ebert, K. Kandler, A. Petzold, D. Scheuvens, S. Weinbruch, et D. Zhang. Recent progress in understanding physical and chemical properties of African and Asian mineral dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 : 8231–8256, 2011. doi : 10.5194/acp-11-8231-2011.

S. K. Friedlander et H. F. Johnstone. Deposition of Suspended Particles from Turbulent Gas Streams. *Industrial and Engineering Chemistry*, 49 :1151–1156, 1957. doi : 10.1021/ie50571a039.

E. Ganor. Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment*, 16 :581–587, 1982. doi : 10.1016/0004-6981(82)90167-6.

E. Ganor. The frequency of Saharan dust episodes over Tel Aviv, Israel. *Atmospheric Environment*, 28 :2867–2871, 1994. doi : 10.1016/1352-2310(94)90087-6.

E. Ganor, H.A. Foner, S. Brenner, E. Neeman, et N. Lavi. The chemical composition of aerosols settling in Israel following dust storms. *Atmospheric Environment*, 25 :2665–2670, 1991. doi : 10.1016/0960-1686(91)90196-E.

E. Ganor, Z. Levin, et D. Pardess. Determining the acidity and chemical composition of fog, haze and cloud droplets in Israel. *Atmospheric Environment*, 27A :1821–1832, 1993. doi : 10.1016/0960-1686(93)90287-9.

E. Ganor, H. A. Foner, H. G. Bingemer, R. Udisti, et I. Setter. Biogenic sulphate generation in the Mediterranean Sea and its contribution to the sulphate anomaly in the aerosol over Israel and the Eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment*, 34 :3453–3462, 2000. doi : 10.1016/S1352-2310(00)00077-7.

X. Gao, J. S. Pal, et F. Giorgi. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters*, 33 :L03706, 2006. doi : 10.1029/2005GL024954.

O. E. Garcia, J. P. Diaz, F. J. Exposito, A. M. Diaz, O. Dubovik, Y. Derimian, P. Dubuisson, et J.-C. Roger. Shortwave radiative forcing and efficiency of key aerosol types using AERONET data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12 :5129–5145, 2012. doi : 10.5194/acp-12-5129-2012.

P.-J. Gauthier, M.-F. Le Cloarec, et M. Condomines. Degassing processes at Stromboli volcano inferred from short-lived disequilibria (^{210}Pb-^{210}Bi-^{210}Po) in volcanic gases. *Journal of volcanology and geothermal research*, 102 :1–19, 2000. doi : 10.1016/S0377-0273(00)00179-7.

A.-L. Gibelin et M. Déqué. Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20(4) :327–339, 2003. ISSN 0930-7575. doi : 10.1007/s00382-002-0277-1.

H. Gilgen, M. Wild, et A. Ohmura. Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data. *Journal of Climate*, 11 :2042–2061, 1998.

D. A. Gillette. *Environmental Factors Affecting Dust Emission by Wind Erosion.* John Wiley, New York, c. morales edition, 1979.

P. Ginoux, M. Chin, I. Tegen, J. Prospero, B. N. Holben, O. Dubovik, et S.-J. Lin. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *Journal of Geophysical Research*, 106 :20,255–20,274, 2001.

Paul Ginoux, J. M. Prospero, T. E. Gill, N. C. Hsu, et M. Zhao. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products. *Reviews of Geophysics*, 50 :RG3005, 2012. doi : 10.1029/2012RG000388.

F. Giorgi. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33 :L08707, 2006. doi : 10.1029/2006GL025734.

F. Giorgi et P. Lionello. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63 :90–104, 2008. doi : 10.1016/j.gloplacha.2007.09.005.

F. Giorgi et L. O. Mearns. Introduction to special section : Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104 :6335–6352, 1999. doi : 10.1029/98JD02072.

F. Giorgi, X. Bi, et Y. Qian. Direct radiative forcing and regional climatic effects of anthropogenic aerosols over East Asia : A regional coupled climate-chemistry/aerosol model study. *Journal of Geophysical Research*, 107 :D20, 2002. doi : 10.1029/2001JD001066.

F. Giorgi, E. Coppola, F. Solmon, L. Mariotti, M. B. Sylla, X. Bi, N. Elguindi, G. T. Diro, V. Nair, G. Giuliani, S. Cozzini, I. Guettler, T. A. O'Brien, A. B. Tawfik, A. Shalaby, A. S. Zakey, A. L. Steiner, F. Stordal, L. C. Sloan, et C. Brankovic. RegCM4 : model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52 :7–29, 2012. doi : 10.3354/cr01018.

S. R. Gislason, T. Hassenkam, S. Nedel, N. Bovet, E. S. Eiriksdottir, H. A. Alfredsson, C. P. Hem, Z. I. Balogh, K. Dideriksen, N. Oskarsson, B. Sigfusson, G. Larsen, et S. L. S. Stipp. Characterization of Eyjafjallajökull volcanic ash particles and a protocol for rapid risk assessment. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 7307–7312„ 2011. doi : 10.1073/pnas.1015053108.

A. Gkikas, N. Hatzianastassiou, et N. Mihalopoulos. Aerosol events in the broader Mediterranean basin based on 7-year (2000–2007) MODIS C005 data. *Annales Geophysicae*, 27 : 3509–3522, 2009.

A. Gkikas, N. Hatzianastassiou, N. Mihalopoulos, V. Katsoulis, S. Kazadzis, J. Pey, X. Querol, et O. Torres. The regime of intense desert dust episodes in the Mediterranean based on contemporary satellite observations and ground measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 :12135–12154, 2013. doi : 10.5194/acp-13-12135-2013.

G. P. Gobbi, F. Barnaba, R. Giorgi, et A. Santacasa. Altitude-resolved properties of a Saharan dust event over the Mediterranean. *Atmospheric Environment*, 34 :5119–5127, 2000. doi : 10.1016/S1352-2310(00)00194-1.

P. Goloub, D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman, A. Marchand, et F.-M. Bréon. Validation of the first algorithm applied for deriving the aerosol properties over the ocean using the POLDER/ADEOS measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 37 :1586–1596, 1999.

M. Griggs. Satellite measurements of tropospheric aerosols. *Advances in Space Research*, 2 : 109–118, 1982. doi : 10.1016/0273-1177(82)90335-0.

F. E. Grousset et P. E. Biscaye. Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. *Chemical Geology*, 222 :149–167, 2005. doi : 10.1016/j.chemgeo.2005.05.006.

W. Guelle, M. Schulz, Y. Balkanski, et F. Dentener. Influence of the source formulation on modeling the atmospheric global distribution of the sea salt aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 106 :27,509–27,524, 2001.

S. Guerzoni, R. Chester, F. Dulac, B. Herut, M.-D. Loÿe-Pilot, C. Measures, C. Migon, E. Molinaroli, C. Moulin, P. Rossini, C. Saydam, A. Soudine, et P. Ziverik. The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography*, 44 : 147–190, 1999. doi : 10.1016/S0079-6611(99)00024-5.

C. Guieu, R. Chester, M. Nimmo, J.-M. Martin, S. Guerzoni, E. Nicolas, J. Mateu, et S. Keyse. Atmospheric input of dissolved and particulate metals to the northwestern Mediterranean. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 44 :655–674, 1997. doi : 10.1016/S0967-0645(97)88508-6.

O. L. Hadley et Thomas W. Kirchstetter. Black-carbon reduction of snow albedo. *Nature climate change*, 2 :437–440, 2012. doi : 10.1038/NCLIMATE1433.

S. Hagemann, B. Machenhauer, R. Jones, O. B. Christensen, M. Deque, D. Jacob, et P. L. Vidale. Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Climate Dynamics*, 23 :547–567, 2004. doi : 10.1007/s00382-004-0444-7.

P. Hamill, E. J. Jensen, P. B. Russell, et J. J. Bauman. The Life Cycle of Stratospheric Aerosol Particles. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78 :1395–1410, 1997.

E. Hamonou, P. Chazette, D. Balis, F. Dulac, X. Schneider, E. Galani, G. Ancellet, et A. Papayannis. Characterization of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean basin. *Journal of Geophysical Research*, 104 :22257–22270, 1999.

J. Hansen, M. Sato, R. Ruedy, A. Lacis andK. Asamoah andS. Borenstein, E. Brown, B. Cairns, G. Caliri, M. Campbell, B. Curran, S. de Castro, L. Druyan, M. Fox, C. Johnson, J. Lerner, M. P. McCormick, R. Miller, P. Minnis, A. Morrison, L. Pandolfo, I. Ramerrann, F. Zaucker, M. Robinson, P. Russell, K. Shah, P. Stone, I. Tegen, L. Thomason, J. Wilder, et H. Wilson. A Pinatubo Climate Modeling Investigation. *NATO ASI Series*, 42 :233–272, 1996. doi : 10.1007/978-3-642-61173-5-20.

J. Hansen, M. Sato, et R. Ruedy. Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research*, 102 :6831–6864, 1997. doi : 10.1029/96JD03436.

N. Hatzianastassiou, A. Gkikas, N. Mihalopoulos, O. Torres, et B. D. Katsoulis. Natural versus anthropogenic aerosols in the eastern Mediterranean basin derived from multiyear TOMS and MODIS satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 114 :D24202, 2009. doi : 10.1029/2009JD011982.

J. Haywood et O. Boucher. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols : A review. *Reviews of Geophysics*, 38 :513–543, 2000. doi : 10.1029/1999RG000078.

B. Heinold, I. Tegen, K. Schepanski, M. Tesche, M. Esselborn, V. Freudenthaler, S. Gross, K. Kandler, P. Knippertz, D. Müller, A. Schladitz, C. Toledano, B. Weinzierl, A. Ansmann, D. Althausen, T. Müller, A. Petzold, et A. Wiedensohler. Regional modelling of Saharan dust and biomass-burning smoke. *Tellus B*, 63 :781–799, 2011. doi : 10.1111/j.1600-0889.2011.00570.x.

M. Herman, J.-L. Deuzé, A. Marchand, B. Roger, et P. Lallart. Aerosol remote sensing from POLDER//ADEOS over the ocean : Improved retrieval using a nonspherical particle model. *Journal of Geophysical Research*, 110 :D10S02, 2005. doi : 10.1029/2004JD004798.

M. Herrmann, S. Somot, S. Calmanti, C. Dubois, et F. Sevault. Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11 :1983–2001, 2011. doi : 10.5194/nhess-11-1983-2011.

A. Hodzic, R. Vautard, H. Chepfer, P. Goloub, L. Menut, P. Chazette, J. L. Deuzé, A. Apituley, et P. Couvert. Evolution of aerosol optical thickness over Europe during the August 2003 heat wave as seen from CHIMERE model simulations and POLDER data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6 :1853–1864, 2006. doi : 10.5194/acp-6-1853-2006.

C. Hohenegger et P. L. Vidale. Sensitivity of the European climate to aerosol forcing as simulated with a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 110 :D06201, 2005. doi : 10.1029/2004JD005335.

B. N. Holben, T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, et A. Smirnov. AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66 :1–16, 1998. doi : 10.1016/S0034-4257(98)00031-5.

C. Honoré, L. Rouïl, R. Vautard, M. Beekmann, B. Bessagnet, A. Dufour, C. Elichegaray, J.-M. Flaud, L. Malherbe, F. Meleux, L. Menut, D. Martin, A. Peuch, et V.-H. Peuch andN. Poisson. Predictability of European air quality : Assessment of 3 years of operational forecasts and analyses by the PREV'AIR system. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D04301, 2008. doi : 10.1029/2007JD008761.

N. C. Hsu, S.-C. Tsay, M. King, et J. R. Herman. Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 42 :557– 569, 2004. doi : 10.1109/TGRS.2004.824067.

N. Huneeus. *Assimilation variationnelle d'observations satellitaires dans un modèle atmosphérique d'aérosols*. PhD thesis, Université de Lille 1, 2007.

N. Huneeus, M. Schulz, Y. Balkanski, J. Griesfeller, J. Prospero, S. Kinne, S. Bauer, O. Boucher, M. Chin, F. Dentener, T. Diehl, R. Easter, D. Fillmore, S. Ghan, P. Ginoux, A. Grini, L. Horowitz, D. Koch, M. C. Krol, W. Landing, X. Liu, N. M. Mahowald, R. Miller, J.-J. Morcrette, G. Myhre, J. Penner, J. Perlwitz, P. Stier, T. Takemura, et C. S. Zender. Global dust model intercomparison in AeroCom phase I. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 11 : 7781–7816, 2011. doi : 10.5194/acp-11-7781-2011.

IPCC. *Résumé à l'intention des décideurs, Changements climatiques 2013 : Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.* [sous la direction de Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York (État de New York), États-Unis d'Amérique., 2013.

P. Israelevich, E. Ganor, P. Alpert, P. Kishcha, et A. Stupp. Predominant transport paths of Saharan dust over the Mediterranean Sea to Europe. *Journal of Geophysical Research*, 117 : D02205, 2012. doi : 10.1029/2011JD016482.

L. Jaeglé, P. K. Quinn, T. S. Bates, B. Alexander, et J.-T. Lin. Global distribution of sea salt aerosols : new constraints from in situ and remote sensing observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :3137–3157, 2011. doi : 10.5194/acp-11-3137-2011.

C. Jamet, C. Moulin, et S. Thiria. Monitoring aerosol optical properties over the Mediterranean from SeaWiFS images using a neural network inversion. *Geophysical Research Letters*, 31 : L13107, 2004. doi : 10.1029/2004GL019951.

I. Jankowiak et D. Tanré. Satellite Climatology of Saharan Dust Outbreaks : Method and Preliminary Results. *Journal of Climate*, 5 :646–656, 1992. doi : 10.1175/1520-0442(1992)005<0646 :SCOSDO>2.0.CO ;2.

B. T. Johnson, K. P. Shine, et P. M. Forster. The semi-direct aerosol effect : Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130 :1407–1422, 2004. doi : 10.1256/qj.03.61.

C. Junge. The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere. *Journal of Meteorology*, 12 :13–25, 1955. doi : 10.1175/1520-0469.

R. A. Kahn, B. J. Gaitley, J. V. Martonchik, D. J. Diner, K. A. Crean, et B. Holben. Multiangle imaging spectroradiometer (misr) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident aerosol robotic network (aeronet) observations. *Journal of Geophysical Research*, 110 :D10S04, 2005. doi : 10.1029/2004JD004706.

R. A. Kahn, B. J. Gaitley, M. J. Garay, D. J. Diner, T. F. Eck, A. Smirnov, et B. N. Holben. Multiangle Imaging SpectroRadiometer global aerosol product assessment by comparison with the Aerosol Robotic Network. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D23209, 2010. doi : 10.1029/2010JD014601.

J. W. Kaiser, A. Heil, M. O. Andreae, A. Benedetti, N. Chubarova, L. Jones, J.-J. Morcrette, M. Razinger, M. G. Schultz, M. Suttie, et G. R. van der Werf. Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. *Biogeosciences*, 8 :7339–7398, 2011. doi : 10.5194/bgd-8-7339-2011.

G. Kallos, A. Papadopoulos, P. Katsafados, et S. Nickovic. Transatlantic Saharan dust transport : Model simulation and results. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D09204, 2006. doi : 10.1029/2005JD006207.

M. Kanakidou, N. Mihalopoulos, N. Kalivitis, K. Tsigaridis, G. Kouvarakis, E. Koulouri, E. Gerasopoulos, M. Vrekoussis, et S. Myriokefalitakis. Natural contributions to particulate matter levels over Europe - the experience from Greece. *Proceedings of the 10th International Conference on Environmental Science and Technology Kos island, Greece, 5 – 7 September 2007*, 2007.

M. Kanakidou, N. Mihalopoulos, T. Kindap, U. Im, M. Vrekoussis, E. Gerasopoulos, E. Dermitzaki, A.Unal, M. Koçak, K. Markakis, D. Melas, G. Kouvarakis, A. F. Youssef, A. Richter, N. Hatzianastassiou, A. Hilboll, F. Ebojie, F. Wittrock, C. von Savigny, J. P. Burrows, A. Ladstaetter-Weissenmayer, et H. Moubasher. Megacities as hot spots of air pollution in the East Mediterranean. *Atmospheric Environment*, 45 :1223–1235, 2011. doi : 10.1016/j.atmosenv.2010.11.048.

Y. J. Kaufman, D. Tanré, et O. Boucher. A satellite view of aerosolsin the climate system. *Nature*, 419 :215–223, 2002.

J. J. Kennedy, N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, et M. Saunby. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850 : 2. Biases and homogenization. *Journal of Geophysical Research*, 116 :D14104, 2011. doi : 10.1029/2010JD015220.

S. Kinne, M. Schulz, C. Textor, S. Guibert, Y. Balkanski, S. E. Bauer, T. Berntsen, T. F. Berglen, O. Boucher, M. Chin, W. Collins, F. Dentener, T. Diehl, R. Easter, J. Feichter, D. Fillmore, S. Ghan, P. Ginoux, S. Gong, A. Grini, J. Hendricks, M. Herzog, L. Horowitz, I. Isaksen, T. Iversen, A. Kirkevag, S. Kloster, D. Koch, J. E. Kristjansson, M. Krol, A. Lauer, J. F. Lamarque, G. Lesins, X. Liu, U. Lohmann, V. Montanaro, G. Myhre, J. E. Penner, G. Pitari, S. Reddy, O. Seland, P. Stier, T. Takemura, et X. Tie. An AeroCom initial assessment – optical properties in aerosol component modules of global models. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 6 :1815–1834, 2006.

D. Koch et A. D. Del Genio. Black carbon semi-direct effects on cloud cover : review and synthesis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :7685–7696, 2010. doi : 10.5194/acp-10-7685-2010.

J. F. Kok. A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108 :1016–1021, 2011. doi : 10.1073/pnas.1014798108.

S. Kopf, M. Ha-Duong, et S. Hallegatte. Using maps of city analogues to display and interpret climate change scenarios and their uncertainty. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8 :905–918, 2008.

S. Korontzi, J. McCarty, T. Loboda, S. Kumar, et C. Justice. Global distribution of agricultural fires in croplands from 3 years of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. *Global Biogeochemistry Cycles*, 20 :GB2021, 2006. doi : 10.1029/2005GB002529.

M.E. Koukouli, S. Kazadzis, V. Amiridis, C. Ichoku, D. S. Balis, et A. F. Bais. Signs of a negative trend in the MODIS aerosol optical depth over the Southern Balkans. *Atmospheric Environment*, 44 :1219–1228, 2010. doi : 10.1016/j.atmosenv.2009.11.024.

A. Krzic, I. Tosic, V. Djurdjevic, K. Veljovic, et B. Rajkovic. Changes in climate indices for Serbia according to the SRES-A1B and SRES-A2 scenarios. *Climate Research*, 49 :73–86, 2011. doi : 10.3354/cr01008.

N. Kubilay, T. Cokacar, et T. Oguz. Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 108 :4666, 2003. doi : 10.1029/2003JD003798.

M. Kuebbeler, U. Lohmann, J. Hendricks, et B. Kärcher. Dust ice nuclei effects on cirrus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14 :3027–3046, 2014. doi : 10.5194/acp-14-3027-2014.

J.-F. Lamarque, T. C. Bond, V. Eyring, C. Granier, A. Heil, Z. Klimont, D. Lee, C. Liousse, A. Mieville, B. Owen, M. G. Schultz, D. Shindell, S. J. Smith, E. Stehfest, J. Van Aardenne, O. R. Cooper, M. Kainuma, N. Mahowald, J. R. McConnell, V. Naik, K. Riahi, et D. P. van Vuuren. Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols : methodology and application. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 10 :7017–7039, 2010. doi : 10.5194/acp-10-7017-2010.

J.-F. Lamarque, D. T. Shindell, B. Josse, P. J. Young, I. Cionni, V. Eyring, D. Bergmann, P. Cameron-Smith, W. J. Collins, R. Doherty, S. Dalsoren, G. Faluvegi, G. Folberth, S. J. Ghan, L.W. Horowitz, Y. H. Lee, I. A. MacKenzie, T. Nagashima, V. Naik, D. Plummer, M. Righi, S. T. Rumbold, M. Schulz, R. B. Skeie, D. S. Stevenson, S. Strode, K. Sudo, S. Szopa, A. Voulgarakis, et G. Zeng. The Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP) : overview and description of models, simulations and climate diagnostics. *Geoscientific Model Development*, 6 :179–206, 2013. doi : 10.5194/gmd-6-179-2013.

B. Laurent, B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon, et N. M. Mahowald. Modeling mineral dust emission from the Sahara desert using new surface properties and soil database. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D14218, 2008. doi : 10.1029/2007JD009484.

H. Le Treut, M. Forichon, O. Boucher, et Z.-X. Li. Sulfate Aerosol Indirect Effect and CO2 Greenhouse Forcing : EquilibriumResponse of the LMD GCM and Associated Cloud Feedbacks. *Journal of Climate*, 11 :1673–1684, 1998. doi : 10.1175/1520-0442.

M. Legrand et H. Puxbaum. Summary of the CARBOSOL project : Present and Retrospective State of Organic versus Inorganic Aerosol over Europe. *Journal of Geophysical Research*, 112 :D23, 2007. doi : 1029/2006JD008271, 2007.

J. Lelieveld, H. Berresheim, S. Borrmann, P. J. Crutzen, F. J. Dentener, H. Fischer, J. Feichter, P. J. Flatau, J. Heland, R. Holzinger, R. Korrmann, M. G. Lawrence, Z. Levin, K. M. Markowicz, N. Mihalopoulos, A. Minikin, V. Ramanathan, M. de Reus, G. J. Roelofs, H. A. Scheeren, J. Sciare, H. Schlager, M. Schultz, P. Siegmund, B. Steil, E. G. Stephanou, P. Stier, M. Traub, C. Warneke, J. Williams, et H. Ziereis. Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean. *Science*, 298 :794–799, 2002. doi : 10.1126/science.1075457.

G. Lesins, P. Chylek, et U. Lohmann. A study of internal and external mixing scenarios and its effect on aerosol optical properties and direct radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, 107 :D10, 2002. doi : 10.1029/2001JD000973,.

Y. Levi et D. Rosenfeld. Ice nuclei, rainwater chemical composition, and static cloud seeding effects in Israel. *Journal of Applied Meteorology*, 35 :1494–1501, 1996.

R. C. Levy, L. A. Remer, S. Mattoo, E. F. Vermote, et Y. J. Kaufman. Second-generation operational algorithm : Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. *Journal of Geophysical Research*, 112 :D13211, 2007. doi : 10.1029/2006JD007811.

E. R. Lewis et S. E. Schwartz. *Sea Salt Aerosol Production : Mechanisms, Methods, Measurements, and Models : A Critical Review*. American Geophysical Union, Washington, DC, 2004.

Z. X. Li et S. Conil. Transient Response of an Atmospheric GCM to North Atlantic SST Anomalies. *Journal of Climate*, 16 :3993–3998, 2003. doi : 10.1175/1520-0442(2003)016<3993 :TROAAG>2.0.CO ;2.

P. Lionello, P. Malanotte-Rizzoli, R. Boscolo, P. Alpert, V. Artale, L. Li, J. Luterbacher, W. May, R. Trigo, M. Tsimplis, U. Ulbrich, et E. Xoplaki. The Mediterranean climate : An overview of the main characteristics and issues. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4 :1–26, 2006. doi : 10.1016/S1571-9197(06)80003-0.

C. Liousse, J. E. Penner, C. Chuang, J. J. Walton, H. Eddleman, et H. Cachier. A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 101 :19,411–19,432, 1996. doi : 10.1029/95JD03426.

X. Liu, J. E. Penner, et M. Herzog. Global modeling of aerosol dynamics : Model description, evaluation, and interactions between sulfate and nonsulfate aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 110 :D18206, 2005. doi : 10.1029/2004JD005674.

Y. Liu, R. A. Kahn, A. Chaloulakou, et P. Koutrakis. Analysis of the impact of the forest fires in August 2007 on air quality of Athens using multi-sensor aerosol remote sensing data, meteorology and surface observations. *Atmospheric Environment*, 43 :3310–3318, 2009. doi : 10.1016/j.atmosenv.2009.04.010.

Z. Liu, A. Omar, M. Vaughan, J. Hair, C. Kittaka, Y. Hu, K. Powell, C. Trepte, D. Winker, C. Hostetler, R. Ferrare, et R. Pierce. CALIPSO lidar observations of the optical properties of Saharan dust : A case study of long-range transport. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D07207, 2008. doi : 10.1029/2007JD008878.

U. Lohmann et J. Feichter. Global indirect aerosol effects : a review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5 :715–737, 2005. doi : 10.5194/acp-5-715-2005.

P. Lorenz et D. Jacob. Validation of the temperature trend in the ENSEMBLES regional climate model runs driven by ERA40. *Climate research*, 44 :167–177, 2010. doi : 10.3354/cr00973.

M. D. Loÿe-Pilot, J. M. Martin, et J. Morelli. Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature*, 321 :427–428, 1986. doi : 10.1038/321427a0.

M. Luria, M. Peleg, G. Sharf, D. S. Tov-Alper, N. Spitz, Y. Ben Ami, Z. Gawii, B. Lifschitz, A. Yitzchaki, et I. Seter. Atmospheric sulfur over the east Mediterranean region. *Journal of Geophysical Research*, 101 :25917–25930, 1996. doi : 10.1029/96JD01579.

B. L'Hévéder, L. Li, F. Sevault, et S. Somot. Interannual variability of deep convection in the Northwestern Mediterranean simulated with a coupled AORCM. *Climate Dynamics*, pages 1–24, 2012. doi : 10.1007/s00382-012-1527-5.

M. Mallet, J. C. Roger, S. Despiau, O. Dubovik, et J. P. Putaud. Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE. *Atmospheric Research*, 69 : 73–97, 2003. doi : 10.1016/j.atmosres.2003.07.001.

M. Mallet, J. C. Roger, S. Despiau, J. P. Putaud, et O. Dubovik. A study of the mixing state of black carbon in urban zone. *Journal of Geophysical Research*, 109 :D04202, 2004. doi : 10.1029/2003JD003940.

M. Mallet, O. Dubovik, P. Nabat, F. Dulac, R. Kahn, J. Sciare, D. Paronis, et J.F Léon. Absorption properties of Mediterranean aerosols obtained from multi-year ground-based and satellite remote sensing observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 :9267–9317, 2013. doi : 10..5194/acpd-13-9267-2013.

H. S. Marey, J. C. Gille, H. M. El-Askary, E. A. Shalaby, et M. E. El-Raey. Aerosol climatology over Nile Delta based on MODIS, MISR and OMI satellite data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :10637–10648, 2011. doi : 10.5194/acp-11-10637-2011.

A. Mariotti. Recent Changes in the Mediterranean Water Cycle : A Pathway toward Long-Term Regional Hydroclimatic Change ? *Journal of Climate*, 23 :1513–1525, 2010. doi : 10.1175/2009JCLI3251.1.

A. Mariotti et A. Dell'Aquila. Decadal climate variability in the Mediterranean region : roles of large-scale forcings and regional processes. *Climate Dynamics*, 38 :1129–1145, 2012. doi : 10.1007/s00382-011-1056-7.

K. M. Markowicz, P. J. Flatau, M. V. Ramana, P. J. Crutzen, et V. Ramanathan. Absorbing mediterranean aerosols lead to a large reduction in the solar radiation at the surface. *Geophysical Research Letters*, 29 :1968, 2002. doi : 10.1029/2002GL015767.

E. Marmer et B. Langmann. Impact of ship emissions on the Mediterranean summertime pollution and climate : A regional model study. *Atmospheric Environment*, 39 :4659–4669, 2005. doi : 10.1016/j.atmosenv.2005.04.014.

J. H. Marsham, P. Knippertz, N. S. Dixon, D. J. Parker, et G. M. S. Lister. The importance of the representation of deep convection for modeled dust-generating winds over West Africa during summer. *Geophysical Research Letters*, 38 :L16803, 2011. doi : 10.1029/2011GL048368.

M. Martet, V.-H. Peuch, B. Laurent, B. Marticorena, et G. Bergametti. Evaluation of long-range transport and deposition of desert dust with the CTM MOCAGE. *Tellus B*, 61 : 449–463, 2009. doi : 10.1111/j.1600-0889.2008.00413.x.

B. Marticorena et G. Bergametti. Modeling the atmosphere dust cycle : 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *Journal of Geophysical Research*, 100 :16,415–16,430, 1995.

N. Martinez-Avellaneda, N. Serra, P. J. Minnett, et D. Stammer. Response of the eastern subtropical Atlantic SST to Saharan dust : A modeling and observational study. *Journal of Geophysical Research*, 115 :C08015, 2010. doi : 10.1029/2009JC005692.

A. McComiskey et G. Feingold. The scale problem in quantifying aerosol indirect effects. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12 :1031–1049, 2012. doi : 10.5194/acp-12-1031-2012.

C. L. McConnell, E. J. Highwood, H. Coe, P. Formenti, B. Anderson, S. Osborne, S. Nava, K. Desboeufs, G. Chen, et M. A. J. Harrison. Seasonal variations of the physical and optical characteristics of Saharan dust : Results from the Dust Outflow and Deposition to the Ocean (DODO) experiment. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D14S05, 2008. doi : 10.1029/2007JD009606.

J. Meier, I. Tegen, B. Heinold, et R. Wolke. Direct and semi-direct radiative effects of absorbing aerosols in Europe : Results from a regional model. *Geophysical Research Letters*, 39 :L09802, 2012. doi : 10.1029/2012GL050994.

D. Meloni, A. Di Sarra, J. De Luisi, T. Di Iorio, G. Fiocco, W. Junkermann, et G. Pace. Tropospheric aerosols in the mediterranean : 2. radiative effects through model simulations and measurements. *Journal of Geophysical Research*, 108 :4317, 2003. doi : 10.1029/2002JD002807.

D. Meloni, A. Di Sarra, T. Di Iorio, et G. Fiocco. Direct radiative forcing of Saharan dust in the Mediterranean from measurements at Lampedusa Island and MISR space-borne observations. *Journal of Geophysical Research*, 109 :D08206, 2004. doi : 10.1029/2003JD003960.

D. Meloni, A. Di Sarra, T. Di Iorio, et G. Fiocco. Influence of the vertical profile of Saharan dust on the visible direct radiative forcing. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 93 :397–413, 2005. doi : 10.1016/j.jqsrt.2004.08.035.

L. Menut, I. Chiapello, et C. Moulin. Previsibility of mineral dust concentrations : The CHIMERE-DUST forecast during the first AMMA experiment dry season. *Journal of Geophysical Research*, 114 :D07202, 2009. doi : 10.1029/2008JD010523.

L. Menut, B. Bessagnet, D. Khvorostyanov, M. Beekmann, N. Blond, A. Colette, I. Coll, G. Curci, G. Foret, A. Hodzic, S. Mailler, F. Meleux, J.-L. Monge, I. Pison, G. Siour, S. Turquety, M. Valari, R. Vautard, et M. G. Vivanco. CHIMERE 2013 : a model for regional atmospheric composition modelling. *Geoscientific Model Development*, 6 :981–1028, 2014. doi : 10.5194/gmd-6-981-2013.

N. Mihalopoulos, V. M. Kerminen, M. Kanakidou, H. Berresheim, et J. Sciare. Formation of particulate sulfur species (sulfate and methanesulfonate) during summer over the Eastern Mediterranean : A modelling approach. *Atmospheric Environment*, 41 :6860–6871, 2007. doi : 10.1016/j.atmosenv.2007.04.039.

M. Mokhtari. *Amélioration de la prise en compte des aérosols terrigènes dans les modèles atmosphériques à moyenne échelle*. PhD thesis, Université de Toulouse III, 2012.

M. Mokhtari, L. Gomes, P. Tulet, et T. Rezoug. Importance of the surface size distribution of erodible material : an improvement on the Dust Entrainment And Deposition (DEAD) Model. *Geoscientific Model Development*, 5 :581–598, 2012. doi : 10.5194/gmd-5-581-2012.

D. Mollicone, H. D. Eva, et F. Achard. Human role in Russian wild fires. *Nature*, 440 :436–437, 2006. doi : 10.1038/440436a.

L. Mona, A. Amodeo, M. Pandolfi, et G. Pappalardo. Saharan dust intrusions in the Mediterranean area : Three years of Raman lidar measurements. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D16203, 2006. doi : 10.1029/2005JD006569.

E. C. Monahan, D. E. Spiel, et K. L. Davidson. *A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption in oceanic whitecaps, in : Oceanic whitecaps and their role in air-sea exchange processes*. Dordrecht, Holland, monahan, e. c. and niocaill, g. m., d. reidel edition, 1986.

J.-J. Morcrette, O. Boucher, L. Jones, D. Salmond, P. Bechtold, A. Beljaars, A. Benedetti, A. Bonet, J. W. Kaiser, M. Razinger, M. Schulz, S. Serrar, J. Simmons, M. Sofiev, M. Suttie, A. M. Tompkins, et A. Untch. Aerosol analysis and forecast in the european centre for medium-range weather forecasts integrated forecast system : Forward modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114 :D06206, 2009. doi : 10.1029/2008JD011235.

C. Moulin, F. Guillard, F. Dulac, et C. E. Lambert. Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data 1. Methodology and preliminary results for 1983-1994 in the Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 102 :16,947–16,958, 1997a.

C. Moulin, C. E. Lambert, F. Dulac, et U. Dayan. Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 387 :691–694, 1997b.

C. Moulin, C. E. Lambert, U. Dayan, V. Masson, M. Ramonet, P. Bousquet, M. Legrand, Y. J. Balkanski, W. Guelle, B. Marticorena, G. Bergametti, et F. Dulac. Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 103 :13,137–13,144, 1998. doi : 10.1029/98JD00171.

G. Myhre, B. H. Samset, M. Schulz, Y. Balkanski, S. Bauer, T. K. Berntsen, H. Bian, N. Bellouin, M. Chin, T. Diehl, R. C. Easter, J. Feichter, S. J. Ghan, D. Hauglustaine, T. Iversen, S. Kinne, A. Kirkevag, J.-F. Lamarque, G. Lin, X. Liu, M. T. Lund, G. Luo, X. Ma, T. van Noije, J. E. Penner, P. J. Rasch, A. Ruiz, O. Seland, R. B. Skeie, P. Stier, T. Takemura, K. Tsigaridis, P. Wang, Z.Wang, L. Xu, H. Yu, F. Yu, J.-H. Yoon, K. Zhang, H. Zhang, et C. Zhou. Radiative forcing of the direct aerosol effect from AeroCom Phase II simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 :1853–1877, 2013. doi : 10.5194/acp-13-1853-2013.

M. Ménégoz, V. Guemas, D. Salas y Melia, et A. Voldoire. Winter interactions between aerosols and weather regimes in the North Atlantic European region. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D09201, 2010. doi : 10.1029/2009JD012480.

M. Ménégoz, G. Krinner, Y. Balkanski, O. Boucher, A. Cozic, S. Lim, P. Ginot, P. Laj, H. Gallée, P. Wagnon, A. Marinoni, et H. W. Jacobi. Snow cover sensitivity to black carbon deposition in the Himalayas : from atmospheric and ice core measurements to regional climate simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14 :4237–4249, 2014. doi : 10.5194/acp-14-4237-2014.

P. Nabat, S. Somot, M. Mallet, I. Chiapello, J. J. Morcrette, F. Solmon, S. Szopa, F. Dulac, W. Collins, S. Ghan, L. W. Horowitz, J. F. Lamarque, Y. H. Lee, V. Naik, T. Nagashima, D. Shindell, et R. Skeie. 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 : 1287–1314, 2013. doi : 10.5194/amt-6-1287-2013.

S. Nickovic, G. Kallos, A. Papadopoulos, et O. Kakaliagou. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 106 :18113–18129, 2001. doi : 10.1029/2000JD900794.

S. Ničković et S. Dobričić. A Model for Long-Range Transport of Desert Dust. *Monthly Weather Review*, 124 :2537–2544, 1996. doi : 10.1175/1520-0493(1996)124<2537 :AMFLRT>2.0.CO ;2.

J. R. Norris et M. Wild. Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar "dimming" and solar "brightening". *Journal of Geophysical Research*, 112 : D08214, 2007. doi : 10.1029/2008JD011378.

C. D. O'Dowd et G. de Leeuw. Marine aerosol production : a review of the current knowledge. *Philosophical transactions of the royal society*, 365 :1753–1774, 2007. doi : 10.1098/rsta.2007.2043.

M.A. Olivella, T.G. Ribalta, A.R. de Febrer, J.M. Mollet, et F.X.C. de las Heras. Distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons in riverine waters after Mediterranean forest fires. *Science of the total environment*, 355 :156–166, 2006. doi : 10.1016/j.scitotenv.2005.02.033.

C. Oppenheimer, D. M. Pyle, et J. Barclay. *Volcanic degassing*. J. Barclay, 2003.

D. O'Donnell, K. Tsigaridis, et J. Feichter. Estimating the direct and indirect effects of secondary organic aerosols using ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 : 8635–8659, 2011. doi : 10.5194/acp-11-8635-2011.

C. D. Papadimas, N. Hatzianastassiou, N. Mihalopoulos, X. Querol, et I. Vardavas. Spatial and temporal variability in aerosol properties over the Mediterranean basin based on 6-year (2000–2006) MODIS data. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D11205, 2008. doi : 10.1029/2007JD009189.

C. D. Papadimas, N. Hatzianastassiou, N. Mihalopoulos, M. Kanakidou, B. D. Katsoulis, et I. Vardavas. Assessment of the MODIS Collections C005 and C004 aerosol optical depth products over the Mediterranean basin. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 9 :2987–2999, 2009.

C. D. Papadimas, N. Hatzianastassiou, C. Matsoukas, M. Kanakidou, N. Mihalopoulos, et I. Vardavas. The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader Mediterranean basin. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 12 :7165–7185, 2012. doi : 10.5194/acp-12-7165-2012.

D. Paronis, F. Dulac, P. Chazette, E. Hamonou, et G. L. Liberti. Aerosol optical thickness monitoring in the mediterranean. *Journal of Aerosol Science*, 29 :S671–S672, 1989.

V.-H. Peuch, M. Amodei, T. Barthet, M.-L. Cathala, B. Josse, M. Michou, et P. Simon. MOCAGE, Modele de Chimie Atmospherique à Grande Echelle. In *paper presented at the Workshop on Atmospheric Modelling, Meteo France, Toulouse, France, Dec.*, 1999.

J. Piazzola et S. Despiau. Contribution of marine aerosols in the particle size distributions observed in Mediterranean coastal zone. *Atmospheric Environment*, 31 :2991–3009, 1997. doi : 10.1016/S1352-2310(97)00088-5.

J.-P. Pietikäinen, S. Mikkonen, A. Hamed, A. I. Hienola, W. Birmili, M. Kulmala, et A. Laaksonen. Analysis of nucleation events in the European boundary layer using the regional aerosol-climate model REMO-HAM with a solar radiation-driven OH-proxy. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 14 :8915–8961, 2014. doi : 10.5194/acpd-14-8915-2014.

R. Pincus et M. B. Baker. Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. *Nature*, 372 :250–252, 1994.

F. Prodi et G. Fea. A case of transport and deposition of saharan dust over the Italian peninsula and Southern Europe. *Journal of Geophysical Research*, 84 :6951–6960, 1979. doi : 10.1029/JC084iC11p06951.

F. Prodi et C. Tomasi. Sahara dust program—I. The italian network of sun-photometers. extinction models based on multimodal particle size distributions. *Journal of Aerosol Science*, 14 :517–527, 1983. doi : 10.1016/0021-8502(83)90008-3.

J. M. Prospero. Mineral and sea salt aerosol concentrations in various ocean regions. *Journal of Geophysical Research*, 84 :725–731, 1979. doi : 10.1029/JC084iC02p00725.

J. M. Prospero, P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, et T. E. Gill. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, 40 :1–31, 2002. doi : 10.1029/2000RG000095.

C. Pérez, S. Nickovic, J. M. Baldasano, M. Sicard, F. Rocadenbosch, et V. E. Cachorro. A long Saharan dust event over the western Mediterranean : Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D15214, 2006. doi : 10.1029/2005JD006579.

C. Pérez, K. Haustein, Z. Janjic, O. Jorba, N. Huneeus, J. M. Baldasano, T. Black, S. Basart, S. Nickovic, R. L. Miller, J. P. Perlwitz, M. Schulz, et M. Thomson. Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model – Part 1 : Model description, annual simulations and evaluation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :13001–13027, 2011. doi : 10.5194/acp-11-13001-2011.

J. C. Péré, M. Mallet, V. Pont, et B. Bessagnet. Impact of aerosol direct radiative forcing on the radiative budget, surface heat fluxes, and atmospheric dynamics during the heat wave of summer 2003 over western Europe : A modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 116 :D23119, 2011. doi : 10.1029/2011JD016240.

J. Quaas, Y. Ming, S. Menon, T. Takemura, M. Wang, J. E. Penner, A. Gettelman, U. Lohmann, N. Bellouin, O. Boucher, A. M. Sayer, G. E. Thomas, A. McComiskey, G. Feingold, C. Hoose, J. E. Kristjánsson, X. Liu, Y. Balkanski, L. J. Donner, P. A. Ginoux, P. Stier, B. Grandey, J. Feichter, I. Sednev, S. E. Bauer, D. Koch, R. G. Grainger, A. Kirkevag, T. Iversen, O. Seland, R. Easter, S. J. Ghan, P. J. Rasch, H. Morrison, J.-F. Lamarque, M. J. Iacono, S. Kinne, et M. Schulz. Aerosol indirect effects – general circulation model intercomparison and evaluation with satellite data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9 : 8697–8717, 2009. doi : 10.5194/acp-9-8697-2009.

V. Ramanathan, P. J. Crutzen, J. Lelieveld, A. P. Mitra, D. Althausen, J. Andersons, M. O. Andreae, W. Cantrell, G. R. Cass, C. E. Chung, A.D. Clarke, J. A. Coakley, W. D. Collins, W. C. Conant, F. Dulac, J. Heintzenberg, A. J. Heymsfield, B. Holben, S. Howell, J. Hudson, A. Jayaraman, J . T. Kiehl, T. N. Krishnamurti, D. Lubin, G. McFarquhar, T. Novakov, J. A. Ogren, I. A. Podgorny, K. Prather, K. Priestley, J. M. Prospero, P. K. Quinn, K. Rajeev, P. Rasch, S. Rupert, R. Sadourny, S. K. Satheesh, G. E. Shaw, P . Sheridan, et F. P. J. Valero. Indian Ocean Experiment : An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *Journal of Geophysical Research*, 106 :28,371–28,398, 2001. doi : 10.1029/2001JD900133.

C. A. Randles, S. Kinne, G. Myhre, M. Schulz, P. Stier, J. Fischer, L. Doppler, E. Highwood, C. Ryder, B. Harris, J. Huttunen, Y. Ma, R. T. Pinker, B. Mayer, D. Neubauer, R. Hitzenberger, L. Oreopoulos, D. Lee, G. Pitari, G. Di Genova, J. Quaas, F. G. Rose, S. Kato, S. T. Rumbold, I. Vardavas, N. Hatzianastassiou, C. Matsoukas, H. Yu, F. Zhang, H. Zhang, et P. Lu. Intercomparison of shortwave radiative transfer schemes in global aerosol modeling : results from the AeroCom Radiative Transfer Experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 :2347–2379, 2013. doi : 10.5194/acp-13-2347-2013.

R. W. Reynolds, N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, et W. Wang. An improved In Situ Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate*, 15 :1609–1625, 2002. doi : 10.1175/1520-0442(2002)015<1609 :AIISAS>2.0.CO ;2.

F. Rodá, J. Bellot, A. Avila, A. Escarré, J. Pi nol, et J. Terradas. Saharan dust and the atmospheric inputs of elements and alkalinity to mediterranean ecosystems. *Water, Air and Soil Pollution*, 66(3-4) :277–288, 1993. doi : 10.1007/BF00479851.

J. C. Roger, M. Mallet, P. Dubuisson, H. Cachier, E. Vermote, O. Dubovik, et S. Despiau. A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing : Application to an urban zone during the Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution et de Transport d'Emission (ESCOMPTE) experiment. *Journal of Geophysical Research*, 111 : D13208, 2006. doi : 10.1029/2005JD006361.

C. Ruckstuhl, R. Philipona, K. Behrens, M. Collaud Coen, B. Dürr, A. Heimo, C. Mätzler, S. Nyeki, A. Ohmura, L. Vuilleumier, M. Weller, C. Wehrli, et A. Zelenka. Aerosol and cloud effects on solar brightening and the recent rapid warming. *Geophysical Research Letters*, 35 : L12708, 2008. doi : 10.1029/2008GL034228.

P. B. Russell, J. Redemann, B. Schmid, R. W. Bergstrom, J. M. Livingston, D. M. McIntosh, S. A. Ramirez, S. Hartley, P. V. Hobbs, P. K. Quinn, C. M. Carrico, M. J. Rood, E. Öström, K. J. Noone, W. von Hoyningen-Huene, et L. Remer. Comparison of Aerosol Single Scattering Albedos Derived by Diverse Techniques in Two North Atlantic Experiments. *Journal of Atmospheric Sciences*, 59 :609–619, 2002. doi : 10.1175/1520-0469(2002)059<0609 :COASSA>2.0.CO ;2.

A. Saha, M. Mallet, J.-C. Roger, P. Dubuisson, J. Piazzola, et S. Despiau. One year measurements of aerosol optical properties over an urban coastal site : Effect on local direct radiative forcing. *Atmospheric Research*, 90 :195–202, 2008. doi : 10.1016/j.atmosres.2008.02.003.

E. Sanchez-Gomez, S. Somot, et M. Déqué. Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961–2000. *Climate Dynamics*, 33 :723–736, 2009. doi : 10.1007/s00382-008-0502-7.

A. Sanchez-Lorenzo, M. Wild, et J. Trentmann. Validation and stability assessment of the monthly mean CM SAF surface solar radiation dataset over Europe against a homogenized surface dataset (1983–2005). *Remote Sensing Environment*, 134 :355–366, 2013. doi : 10.1016/j.rse.2013.03.012.

M. Santese, F. De Tomasi, et M. R. Perrone. Advection patterns and aerosol optical and microphysical properties by AERONET over south-east Italy in the central Mediterranean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8 :1881–1896, 2008. doi : 10.5194/acp-8-1881-2008.

M. Santese, M. R. Perrone, A. S. Zakey, F. De Tomasi, et F. Giorgi. Modeling of Saharan dust outbreaks over the Mediterranean by RegCM3 : case studies. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 10 :133–156, 2010.

K. N. Sartelet, E. Debry, K. Fahey, Y. Roustan, M. Tombette, et B. Sportisse. Simulation of aerosols and gas-phase species over Europe with the Polyphemus system : Part I—Model-to-data comparison for 2001. *Atmospheric Environment*, 41 :6116–6131, 2007. doi : 10.1016/j.atmosenv.2007.04.024.

K. Sassen. Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms. *Geophysical Research Letters*, 29 :103–1–103–4, 2002. doi : 10.1029/2001GL014051.

M. Schaap, M. van Loon, H. M. ten Brink, F. J. Dentener, et P. J. H. Builtjes. Secondary inorganic aerosol simulations for Europe with special attention to nitrate. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4 :857–874, 2004. doi : 10.5194/acp-4-857-2004.

C. Schmechtig, B. Marticorena, B. Chatenet, G. Bergametti, J. L. Rajot, et A. Coman. Simulation of the mineral dust content over Western Africa from the event to the annual scale with the CHIMERE-DUST model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :7185–7207, 2011. doi : 10.5194/acp-11-7185-2011.

M. Scholes et M. O. Andreae. Biogenic and Pyrogenic Emissions from Africa and their Impact on the Global Atmosphere. *AMBIO : A Journal of the Human Environment*, 29 :23–29, 2000. doi : 10.1579/0044-7447-29.1.23.

M. Schulz, Y. J. Balkanski, W.Guelle, et F. Dulac. Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness. *Journal of Geophysical Research*, 103 :10579–10592, 1998. doi : 10.1029/97JD02779.

M. Schulz, G. de Leeuw, et Y. Balkanski. *Sea-salt aerosol source functions and emissions in [Emission of Atmospheric Trace Compounds].* Kluwer Acad., Norwell, Mass., c. granier, p. artaxo, and c. e. reeves edition, 2004.

M. Schulz, C. Textor, S. Kinne, Y. Balkanski, S. Bauer, T. Berntsen, T. Berglen, O. Boucher, F. Dentener, S. Guibert, I. S. A. Isaksen, T. Iversen, D. Koch, A. Kirkevag, X. Liu, V. Montanaro, G. Myhre, J. E. Penner, G. Pitari, S. Reddy, O. Seland, P. Stier, et T. Takemura. Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6 :5225–5246, 2006. doi : 10.5194/acp-6-5225-2006.

L. Schütz et M. Sebert. Mineral aerosols and source identification. *Journal of Atmospheric Science*, 18 :1–10, 1986.

J. Sciare, K. Oikonomou, O. Favez, E. Liakakou, Z. Markaki, H. Cachier, et N. Mihalopoulos. Long-term measurements of carbonaceous aerosols in the Eastern Mediterranean : evidence of long-range transport of biomass burning. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8 :5551–5563, 2008. doi : 10.5194/acp-8-5551-2008.

P. Quintana Seguia, A. Ribes, E. Martin, F. Habets, et J. Boé. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology*, 383 :111–124, 2010. doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.09.050.

J. H. Seinfeld et S. N. Pandis. *Atmospheric Chemistry and Physics, from Air Pollution to Climate Change*. John Wiley, New York, 2006.

D. T. Shindell, G. A. Schmidt, R. L. Miller, et M. E. Mann. Volcanic and Solar Forcing of Climate Change during the Preindustrial Era. *Journal of Climate*, 16 :4094–4107, 2003. doi : 10.1175/1520-0442.

D. T. Shindell, J.-F. Lamarque, M. Schulz, M. Flanner, C. Jiao, M. Chin, P. J. Young, Y. H. Lee, L. Rotstayn, N. Mahowald, G. Milly, G. Faluvegi, Y. Balkanski, W. J. Collins, A. J. Conley, S. Dalsoren, R. Easter, S. Ghan, L. Horowitz, X. Liu, G. Myhre, T. Nagashima, V. Naik, S. T. Rumbold, R. Skeie, K. Sudo, S. Szopa, T. Takemura, A. Voulgarakis, J.-H. Yoon, et F. Lo. Radiative forcing in the ACCMIP historical and future climate simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 :2939–2974, 2013. doi : 10.5194/acp-13-2939-2013.

M. Sicard, F. Rocadenbosch, M. N. M. Reba, A. Comeron, S. Tomas, D. García-Vízcaino, O. Batet, R. Barrios, D. Kumar, et J. M. Baldasano. Seasonal variability of aerosol optical properties observed by means of a Raman lidar at an EARLINET site over Northeastern Spain. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :175–190, 2011. doi : 10.5194/acp-11-175-2011.

A. Slingo, T. P. Ackerman, R. P. Allan, E. I. Kassianov, S. A. McFarlane, G. J. Robinson, J. C. Barnard, M. A. Miller, J. E. Harries, J. E. Russell, et S. Dewitte. Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. *Geophysical Research Letters*, 33 :L24817, 2006. doi : 10.1029/2006GL027869.

I. N. Sokolik et O. B. Toon. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 104 :9423–9444, 1999. doi : 10.1029/1998JD200048.

F. Solmon, F. Giorgi, et C. Liousse. Aerosol modelling for regional climate studies : application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain. *Tellus B.*, 58 : 51–72, 2006. doi : 10.1111/j.1600-0889.2005.00155.x.

F. Solmon, M. Mallet, N. Elguindi, F. Giorgi, A. Zakey, et A. Konaré. Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties. *Geophysical Research Letters*, 35 :L24705, 2008. doi : 10.1029/2008GL035900.

F. Solmon, N. Elguindi, et M. Mallet. Radiative and climatic effects of dust over West Africa, as simulated by a regional climate model. *Climate Research*, 52 :97–113, 2012. doi : 10.3354/cr01039.

S. Somot, F. Sevault, M. Déqué, et M. Crépon. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Global and Planetary Change*, 63 :112–126, 2008. doi : 10.1016/j.gloplacha.2007.10.003.

C. Spyrou, G. Kallos, C. Mitsakou, P. Athanasiadis, C. Kalogeri, et M. Iacono. Modeling the radiative effects of desert dust on weather and regional climate. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 :5489–5504, 2013. doi : 10.5194/acp-13-5489-2013.

H. Stommel et E. Stommel. *Volcano Weather.'The Story of 1816, the Year Without a Summer*. Seven Seas Press, Newport, R. I., 1983.

L. L. Stowe, A. M. Ignato, et R. R. Singh. Development, validation, and potential enhancements to the second-generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration. *Journal of Geophysical Research*, 102 :16,923–16,934, 1997.

D. G. Streets, Y. Wu, et M. Chin. Two-decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition. *Geophysical Research Letters*, 33 :L15806, 2006. doi : 10.1029/2006GL026471.

A. M. Tafuro, F. Barnaba, F. De Tomasi, M. R. Perrone, et G. P. Gobbi. Saharan dust particle properties over the central mediterranean. *Atmospheric Research*, 81 :67– 93, 2006. doi : 10.1016/j.atmosres.2005.11.008.

D. Tanré, J. Geleyn, et J. Slingo. *First results of an advanced aerosol-radiation interaction in ECMWF low resolution global model*. H. E. Gerber and A. Deepak, a. deepak edition, 1984.

D. Tanré, Y. J. Kaufman, M. Herman, et S. Mattoo. Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. *Journal of Geophysical Research*, 102 : 16,971–16,988, 1997.

D. Tanré, F. M. Bréon, J. L. Deuzé, M. Herman, P. Goloub, F. Nadal, et A. Marchand. Global observation of anthropogenic aerosols from satellite. *Geophysical Research Letters*, 28(24) : 4555–4558, 2001. doi : 10.1029/2001GL013036.

I. Tegen et I. Fung. Modeling of mineral dust in the atmosphere : Sources, transport and optical thickness. *Journal of Geophysical Research*, 99 :22,897–22,914, 1994.

I. Tegen, P. Hollrig, M. Chin, I. Fung, D. Jacob, et J. Penner. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness : Estimates from model results. *Journal of Geophysical Research*, 102 :23,895–23,915, 1997.

C. Textor, M. Schulz, S. Guibert, S. Kinne, Y. Balkanski1, S. Bauer, T. Berntsen, T. Berglen, O. Boucher, M. Chin, F. Dentener, T. Diehl, R. Easter, H. Feichter, D. Fillmore, S. Ghan, P. Ginoux, S. Gong, A. Grini, J. Hendricks, L. Horowitz, P. Huang, I. Isaksen, T. Iversen, S. Kloster, D. Koch, A. Kirkev, J. E. Kristjansson, M. Krol, A. Lauer, J. F. Lamarque, X. Liu, V. Montanaro, G. Myhre, J. Penner, G. Pitari, S. Reddy, O. Seland, P. Stier, T. Takemura, et X. Tie. Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. *Atmosphery, Chemistry and Physics*, 6 :1777–1813, 2006.

P. Tulet, Vincent Crassier, Frederic Cousin, Karsten Suhre, et Robert Rosset. ORILAM, a three-moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model : Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign. *Journal of Geophysical Research*, 110 :D18201, 2005. doi : 10.1029/2004JD005716.

F. Tummon, F. Solmon, C. Liousse, et M. Tadross. Simulation of the direct and semidirect aerosol effects on the southern Africa regional climate during the biomass burning season. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D19206, 2010. doi : 10.1029/2009JD013738.

S. Turquety, L. Menut, B. Bessagnet, A. Anav, N. Viovy, F. Maignan, et M. Wooster. API-FLAME v1.0 : high-resolution fire emission model and application to the Euro-Mediterranean region. *Geoscientific Model Development*, 7 :587–612, 2014. doi : 10.5194/gmd-7-587-2014.

U. U. Turuncoglu, G. Giuliani, N. Elguindi, et F. Giorgi. Modelling the Caspian Sea and its catchment area using a coupled regional atmosphere-ocean model (RegCM4-ROMS) : model design and preliminary results. *Geoscientific Model Development*, 6 :283–299, 2013. doi : 10.5194/gmd-6-283-2013.

S. Twomey. Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment*, 8 :1251–1256, 1974.

I. Uno, K. Eguchi, K. Yumimoto, T. Takemura, A. Shimizu, M. Uematsu, Z. Liu, Z. Wang, Y. Hara, et N. Sugimoto. Asian dust transported one full circuit around the globe. *Nature Geoscience*, 2 :557–560, 2009. doi : 10.1038/ngeo583.

P. van der Linden et J. F. B. Mitchell. ENSEMBLES : Climate change and its impacts : summary of research and results from the ENSEMBLES project. Technical report, Met Office Hadley Centre, Exeter, 2009.

M. Vaughan, S. Young, D. Winker, K. Powell, A. Omar, Z. Liu, Y. Hu, et C. Hostetler. Fully automated analysis of space-based lidar data : an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products. *Proceedings of SPIE*, 5575 :16–30, 2004. doi : 10.1117/12.572024.

R. Vautard. Multiple Weather Regimes over the North Atlantic : Analysis of Precursors and Successors. *Monthly Weather Review*, 118 :2056–2081, 1990. doi : 10.1175/1520-0493(1990)118<2056 :MWROTN>2.0.CO ;2.

R. Vautard, P. Yiou, et G. J. van Oldenborgh. Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years. *Nature Geoscience*, 2 :115–119, 2009. doi : 10.1038/ngeo414.

B. P. Vester, Martin Ebert, Eric B. Barnert, Johannes Schneider, Konrad Kandler, Lothar Schütz, et Stephan Weinbruch. Composition and mixing state of the urban background aerosol in the Rhein-Main area (Germany). *Atmospheric Environment*, 41 :6102–6115, 2007. doi : 10.1016/j.atmosenv.2007.04.021.

B. Vogel, H. Vogel, D. Bümer, M. Bangert, K. Lundgren, R. Rinke, et T. Stanelle. The comprehensive model system COSMO-ART – Radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9 :8661–8680, 2009. doi : 10.5194/acp-9-8661-2009.

R. von Glasow, N. Bobrowski, et C. Kern. The effects of volcanic eruptions on atmospheric chemistry. *Chemical Geology*, 263 :131–142, 2009. doi : 10.1016/j.chemgeo.2008.08.020.

C. Wall, E. Zipser, et C. Liu. An Investigation of the Aerosol Indirect Effect on Convective Intensity Using Satellite Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71 :430–447, 2014. doi : 10.1175/JAS-D-13-0158.1.

H. Wang, G. Shi, S. Li, W. Li, B. Wang, et Y. Huang. The impacts of optical properties on radiative forcing due to dust aerosol. *Advances in atmospheric sciences*, 23(3) :431–441, 2006. doi : 10.1007/s00376-006-0431-5.

K. T. Whitby. On a multimodal nature of atmospheric size distribution. *III Int., Conf. on Nucleation, Leningrad, URSS*, 1978.

M. Wild. Global dimming and brightening : A review. *Journal of Geophysical Research*, 114 : D00D16, 2009. doi : 10.1029/2008JD011470.

Martin Wild, Hans Gilgen, Andreas Roesch, Atsumu Ohmura, Charles N. Long, Ellsworth G. Dutton, Bruce Forgan, Ain Kallis, Viivi Russak, et Anatoly Tsvetkov. From dimming to brightening : decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, 308 :847–850, 2005. doi : 10.1126/science.1103215.

D. Winker, M. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, K. Powell, Z. Liu, W. H. Hunt, et S. A. Young. Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11) :2310–2323, 2009. doi : 10.1175/2009JTECHA1281.1.

B. Winter et P. Chylek. Contribution of sea salt aerosol to the planetary clear-sky albedo. *Tellus B*, 49 :72–79, 1997. doi : 10.1034/j.1600-0889.49.issue1.5.x.

Y. Xu, R. Bahadur, C. Zhao, et L. Ruby Leung. Estimating the radiative forcing of carbonaceous aerosols over California based on satellite and ground observations. *Journal of Geophysical Research*, 118 :11,148–11,160, 2013. doi : 10.1002/jgrd.50835.

D. H. Yaalon et D. Ginzbourg. Sedimentary characteristics and climatic analysisof easterly-dust stormsin the Negev (Israel). *Sedimentology*, 6 :315–332, 1966. doi : 10.1111/j.1365-3091.1966.tb01898.x.

X. Yue, H. Liao, H. J. Wang, S. L. Li, et J. P. Tang. Role of sea surface temperature responses in simulation of the climatic effect of mineral dust aerosol. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 11 :6049–6062, 2011. doi : 10.5194/acp-11-6049-2011.

A. S. Zakey, F. Solmon, et F. Giorgi. Development and testing of a desert dust module in a regional climate model. *Atmospheric, Chemistry and Physics*, 6 :4687–4704, 2006.

A. S. Zakey, F. Giorgi, et X. Bi. Modeling of sea salt in a regional climate model : Fluxes and radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D14221, 2008. doi : 10.1029/2007JD009209.

P. Zanis. A study on the direct effect of anthropogenic aerosols on near surface air temperature over Southeastern Europe during summer 2000 based on regional climate modeling. *Annales Geophysicae*, 27 :3977–3988, 2009.

P. Zanis, C. Ntogras, A. Zakey, I. Pytharoulis, et T. Karacostas. Regional climate feedback of anthropogenic aerosols over Europe using RegCM3. *Climate research*, 52 :267–278, 2012. doi : 10.3354/cr01070.

C. S. Zender, H. Bian, et D. Newman. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model : Description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research*, 108 :4416, 2003. doi : 10.1029/2002JD002775.

J. Zhang et J. S. Reid. A decadal regional and global trend analysis of the aerosol optical depth using a data-assimilation grade over-water MODIS and Level 2 MISR aerosol products. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :10949–10963, 2010. doi : 10.5194/acp-10-10949-2010.

E. M. Zubler, D. Folini, U. Lohmann, D. Lüthi, C. Schär, et M. Wild. Simulation of dimming and brightening in europe from 1958 to 2001 using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 116 :D18205, 2011. doi : 10.1029/2010JD015396.

Glossaire

ACCMIP Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project

ADRIMED The Aerosol Direct Radiative Impact on the regional climate in the MEDiterranean region

AEROCOM AEROsol Comparisons between Observations and Models

AERONET AErosol RObotic NETwork

ALADIN Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International

AMMA Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

ANR Agence Nationale de la Recherche

AOD Aerosol Optical Depth (épaisseur optique)

BC Black Carbon (carbone suie)

BSRN Baseline Surface Radiation Network

CARAGA Collecteur Automatique de Retombées Atmosphériques à Grande Autonomie

CEPMMT Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (=ECMWF)

ChArMEx Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment

CMIP Climate Model Intercomparison Project

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques

CORDEX COordinated Regional climate Downscaling EXperiment

CRU Climate Research Unit

DJF Décembre-Janvier-Février

DMS Diméthylsulfate

DRF Direct Radiative Forcing (forçage radiatif direct)

ECMWF European Centre for Medium-range Weather Forecast (=CEPMMT)

EOP Enhanced Observation Period

GCM General Circulation Model

GEBA Global Energy Balance Archive

GEMS Global and regional Earth-system (Atmosphere) Monitoring using Satellite and in-situ data

HyMeX Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment

ICTP International Centre for Theoretical Physics

INSU Institut National des Sciences de l'Univers

IPCC International Panel on Climate Change (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat)

JJA Juin-Juillet-Août

LA Laboratoire d'Aérologie
LISA Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques
LOP Long Observation Period
LW LongWave (ondes longues)

MACC Monitoring Atmospheric Composition and Climate
MAM Mars-Avril-Mai
MERMEx Marine Mediterranean Experiment
MISTRALS Mediterranean Integrated STudies at Regional And Local Scales
MOCAGE Modèle de Chimie Atmosphérique à Grande Échelle
MODIS MODerate resolution Imaging Spectroradiometer

NAO North Atlantic Oscillation (oscillation nord-atlantique)

OC Organic Carbon (carbone organique)

RCM Regional Climate Model (modèle régional de climat)
RCSM Regional Climate System Model (système climatique de modélisation régionale)
RegCM REGional Climate Model
RF Radiative Forcing (forçage radiatif)

SAFIRE Service des Avions Francais Instrumentés pour la Recherche en Environnement
SD Sand Dust (poussières désertiques)
SON Septembre-Octobre-Novembre
SOP Special Observation Period
SS Sea Salt (sels marins)
SSR Surface Solar Radiation (rayonnement solaire en surface)
SST Sea Surface Temperature (température de surface de la mer)
SU Sulfate
SW ShortWave (ondes courtes)

T2m Température à 2 mètres
TOA Top Of the Atmosphere (sommet de l'atmosphère)
TRAQA TRAnsport à longue distance et Qualité de l'Air
TSR Thermal Surface Radiation (rayonnement thermique en surface)

Annexes

A - Tableau-bilan des simulations II

B - Modélisation des aérosols sur la région méditerranéenne. III

Résumé IV
Les aérosols : de petites particules aux effets multiples V
La modélisation des poussières désertiques VI
Impact climatique VII
Conclusion IX
Bibliographie IX

C - Propriétés d'absorption des aérosols méditerranéens X

Résumé X
Abstract XI
1. Introduction XI
2. Remote sensing ground-based AERONET observations XII
3. Results and discussions XIV
4. Conclusion XXII
References XXIII

D - La campagne ChArMEx/ADRIMED (SOP-1a) XXVII

E - Régimes de temps et aérosols (compléments) XXIX

Annexe A : Tableau-bilan des simulations

ALADIN-Climat :

Simulation	Version	Couplage	Période	Aérosols	Spectral nudging	Rayonnement	Chapitre
C-AER	5.2	CNRM-RCSM4	2003-2009 (6 membres)	Climatologie (NAB13)	Non	FMR15 (Morcrette, 1989)	3
C-NO				Aucun			
F-AER		Non		Climatologie (NAB13)			
F-NO				Aucun			
TRANS		CNRM-RCSM4	1979-2012	Climatologie (NAB13) avec tendance des sulfates			4
REF				Climatologie (NAB13) sans tendance des sulfates			
F-TRANS		Non		Climatologie (NAB13) avec tendance des sulfates			
F-REF				Climatologie (NAB13) sans tendance des sulfates			
PROG-SN *	5.3	CNRM-RCSM5	JJA 2012	Interactifs	Oui	FMR / RRTM (Morcrette, 1989, Mlawer et al., 1997)	5
PROG-SN-M *				Moyennes mensuelles (issues de PROG-SN*)			
NO-SN *				Aucun			
PROG			1979-2013	Interactifs	Non		6
PROG-M				Moyennes mensuelles (issues de PROG)			

CNRM-RCSM4 = ALADIN-Climat + ISBA + NEMOMED8 + TRIP

CNRM-RCSM5 = ALADIN-Climat + ISBA + NEMOMED8

NAB13 = Climatologie établie au chapitre 2 (Nabat et al., 2013)

Les tests de sensibilité au schéma interactif d'aérosols sont présentés dans le chapitre 5.

* Ces simulations sont simplement notées PROG, PROG-M et NO dans l'article soumis au journal ACP (section 5.2).

RegCM:

Simulations	Version	Couplage	Période	Aérosols	Dust emission size distribution	Spectral nudging	Rayonnement	Chapitre
REF	4.0	Non	2008	Interactifs	Alfaro et al. (2001)	Non	Kiehl et al. (1996)	5
NEW			2000-2009		Kok (2011)			

Annexe B : Modélisation des aérosols sur la région méditerranéenne

Cet article, publié dans *La Météorologie*, résume les travaux réalisés avec le modèle RegCM. D'une part, on démontre l'apport d'une nouvelle distribution en taille de l'émission des poussières désertiques pour améliorer le schéma d'aérosols du modèle. D'autre part, on présente les impacts des aérosols simulés avec ce modèle sur la température en surface et les précipitations, ainsi que le lien entre les aérosols méditerranéens et l'oscillation nord-atlantique (NAO).

Référence :
Modélisation des aérosols sur la région méditerranéenne. P. Nabat, *La Météorologie*, **76**, 8ème série, février 2012

Modélisation des aérosols sur la région méditerranéenne

Pierre Nabat
Météo-France - Centre national de recherches météorologiques
42, avenue Gaspard Coriolis - 31057 Toulouse Cedex 1
pierre.nabat@meteo.fr

Résumé

De par leur forçage radiatif, les aérosols ont des effets très importants sur le climat. Des études doivent être menées à l'échelle régionale pour tenir compte de leur grande variabilité spatio-temporelle. Le présent travail concerne le bassin méditerranéen, région d'accumulation de nombreux aérosols et pressentie comme très réactive au changement climatique. Il vise à comprendre l'influence des aérosols sur le climat méditerranéen à l'aide du modèle régional de climat RegCM qui comprend un schéma interactif d'aérosols dans lequel la paramétrisation des poussières désertiques fait l'objet d'une attention particulière.

Abstract

Aerosol modeling over the Mediterranean region

Aerosols have very important effects on the climate through radiative forcing. Given their huge spatial and temporal variability, studies of this issue need to be done at a regional scale. The present work focuses on the Mediterranean basin, a region where aerosols of different sources accumulate, identified as one of the most prominent "hot-spots" in future climate change projections. Thanks to the regional climate model RegCM, including an interactive aerosol scheme, whose dust parameterization will be elaborated here, this study aims at understanding the influence of aerosols on the Mediterranean climate.

Le système climatique de la Terre est régi par de nombreux phénomènes et forçages externes. On parle notamment de forçage radiatif pour désigner la capacité d'un facteur physique à garder sur Terre l'énergie reçue du Soleil (forçage positif) ou à la renvoyer dans l'espace (forçage négatif). Parmi les différents facteurs en jeu, les aérosols atmosphériques ont des effets très importants impliquant notamment un forçage radiatif négatif à grande échelle (voir la figure 1 ; GIEC, 2007), autrement dit une atténuation du réchauffement induit par les gaz à effet de serre. Les aérosols peuvent être émis non seulement par différents processus naturels comme le soulèvement de poussières désertiques, les embruns, les explosions volcaniques ou les émissions organiques biogéniques, mais aussi par les activités humaines telles que la combustion de biomasse et la production industrielle. Tous ces aérosols, souvent produits par des sources locales, ont généralement des durées de vie atmosphérique courtes (de l'ordre de quelques jours) et sont caractérisés par des transformations chimiques rapides ainsi que par des processus de transport et de dépôt. C'est pourquoi les aérosols présentent une forte variabilité spatiotemporelle, ce qui justifie la nécessité d'en réaliser l'étude à l'échelle régionale.

L'étude présentée dans cet article se focalise ainsi sur le bassin méditerranéen, région identifiée comme un point chaud (« hot-spot ») du changement climatique, dans laquelle les aérosols de

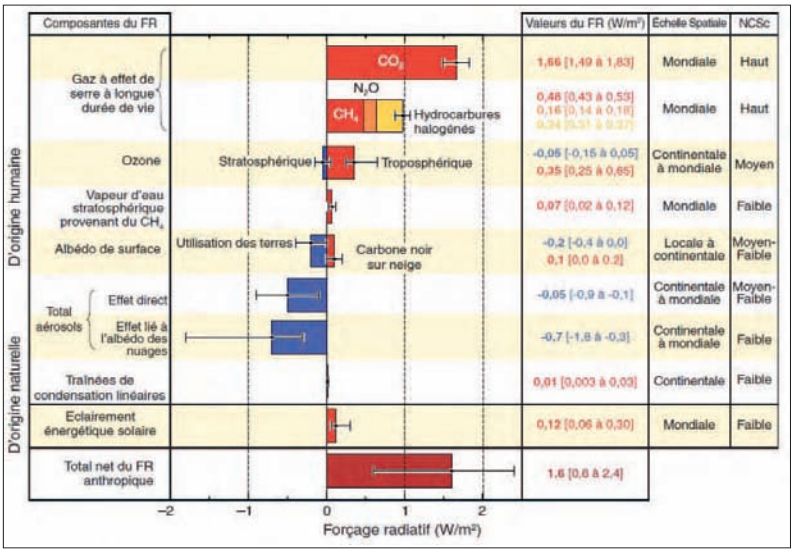

Figure 1 - Forçage radiatif (FR) moyen à l'échelle du globe en 2005 (valeurs les plus probables et intervalles d'incertitude de 5 à 95 %) par rapport au système Terre observé en 1750 pour le CO_2, le CH_4, le N_2O et d'autres agents et mécanismes importants. L'étendue géographique type (échelle spatiale) du forçage et le niveau de compréhension scientifique (NCSc) sont également indiqués. Les aérosols émis lors des éruptions volcaniques explosives sont un facteur de refroidissement épisodique additionnel pendant les quelques années qui suivent celles-ci. La fourchette correspondant aux traînées de condensation linéaires ne tient pas compte des autres effets éventuels de l'aviation sur la nébulosité. Source : rapport de synthèse du GIEC, 2007.

différentes sources s'accumulent : industries et villes européennes, combustion de biomasse en Europe de l'est, poussières et carbones en Afrique et sels issus de la mer Méditerranée. Cette grande diversité a des répercussions sur le climat et les écosystèmes de cette région.

En outre, le besoin d'informations de plus en plus détaillées sur le climat futur augmente de la part de multiples sources : les preneurs de décision, à la fois dans les secteurs public et privé, les organisations non gouvernementales, les chercheurs et le grand public. Il est malheureusement impossible d'apporter une réponse claire et précise à ces demandes en ne se servant que de modèles de climat globaux. Ces derniers ont certes réalisé de nombreux progrès sur les trente dernières années mais ils restent déficients sur les détails régionaux et sur la caractérisation de leur incertitude, notamment à cause de leur résolution trop faible (de l'ordre de la centaine de kilomètres). Pour résoudre ce problème, plusieurs solutions peuvent être envisagées. La première serait de lancer un modèle global à une résolution plus fine que celle des modèles actuels, mais les moyens de calcul disponibles limiteraient les simulations à quelques années. Une autre possibilité serait d'utiliser des techniques statistiques de descente d'échelle (« downscaling »), c'est-à-dire une adaptation des résultats d'un modèle global à une échelle locale, à l'aide de relations statistiques entre des variables de grande et de petite échelle. On fait alors l'hypothèse que ces relations, déduites de mesures présentes et passées, resteront inchangées dans le futur. Enfin, la troisième solution consiste à utiliser un modèle de climat régional incorporé au sein d'un modèle global. Possédant une résolution plus fine, ce modèle régional est apte à décrire des phénomènes de plus petite échelle. C'est cette dernière solution qui a été retenue pour cette étude, car elle présente une plus grande cohérence dynamique que les techniques statistiques. Le modèle choisi ici est RegCM 4, développé au Centre international de physique théorique (ICTP) de Trieste (Italie). C'est l'un des rares modèles régionaux capables de simuler interactivement l'effet des aérosols dans le contexte de simulations climatiques grâce à un couplage avec un schéma interactif d'aérosols. Ce modèle sera forcé aux limites du domaine régional par les ré-analyses ERA-Interim : ce sont de nouvelles analyses du temps passé, effectuées avec les techniques actuelles afin de reconstruire une base de données de paramètres atmosphériques homogène sur une longue période.

L'objectif est donc d'étudier les aérosols sur la région méditerranéenne à travers leur modélisation dans RegCM 4. L'importance de la représentation de leurs émissions sera d'abord montrée à travers l'exemple des poussières désertiques, puis on évaluera l'effet des aérosols sur le climat à long terme.

Les aérosols : de petites particules aux effets multiples

Les aérosols sont de petites particules, solides ou liquides, en suspension dans l'atmosphère, dont la taille est comprise entre 0,1 nm et 0,1 mm. Leur composition chimique, leur taille, leur forme et leurs propriétés optiques sont très variées et de nombreuses espèces existent. Parmi elles, on peut citer les sulfates, les carbones organiques, les carbones suies, les nitrates, les poussières désertiques ou encore les sels marins. En fait, il n'est pas très simple de classer les aérosols car ils s'assemblent souvent entre eux pour former des mélanges complexes. La majeure partie en masse (environ 90 %) provient de sources naturelles, comme les poussières désertiques ou les sels marins. Toutefois, les aérosols d'origine anthropique peuvent dominer localement et surtout dans les régions industrielles et les zones d'agriculture intensive, à travers, par exemple, la combustion d'énergies fossiles ou de biomasse. Comme les aérosols anthropiques ont des dimensions beaucoup plus petites que celles des aérosols naturels, la surface qu'ils opposent au rayonnement solaire est du même ordre de grandeur. On peut également noter que les émissions d'aérosols ont évolué au XXe siècle avec le changement des activités humaines. En Europe et en Amérique du Nord, de nombreuses industries polluantes ont été arrêtées ou déplacées, diminuant la quantité d'aérosols dans ces régions, à l'inverse notamment de l'Asie qui a recueilli ces industries et subi une urbanisation croissante.

Les aérosols ont généralement une durée de vie courte mais hautement variable. En quelques jours, ils peuvent traverser des milliers de kilomètres. Leur variabilité spatiotemporelle est donc très importante. Les aérosols affectent de nombreux domaines comme la santé, la qualité de l'air, la formation des nuages et, évidemment, le climat.

Leurs effets sur le climat au travers de leur forçage radiatif peuvent être classés en trois catégories :
1) L'effet *direct* concerne l'absorption et la diffusion du rayonnement incident. En effet, les aérosols diffusent et absorbent le rayonnement solaire à différents degrés, selon leurs propriétés physiques. Cela aboutit à un renforcement de la réflectivité terrestre : vue de l'espace, notre planète serait plus brillante sans leur présence. Par conséquent, moins de rayonnement solaire atteint la surface, entraînant un refroidissement net de la planète, ainsi qu'une redistribution des flux de chaleur sensible et latente. En réalité, le phénomène n'est pas aussi simple et dépend du type d'aérosol considéré. Les particules brillantes ou translucides ont tendance à réfléchir le rayonnement dans toutes les directions, alors que les aérosols de couleur foncée sont davantage absorbants. De par leur nature chimique, les particules sulfatées et nitratées ainsi que les sels marins sont très réfléchissants, et ils refroidissent ainsi l'atmosphère, alors que les aérosols carbonatés, plus absorbants, ont un effet de réchauffement.
2) L'effet *semi-direct* se rapporte essentiellement à l'évaporation des nuages causée par le réchauffement de l'atmosphère dû à l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols. Le résultat est un changement de la quantité totale de nuages sur la Terre et donc des précipitations. Certaines rétroactions dynamiques peuvent également se mettre en place.
3) L'effet *indirect* désigne les processus liés à la microphysique nuageuse. Les aérosols peuvent ensemencer des nuages en jouant le rôle de noyaux de condensation nuageuse. Plus il y a d'aérosols, plus il y a de noyaux de condensation, plus il y a de gouttelettes au sein du nuage. Ces gouttelettes sont non seulement plus nombreuses mais aussi plus petites, ce qui rend le nuage plus brillant et plus réfléchissant, augmentant ainsi son albédo. Ce phénomène produit donc un refroidissement net et une modification de la quantité nuageuse et de ses propriétés microphysiques et radiatives. De plus, comme les gouttelettes du nuage sont plus petites, elles ont moins de chances de précipiter, ce qui tend à augmenter la durée de vie du nuage.

Dans la suite de cet article, la grandeur utilisée pour mesurer les aérosols et évaluer leur impact est l'épaisseur optique.

Il s'agit de la fraction du rayonnement incident diffusé ou absorbé par les aérosols, intégrée sur une colonne d'atmosphère. Elle dépend donc de la concentration des différents aérosols, de leur distribution en taille et de leurs propriétés optiques. L'avantage de cette grandeur est qu'elle permet des comparaisons simples entre observations et simulations puisqu'elle est calculée dans le modèle et qu'elle est également mesurable directement par satellite ou par des photomètres au sol. L'épaisseur optique peut être considérée pour une longueur d'onde particulière ou en valeur intégrée sur une bande du spectre radiatif.

La modélisation des poussières désertiques

Dans le modèle RegCM 4, cinq types d'aérosols sont représentés : les carbones suies, les carbones organiques, les sels marins, les sulfates et les poussières désertiques. Nous allons nous intéresser particulièrement au schéma d'émission de ces dernières, décomposé en deux processus. Tout d'abord, le vent soulève et transporte les poussières désertiques les plus grosses : c'est la saltation. Ensuite, à la retombée de ces poussières, leur impact éjecte les particules désertiques des agrégats du sol : ce « décapage » est appelé « sandblasting ». Dans la paramétrisation initiale du modèle, basée notamment sur les travaux d'Alfaro et Gomes (2001), l'émission dépend de l'énergie cinétique de chaque particule frappant la surface. Cependant, cette paramétrisation tend à surestimer la fraction des poussières submicroniques dans RegCM. Une nouvelle distribution d'émission, décrite par Kok (2011), fondée sur une analogie avec la fragmentation des matériaux cassants, est testée ici. En effet, à l'instar d'un verre qui peut se fragmenter lorsqu'il reçoit de l'énergie, un agrégat dans un sol sec peut aussi se rompre après l'impact d'une particule soulevée par saltation. Quand les énergies en jeu sont suffisantes pour produire de nombreux petits fragments, ce qui est généralement le cas pour les poussières désertiques, l'observation suggère une invariance d'échelle. Cela permet de supposer que la production des aérosols de taille D_d est proportionnelle au volume de la fraction des particules du sol de taille $D_s \leq D_d$.

1. MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.
2. NASA : National Aeronautics and Space Administration.
3. AERONET : AErosol RObotic NETwork.

Pour valider cette nouvelle distribution de la taille des poussières, nous comparons les épaisseurs optiques des simulations RegCM, des mesures satellitaires (issues du radiomètre MODIS[1] embarqué sur les satellites *Terra* et *Aqua* de la NASA[2]) et des observations *in situ* (réseau de photomètres au sol AERONET[3]). Deux simulations RegCM ont été lancées sur la période décembre 2007-novembre 2008 sur un domaine méditerranéen élargi. La première (REF pour « référence ») utilise la version actuelle de RegCM 4 avec la paramétrisation d'Alfaro et Gomes. La seconde (NEW) emploie la nouvelle distribution de la taille des poussières.

L'émission de poussières désertiques n'est pas un phénomène continu et homogène : des intrusions de poussières ont régulièrement lieu sur la mer Méditerranée. Dans l'événement considéré ici, entre le 31 octobre et le 2 novembre 2008, un panache de poussières soulevées sur le Sahara a traversé la mer en direction du continent européen (cf. figure 2 (a)). L'épaisseur optique mesurée par MODIS (b) montre bien la trace entre la frontière algéro-libyenne et la Grèce. En ce qui concerne les expériences RegCM, REF (c) simule de trop fortes épaisseurs optiques sur une bande trop large contrairement à NEW (d) qui est en meilleur accord avec MODIS.

Cette nouvelle distribution de la taille des poussières désertiques améliore leur représentation dans RegCM, non seulement pour des événements ponctuels mais aussi à l'échelle saisonnière. La figure 3 présente les épaisseurs optiques de MODIS (a), REF (b) et NEW (c),

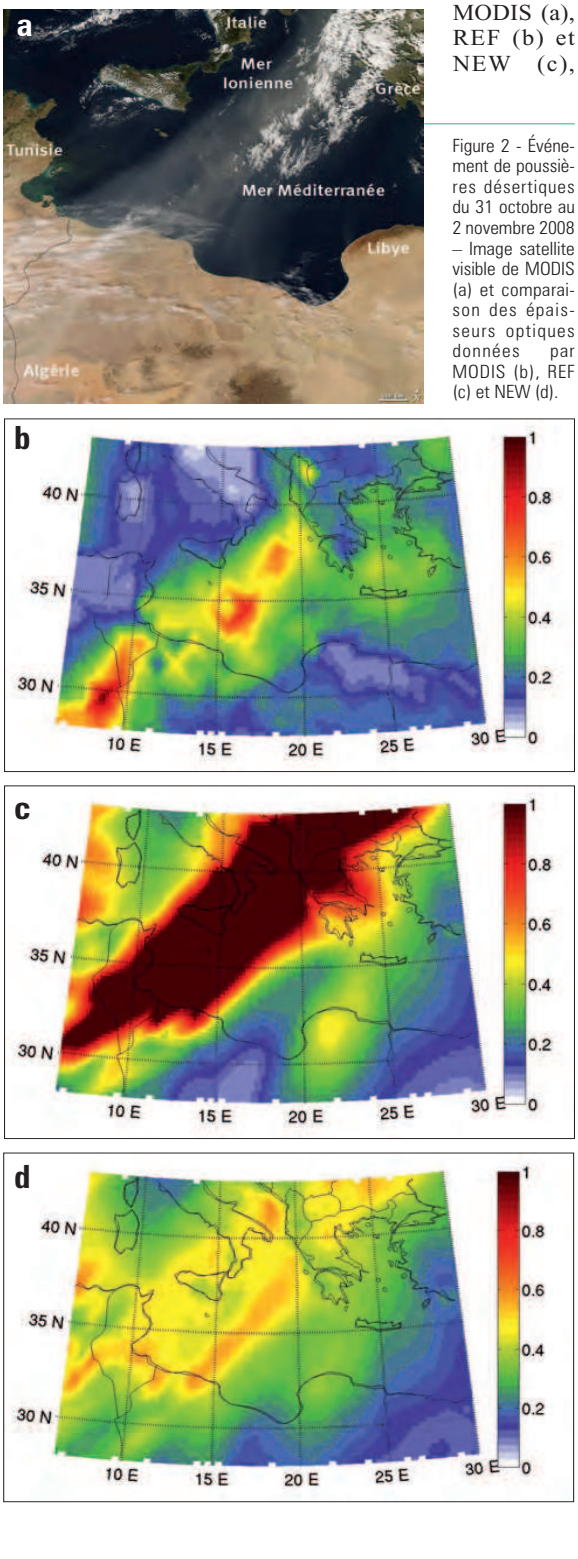

Figure 2 - Événement de poussières désertiques du 31 octobre au 2 novembre 2008 – Image satellite visible de MODIS (a) et comparaison des épaisseurs optiques données par MODIS (b), REF (c) et NEW (d).

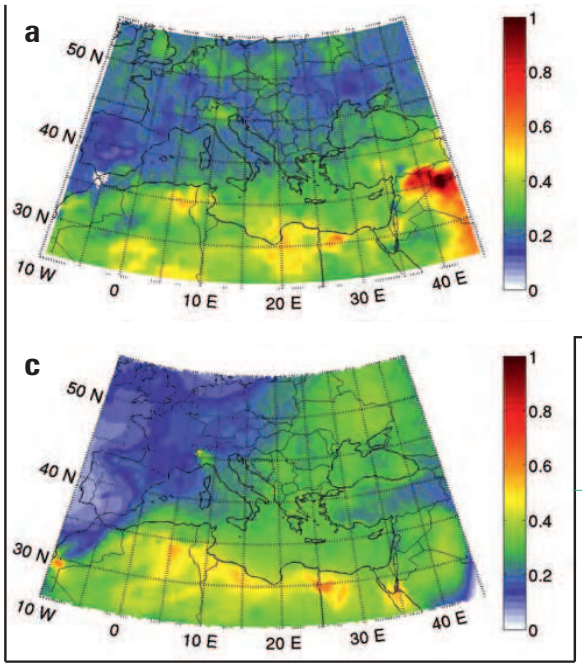

Figure 3 - Comparaison des épaisseurs optiques entre les mesures de MODIS (a) et les expériences REF (b) et NEW (c) au printemps (mars-avril-mai) 2008.

pour le printemps 2008. En cette saison-là, les poussières désertiques commencent à être transportées sur la mer, notamment sur le bassin oriental. Le contraste entre la Méditerranée occidentale et la Méditerranée orientale est bien visible sur les deux simulations avec un maximum le long de la côte libyenne. Néanmoins, REF surestime clairement les émissions de poussières sur le Sahara, alors que NEW montre des valeurs plus pertinentes. Les gradients sur la mer sont aussi mieux simulés par NEW. En effet, le problème du schéma d'Alfaro et Gomes est de surestimer la fraction massique des aérosols submicroniques qui sont facilement transportés assez loin et qui ont un poids important dans l'épaisseur optique. La nouvelle distribution produit au contraire plus de poussières de grande taille et résout ainsi ce problème.

Pour confirmer cette validation, une comparaison doit également être réalisée avec des observations *in situ*. La figure 4 (a) présente l'évolution des épaisseurs optiques mesurées et simulées en Crète, entre le 6 septembre et le 8 décembre 2008. Durant cette période, les variations simulées sont globalement en bon accord, mais les valeurs de NEW sont plus proches des mesures AERONET que celles de REF, qui tend à surestimer les pics. La figure 4 (b) montre le diagramme de Taylor[1] correspondant. Dans ce cas, le point bleu (NEW) est plus proche du point vert (AERONET) que ne l'est le point rouge (REF), ce qui montre une erreur plus importante pour la paramétrisation d'Alfaro. En effet, l'intensité des pics liés aux émissions de poussières désertiques est mieux estimée par NEW, d'où un écart-type plus pertinent et un coefficient de corrélation plus élevé.

En résumé, toutes ces comparaisons ont montré l'amélioration apportée par la nouvelle distribution en termes d'épaisseur optique, à la fois à l'échelle saisonnière et pour des événements ponctuels. Elle sera donc conservée pour les simulations RegCM de longue durée de la suite de l'étude. Toutefois, des études seraient à mener pour savoir s'il vaudrait mieux utiliser la paramétrisation d'Alfaro et Gomes ou cette nouvelle distribution de Kok pour d'autres régions du monde, et même pour d'autres modèles de climat.

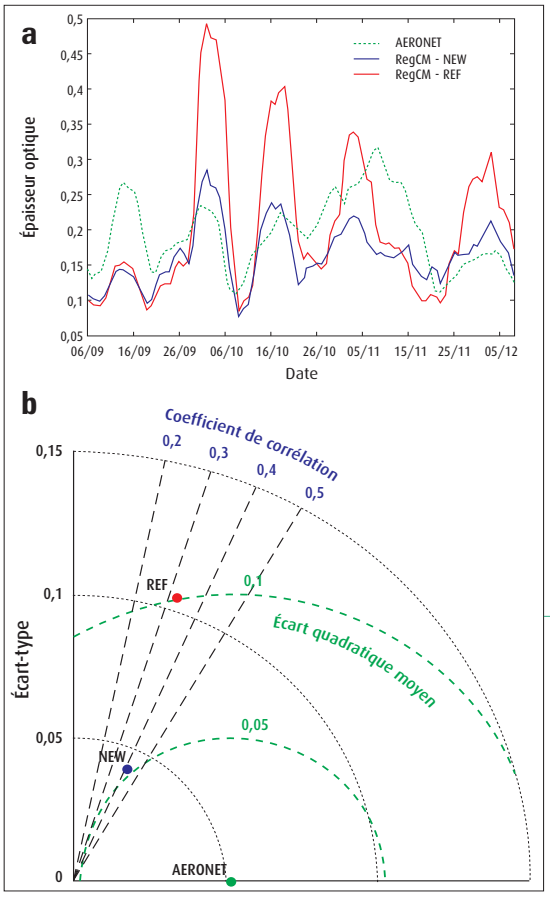

Figure 4 - Comparaison de l'épaisseur optique à 550 nm entre les mesures AERONET et les simulations REF et NEW, en Crète.
(a) Les séries temporelles des valeurs d'épaisseur optique (moyennes glissantes sur sept jours).
(b) Le diagramme de Taylor représentant la corrélation temporelle entre les observations et les simulations RegCM.

Impact climatique

L'objectif de cette partie est de comprendre l'influence des aérosols sur le climat méditerranéen. Trois simulations de dix ans ont été menées sur la période 2000-2009 : CTL sans aucun aérosol,

1. Il s'agit d'un graphique indiquant à quel point un modèle se rapproche d'une observation. Le degré de similitude entre les deux est représenté à travers le coefficient de corrélation, l'écart-type et l'écart quadratique moyen. La distance entre le point de la simulation et celui de l'observation constitue ainsi une mesure de l'erreur du modèle par rapport à l'observation.

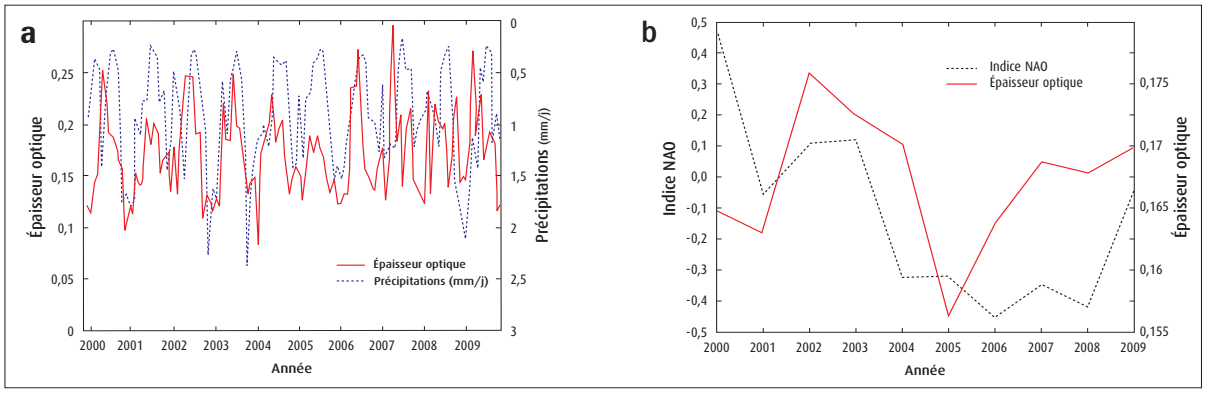

Figure 5 - Influence des précipitations (a) et de l'Oscillation Nord-Atlantique (b). Les valeurs sont moyennées sur la mer Méditerranée pour la période 2000-2009 : elles sont mensuelles sur (a) et annuelles sur (b). Les données d'épaisseur optique et de précipitations proviennent de la simulation Exp2 ; l'indice NAO provient du site Internet de la NOAA.

Exp1 avec des aérosols naturels (poussières désertiques et sels marins) et Exp2 avec tous les aérosols.

On constate d'abord que les poussières désertiques constituent les aérosols dominants en termes de masse. Le bassin oriental, davantage soumis aux intrusions de poussières, a donc une charge plus grande en aérosols que le bassin occidental. En ce qui concerne l'épaisseur optique moyenne, les plus fortes valeurs (jusqu'à 0,5) se trouvent dans les régions émettrices de poussières (Afrique du Nord), tandis que la mer est affectée par un gradient nord-sud. L'Europe centrale est concernée par les particules sulfatées et carbonées issues de la pollution industrielle et de la combustion de biomasse.

En fait, la région méditerranéenne connaît une forte variabilité saisonnière et interannuelle en ce qui concerne les aérosols. Pendant la période sèche, l'absence de pluies favorise un contenu atmosphérique élevé en aérosols, à l'inverse de la saison humide où le dépôt est plus important. Ce phénomène se vérifie sur la figure 5 (a) où sont représentées les moyennes mensuelles de l'épaisseur optique et des précipitations (Exp2) sur la mer Méditerranée. Les maxima d'épaisseur optique sont généralement liés aux minima des précipitations et réciproquement. La circulation a aussi un rôle à jouer dans la mesure où le vent en hiver diminue le temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère.

L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) peut expliquer, dans une certaine mesure, la variabilité interannuelle. Il s'agit d'un phénomène atmosphérique et océanique, affectant essentiellement l'Atlantique nord, qui consiste en des mouvements de va-et-vient de masses d'air entre les régions arctiques et islandaises, d'une part, et celles de la ceinture subtropicale près des Açores et de la péninsule Ibérique, d'autre part. On mesure ce phénomène à l'aide d'un indice, appelé indice NAO, calculé à partir de la différence de pression atmosphérique entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande). Un indice positif indique un creusement de la dépression islandaise, associé à un renforcement de l'anticyclone des Açores, qui donne des vents d'ouest plus forts sur le nord de l'Europe et des conditions plus sèches sur la mer Méditerranée. À l'inverse, lors de la phase négative, les perturbations s'engouffrent plus au sud, augmentant les précipitations en Méditerranée. Moulin et al. (1997) ont montré que la NAO affecte également la distribution des aérosols en Europe et particulièrement celle des poussières désertiques. En effet, les fortes valeurs de l'indice NAO amènent un assèchement de la région méditerranéenne et entraînent des épaisseurs optiques plus élevées. Au contraire, lorsque cet indice est négatif, les précipitations plus importantes font diminuer le contenu atmosphérique en aérosols. Sur la figure 5 (b), on constate que les variations des moyennes annuelles de l'épaisseur optique et de l'indice NAO sont relativement similaires.

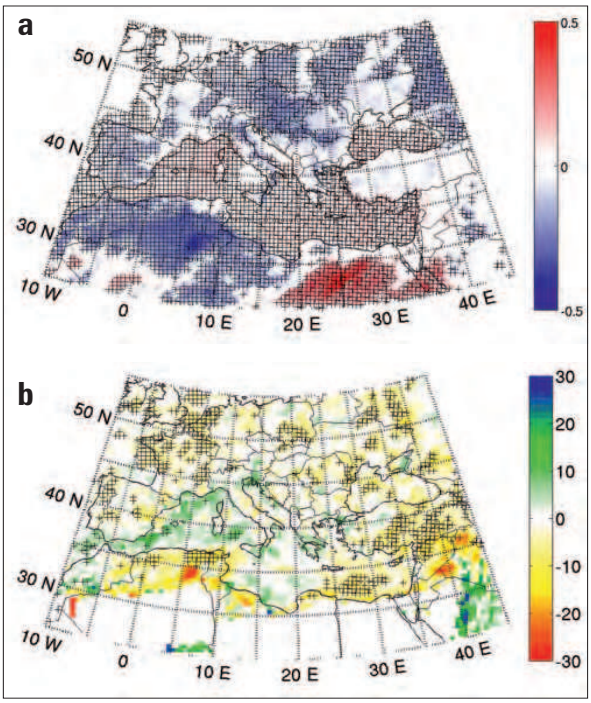

Figure 6 - Écart pour (a) la température à 2 m (en ° C) et (b) les précipitations (en %) entre l'expérience Exp2 et l'expérience de contrôle, CTL. Le symbole « + » indique les régions statistiquement significatives (test de Student au niveau 95 %).

Quant à l'impact climatique des aérosols, l'effet direct provoque un forçage radiatif négatif en surface dans les ondes courtes (rayonnement solaire), notamment dans les régions émettrices de poussières (Exp1). Au sommet de l'atmosphère (TOA), le forçage radiatif en ondes courtes est aussi négatif, excepté au-dessus de l'Afrique du Nord à cause d'un fort albédo de surface. Le forçage radiatif en ondes longues (rayonnement de la surface terrestre et

de l'atmosphère) est partout positif, à la fois en surface et au TOA, de par la forte absorption. La simulation Exp2 confirme ces résultats avec l'ajout des autres aérosols.

En outre, un écart statistiquement significatif a été constaté pour la température de surface avec l'ajout des aérosols (voir la figure 6 (a)). Les poussières induisent une diminution de 0,4 °C dans le nord du Maghreb. Sur la mer, l'ajout des autres aérosols (Exp2) provoque une légère augmentation de la température, mais ce résultat doit être nuancé car RegCM ne possède pas de double interaction : l'atmosphère ne peut pas interagir avec l'océan. La figure 6 (b) présente les conséquences sur les précipitations. Le bassin occidental de la mer Méditerranée est affecté par une augmentation de 10 à 20 % alors que le bassin oriental subit une diminution de 5 %. Il convient de remarquer le fort assèchement dans le nord de l'Algérie et de la Tunisie. En été, cette diminution des précipitations atteint 30 %. Pour expliquer plus précisément l'influence des aérosols sur le climat, des moyennes saisonnières devraient être étudiées pour mettre en évidence des rétroactions dynamiques.

Conclusion

Dans cet article, le modèle de climat régional RegCM 4 a été utilisé pour étudier l'impact des aérosols sur le climat méditerranéen. On a établi que le schéma initial d'Alfaro et Gomes pour la paramétrisation de l'émission des poussières désertiques surestimait la fraction massique des poussières submicroniques, provoquant des erreurs dans la distribution spatiale de ces aérosols et donc dans le bilan radiatif. Une nouvelle distribution en taille des poussières désertiques a été testée en se basant sur une analogie avec la fragmentation des matériaux cassants. Les résultats ont montré une amélioration significative, aussi bien pour un événement ponctuel de poussières sur la mer Méditerranée qu'à l'échelle saisonnière. Cette nouvelle distribution pourrait aussi avoir un impact sur la biogéochimie. En effet, la productivité des écosystèmes marins et terrestres est affectée par les micronutriments déposés avec les poussières. Le cycle du carbone et, par conséquent, le contenu atmosphérique en gaz à effet de serre pourraient être influencés, mais cet effet indirect des poussières n'est pas encore bien compris.

Des simulations plus longues (sur la période 2000-2009) ont également été réalisées, dans le but de comprendre le forçage radiatif des aérosols et leurs rétroactions climatiques. Les poussières désertiques dominent sur la région méditerranéenne et le climat de celle-ci montre une réponse significative à ce forçage. Des tests statistiques ont renforcé la robustesse de ces résultats. Néanmoins, cette réponse n'est pas systématique et varie selon les régions considérées, à cause de conditions différentes et de possibles téléconnections dynamiques. D'autres outils diagnostiques et des tests de sensibilité seraient requis pour mieux comprendre ces rétroactions climatiques.

Sur la mer Méditerranée elle-même, la température atmosphérique de surface a légèrement augmenté avec la présence des aérosols. Cependant, dans nos simulations, la mer n'est pas affectée par l'atmosphère et ne réagit pas au changement du rayonnement incident. Pour prolonger cette étude, on pourrait lancer d'autres simulations en prenant en compte l'impact de la température de surface de la mer à l'aide d'un modèle couplé océan-atmosphère.

La variabilité interannuelle des aérosols a été étudiée, montrant un lien avec l'Oscillation Nord-Atlantique. Quand l'indice NAO est positif, il amène des conditions plus sèches en Méditerranée et le contenu atmosphérique en aérosols est généralement fort, d'où des valeurs élevées d'épaisseur optique. En effet, l'absence de précipitations empêche le lessivage de l'atmosphère. Toutefois, la corrélation n'est pas parfaite sur la décennie 2000-2009 et on aurait besoin de plus longues simulations pour confirmer cette tendance. D'autres facteurs, comme le changement d'utilisation des sols, pourraient aussi avoir un rôle à jouer.

Remerciements

L'auteur tient à remercier l'ICTP de Trieste où les simulations du modèle RegCM ont été lancées et particulièrement Fabien Solmon qui a encadré et soutenu ce travail.

Bibliographie

Alfaro S. C. et **L. Gomes**, 2001 : Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distribution in source areas. *J. Geophys. Res.*, 106, 18075-18084, doi:10.1029/2000JD900339.

GIEC, 2007 : *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* [Équipe de rédaction principale, R. K. Pachauri et A. Reisinger (Publié sous la direction de ~)]. GIEC, Genève, Suisse, …, 103 p.

Kok J. F., 2011 : A scaling theory for the size distribution of emitted dust aerosols suggests climate models underestimate the size of the global dust cycle. *PNAS*, 108, 1016-1021.

Moulin C., **C. E. Lambert**, **F. Dulac** et **U. Dayan**, 1997 : Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 387, 691-694.

Annexe C : Propriétés d'absorption des aérosols méditerranéens

Cet article présente une analyse des propriétés d'absorption des aérosols méditerranéens obtenues à partir d'observations multi-annuelles du réseau AERONET.

Les propriétés d'absorption des aérosols sont très importantes pour les études des interactions aérosols-climat, puisqu'elles agissent directement sur la modification du bilan radiatif par les aérosols. On présente ici une analyse des mesures d'épaisseur optique d'absorption (AAOD), d'albédo de simple diffusion (SSA) et de leur dépendance spectrale, basée sur les données multi-annuelles (1996-2012) de 22 stations AERONET. Ces observations montrent que les valeurs d'AAOD varient entre 0.024 ± 0.01 et 0.050 ± 0.01 pour les aérosols des sites urbains, et entre 0.040 ± 0.01 et 0.055 ± 0.01 pour ceux des sites désertiques. Les SSA des sites urbains montrent que les aérosols ne sont que "modérément" absorbants dans la plupart des cas, sauf à Rome ou Athènes où ils sont plus absorbants. Dans la plupart des observations, le coefficient d'Ångström d'absorption (AAE) est supérieur à 1, indiquant que le carbone suie n'est pas la seule espèce responsable de l'absorption du rayonnement dans le visible. Celle-ci peut également provenir des aérosols organiques ou des poussières désertiques. En outre, on a relevé un gradient est-ouest et nord-sud dans les propriétés d'absorption, dans la mesure où les AAE sont plus élevés sur l'est et le sud du bassin méditerranéen. Ces résultats indiquent que la prise en compte de l'absorption du rayonnement par les particules organiques est nécessaire en Méditerranée.

Référence :
Absorption properties of Mediterranean aerosols obtained from multi-year ground-based remote sensing observations. M. Mallet, O. Dubovik, P. Nabat, F. Dulac, R. Kahn, J. Sciare, D. Paronis and J. F. Léon, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13**, 9195-9210, doi :10.5194/acp-13-9195-2013, 2013.

Atmos. Chem. Phys., 13, 9195–9210, 2013
www.atmos-chem-phys.net/13/9195/2013/
doi:10.5194/acp-13-9195-2013
© Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.



Atmospheric Chemistry and Physics Open Access

Absorption properties of Mediterranean aerosols obtained from multi-year ground-based remote sensing observations

M. Mallet[1], O. Dubovik[2], P. Nabat[3], F. Dulac[4], R. Kahn[5], J. Sciare[4], D. Paronis[6], and J. F. Léon[1]

[1]Laboratoire d'Aérologie, UMR5560, Toulouse, France
[2]Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Lille, France
[3]CNRM-GAME, Météo-France, Toulouse, France
[4]Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (IPSL/LSCE), CEA-CNRS-USVQ, Gif-sur-Yvette, France
[5]NASA Goddard Space Flight Center, Maryland, USA
[6]National Observatory of Athens, Institute for Astronomy, Astrophysics, Space Applications and Remote Sensing, Athens, Greece

Correspondence to: M. Mallet (marc.mallet@aero.obs-mip.fr)

Received: 12 February 2013 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 8 April 2013
Revised: 22 July 2013 – Accepted: 5 August 2013 – Published: 16 September 2013

Abstract. Aerosol absorption properties are of high importance to assess aerosol impact on regional climate. This study presents an analysis of aerosol absorption products obtained over the Mediterranean basin or land stations in the region from multi-year ground-based AERONET observations with a focus on the Absorbing Aerosol Optical Depth (AAOD), Single Scattering Albedo (SSA) and their spectral dependence. The AAOD and Absorption Angström Exponent (AAE) dataset is composed of daily averaged AERONET level 2 data from a total of 22 Mediterranean stations having long time series, mainly under the influence of urban-industrial aerosols and/or soil dust. This dataset covers the 17-yr period 1996–2012 with most data being from 2003–2011 (∼89 % of level-2 AAOD data). Since AERONET level-2 absorption products require a high aerosol load (AOD at 440 nm > 0.4), which is most often related to the presence of desert dust, we also consider level-1.5 SSA data, despite their higher uncertainty, and filter out data with an Angström exponent < 1.0 in order to study absorption by carbonaceous aerosols. The SSA dataset includes AERONET level-2 products. Sun-photometer observations show that values of AAOD at 440 nm vary between 0.024 ± 0.01 (resp. 0.040 ± 0.01) and 0.050 ± 0.01 (0.055 ± 0.01) for urban (dusty) sites. Analysis shows that the Mediterranean urban-industrial aerosols appear "moderately" absorbing with values of SSA close to ∼0.94–0.95 ± 0.04 (at 440 nm) in most cases except over the large cities of Rome and Athens, where aerosol appears more absorbing (SSA ∼0.89–0.90 ± 0.04). The aerosol Absorption Angström Exponent (AAE, estimated using 440 and 870 nm) is found to be larger than 1 for most sites over the Mediterranean, a manifestation of mineral dust (iron) and/or brown carbon producing the observed absorption. AERONET level-2 sun-photometer data indicate a possible East-West gradient, with higher values over the eastern basin ($AAE_{East} = 1.39/AAE_{West} = 1.33$). The North-South AAE gradient is more pronounced, especially over the western basin. Our additional analysis of AERONET level-1.5 data also shows that organic absorbing aerosols significantly affect some Mediterranean sites. These results indicate that current climate models treating organics as nonabsorbing over the Mediterranean certainly underestimate the warming effect due to carbonaceous aerosols.

1 Introduction

Numerous studies have identified the Mediterranean basin as one of the most prominent "Hot-Spots" in projected climate change assessments (Giorgi, 2006; Giorgi and Lionello, 2008). General Circulation Model (GCM) or Regional Climate Model (RCM) climate simulations have demonstrated that the Mediterranean is characterized by its vulnerability to changes in the water cycle and predict a substantial precipitation decrease and warming, especially during the summer

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

season. By the end of 21st century, the average prediction of the models suggests a significant loss of freshwater over the Mediterranean basin: −40 % for the period 2070–2090 compared to 1950–1999 (Sanchez-Gomez et al., 2009). Climate simulations underline that the drying of the Mediterranean basin is associated with increasing anticyclonic circulation over the region, which causes a northward shift of the mid-latitude storm track (Giorgi and Lionello, 2008).

Until now, most global and regional future climate simulations have only investigated the impact of global warming on the Mediterranean climate without clearly considering the influence of "Mediterranean aerosols" (pollution particles, smoke and mineral dust) that can significantly modify the radiation budget (Markowicz et al., 2002; Formenti et al., 2002b; Mallet et al., 2006; Roger et al., 2006). Specifically, atmospheric aerosols decrease the amount of shortwave (SW) radiation reaching the sea and continental surfaces. The column amount of atmospheric aerosol, quantified by the Aerosol Optical Depth (AOD), is one of the main factors causing this decrease. This aerosol-induced perturbation of the surface radiation budget can impact the Sea Surface Temperature (SST) (Foltz and McPhaden, 2008; Yue et al., 2011) and surface moisture exchanges by modifying latent heat fluxes (Ramanathan et al., 2001a).

In addition, due to their optical properties and especially their ability to absorb solar radiation, aerosols can trap SW radiation within the atmospheric layer where they reside. This additional absorption contributes to the direct heating of the atmosphere and causes changes in the atmospheric heating rate profiles, dynamical processes and more generally, the hydrological cycle (Solmon et al., 2008; Lau et al., 2009; Mallet et al., 2009). For example, Solmon et al. (2008) simulate that a change in dust absorbing properties could modify precipitation over Western Africa. Ramanathan et al. (2001b) also conclude that heating caused by carbonaceous absorbing aerosols exported from India reduces the low cloud fraction over the Indian Ocean during the dry monsoon season. Therefore, a rigorous quantification of the effect of aerosols on the Mediterranean radiation budget and climate is required, including estimates of both the atmospheric aerosol load and its ability to absorb radiation.

Numerous studies of aerosol properties over the Mediterranean have documented AOD for pollution particles, smoke and dust aerosols using in-situ observations (Horvath et al., 2002; Formenti et al., 2002a; Gerasopoulos et al., 2003; Kubilay et al., 2003; Meloni et al., 2004, 2006; Fotiadi et al., 2006; Pace et al., 2006; Roger et al., 2006; Mallet et al., 2006; Tafuro et al., 2007; Saha et al., 2008). In brief, these studies report AOD values in the range 0.1–0.5, 0.3–1.8 and 0.3–0.8 in the spectral range of 440 to 550 nm for pollution, dust and smoke particles, respectively. In addition to analyses of local sun-photometer observations, several studies have used long time series of satellite-derived AOD at regional scales from Meteosat (Moulin et al., 1998), SeaWiFs (Antoine and Nobileau, 2006), the MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) (Barnaba and Gobbi, 2004; Papadimas et al., 2008, 2009; Nabat et al., 2012), the combination of MODIS and TOMS (Hatzianastassiou et al., 2009), MSG/SEVIRI (Lionello et al., 2012), or even all products (Nabat et al., 2013).

In contrast to the considerable scientific literature related to AOD distribution, aerosol absorbing properties over the Mediterranean have received much less attention, and are poorly documented, in spite of their great importance for direct radiative forcing and overall regional climate. To the best of our knowledge, the only long term in-situ observations of absorbing aerosols available in the Mediterranean background atmosphere are those reported from Crete Island in the eastern Mediterranean by Sciare et al. (2008), highlighting the major role of long-range transported biomass burning aerosols on Black Carbon (BC) concentration levels. Consequently, long-term observations of absorption in the atmospheric column, and specifically an analysis of the role played by dust aerosols, are still missing. This motivates the present work; its main objective is to characterise aerosol absorption over the Mediterranean region using available surface remote-sensing data. We focus our study on (i) the aerosol absorption optical depth (AAOD), which is the fraction of AOD due to absorption only, (ii) the aerosol single scattering albedo (SSA), which is the ratio of aerosol scattering to total extinction (i.e. scattering + absorption), and (iii) the spectral dependence of these optical parameters, calculated in terms of Angström Exponent (AE) or Absorption Angström Exponent (AAE) in the case of optical depth or absorption optical depth, respectively:

$$\mathrm{AAE} = \log(\mathrm{AOD}_{\lambda 1}/\mathrm{AOD}_{\lambda 2})/\log(\lambda_2/\lambda_1) \text{ and AAE} = \log(\mathrm{AAOD}_{\lambda 1}/\mathrm{AAOD}_{\lambda 2})/\log(\lambda_2/\lambda_1) \quad (1)$$

Subsequent to the data description (ground-based dataset used in our work) in Sect. 2, the results are presented and discussed in two main parts. First (Sects. 3.1–3.2), we report AAOD and AAE AERONET level-2 and 1.5 multi-year observations for different Mediterranean sites. AERONET SSA is analysed in Sect. 3.3.

2 Remote sensing ground-based AERONET observations

AERONET (Aerosol Robotic Network; http://aeronet.gsfc.nasa.gov/) is a federated network of ground-based sun-photometers and the associated data inversion and archive system, that routinely performs direct sun observations every 15 mn, and both almucantar and principal plane sky radiance measurements, and retrieves and distributes global aerosol columnar properties (Holben et al., 1998). Along with AOD observations, the AERONET aerosol retrieval algorithm (Dubovik and King, 2000) delivers the complete set of column-effective aerosol microphysical parameters, including volume size distribution, refractive index at four



Fig. 1. Location of the 22 Mediterranean AERONET sites with long time series used in this work. Northernmost (resp. southernmost) sites are found in the western (eastern) basin.

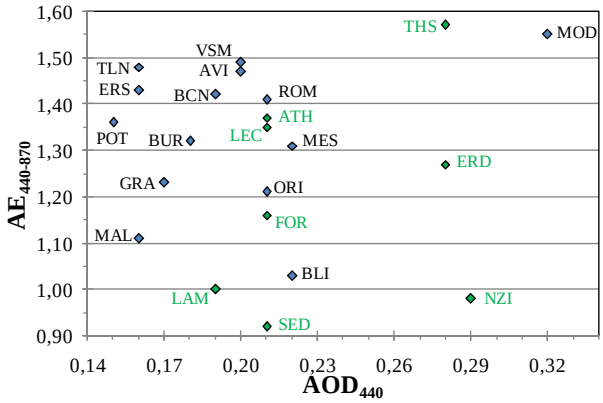

Fig. 2. Average AERONET level 2 aerosol Angström Exponent and optical depth of the 22 selected stations. The 8 stations in green are relevant of the eastern Basin (see Table 1 for the station codes).

wavelengths (440, 670, 870 and 1020 nm) and fraction of spherical particles (Dubovik et al., 2006, also see description in Dubovik et al., 2011). In addition, using these microphysical parameters, the algorithm provides other column-effective aerosol optical properties of interest to the scientific community, such as wavelength dependent SSA, phase function, and asymmetry parameter, as well as integral parameters of bi-modal particle size distributions (concentration, mode radii and variances) (Dubovik et al., 2002). In the present study, the analysis is mostly focused on AAOD and SSA for AERONET level 2.0, cloud-screened and quality-assured AOD (Smirnov et al., 2000) and level 2.0 inversion products (Dubovik et al., 2002). The accuracy of AERONET retrievals is evaluated and discussed by Dubovik et al. (2000, 2002): the uncertainty of retrieved AAOD is estimated at the level of ± 0.01 at wavelengths 440 nm and greater, whereas SSA uncertainty is estimated to be ± 0.03 for AOD (440 nm) > 0.2 for water soluble aerosols and for AOD (440 nm) > 0.5 (zenith angle larger than 50 degrees) for desert dust and biomass burning particles. Finally, for AOD (440 nm) < 0.2, the SSA accuracy is ± 0.05–0.07 (Dubovik et al., 2000, 2002). The AERONET's Version 2.0 quality assured aerosol products were used. The criteria used for Version 2.0 quality assurance are described in details by Holben et al. (2006).

The 22 AERONET Mediterranean sites considered in our study are selected based on both their location (within or close to the basin) and their long-term operation (> 2.5 yr). They are mapped in Fig. 1 and listed in Table 1 along with information regarding the location, period of observation and a brief description of each site. The significant number of AERONET sites available over the Mediterranean and their distribution allows us to investigate aerosol characteristics under diverse conditions: over remote, anthropogenic-polluted and dusty locations. Figure 2 plots averaged level-2 AE and AOD of the different stations. The 4 stations of Thessaloniki, Erdemli, Nes Ziona and Modena show a high AOD range (0.28–0.32) whereas all other have an average < 0.23. The high AE ($\sim$1.55) at Modena and Thessaloniki indicate urban pollution controlled by submicron particles. On the opposite, the low average AE value (< 1.0) at Nes Ziona reveals the major influence of large particles, likely soil dust and possibly sea salt. Lampedusa, Blida and Sede Boker also show a low AE ($\sim$1), characterising a major influence of large particles in conditions of lower AOD ($\sim$0.2). With intermediate AE values in the range 1.11–1.27 the stations of Malaga, Granada, Oristano, Forth Crete and Erdemli correspond to relatively southern stations (Fig. 1) where the influence of desert dust from the south is still very significant. Larger AE values in the range 1.31–1.37 correspond to stations in a latitude band 38–40.6° N (Burjassot, Potenza, Lecce, Messina and Athens) where the impact of dust is less visible but still significant. The rest of the stations has an AE in the range 1.41–1.49 and is composed of more northern stations in the western basin (Barcelona, Rome, Avignon, Ersa, Toulon, and Villefranche). As a result, a very significant trend is found between AE and station latitude, whereas AOD rather correlates with the station longitude (Fig. 3).

Figure 4 provides the temporal distribution of the number of days per month with AERONET level-2 absorption products available at each site considered. Numbers are most often < 10 and this number is rarely exceeded at other seasons than summer. The period covered spans from 1996 to 2012, but a single station of Sede Boker provides data before 2000. Figure 5 further plots some statistics. Twelve stations have at least 110 days of level-2 absorption products. The number ranges between 18 and 365 days (at Ersa and Erdemli, resp.) and the maximum number of days is always found in the summer season which is known to be the maximum dust season in the western and central Mediterranean (Moulin et al., 1998). 88.8 % of data are from the period 2003–2011. As AERONET level-2 derivations correspond to a high aerosol load (AOD at 440 nm > 0.4) that is generally associated to dust events, we also consider level-1.5 inversion products in order to investigate the possible role of smoke

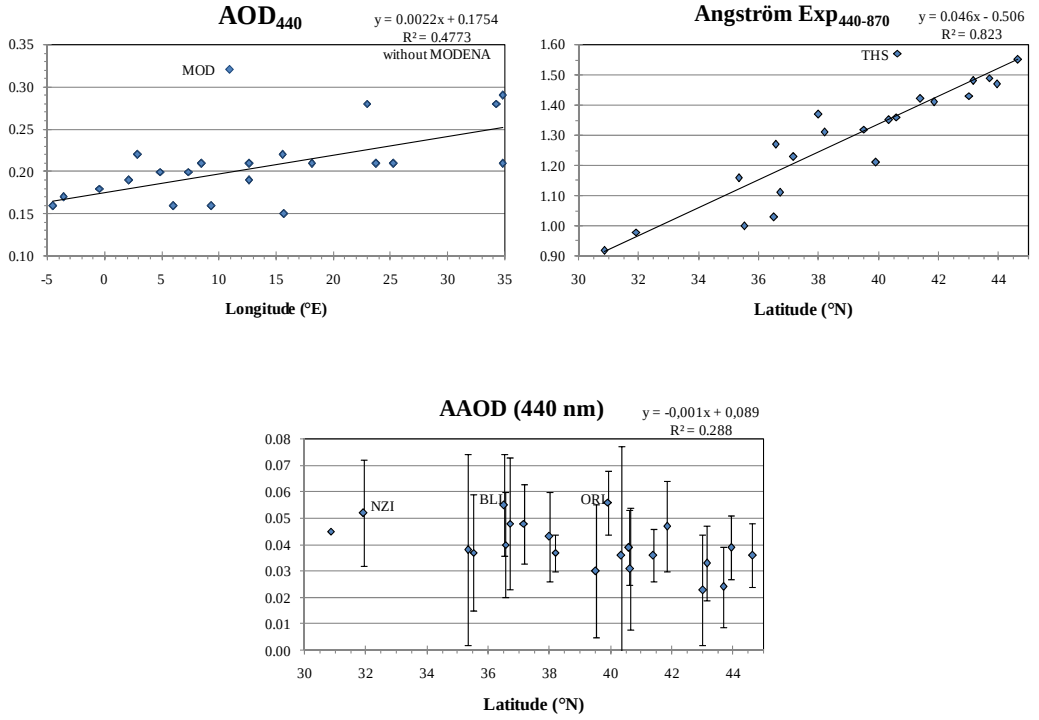

Fig. 3. AERONET level-2 average AOD as a function of station longitude and average AE and AAOD as a function of station latitude. Other data given in Table 2 are less or not significantly correlated with latitude or longitude with the exception of the real part of RI at 440 and 670 nm and the imaginary part of RI at 670 nm (not shown) that also correlate with latitude at the 0.01 level ($R^2 > 0.288$ for 20 degrees of freedom).

aerosols on the absorption. We further limit the influence of dust events on the results by considering only level-1.5 data with an Angström Exponent > 1.0. In that case, uncertainties on AAOD are estimated at about ± 0.01.

3 Results and discussions

3.1 Aerosol absorption optical depth

AAOD (Level 2) has been derived from AERONET observations at different wavelengths. We first analyse AAOD at 440 nm obtained at the 22 selected AERONET sites (Fig. 1, Table 2). Over urban-industrialized regions (Table 2), AAOD falls between 0.027 ± 0.01 and 0.05 ± 0.01 with the maximum observed at Rome (Table 2). In most cases, AAOD is around 0.03 ± 0.01 for other urban-polluted sites. Long-term analysis of the AERONET records at the Modena and Rome sites, having around 10 yr of observations, does not reveal a clear AAOD trend excepted over Rome, where a decrease is observed ($-0.0005\,\mathrm{yr}^{-1}$) between 2001 and 2011 (Fig. 6). For periods of 3–5 yr between 2005 and 2008, Toulon and Thessaloniki display a possible decrease in AAOD (not shown), though the period of observations is too short to derive an AAOD trend with confidence.

Mediterranean urban AAODs obtained at 440 nm are in the same magnitude range as those observed over other urban sites such as Creteil/Paris ($\sim 0.015 \pm 0.01$) or Mexico ($\sim 0.05 \pm 0.01$), but are generally higher than AAOD obtained at GSFC (AAOD < 0.010) or over other sites along the US Atlantic coast (AAOD $\sim$0.01 for the same wavelength) as reported by Russell et al. (2010). Compared to AAOD obtained during SAFARI (Southern Africa Regional Science Initiative) for smoke aerosols in southern Africa (AAOD $\sim$0.2 at 440 nm, see Russell et al., 2010) or in the Japan-Korea region during ACE-Asia for mixed particles (AAOD of about 0.1 at 440 nm), AAOD derived over the Mediterranean display lower values.

AERONET observations (Table 2) indicate that "dusty" sites (defined in Table 1) are logically characterized by larger mean AAOD (at 440 nm) from 0.037 ± 0.019 at Lampedusa to 0.055 ± 0.020 at Blida and 0.056 ± 0.041 at Oristano with values in the range 0.045–0.052 at Malaga, Granada, Nes Ziona and Sede Boker. Sites under desert dust influence seem to have experienced a decrease in AAOD (not shown) although conclusions made over such short time periods are highly uncertain (2003–2011 for Lampedusa, 2004–2009 for Blida). This observed decrease is consistent with the results obtained by Zhang and Reid (2010), who showed a negative trend in AOD of -0.022 per decade

Table 1. Mediterranean AERONET sites used in this study (classified by latitude). Mean level 2 Aerosol Optical Depth at 440 nm (AOD_{440}) and Angström Exponent between 440 and 870 nm ($AE_{440-870}$) are also indicated. Dominant aerosol types are classified using three different classes: R (Remote), UI (Urban-Industrialized) and D (Dust).

AERONET/PHOTONS Site Name	Latitude (° N)	Longitude (° E)	Altitude (m)	Period (level 2)	No. of observation days (level 2)	Basin (West /East)	Site characteristics	AOD_{440}	$AE_{440-870}$	Dominant aerosol type
Modena (MOD)	44.63	10.94	56	May 2000 → Nov 2011	1300	West	Urban	0.32	1.55	UI
Avignon (AVI)	43.93	4.87	32	Jan 2000 → Sep 2012	3017	West	Rural	0.20	1.47	UI
Villefranche-sur-Mer	43.68	7.33	130	Feb 2004 → Mar 2012	1538	West	Peri-urban coastal	0.20	1.49	UI
(VSM)	43.13	6.00	50	Feb 2005 → Jul 2010	1580	West	Urban coastal	0.16	1.48	UI
Toulon (TLN)	43.00	9.35	80	Jun 2008 → Sep 2011	869	West	Remote island	0.16	1.43	R
Ersa (ERS)	41.84	12.65	130	Oct 2001 → Jul 2011	2236	West	Peri-urban	0.21	1.41	UI
Rome Tor Vergata (ROM)	41.38	2.17	125	Mar 2005 → Mar 2011	1855	West	Urban near coastal	0.19	1.42	UI
Barcelone (BCN)	40.63	22.96	60	Sep 2005 → Nov 2010	982	East	Urban coastal	0.28	1.57	UI
Thessaloniki (THS)	40.60	15.72	820	Aug 2006 → Sep 2011	1076	West	Urban	0.15	1.36	UI
IMAA−Potenza (POT)	40.33	18.11	30	Apr 2003 → Aug 2010	1791	East	Peri-urban coastal	0.21	1.35	UI
Lecce University (LEC)	39.91	8.5	10	Jun 2000 → Oct 2003	934	West	Peri-urb. coastal	0.21	1.21	UI-D
Oristano (ORI)	39.50	−0.42	30	Apr 2007 → Oct 2011	1102	West	Urban near coastal	0.18	1.32	UI
Burjassot (BUR)	38.20	15.57	15	May 2005 → Jun 2011	958	West	Urban coastal	0.22	1.31	UI
Messina (MES)	37.99	23.77	130	May 2008 → Nov 2010	878	East	Urban coastal	0.21	1.37	UI
Athens−NOA (ATH)	37.16	−3.6	680	Feb 2005 → Oct 2011	1493	West	Urban	0.17	1.23	UI-D
Granada(GRA)	36.71	−4.47	40	May 2009 → Oct 2011	830	West	Peri-urban	0.16	1.11	UI-D
Malaga (MAL)	36.56	34.25	3	Mar 2000 → Oct 2011	2176	East	Rural coastal	0.28	1.27	R-D
IMS−METU−Erdemli	36.50	2.88	230	Feb 2004 → Nov 2009	1645	West	Rural coastal	0.22	1.03	D
(ERD)	35.51	12.63	45	Jun 2003 → Jun 2011	1217	East	Remote Island	0.19	1.00	D
Blida (BLI)	35.33	25.28	20	Mar 2003 → Jul 2009	2207	East	Remote Island	0.21	1.16	R-D
Lampedusa (LAM)	31.92	34.78	40	Jul 2000 → Apr 2011	2321	East	Peri-urban coastal	0.29	0.98	R-D
Forth Crete (FOR)	30.85	34.78	480	Apr 1996 → Apr 2012	4150	East	Rural semi-arid	0.21	0.92	R-D
Nes Ziona (NZI)										
Sede Boker (SED)										

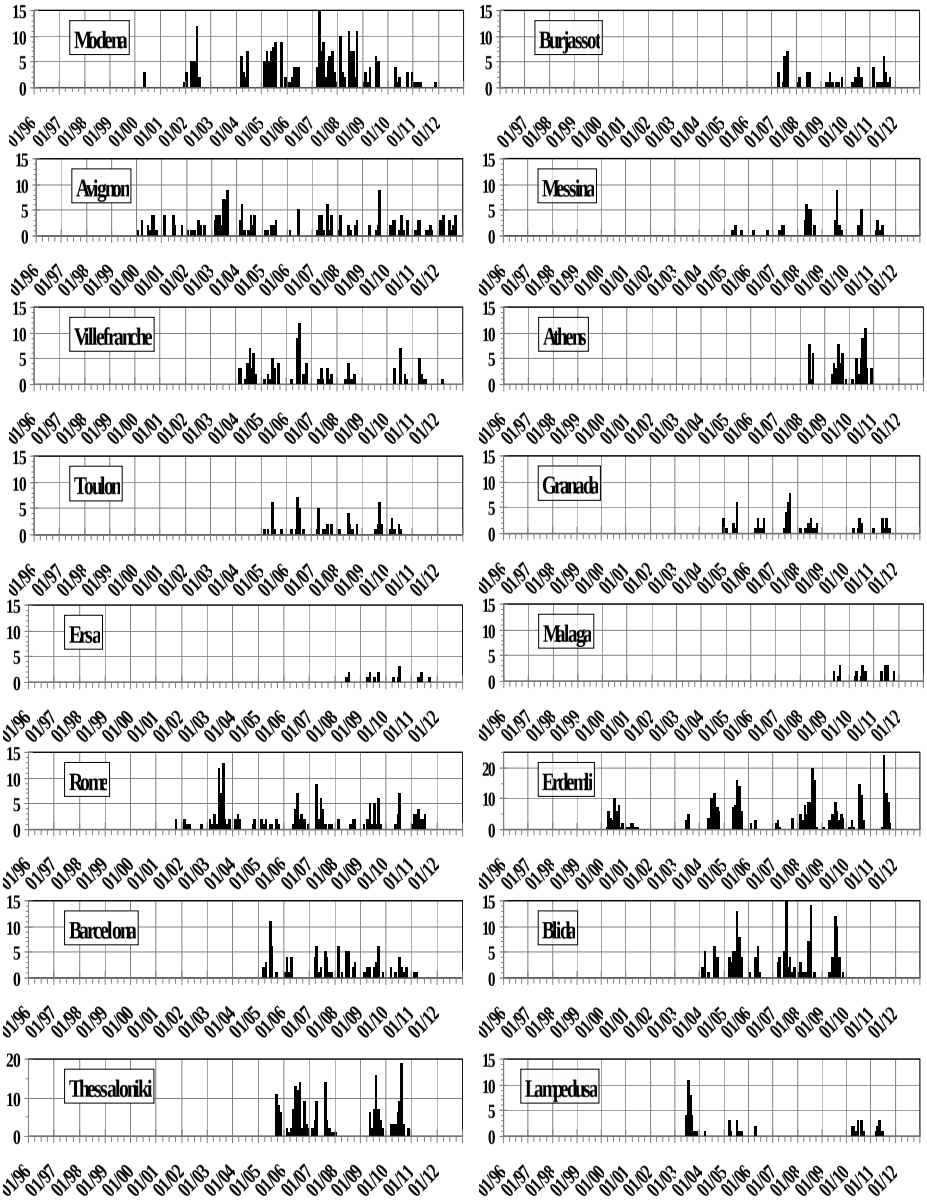

Fig. 4. Number of days with available level-2 AAOD (at 440 or 441 nm) data at every AERONET station and for each month from January 1996 to December 2012. Note that Thessaloniki and Erdemli have vertical scales different from other stations.

using the ten-year (2000–2009) Data Assimilation quality MISR/MODIS combined aerosol product over ocean. Other Mediterranean sites under the influence of dust aerosols display significant AAOD ∼0.050. It should also be noted that similar values are found for AAOD observed over Puerto Rico during the PRIDE dust experiment (AAOD ∼0.05–0.06 at 440 nm) and over dusty sites in Bahrain/Persian Gulf, Solar Village/Saudi Arabia or Cape Verde (Russell et al., 2010). A linear correlation between AAOD and latitude (Fig. 3) is found significant (at the 0.01 level).

3.2 Aerosol Absorption Angström Exponent (AAE)

3.2.1 Aerosol Level-2 Product

As reported by Russell et al. (2010), the spectral dependence of AAOD, as defined in Eq. (1), can provide useful information on the contribution different aerosol types make to the shortwave absorption:

$$\mathrm{AAOD} = K\lambda^{-\mathrm{AAE}} \quad (2)$$

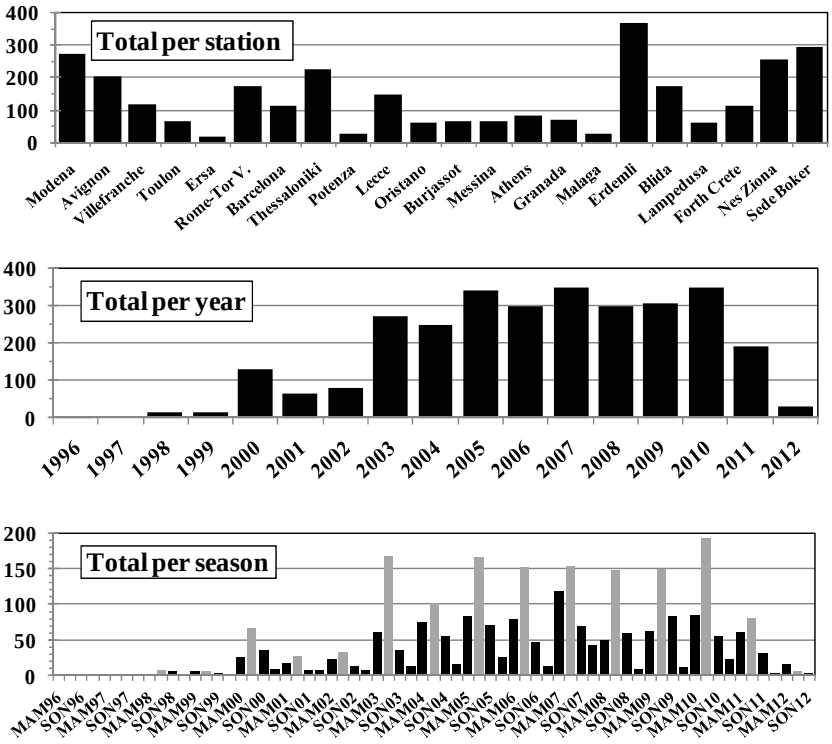

Fig. 5. Total number of days with available level-2 AAOD (at 440 or 441 nm) data per station (top), and per year (middle) and per season (bottom, with summer seasons in grey) for stations altogether.

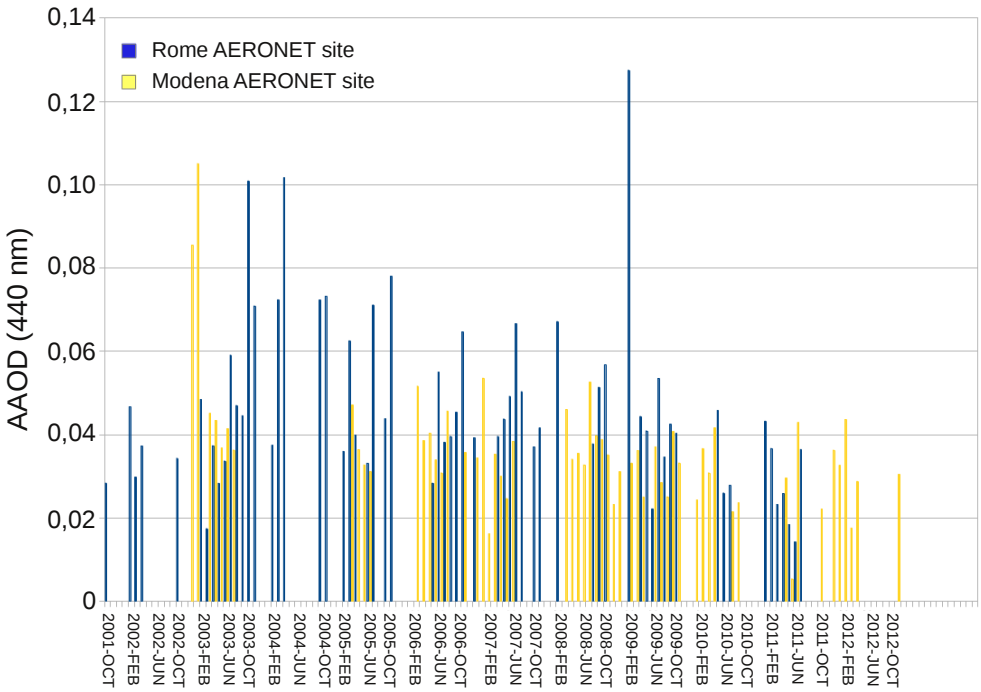

Fig. 6. Absorbing Aerosol Optical Depth, AAOD (Level 2, at 440 nm) estimated at Rome and Modena for the 2001 to 2012 period. The uncertainty is about ± 0.01.

Table 2. Level-2 averaged Aerosol Absorbing Optical Depth at 440 nm ($AAOD_{440}$), Single Scattering Albedo at 440 nm (SSA_{440}), Absorbing Angström Exponent estimated between 440 and 870 nm ($AAE_{440-870}$), real and imaginary parts of aerosol Refractive Index (RI) at 440 and 670 nm, and number of days with data over the time period reported in Table 1. Standard deviations (sigma) are also reported in parentheses for AOD, SSA and AAE.

AERONET/PHOTONS Site	$AAOD_{440}$ (sigma)	SSA_{440} (sigma)	$AAE_{440-870}$ (sigma)	Real Part of RI at 440/670 nm	Imaginary Part of RI at 440/670 nm (·10 000)
Modena	0.036 (0.014)	0.930 (0.026)	1.28 (0.21)	1.43/1.43	97/86
Avignon	0.039 (0.012)	0.918 (0.023)	1.24 (0.37)	1.42/1.43	98/89
Villefranche-sur-Mer	0.024 (0.012)	0.951 (0.024)	0.99 (0.24)	1.40/1.41	55/58
Toulon	0.033 (0.015)	0.929 (0.034)	1.20 (0.32)	1.40/1.42	90/87
Ersa	0.023 (0.014)	0.955 (0.023)	1.16 (0.28)	1.41/1.42	55/56
Rome Tor Vergata	0.047 (0.021)	0.904 (0.042)	1.50 (0.43)	1.43/1.44	119/89
Barcelone	0.036 (0.017)	0.929 (0.027)	1.19 (0.48)	1.42/1.42	74/65
Thessaloniki	0.031 (0.010)	0.937 (0.020)	1.33 (0.19)	1.38/1.40	69/57
Potenza	0.039 (0.023)	0.925 (0.040)	1.28 (0.63)	1.45/1.46	73/75
Lecce University	0.036 (0.014)	0.925 (0.026)	1.47 (0.53)	1.44/1.45	76/64
Oristano	0.056 (0.041)	0.907 (0.023)	1.59 (0.50)	1.44/1.46	70/46
Burjassot	0.030 (0.012)	0.939 (0.021)	1.18 (0.29)	1.43/1.42	59/51
Messina	0.037 (0.025)	0.933 (0.031)	1.20 (0.39)	1.42/1.43	62/58
Athens-NOA	0.043 (0.007)	0.906 (0.015)	1.45 (0.42)	1.43/1.43	106/89
Granada	0.048 (0.017)	0.904 (0.031)	1.71 (0.51)	1.43/1.46	63/37
Malaga	0.048 (0.015)	0.898 (0.028)	1.61 (0.42)	1.43/1.46	65/41
Erdemli	0.040 (0.025)	0.922 (0.048)	1.18 (0.43)	1.41/1.42	73/59
Blida	0.055 (0.020)	0.896 (0.031)	1.80 (0.42)	1.43/1.46	79/46
Lampedusa	0.037 (0.019)	0.929 (0.030)	2.13 (0.65)	1.46/1.48	35/18
Forth Crete	0.038 (0.022)	0.928 (0.019)	1.68 (0.45)	1.43/1.45	49/33
Nes Ziona	0.052 (0.036)	0.902 (0.071)	1.45 (0.56)	1.44/1.44	97/58

It follows that an AAE of 1.0 corresponds to λ^{-1} dependence of absorption. Due to its relatively constant refractive index, the absorption spectrum of fossil fuel Black Carbon (BC) aerosols emitted from incomplete combustion processes is expected to exhibit AAE of about 1.0 (Sun et al., 2007). Laboratory studies and field measurements taken in urban areas support this statement (e.g., Bond and Bergstrom, 2006; Sciare et al., 2011). Following the BC nomenclature, Brown Carbon (BrC) is a recently introduced term for a class of light-absorbing carbonaceous material, which, unlike BC, has an imaginary part of its refractive index that increases toward shorter visible and ultraviolet (UV) wavelengths, resulting in an AAE much larger than unity (Moosmüller et al., 2009). As described by Moosmüller et al. (2009), BrC is part of Organic Carbon (OC), with OC aerosols having previously been assumed to absorb only weakly in the visible spectral region. Recent studies have suggested that the optical properties of BrC may be due to water-soluble organic carbon (WSOC) compounds and in particular, to humic-like substances (HULIS), which can have an AAE as large as 6–7 (Hoffer et al., 2006). The main sources of water-soluble BrC are biomass burning and, to a lesser extent, primary emissions from fossil fuel and secondary organic aerosols (Hecobian et al., 2010). In parallel, the presence of OC in biomass burning plumes has been confirmed by OMI satellite observations (Jethva and Torres, 2011).

In addition to the chemical composition of aerosols, Gyawali et al. (2009) have shown recently that the AAE of BC cores (with diameter > 10 nm) that are coated by scattering shells may deviate from the typically assumed AAE of 1 relationship. Lack and Cappa (2010) have shown that BC cores coated by scattering shells can produce AAE values up to 1.6. This finding clearly complicates the attribution of observed AAE larger than 1 to BrC vs. mixing state. It should be also remembered that AAE is highly dependent of the wavelengths used in the calculation (Russel et al., 2010; Bahadur et al., 2012).

The mean and associated standard deviations of level 2 AAE obtained over AERONET sites are reported in Table 2 (AAE presented in this study is always calculated between 440 and 880 nm). Our results indicate that average AAE values obtained over the Mediterranean fall between 0.99 and 2.16. For the urban polluted sites (Lecce, Toulon, Rome, Thessaloniki, Messina, Barcelona, Burjassot and Athens), AAE is larger than 1, with a maximum of 1.5 in Rome (see Table 2). Such AAE values obtained over urban Mediterranean sites are similar to those obtained for other urban sites by Russell et al. (2010) (AAE ∼ 0.95, 1.40, 1.20, estimated between 440 and 880 nm for GSFC, Creteil/Paris and Mexico City, respectively). We note that AAE obtained at urban sites in the Eastern Mediterranean

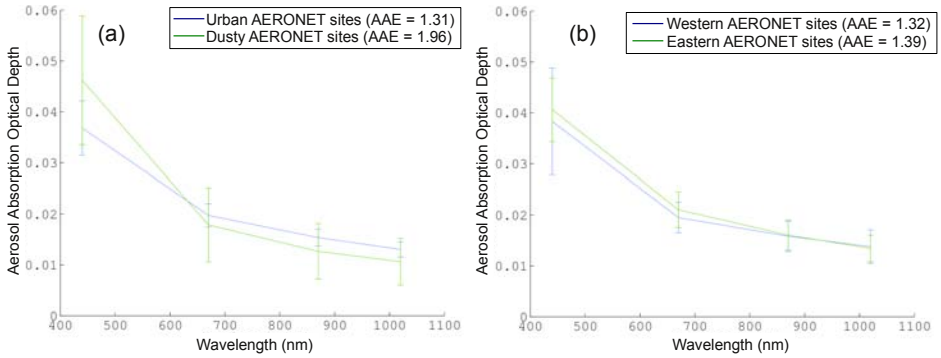

Fig. 7. Wavelength dependence of Aerosol Absorbing Optical Depth (AAOD) for Urban-Industrialised and Dusty AERONET sites **(a)** and for Western and Eastern AERONET sites **(b)**. Associated standard deviations and mean AAE (calculated between 440 and 880 nm) are also reported

Table 3. Adjusted parameters of particle volume size distributions averaged for the stations relevant to the western and eastern basins (see Fig. 9), assuming bimodal lognormal distributions (R is the modal radius and σ_g the geometric standard deviation).

Basin	Western		Eastern	
Mode	Fine	Coarse	Fine	Coarse
Proportion (%)	37.0	63.0	30.6	69.4
R (µm)	0.158	2.34	0.157	2.23
σ_g	1.61	2.11	1.58	2.02

basin are generally higher than those reported by Russell et al. (2010).

As shown in Table 2 and Fig. 7a, Mediterranean dusty sites present larger AAE (∼1.96) compared to urban locations (∼1.31). Lampedusa and Blida are characterized by slightly different averaged AAE (and associated standard deviation) of 2.16 (± 0.67) and 1.80 (± 0.42), respectively, which could be due to differences in dust size distribution. Indeed, a higher contribution of coarse dust particles near the sources (Blida) could lead to larger AAOD at 880 nm and decreasing AAE compared to sites far from the dust sources (Lampedusa). Mediterranean dust AAE values are found to be slightly lower than observed during the PRIDE (dust aerosols) or ACE-Asia (mixed dust-urban-industrial particles) experiments (AAE ∼ 2.34 and 2.27, respectively). However, Mediterranean dust AAE values are similar to those observed over Bahrain/Persian Gulf (2.10, calculated between 440 and 870 nm) and Arabia (1.80, between 440 and 870 nm). Finally, dust AAE obtained over the Mediterranean are found to be consistent with AAE observed over Western Africa at Banizoumbou (1.7 ± 0.6, estimated between 440 and 870 nm), Dakar (1.9 ± 0.6) and Ougadougou (1.6 ± 0.5) as reported by Giles et al. (2012).

One important result concerns the AAE regional gradient which appears over the Mediterranean. Analysis of AERONET level 2 data (excluding AERONET sites affected by the presence of dust, such as Blida and Lampedusa) display lower mean AAE values over the Western basin (Table 2 and Fig. 7b). Calculated AAE over Spain (including Burjassot, Granada and Barcelona) and France (Toulon, Villefranche sur Mer and Ersa) are between 0.99 and 1.22 (Table 2) and clearly increase over Italy (AAE of 1.30–1.50), Greece (Thessaloniki and Athens) and Crete Island, with AAE values comprised between 1.30 and 1.70. Average AAE for Eastern and Western AERONET sites are about 1.39 and 1.33, respectively (Fig. 7b). This AAE regional gradient indicates that mineral dust and/or organic absorbing particles might make a larger contribution to the total aerosol load over the Eastern Mediterranean. As the AERONET level-2 product retains only high-quality cases having AOD higher than 0.4 at 440 nm for estimating AAOD, this gradient supports a larger influence of mineral dust over the Eastern region. Figure 8 plots the particle size distribution retrieved from level-2 AERONET sky measurements (Dubovik et al., 2000) and averaged over the eastern and western stations. Larger concentrations are generally found in the eastern basin, but the difference appears only significant for the coarse mode. If we fit those distributions by a bimodal lognormal distribution, the coarse mode is found to have a slightly larger relative contribution in the eastern basin (Table 3). In addition, Fig. 9 reports AAE for northern and southern AERONET sites classified for the western (Fig. 9a) and eastern (Fig. 9b) basins. In this case, the regional latitudinal gradient is clearly more pronounced over the western basin, where the mean AAE is about 1.77 and 1.22 for the northern and southern AERONET sites, respectively, due to the desert dust influence. This gradient is also well observed over the eastern basin with a moderate difference in AAE between the Southern (mean AAE of 1.47) and Northern (mean AAE of 1.34) AERONET sites, respectively.

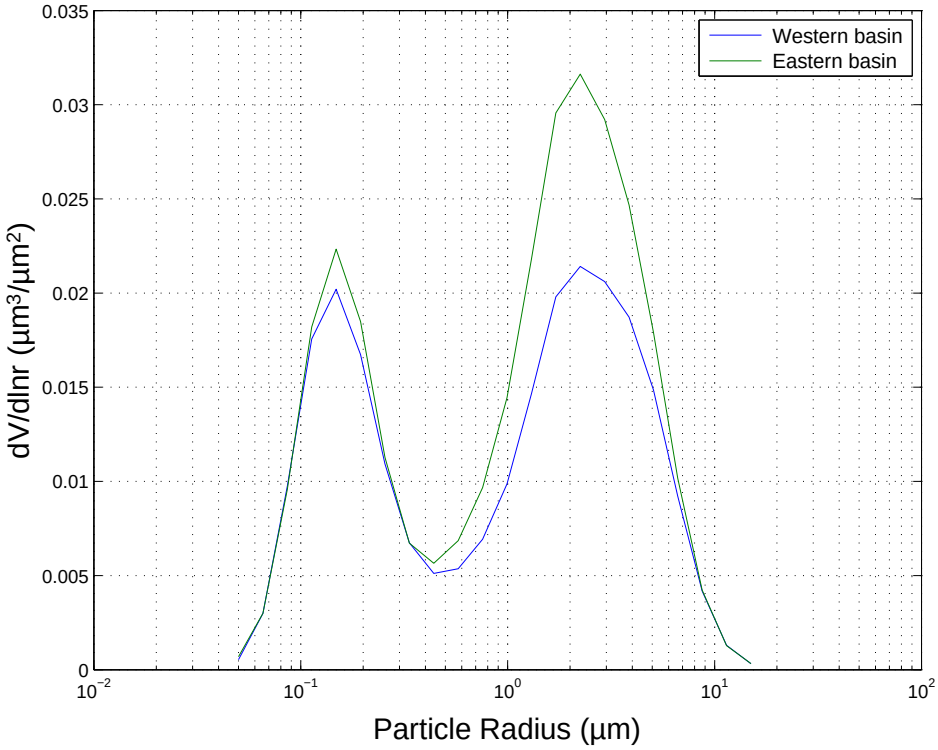

Fig. 8. AERONET level-2 aerosol volume size distribution averaged over the 8 eastern and 14 western sites (see Table 1). Inversion is performed in 22 logarithmically equidistant size bins between 0.05 and 15 µm in radius. Adjusted parameters are given in Table 3.

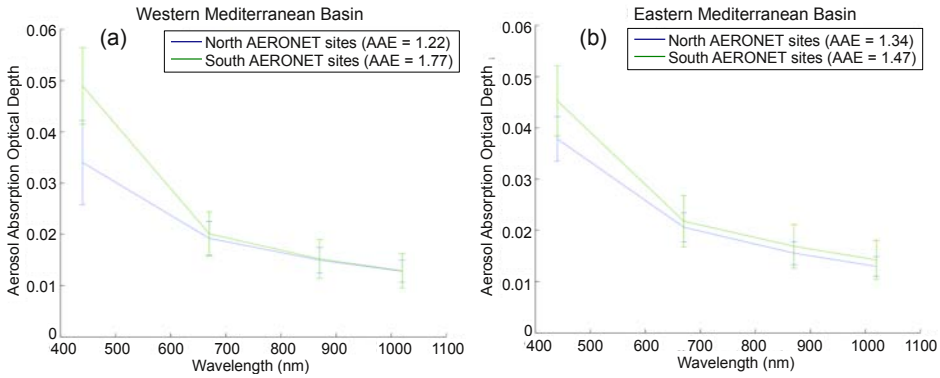

Fig. 9. Wavelength dependence of Aerosol Absorbing Optical Depth (AAOD) for Northern and Southern AERONET sites classified over the **(a)** Western and **(b)** Eastern basins. Associated standard deviations and mean AAE (calculated between 440 and 880 nm) are also reported

3.2.2 Aerosol level-1.5 product

As mentioned below, AERONET data quality criteria do not support the study of the brown carbon influence on absorbing properties in most cases, as smoke plumes are generally characterized by moderate AOD ($0.2 < \text{AOD} < 0.5$). Furthermore, most AERONET sites do not provide observations in near UV where the influence of brown carbon is more prevalent. However and as already mentioned, smoke aerosols that contain high concentrations of organics are characterized by large AAE (for SAFARI African biomass smoke, AAE ~ 1.45, calculated between 325 and 1000 nm; Russell et al., 2010). In addition, the work of Kirchstetter et al. (2004) and Jethva and Torres (2011) confirm the high AAE values of smoke aerosols when taking into account wavelengths shorter than 440 nm.

In order to investigate the possible role of smoke aerosols, we have conducted complementary analyses using

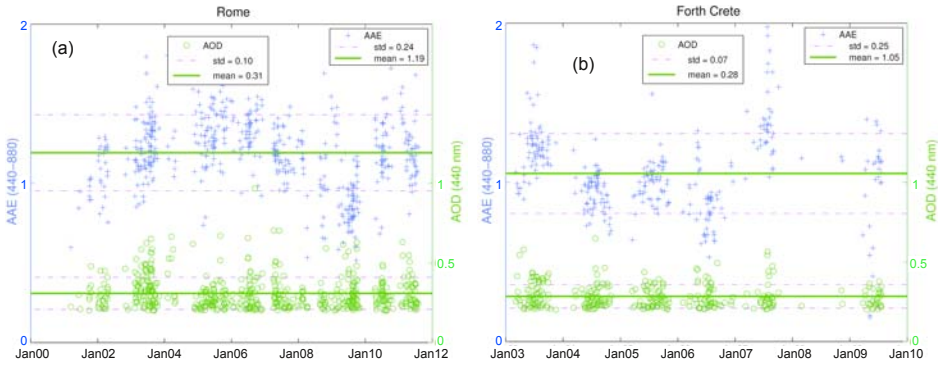

Fig. 10. AAE (calculated between 440 and 870 nm) and AOD (440 nm) estimated from AERONET Level 1.5 data for Rome **(a)** and Crete **(b)** AERONET sites. Mean values and standard deviations are included.

AERONET level-1.5 retrievals with data screened for Angström Exponent > 1.0 to avoid mineral dust aerosols (level 2 data are not used here for keeping consistency). For these data (AOD > 0.2 and AE > 1.0), AAOD uncertainties are about 0.01 (O. Dubovik, personal communication). Results of calculations are shown in Fig. 10 for two different AERONET sites: Crete and Rome (Barcelona and Lecce are provided in annexe material), demonstrating that AAE values larger than 1 are derived in a number of cases. Over Rome, we observe AAE values reaching 1.6–1.7 in number of cases (mean of 1.19), suggesting that organic particles could affect shortwave absorption over this site. Similar conclusions are obtained in Lecce and Athens (not shown), with average AAE of 1.15. In Lecce, AAE values larger than 1 are observed in all years from 2003 to 2011 with maxima during summer (not shown), indicating that a significant fraction of the aerosol absorption in Southern Italy is due to BrC. However, the Forth Crete site is characterized by lower mean AAE (1.05) even though values up to 1.7 were derived during summer 2003 intense heat wave event. These higher values are consistent with a large agriculture waste biomass burning smoke contribution originating from the region surrounding the Black Sea and transported over Crete (Sciare et al., 2003, 2008). This influence of wood burning shows a maximum during summertime, consistent with the maxima in AAOD observed in that season over Moldova and Northern Greece, which are on the path of air masses originating from the Black Sea region and transported over the Eastern Mediterranean. Finally, over Barcelona, even if the mean value is near unity, indicating that BC aerosol is the main contributor to absorption, a large range of AAE is also observed, with maxima around 1.6. In such a case, organic particles could participate to the absorption of solar radiation as suggested by Shinozuka et al. (2009) during the MILAGRO experiment. Further analysis is needed to link the calculated AAE with the chemical composition of aerosols over different AERONET sites when such data are available. To conclude, such additional analysis of AERONET level-1.5 data reveal that, in addition to dust particles, organic aerosols also contribute to shortwave absorption over the Mediterranean. This result demonstrates that current regional climate models treating OC as nonabsorbing over Mediterranean underestimate the total warming effect of carbonaceous particles by neglecting part of atmospheric heating.

3.3 Aerosol Single Scattering Albedo (SSA)

3.3.1 AERONET Level 2 observations

As mentioned previously, SSA (level-2) has been determined from AERONET inversions at different wavelengths. Long-term SSA observations (more than 5 yr, i.e., Modena and Rome) display average daily values between 0.70 $\pm$ 0.04 and 0.97 $\pm$ 0.04 (440 nm) with no significant trends. Over urban sites, Table 2 indicates that in most cases Mediterranean urban-industrial polluted locations appear as "moderately" absorbing with SSA close to $\sim$0.95 $\pm$ 0.04 (at 440 nm). Such SSA values are found to be in the same range as AERONET SSA observed in Creteil (a suburb of Paris) $\sim$0.94 $\pm$ 0.04 (at 440 nm, yearly mean of 1999) and lower than SSA obtained at GFSC (Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland) (0.98 $\pm$ 0.04 at 440 nm, mean value for the 1993 to 2000 period) (Dubovik et al., 2002). Over the Mediterranean, the highest urban-industrial aerosol absorption is observed for Rome (SSA of 0.89) and Athens (0.90) in accordance with AAOD observations. It should be noted that such values are in the same range as the one derived in Mexico (SSA $\sim$ 0.90 at 440 nm, mean value for the 1999 to 2000 period; Dubovik et al., 2002).

Even if not directly comparable with in-situ SSA observations due to differences in temporal sampling and vertical integration, we attempted to compare AERONET SSA with in-situ estimates for urban/industrial Mediterranean zones. Over Southern France, AERONET SSA is comparable to in-situ observations published by Saha et al. (2008) and Mallet et al. (2003, 2004), with SSA of 0.85 (here at 550 nm) for the period 2005–2006 and during the summer 2001,

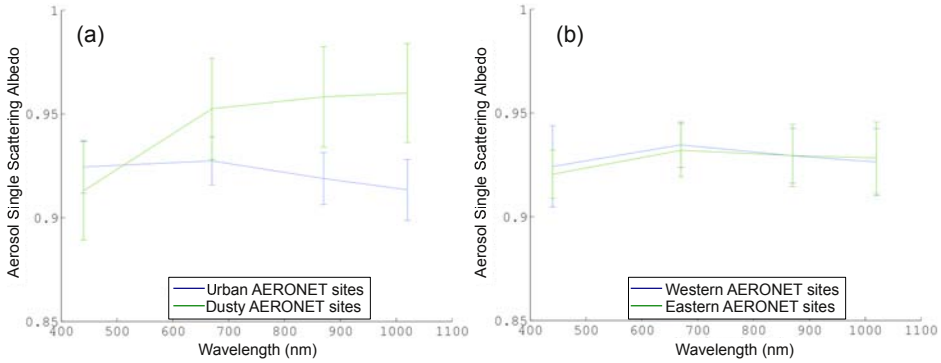

Fig. 11. Wavelength dependence of Single Scattering Albedo (SSA) for Urban and Dusty AERONET sites **(a)** and for Western and Eastern AERONET sites **(b)**. Standard deviations are also reported.

respectively. Similar concurrence is observed with SSA aircraft measurements obtained by Mallet et al. (2005) over the Marseille/Etang de Berre area (SSA ∼ 0.88–0.93 at 550 nm during summer 2001).

Over Southern Spain, AERONET SSA (Burjassot and Granada) display mean values of 0.93 ± 0.04 and 0.90 ± 0.04 (at 440 nm), consistent with the values reported by Horvarth et al. (2002) at Almeria (SSA of 0.86–0.90) during June 1999. Over Greece, the differences between AERONET (0.91 ± 0.04 at Athens and 0.94 ± 0.04 at Thessaloniki) and in-situ observations (0.82 in Thessaloniki, Chazette and Liousse, 2001) obtained for two polluted events of June 1997 are more pronounced. Over southeastern Italy, Tafuro et al. (2007) reported a value of ∼0.94 during summer (2003–2004 years) for anthropogenic particles, consistent with Lecce and Messina AERONET measurements (0.92 ± 0.04 and 0.94 ± 0.04).

For "dusty" sites, average SSA is in the range of 0.90–0.92 ± 0.04 at 440 nm (see Table 2) indicating that dust particles are moderately absorbing over the Mediterranean. For this aerosol type, comparisons between AERONET SSA and in-situ observations are more limited, as most of estimates were obtained with remote-sensing techniques (Di Biagio et al., 2009; Meloni et al., 2004, 2007). In contrast to such "moderate" dust SSAs, several studies reported larger absorbing efficiencies over the Mediterranean. Di Biagio et al. (2009) indicated that SSA (at 415.6 nm) for desert dust showed large variability, between 0.7 and 0.9 during the 2004 to 2007 period. Di Biagio et al. (2009) determined that 57 % of the dust events with SSA (at 415.6 nm) lower than 0.75 correspond to trajectories (at 750 m) originating from central Europe, and trajectories ending at 2000 and 4000 m coming from Africa. In these cases, the presence of polluted absorbing particles at lower atmospheric levels would explain the low SSA values. More recently, in the case of dust aerosols transported over Barcelona, Sicard et al. (2012) indicate surprisingly low dust SSA (∼0.70 at 440 nm) due to the mixing of dust with smoke-polluted particles.

3.3.2 SSA spectral dependence

The SSA wavelength dependence obtained for urban and dusty AERONET sites is reported in Fig. 11a. We clearly note two opposite behaviors, an increase and a decrease of SSA with wavelengths, associated with dust and urban aerosol, respectively, and similar to that reported by Russell et al. (2010). Here, the SSA spectra for AERONET locations dominated by desert dust increase from ∼0.90–0.92 ± 0.04 (at 440 nm) to ∼0.95–0.96 ± 0.04 (at 1020 nm). In contrast, SSA is clearly decreasing for locations dominated by fine pollution aerosols, from ∼0.92–0.93 ± 0.04 (at 440 nm) to ∼0.91-0.92 ± 0.04 (at 1020 nm). Such a decrease seems less marked than those reported by Russell et al. (2010) for other anthropogenic sites.

Figure 11b presents the average SSA spectra obtained for the western and eastern Mediterranean AERONET sites. The mean value calculated at 440 nm for the eastern Mediterranean sites is slightly lower (∼0.92 ± 0.04) than that over the western part (∼0.94 ± 0.04). This result is consistent with AAE observations, suggesting a more pronounced contribution of dust particles over the Eastern basin. As shown in Fig. 11b, this finding is based only on the shortest wavelengths provided by AERONET (440 nm). Indeed, the difference in SSA becomes negligible for longer wavelengths (670, 870 and 1020 nm, Fig. 11b). In that sense, new AERONET photometer retrievals at 340 nm should be very helpful, but unfortunately are not yet available.

4 Conclusions

A multi-year climatology of column-effective aerosol absorption properties obtained over the Mediterranean from AERONET ground-based remote-sensing observations is presented. The focus of this study was on characterizing Aerosol Absorption Optical Depth (AAOD) and Single Scattering Albedo (SSA), and their spectral dependence. The AAOD dataset is composed of daily averaged AERONET

level 2 data from 22 stations mainly under the influence of urban-industrial and/or soil dust aerosols. The datasets span 1996–2012, but most data are from the 2003–2011 period. Since AERONET level-2 absorption products are limited to high aerosol load (AOD at 440 nm > 0.4), which are most often related to the presence of desert dust, we also considered level-1.5 AAOD data despite their higher uncertainty.

Daily averaged AAOD values obtained from sun-photometer observations over the Mediterranean at 440 nm ranged from 0.024 ± 0.010 to 0.050 ± 0.010 for urban sites (with maxima observed over Rome), whereas for dusty sites, AAOD varied from 0.040 ± 0.010 to 0.055 ± 0.010. The analysis of the corresponding SSA values showed that aerosol over Mediterranean urban-industrial locations appeared "moderately" absorbing, with SSA at 440 nm close to $\sim 0.94–0.95 \pm 0.04$, although in some locations (Rome and Athens) the aerosol was as absorbing as heavily polluted sites such as Mexico City.

The spectral dependence of absorbing properties was also studied, using the Absorbing Angström Exponent (AAE) estimated between 440 and 870 nm. For most Mediterranean sites, AAE is larger than 1, indicating strong shortwave absorption that can be associated with the presence of Brown Carbon (BrC) and/or mineral dust (having high iron content) aerosols. Sun-photometer level-2 data analysis indicates a possible AAE regional gradient, with higher values obtained over the eastern basin ($AAE_{East} = 1.39$/$AAE_{West} = 1.33$). In parallel, the North-South AAE gradient is more pronounced, especially over the western basin, with AAE_{North} and AAE_{South} of about 1.22 and 1.77, respectively.

The complementary analysis using level-1.5 AERONET retrievals with data screened to avoid mineral dust aerosols (i.e., AOD > 0.2 and Angström Exponent > 1.0) show that some Mediterranean sites are affected by organic absorbing aerosols (mean AAE ∼1.15), especially Rome, Lecce, Burjassot and Athens. The effect is found to be lower for the Barcelona and Forth Crete AERONET sites (mean AAE of about 1.0). This result highlights that current regional climate models that treat OC as purely scattering over the Mediterranean underestimate the total warming effect of carbonaceous aerosols and neglect part of the atmospheric heating due to particles.

Acknowledgements. This work was undertaken is the framework of the MISTRALS/ChArMEx program. We acknowledge the AERONET and PHOTONS sun-photometer networks and the PIs of the 22 selected stations and their staff for their work to produce the dataset used in this study. This research has received funding from the French National Research Agency (ANR) project ADRIMED (contract ANR-11-BS56-0006).

Edited by: T. Wagner



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

Antoine, D. and Nobileau, D.: Recent increase of Saharan dust transport over the Mediterranean Sea, as revealed from ocean color satellite (SeaWiFS) observations, J. Geophys. Res., 111, D12214, doi:10.1029/2005JD006795, 2006.

Bahadur, R., Praveen, P. S., Yangyang X., and Ramanathan, V.: Solar absorption by elemental and brown carbon determined from spectral observations, P. Natl. Acad. Sci. USA, 109, 17366–17371, doi:10.1073/pnas.1205910109, 2012.

Barnaba, F. and Gobbi, G. P.: Aerosol seasonal variability over the Mediterranean region and relative impact of maritime, continental and Saharan dust particles over the basin from MODIS data in the year 2001, Atmos. Chem. Phys., 4, 2367–2391, doi:10.5194/acp-4-2367-2004, 2004.

Bond, T. C. and Bergstrom, R. W.: Light absorption by carbonaceous particles: an investigative review, Aerosol Sci. Technol., 40, 27–47, 2006.

Chazette, P. and Liousse, C.: A case study of optical and chemical ground apportionment for urban aerosols in Thessaloniki, Atmos. Environ., 35, 2497–2506, 2001.

Di Biagio, C., di Sarra, A., Meloni, D., Monteleone, F., Piacentino, S., and Sferlazzo, D.: Measurements of Mediterranean aerosol radiative forcing and influence of the single scattering albedo, J. Geophys. Res., 114, D06211, doi:10.1029/2008JD011037, 2009.

Dubovik, O. and King, M. D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, J. Geophys. Res., 105, 20673–20696, 2000.

Dubovik, O., Holben, B. N., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Slutsker, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, J. Atmos. Sci., 59, 590–608, 2002.

Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., van der Zande, W. J., Leon, J.-F., Sorokin, M., and Slutsker, I.: Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, J. Geophys. Res., 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619, 2006.

Dubovik, O., Herman, M., Holdak, A., Lapyonok, T., Tanré, D., Deuzé, J. L., Ducos, F., Sinyuk, A., and Lopatin, A.: Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations, Atmos. Meas. Tech., 4, 975–1018, doi:10.5194/amt-4-975-2011, 2011.

Foltz, G. R. and McPhaden, M. J.: Impact of Saharan dust on tropical North Atlantic SST, J. Climate, 21, 5048–5060, 2008.

Formenti, P., Boucher, O., Reiner, T., Sprung, D., Andreae, M.O., Wendisch, M., Wex, H., Kindred, D. Dewey, K., J.Kent, J., Tzortziou, M., Vasaras, A., and Zerefos, C.: STAAARTE-MED 1998 summer airborne measurements over the Aegean Sea, 1.

Aerosol particles and trace gases, J. Geophys. Res., 107, 4450, doi:10.1029/2001JD001337, 2002a.

Formenti, P., Boucher, O., Reiner, T., Sprung, D., Andreae, M.O., Wendisch, M., Wex, H., Kindred, D., Tzortziou, M., Vasaras, A., and Zerefos, C.: STAAARTE-MED 1998 summer airborne measurements over the Aegean Sea, 2. Aerosol scattering and absorption, and radiative calculations, J. Geophys. Res., 107, 4451, doi:10.1029/2001JD001536, 2002b.

Fotiadi, A., Hatzianastassiou, N., Drakakis, E., Matsoukas, C., Pavlakis, K.G., Hatzidimitriou, D., Gerasopoulos, E., Mihalopoulos, N., and Vardavas I.: Aerosol physical and optical properties in the Eastern Mediterranean Basin, Crete, from Aerosol Robotic Network data, Atmos. Chem. Phys., 6, 5399–5413, 2006,
http://www.atmos-chem-phys.net/6/5399/2006/.

Gerasopoulos, E., Andreae, M. O., Zerefos, C. S., Andreae, T. W., Balis, D., Formenti, P., Merlet, P., Amiridis, V., and Papastefanou, C.: Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece, Atmos. Chem. Phys., 3, 2025–2041, doi:10.5194/acp-3-2025-2003, 2003.

Giles, D. M., Holben, B. N., Eck, T. F., Sinyuk, A., Smirnov, A., Slutsker, I., Dickerson, R. R., Thompson, A. M., and Schafer, J. S.: An analysis of AERONET aerosol absorption properties and classifications representative of aerosol source regions, J. of Geophys. Res., 117, D17203, doi:10.1029/2012JD018127, 2012.

Giorgi, F.: Climate change hot-spots, Geophys. Res. Lett., 33, L08707, doi:10.1029/2006GL025734, 2006.

Giorgi, F. and Lionello, P.: Climate change projections for the Mediterranean region, Global Planet. Change, 63, 90–104, 2008.

Gyawali, M., Arnott, W. P., Lewis, K., and Moosmüller, H.: In situ aerosol optics in Reno, NV, USA during and after the summer 2008 California wildfires and the influence of absorbing and non-absorbing organic coatings on spectral light absorption, Atmos. Chem. Phys., 9, 8007–8015, doi:10.5194/acp-9-8007-2009, 2009.

Hatzianastassiou, N., Gkikas, A., Mihalopoulos, N., Torres, O., and Katsoulis, B. D.: Natural versus anthropogenic aerosols in the eastern Mediterranean basin derived from multiyear TOMS and MODIS satellite data, J. Geophys. Res., 114, D24202, doi:10.1029/2009JD011982, 2009.

Hecobian, A., Zhang, X., Zheng, M., Frank, N., Edgerton, E. S., and Weber, R. J.: Water-Soluble Organic Aerosol material and the light-absorption characteristics of aqueous extracts measured over the Southeastern United States, Atmos. Chem. Phys., 10, 5965–5977, doi:10.5194/acp-10-5965-2010, 2010.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E. F., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Remote Sens. Environ., 66, 1–16, 1998.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Smirnov, A., Sinyuk, A., Schafer, J., Giles, D., and Dubovik, O.: AERONET's Version 2.0 Quality Assurance Criteria, In Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds, edited by: Tsay, S. C. et al., Proc. SPIE, 6408, 64080Q, doi:10.1117/12.706524, 2006.

Hoffer, A., Gelencsér, A., Guyon, P., Kiss, G., Schmid, O., Frank, G. P., Artaxo, P., and Andreae, M. O.: Optical properties of humic-like substances (HULIS) in biomass-burning aerosols, Atmos. Chem. Phys., 6, 3563–3570, doi:10.5194/acp-6-3563-2006, 2006.

Horvath, H., Alados Arboledas, L., Olmo, F. J., Jovanovic, O., Gangl, M., Sanchez, C., Sauerzopf, H., and Seidl, S.: Optical characteristics of the aerosol in Spain and Austria and its effect on radiative forcing, J. Geophys. Res., 107, 4386, doi:10.1029/2001JD001472, 2002.

Jethva, H. and Torres, O.: Satellite-based evidence of wavelength-dependent aerosol absorption in biomass burning smoke inferred from Ozone Monitoring Instrument, Atmos. Chem. Phys., 11, 10541–10551, doi:10.5194/acp-11-10541-2011, 2011.

Kirchstetter, T. W., Novakov, T., and Hobbs, P. V.: Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon, J. Geophys. Res., 109, D21208, doi:10.1029/2004JD004999, 2004.

Kubilay, N., Cokacar, T., and Oguz, T.: Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean, J. Geophys. Res., 108, 4666, doi:10.1029/2003JD003798, 2003.

Lack, D. A. and Cappa, C. D.: Impact of brown and clear carbon on light absorption enhancement, single scatter albedo and absorption wavelength dependence of black carbon, Atmos. Chem. Phys., 10, 4207–4220, doi:10.5194/acp-10-4207-2010, 2010.

Lau, K. M., Kim, K. M., Sud, Y. C., and Walker, G. K.: A GCM study of the response of the atmospheric water cycle of West Africa and the Atlantic to Saharan dust radiative forcing, Ann. Geophys., 27, 4023–4037, doi:10.5194/angeo-27-4023-2009, 2009.

Lionello, P., Abrantes, F., Congedi, L., Dulac, F., Gacic, M., Gomiz, D., Goodess, C., Hoff, H., Kutiel, H., Luterbacher, J., Planton, S., Reale, M., Schroeder, K., Struglia, M. V., Toretti, A., Tsimplis, M., Xoplaki, E., Ulbrich, U., and Xoplaki, E. : Mediterranean climate: Background information. In The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future, P. Lionello Ed., Elsevier, 590 pp., 2012.

Mallet, M., Roger, J. C., Despiau, S., Dubovik, O., and Putaud, J. P.: Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE, Atmos. Res., 69, 73–97, 2003.

Mallet, M., Roger, J. C., Despiau, S., Putaud, J. P., and Dubovik, O.: A study of the mixing state of black carbon in urban zone, J. Geophys. Res., 109, D04202, doi:10.1029/2003JD003940, 2004.

Mallet, M., Van Dingenen, R., Roger, J. C., Despiau, S., and Cachier, H.: In situ airborne measurements of aerosol optical properties during photochemical pollution events, J. Geophys. Res., 110, D03205, doi:10.1029/2004JD005139, 2005.

Mallet, M., Pont, V., Liousse, C., Roger, J. C., and Dubuisson, P.: Simulation of aerosol radiative properties with the ORISAM-RAD model during a pollution event (ESCOMPTE 2001), Atmos. Environ., 40, 7696–7705, 2006.

Mallet, M., Tulet, P., Serça, D., Solmon, F., Dubovik, O., Pelon, J., Pont, V., and Thouron, O.: Impact of dust aerosols on the radiative budget, surface heat fluxes, heating rate profiles and convective activity over West Africa during March 2006, Atmos. Chem. Phys., 9, 7143–7160, doi:10.5194/acp-9-7143-2009, 2009.

Markowicz, K. M., Flatau, P. J., Ramana, M. V., Crutzen, P. J., and Ramanathan, V.: Absorbing mediterranean aerosols lead to a large reduction in the solar radiation at the surface, Geophys. Res. Lett., 29, 1968, doi:10.1029/2002GL015767, 2002.

Meloni, D., Di Sarra, A. Di Iorio, T., and Fiocco, G.: Direct radiative forcing of Saharan dust in the Mediterranean from measurements

at Lampedusa Island and MISR space-borne observations, J. eophys. Res., 109, D08206, doi:10.1029/2003JD003960, 2004.

Meloni, D., di Sarra, A., Pace, G., and Monteleone, F.: Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 2. Determination of single scattering albedo at two wavelengths for different aerosol types, Atmos. Chem. Phys., 6, 715–727, doi:10.5194/acp-6-715-2006, 2006.

Meloni, D., di Sarra, A., Biavati, G., DeLuisi, J. J., Monteleone, F., Pace, G., Piacentino, S., and Sferlazzo, D. M.: Seasonal behavior of Saharan dust events at the Mediterranean island of Lampedusa in the period 1999–2005, Atmos. Environ., 41, 3041–3056, 2007.

Moosmüller, H., Chakrabarty, R. K., and Arnott, W. P.: Aerosol light absorption and its measurement: A review, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf., 110, 844–878, 2009.

Moulin, C., Lambert, C. E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y. J., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., and Dulac, F.: Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, J. Geophys. Res., 103, 13137–13144, 1998.

Nabat, P., Solmon, F., Mallet, M., Kok, J. F., and Somot, S.: Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the Mediterranean region: a regional climate model approach, Atmos. Chem. Phys., 12, 10545–10567, doi:10.5194/acp-12-10545-2012, 2012.

Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J. J., Solmon, F., Szopa, S., Dulac, F., Collins, W., Ghan, S., Horowitz, L. W., Lamarque, J. F., Lee, Y. H., Naik, V., Nagashima, T., Shindell, D., and Skeie, R.: 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, Atmos. Meas. Tech., 6, 1287–1314, doi:10.5194/amt-6-1287-2013, 2013.

Pace, G., di Sarra, A., Meloni, D., Piacentino, S., and Chamard, P.: Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 1. Influence of transport and identification of different aerosol types, Atmos. Chem. Phys., 6, 697–713, doi:10.5194/acp-6-697-2006, 2006.

Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Querol, X., and Vardavas, I.: Spatial and temporal variability in aerosol properties over the Mediterranean basin based on 6-year (2000–2006) MODIS data, J. Geophys. Res., 113, D11205, doi:10.1029/2007JD009189, 2008.

Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Mihalopoulos, N., Kanakidou, M., Katsoulis, B. D., and Vardavas, I.: Assessment of the MODIS Collections C005 and C004 aerosol optical depth products over the Mediterranean basin, Atmos. Chem. Phys., 9, 2987–2999, doi:10.5194/acp-9-2987-2009, 2009.

Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Kiehl, J. T., and Rosenfeld, D.: Aerosols, Climate, and The Hydrological Cycle, Science, 294, 2119–2124, 2001a.

Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Lelieveld, J., Mitra, A. P., Althausen, D., Anderson, J., Andreae, M. O., Cantrell, W., Cass, G., Chung, C. E., Clarke, A. D., Coakley, J. A., Collins, W. D., Conant, W. C., Dulac, F., Heintzenberg, J., Heymsfield, A. J., Holben, B., Howell, S., Hudson, J., Jayaraman, A., Kiehl, J. T., Krishnamurti, T. N., Lubin, D., MacFarquhar, G., Novakov, T., Ogren, J. A., Podgorny, I. A., Prather, K., Priestley, K., Prospero, J. M., Quinn, P. K., Rajeev, K., Rasch, P., Rupert, S., Sadourny, R., Satheesh, S. K., Shaw, G. E., Sheridan, P., and Valero, F. P. J.: The Indian Ocean Experiment: An Integrated Assessment of the Climate Forcing and Effects of the Great Indo-Asian Haze, J. Geophys. Res. Atmos., 106, 28371–28399, 2001b.

Roger, J. C., Mallet, M., Dubuisson, P., Cachier, H., Vermote, E., Dubovik, O., and Despiau, S.: A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing: Application to an urban zone during the Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution et de Transport d'Emission (ESCOMPTE) experiment, J. Geophys. Res., 111, D13208, doi:10.1029/2005JD006361, 2006.

Russell, P. B., Bergstrom, R. W., Shinozuka, Y., Clarke, A. D., DeCarlo, P. F., Jimenez, J. L., Livingston, J. M., Redemann, J., Dubovik, O., and Strawa, A.: Absorption Angstrom Exponent in AERONET and related data as an indicator of aerosol composition, Atmos. Chem. Phys., 10, 1155–1169, doi:10.5194/acp-10-1155-2010, 2010.

Saha, A., Mallet, M., Dubuisson, P., Piazzola, J., and Despiau, S.: One year measurements of aerosol optical properties over an urban coastal site: effect on local direct radiative forcing, Atmos. Res., 90, 195–202, 2008.

Sanchez-Gomez, E., Somot, S., and Mariotti, A.: Future changes in the Mediterranean water budget projected by an ensemble of regional climate models, Geophys. Res. Lett., 36, L21401, doi:10.1029/2009GL040120, 2009.

Sciare, J., Cachier, H., Oikonomou, K., Ausset, P., Sarda-Estéve, R., and Mihalopoulos, N.: Characterization of carbonaceous aerosols during the MINOS campaign in Crete, July–August 2001: a multi-analytical approach, Atmos. Chem. Phys., 3, 1743–1757, doi:10.5194/acp-3-1743-2003, 2003.

Sciare, J., Oikonomou, K., Favez, O., Liakakou, E., Markaki, Z., Cachier, H., and Mihalopoulos, N.: Long-term measurements of carbonaceous aerosols in the Eastern Mediterranean: evidence of long-range transport of biomass burning, Atmos. Chem. Phys., 8, 5551–5563, doi:10.5194/acp-8-5551-2008, 2008.

Sciare, J., d'Argouges, O., Sarda Estève, R., Gaimoz, C., Dolgorouky, C., Bonnaire, N., Favez, O., Bonsang, B., and Gros, V.: Large contribution of water insoluble secondary organic aerosols in the region of Paris (France) during wintertime, J. Geophys. Res., 116, D22203, doi:10.1029/2011JD015756, 2011.

Shinozuka, Y., Clarke, A. D., DeCarlo, P. F., Jimenez, J. L., Dunlea, E. J., Roberts, G. C., Tomlinson, J. M., Collins, D. R., Howell, S. G., Kapustin, V. N., McNaughton, C. S., and Zhou, J.: Aerosol optical properties relevant to regional remote sensing of CCN activity and links to their organic mass fraction: airborne observations over Central Mexico and the US West Coast during MILAGRO/INTEX-B, Atmos. Chem. Phys., 9, 6727–6742, doi:10.5194/acp-9-6727-2009, 2009.

Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Dubovik, O., and Slutsker, I.: Cloudscreening and quality control algorithms for the AERONET database, Remote Sens. Environ., 73, 337–349, 2000.

Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, I., and Konaré, A.: Dust impact on sahelian precipitation gradients, mechanisms and sensitivity to absorption properties, Geophys. Res. Lett., 35, L24705, doi:10.1029/2008GL035900, 2008.

Sun, H., Biedermann, L., and Bond, T. C.: Color of brown carbon: A model for ultraviolet and visible light absorption by organic carbon aerosol, Geophys. Res. Lett., 34, L17813, doi:10.1029/2007GL029797, 2007.

Tafuro, A. M., Kinne, S., De Tomasi, F., and Perrone, M. R.: Annual cycle of direct radiative effect over Southeast Italy and sensitivity studies, J. Geophys. Res., 112, D20202, doi:10.1029/2006JD008265, 2007.

Yue, X., Lioa, H., Wang, H. J., Li, S. L., and Tang, J. P.: Role of sea surface temperature responses in simulation of the climatic effect of mineral dust aerosol, Atmos. Cehm. Phys., 11, 6049–6062, doi:10.5194/acp-11-6049-2011, 2011.

Zhang, J. and Reid, J. S.: A dedacal regional and global trend analysis of the aerosol optical depth using a data-assimilation grade over-water MODIS and Level 2 MISR aerosol products, Atmos. Chem. Phys., 10, 10949–10963, doi:10.5194/acp-10-10949-2010, 2010.

Annexe D : La campagne ChArMEx/ADRIMED (SOP-1a)

Dans le cadre du programme ChArMEx, la SOP-1a s'est déroulée du 12 juin au 9 juillet dans le but d'étudier les interactions aérosols-rayonnement-climat en Méditerranée. Des mesures intensives ont pu être réalisées au moyen de ballons atmosphériques, de deux avions instrumentés (ATR-42 et Falcon-20) opérés par SAFIRE, de deux super-sites de mesures au sol à Ersa (Corse) et à Lampedusa, et dans d'autres stations (Minorque, Grenade, etc.). J'ai eu la chance de pouvoir être impliqué directement dans la campagne en participant à la prise de décision des trajectoires des avions grâce aux prévisions du modèle ALADIN-Dust, et en embarquant à bord d'un vol de l'ATR-42.

Pendant toute la période de la SOP-1a, j'ai réalisé des simulations quotidiennes avec le modèle ALADIN-Dust, afin de fournir aux équipes de campagne des prévisions opérationnelles de l'évolution des panaches de poussières désertiques. Ce modèle a été utilisé à une résolution horizontale de 24 km jusqu'à 72 heures d'échéance, initialisé et forcé aux bords par les prévisions du modèle global ARPEGE. Les sorties, mises à disposition sur le site internet de la campagne (http ://choc.sedoo.fr) ont été d'une aide précieuse pour décider de la planification des opérations (vols des avions, lâchers de ballons, etc.).

La figure D.1 présente deux exemples de prévisions d'épaisseur optique simulées par ALADIN-Dust. Le 16/06/2013, le creusement d'une dépression au large du golfe de Gascogne, se décalant progressivement vers le sud, et associée à des bas géopotentiels en moyenne troposphère (goutte froide), a engendré un flux de sud à sud-ouest sur l'ouest de la Méditerranée. Cela a permis la remontée d'un panache intense de poussières désertiques, dont on voit la trace sur la carte des épaisseurs optiques prévues pour le 16 et le 17 juin, où les valeurs atteignent 0.8 à 550 nm. Il a donc été décidé de réaliser un vol le 16 juin entre Cagliari (Sardaigne, base des avions de recherche pour la campagne) et Grenade (Espagne), en passant par Minorque, et le retour Grenade-Minorque-Cagliari le 17 juin. La photo montrée en introduction (Figure 1.1 a) montre que l'avion a bien rencontré les aérosols désertiques attendus.

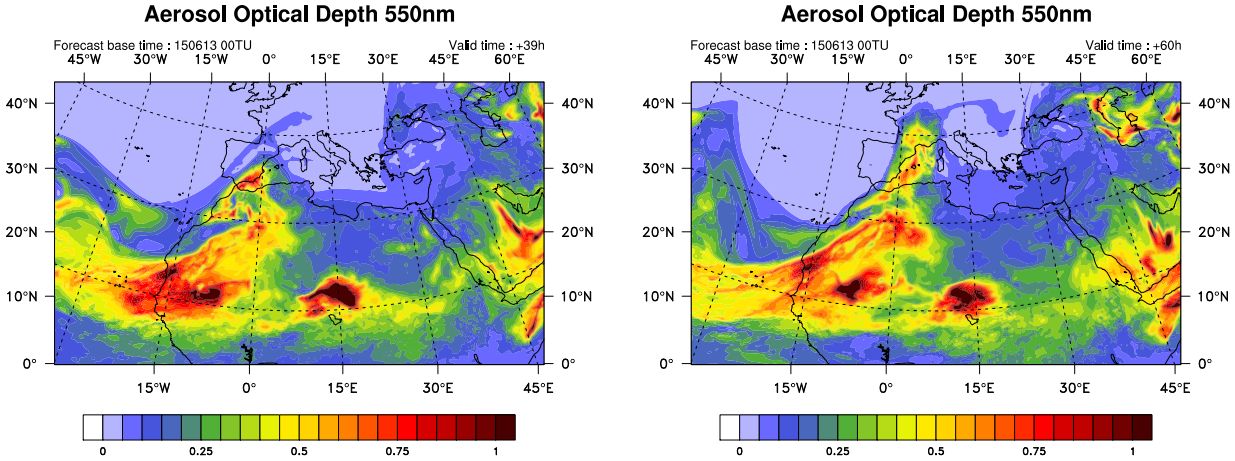

FIGURE D.1: Prévision de l'épaisseur optique des aérosols désertiques pour le 16/06/2013 à 15hTU (gauche) et pour le 17/06/2013 à 12hTU (droite). Simulation initialisée le 15/06/2013 à 00hTU.

Les sorties du modèle ALADIN-Dust ont été complétées par d'autres modèles de prévision des aérosols désertiques mis à disposition sur le site de la campagne (BSC/Dust, SKIRON, DREAM, MACC). Ces prévisions étaient présentées quotidiennement aux briefings matinaux, en plus d'un point sur la situation météorologique. Une évaluation de tous ces modèles pourra avoir lieu a posteriori, pour tirer profit des nombreuses observations recueillies.

Au total, dix-sept vols ont été réalisés avec l'ATR-42 tout autour de la Sardaigne (Corse, golfe de Gênes, Sicile, Lampedusa, Baléares, sud de l'Espagne, voir Figure D.2). Personnellement, j'ai pu embarquer à bord du vol du 19/06/2013 (F33), où l'on a observé un panache de poussières désertiques au-dessus de la Corse. Je me suis ainsi rendu compte de la manière dont se déroule un vol de recherches, avec les nombreuses contraintes imposées par la gestion du contrôle aérien et par le fonctionnement des instruments. Il est à noter que lors de cette journée, le deuxième avion (Falcon-20) parti une heure auparavant a pu nous communiquer des informations précises sur la localisation des aérosols désertiques (en particulier leur altitude), grâce à son lidar embarqué. L'association de ces deux avions était donc un atout essentiel de la campagne, l'ATR-42 effectuant des mesures in-situ.

De plus, la participation à cette campagne de mesures m'a apporté des connaissances sur les différents instruments utilisés pour mesurer les aérosols, ainsi que sur les avantages et les contraintes de chacun. Il est important d'avoir conscience de la façon dont sont réalisées les observations, afin de mieux s'en servir pour évaluer les modèles.

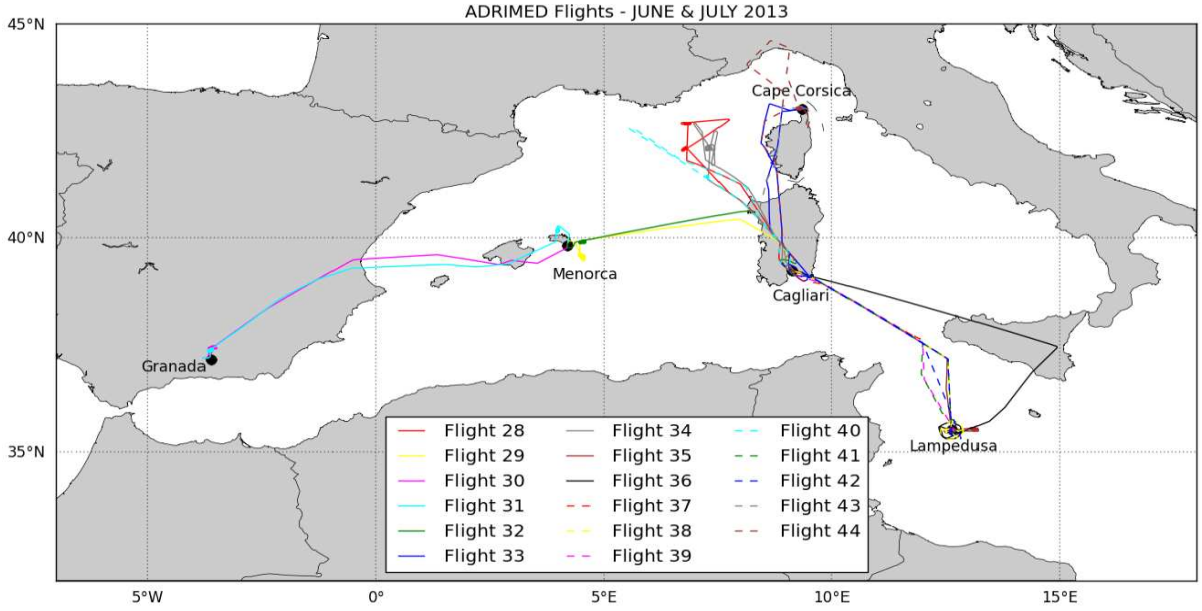

FIGURE D.2: Vols effectués avec l'avion ATR-42 lors de la campagne ChArMEx/ADRIMED (SOP-1a) en juin et juillet 2013.

Annexe E : Régimes de temps et aérosols (compléments)

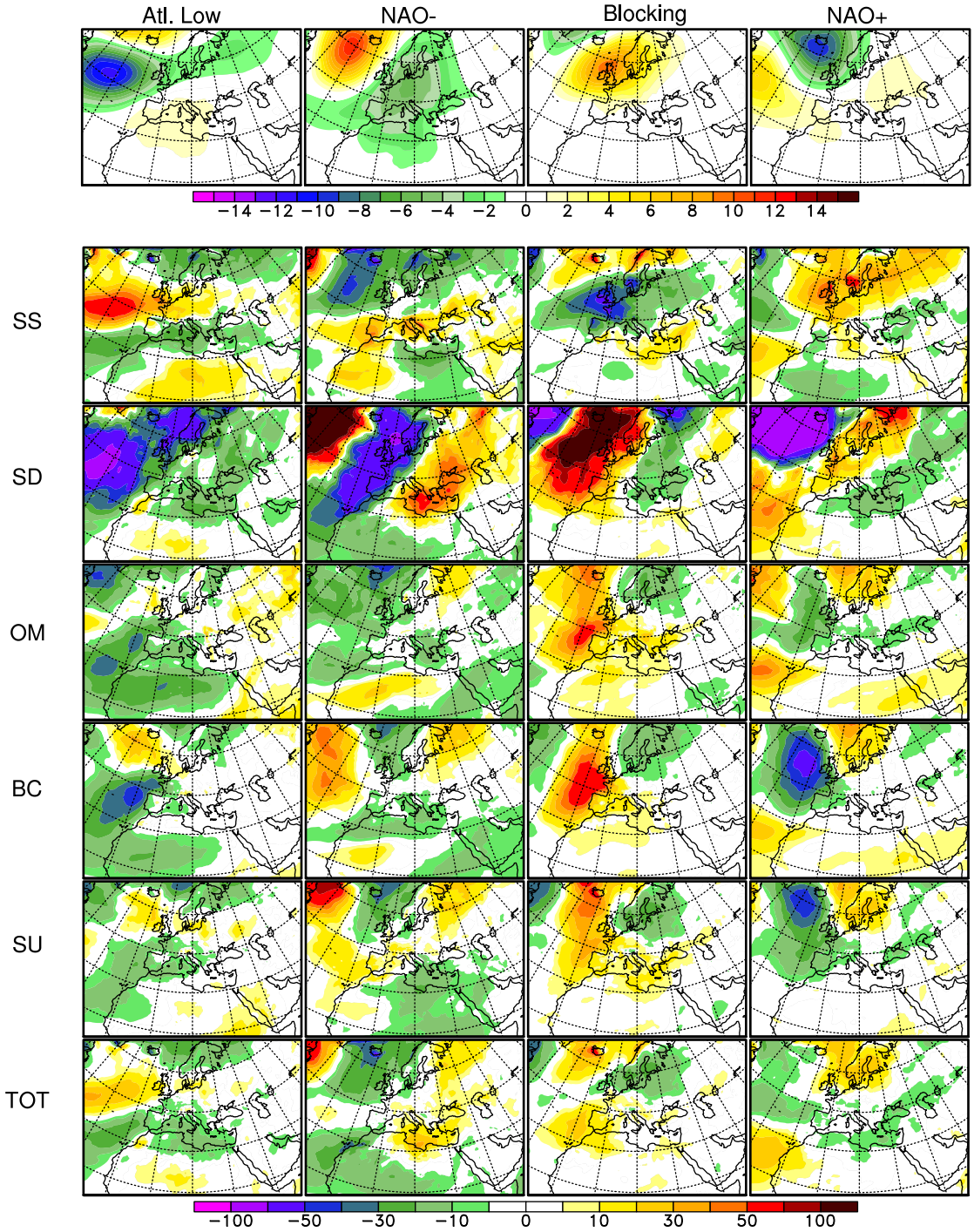

FIGURE E.1: Anomalies de pression au niveau de la mer (hPa, en haut) et d'épaisseur optique pour chacun des cinq types d'aérosols et le total (en %, en bas) moyennées pour chacun des quatre régimes de temps sur les printemps de la période 1979/2013.

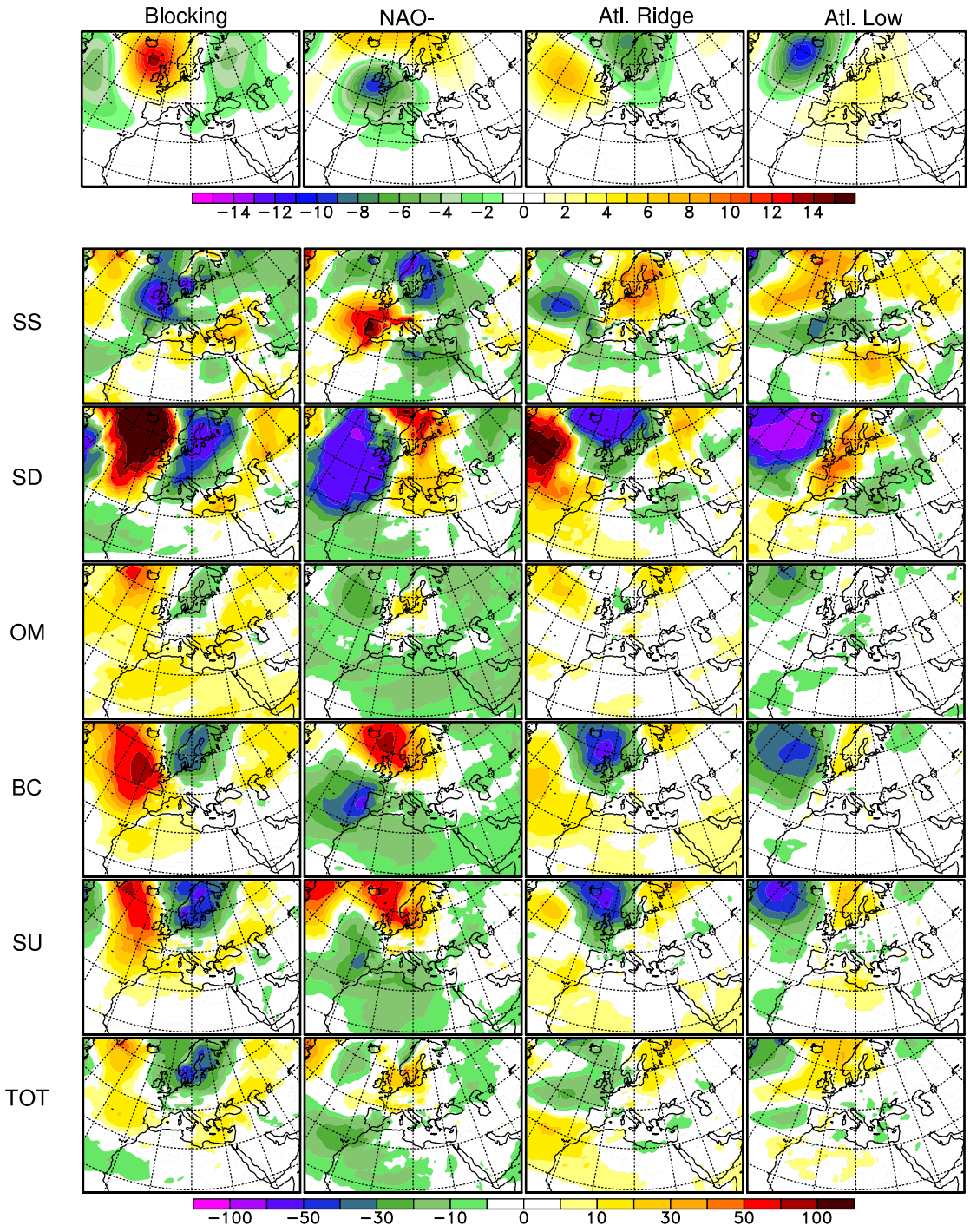

FIGURE E.2: Anomalies de pression au niveau de la mer (hPa, en haut) et d'épaisseur optique pour chacun des cinq types d'aérosols et le total (en %, en bas) moyennées pour chacun des quatre régimes de temps sur les automnes de la période 1979/2013.