



HAL
open science

La variabilité des nuages et son rôle sur le climat en Europe : télédétection et simulation régionale

Meriem Chakroun

► **To cite this version:**

Meriem Chakroun. La variabilité des nuages et son rôle sur le climat en Europe : télédétection et simulation régionale. Océan, Atmosphère. Université Paris Saclay (COMUE), 2016. Français. NNT : 2016SACLV067 . tel-01599247

HAL Id: tel-01599247

<https://theses.hal.science/tel-01599247>

Submitted on 2 Oct 2017

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

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

NNT :2016SACLV067

THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY
PREPAREE A
L'UNIVERSITE VERSAILLES SAINT-QUENTIN EN YVELINES

ÉCOLE DOCTORALE N°129
Sciences de l'environnement d'Ile de France (SEIF)

Spécialité de doctorat : Météorologie, océanographie et physique de l'environnement

Par

Meriem Chakroun

La variabilité des nuages et son rôle sur le climat en Europe: Télédétection et
simulation régionale

Thèse présentée et soutenue à Guyancourt, le 29/09/2016:

Composition du Jury :

Mr. Philippe Bousquet, Professeur des universités, UVSQ-LSCE, Président
Mme Céline Cornet, Professeur des universités, Université Lille 1-LOA, Rapporteur
Mr. Jean Pierre Chaboureau, Physicien, Université de Toulouse III-CNAP, Rapporteur
Mr. Yves Richard, Professeur des universités, Université de Bourgogne-CRC, Examineur
Mr. Romain Roehrig, Ingénieur des ponts, des eaux et des Forêts, Météo-France-CNRM, Examineur
Mme Sophie Bastin, Chargée de recherches, UVSQ-CNRS-LATMOS, Directrice de thèse
Mme Marjolaine Chiriaco, Maître de conférences, UVSQ-LATMOS, Codirectrice de thèse

Remerciements

Cette thèse, résultat de 3 années de travail au LATMOS, présente une nouvelle étape pour moi où je finis mes études et commence ma carrière professionnelle. Je profite donc de ces lignes pour remercier quelques personnes qui ont contribué de près ou de loin à ma réussite et au bon déroulement de cette expérience. Il faut noter que j'ai eu la chance pendant ces 3 ans de rencontrer des personnes différentes très remarquables et je ne peux qu'espérer garder contact avec elles. Donc déjà merci à la communauté scientifique qui encourage la mixité et les rencontres et qui a fait de mon séjour en France une expérience aussi riche humainement et scientifiquement.

Je souhaite tout d'abord exprimer ma gratitude envers mes directrices de thèse Sophie et Marjolaine. Grâce à vous, cette expérience a été très plaisante et je sais que j'en garderai toujours de très bons souvenirs. Merci déjà d'avoir assuré le rôle de chef, d'avoir été disponibles, de m'avoir suivi, coaché, soutenu, encadré, écouté, aidé, poussé quand je n'arrivais plus à avancer, tout en me laissant la liberté de travailler comme je veux et d'avancer à mon rythme. Et puis merci surtout pour votre bonne humeur, votre patience, votre *zen attitude*, votre complicité, d'avoir été là même en dehors du travail et pour tous les fous rires qu'on a eu au labo, à la cantine ou lors des déplacements en *workshops*.

Merci ensuite au reste de l'équipe SPACE, de nous avoir si bien accueilli, les autres doctorants et moi, et de nous avoir bien impliqué dans l'équipe notamment dans les réunions. Merci à: Hélène qui pendant son cours de Master m'a sensibilisée à la question rétroaction nuages-climat, ce qui a orienté mon choix de stage de M2 avec Marjolaine et la thèse qui a suivi; Yvon, Nicolas et Jacques pour les longues discussions qu'on pouvait avoir sur tout et n'importe quoi, pour les conseils, les petites blagues et jeux de mots (oui je pense à une personne en particulier là!); Julien d'avoir toujours répondu à mes questions surtout en début de thèse et de m'avoir aidé pour les TD du PACES; Aymeric, Laurent, Audrey, Cécile, Gaëlle, Marie, Ramsès, Cheikh et Anthony pour votre bienveillance, votre bonne humeur et vos gros sourires quand on se croise dans le couloir.

Merci ensuite à toute la bande de jeunes chercheurs sans qui l'expérience n'aurait jamais été aussi marrante, avec qui on a partagé de longues pauses cafés et tisanes et de nombreuses soirées pizzas/barbecue: Jean-François mon guide suprême (oui, c'est une blague) avec qui j'ai partagé mon bureau pendant quelques mois avant qu'une fenêtre d'une bonne cinquantaine de kilos s'achève sur notre bureau annonçant la fin de notre cohabitation; François mon co-bureau pendant les 3 années, qui a supporté mon stress et ma mauvaise mine pendant les mauvais jours et qui m'a entendu râler sur le temps Parisien dix mois sur douze sans demander de changer de bureau (ni saboter la fenêtre); Ruben pour tous les barbecues qu'il a organisé, tous les services qu'il nous a rendu, nous amis ingrats qui avons toujours su le remercier à nos façons peu délicates, et puis aussi pour les histoires qu'il ramenait au café, les bulletins météo et les photos de nuages et de Lempicka; Nàdia d'être aussi attentionnée et souriante, pour les soirées papotages improvisées chez moi et puis surtout d'être toujours partante pour sortir faire la fête, se balader ou se poser dans un bar; Quitterie qui parle si doucement qu'elle remet en question mes capacités auditives et ne se gêne pas pour attribuer cela à mon âge avancé (ah les jeunes d'aujourd'hui!); Thomas d'être aussi marrant, qui profite de la mixité culturelle du groupe pour balancer son humour noir et ses blagues racistes; Renaud, Djallel et Kouakou pour toutes les pauses et discussions qu'on a eu et d'avoir été aussi

gentils et drôles tout en restant discrets; Sarah et Sabrina d'être folles et pleines d'énergie et de m'avoir conforté pendant les moments de *rush* avec des *free hugs* et des photos de chat envoyées sur ma boîte mail professionnelle.

Je remercie chaleureusement les membres de jury : Céline Cornet et Jean Pierre Chaboureau qui ont relu le manuscrit, évalué et validé mon travail de thèse et qui ont permis, avec Philippe Bousquet, Yves Richard et Romain Roehrig, par leurs remarques et questions l'amélioration de ce manuscrit et l'ouverture de nouvelles perspectives pour ce travail.

Je remercie aussi Vincent Noël et Pascal Yiou qui m'ont suivi durant les comités de thèse et Hélène Chepfer pour ces encouragements et pour les discussions qui ont permis d'avancer mes travaux. Un grand merci aussi aux gens avec qui j'ai collaboré : Romain Roehrig et Samuel Somot pour les données de la simulation ALADIN et Ségolène Berthou pour les données de la simulation du Unified Model : ces données ont servi pour le dernier chapitre de ma thèse. Merci aussi à Jordi Badosa pour les données sur les panneaux solaires du SIRTÀ que je n'ai pas eu le temps d'exploiter mais qui le seront sans doute dans le cadre de futurs travaux de recherche. Merci aussi à la communauté EECLAT, en particulier Elsa, Nada, Thibault, Adrien et surtout Dominique Bouniol d'avoir pris du temps pour me préparer aux auditions du CNES, un exercice nouveau pour moi qui m'a été et me sera encore très utile.

Un grand merci à Gilles Bellon qui m'avait pris en stage au CNRM en 2012 et grâce à qui j'ai découvert la recherche et j'ai décidé de revenir en France pour le master et la thèse. J'en profite pour remercier aussi Matthieu Roy-Barman le responsable du master ICE qui m'avait accompagnée pendant le master.

Je remercie ensuite mes parents, sans qui je ne serai probablement jamais arrivée aussi loin, de m'avoir encouragé à faire une thèse, à partir à l'étranger et puis d'avoir mis toutes leurs économies dans mes études. Je remercie mon grand frère Tarek dont rien que la présence à Paris me confortait et m'aidait à avancer. Et puis un grand merci à Ichrak, Karim, Mahbouba, mes oncles et mes tantes qui ont suivi de près l'avancement de mes études; mes amis Cyrine, Salma, Lydia, Myriam, Hamza et Saddem pour les encouragements, l'écoute et tous les bons moments qu'on a eu ces 3 années. Merci enfin à mon amour Abdelghani, qui m'a motivée pour venir en France, qui a toujours su être présent malgré les difficultés qu'on a rencontré, qui m'a toujours écouté, rassuré et assuré que j'allais y arriver.

Pour finir, merci à la direction du LATMOS en particulier Philippe Keckhut, Danièle Hauser, Brigitte Fromager, Nouria Derouiche et Pierre-Yves Boucher; à l'équipe informatique : Jean-Luc Engler, Olivier Thauvin, Yann Delcambre et Brigitte Moreau; à l'équipe technique en particulier Jean-François Mariscal et Sadok Abbaki et puis merci à Andrea Pazmino et Erwan Le Bouar pour toutes les discussions qu'on a eu dans le train ou dans le bus.

Plan de la thèse

Remerciements.....	3
Plan de la thèse.....	5
Introduction.....	10
Chapitre 1: Contexte scientifique de l'étude : Les nuages et le climat en Europe.....	13
Introduction.....	14
1.1. Climat en Euro - Méditerranée.....	14
1.1.1. Caractéristiques climatiques générales.....	14
1.1.1.1. Influences de grande échelle.....	14
1.1.1.2. Influences locales.....	17
1.1.2. Variabilité et tendances climatiques.....	21
1.1.1.1. Tendances actuelles.....	23
1.1.1.2. Tendances futures.....	25
1.2. Nuages sur l'Euro - Méditerranée.....	28
1.2.1. Généralités.....	28
1.2.1.1. Définition.....	28
1.2.1.2. Classification.....	28
1.2.1.3. Processus de formation.....	30
1.2.1.4. Effet radiatif des nuages.....	31
1.2.2. Quels moyens pour caractériser les nuages en Europe ?.....	32
1.2.3. Rôle des nuages dans le climat.....	34
1.2.3.1. Nuages et précipitations.....	34
1.2.3.2. Nuages et température.....	34
1.2.3.3. Climat futur.....	35
Conclusion.....	37
Chapitre 2: Outils et méthodes.....	39
Introduction.....	40
2.1. Jeux de données.....	40
2.1.1. Observations satellite.....	40

2.1.1.1.	Mesures actives : le lidar CALIOP	40
2.1.1.2.	Mesures passives : le radiomètre CERES	44
2.1.2.	Observations sol: SIRTA-ReOBS	47
2.1.3.	Simulations.....	47
2.1.3.1.	Simulation WRF/ MedCordex	47
2.1.3.2.	Simulation de ALADIN-Climat	49
2.1.3.3.	Simulation Met Office Unified Model	49
2.2.	Méthodes	50
2.2.1.	Simulateur lidar.....	50
2.2.1.1.	Adaptation à la simulation WRF/MEDCORDEX.....	50
2.2.1.2.	Illustration.....	51
2.2.2.	Biais dus à l'échantillonnage du satellite	53
2.2.2.1.	Profils de fraction nuageuse.....	53
2.2.2.2.	Histogrammes de rapport de diffusion	55
2.2.2.3.	Biais d'échantillonnage et simulation.....	57
2.2.3.	La classification en régimes de temps.....	59
	Conclusion.....	61
	Chapitre 3: Caractérisation des nuages en Euro - Méditerranée	62
	Introduction	63
3.1.	Caractérisation du cycle saisonnier et évaluation du modèle.....	63
3.1.1.	Profils de fraction nuageuse	63
3.1.1.1.	Cycle saisonnier.....	63
3.1.1.2.	Cycle saisonnier simulé	66
3.1.2.	Histogrammes de rapport de diffusion.....	68
3.1.3.	Atténuation lidar et simulation.....	72
3.2.	Caractérisation de la variabilité interannuelle des nuages.....	74
3.2.1.	Variabilité interannuelle en hiver et en été: Amplitude	74
3.2.2.	Variabilité interannuelle en hiver: Anomalies	77
3.2.3.	Combien d'années pour couvrir la variabilité naturelle des nuages sur l'Euro - Méditerranée ?.....	79
3.3.	Variabilité spatiale de la couverture nuageuse	81
	Conclusion.....	84
	Chapitre 4: Variabilité de grande échelle et nuages: leurs rôles dans les anomalies de température;	

cas de l'hiver 2007	85
Introduction	86
4.1. Rôle de la circulation atmosphérique de grande échelle dans la variabilité des nuages	86
4.1.1. Nuages observés.....	88
4.1.2. Nuages simulés	90
4.2. Rétroaction température nuages : cas de l'hiver 2007	93
4.2.1. Hiver 2007 : un hiver chaud en Europe	93
4.2.2. Flux radiatifs simulés	95
a. Effet albédo des nuages.....	96
b. Effet de serre des nuages.....	98
4.2.3. Flux radiatifs observés	101
a. Effet albédo des nuages.....	103
b. Effet de serre des nuages.....	105
4.2.4. Discussion	108
Conclusion.....	109
Chapitre 5: Variabilité des flux radiatifs en Europe	111
Introduction	112
5.1. Couverture nuageuse dans les simulations régionales	112
5.2. Cycle annuel des flux radiatifs sur le SIRTA.....	118
5.2.1. Flux radiatifs au sommet de l'atmosphère	119
5.2.2. Flux radiatifs descendants au niveau de la surface	120
5.2.3. Effet radiatif des nuages.....	120
5.2.4. Discussion	121
5.3. Flux radiatifs journaliers dans les modèles	123
5.3.1. Distribution des flux.....	123
5.3.2. Biais nuageux et flux nets	124
a. Biais de simulation dans les ondes courtes	125
b. Biais de simulation dans les ondes longues	127
Conclusion.....	129
Conclusion et perspectives.....	131
Références bibliographiques	136
Liste des figures	161
Liste des Tableaux	166

Liste des acronymes	168
Annexes.....	171
Annexe 1.1 : Profils de jour.....	172
Annexe 2.1 : Comparaisons des profils simulés avec et sans duplication de profils	173
Annexe 3.1 : Séries temporelles du profil vertical de nuages en hiver (observations + simulation)	174
Annexe 3.2 : Couverture nuageuse avec CALIPSO sur 2006-2014	175
Annexe 3.3 : Couverture nuageuse avec la simulation de WRF/MedCordex sur 1989-2011.....	176
Annexe 4.1 : Régimes de temps, SLP dans ERA-I	177
Annexe 4.2: Nuages de CALIPSO dans les 4 régimes d'été.....	178
Annexe 4.3: Anomalie de neige hiver 2007 dans la simulation	180
Annexe 4.4 : Anomalies simulation calculées par rapport à 2002-2011	181
Annexe 4.5 : Fraction nuageuse nord-sud	182
Annexe 5.1 : Bilan global d'énergie dans l'atmosphère	183
Annexe 5.2: Echantillonnage de CERES dans les ondes courtes et les ondes longues	184
Annexe 5.3: calcul de fraction nuageuse.....	185
Publication dans <i>Climate dynamics</i> (2016): Characterization of vertical cloud variability over Europe using spatial lidar observations and regional simulation.....	186

Introduction

Actuellement, la recherche sur le climat est axée sur l'amélioration de la prévision climatique et la compréhension de l'effet des activités humaines sur sa variabilité. « Les nuages, la circulation atmosphérique et la sensibilité climatique » font partie des « Grand Challenges » du programme mondial des recherches sur le climat (WCRP). Ce programme s'intéresse en particulier à (i) l'observation des nuages et la compréhension de leur rôle dans le climat actuel; (ii) la caractérisation de la réponse des nuages et de la circulation des flux de grande échelle aux forçages externes tels que l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre (responsables du réchauffement climatique) ; (iii) la rétroaction qu'ils peuvent avoir sur le climat par leur forçage radiatif.

Les deux dernières décennies ont vu le lancement de plusieurs missions spatiales dédiées à l'observation des nuages dont on peut citer celles de l'A-train. Ces observations contribuent au « Grand Challenge » du WCRP sur les nuages par l'enrichissement de la documentation des nuages sur le globe, l'analyse de leur rôle dans le climat actuel et leur évaluation dans les modèles climatiques dans une optique d'amélioration de leur représentation.

Cela fait justement l'objet de cette thèse, où je m'intéresse en particulier à la région Europe - Méditerranée, une région à la topographie complexe, qui est associée à une forte variabilité naturelle du climat (sans forçage externe) et dont la réponse au changement climatique est particulièrement incertaine. En particulier, au cours de cette thèse on s'est intéressé aux problématiques suivantes :

- Bien que l'on dispose aujourd'hui de différentes bases de données - dont les nouvelles issues de l'A-Train - pour caractériser les nuages, les observations sont souvent associées à des limites spatio-temporelles. D'un autre côté, les simulations numériques qui présentent des jeux de données complets avec des résolutions de plus en plus adaptées aux échelles qui impactent les sociétés directement, présentent de forts biais dans la représentation des nuages et des processus associés. Alors, quels outils ou combinaison d'outils permettraient de caractériser la variabilité des nuages sur l'Euro- Méditerranée ? Quelles sont leurs limites ?
- Pour évaluer les tendances futures simulées (sur les nuages) et savoir si elles sont significatives, une étape nécessaire est de quantifier l'amplitude de la variabilité naturelle des nuages pour savoir si on peut attribuer les tendances obtenues au changement climatique ou si elles ne sortent pas de la variabilité naturelle. Quelle est alors l'amplitude des variabilités saisonnière et interannuelle des nuages dans le climat actuel? Combien d'années d'observations sont nécessaires pour couvrir la variabilité naturelle ? Comment se présente cette variabilité dans les simulations régionales ?
- La température de surface en Europe est principalement liée à la circulation des masses atmosphériques de grande échelle. Pourtant, certaines anomalies saisonnières de température ne sont pas expliquées totalement par l'organisation des champs de pression et la migration des flux atmosphériques. Quels rôles peuvent avoir les nuages, par leurs effets radiatifs, sur

ce genre d'anomalies de température ? Quels outils pour comprendre les processus surface - atmosphère et radiatifs qui influencent aussi la température de surface?

- Les limites des modèles dans la représentation des nuages engendrent forcément des erreurs sur la représentation des flux radiatifs au niveau de la surface. Néanmoins, des compensations d'erreur se produisent parfois. Comment sont représentés les flux radiatifs de surface dans différentes simulations qui estiment des couvertures nuageuses différentes les unes des autres ?

Ce manuscrit s'organise autour de 5 chapitres : le premier chapitre introduit le contexte général de l'étude en présentant en premier lieu les caractéristiques du climat Euro-Méditerranéen et pourquoi je m'intéresse à cette région, puis, en second lieu, les nuages, leurs propriétés et leur rôle dans le climat de cette région. Ce chapitre explique pourquoi il est important aujourd'hui d'étudier la variabilité des nuages sur une région comme l'Euro – Méditerranée.

Le deuxième chapitre présente les différents jeux de données d'observations et de simulations utilisés ou développés dans la thèse pour la caractérisation des nuages et des flux radiatifs, ainsi que certaines de leurs limites. Les méthodes permettant d'exploiter conjointement observations et simulations qui sont utilisées dans cette thèse et qui permettent d'évaluer les limites de ces outils y sont également présentées.

Le troisième chapitre présente la caractérisation de la variabilité saisonnière, interannuelle et spatiale de la structure verticale des nuages sur la région d'étude avec des observations spatiales actives. Ensuite, la capacité d'une simulation régionale à reproduire ces variabilités est évaluée.

Dans le quatrième chapitre, le rôle de l'effet radiatif des nuages sur l'anomalie de température de l'hiver chaud de 2007 est analysé avec la simulation régionale précédemment évaluée et des observations satellite.

Dans le cinquième chapitre, la représentation des flux radiatifs est évaluée dans différentes simulations avec des observations in-situ afin d'estimer l'incertitude sur les flux de surface liée aux biais nuageux.

La dernière partie du manuscrit synthétise les résultats principaux de la thèse ainsi que les perspectives de ce travail.

Ce travail permet de contribuer aux projets Expecting Earth-Care, Learning from A-Train (EECLAT), REMEMBER et Vapeur d'Eau, Gnss et climAt. (VEGA).

Chapitre 1: Contexte scientifique de l'étude : Les nuages et le climat en Europe

Introduction

Ce chapitre présente le contexte scientifique dans lequel s'inscrit ce travail de thèse. Le choix de la région d'étude est justifié dans la première partie du chapitre. Ses caractéristiques climatiques ainsi que les limites de notre compréhension et simulation du climat sur cette région sont expliqués. Dans la deuxième partie du chapitre je présente les nuages, l'une des grandes sources d'incertitude pour les modèles, et leur rôle dans le climat Euro-Méditerranéen, puis je reviens sur des travaux précédents qui ont permis leur caractérisation sur la région.

1.1. Climat en Euro - Méditerranée

1.1.1. Caractéristiques climatiques générales

1.1.1.1. Influences de grande échelle

La Terre, par sa géométrie, ne reçoit pas la même quantité d'énergie solaire selon les latitudes: un maximum d'énergie arrive au niveau de l'équateur et un minimum est reçu au niveau des pôles. Le déséquilibre énergétique entre les différentes régions du globe est compensé par une redistribution de l'énergie par transport et par chaleur latente via les cellules de convection : la cellule de Hadley (Hadley, [1735](#)) sur les tropiques et la cellule polaire aux pôles. La branche ascendante de la circulation polaire entraîne la mise en place d'un système de basses pressions aux latitudes 60° alors que la branche descendante de la cellule de Hadley favorise l'installation d'un système de hautes pressions à 30° de latitude (Fig. 1.1) : cela a créé une cellule indirecte la cellule de Ferrel (Ferrel, [1856](#)).

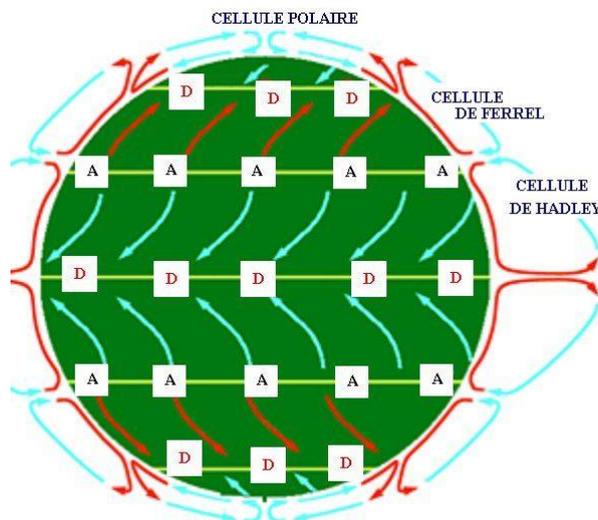


Figure 1.1 : Circulation générale de l'atmosphère et principales cellules de convection. (© Pierre cb, GNU)

L'Europe, une région au climat tempéré située aux moyennes latitudes, est une zone de

transition entre les flux chauds Sahariens, les flux froids et secs polaires et les flux doux et humides d'ouest résultant de la présence d'une dépression sur la Scandinavie et d'un anticyclone sur les Açores. Les variations de pression entre ces deux centres de pression constituent l'oscillation nord Atlantique (NAO, North Atlantic Oscillation, Hurrell, 2003). Il existe deux phases de cette oscillation : la phase positive de l'oscillation nord Atlantique (NAO⁺) (Fig. 1.2, haut) quand les deux centres de pression deviennent plus intenses (i.e. dépression plus marquée au nord et anticyclone plus fort aux Açores) ramenant ainsi des tempêtes et de fortes précipitations sur le nord de l'Europe, et la phase négative de l'oscillation nord Atlantique (NAO⁻) quand les deux centres de pression sont atténués : les flux Atlantiques sont alors moins intenses et migrent vers le sud de l'Europe (Fig. 1.2 bas).

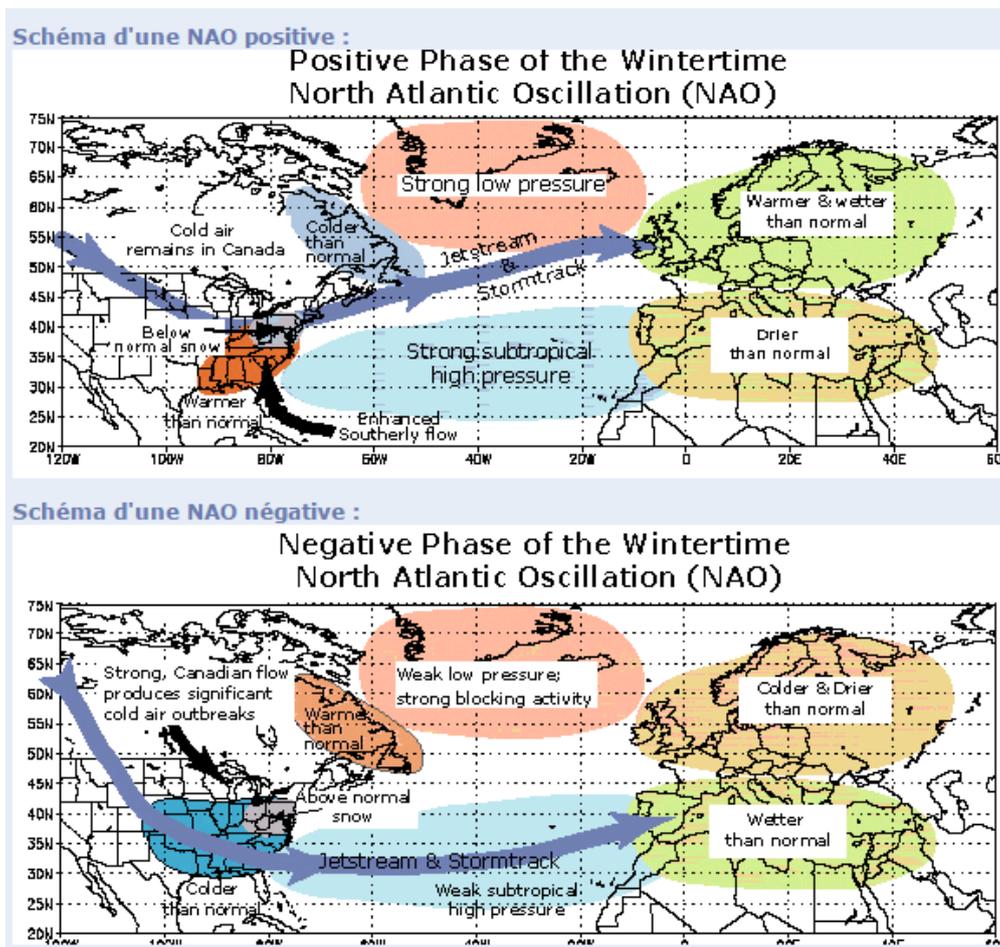


Figure 1.2 : Schéma explicatif des deux phases de l'oscillation nord Atlantique. En haut la phase positive, en bas la phase négative. (www.meteo-bordeaux.com)

Cette oscillation est quantifiée par le calcul d'un indice journalier défini comme la différence de pression entre la pression de surface sur les Açores et la pression de surface en Islande.

Les fluctuations atmosphériques intra-saisonniers en Europe sont souvent classées en régimes de temps (Cf. Sect. 2.2.3). Un régime donné dure quelques jours (autour d'une dizaine). Ils sont

principalement liés à des anomalies de température de surface de la mer (SST, Sea Surface Temperature) (Deser et Blackmon [1993](#)). Les deux phases de la NAO, le blocage de Scandinavie et la dorsale Atlantique représentent les 4 régimes de temps caractéristiques de la situation synoptique sur l'Europe. Cette classification est décrite plus en détails dans la Section 2.2.3 de cette thèse.

La situation géographique de l'Europe et l'influence des différents flux a impliqué la présence de spécificités climatiques différentes d'une zone à l'autre dans cette même région. Ainsi, 4 climats sont présents sur l'Europe (Fig. 1.3):

- Polaire au nord de l'Europe (Vert foncé sur Fig. 1.3) : il s'agit d'un climat très froid et sec où les précipitations se font rares.
- Atlantique sur l'ouest du continent (Vert clair sur Fig. 1.3) : c'est un climat doux et humide.
- Continental sur le centre et l'est (bleu sur Fig. 1.3) : le climat est froid et sec en hiver et chaud et pluvieux en été avec la présence de forts orages.
- Méditerranéen au sud de l'Europe (et au nord de l'Afrique) (Jaune sur Fig. 1.3) : c'est un climat chaud et sec en été, doux, humide et pluvieux en hiver (Köppen [1936](#)).

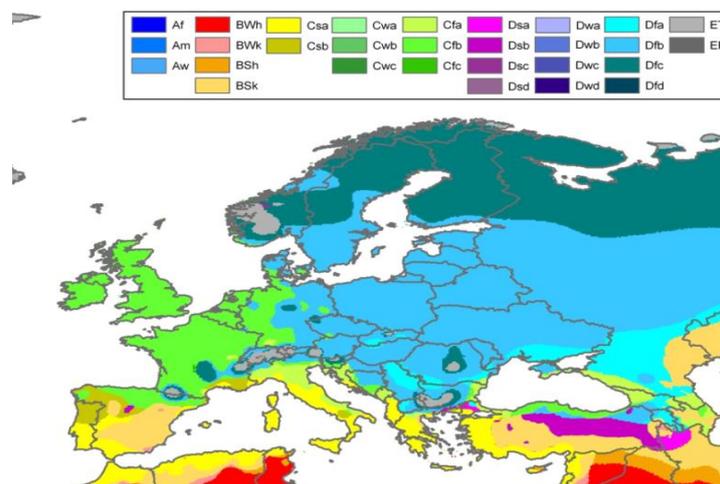


Figure 1.3 : Carte de Köppen-Geiger des types de climat sur l'Europe Méditerranée. Jaune : climat méditerranéen chaud ; Vert : climat océanique tempéré ; bleu : climat continental tempéré ; vert foncé : climat polaire. Figure construite à partir de 1209 stations de précipitations et 684 stations de température (Peel et al. [2007](#))

Grâce à l'obliquité de la Terre et sa rotation autour du soleil, l'Europe, se trouvant aux moyennes latitudes, est caractérisée par la présence de 4 saisons marquées. L'hiver en Europe (décembre, janvier et février) est doux et humide. Il est très influencé (plus que les autres saisons) par la variabilité des flux Nord Atlantiques. En été (juin, juillet et août), le déplacement vers le nord de la branche descendante de la cellule de Hadley crée des zones de haute pression: le climat Européen est alors plus chaud. Au sud il est associé à un temps plus sec avec peu de précipitations (3 fois moins qu'en hiver en moyenne sur la méditerranée, Köpen [1936](#)). Néanmoins, le réchauffement des sols par le rayonnement solaire favorise l'apparition d'évènements convectifs locaux. Pendant le printemps (mars, avril et mai), les températures augmentent et le temps reste humide avec plus

d'ensoleillement. Pendant l'automne (septembre, octobre et novembre), il y a un fort taux d'évaporation sur la Méditerranée (air plus froid sur mer chaude) favorisant les précipitations et les cyclones de petite échelle (Mariotti et al. [2002a](#), Hoskins et Hodges [2002](#), Pettersen [1956](#), Flaounas et al., [2015a](#) et [2015b](#), Ducrocq et al., [2008](#) ; Duffourg et Ducrocq, [2011](#)).

1.1.1.2. Influences locales

Le climat Euro-Méditerranéen dépend au premier ordre de la circulation atmosphérique de grande échelle, mais étant données les caractéristiques topographiques de la région (Fig. 1.4) les processus locaux y sont particulièrement importants.



a. Rôle de la méditerranée

La Méditerranée joue un rôle important dans le climat Européen par l'effet de brise de mer : celle-ci est due à la différence de capacité calorifique entre le sol continental et la mer. En été et de jour, le sol se réchauffe plus vite que la mer. L'air au-dessus se réchauffe à son tour et s'élève. La différence de pression en altitude, déplace la masse d'air chaude au-dessus de la mer. Ainsi, au niveau de la surface, la pression au-dessus de la mer augmente et la pression au-dessus de la terre diminue : l'air se déplace de la mer vers la terre. La nuit, la terre perd sa chaleur plus vite que la mer : cela crée une brise qui va de la terre vers la mer (Fig. 1.5). Le jour, la pénétration de la brise à l'intérieur des terres peut dépasser 100 km (Bastin et al. [2005](#)), apportant de l'humidité favorable au déclenchement de précipitations. Cette brise est présente sur toutes les côtes Méditerranéennes et Atlantiques.

En automne, l'évaporation au-dessus de la mer est importante du fait d'un air plus froid présent sur

une mer encore chaude. Quand les conditions synoptiques sont favorables, la Méditerranée joue alors un rôle très important dans l'alimentation en eau et en chaleur des systèmes convectifs se produisant sur le pourtour Méditerranéen, les transformant en pluies dévastatrices (Maritus et al. 2006, Duffourg et Ducroq 2011).

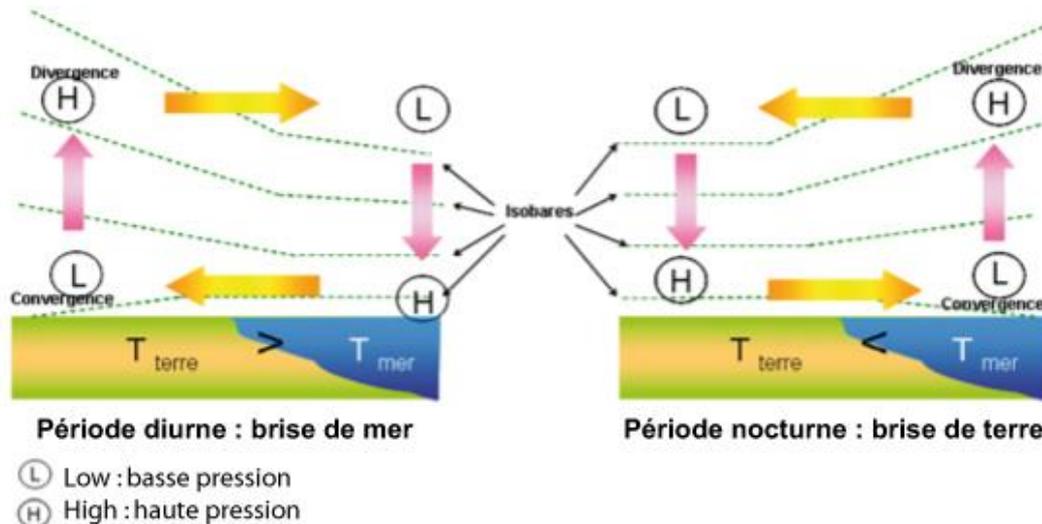


Figure 1.5 : Schéma explicatif du phénomène brise de mer (à gauche) et brise de terre (à droite). (© Nicolas H., document pour l'Université Virtuelle Environnement et Développement durable).

b. Rôle des reliefs

L'Europe est une région riche en reliefs présentant ainsi de nombreuses chaînes montagneuses et des vallées. Les chaînes montagneuses autour de la Méditerranée favorisent par exemple le déclenchement d'évènements intenses de précipitations. Ce type d'évènements est très analysé sur la région des Alpes maritimes (e.g. Rotunno et Houze 2007, Frei and Schär 1998) et des Cévennes (e.g. Ducroq et al., 2008). La présence de ces reliefs favorise l'existence de différents phénomènes dont :

- L'effet de Foehn: lorsqu'un vent rencontre une montagne, il s'élève en suivant le versant du relief : cela fait diminuer sa pression et par détente adiabatique, sa température aussi. La vapeur d'eau de cette masse d'air, si celle-ci est assez humide, condense alors et forme un nuage éventuellement précipitant. La masse d'air descend ensuite en suivant l'aval du relief, et se comprime. L'air devient chaud et sec (Fig. 1.6). L'existence des massifs tels que les Alpes, les Pyrénées ou les Carpates favorise fortement le développement de l'effet de Foehn.

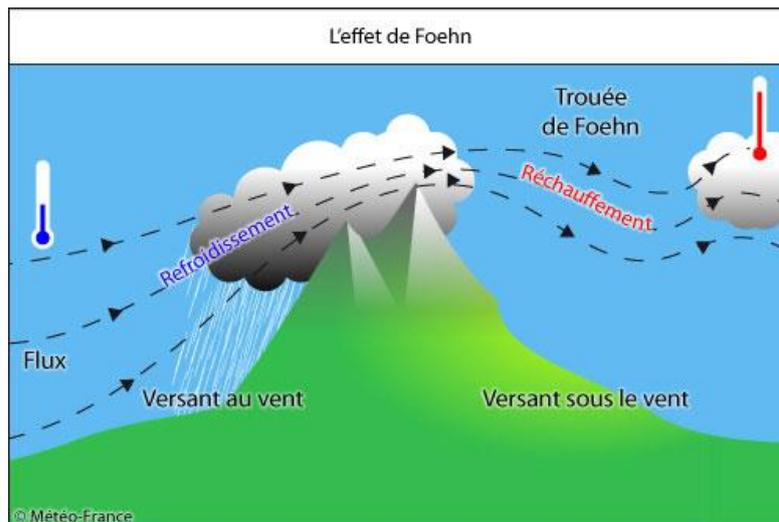


Figure 1.6 : Illustration de l'effet de Foehn. (© Météo-France)

- Le blocage: il se produit généralement en hiver grâce à l'apport d'air froid du pôle nord. L'air froid étant dense, il n'arrive pas à remonter les pentes et est bloqué aux pieds des montagnes. L'air doux se soulève alors au-dessus du dôme d'air polaire qui s'est formé (Xu, [1996](#)). Ce soulèvement peut donner lieu à des précipitations. La taille du dôme dépend du nombre de Froude (rapport entre énergie cinétique et énergie potentielle gravitationnelle). Le dôme se rétrécit pour un grand nombre de Froude (Smith, [1979](#)). Le blocage se produit essentiellement quand la hauteur du relief est significativement supérieure à la hauteur de la couche limite (Schär and Smith, [1993](#) ; Bastin et al., [2006](#)). Ces effets de blocage peuvent créer des accumulations d'humidité (ou de polluants), qui peuvent favoriser la formation de nuages une fois que les conditions deviennent favorables à l'ascension des reliefs.
- La brise de montagne/vallée: tout comme la brise terre-mer, cette brise d'origine thermique dépend du cycle diurne. Pendant le jour, il y a des zones qui sont bien exposées au soleil et d'autres moins. Typiquement le matin, les rayons solaires chauffent bien le sommet de montagne et la pente exposée (orientée vers l'est) et l'air au-dessus de ces surfaces s'échauffe à son tour. Mais ayant un angle faible, les rayons solaires atteignent peu la vallée. La différence de température entre les deux masses d'air crée une brise qui s'élève et suit le relief: c'est le vent anabatique. Quand les masses d'air montent, la pression baisse dans la vallée et il y convergence de l'air des vallées voisines: c'est la brise de vallée. La nuit, les masses d'air refroidissent et redescendent les pentes: c'est le vent catabatique (Gladich et al. [2011](#)).
- La présence de vallées et de passages étroits entre montagnes induit souvent un effet de canalisation des vents: lorsque l'air se retrouve dans un passage allongé, plus étroit que l'endroit d'où il vient, ses lignes de courant se resserrent et sa vitesse augmente afin de conserver le débit (Fig. 1.7 gauche). C'est l'effet Venturi. Ce phénomène se produit aussi au sommet des montagnes (Fig. 1.7 droite).

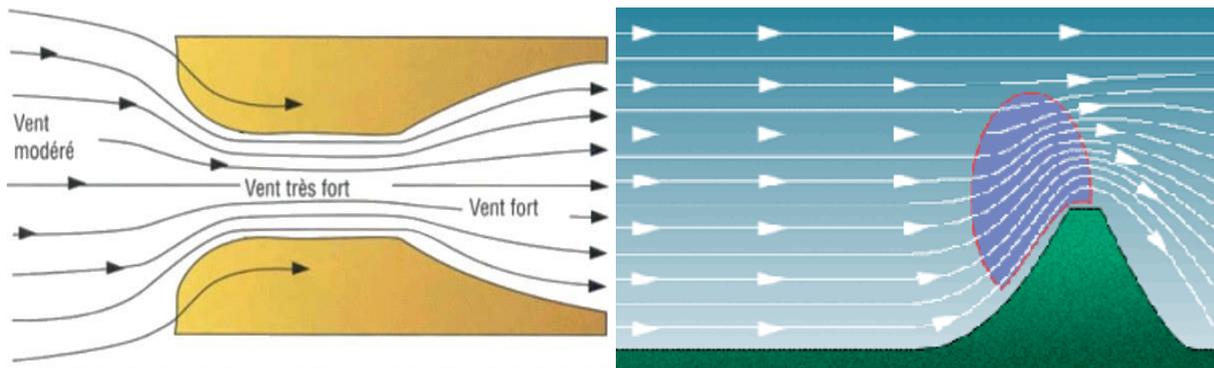


Figure 1.7 : Illustration de l'effet de venturi du vent, à gauche dans une vallée, à droite au sommet d'une montagne.

c. La convection

Aux moyennes latitudes, les cellules convectives peuvent se former sur une échelle spatio-temporelle de l'ordre de quelques kilomètres pour des durées autour de 3 heures (Rysman et al. 2016). Il s'agit de mouvements verticaux de l'air : en général, l'air chaud s'élève, créant ainsi une dépression au niveau de la surface. Il y a alors convergence de l'air des régions voisines. Ce phénomène est assez fréquent, principalement en été, sur l'Europe à cause du réchauffement du sol par le soleil. Les cellules convectives sont souvent associées à de fortes pluies avec parfois de la grêle, des vents forts et des nuages à forte extension verticale (Cumulonimbus; Fig. 1.8). Il existe différents types de convection selon le cisaillement vertical du vent horizontal : quand le cisaillement du vent est faible, il y a formation d'une cellule convective isolée qui se dissipe typiquement en 30 min (Henry, 1993 ; Johnson et al. 1998); lorsqu'il est modéré, il y a formation d'orages multicellulaires qui peuvent persister quelques heures (Rotunno et al. 1988); et lorsqu'il est très important la cellule convective se développe difficilement mais donne lieu à une « supercellule » (orage très intense) (Klemp, 1987). Mais le cisaillement du vent n'explique pas à lui seul la dynamique des cellules convectives (Rotunno et al. 1988, Thorpe et al. 1982, Weisman et Rotunno 2000): celle-ci dépend aussi de l'humidité et de l'énergie potentielle de convection disponible (CAPE, Convective Available Potential Energy). La convection peut être caractérisée par le nombre de Richardson global (Bulk Richardson Number) qui combine cisaillement et CAPE (Weisman et Klemp 1982 et 1986). Les cellules convectives peuvent être seules ou faire partie d'un système de plus grande échelle appelé système convectif de méso-échelle, comme les lignes de grains et les systèmes en V.

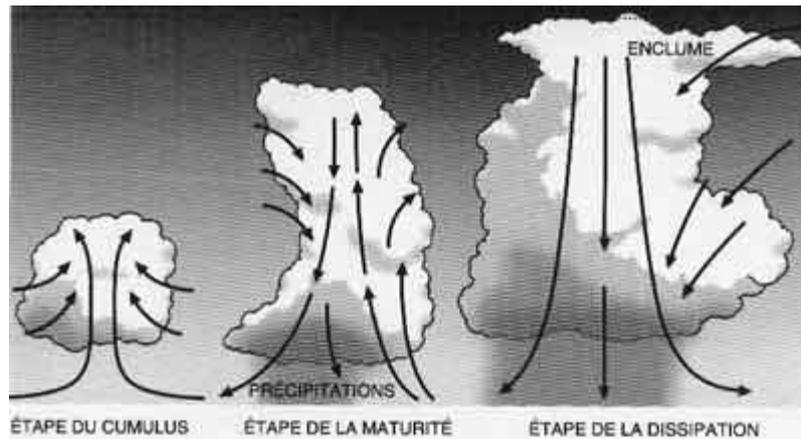


Figure 1.8 : Illustration d'un orage unicellulaire et la formation/dissipation d'un cumulonimbus

Le climat Euro-Méditerranéen, par toutes ses caractéristiques et du fait des interactions qui peuvent se produire entre ces différents facteurs, présente une forte variabilité interannuelle ce qui, dans un contexte de changement climatique, rend l'attribution de certaines tendances ou événements particuliers au réchauffement climatique difficile.

1.1.2. Variabilité et tendances climatiques

La variabilité du climat peut être séparée en deux composantes:

- la variabilité naturelle (ou interne), présentée dans la Sect. 1.1.1. sur notre région d'intérêt. Elle est principalement liée à une variabilité saisonnière et interannuelle importante de l'occurrence des régimes de temps ainsi que d'autres phénomènes tels que El-Niño/ la Niña ou l'oscillation Atlantique multi-décennale (Hurrell et Van Loon [1997](#)).
- la variabilité due à un forçage externe, ici les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols ainsi que les rétroactions associées à ce forçage.

Le climat européen est caractérisé par la présence d'une forte variabilité interne du climat à cause de sa situation géographique et des différentes influences de grande échelle, mais aussi par son caractère topographique. En particulier, si en moyenne les régimes de temps Nord Atlantiques ont des occurrences à peu près équivalentes sur de longues périodes, leurs occurrences saisonnières varient beaucoup d'une année à l'autre. La persistance de certaines situations favorise la présence d'évènements « inhabituels » voire extrêmes qui se produisent à différentes échelles spatio-temporelles tels que les orages, les tempêtes, les tornades, les canicules, les sécheresses et les crues. Dans ma thèse, je m'intéresse plus particulièrement aux événements de longue durée, comme les canicules par exemple, qui durent des jours (voire des semaines) et s'étendent sur des centaines à des milliers de kilomètres. En fait, la température de surface dépend des conditions atmosphériques de grande échelle, mais aussi de l'effet radiatif des nuages et des aérosols, de l'humidité du sol et de l'albédo de surface (Bastin et al. [2016](#)). Ainsi, une canicule d'été est souvent associée à une

situation de persistance de grande échelle comme un blocage atmosphérique qui s'installe sur des semaines donnant ainsi lieu à du beau temps pendant une période longue (Cassou et al. [2005](#)). Mais d'autres phénomènes, comme la sécheresse des sols à cause d'un déficit de précipitations pendant le printemps, vont amplifier l'anomalie de température installée à cause du blocage (e.g., Rowntree and Bolton, [1983](#)), Fischer et al. [2007](#), Seneviratne et al. [2006](#), Vautard et al. [2007](#)). En hiver, le froid extrême est souvent dû à l'arrivée des flux froids polaires vers le continent (e.g., van Loon and Rogers [1978](#), Cattiaux et al. [2010](#)).

Le début du 21^{ème} siècle a été caractérisé en Europe par une forte occurrence d'évènements climatiques extrêmes (Thèse J. Cattiaux [2010](#)). Parmi ces évènements, on peut citer : (i) la canicule de 2002 (+1,6°C¹), (ii) la forte canicule de 2003 (+2.5°C) qui a entraîné des milliers de morts en Europe et a fait l'objet de plusieurs études (Beniston [2004](#); Black et al. [2004](#); Cassou et al. [2005](#); Chase et al., [2006](#); Ciais et al., [2005](#); Ferranti and Viterbo, [2006](#); Fischer et al., [2007](#); Schär and Jendritzky, [2004](#); Stott et al., [2004](#); Trigo et al., [2005](#); Vautard et al., [2007](#)), (iii) l'été chaud de 2006 (+1,6°C ; Chiriaco et al., [2014](#)) suivi par (iv) un automne très chaud (+2.2°C), probablement le plus chaud depuis 1500 ans (Luterbacher et al., [2004](#)) qui est à son tour suivi par un hiver (Cf. chapitre 4) et un printemps très doux et (v) l'hiver froid de 2009/2010 (-1.3°C) qui a aussi été beaucoup étudié (Wang et al. [2010](#), Seager et al. [2010](#), Cattiaux et al. [2010](#)). Ces évènements saisonniers inhabituels associés à des anomalies de température ne sont pas entièrement expliqués par la réorganisation des champs de pression sur le nord de l'Atlantique (Yiou et al. [2007](#)).

D'autres types d'évènements comme des précipitations extrêmes sont enregistrés en Europe. En 2000, l'automne très humide enregistré sur l'Angleterre et le Pays de Galle a entraîné des pertes économiques très élevées (Pall et al. [2011](#)). En 2002, la station Zinnwald-Georgenfeld en Allemagne a mesuré 312 mm de pluies: un record de taux de précipitations enregistré en un jour en Allemagne, et le fleuve Elbe à Dresden atteint le niveau de crue le plus élevé depuis 1275 (date de début des mesures). La période Mai - Juillet 2007 était la période la plus humide sur l'Angleterre et le pays de Galle depuis le début des mesures de pluie (1766) avec 406 mm de pluie (l'Organisation Mondiale de la Météorologie, OMM, 2009). En 2009, le Royaume Uni a enregistré un nouveau record avec 316 mm de précipitations en 24 heures à Borrowdale.

L'attribution de l'occurrence des évènements inhabituels et extrêmes sur l'Europe au changement climatique est sujette à débat. Les tendances observées et simulées des moyennes de température et de précipitations ainsi que leurs extrêmes sont discutées dans les deux sections suivantes.

¹ Toutes les anomalies de température mentionnées entre parenthèses dans ce paragraphe sont des observations sol du European Climate Assessment and Dataset (ECA&D) moyennées sur la saison et sur l'Europe entre les longitudes 10 °W et 30 °E et les latitudes 35 et 70 °N. Elles sont calculées par rapport à une période de référence de 1961 à 1990 (Thèse J.Cattiaux [2010](#), Fig. 1.9). Localement, les anomalies peuvent atteindre des valeurs beaucoup plus importantes, jusqu'à plus de 10°C pendant la canicule de 2010 sur l'Europe de l'est.

1.1.1.1. Tendances actuelles

Les études sur l'évolution du climat européen s'accordent sur la présence d'une tendance positive en température sur l'Europe. Dans sa thèse (2010), J. Cattiaux montre une tendance positive sur les différentes saisons avec les données ECA&D (Fig. 1.9), avec les observations sol E-OBS (interpolation des stations de l'ECA&D ; Haylock et al. 2008) ainsi que les réanalyses ERA-I (Dee et al. 2011) du European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) et celles du National Centers for Environmental Prediction (NCEP ; Kalnay et al. 1996) depuis les années 1980. A partir de reconstructions multi-proxy de température de surface mensuelles et saisonnières sur l'Europe depuis l'année 1500, Luterbacher (2004) montre que la période fin du 20^{ème} siècle-début du 21^{ème} est très probablement la période la plus chaude sur l'Europe depuis 500 ans (95% de confiance). Sala et al. (2000) montre une augmentation de la température moyenne en Espagne de 0.5° à 1.2°C entre 1870 et 1996. En France, Moisselin et al. (2002) montre, en utilisant des observations de Météo-France, une tendance similaire avec une augmentation plus marquée des températures minimales par rapport aux maximales.

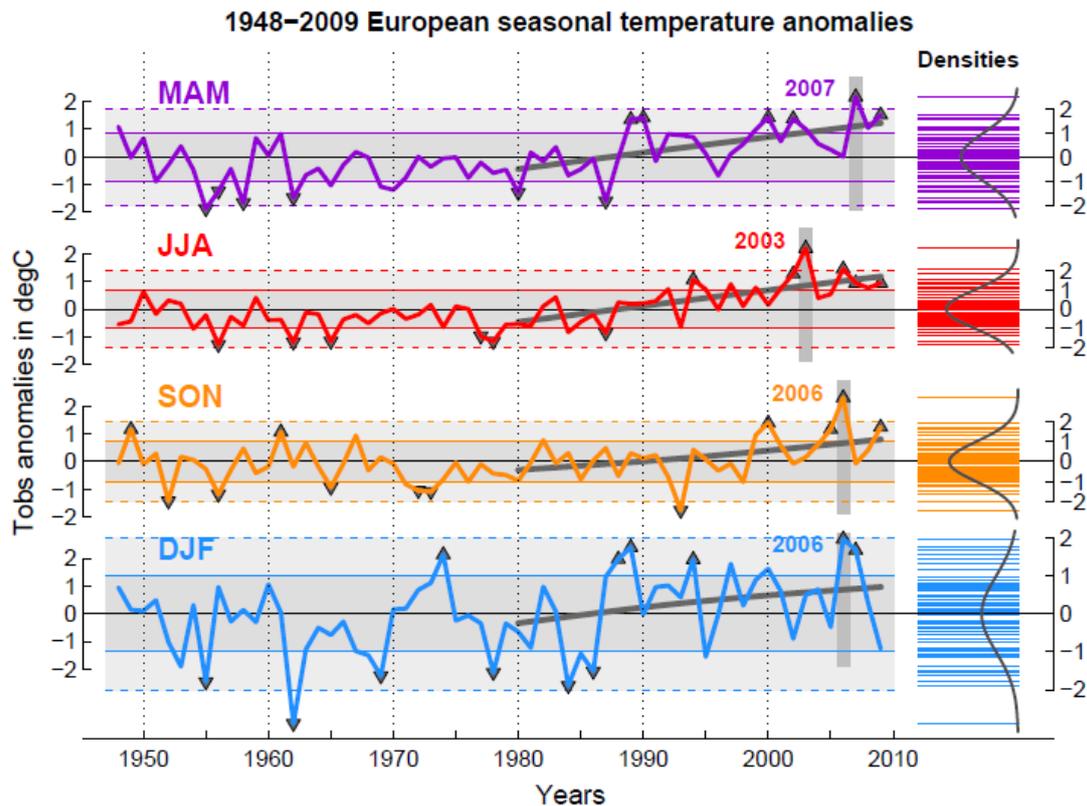


Figure 1.9 : Anomalies saisonnières de température de 1948 à 2009 en Europe, par rapport à la climatologie 1961–1990. (Gauche) Évolutions temporelles pour chacune saison, printemps (MAM), été (JJA), automne (SON) et hiver (DJF). Les ombrages gris indiquent les niveaux $\pm 1\sigma$ et $\pm 2\sigma$. Les six années ($\approx 10\%$) les plus chaudes (froides) sont marquées de flèches vers le haut (bas), et les records chauds sont explicitement indiqués. Les tendances linéaires calculées sur 1980–2009 sont ajoutées. (Droite) Distributions gaussiennes correspondantes (courbes), paramétrées par les moyennes et écart-types des anomalies 1948–2009 (segments horizontaux). Axe de gauche : température en °C. Axe de droite : anomalie normalisée. Données : ECA&D. (© Thèse J. Cattiaux, 2010, Fig. 1.2)

En été, la température de surface sur la région Méditerranée montre sur la période 1950-1999 une tendance de 0.08°C par décennie (Xoplaki et al. [2003](#)) qui atteint 0.1°C par décennie sur 1976-2000 (Solomon et al. [2007](#)). C'est l'une des tendances les plus importantes sur le globe (Drobinski et al. [2016](#)). La température moyenne de 2002-2011 est $1.3^{\circ}\text{C}\pm 0.11^{\circ}\text{C}$ supérieure à celle de 1850-1899 avec les observations du centre Hadley (Hadley Centre/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set 3, HadCRUT3; Brohan et al., [2006](#)), les observations de l'institut Goddard pour les études spatiales (Hansen et al. [2010](#)) et les observations de l'Administration Océanique et Atmosphérique Nationale (NOAA) (Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis, MLOST ; Smith et al. [2008](#)).

D'un autre côté, les précipitations montrent des tendances différentes selon les régions. Giorgi ([2004](#)) utilise des observations de Climate Research Unit (CRU) sur 1961-1990 et montre une tendance négative des précipitations d'hiver sur la Méditerranée et une tendance positive sur les précipitations de l'Europe centrale et de l'ouest. Cette tendance est attribuée à une augmentation de la fréquence du régime NAO⁺ sur 1961-1990 qui engendre une migration vers le nord des flux Atlantiques d'hiver sur l'Europe, ce qui réduit les précipitations sur la Méditerranée (Hurrell et VanLoon [1997](#)). Une autre étude (Haylock et al. [2008](#)) montre que les précipitations annuelles sur le nord de l'Europe ont augmenté jusqu'à $+70$ mm par décennie et diminué sur le sud de l'Europe. Hoerling et al. ([2012](#)) confirme les tendances de Haylock et al. ([2008](#)): il montre un déficit de précipitations autour de la Méditerranée contre une augmentation sur le nord et l'est de l'Europe en utilisant des observations du Global Precipitation Climatology Center (Rudolf et Schneider [2005](#)) sur 1901-2010, des données de l'université de Delaware (UDEL ; Legates and Willmott [1990](#)) sur 1901-2006 des données CRU sur 1901-2006 et des données du réseau de climatologie historique global (GHCN, Global Historical Climate Network ; Vose et al. [1992](#)). Xoplaki et al. ([2004](#)) confirme la diminution des précipitations sur la Méditerranée en utilisant des observations de 292 stations de précipitations autour de la Méditerranée entre 1949-1999. Trigo et al. ([2000](#)) associe cette tendance sur les précipitations à un affaiblissement de la cyclogenèse méditerranéenne. La couverture de neige d'hiver montre quant à elle une tendance négative non significative sur 1967-2007 qui est due à sa forte variabilité interannuelle (Henderson et Leathers, [2010](#)). Néanmoins, malgré l'existence de cette forte variabilité interannuelle, Cassou et Cattiaux ([2016](#)) montrent eux aussi l'existence d'une décroissance de la neige sur l'est de l'Europe au mois de Mars à partir de plusieurs jeux d'observations et un ensemble de simulations.

En ce qui concerne les anomalies chaudes de température, Frich et al. ([2002](#)) et Klein Tank et al. ([2002](#)) montrent une tendance positive significative de la durée de vagues de chaleur en Europe à partir de données ECA&D. La durée des vagues de chaleur d'été sur l'est de l'Europe a doublé et l'occurrence des jours chauds a triplé sur la période 1880 à 2005 (Della-Marta et al. [2007](#)). Kuglitsch et al. ([2010](#)), en analysant des observations de 246 stations sur l'est de la Méditerranée montre que l'intensité, la longueur et le nombre de vagues de chaleur a augmenté par un facteur de 6 (jusqu'à 8) depuis les années 1960 jusqu'à 2006. Ulbrich et al. ([2012](#)) pointe le lien entre la

variabilité synoptique et la tendance positive du nombre de vagues de chaleur en Europe.

Sur les évènements extrêmes de pluie, Alpert et al. (2002) montre une tendance positive significative des pluies journalières intenses sur l'ouest de la Méditerranée, mais étant donné la forte variabilité interannuelle sur l'est, aucune tendance significative n'est observée. Jacobeit et al. (2009) montrent quant à eux une augmentation des précipitations extrêmes d'hiver sur l'Europe de 12% sur les 150 dernières années qui est due à des changements dans les structures de circulation. Coumou et Rahmstorf (2012) reprennent plusieurs études de cas d'évènements extrêmes sur les deux dernières décennies et concluent qu'il y a augmentation de la fréquence de certains types d'évènements extrêmes, principalement des vagues de chaleur et des précipitations extrêmes, et attribuent cela au changement climatique.

Alexander et al. (2006) montre que l'humidité sur l'Europe a une tendance positive. Les vitesses de vent en Europe ne montrent pas de tendance particulière (Bett et al. 2013 avec des réanalyses du 20th Century) et même si Vautard et al. (2010) montrent une atténuation du vent sur les dernières décennies, il montre également que cette tendance est peu fiable à cause de la variabilité climatique et de problèmes sur les données. Cassou (2008) montre qu'il n'existe pas de tendance significative sur l'occurrence saisonnière de régimes de temps entre 1958 et 2010.

Pour résumer, les études s'accordent sur la présence d'une tendance positive de la température, du nombre et de l'intensité des vagues de chaleur, et des précipitations sur le nord de l'Europe, et une tendance négative des précipitations sur le sud et la Méditerranée. Pour comprendre et prévoir l'évolution future du climat régional, en particulier dans le contexte du changement climatique, il est nécessaire d'utiliser des modèles numériques, qui présentent souvent beaucoup d'incertitudes.

1.1.1.2. Tendances futures

La Méditerranée est définie par Giorgi (2006) comme un *hot spot* du changement climatique : à partir de 20 GCM (General Circulation Model), il étudie la réponse de 26 régions du globe face au réchauffement climatique (régions d'études présentées par des cadres noirs dans la Fig. 1.10). Il montre l'existence de régions plus sensibles que d'autres à la réponse au changement climatique, en se basant principalement sur les tendances des précipitations en été. Notre région fait partie des plus sensibles.

hiver sur l'est de l'Europe et en été sur l'ouest et le sud du continent. Cela est confirmé par Vautard et al. (2014) qui a utilisé 15 simulations régionales du projet ENSEMBLES sous le scénario A1B.

Concernant les précipitations, Vautard et al. (2014) montrent une augmentation significative des précipitations sur le nord et le centre de l'Europe en hiver, une augmentation au nord en été seulement et une diminution sur le sud et le centre de l'Europe en été. Giorgi (2004b) confirme une diminution des précipitations sur la Méditerranée (en accord avec Giorgi 2006) et une augmentation sur le nord de l'Europe. La tendance négative des précipitations sur la Méditerranée est retrouvée dans différentes études : Philandras et al. 2011 et Sanchez et al. 2004 ont comparé la période 2071-2100 à celle de 1961-1990 en utilisant des simulations régionales, et Ricard et al. (2009) avec une simulation de 1960 à 2099 d'un modèle régional couplé océan-atmosphère.

Les évolutions de l'occurrence, l'intensité et la durée des événements extrêmes sur l'Europe sur le long terme sont aussi très étudiées, principalement pour les impacts qu'elles peuvent engendrer. A partir de 7 simulations régionales différentes du projet PRUDENCE et deux scénarii d'émission (A2 et B2) du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), Beniston et al. (2007) montrent une augmentation (plus du double) du nombre de jours chauds (à plus de 30°), une augmentation des événements intenses de précipitations sur le nord de l'Europe et l'Europe centrale et une diminution sur le sud de l'Europe, et une augmentation de l'occurrence des vents violents en Europe sur les latitudes au nord de 45°N. Vautard et al. (2014) montrent aussi une augmentation des précipitations intenses partout dans toutes les saisons, sauf au sud de l'Europe. Ce n'est pas tout à fait en accord avec Drobinski et al. (2016) qui montrent, à partir d'un ensemble de simulations MedCORDEX (Ruti et al., 2015) qu'une augmentation de l'intensité des précipitations extrêmes est prévue autour du bassin méditerranéen, même dans les régions les plus arides, grâce à l'alimentation en eau de la Méditerranée. Il n'existe donc pas de réel consensus sur l'évolution de la fréquence et l'intensité des événements extrêmes sur la région Méditerranée même si une augmentation de la variabilité de précipitations, de la durée des saisons chaudes (Giorgi, 2006) et de la probabilité d'occurrence des inondations (Gao et al. 2006) sont attendues.

Cassou et Cattiaux (2016) montrent que dans le scénario RCP8.5 (Representative Concentration Pathway) du GIEC (forçage radiatif $> 8,5 \text{ W.m}^{-2}$ et émissions $> 1370 \text{ ppm eq-CO}_2$ en 2100), les liens entre température et circulation atmosphérique auront tendance à diminuer (2070-2100 comparé à 1950-2010). Ils montrent également que les mois chauds commencent 10 jours plus tôt en 2000 et 20 jours plus tôt en 2100, comparé à 1960, et que ce décalage n'est pas totalement expliqué par la variabilité interne du climat.

Cependant, la réponse au changement climatique de cette région, en termes de température et de précipitations, est particulièrement incertaine pour les prochaines décennies, notamment en lien avec la forte variabilité interne du climat européen et les difficultés des modèles numériques à représenter les processus physiques de petite échelle comme les nuages et les orages (Hawkins and Sutton, 2009). Les GCMs, à des résolutions horizontales de l'ordre de 100 km, ne permettent pas de bien tenir compte des processus locaux et méso-échelles. Plusieurs projets scientifiques pour l'étude

du climat régional ont donc vu le jour et adoptent la méthodologie de descente en échelle sur l'Europe et la Méditerranée (e.g. PRUDENCE, Christensen et al. [2007](#); ENSEMBLES, Van der Linden and Mitchell [2009](#) ; MERCURE, Machenauer et al. [1996](#) ; CORDEX, Evans, [2011](#)). Lorenz et Jacob ([2010](#)) montrent que les tendances annuelle et saisonnière de la température de surface calculées à partir de 13 simulations régionales en Europe sur 1960-2000 sont sous-estimées par rapport aux réanalyses ERA40 et par rapport à des observations (CRU et E-OBS, Earth Observations). Les auteurs évoquent comme causes possibles de cette sous-estimation, des rétroactions manquantes dans les simulations liées à l'humidité du sol et à la couverture nuageuse. Boé et Terray ([2014](#)) montrent que la divergence des modèles dans la simulation du climat futur sur l'Europe est fortement liée à leur dispersion dans la représentation des interactions surface-atmosphère et température-nuages dans le climat actuel.

Au cours de cette thèse, je m'intéresse exclusivement à la variabilité de la couverture nuageuse, sa représentation dans les simulations et son rôle dans le climat.

1.2. Nuages sur l'Euro - Méditerranée

1.2.1. Généralités

1.2.1.1. Définition

Selon l'atlas international des nuages de l'OMM ([1975](#)), « un nuage est un hydrométéore consistant en une suspension dans l'atmosphère de minuscules particules d'eau liquide ou de glace, ou des deux à la fois, et ne touchant généralement pas le sol ». Il peut aussi contenir des particules liquides non aqueuses ou des particules solides provenant, par exemple, de vapeurs industrielles, de fumées ou de poussières.

1.2.1.2. Classification

Aux latitudes qui nous intéressent, les nuages se situent généralement entre la surface et la tropopause. Ils sont classés en 4 grandes catégories selon leur altitude : les nuages hauts (6,5 km et plus), les nuages moyens (3,2 km – 6,5 km), les nuages bas (surface – 3,2 km) et les nuages verticalement étendus.

Ils peuvent avoir des aspects différents, selon la taille, la forme, le type et la concentration des particules qui les constituent. L'aspect du nuage dépend aussi de la lumière qu'il reçoit et de sa position (altitude).

Tableau 1.A : Espèces (2^{ème} colonne), variétés (3^{ème} colonne), particularités (4^{ème} colonne) et nuages d'origine (2^{ème} et 6^{ème} colonne) pour chaque genre de nuage (1^{ère} colonne). (ATLAS INTERNATIONAL DES NUAGES, Volume 1, OMM, 1975).

II.1.4 TABLEAU DE LA CLASSIFICATION DES NUAGES

GENRES	ESPÈCES	VARIÉTÉS	PARTICULARITÉS SUPPLÉMENTAIRES ET NUAGES ANNEXES	NUAGES-ORIGINE	
				GENITUS	MUTATUS
Cirrus	fibratus uncinus spissatus castellanus floccus	intortus radiatus vertebratus duplicatus	mamma	Cirrocumulus Alto cumulus Cumulonimbus	Cirrostratus
Cirrocumulus	stratiformis lenticularis castellanus floccus	undulatus lacunosus	virga mamma	—	Cirrus Cirrostratus Alto cumulus
Cirrostratus	fibratus nebulosus	duplicatus undulatus	—	Cirrocumulus Cumulonimbus	Cirrus Cirrocumulus Altostratus
Alto cumulus	stratiformis lenticularis castellanus floccus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	virga mamma	Cumulus Cumulonimbus	Cirrocumulus Altostratus Nimbostratus Stratocumulus
Altostratus	—	translucidus opacus duplicatus undulatus radiatus	virga praecipitatio pannus mamma	Alto cumulus Cumulonimbus	Cirrostratus Nimbostratus
Nimbostratus	—	—	praecipitatio virga pannus	Cumulus Cumulonimbus	Alto cumulus Altostratus Stratocumulus
Stratocumulus	stratiformis lenticularis castellanus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	mamma virga praecipitatio	Altostratus Nimbostratus Cumulus Cumulonimbus	Alto cumulus Nimbostratus Stratus
Stratus	nebulosus fractus	opacus translucidus undulatus	praecipitatio	Nimbostratus Cumulus Cumulonimbus	Stratocumulus
Cumulus	humilis mediocris congestus fractus	radiatus	pileus velum virga praecipitatio arcus pannus tuba	Alto cumulus Stratocumulus	Stratocumulus Stratus
Cumulonimbus	calvus capillatus	—	praecipitatio virga pannus incus mamma pileus velum arcus tuba	Alto cumulus Altostratus Nimbostratus Stratocumulus Cumulus	Cumulus

Les nuages peuvent être classés : (i) par genre: c'est une classification basée sur des formes nuageuses caractéristiques et qui ne couvre pas tous les types possibles de nuages. Il existe 10 genres de nuages (1^{ère} colonne du Tab. 1.A); (ii) par espèce : cette classification est relative à la particularité de la forme du nuage. Il existe 14 espèces de nuages (2^{ème} colonne du Tab. 1.A). Les espèces s'excluent mutuellement, un genre de nuage ne peut recevoir deux espèces à la fois; (iii) par variété: en lien avec l'agencement des éléments macroscopiques du nuage ou au degré de sa transparence. Il existe principalement 9 variétés (3^{ème} colonne du Tab. 1.A).

Les nuages peuvent aussi présenter des particularités supplémentaires (4^{ème} colonne du Tab. 1.A), par exemple : *Incus* est l'enclume de la partie supérieure du cumulonimbus. Ils peuvent aussi être accompagnés par des nuages annexes tels que les *Pileus* (Nuages en forme de bonnet qui se situent parfois au sommet des nuages cumuliformes), *Velum* (voile nuageux horizontalement étendu qui se situe au-dessus des nuages cumuliformes) et *Pannus* (fragments de nuages, parfois en couche, qui apparaissent au-dessous d'autres nuages comme les *Alto cumulus*). Ils peuvent aussi se développer à partir d'autres nuages existants, soit par une modification majeure du nuage (*Mutatus*, 5^{ème} colonne, Tab.1.A) soit par des extensions autour du nuage (*Genitus*, 4^{ème} colonne, Tab. 1.A). Les différentes propriétés nuageuses sont dues à des processus de formation différents.

1.2.1.3. Processus de formation

Les nuages sont formés de gouttelettes d'eau, suite à la condensation de la vapeur d'eau d'une masse d'air. En atmosphère saturée, la vapeur d'eau se condense autour de particules solubles appelées noyaux de condensation. Ces noyaux peuvent être de différentes origines (minérale, industrielle) et jouent le rôle de catalyseurs. La formation d'un nuage peut se faire selon différents processus, dont les principaux sont :

- le refroidissement isobare : ce refroidissement se produit par exemple lors du contact d'une masse d'air chaude avec un sol froid. L'air est alors refroidi par contact. Cela peut se produire la nuit, à cause du manque de rayonnement solaire, mais aussi sur les côtes. Cela peut se traduire par la formation de brouillard, de stratocumulus (Fig. 1.12 b) ou de stratus.
- le refroidissement par détente adiabatique : il se produit par exemple par soulèvement orographique (c'est notamment le mode de formation des nuages lenticulaires, Fig. 1.12c), ou par soulèvement frontal quand une masse d'air chaud rencontre une masse d'air froid et se soulève donc jusqu'à condensation, ce qui peut créer des cirrus et des nimbostratus.
- l'apport de vapeur d'eau dans un air proche de la saturation : l'eau peut provenir par exemple des surfaces aquatiques (mer, lac) ou des sols saturés en eau, ou de l'advection d'air humide. Les nuages qui peuvent se former par ce processus sont généralement les brouillards ou les cumulus (Fig. 1.12 a).
- la convection : le soulèvement de l'air suite au réchauffement du sol par exemple favorise la convection d'une parcelle d'air (Cf. Sect. 1.1.1.2c). Quand il y a assez d'humidité dans la masse d'air, celle-ci va condenser lorsqu'elle arrivera à l'altitude de sa pression de vapeur saturante : elle formera alors, suivant le profil vertical de la température : (i) des

cirrocumulus, des altocumulus ou des stratocumulus pour une couche d'air instable peu développée verticalement; (ii) des cumulus ou des cumulonimbus pour une instabilité convective bien développée verticalement. Les cumulus peuvent aussi se développer en cumulonimbus quand leur extension verticale devient importante et la taille des particules nuageuses d'eau et de glace devient, par coalescence, plus importante.



Figure 1.12 : Photos de nuages : (a) cumulus fractus ; (b) stratocumulus (© S. A. Eugster), (c) altocumulus lenticularis (<http://www.public-domain-image.com/>)

Ces processus de formation ont des conséquences sur l'aspect du nuage et ses propriétés microphysiques et macro-physiques.

1.2.1.4. Effet radiatif des nuages

Les nuages présentent deux effets radiatifs importants et antagonistes qui vont moduler le bilan énergétique de la Terre:

- L'effet albédo ou parasol (Fig. 1.13a) : c'est la partie du rayonnement solaire direct réfléchi par les nuages. Les nuages jouent alors le rôle d'un masque pour la surface de la Terre. Cela refroidit le sol. Les nuages ayant un effet albédo important sont principalement les nuages bas et/ou optiquement épais, qui ont de forts contenus en eau liquide.
- L'effet de serre (Fig. 1.13b) : le rayonnement solaire visible qui atteint le sol et qui n'est pas réfléchi est absorbé à la surface de la Terre et réémis dans les ondes longues vers l'atmosphère. Une partie de cette émission infrarouge est alors absorbée par les constituants de l'atmosphère, en particulier les nuages, et à son tour réémise et réabsorbée par la surface. Cela fait augmenter la température des basses couches. Les nuages hauts, semi-transparents et froids, ont un effet de serre important.

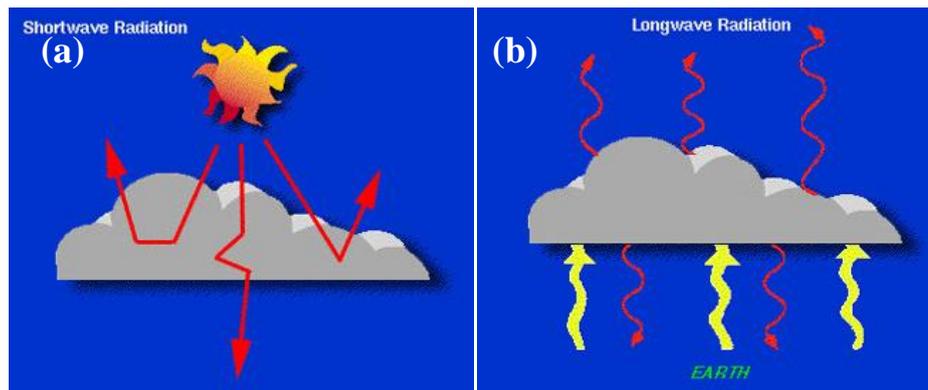


Figure 1.13 : Schéma explicatif de l'effet radiatif des nuages (a) : dans les ondes courtes ; (b) dans les ondes longues. (<http://earthobservatory.nasa.gov>)

La quantification de ces deux effets dépend des propriétés macro-physiques (forme, altitude, phase, extension horizontale et verticale) et microphysiques (propriétés des particules qui les composent) du nuage. Dans les ondes courtes par exemple, un cirrus dont la taille des cristaux est divisée par deux (rayon effectif) pour un même contenu en glace, a son effet d'albédo qui augmente de 19% (Stephens et al. [1990](#)). Dans les ondes longues, la température de brillance (la température qu'émettrait un corps noir à une luminance donnée) pour un rayon effectif multiplié par 8, augmente de 3% (Dubuisson et al. [1996](#)).

Pour bien comprendre le rôle des nuages, par leur effet radiatif et leur apport en précipitations dans le climat régional, il est nécessaire de bien les caractériser sur la région.

1.2.2. Quels moyens pour caractériser les nuages en Europe ?

La région Euro - Méditerranée, dont le climat est pourtant très étudié (Sect. 1.1), n'est pas bien documentée en termes de couverture nuageuse. Pour connaître le comportement moyen des nuages sur l'Europe et comprendre leur rôle, il est nécessaire de disposer des bons outils d'observation et de simulation.

Les observations de nuages sont, sur notre région, très peu exploitées dans un but de documentation des nuages. Les nuages ont été caractérisés avec les observations du International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) par Cheruy et Aires ([2009](#)) sur l'année 2000. En se basant sur la hauteur du sommet du nuage et son épaisseur optique, 6 classes ont été identifiées : les stratocumulus, les cumulus, les fronts, les stratus, les cirrus et les nuages multicouches. Cette classification a été utilisée pour évaluer la représentation des nuages dans une simulation réalisée avec le modèle de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) LMDZ. La méthode de classification a aussi été utilisée par Chaboureau et Claud ([2006](#)) pour caractériser les variabilités spatiale, saisonnière et en fonction des régimes de temps des nuages en utilisant des observations du satellite TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS) entre 1987 et 1995. Des travaux utilisent la télédétection active pour la caractérisation des nuages sur des cas d'études à partir d'observations au sol (e. g. Chiriaco et al. [2006](#) ; Deleva et Grigorov [2013](#) ; Schmidt et al. [2013](#) ; Boutle et al. [2014](#)).

L'une des approches les plus utilisées sur les dernières décennies est celle de la modélisation climatique régionale pour la simulation du climat sur un domaine à aire limitée (Radu [2008](#) ; Barring et Laprise, [2005](#) ; Giorgi et Bates [1989](#) ; Dickinson et al. [1989](#) ; Wang et al. [2004a](#)). Il a été prouvé que l'amélioration des simulations à l'échelle régionale, en particulier pour les régions aux topographies complexes avec des zones côtières, était possible avec les modèles de climat régional (Giorgi [1990](#) ; Jones et al. [1995](#)). Ces modèles sont très utiles à la compréhension des processus climatiques faisant intervenir les nuages et leur effet radiatif et les interactions surface-atmosphère (Pan et al. [1995](#) ; Pal et Eltahir, [2003](#) ; Bastin et al. [2016](#) ; Boé et Terray [2014](#) ; Wang et al. [2004b](#)).

Le World Climate Research Program (WCRP) a lancé l'initiative CORDEX (Coordinated Regional climate Downscaling Experiment, Evans, [2011](#)) dans le but de développer des projections climatiques régionales en utilisant la descente en échelle dynamique et statistique en aire limitée sur différentes régions du globe, pour compléter ou plutôt affiner les projections climatiques de CMIP5 (Fifth Coupled Model Intercomparison Project). MedCordex (Ruti et al. [2015](#)) correspond à l'initiative CORDEX autour de la Méditerranée, qui comme décrit précédemment, est une région où les processus couplés et les interactions d'échelle jouent un rôle très important du fait de la complexité du terrain. Le but de MedCordex est : (i) de tenir compte des différentes composantes du système climatique en développant des modèles couplés (atmosphère, océan, surface continentale, hydrologie, bio-géochimie), (ii) de comprendre l'évolution du climat (passé et tendances) pour développer des projections fiables et précises à haute résolution (iii) et d'exploiter les observations sol et satellites pour l'évaluation des processus climatiques (Ruti et al. [2015](#)).

Il existe en effet un grand besoin d'évaluation et d'amélioration des simulations sur la région Euro - Méditerranée : le climat dans cette zone a une forte variabilité interne, due aux différents flux synoptiques qui l'influencent (Sect. 1.1.1) et aux processus locaux qui s'y développent (Mariotti et al. [2015](#)). Cette variabilité interne est la principale source d'incertitudes (par rapport aux incertitudes dues aux modèles et aux scénarii) dans la prédiction du climat à l'échelle de 20 ans (Hawkins et Sutton, [2009](#)).

La structure verticale des nuages sur l'Europe n'a été que très peu évaluée dans les simulations régionales, en général sur des périodes courtes ou des zones assez restreintes : Chepfer et al. ([2007](#)) et Chiriaco et al. ([2006](#)) ont évalué la représentation des nuages sur deux mois (octobre-novembre 2003) dans des simulations régionales du MM5 (fifth-generation Pennsylvania State University–NCAR Mesoscale Model) avec des observations du lidar (Light Detection And Ranging) spatial ICESat (Ice, Cloud and Land Elevation Satellite) et des observations lidar et radar (Radio Detection and Ranging) du SARTA. Cette évaluation montre que la simulation reproduit l'occurrence moyenne des nuages et le contenu en eau liquide mais sous-estime les nuages fins et surestime les nuages hauts plus épais et le contenu en glace et en neige. Chaboureau et al. ([2012](#)) ont évalué la représentation de la structure verticale des nuages convectifs sur l'ouest de l'Europe dans le modèle régional Non-Hydrostatic MESOScale atmospheric model (Meso-NH) avec les observations du Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) sur une trace du

satellite (au 1^{er} août 2007). Ils montrent que le modèle reproduit les structures observées sur la trace de CALIPSO aux bonnes latitudes mais à des altitudes plus élevées. Bastin et al. (2016) ont évalué la représentation des nuages dans une simulation MedCordex réalisée avec le modèle WRF (Weather Research and Forecast Model; Skamarock and Klemp 2008) en utilisant notamment les observations lidar du SIRTa sur 2003-2011. Ils montrent un fort déficit des nuages bas dans le modèle. Roeberling et Meijgaard (2009) ont évalué la représentation des nuages dans la simulation régionale Regional Atmospheric Climate Model Version (RACOM2) avec des observations in-situ radar et lidar aux Pays-Bas, en France et en Angleterre sur la période 15 mai au 15 septembre 2004.

Une grande partie de cette thèse documente la variabilité des nuages sur les 3 dimensions en Europe et évalue leur représentation dans une simulation régionale de MedCordex sur plusieurs années (Chakroun et al. 2016 ; Cf. Sect. 3). Ce travail est possible aujourd'hui grâce à la disponibilité de mesures spatiales actives à l'échelle globale permettant justement de caractériser la structure verticale de l'atmosphère, une composante dimension importante pour retrouver les propriétés microphysiques et macro-physiques nuageuses (Cf. Sect. 2.1.1.1).

1.2.3. Rôle des nuages dans le climat

1.2.3.1. Nuages et précipitations

Les nuages ont aussi un rôle important dans le climat régional par leur apport en précipitations. Les précipitations sur la région Euro-Méditerranée présentent des structures très variables selon les zones. Nous avons vu en particulier (Sect. 1.1) que la Méditerranée, source de chaleur et d'humidité, était associée à des événements extrêmes liés aux précipitations tels que les inondations (e.g. Tarolli et al. 2012) malgré le faible taux moyen de précipitations induisant des événements de sécheresse (e.g. Hoerling et al. 2012). La caractérisation du cycle hydrologique sur la méditerranée dans le programme Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment (HYMEX) est particulièrement motivée par la présence de ces événements extrêmes qui impliquent des pertes humaines et économiques (Drobinski et al. 2014) et l'étude des processus favorisant la formation, le maintien et la désagrégation des nuages convectifs et des précipitations associées par exemple dans ce genre d'événements est une étape nécessaire à leur compréhension et l'amélioration de leur prévision. L'un des paramètres intéressants à étudier est celui de l'efficacité des précipitations. Ce paramètre est fortement lié aux propriétés microphysiques du nuage ainsi qu'aux processus du cycle de l'eau impliquant la vapeur d'eau sur de plus grandes échelles (Sui et al. 2007). L'efficacité des précipitations est nécessaire dans la prévision des événements de pluie extrême (Doswell et al. 1996) mais aussi dans la compréhension de la rétroaction des nuages dans le climat futur.

1.2.3.2. Nuages et température

Les nuages ont un effet radiatif important (Cf. Sect. 1.2.1.4). Certains nuages peuvent avoir à la fois de forts effets de serre et d'albédo : c'est le cas du cumulonimbus par exemple. A cause de son extension verticale, le sommet du nuage est très haut et froid et il y a moins de flux radiatif sortant

dans les ondes longues que s'il n'y avait pas de nuages : cela traduit un effet de serre important. Mais pour le nuage qui a une très forte épaisseur optique, le flux solaire réfléchi vers l'espace est très important. Le bilan radiatif des nuages convectifs est souvent difficile à quantifier. L'estimation des effets de serre et d'albédo est souvent quantifiée par les variables CRE (Cloud Radiative Effect) dans les ondes courtes (ShortWave, SW) et dans les ondes longues (LongWave, LW) qui est définie comme étant la différence entre le flux radiatif en ciel clair et le flux radiatif en ciel total (nuageux et clair) (Cf. Sect. 2.1.1.2).

Les nuages, par leur effet radiatif, peuvent participer à des anomalies de température en Europe. Chiriaco et al. (2014), en utilisant des observations de CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) et de l'observatoire du Site Instrumental de Recherche par télédétection Atmosphérique (SIRTA), et une simulation WRF/MedCORDEX, montrent que l'anomalie positive de température de Juillet 2006 est corrélée avec un déficit de nuages bas : ce mois chaud est associé à un excès de flux solaire qui atteint la surface et amplifie l'anomalie de température de surface. De même, Rebetez et al. (2004), Ferranti et Viterbo (2006) et Black et al. (2004) s'accordent sur le fait que la situation anticyclonique qui a persisté pendant la canicule d'été de 2003 en Europe a engendré une anomalie très importante en ciel clair et en flux radiatifs descendants. Cette anomalie de nuages a contribué à la sécheresse des sols sur le continent. Dai et al. (1999) et Jones (1995) identifient le rôle des nuages dans la réduction de la variation diurne de la température de surface (soit la différence entre la température minimale et la maximale), en particulier les nuages bas qui réduisent la température maximale du jour. Vautard et al. (2007) et Shär et al. (1999) évoquent une rétroaction positive dans la relation température-nuages qui s'installe en été pendant les canicules où non seulement le manque de nuages contribue à la sécheresse du sol par le flux descendant et le manque de précipitations, mais en plus un sol sec inhibe la formation des nuages convectifs, ce qui contribue à son tour à une augmentation de l'évapotranspiration.

1.2.3.3. Climat futur

Les nuages ont un rôle important dans la variabilité du climat régional et donc sur son évolution future. Sous forçage externe, telle que des émissions de gaz à effet de serre (CO₂ principalement), les nuages vont évoluer. Le changement climatique implique des changements sur différentes échelles ayant un impact sur les nuages puis sur les rétroactions associées :

- Un changement du climat à grande échelle : les nuages en Europe sont modulés au premier ordre par la circulation des flux atlantiques. Une migration de ces flux vers le nord due au changement climatique comme simulé par différents scénarii du GIEC (Fierson et al. 2007, Lu et al. 2007 et 2008) déplacera aussi les fronts de nuages qui viennent de l'Atlantique (Boucher et al. 2013).
- Le changement des paramètres de grande échelle change inévitablement le climat local. Par exemple, certains scénarii montrent une diminution du gradient de température entre la mer et le continent (Cassou et Cattiaux, 2016). Cela peut impliquer l'atténuation ou la disparition

des flux de terre/mer sur certaines périodes de l'année et donc une atténuation des mouvements ascendants au niveau des fronts liés à ces circulations thermiques. Cette évolution du climat local se traduit aussi par un changement dans la structure nuageuse. Dessens et Bücher ([1995](#)) étudiant l'évolution des nuages sur la période 1882-1984 à partir de données journalières de nébulosité sur le pic du midi, évoquent une tendance positive de l'humidité et de la couverture nuageuse. Un air plus chaud est en effet capable de contenir plus de vapeur d'eau avant de condenser, ce qui modifie la formation des nuages.

- A l'échelle microphysique, pour qu'il y ait formation des gouttelettes, les processus de condensation et de nucléation dépendent de la température de la masse d'air, de la vapeur d'eau qu'elle contient mais aussi des aérosols présents dans l'atmosphère. La taille et la concentration des hydrométéores dans un nuage peuvent changer en fonction du type d'aérosols présents dans l'atmosphère et de leur taille. Dans un contexte de changement climatique, la température de l'atmosphère augmentant, on peut aussi trouver des nuages d'eau liquide plus hauts dans l'atmosphère, ce qui modifie l'effet radiatif total.

Caractériser la réponse des nuages face au changement climatique est nécessaire pour pouvoir évaluer leur rétroaction sur le climat. Un changement de l'altitude, de l'épaisseur optique ou de l'occurrence des nuages peut changer le bilan radiatif à l'échelle globale et régionale (Schneider et Dickinson, [1974](#)). Zelinka et al. ([2012](#)) montrent que le forçage radiatif des nuages aux moyennes latitudes dans les ondes courtes est lié au premier ordre à l'occurrence des nuages alors que le forçage dans les ondes longues dépend aussi de l'altitude et peut-être (confiance faible) de l'épaisseur optique. La rétroaction des nuages sur le climat est potentiellement importante (Boucher et al. [2013](#)). Dans son dernier rapport (AR5, chapitre 7, Boucher et al. [2013](#)), le GIEC résume les changements attendus dans les nuages face au réchauffement climatique dans la figure 1.15. Sur l'Europe, l'altitude des nuages hauts pourrait monter ce qui aurait pour conséquence une augmentation de l'effet de serre des nuages et l'augmentation de la température de surface. Les modèles ont tendance à simuler moins de nuages moyens dans un climat chaud et ne montrent pas un signal marqué par rapport à l'évolution des nuages bas. Néanmoins, l'incertitude sur la représentation des nuages dans le climat actuel est déjà très importante (e.g. Arakawa, [1975](#), [2004](#); Charney et al., [1979](#); Cess et al., [1989](#); Randall et al., [2003](#); Bony et al., [2006](#)) donc celle sur le climat futur l'est encore plus.

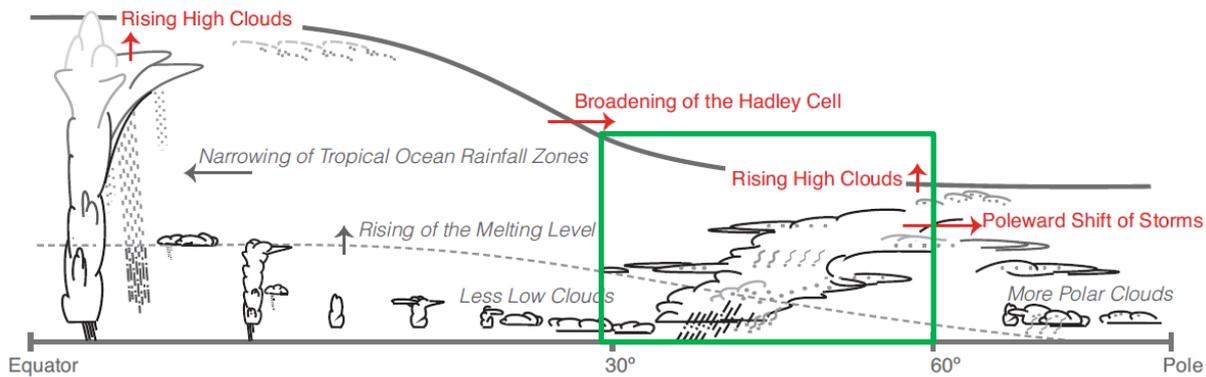


Figure 1.14 : Illustration de la réponse des nuages au réchauffement climatique en fonction des latitudes: en rouge les changements associés à des rétroactions positives importantes et un degré de confiance élevé. En gris, changements dont les rétroactions sont faibles et/ou incertaines. Le trait gris épais indique le niveau de la tropopause et le discontinu indique le niveau de fusion. Le cadre vert indique les moyennes latitudes, où se trouve la région d'étude. ([GIEC, AR5, Chapter 7, Fig. 7.11](#))

Il faut noter que la plupart des études qui évaluent la réponse des nuages au changement climatique considèrent des grandeurs nuageuses intégrées comme la couverture nuageuse ou les flux radiatifs (e.g. Giorgi et al., [2004b](#) ; Boé et Terray, [2014](#) ; Rojas et al., [2013](#)), et ne tiennent pas compte de la structure verticale des nuages: Henderson-Sellers ([1986](#)) montre, dans le but de comprendre l'évolution des nuages dans un climat chaud, une augmentation générale de la couverture nuageuse sur l'ouest de l'Europe en comparant une période froide (1901-1920) à une période chaude (1934-1953). Cette étude a été faite en utilisant des archives reportant la nébulosité sur différentes stations d'observation météorologiques en Europe. Boé et Terray ([2014](#)), à partir de simulations régionales du projet ENSEMBLES et en comparant la période 2031-2050 à celle de 1961-1990, montrent que les modèles qui ont une anti-corrélation plus forte entre la couverture nuageuse et la température de surface sur le continent en climat actuel ont tendance à simuler une plus forte diminution de la couverture nuageuse dans le futur. Vautard et al. ([2014](#)) montre une diminution des nuages sur le sud/centre de l'Europe en été. Il explique que cela peut être lié à une surestimation de l'évapotranspiration de printemps qui augmente le flux de chaleur sensible et contribue à la sécheresse des sols en été. Le manque de source d'humidité devient donc défavorable à la formation de nuages.

Chepfer et al. ([2014](#)) montrent, en utilisant des observations du lidar spatial CALIPSO et deux scénarii futurs, que la structure verticale des nuages est plus sensible à la variabilité du climat que les grandeurs verticalement intégrées. Bien que ma thèse ne traite pas des projections futures du climat, il est nécessaire d'insister sur l'importance de tenir compte de la structure verticale de l'atmosphère pour comprendre le rôle des nuages dans la variabilité du climat.

Conclusion

La compréhension du climat Euro-Méditerranéen, complexe par sa position et sa topographie, ainsi que son évolution et le rôle particulier des nuages nécessitent des outils d'observations et de

modélisation suffisamment précis pour les échelles qui nous intéressent, et couvrant des périodes suffisamment longues pour étudier la variabilité. Dans le chapitre suivant, les outils adaptés à ces questions et ces échelles que j'ai choisi d'utiliser pour cette thèse sont présentés. Ces outils seront utilisés par la suite afin de :

- caractériser la variabilité des nuages sur la région horizontalement et verticalement, en fonction des saisons, des années et des régimes de temps.
- évaluer la représentation des nuages et des flux radiatifs dans des simulations régionales.
- comprendre le rôle des processus nuages-surface dans une anomalie de température.

Chapitre 2: Outils et méthodes

Introduction

Pour répondre aux questions scientifiques présentées précédemment, des observations satellitales, des observations issues d'un site d'observations en région parisienne et des simulations régionales sont utilisées: elles sont présentées dans la 1^{ère} partie de ce chapitre. La 2^{ème} partie présente les méthodes utilisées.

Plus particulièrement, mon travail sur les jeux de données et les méthodes a été de :

- calculer des fractions nuageuses à partir des produits GOCCP des observations d'un lidar spatial à la bonne résolution ($20 \times 20 \text{ km}^2$ et $2^\circ \times 2^\circ$) et sur les bonnes périodes (jours, saisons et régimes de temps) selon les besoins de la thèse (Sect. 2.1.1.b).
- adapter les résolutions verticale (interpolation) et horizontale (extraction suivant la trace du satellite) de la simulation à celles des observations (Sect. 2.2.1).
- calculer à partir de la simulation, le signal lidar correspondant, en utilisant un simulateur lidar déjà existant et développé dans le cadre de COSP (Chepfer et al. [2008](#)), puis adapté à la simulation régionale utilisée ici (Sect. 2.2.1).
- calculer les profils de fraction nuageuse à partir des profils lidar simulés sur $20 \times 20 \text{ km}^2$ sur les bonnes périodes (jours, saisons et régimes de temps) (Sect. 2.2.1).
- traiter la question d'échantillonnage du satellite qui consiste à estimer les biais dus au nombre limité de passages du satellite sur le domaine à une échelle spatio-temporelle donnée (Sect. 2.2.2).
- extraire les flux radiatifs des simulations au niveau du SIRTA
- calculer des fractions nuageuses par couche pour chaque modèle utilisé.

2.1. Jeux de données

2.1.1. Observations satellite

La dernière décennie a été marquée par le lancement de plusieurs missions spatiales dédiées à l'observation de l'atmosphère terrestre et le cycle de l'eau, dont une constellation de satellites à orbite polaire, l'A-train. Ces satellites, permettant des mesures simultanées de l'atmosphère, se complètent par les différentes méthodes d'observations passives et actives.

2.1.1.1. Mesures actives : le lidar CALIOP

Un instrument de télédétection active tel que le lidar (LIght Detection And Ranging) ou le radar (RAdio Detection And Ranging) est un instrument qui envoie une onde électromagnétique dans l'atmosphère (onde laser pour le lidar et radio pour le radar) qui, après interaction avec les composantes de l'atmosphère, absorption et diffusion avec les particules notamment des nuages, est récupérée par un télescope. La distribution verticale des nuages peut être reconstruite alors par cette technique : à partir du temps de récupération de l'onde envoyée et connaissant la célérité de la

lumière la distance traversée par l'impulsion peut être déduite ($z = \frac{c \cdot \Delta t}{2}$, z étant la distance traversée, c la célérité de la lumière et Δt la durée entre l'envoi et la récupération de l'impulsion électromagnétique). Depuis 2006 et jusqu'à aujourd'hui, deux satellites de mesures actives, CloudSat avec son radar Cloud Profiling Radar (CPR) et CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) avec son lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), donnent des mesures précises sur la distribution verticale des nuages à l'échelle globale.

a. *Présentation de l'instrument*

CALIPSO (Fig. 2.1a) est un satellite héliosynchrone qui vole depuis Avril 2006 à 705 km d'altitude au sein de l'A-train, une constellation de satellites dédiés à l'étude de l'atmosphère de la Terre. Ce satellite est un projet de collaboration entre le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) et la National Aeronautics and Space Administration (NASA). CALIOP est un lidar à deux longueurs d'ondes (1064 et 532 nm) embarqué à son bord et qui fournit une information verticale de haute résolution sur les nuages. Le laser envoyé, pulsé à une fréquence de 20 Hz, interagit avec les molécules et particules de l'atmosphère (Fig. 2.1b). Les photons rétrodiffusés sont alors récupérés par un télescope de diamètre 1m. Le signal mesuré est l'ATB (ATtenuated Backscattered signal) c'est-à-dire le signal rétrodiffusé par les molécules et les particules atmosphériques.

Les observations lidar mesurent de façon précise le colonne atmosphérique, qu'elle contienne des nuages ou pas. Ces mesures sont destinées à la caractérisation de la structure verticale des nuages à l'échelle globale (e.g. Massie et al., 2010; Naud et al., 2010; Wu et al., 2011; Nair and Rajeev 2014) et l'évaluation de leur représentation dans différentes simulations (e.g. Chepfer et al., 2008; Ahlgrimm and Köhler, 2010; Cesana and Chepfer, 2012; Konsta et al., 2012; Huang et al., 2014; Nam et al., 2014; Miller et al., 2014; Wang et al., 2014). Dans cette thèse, ces observations sont utilisées pour caractériser la structure verticale des nuages sur l'Euro-Méditerranée et pour évaluer sa représentation dans une simulation régionale.

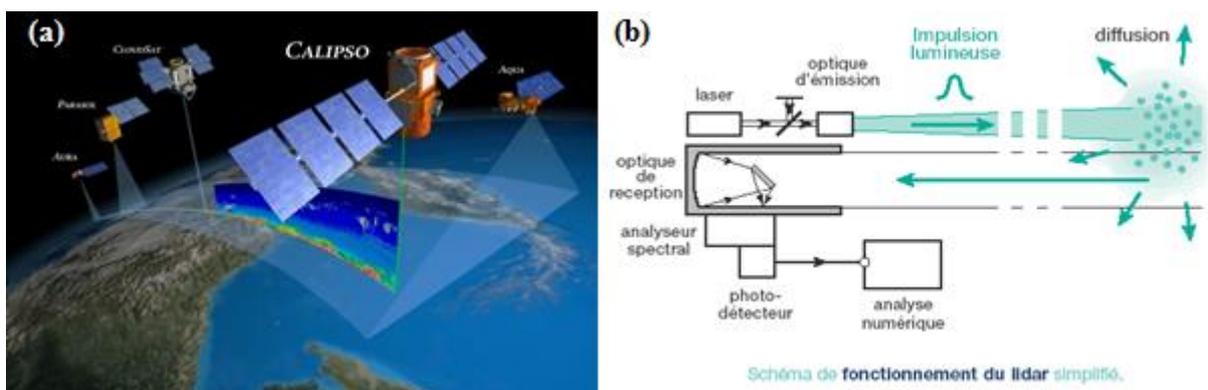


Figure 2.1: (a) Illustration du satellite CALIPSO dans l'A-train orbitant autour de la Terre (© NASA Langley Research Center ; <http://www.nasa.gov/>). (b) schéma simplifié du fonctionnement d'un lidar (© CNES ; www.calipso.cnes.fr).

Dans cette étude, le faisceau à 532 nm est utilisé. Cette longueur d'onde étant dans le visible, la détection des nuages pendant le jour est affectée par le rayonnement solaire (Winker et al. 2009). Seuls les profils de nuit sont donc considérés afin de minimiser le bruit. Ceci correspond à des passages sur la région d'étude entre 23 UTC et 3 UTC. Les résultats peuvent être différents pour les nuages de jour, en particulier pour les nuages bas ($z < 3.2$ km ou $P > 680$ hPa) qui ont un cycle diurne important. La résolution verticale de CALIOP est de 30 m entre le sol et 8.2 km d'altitude et 60 m au-dessus de 8.2 km. Sa résolution horizontale est de 330 m et le diamètre du faisceau au sol est autour de 70m.

La Fig. 2.2 montre le nombre de passages du satellite la nuit pendant l'été 2008 (JJA : Juin, juillet et août) sur une grille de résolution horizontale de 20×20 km² (résolution de la simulation utilisée dans cette étude et qui sera présentée dans Sect. 2.1.2). A cette résolution, certains pixels ne sont jamais survolés par le satellite alors que d'autres sont survolés de 3 à 6 fois en moyenne sur la saison.

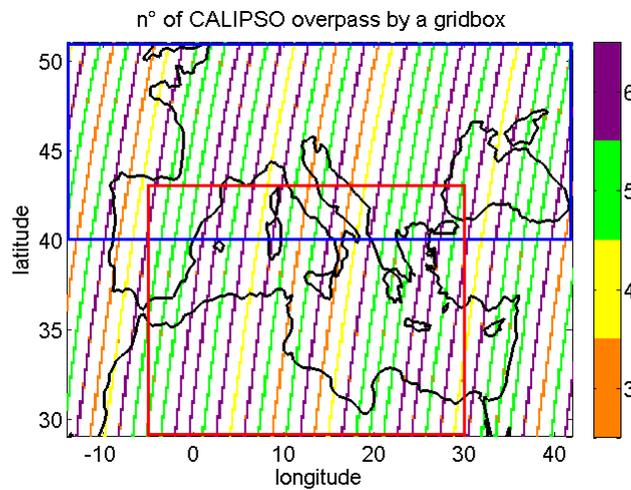


Figure 2.2: Nombre de passages de CALIPSO sur la région Euro-Méditerranée à 20×20 km² pendant JJA 2008.

b. Jeux de données utilisés

Les produits utilisés pour cette étude sont les GCM Oriented Calipso Cloud Product (GOCCP, Chepfer et al. 2010), initialement développés dans le but d'obtenir des données comparables aux sorties des modèles de circulation générale. Ils sont ici adaptés à notre modèle régional. L'un des produits utilisé dans cette étude est le rapport de diffusion (SR, Scattering Ratio) qui exprime la contribution des particules de l'atmosphère (eau condensée ou aérosols) au signal lidar. Il est défini par :

$$SR(z) = \frac{ATB_{tot}(z)}{ATB_{mol}(z)} \quad (\text{Équation 2.1})$$

Où ATB_{mol} et ATB_{tot} sont respectivement le signal rétrodiffusé moléculaire (en absence de particules) et le signal rétrodiffusé total (moléculaire et particulaire). En cas d'absence de nuages ou d'aérosols, $ATB_{tot} = ATB_{mol}$ et $SR(z) = 1$.

ATB_{tot} et ATB_{mol} sont moyennés verticalement pour obtenir des valeurs de SR sur 40 niveaux (Chepfer et al. [2008](#) et [2010](#)) à une résolution typique des GCM autour de 480 m. Ils sont donnés par les équations (2.2) et (2.3):

$$ATB_{mol}(z) = \beta_{sca,mol}(z) \cdot e^{-2\eta \int_{z_{TOA}}^z \alpha_{sca,mol}(z) \cdot dz} \quad (\text{Équation 2.2})$$

$$ATB_{tot}(z) = (\beta_{sca,part}(z) + \beta_{sca,mol}(z)) \cdot e^{-2\eta \int_{z_{TOA}}^z (\alpha_{sca,part}(z) + \alpha_{sca,mol}(z)) \cdot dz} \quad (\text{Équation 2.3})$$

$\beta_{sca,part}$, $\beta_{sca,mol}$ sont les coefficients lidar de rétrodiffusion ($m^{-1} \cdot sr^{-1}$) et $\alpha_{sca,part}$ and $\alpha_{sca,mol}$ les coefficients d'atténuation (m^{-1}) respectivement pour les particules (eau condensée ou aérosols) et les molécules.

η est le coefficient de rétrodiffusion multiple. Il dépend des caractéristiques du lidar ainsi que de la taille, la forme et la concentration des particules. Il vaut environ 0.7 pour CALIPSO (Winker et al., [2003](#); Chepfer et al., [2008](#)).

Tableau 2.B : Seuils de SR pour la détection nuageuse

DETECTION	SEUILS DE SR
totalemment atténué	$SR(z) < 0.01$
absence de nuage	$0.01 < SR(z) \leq 1$
non classé	$1.2 < SR(z) < 5$
nuage	$5 \leq SR(z)$

La détection nuageuse pour chaque profil et chaque niveau est basée sur des seuils de SR qui ont été utilisés dans les études de Chepfer et al. ([2008](#), [2010](#)). Ces seuils sont résumés dans le Tab. 2.A. Un signal totalement atténué signifie que tous les photons émis par le lidar ont été diffusés par les couches au-dessus, et un signal non classé est lié à une présence de particules qui peuvent être des aérosols ou des nuages optiquement fins.

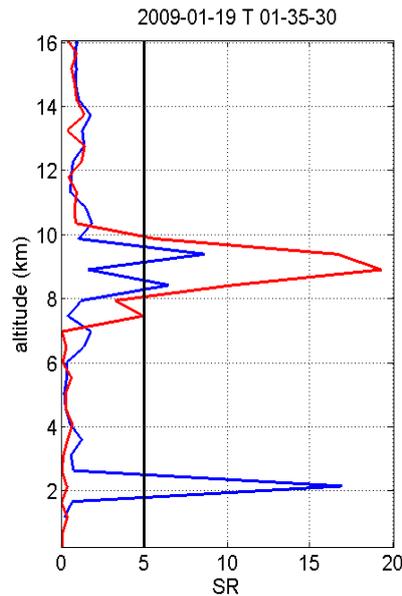


Figure 2.3: Illustration de deux profils de SR en fonction de l'altitude

La Fig. 2.3 est une illustration de deux profils de SR (z) subjectivement choisis. Le trait vertical noir indique le seuil de détection nuageuse de 5. Au-dessus de 10 km, les deux profils indiquent une absence de nuages (SR(z) autour de 1). Des nuages hauts ($z > 6.5$ km ou $P < 440$ hPa) sont détectés pour les deux profils entre 8 et 10 km : le profil bleu atteint une valeur de SR(z) = 8 alors que le profil rouge atteint une valeur de 18. Ces valeurs de SR dépendent des propriétés microphysiques du nuage et de son épaisseur optique. Le signal est alors complètement atténué pour le profil rouge en dessous de 7 km (SR(z) est presque nul) alors que le signal du profil bleu permet encore de détecter des nuages bas ($z < 3.2$ km $P > 680$ hPa) autour de 2 km.

A partir des valeurs de SR, on peut calculer un profil de fraction nuageuse (CF, Cloud Fraction). CF(z) est le pourcentage, dans un pixel, des profils nuageux (SR (z) ≥ 5) par rapport au nombre total des profils qui ne sont pas totalement atténués (SR(z) ≥ 0.01) (Chepfer et al. 2010). La fraction nuageuse est alors calculée sur un nombre plus réduit de profils (Sect. 2.1.2) mais le calcul n'est pas biaisé par le nombre de profils totalement atténués. La CF des produits GOCCP est calculée sur des pixels de résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ et plus. Pour cette thèse, à partir des profils de SR à une résolution de 330 m, de nouveaux profils de CF sont calculés sur une grille de 20×20 km² de résolution horizontale et sur 34 niveaux verticaux du sol jusqu'à 16 km.

Les observations GOCCP seront utilisés par la suite pour caractériser la variabilité des nuages sur la région et évaluer la représentation des nuages dans la simulation.

2.1.1.2. Mesures passives : le radiomètre CERES

Les instruments de télédétection passive tels que les radiomètres ou les spectromètres analysent le rayonnement transmis ou réfléchi par l'atmosphère terrestre. La densité d'énergie radiative peut être mesurée à une longueur d'onde donnée. La grandeur mesurée est verticalement intégrée. Mais les

instruments possèdent généralement plusieurs canaux de détection à différentes longueurs d'onde dont le couplage permet de reconstruire une information sur l'altitude. Des capteurs passifs sont présents sur l'A-train, dont le radiomètre Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) et le spectroradiomètre Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) présents sur le satellite AQUA, lancé en 2002, qui documentent principalement les nuages et les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère.

a. Présentation de l'instrument

CERES (Wielicki et al. 1996) est un instrument spatial qui fait partie du système d'observations de la Terre de la NASA. Le premier CERES a été embarqué sur la plateforme TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) en décembre 1997. Par la suite, deux CERES ont été embarqués à bord du satellite Terra début 2000. Les données utilisées dans cette étude viennent des deux derniers CERES à bord du satellite Aqua (avec cinq autres instruments), un satellite de l'A-train (même orbite que CALIPSO, Fig. 2.4). Aqua a été lancé en mai 2002 pour l'étude du cycle de l'eau terrestre. CERES est un radiomètre à 3 canaux, qui mesure le rayonnement solaire réfléchi (0.3 – 5 μm), le rayonnement émis par la Terre (8 – 12 μm) et le rayonnement total (0.3 – 100 μm). Ceci permet d'estimer le cycle d'énergie global de la Terre ainsi que le rôle des nuages en y associant les observations MODIS par exemple.

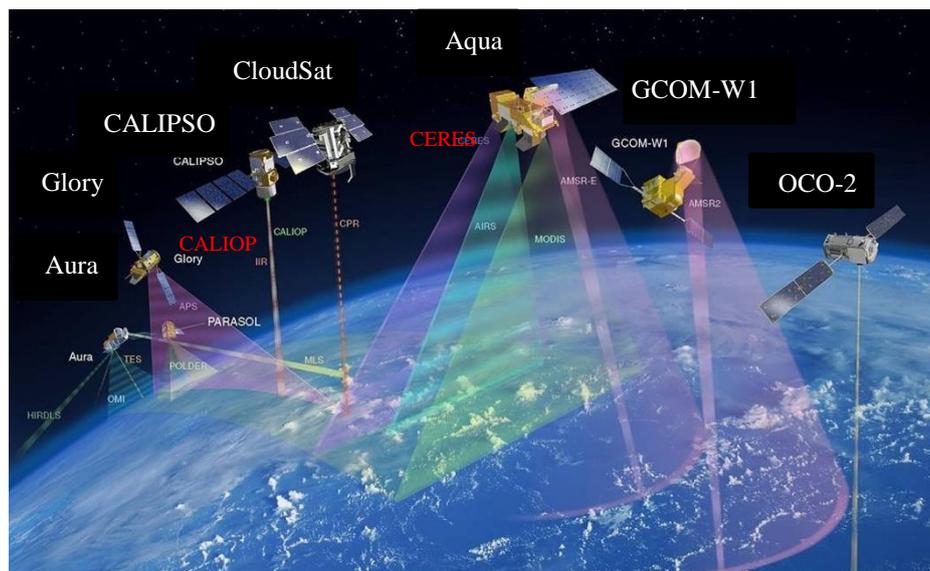


Figure 2.4: Illustration de CERES sur Aqua sur l'A-train. (© CNES)

b. Jeux de données utilisés

Les produits utilisés dans cette thèse sont les données SSF1deg (Single Scanner Footprint). Il s'agit de données horaires et journalières disponibles sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$. Les données SSF1deg utilisés ici sont principalement les flux sortants au sommet de l'atmosphère (TOA, Top Of Atmosphere) qui sont des grandeurs mesurées par les radiomètres, dans les ondes courtes (SW) et dans les ondes longues (LW) et les flux de surface qui sont des grandeurs calculées à partir des

observations TOA en utilisant la méthode de multiplicateurs de Lagrange (méthode d'optimisation mathématique où il faut satisfaire des contraintes) en prenant en compte la composition de l'atmosphère (Kato et al. 2013). Ces données contiennent les variables $SW_{ciel\ total}$ et $LW_{ciel\ total}$ qui sont respectivement les flux SW et LW au sommet de l'atmosphère pour tous les cas. Elles contiennent également les variables $SW_{ciel\ clair}$ et $LW_{ciel\ clair}$ qui sont les flux au sommet de l'atmosphère pour les cas de ciel clair (défini à partir d'un masque nuageux utilisant MODIS, *ceres-tool.larc.nasa.gov*). L'algorithme ne remplit pas les valeurs de $SW_{ciel\ clair}$ et $LW_{ciel\ clair}$ sur les pixels où il n'y a pas de mesures de ciel clair, notamment sur les régions où il y a une forte persistance des nuages.

J'ai calculé à partir de ces flux deux variables :

- L'effet radiatif des nuages (CRE, Cloud Radiative Effect) au TOA, déduit des flux sortants au TOA, et défini par :

$$CRE = (SW_{Ciel\ clair} + LW_{Ciel\ clair}) - (SW_{Ciel\ total} + LW_{Ciel\ total}) \quad (\text{Équation 2.4})$$

Ou encore par : $CRE = CRE_{SW} + CRE_{LW}$

Avec :

$$CRE_{SW} = SW_{Ciel\ clair} - SW_{Ciel\ total} \quad (\text{Équation 2.5})$$

$$CRE_{LW} = LW_{Ciel\ clair} - LW_{Ciel\ total} \quad (\text{Équation 2.6})$$

- Le flux net de surface dans les ondes courtes et dans les ondes longues (Φ_{net}) déduit des flux de surface. Il est défini par :

$$\Phi_{net} = (LW \downarrow + SW \downarrow) - (LW \uparrow + SW \uparrow) \quad (\text{Équation 2.7})$$

Avec : $LW \downarrow$ et $LW \uparrow$: Flux LW à la surface, respectivement, descendant et montant.

Et $SW \downarrow$ et $SW \uparrow$: Flux SW à la surface, respectivement, descendant et montant.

Le flux net peut aussi s'écrire :

$$\Phi_{net} = \Phi_{net_SW} + \Phi_{net_LW}$$

Avec :

$$\Phi_{net_SW} = SW \downarrow - SW \uparrow \quad (\text{Équation 2.8})$$

$$\Phi_{net_LW} = LW \downarrow - LW \uparrow \quad (\text{Équation 2.9})$$

Ces flux seront particulièrement utilisés dans le chapitre 4 de cette thèse, portant sur l'étude du rôle des nuages dans l'anomalie de température de l'hiver 2007, et dans le chapitre 5 pour évaluer la représentation des flux radiatifs dans différentes simulations.

2.1.2. Observations sol: SIRTA-ReOBS

Des observations sol sont utilisées pour la mesure de flux radiatifs au niveau de la surface. Les observations sont collectées sur le Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique (SIRTA, Haeffelin et al. [2005](#)) qui se trouve à 20 km au sud-ouest de Paris, à 160m d'altitude à 2.2°E et 48.7°N.

Les flux radiatifs descendants et montants au niveau de la surface sont mesurés à partir d'une station de radiomètres, qui fait partie du réseau BSRN (The Baseline Surface Radiation Network, Ohumra et al. [1998](#)), le réseau international pour la mesure de flux radiatifs sur différentes stations dans le globe de façon cohérente et uniforme. La station de radiomètres est composée : (i) d'un pyréliomètre qui mesure le rayonnement solaire direct entre 0.3 et 4 μm , (ii) d'un pyrnomètre qui mesure le rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère (0.3- 4 μm) et (iii) d'un pygromètre qui mesure le rayonnement infrarouge descendant à la surface (4 – 40 μm).

Les données utilisées ici sont les données SIRTA-ReOBS. Les données collectées au SIRTA depuis 2003 sont harmonisées et moyennées toutes les heures (Chiriaco et al. [2015](#), Cheruy et al. [2013](#)) de manière cohérente avec un contrôle qualité renforcé. Le projet SIRTA-ReOBS est présenté sur la page internet <http://sirta.ipsl.polytechnique.fr/sirta.old/reobs.html>, et les données y sont disponibles. Le flux descendant SW en ciel clair est estimé selon la méthode de Long et Ackerman ([2000](#)) : après identification de cas de ciel clair de référence, la mesure de rayonnement associée sert à définir des fonctions empiriques du rayonnement en ciel clair. Ces références sont alors utilisées pour estimer le flux ciel clair dans tous les cas, en tenant compte de l'angle solaire zénithal, sous l'hypothèse que l'épaisseur optique des aérosols est constante. Le flux descendant LW en ciel clair est quant à lui calculé à partir de la température de surface et des mesures d'humidité suivant la méthode de Long et Turner ([2008](#)). L'erreur moyenne sur les valeurs de ciel clair est de l'ordre de 1% (Cheruy et al. [2013](#)).

2.1.3. Simulations

2.1.3.1. Simulation WRF/ MedCordex

Une simulation de 23 ans utilisant le modèle WRF version 3.1.1 développé aux Etats-Unis au National Center for Atmospheric Research (NCAR; Skamarock and Klemp [2008](#)) a été réalisée par l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) sur le bassin Méditerranéen à la résolution $20 \times 20 \text{ km}^2$ dans le cadre du Coordinated Regional climate Downscaling Experiment sur la Méditerranée (Med-CORDEX ; Giorgi et al. [2009](#), Ruti et al. [2015](#)) et du programme HYMEX (Hydrological Cycle in Mediterranean EXperiment; Drobinski et al. [2014](#)).

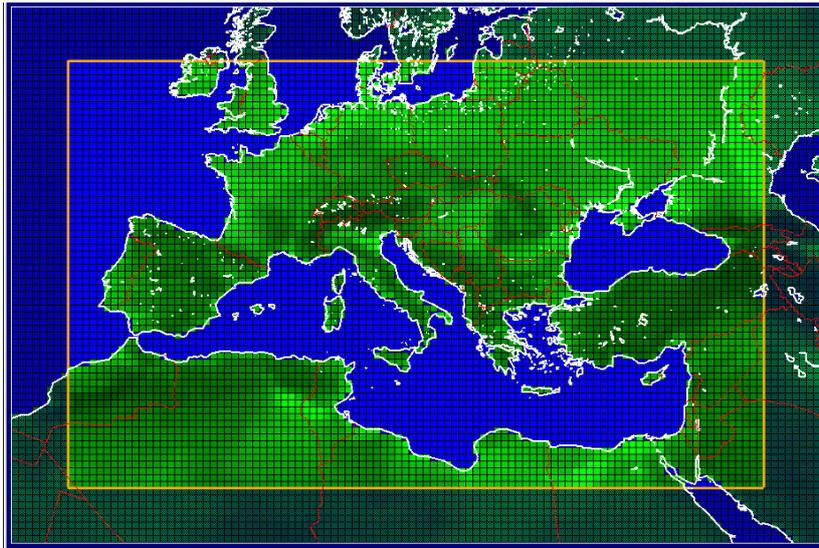


Figure 2.5 : Domaine de MedCordex. (www.medcordex.eu)

La simulation est forcée par les réanalyses d'ERA-Interim (Dee et al. [2011](#)) sur la période 1989-2011. Il existe dans le modèle 28 niveaux-sigma sur la verticale. Un ensemble complet de paramétrisations physiques est utilisé pour résoudre les processus sous-mailles: le schéma microphysique Single-Moment 5-class (WSM5; Hong et al. [2004](#)), le schéma convectif Kain-Fritsch (Kain [2004](#)) qui est un schéma en flux de masse qui se déclenche suivant un critère d'instabilité, le schéma de couche limite planétaire the Yonsei University (Noh et al. [2003](#)) et les paramétrisations basées sur la théorie de similarité pour les flux turbulents (Monin and Obukhov [1954](#)). Le schéma radiatif est basé sur le Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al. [1997](#)) pour les radiations en infrarouge et sur les paramétrisations de Dudhia ([1989](#)) pour les radiations dans les ondes courtes. Le schéma de surface utilisé est le Rapid Update Cycle (RUC) (Smirnova et al. [1997](#), [2000](#)) et les conditions aux limites de basse couche sont données elles aussi par ERA-I. Un rappel aux réanalyses est utilisé au-dessus de la couche limite pour éviter que les variations à petite échelle génèrent des structures de grande échelle différente de celles observées sur la région avec une constante de rappel égale à $5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Stauffer and Seaman [1990](#); Salameh et al. [2010](#); Omrani et al. [2013](#)). Ceci nous permet de comparer la structure des nuages de la simulation dans le même environnement grande échelle que pour les observations.

Différentes variables ont déjà été évaluées dans cette simulation, telles que la température (e.g Chiriaco et al. [2014](#); Stefanon et al. [2014](#)), les précipitations (e.g Flaounas et al. [2013](#), [2014](#); Lebeaupin-Brossier et al. [2015](#); Vaittinada et al. [2015](#)) et le vent (Omrani et al. [2014](#)). Bastin et al., ([2016](#)) ont plus largement évalué le cycle de l'eau dans cette simulation à partir des observations du SIRT. L'évaluation des nuages dans la simulation à l'échelle régionale est considérée dans cette thèse.

Les sorties de modèle des nuages sont des concentrations de glace, neige et eau liquide. Elles sont interpolées à la même résolution verticale que GOCCP, entre le sol et 16 km, ce qui correspond à 34

niveaux. Ces données sont disponibles toutes les 3 heures. Comme pour les observations, seuls les profils de nuit vont être considérés.

Au cours de cette thèse, les données sont utilisées pour caractériser les variabilités saisonnières et interannuelles de la structure verticale des nuages sur l'Euro-Méditerranée. En effet, la Fig. 2.2 montre que l'orbite du satellite ne permet pas d'étudier la variabilité spatiale des nuages à l'échelle du point de grille si l'échelle de temps considérée est trop courte (trop peu de passages du satellite).

2.1.3.2. Simulation de ALADIN-Climat

Une autre simulation réalisée dans le cadre de MedCordex est utilisée dans cette thèse. C'est une simulation du modèle Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational (ALADIN, Bubnova et al. [1995](#), Radnoti [1995](#), Radu et al. [2008](#), Déqué et Somot [2008](#), Nabat et al. [2015](#)), la version aire limitée du modèle de climat ARPEGE-climat (Déqué et al., [1994](#)) initiée par Météo-France et développée dans le cadre d'un consortium de plusieurs centres météorologiques. La période de la simulation analysée couvre les années 2002-2009, avec une résolution horizontale de $50 \times 50 \text{ km}^2$ sur 91 niveaux verticaux qui ont été ré-échantillonnés sur 25 niveaux de pression. Elle est forcée aussi par ERA-I et couvre un domaine similaire à celui de la simulation précédente (domaine minimum défini dans le cadre de MedCordex). Contrairement à la simulation de WRF/MedCordex, cette simulation n'est pas guidée par les réanalyses.

La simulation utilisée est basée sur la version 6.2.1 du code ALADIN-Climat et inclue une toute nouvelle physique en comparaison à celle utilisée pour l'exercice Med-CORDEX (e.g., Sevault et al. [2014](#)). C'est une version non définitive ("prototype"), en cours d'évaluation et de calibration au CNRM. Dans cette physique, le schéma de convection traite de manière unifiée la convection sèche, peu profonde et profonde, avec une fermeture en relaxation de la CAPE et une équation pronostique de la vitesse verticale des ascendances convectives (Guérémy [2011](#), Piriou et al. [2007](#)). Ce schéma dispose d'une microphysique détaillée identique à celle utilisée pour la partie grande échelle (Lopez, [2002](#)). Le schéma de condensation grande échelle et de nuage utilise l'approche statistique de Ricard et Royer ([1993](#)). La turbulence est décrite via la résolution d'une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente basée sur les travaux de Cuxart et al. ([2000](#)). Le code radiatif traite séparément les ondes courtes (Morcrette [1990](#)) et l'infrarouge thermique (schéma RRTM; Mlawer et al. [1997](#)).

2.1.3.3. Simulation Met Office Unified Model

Une troisième simulation utilisée dans cette thèse est celle du modèle global MetOffice Unified Model (MetUM) sur la période 1988-2009. La version utilisée ici est une projection à fine échelle du modèle global sur notre domaine d'étude. Elle est à la résolution horizontale de $25 \times 25 \text{ km}^2$ et possède 85 niveaux sigma sur la verticale. Cette simulation n'est ni forcée ni guidée par des réanalyses. Il s'agit d'une configuration en atmosphère globale HadGEM3 (Hewitt et al., [2011](#)) qui inclut des configurations court-terme pour la prévision numérique. Elle utilise le schéma radiatif d'Edwards et Selingo ([1996](#)) qui tient compte de l'absorption et la diffusion des rayons par les gaz à

effet de serre et les aérosols, le schéma microphysique de Wilson et Ballard (1999), le schéma de condensation PC2 (Wilson et al. 2008a et 2008b), un schéma de couche limite de Gregory et al. (1998), un schéma d'advection semi-Lagrangien Davies et al. (2005) et un schéma de convection en flux de masse de Gregory et Rowntree (1990).

Une paramétrisation de nuages est utilisée dans ce modèle pour calculer la fraction nuageuse dans chaque point de grille (Walters et al. 2011). Les nuages apparaissent aux échelles sous-mailles avant que l'humidité moyenne d'une maille atteigne sa saturation. Le schéma de paramétrisations des nuages (Wilson et al. 2008a et 2008b) est donc requis pour déterminer la fraction de la maille couverte par le nuage et la quantité et la phase de l'eau condensée du nuage. La formation du nuage va convertir la vapeur d'eau du nuage en liquide ou glace. La couverture nuageuse et les contenus en glace et en eau liquide sont utilisés par le schéma radiatif pour calculer l'effet radiatif des nuages et par le schéma microphysique pour calculer les précipitations si elles se forment.

Les sorties de modèle utilisées dans cette thèse sont des fractions nuageuses calculées sur les 85 niveaux. Cette simulation est utilisée dans le chapitre 5 pour évaluer la représentation des flux radiatifs avec des observations du SARTA et CERES.

2.2. Méthodes

2.2.1. Simulateur lidar

2.2.1.1. Adaptation à la simulation WRF/MEDCORDEX

Pour comparer la simulation aux observations, le simulateur lidar de COSP (Chepfer et al. 2008) ou Cesana et Chepfer 2012) a été adapté au modèle méso-échelle WRF et plus particulièrement au schéma de microphysique utilisé ici (WSM5) par Florian Rouvière au cours de son stage de M2 sous la responsabilité de Sophie Bastin: il permet de simuler ce qu'aurait mesuré CALIOP s'il avait survolé l'atmosphère simulée par le modèle. Les étapes sont les suivantes :

- calcul des profils de SR conformes à ce qui aurait été mesuré si l'atmosphère avait été celle de la simulation (Chepfer et al. 2008)
- utilisation des mêmes seuils de SR que pour les produits GOCCP (Tab. 2.A) pour calculer des profils de fraction nuageuse à partir des SR simulés en suivant la méthode GOCCP (Sect. 2.1.1.1).

Pour calculer le signal des sorties du modèle, suivant l'équation 2.3 (Sect. 2.1.1.1) il est nécessaire de connaître le rayon effectif r et la distribution en taille $n(r, z)$ de chaque météore produit par la simulation (liquide, glace et neige). Ces grandeurs n'étant pas des sorties directes du modèles, elles sont calculées à partir des rapports de mélange de la glace (Q_i), de la neige (Q_s) et de l'eau liquide (Q_l) en utilisant les mêmes hypothèses que celles utilisées dans le schéma microphysique WSM5. Les sorties de la simulation (Q_i , Q_l , Q_s , pression, température) sont interpolées sur la même grille verticale que GOCCP avec un profil lidar par pixel à une résolution de $20 \times 20 \text{ km}^2$ pour chaque

nuit à 00UTC sur la période 2006-2011. Les profils de fraction nuageuse sont calculés selon la même méthode que les observations (Sect. 2.1). Les variables obtenues sont $SR_{WRF+sim}^T(z)$ et $CF_{WRF+sim}^T(z)$ (Tab. 2. B), le T signant Total car dans ce jeu de données on considère tous les points de grille toutes les nuits.

Tableau 2.C : Définition des jeux de données utilisés pour l'étude. Les colonnes donnent le type d'échantillonnage et les lignes donnent le type de données. SR est le rapport de diffusion mesuré par le lidar et CF est la fraction nuageuse mesurée pour chaque pixel.

	Echantillonnage CALIPSO: en suivant les traces du satellite	Echantillonnage WRF: tous les pixels du domaine, tous les jours
Observations GOCCP 06/2006 - 12/2011	$SR_{GOCCP}(z)$ $CF_{GOCCP}(z)$	
Simulation WRF + simulateur COSP 06/2006 - 12/2011	$SR_{WRF+sim}(z)$ $CF_{WRF+sim}(z)$	$SR_{WRF+sim}^T(z)$ $CF_{WRF+sim}^T(z)$

Pour comparer la simulation aux observations CALIOP, la base de données de la simulation doit être extraite avec le même échantillonnage que le satellite (mêmes pixels aux mêmes heures). $SR_{WRF+sim}(z)$ et $CF_{WRF+sim}(z)$ sont alors calculés: il s'agit d'un calcul équivalent à celui réalisé pour $SR_{WRF+sim}^T(z)$ et $CF_{WRF+sim}^T(z)$, mais en ne se basant que sur les profils qui coïncident avec les traces de CALIPSO, extraits aux heures les plus proches du passage du satellite (soit à 00 UTC ou 03 UTC) sur 2006-2011. Comme la résolution horizontale de CALIPSO est de 330 m alors que celle de la simulation est de 20 km, le nombre de profils CALIPSO qui coïncident avec un point de grille de la simulation peut varier entre 0 (Fig. 2.2) et 85. Les profils simulés sont alors dupliqués pour donner plus de poids aux pixels qui sont traversés en diagonale qu'aux pixels qui sont effleurés par la trace du satellite. On crée ainsi une trace similaire à celle de CALIPSO avec le même nombre de profils par pixel. Une extraction sans duplication des profils (un seul profil de WRF par pixel) a été testée : les différences sont négligeables (Fig. 2.10 Annexe 2.1).

2.2.1.2. Illustration

La Fig. 2.6a montre un exemple de profils verticaux de $SR_{GOCCP}(z)$ suivant une trace CALIPSO entre les latitudes 30°N et 50°N et les longitudes 3°E et 5°E. La même scène est représentée dans la Fig. 2.6b avec l'eau condensée simulée, alors que la Fig. 2.6c montre $SR_{WRF+sim}(z)$, c'est à dire la Fig. 2.6b passée à travers le simulateur lidar. Le rouge sur les 3 figures représente les nuages, le bleu dominant de chaque figure montre le ciel clair et le bleu foncé en dessous du rouge dans les Fig. 2.6a et 2.6c indique le signal totalement atténué du lidar. Comme la simulation utilisée ne contient pas d'aérosols, la couche limite n'est pas bien représentée dans les profils simulés (Fig. 2.6b 2.6c).

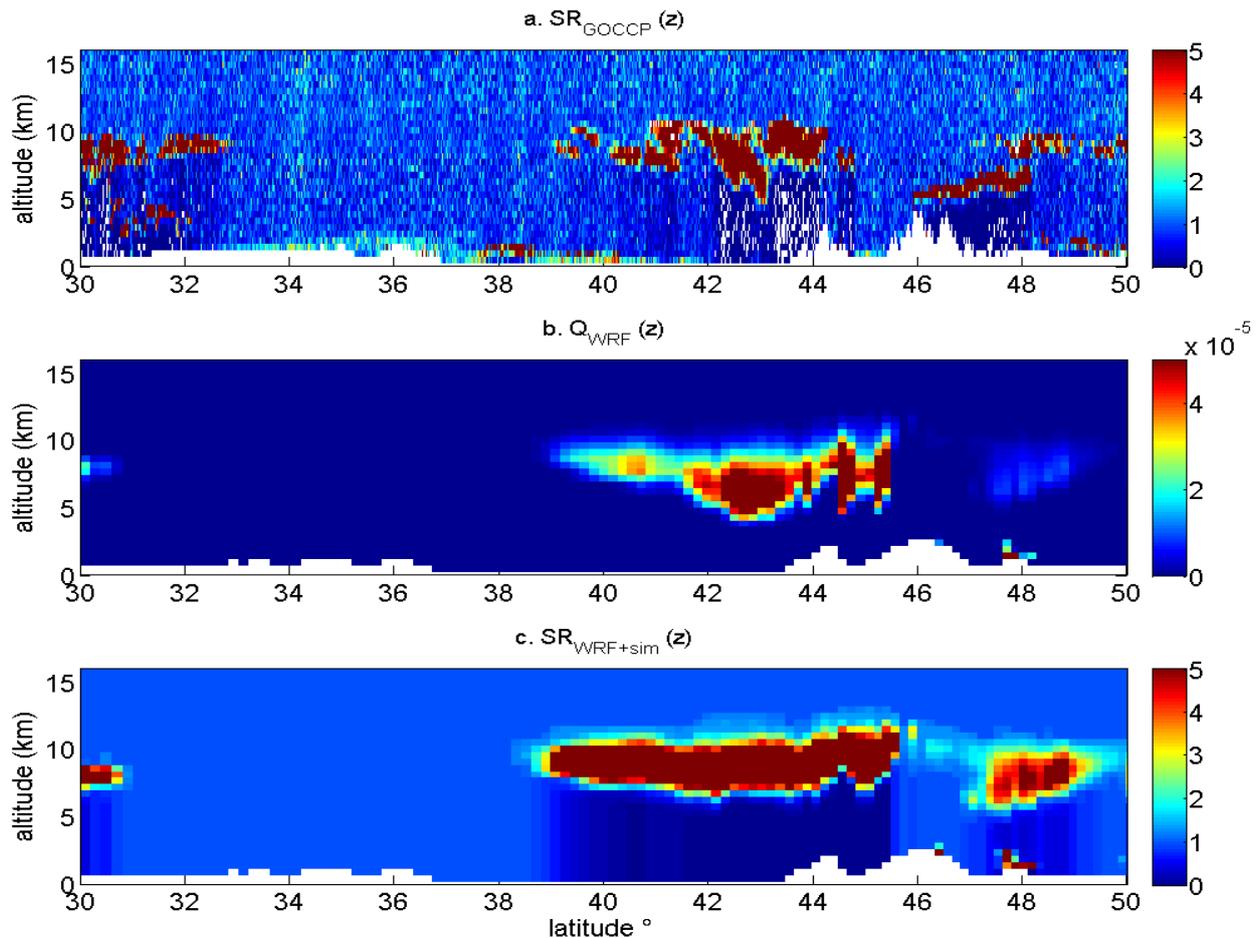


Figure 2.6: Exemple de trace de nuit de CALIPSO au 19/01/2009, autour de la longitude 5°E. (a) $SR(z)$ observée par le lidar CALIOP; (b) eau condensée totale ($Q_i+Q_s+Q_l$) simulée par WRF; (c) $SR(z)$ simulée par WRF en utilisant le simulateur lidar COSP.

Pour la scène choisie, les nuages détectés par CALIOP (Fig. 2.6a) sont simulés par le modèle (Fig. 2.6b and 2.6c), avec quelques différences autour de 32°N et autour de 49°N. La structure verticale des nuages dans ce cas d'étude est moins variable dans la simulation que dans les observations. Ce résultat de nuages persistants en terme d'occurrence et de durée de vie dans des modèles de simulation régionale a été montré dans de précédentes études, comme l'évaluation de cas d'étude de cirrus (1-2 mois) simulés avec le modèle 5ème génération du Pennsylvania State University-NCAR Mesoscale Model (MM5) et comparés avec des observations sol en France (Chiriaco et al. 2006) et sur l'Europe avec des observations lidar du Ice, Cloud and land Elevation Satellite (IceSat) (Chepfer et al. 2007).

La comparaison entre les Fig. 2.6b et 2.6c illustre l'importance de l'utilisation du simulateur lidar en sortie du modèle pour les comparaisons aux observations :

- Le signal lidar est caractérisé par l'atténuation totale qui masque les basses couches même si elles sont simulées : à 43°N, entre 5 et 7 km un fort rapport de mélange est simulé (Fig. 2.6b) alors que le $SR(z)$ correspondant est inférieur à 0.01 (Fig. 2.6c).
- Le signal lidar détecte la diffusion des particules et non leur concentration. Un faible rapport de mélange peut correspondre à un SR significatif comme entre 40 et 41° N autour de 9 km ou entre 46° et 48° N. Les valeurs de $SR(z)$ dépendent, en plus de la concentration des particules, des propriétés optiques des particules nuageuses.

Avant d'utiliser ces outils pour étudier la variabilité des nuages sur la région, deux étapes sont nécessaires: (1) l'évaluation des biais dus à l'échantillonnage du satellite (Sect. 2.2.2) et (2) évaluation des biais des nuages simulés (Sect. 3.1.1.2).

2.2.2. Biais dus à l'échantillonnage du satellite

La Fig. 2.2 montre que, sur une grille de résolution horizontale de 20×20 km², le satellite ne survole pas tous les pixels et que le nombre de passages du satellite sur les pixels survolés est de 6 au maximum en une saison. Pour étudier la variabilité des nuages à cette échelle spatiale et à cette résolution, il est nécessaire de cumuler suffisamment de profils (temporellement et spatialement). Cette section a pour but de quantifier les biais dû à l'échantillonnage sur l'estimation des nuages sur la région d'étude.

2.2.2.1. Profils de fraction nuageuse

L'effet de l'échantillonnage du satellite sur l'estimation des fractions nuageuses est examiné ici en n'utilisant que la simulation. En effet, par définition, l'échantillonnage complet n'existe pas dans les observations. Les profils noirs de la Fig. 2.7 sont calculés sur environ 2.10^6 profils et représentent $CF_{WRF+sim}^T(z)$, c'est-à-dire le cumul des profils en échantillonnage complet (un profil par jour, à minuit, pour chaque pixel du domaine). Ces profils sont comparés aux profils rouges qui sont calculés sur 5.10^4 profils et qui représentent $CF_{WRF+sim}(z)$, c'est-à-dire le cumul des profils de fraction nuageuse extraits suivant les traces du satellite (soit 0 profil par pixel, soit plusieurs profils dupliqués par pixel pour que leur nombre soit égal au nombre de profils CALIPSO qui y coïncident). Ces profils de fraction nuageuse sont moyennés sur tout le domaine et toutes les années (2006-2011) pour chaque saison.

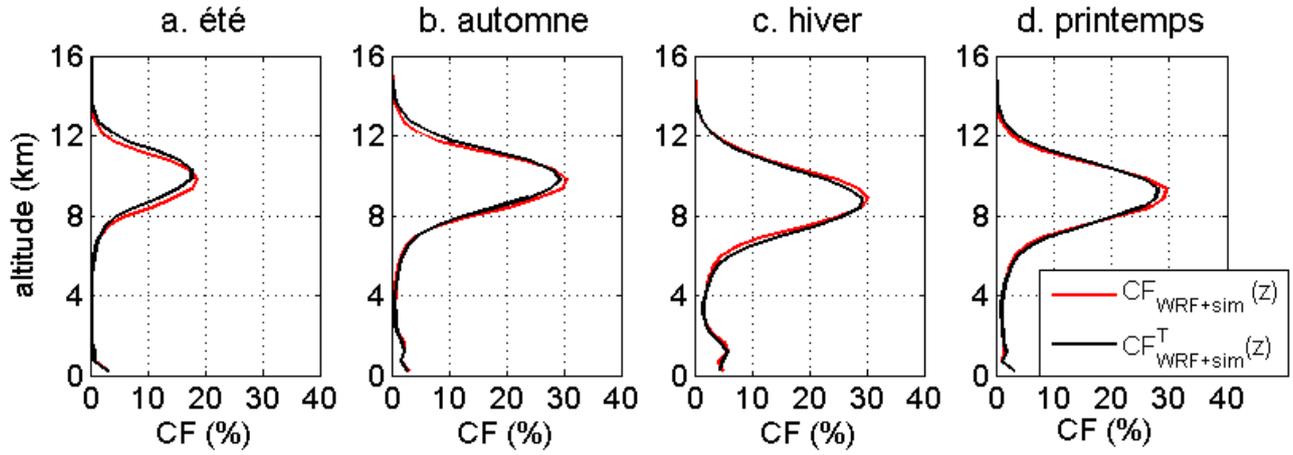


Figure 2.7: Profils de fraction nuageuse simulés cumulés sur l'ensemble du domaine d'étude et moyennés sur 2006-2011. (a) été (JJA), (b) automne (SON), (c) hiver (DJF), (d) printemps (MAM). Les profils rouges représentent la simulation extraite suivant les traces du satellite ($CF_{WRF+sim}(z)$) et les profils noirs correspondent à la simulation extraite selon un échantillonnage total, soit tous les jours à 00UTC sur tout le domaine ($CF_{WRF+sim}^T(z)$) ; $5 \cdot 10^4$ profils ont été utilisés pour construire un profil rouge et $2 \cdot 10^6$ pour construire un profil noir.

Pour les 4 saisons (Fig. 2.7), l'échantillonnage CALIPSO ne génère pas de biais importants sur les profils lidar: $CF_{WRF+sim}(z)$ et $CF_{WRF+sim}^T(z)$ sont très similaires. Des différences sont détectées uniquement pour les nuages hauts ($z > 6.5$ km). Ceci est dû aux faibles valeurs de fraction nuageuse en dessous de 6 km (Fig. 2.7). Cet aspect sera discuté ultérieurement dans la Sect. 3.1.1.2.

Pour chaque niveau, une erreur de CF (en pourcentage de nuages) est calculée comme suit :

$$\beta(z) = CF_{WRF+sim}(z) - CF_{WRF+sim}^T(z) \quad (\text{Équation 2.10})$$

Dans la Tab. 2.C, les valeurs maximales d'erreur pour chaque couche (bas, moyens et hauts), obtenue à un niveau donné est indiquée. Elle correspond à :

$$Err.max. abs. = \begin{cases} Max(\beta(z \geq 6.5km)) \text{ pour les nuages hauts} \\ Max(\beta(3.2km \leq z < 6.5km)) \text{ pour les nuages moyens} \\ Max(\beta(z < 3.2km)) \text{ pour les nuages bas} \end{cases} \quad (\text{Équation 2.11})$$

Comme la valeur de la fraction nuageuse varie entre les nuages bas, moyens et hauts et en fonction des saisons, j'ai aussi calculé une erreur relative selon la formule suivante:

$$Err.rel. = \left| \frac{CF_{WRF+sim}(z) - CF_{WRF+sim}^T(z)}{CF_{WRF+sim}^T(z)} \right| \times 100 \quad (\text{Équation 2.12})$$

Les valeurs des erreurs relatives moyennes (en valeur absolue) pour les 3 couches et les 4 saisons sont aussi résumées dans le Tab. 2.C.

Tableau 2.D : Différences maximales en termes de fraction nuageuse (i.e. erreurs absolues – “abs.”) entre les profils extraits suivant l’échantillonnage de CALIPSO et ceux extraits selon un échantillonnage total (Eq. 2.10 et 2.11) pour nuages hauts, moyens et bas. Les erreurs relatives (“rel.”) sont calculées selon Eq. 2.12 et représentent l’erreur relative moyenne de la couche (bases, moyenne ou haute). $CF_{WRF+sim}(z)$ and $CF_{WRF+sim}^T(z)$ sont moyennés sur 2006-2011 et classés par saison (colonnes).

Couche	Erreur	Été	Automne	Hiver	Printemps
Nuages bas	Err. max. abs.	+ 0.18 %	+ 0.25 %	+ 0.75 %	+ 0.14 %
	Err. rel.	11%	6%	8 %	8 %
Nuages moyens	Err. max. abs.	- 0.05 %	- 0.28 %	- 1.5 %	- 0.57 %
	Err. rel.	11 %	7 %	13 %	9 %
Nuages hauts	Err. max. abs.	- 3.2 %	- 2.6 %	+ 2.0 %	+ 1.5 %
	Err. rel.	21 %	9 %	5 %	7 %

L’erreur maximale de fraction nuageuse atteinte sur un niveau donné dans les nuages hauts est de 3% sur une saison. Les erreurs relatives moyennées par couche, pour les nuages hauts sont plus petites en hiver (5%) et au printemps (7%) qu’en automne (9%) et en été (21%). Les erreurs paraissent élevées en été et en automne : ceci est principalement dû à un léger décalage vertical des profils, ce qui augmente la différence relative entre deux profils pour un niveau donné, surtout là où la fraction nuageuse n’est pas maximale. Ce décalage vertical peut être lié à l’occurrence de la convection profonde qui est plus fréquente en été et en automne et qui donne lieu à des nuages locaux (Funatsu et al., 2009) qui peuvent être plus facilement manqués par le satellite vu leur courte durée de vie et leur faible étendue spatiale (Rysman et al., 2013).

Pour les nuages moyens et bas, les différences en fraction nuageuse entre $CF_{WRF+sim}(z)$ et $CF_{WRF+sim}^T(z)$ sont très faibles (autour de 0.1 %). Malgré les faibles valeurs de fraction nuageuse, l’erreur relative moyenne à ces niveaux reste petite: 6% en automne, 9% au printemps et 11% en été. Il faut noter qu’en hiver, les biais pour les nuages moyens atteignent les 13%. L’origine de la sous-estimation des nuages bas et moyens est discutée dans la Sect. 3.1.1.2.

2.2.2.2. Histogrammes de rapport de diffusion

Pour aller plus loin dans l’estimation de l’effet de l’échantillonnage du satellite, des histogrammes de SR sont analysés (Fig. 2.8). Les histogrammes 3D donnent une information verticale de l’épaisseur optique des nuages qui dépend de la quantité et des propriétés physiques des particules qui le composent.

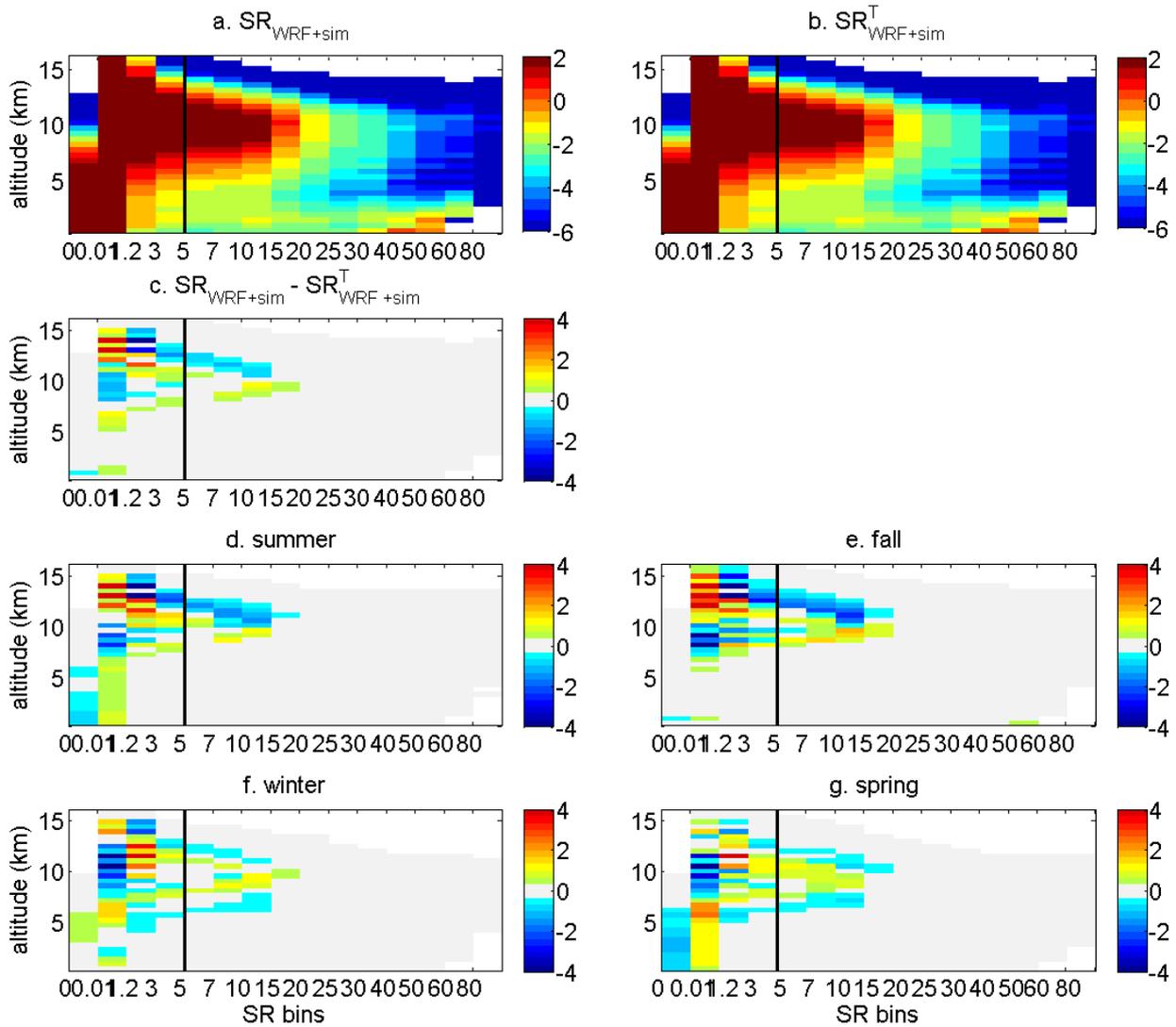


Figure 2.8 : Histogrammes de $SR(z)$ cumulés sur 06/2006 to 12/2011 pour la simulation: (a) $SR(z)$ simulé suivant les traces de CALIPSO $SR_{WRF+sim}(z)$ en échelle logarithmique; (b) de même que (a) selon échantillonnage de WRF $SR_{WRF+sim}^T(z)$; (c) est (a)-(b); (d) idem que (c) mais qu'en été; (e) automne; (f) hiver; (g) printemps. Les échelles de couleur correspondent aux pourcentages des occurrences normalisées pour chaque niveau (la somme d'une ligne est 100%). La barre noire indique le seuil de détection nuageuse $SR = 5$.

Comparons dans un premier temps les Fig. 2.8a et Fig. 2.8b qui représentent la distribution de l'occurrence des différents bins de SR à chaque altitude, quand les profils SR sont cumulés selon les traces de CALIPSO ($SR_{WRF+sim}(z)$) pour la Fig. 2.8a, et avec l'échantillonnage complet de la simulation ($SR_{WRF+sim}^T(z)$) pour la Fig. 2.8b. Pour chaque figure, la 1ère colonne représente le pourcentage des profils totalement atténués et la 2ème colonne représente le pourcentage des profils de ciel clair ($0.01 \leq SR(z) < 1.2$). Les 3^{ème} et 4^{ème} colonnes sont des profils non classés ($1.2 \leq SR(z) < 5$). Les colonnes suivantes (soit à droite de la barre verticale noire) représentent les profils nuageux ($SR(z) \geq 5$). Les Fig. 2.8a et 2.8b sont très similaires avec beaucoup d'atténuation en dessous de 7km, beaucoup de nuages hauts avec $5 \leq SR(z) < 20$ et quelques nuages bas pour des

valeurs $40 \leq SR(z) < 60$. Les similitudes montrent que la distribution de SR n'est pas significativement affectée par le sous-échantillonnage du satellite.

La Fig. 2.8c montre la différence absolue entre la Fig. 2.8a et la Fig. 2.8b. En moyenne, les différences dues à l'échantillonnage du satellite pour les valeurs $1.2 \leq SR(z) < 20$ en dessous de 7km et pour les valeurs de $SR(z) \geq 20$ (toutes altitudes) sont inférieures à 0.25% (gris). Pour $5 \leq SR(z) < 20$, les différences pour les nuages hauts sont autour de 2%. Les différences sont les plus marquées pour les valeurs $0.01 \leq SR(z) < 3$ (ciel clair et profils non classés) aux altitudes 12 à 14 km.

La Fig. 2.8c est séparée en quatre saisons (Fig. 2.8d à 2.8g). Les biais dus au sous-échantillonnage sont plus marqués, car moins de profils sont cumulés. Les différences restent néanmoins faibles pour toutes les saisons et les biais sont majorés pour les niveaux hauts ou moyens en hiver et en été. Pour les valeurs de SR qui dépassent le seuil de détection nuageuse ($SR \geq 5$), les plus grandes erreurs en termes d'amplitude sont détectées en automne et en été. Ceci est cohérent avec la Fig. 2.8. Les différences d'échantillonnage au printemps et en hiver apparaissent sur plus de niveaux verticaux qu'en automne et en été avec la fraction nuageuse (Fig. 2.7) : ils sont associés à des biais de SR compris entre 5 et 20 (nuages fins ; Fig. 2.8f et Fig. 2.8g).

Aussi, les histogrammes de SR montrent que, pour les nuages hauts (au-dessus de 8 km), les différences dues à l'échantillonnage sont maximales en automne alors qu'en fraction nuageuse elles sont maximales en été: ceci est dû à la définition de la fraction nuageuse qui est liée à la fois au pourcentage des $SR \geq 5$ mais aussi aux profils totalement atténués ($SR \leq 0.01$). En effet, entre 8 et 10km, il y a plus de différences sur les profils totalement atténués en automne qu'en été (signal noyé dans le gris): ceci explique pourquoi les erreurs de fraction nuageuse sont plus importantes en été même si SR montre plus de différences pour les profils nuageux en automne.

La surestimation et la sous-estimation des valeurs de SR dues au sous-échantillonnage du satellite dépendent de l'altitude. Autour de 9-10 km, où la fraction nuageuse est maximale, l'échantillonnage du satellite donne toujours lieu à une surestimation des valeurs de SR. Ceci est cohérent avec les profils de fraction nuageuse (Fig. 2.7).

2.2.2.3. Biais d'échantillonnage et simulation

Nos résultats concernant l'estimation des erreurs dues au sous-échantillonnage du satellite peuvent être biaisés par les erreurs propres au modèle sur sa capacité à simuler les nuages. Les biais du modèle sont évalués dans la Sect. 3.1.1.2. Les résultats de ces biais sont ici utilisés directement pour calculer les erreurs réelles dues au sous-échantillonnage du satellite.

L'estimation des biais d'échantillonnage du satellite à partir des fractions nuageuses observées est définie par:

$$\varepsilon(z) = |CF_{GOCCP}(z) - CF_{GOCCP}^T(z)| \quad (\text{Équation 2.13})$$

$CF_{GOCCP}^T(z)$ est une fraction nuageuse théorique qu'on aurait eue si le satellite avait un échantillonnage total (observations sur tous les pixels à 00UTC).

On définit $\alpha(z)$ comme étant le biais relatif du modèle (Sect. 3.1.1.2), donc :

$$\alpha(z) = \frac{CF_{WRF+sim}(z)}{CF_{GOCCP}(z)} \quad (\text{Équation 2.14})$$

Vérifions si l'on peut faire l'approximation : $\alpha(z) = \frac{CF_{WRF+sim}^T(z)}{CF_{GOCCP}^T(z)}$ (Équation 2.15)

Pour cela, on veut tester l'indépendance de α au nombre de profils de l'échantillon choisi. Différents jeux de données ont été extraits. Comme les observations et la simulation sont nécessaires pour tester cette hypothèse, l'échantillonnage du satellite a été réduit en ne considérant qu'un profil sur 2 (test 7), 1 sur 3 (test 6) et jusqu'à un profil sur 20 (test 1).

Le Tab. 2.D présente les résultats de ces tests et les valeurs de α pour les nuages bas, moyens et hauts. Le tableau montre que quand le nombre de profils est plus grand que 1/15 de celui de l'échantillon de CALIPSO (i.e tests 2 et suivants), $\alpha(z)$ est presque constant.

Tableau 2.E : Biais relatifs du modèle sur l'Europe (Eq. 2.14) pour les nuages bas (1ère ligne), nuages moyens (2ème ligne) et nuages hauts (3ème ligne) en testant différents types d'échantillonnage (test 1 veut dire on extrait un profil sur 20 et test 8 veut dire qu'on extrait tous les profils suivant la trace du satellite).

Echantillon	Test 1 : 1 / 20	Test 2 : 1/15	Test 3 : 1/10	Test 4 : 1 / 5	Test 5 : 1/4	Test 6 : 1/3	Test 7 : 1/2	Test 8 : 1/1
Bas	0.29	0.43	0.38	0.38	0.40	0.36	0.37	0.36
Moyens	0.51	0.47	0.40	0.40	0.42	0.42	0.43	0.43
Hauts	7.94	2.33	2.40	2.19	2.33	2.35	2.33	2.32

On en déduit que l'Eq. 2.15 est valide et $\alpha(z) = \frac{CF_{WRF+sim}^T(z)}{CF_{GOCCP}^T(z)}$ puisqu'avec l'échantillonnage total on a plus de profils que dans le test 8.

En considérant les équations (2.13), (2.14) et (2.15), $\varepsilon(z)$ peut s'écrire:

$$\varepsilon(z) = \left| \frac{CF_{WRF+sim}(z)}{\alpha(z)} - \frac{CF_{WRF+sim}^T(z)}{\alpha(z)} \right| = \frac{|\beta(z)|}{\alpha(z)} \quad (\text{Équation 2.16})$$

β étant l'erreur de d'échantillonnage estimée par la simulation définie par l'équation 2.10.

Tableau 3.F : Estimation des erreurs d'échantillonnage en moyenne spatiale et sur les années à partir de l'estimation des erreurs d'échantillonnage effectuée avec la simulation (β , Sect. 2.2.2.1) et les biais moyens du modèle (α , Sect. 3.1.1.2). "Moy" ("max") désigne l'erreur moyenne (maximale) sur les niveaux pour chaque couche (bas, moyen et hauts).

	Erreurs relatives de CF dans le modèle $\alpha = \frac{CF_{WRF+sim}}{CF_{GOCCP}}$	Erreurs d'échantillonnage de CALIPSO estimées par CF simulée $ \beta = CF_{WRF+sim} - CF_{WRF+sim}^T $	Erreur d'échantillonnage de CALIPSO $\varepsilon = \frac{ \beta }{\alpha}$
Nuages bas	0.36	Moy=0.15% ; max=0.33%	Moy=0.4% ; max=0.9%
Nuages moyens	0.43	Moy =0.4% ; max=0.6%	Moy=0.9% ; max=1.4%
Nuages hauts	2.32	Moy =1.4% ; max=2.35%	Moy=0.6% ; max=1%

La combinaison des erreurs d'échantillonnage estimées par la simulation avec les biais du modèle donne une estimation plus réaliste des biais dus au sous-échantillonnage (Tab 3.E. Les résultats montrent qu'en moyenne en terme de CF les erreurs sont inférieures à 1%. Ceci correspond en relatif (par rapport à la fraction nuageuse moyenne) à des erreurs de l'ordre de 12% pour les nuages bas, 25% pour les nuages moyens et 7% pour les nuages hauts. Ces valeurs sont comparables à celles trouvées avec la simulation (β). Les erreurs d'échantillonnage peuvent être plus importants sur certains niveaux (16% pour nuages hauts, 19% nuages bas et jusqu'à 35% en nuages moyens).

2.2.3. La classification en régimes de temps

Une dernière méthode que je présente ici et que j'utilise dans ma thèse est la classification en régimes de temps qui va me servir à séparer la composante « dynamique de grande échelle » des processus plus locaux liés aux nuages.

Comme déjà mentionné en introduction, le climat européen est influencé au 1^{er} ordre par la circulation grande échelle, et ainsi la variabilité des nuages sur la région est régie principalement par cette dynamique (e.g. Blackmon et al., 1977). La situation moyenne sur le Nord de l'Atlantique est caractérisée par la persistance d'une dépression sur l'Islande et d'un anticyclone sur les Açores. Des fluctuations par rapport à cette situation moyenne, en particulier en hiver, peuvent être classées en quatre régimes de temps (Vautard 1990, Cassou et al. 2011, Yiou et al. 2007). Cette classification de la situation synoptique est une manière de caractériser les flux de grande échelle en Europe et sur le Nord de l'Atlantique. Elle nous permet d'étudier la variabilité des nuages d'un régime à l'autre ainsi que leur variabilité au sein d'un même régime.

La classification utilisée ici (Yiou et al. 2007) est journalière, calculée à partir des réanalyses NCEP en utilisant le géopotential à 500 hPa (Z500) depuis 1948. Pour retenir le caractère grande échelle,

le cycle saisonnier a tout d'abord été retiré de Z500, puis, en utilisant les composantes principales et les fonctions empiriques orthogonales (EOFs), 90% de la variance a été retenue. Les régimes de temps ont ensuite été calculés en utilisant la méthode d'analyse en cluster "k-means" (Michelangeli et al. 1995). Chaque jour d'hiver est alors classé en un régime de temps par calcul de minimisation des distances.

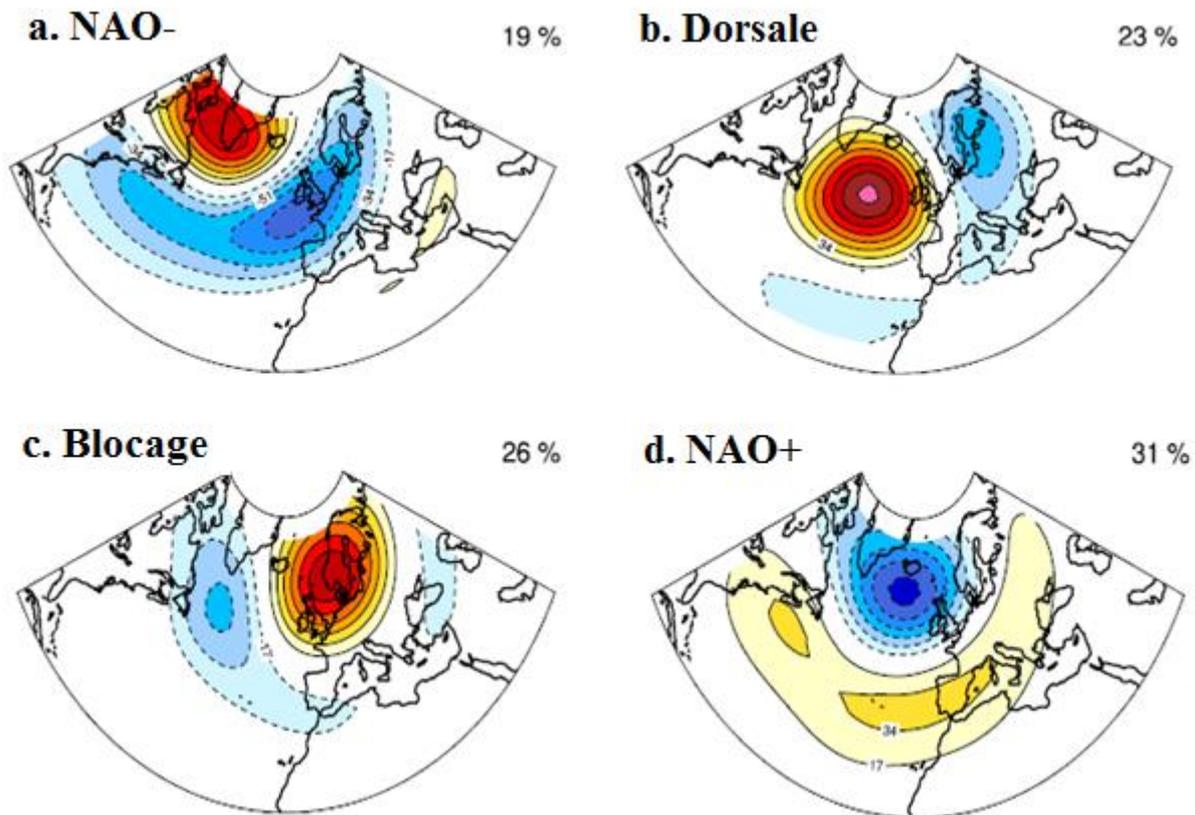


Figure 2.9 : Anomalies de 7500 dans les 4 régimes de temps définis dans Yiou et al. 2007 et calculées à partir des réanalyses de NCEP sur 1948–2006. Les pourcentages indiquent la fréquence du régime sur cette période.

Les régimes de temps Nord Atlantique d'hiver sont :

- La phase négative de l'oscillation Nord Atlantique (NAO⁻) : elle désigne le régime où il y a affaiblissement de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande, ce qui atténue les vents d'ouest. Ces vents migrent un peu vers le sud ce qui apporte humidité et pluie sur la méditerranée. Un temps Sibérien sec et froid, s'installe au Nord de l'Europe en hiver. En été, le temps est sec et doux (Fig. 2.9a).
- La phase positive de l'oscillation Nord Atlantique (NAO⁺) : elle se manifeste par une intensification de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande. Les vents d'ouest deviennent alors plus forts. Ils arrivent au nord de l'Europe apportant en hiver l'air humide de l'océan, des précipitations accrues et des tempêtes. Le sud de l'Europe et le bassin méditerranéen connaissent à ce moment-là un temps sec. En été, l'advection de l'air chaud

en provenance de l'Afrique du Nord domine l'Europe, ce qui favorise la fréquence des jours chauds (Fig. 2.9b).

- Le blocage de Scandinavie : il est caractérisé par un anticyclone persistant sur le nord de l'Europe et une dépression en Groenland. Le nord-ouest de l'Europe est sous l'influence de l'anticyclone de Sibérie qui élimine toute instabilité convective, donne lieu à du ciel clair. Un temps froid et sec règne en hiver. En été, ce temps favorise les canicules (Fig. 2.9c).
- La dorsale Atlantique : l'anticyclone des Açores se déplace vers le nord de l'Atlantique et couvre tout le bassin. Un temps beau et sec s'installe en Europe pour les deux saisons (Fig. 2.9d).

La classification journalière en régimes est moins marquée en été car la situation synoptique en Europe est beaucoup plus influencée par la présence d'évènements locaux. En automne et en hiver, ce type de classification est encore peu développé, car la situation de grande échelle change très rapidement et rend peu pertinente cette méthode.

La classification en régimes de temps en hiver sera principalement utilisée dans le chapitre 4 pour analyser la réponse des nuages dans chaque régime puis pour caractériser les nuages dans un cas d'étude.

Conclusion

Les observations disponibles sur 10 ans nous apportent une information précise sur la distribution verticale des nuages sur la région Europe Méditerranée. Pour compléter les observations à la fois spatialement et temporellement (période plus longue), une simulation de WRF/MedCordex a été utilisée.

La question d'échantillonnage du satellite a tout d'abord été traitée en utilisant la simulation: les biais sont estimés en comparant deux bases de données des nuages du modèle où la première est extraite de façon régulière, tous les jours sur tout le domaine et la deuxième est extraite seulement en suivant les traces de CALIPSO. Cette comparaison montre que les biais d'échantillonnage varient selon les saisons et les altitudes et qu'ils ne sont pas négligeables en automne et en été. Les histogrammes de SR montrent que les différences se produisent surtout pour les valeurs de SR < 5 (non nuageux). Les résultats du chapitre 3 concernant les biais du modèle ont été utilisés ici pour avoir une estimation plus réaliste des vrais biais d'échantillonnage du satellite. Les biais réels ont *a priori* des amplitudes équivalentes, en relatif, à ceux estimés avec la simulation seule.

Cette association simulation-observations a permis, dans le chapitre 3, d'évaluer les nuages dans le modèle ainsi que la caractérisation de la variabilité des nuages sur l'Euro-Méditerranée.

Chapitre 3: Caractérisation des nuages en Euro - Méditerranée

Introduction

Le but de ce chapitre est de caractériser la variabilité des nuages, à la fois verticale, spatiale et temporelle, sur la région Euro-Méditerranée à partir des observations de télédétection active (GOCCP) décrites dans le chapitre 2 de la thèse, et de l'évaluer dans la simulation WRF/Medcordex. C'est la première fois que les variabilités spatiale et temporelle des nuages sont caractérisées sur l'Europe en prenant en compte la distribution verticale des nuages. Plusieurs années d'observations sont disponibles désormais, permettant ainsi d'aborder des échelles de temps plus longues (e.g interannuel) et d'obtenir des comportements moyens plus représentatifs du climat présent. D'autre part, la représentation des nuages dans les modèles régionaux a été peu évaluée précédemment et seulement pour des études de cas: Chiriaco et al. [2006](#); Chepfer et al. [2007](#); Chaboureau et al. [2002](#). On va pouvoir les évaluer ici de manière plus adaptée à leur utilisation en les comparant à des observations satellites sur plusieurs années.

3.1. Caractérisation du cycle saisonnier et évaluation du modèle

Dans cette première partie, nous nous intéressons au cycle saisonnier des nuages car c'est *a priori* le cycle le plus marqué du fait des changements d'influence synoptique sur l'Europe entre l'hiver et l'été. La variabilité saisonnière des profils de fraction nuageuse sont étudiés séparément sur l'Europe continentale et la mer Méditerranée. A l'aide d'un masque Terre/Mer, l'Europe représente tous les pixels sur terre dans le rectangle bleu de la figure 2.2 alors que la mer Méditerranée représente tous les pixels situés sur la mer dans le rectangle rouge de la même figure. Il faut aussi noter que la variabilité sur l'Atlantique a été étudiée mais les résultats montraient beaucoup de similarités avec l'Europe continentale et ne sont donc pas présentés.

Les profils nuageux sont moyennés pour chaque saison sur la période juin 2006 (début de CALIPSO) à décembre 2011 (fin de la simulation). Pour l'évaluation de la simulation, seule les profils extraits suivant les traces du satellite sont utilisés dans cette partie pour conserver le même échantillonnage (Sect. 2.2.2).

3.1.1. Profils de fraction nuageuse

3.1.1.1. Cycle saisonnier

Dans cette section, seules les observations sont analysées pour décrire le cycle saisonnier de la distribution verticale des nuages. Dans la figure 3.1.a, la courbe rose montre un profil de $CF_{GOCCP}(z)$ en fonction de l'altitude. Ce profil est moyenné spatialement sur l'Europe (cadre bleu

de la fig. 2.2 en y appliquant un masque terre-mer) et temporellement sur la période 06/2006 à 12/2011. Le profil rose sur la figure 3.1.b représente la même chose que sur la Fig. 3.1.a mais moyenné sur la Méditerranée.

Dans notre cas, l'Europe couvre les latitudes 40°N et 52°N alors que la mer Méditerranée se situe entre les latitudes 30°N et 42°N. Il faut noter que la Méditerranée est sous l'influence des flux synoptiques nord Atlantiques qui affectent le climat Européen (en particulier en hiver, Cassou et al. [2004](#), Yiou et al. [2007](#)) et donc la zone continentale mais aussi des tempêtes tropicales (Rysman et al. [2013](#)).

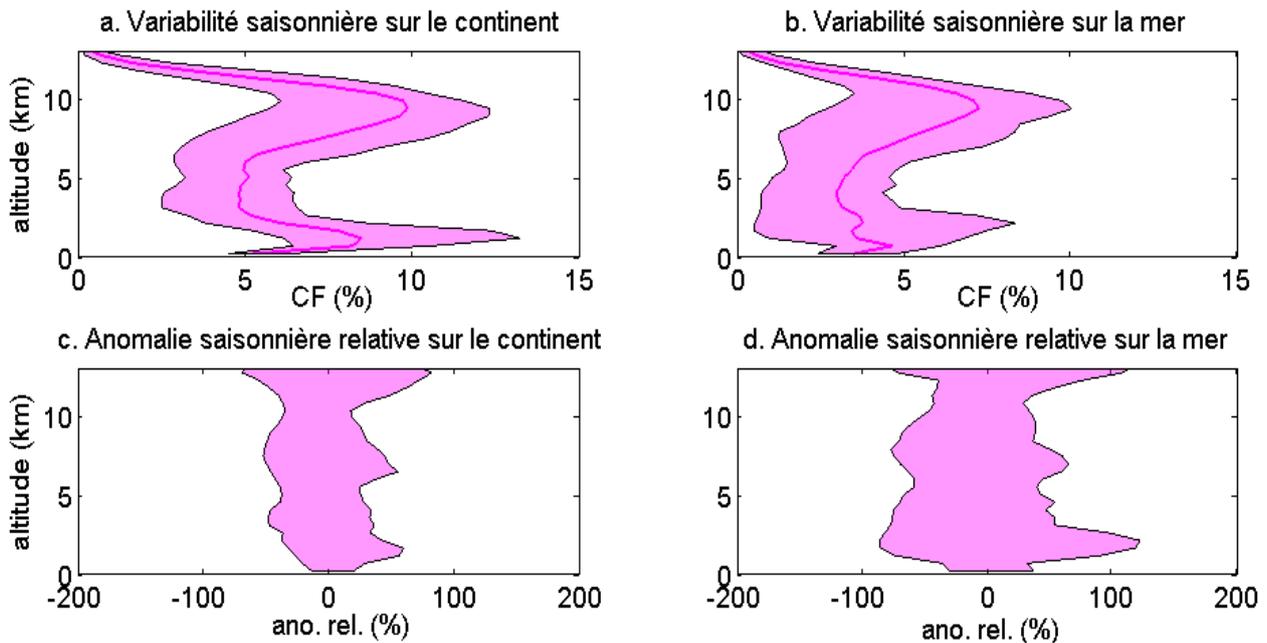


Figure 3.1 : Variabilité saisonnière observée et simulée des profils de fraction nuageuse. (a) En trait plein : le profil de fraction nuageuse moyenné sur 2006-2011 et spatialement sur l'Europe continentale pour les observations; chaque enveloppe contient les 4 profils moyens pour chaque saison; (b) idem que (a) sur la Méditerranée; (c) Enveloppe des anomalies relatives de chaque saison par rapport au profil moyen sur l'Europe dans les observations (d) idem que (c) sur la Méditerranée.

Ces profils moyens (Fig. 3.1.a et 3.1b) nous montrent que:

- La fraction nuageuse est maximale à 9km.
- A un niveau donné, la fraction nuageuse sur l'Europe est supérieure à celle sur la Méditerranée. Ceci peut être expliqué par le fait que les nuages frontaux (soulèvement frontal de grande échelle) et les stratocumulus (courants ascendants freinés par une couche d'air stable) sont plus fréquents sur l'Europe (terre) que sur la Méditerranée (mer) (Cheruy and Aires [2009](#)).
- Sur l'Europe (Fig. 3.1.a), l'occurrence des nuages bas est équivalente à celle des nuages hauts alors que sur la Méditerranée (Fig. 3.1b) les nuages hauts sont plus fréquents que les

nuages bas. Ceci est peut-être lié à un déficit de stratocumulus et de stratus sur la Méditerranée (Cheruy and Aires [2009](#)).

Dans les figures 3.1a et 3.1b, l'enveloppe rose contient 4 profils moyens, un pour chaque saison. Elle représente la variabilité saisonnière verticale des nuages calculée sur 2006-2011 avec les observations GOCCP. L'amplitude de la variabilité saisonnière observée montre que la variabilité des nuages hauts est équivalente à celle des nuages bas, que ce soit sur l'Europe ou sur la Méditerranée. Cette amplitude saisonnière est estimée à 5% en termes de fraction nuageuse pour les nuages hauts et bas.

Dans les figures 3.1c et 3.1d l'enveloppe rose contient 4 profils d'anomalies relative de chaque saison (moyennée sur 6 ans) comparés au profil moyen (moyenné sur 6 ans et sur les saisons). L'anomalie relative pour chaque saison est calculée comme suit :

$$A_i(z) = \frac{CF_i(z) - CF_{moy}(z)}{CF_{moy}(z)}$$

" A_i " étant l'anomalie relative de fraction nuageuse pour la saison i (i étant hiver, été, automne ou printemps).

" CF_i " étant la fraction nuageuse moyenné spatialement et sur 6 ans.

" CF_{moy} " étant la moyenne des 4 CF_i .

Ces figures montrent que sur l'Europe, la variabilité relative observée varie de 40% de moins à 50% de plus que le profil annuel moyen (Fig. 3.1c). Cette anomalie relative est à peu près stable sur la verticale. Sur la Méditerranée par contre, la variabilité relative est plus importante pour les nuages bas (autour de 100%) que pour les nuages moyens et hauts (autour de 60%) (Fig. 3.1d).

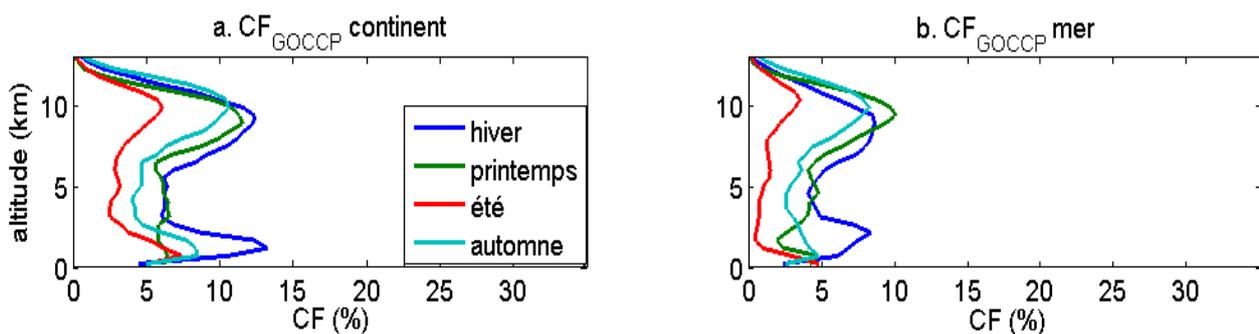


Figure 3.2: (a) Profil de fraction nuageuse moyenné sur 2006-2011 pour chaque saison pour les observations moyenné spatialement sur l'Europe continentale; (b) idem que (a) sur la mer Méditerranée. Le bleu désigne l'hiver, le vert le printemps, le rouge l'été et le bleu clair l'automne.

Pour aller un peu plus dans les détails, les 4 profils observés moyens (sur 2006-2011) correspondants à chaque saison sont montrés dans la figure 3.2a (Europe) et 3.2b (Méditerranée). Ces figures montrent que les nuages hauts en été (rouge) et en automne (bleu clair) sont moins

fréquents (en particulier en été $CF_{GOCCP}(z)$ autour de 5%) et sont à une altitude plus élevée (≈ 10 km) que les nuages hauts de l'hiver et du printemps (≈ 8 km avec $CF_{GOCCP}(z)$ autour de 9%). Ce résultat est cohérent avec l'altitude de la tropopause qui est minimale à la fin de l'hiver et maximale à la fin de l'été (Appenzeller et al. 1996) ce qui affecte l'altitude du sommet du nuage (Gettelman and Forester 2002). Ces figures montrent aussi que les nuages moyens sont peu fréquents pour les 4 saisons aussi bien sur l'Europe que sur la Méditerranée. Ceci est plus marqué en été sur la mer Méditerranée. Les nuages bas sont fréquents en hiver, sur la Méditerranée et sur l'Europe: ils sont aussi fréquents que les nuages hauts. En été et en automne, un second maximum est atteint dans les basses couches (moins de 2km), alors qu'au printemps les profils sont plus homogènes entre le sol et 6-7km.

La grande variabilité de $CF_{GOCCP}(z)$ sur la Méditerranée autour de 2-3 km (Fig.3.1d) est expliquée par les faibles valeurs de $CF_{GOCCP}(z)$ en été et les fortes valeurs de $CF_{GOCCP}(z)$ en hiver (Fig. 3.2b). Il faut noter que les nuages d'hiver sont sous l'influence de la circulation de grande échelle alors que les nuages d'été sont sous l'influence des phénomènes à petite échelle (brise de mer, brise de terre, topographie) et de la convection (Chaboureau and Claud 2006).

3.1.1.2. Cycle saisonnier simulé

La structure verticale saisonnière des nuages a été caractérisée avec les observations CALIPSO. L'objet de cette partie est de l'évaluer dans la simulation et noter les similarités et les différences avec la variabilité saisonnière observée.

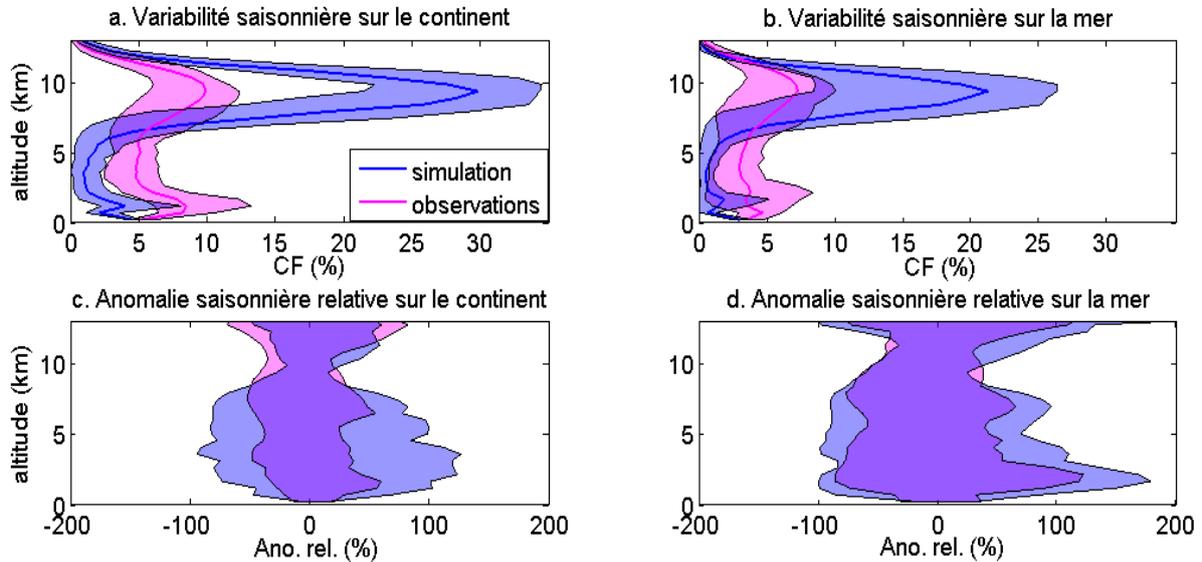


Figure 3.3 : Idem que 3.1 en rajoutant les enveloppes de la variabilité saisonnière de la simulation (enveloppes bleues). Ces enveloppes sont calculées de la même manière que les observations.

Comme dans les observations, la fraction nuageuse moyenne simulée atteint son maximum à 9km (courbe bleue dans Fig. 3.3a et 3.3b). Mais en moyenne, la simulation surestime l'occurrence des

nuages hauts (au-dessus de 6km) sur l'Europe ($CF_{WRF+sim}(z=9 \text{ km}) = 30\%$ alors que $CF_{GOCCP}(z=9 \text{ km}) = 10\%$) et sur la Méditerranée ($CF_{WRF+sim}(z=9 \text{ km}) = 20\%$ alors que $CF_{GOCCP}(z=9 \text{ km}) = 7\%$); la différence de fraction nuageuse entre observations et simulation est plus élevée sur l'Europe que sur la mer Méditerranée.

Malgré ces biais, l'amplitude de la variabilité saisonnière de $CF_{WRF+sim}(z)$ (enveloppe bleue) est du même ordre de grandeur que l'amplitude de la variabilité saisonnière de $CF_{GOCCP}(z)$ sur l'Europe (Fig. 3.3a), mais sur la mer Méditerranée elle est plus large pour les nuages hauts et plus faible pour les nuages moyens et bas (Fig. 3.3b). Ceci est confirmé par la figure de variabilité saisonnière relative (enveloppes bleues dans Fig. 3.3c et 3.3d), qui montre que:

- Au-dessus de 9 km, l'amplitude de la variabilité saisonnière relative de la simulation est équivalente à celle des observations (autour de 50%): bien que ce résultat soit vrai sur l'Europe et la Méditerranée, la variabilité simulée à ces niveaux est plus similaire à celle observée sur la Méditerranée.
- Pour les nuages moyens et bas, l'amplitude de la variabilité relative simulée sur l'Europe est deux fois plus importante que celle observée (autour de 100% comparée à 50%). Sur la mer Méditerranée la variabilité relative simulée est plus large que celle observée mais l'amplitude est du même ordre de grandeur.

On peut voir dans les observations et dans la simulation (Fig. 3.3c et d) que :

- La variabilité relative des nuages bas et moyens est plus large que celle des nuages hauts : dans la simulation ceci est probablement un biais dû à la faible occurrence des nuages aux niveaux bas et moyens (i.e faible dénominateur) vu que sur la variabilité saisonnière en fraction nuageuse est plus large dans les nuages hauts (Fig. 3.3a et b).
- La variabilité des nuages moyens et bas est plus large sur la Méditerranée que sur l'Europe. Ceci est lié au fait que le profil moyen est plus important sur l'Europe que sur la Méditerranée (i.e grand dénominateur).

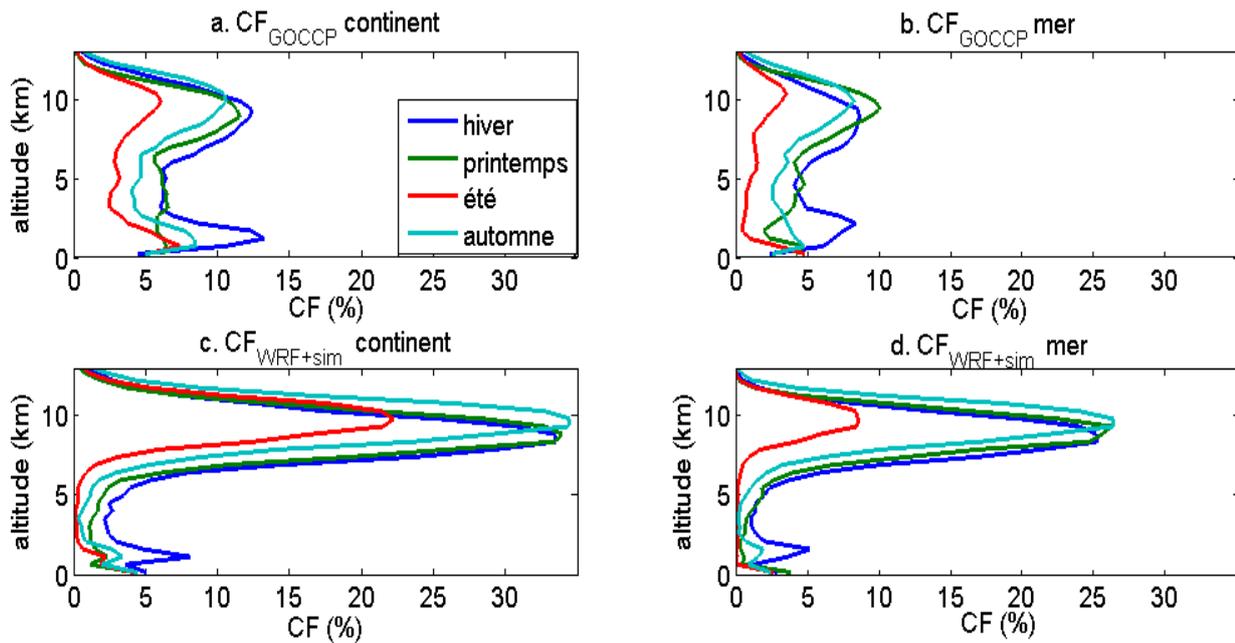


Figure 3.4 : (a) et (b) : idem que Fig. 3.2 et (c) et (d) idem que (a) et (b) avec la simulation.

En analysant séparément les 4 saisons (Fig. 3.4c et 3.4d) on constate que malgré la surestimation des nuages hauts et la sous-estimation de nuages bas et moyens quelques caractéristiques des profils observés sont bien simulées par le modèle aussi bien sur la Méditerranée que sur l'Europe: (i) le maximum de fraction nuageuse est atteint à 10 km pour l'été et l'automne et à 8km pour l'hiver et le printemps. (ii) les nuages moyens sont très peu fréquents sur l'Europe et sur la Méditerranée ($CF_{WRF+sim}(z)$ presque nulle) sauf en hiver il y a 2.5% de nuages moyens. iii) il existe un deuxième maximum aux basses altitudes, sauf en printemps. Ce maximum est moins prononcé dans la simulation que dans les observations mais existe bien sauf en été sur la Méditerranée: les figures 3.4d et 3.4e montrent la très faible quantité de nuages bas et moyens sur la Méditerranée en été.

3.1.2. Histogrammes de rapport de diffusion

Dans la section 3.1.12 on a montré que la simulation surestime l'occurrence des nuages hauts et sous-estime celle des nuages bas et moyens, en particulier en été, mais que la saisonnalité simulée et l'amplitude de la variabilité relative saisonnière sont cohérentes avec celle des observations pour chaque niveau. Il est maintenant nécessaire de comprendre quels nuages en terme de propriétés physiques, sont simulés pour chaque saison parce que l'occurrence des nuages n'est pas suffisante pour évaluer les propriétés des nuages et peuvent aussi présenter une variabilité significative. Comme les rapports de diffusion sont liés à l'épaisseur optique et aux propriétés optiques de la particule nuageuse (type de particule, taille et concentration) (Chepfer et al. 2013), les histogrammes de SR(z) sont calculés (Fig. 3.5) de la même façon que sur la Fig. 2.8 i.e en cumulant des profils de SR de 2006 à 2011 pour chaque saison (chaque ligne de la figure) pour les observations (1^{ère} colonne) et pour la simulation (2^{ème} colonne).

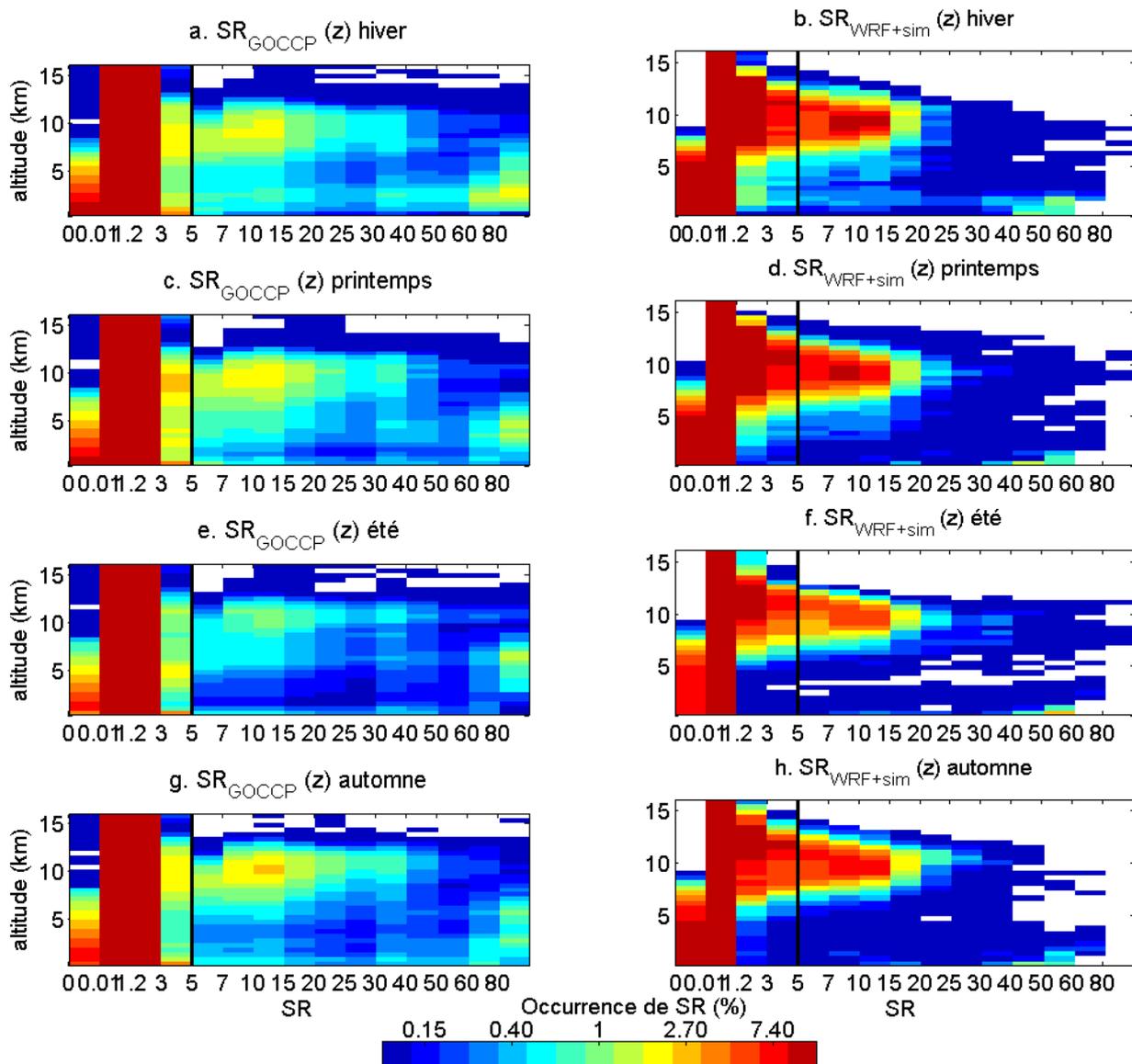


Figure 3.5 : Histogrammes de SR (idem que Fig. 2.8a) pour les observations et la simulation suivant l'échantillonnage de CALIPSO. 1^{ère} colonne pour observations $SR_{GOCCP}(z)$ et 2^{ème} pour la simulation $SR_{WRF+sim}(z)$. (a) et (b) sont pour l'hiver, (c) et (d) pour le printemps, (e) et (f) pour l'été, (g) et (h) sont pour l'automne. Les barres noires indiquent le seuil de détection nuageuse ($SR=5$). L'échelle de couleur est en échelle logarithmique.

On s'intéresse aux valeurs de $SR(z)$ qui sont supérieures à 5. Dans toutes les saisons, la simulation et les observations convergent sur le fait que l'occurrence de SR domine entre 6 et 12 km pour des valeurs de $SR(z)$ entre 5 et 20. La surestimation simulée des nuages hauts (Sect. 3.1.1) est donc surtout une surestimation de l'occurrence de faibles valeurs de $SR(z)$ ($SR(z) < 20$) : en effet, l'occurrence des $SR_{WRF+sim}(z)$ entre 5 et 20 est autour de 7% alors que l'occurrence de $SR_{GOCCP}(z)$ pour ces valeurs-là est autour de 2%.

Dans les observations, les nuages bas sont dominés par un fort $SR(z)$ (>60), une catégorie de nuages qui n'est pas du tout simulée dans les 4 saisons. Ces nuages correspondent probablement à des

stratus qui apparaissent surtout sur l'océan Atlantique et l'Europe continentale et à des stratocumulus qui apparaissent sur l'océan Atlantique mais aussi en Europe et en Méditerranée (Cheruy and Aires, [2009](#)). Les stratus se forment quand l'air humide près de la surface commence à condenser (Khvorostyanov, [1995](#)) alors que les stratocumulus sont formés par convection et sont associés la plupart du temps à une forte inversion de température au sommet de la couche limite (Cheruy and Aires, [2009](#)). Les plus fortes valeurs de SR simulées pour les nuages bas sont comprises entre $40 \leq SR(z) < 60$. Pour les nuages moyens, tous les nuages ayant un fort SR sont manqués dans la simulation.

On s'intéresse maintenant aux valeurs de SR inférieures à 5. La 1^{ère} colonne dans chaque histogramme représente les profils lidar totalement atténués ($SR(z) \leq 0.01$). L'occurrence de valeurs dans cette catégorie est plus importante et se présente à de plus hautes altitudes dans la simulation que dans les observations pour toutes les saisons. Ceci est cohérent avec la surestimation des nuages hauts et suggère que, bien que ce ne soit pas la raison principale de la sous-estimation des nuages moyens et bas, cette surestimation des profils totalement atténués renforce ce déficit dans la simulation. Il faut aussi noter que l'atténuation est surtout induite par l'étendue verticale de nuages qui ont des $SR < 20$, c'est-à-dire qui ne sont pas optiquement épais si on considère chaque couche séparément. Mais les épaisseurs optiques de chaque niveau peuvent s'additionner verticalement : typiquement $SR(z) = 5$ correspondrait à une épaisseur optique de 0.07 d'un cirrus d'étendue verticale de 1km à 10 km d'altitude (Chepfer et al. [2013](#)). Un nuage de 5 km d'épaisseur aurait une épaisseur optique autour de 0.35.

Ces histogrammes confirment que, malgré les différences entre simulation et observations, le cycle saisonnier de la distribution des $SR(z)$ est respecté dans la simulation :

- En hiver, (Fig 3.5a et 3.5b): la simulation fait, par rapport aux autres saisons, plus de nuages bas épais et quelques nuages fins bien qu'ils soient sous-estimés. La forte occurrence de nuages hauts avec des $SR(z) < 20$ est aussi simulée.
- Au printemps, (Fig. 3.5c et 3.5d) et en automne (Fig. 3.5g et 3.5h) les histogrammes sont très similaires, avec beaucoup de nuages hauts optiquement fins dans les observations et la simulation. La différence entre le printemps et l'automne, notée aussi bien dans les observations que dans la simulation, figure dans la présence de plus de nuages moyens optiquement fins au printemps.
- En été, les nuages moyens sont moins fréquents que dans les autres saisons selon GOCCP (Fig. 3.5e). Ceci est reproduit par la simulation.

Pour résumer, la simulation surestime les nuages hauts qui ont de faibles rapports de diffusion dans toutes les saisons et sur plus de 6 niveaux avec notre résolution verticale. Ceci induit beaucoup d'atténuation du signal lidar. Les nuages bas détectés par le lidar sont sous-estimés dans le modèle: c'est une conséquence d'une sous-estimation réelle des nuages dans le modèle et de la surestimation

des profils totalement atténués (Sect. 3.1.1). Mais la variabilité saisonnière est plutôt bien reproduite par la simulation.

Pour compléter cette comparaison, Stavros Dafis, en stage au Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS), et avec qui j'ai collaboré, a évalué le contenu en glace dans la simulation WRF/MedCordex en automne avec des produits DARDAR (raDAR/liDAR, Delanoë et Hogan 2010) qui combinent les observations de CALIPSO avec celles de CLOUDSAT et MODIS (Fig. 3.6). Cette étude montre qu'il existe 2 groupes de nuages: un groupe pour lequel les valeurs de contenu en glace (IWC, Ice Water Content) par niveau d'altitude sont très faibles ($IWC < 0.05 \text{ g kg}^{-1}$) et l'autre groupe pour lequel les valeurs sont supérieures à 0.1 et peuvent atteindre 1 g kg^{-1} . Pour le 1er groupe, l'altitude moyenne est autour de 350 hPa, tandis que les nuages du 2ème groupe se situent à plus basse altitude parfois même à des altitudes inférieures à 700 hPa (soit environ 3km). Pour le 2e groupe, les très fortes valeurs de IWC sont largement sous-estimées par le modèle (elles restent inférieures à 0.5 g kg^{-1}), ce qui est cohérent avec l'absence de valeurs de $SR > 60$.

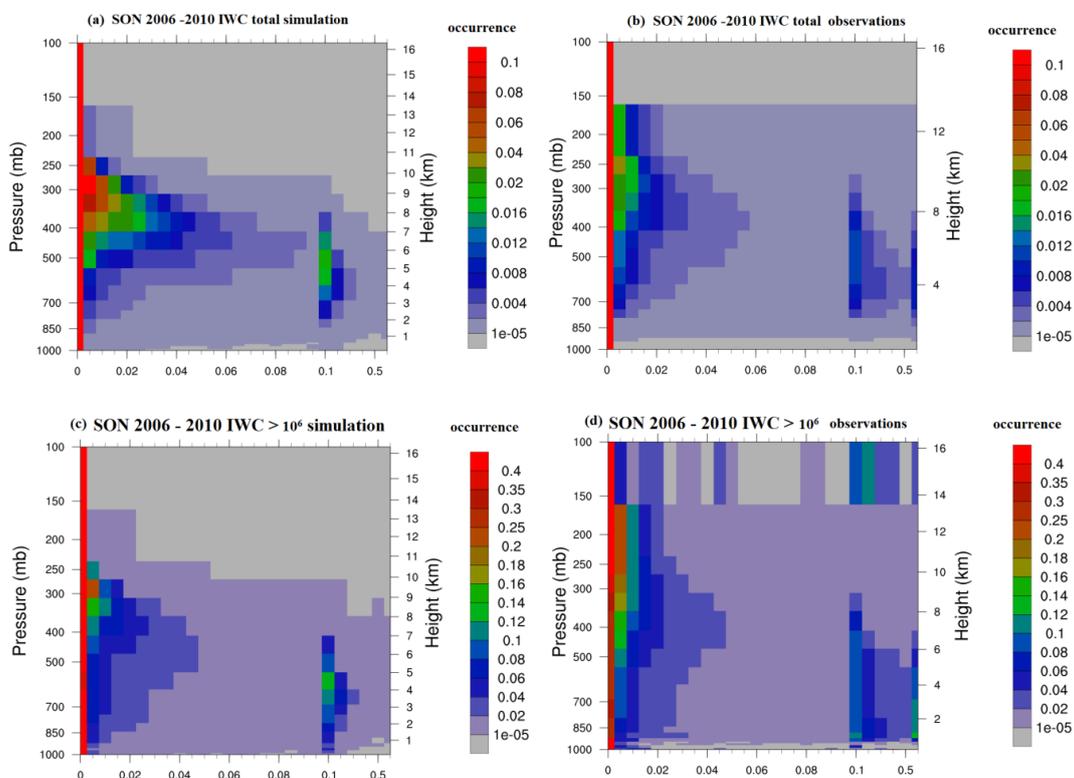


Figure 3.6: (a) Histogramme d'occurrence de contenu en glace en fonction de l'altitude moyenné sur les automnes 2006-2010 dans la simulation de WRF. (b) idem que (a) pour observations DARDAR. (c) et (d) idem que (a) et (b) mais en considérant seulement les cas nuageux. (© Stavros Dafis)

Les Fig. 3.6a et 3.6b montrent les occurrences de chaque valeur d'IWC à chaque niveau, pour la simulation et les observations respectivement. On voit que l'occurrence des faibles valeurs de contenu en glace en automne dans WRF (Fig. 3.6a) est surestimée par rapport à celle des observations (Fig. 3.6b) dans tous les niveaux entre 600 et 250 hPa. Ceci est cohérent avec la

surestimation des nuages hauts en automne (Figs. 3.4 (profils en bleu clair) et 3.5g et 3.5h). Mais quand on ne considère que les cas nuageux à la fois pour la simulation et les observations, i.e qu'on supprime l'effet de surestimation ou sous-estimation des différents nuages (on supprime les cas de très faible contenu en glace $IWC < 10^{-6} \text{ g kg}^{-1}$), on voit que l'occurrence des contenus de glace dans les nuages dans la simulation est plutôt sous-estimée (Fig. 3.6c) par rapport à celle des observations (Fig. 3.6d) sur toute la colonne. La simulation compense donc les trop faibles contenus en glace des nuages par la formation de plus de nuages. Ce résultat est contradictoire avec ce qui a été observé dans les simulations du MM5 par exemple: Chiriaco et al. (2006) montrent que pour 4 différents schémas microphysiques évalués, le contenu en glace et en neige est surestimé.

3.1.3. Atténuation lidar et simulation

En dessous de 6km, la fraction nuageuse est sous-estimée dans la simulation sur l'Europe continent aussi bien que sur la mer Méditerranée. La sous-estimation des nuages bas et moyens dans la simulation est probablement renforcée par le fait que WRF surestime les nuages hauts ce qui induit plus d'atténuation du signal lidar simulé dans les basses couches (1^{ère} colonne de la Fig.3.5). Cependant, l'occurrence des nuages hauts n'est pas la raison principale du manque de nuages moyens et bas dans WRF en été: une autre étude qui compare la même simulation (associée à un simulateur lidar sol, Fig. 3.7b) avec un lidar sol au SIRTA (Fig. 3.7a) montre que le modèle sous-estime largement les nuages bas en été (Bastin et al. 2016). A partir d'une simulation dont le sol est saturé en humidité, Bastin et al. (2016) montrent que malgré un apport d'humidité renforcé dans les basses couches, les nuages bas et moyens sont toujours sous-estimés en moyenne (Fig. 3.7c). Les schémas de couche limite et de convection peu profonde doivent probablement être modifiés pour améliorer ce point.

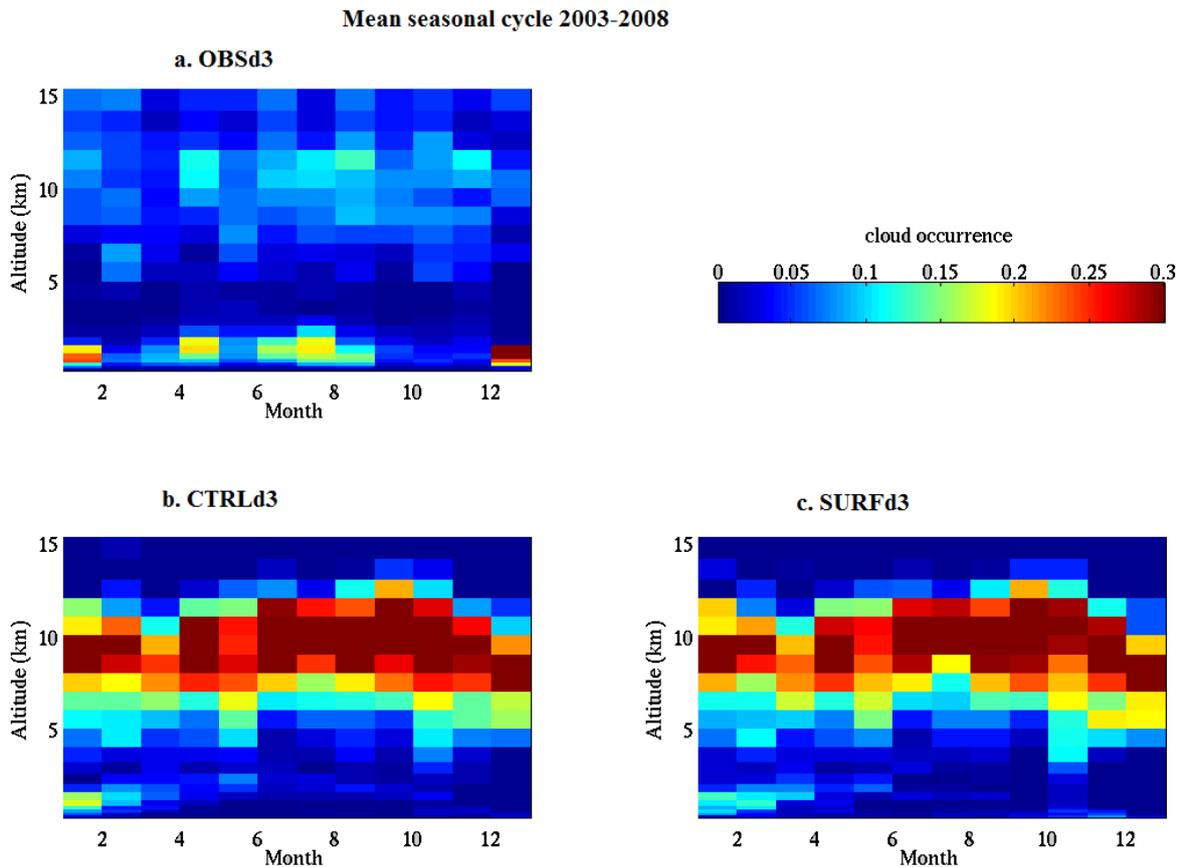


Figure 3.7 : Profils verticaux de fraction nuageuse en fonction des mois (a) observations lidar SIRTA. (b) simulation WRF+simulateur lidar sol. (c) idem b mais avec une simulation ayant le sol saturé en humidité. (© Bastin et al. 2016)

Des cartes de fraction nuageuse d’hiver et d’été pour 3 couches (nuages bas, moyens et hauts) moyennées sur 2006-2011 ont aussi été construites (Fig. 3.8). La fraction nuageuse a été directement calculée à partir des rapports de mélange d’eau condensée i.e sans utilisation de simulateur lidar. Ces cartes montrent une quasi-absence (moins de 10%) de nuages bas et moyens en été qui sont surtout liés à l’orographie et en hiver la majorité des nuages bas et moyens sont dans la partie nord-est de l’Europe. Les distributions spatiales des nuages dans les observations et dans la simulation sont présentées dans la Sect. 3.3.

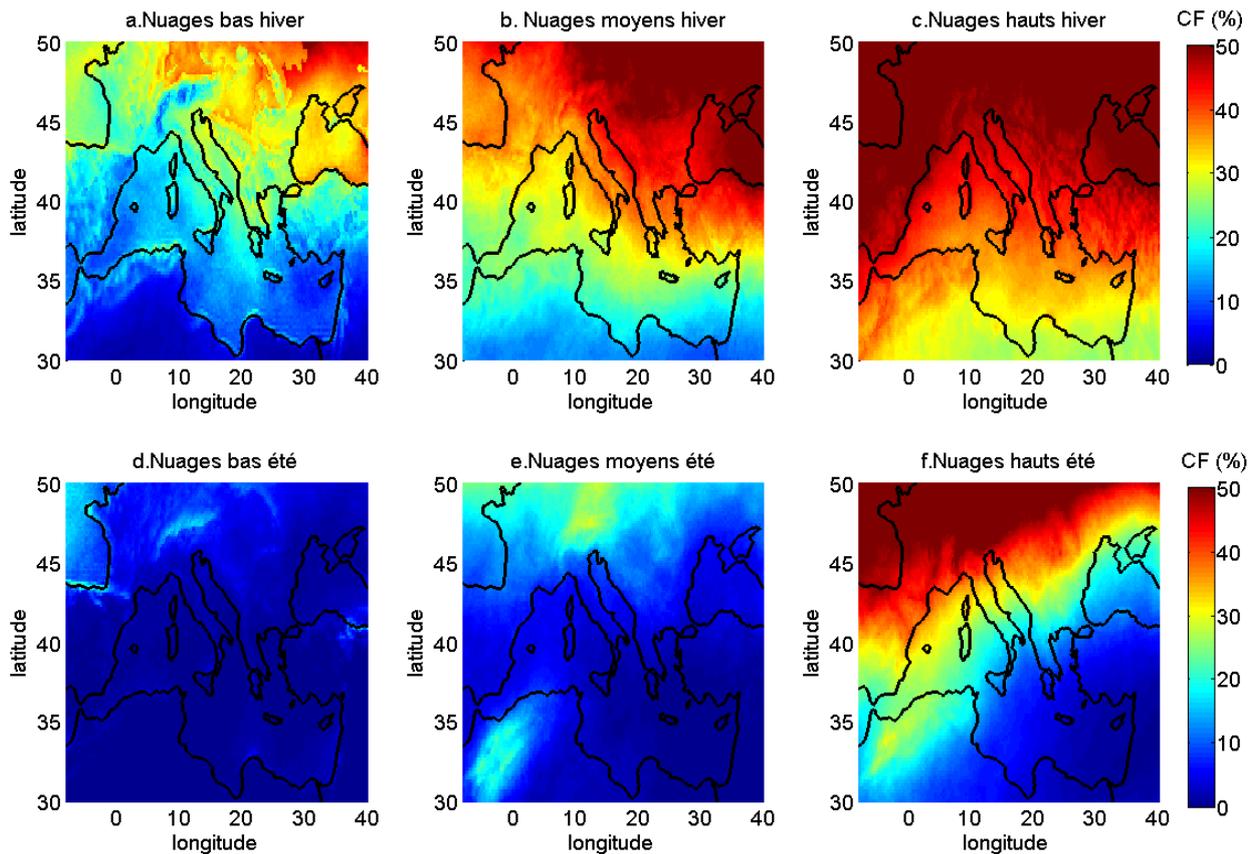


Figure 3.8 : Cartes de fraction nuageuse simulée moyennées sur 2006-2011 en hiver pour les nuages bas (a), les nuages moyens (b) et les nuages hauts (c). (d), (e) et (f) représentent la même chose mais en été.

La mauvaise distribution verticale des nuages a déjà été constatée avec un autre modèle régional pour quelques cas d'étude (Chaboureau et al. [2011](#)) et la sous-estimation des nuages bas dans les moyennes latitudes en été est un résultat connu dans les GCMs (Cheruy et al. [2013](#), [2014](#)).

3.2. Caractérisation de la variabilité interannuelle des nuages

3.2.1. Variabilité interannuelle en hiver et en été: Amplitude

Le but de cette section est d'étudier la variabilité interannuelle de la structure verticale des nuages en Europe avec des observations et de l'évaluer dans la simulation sur les 6 années communes de données. Les enveloppes représentées sur les figures 3.9a (Europe) et 3.9b (Méditerranée) montrent l'écart type des profils de fraction nuageuse moyens en hiver sur la période 2006-2011 pour la simulation (bleu) et les observations (rose). Les figures 3.9c et 3.9d représentent la même chose mais en été. Cet écart type est une estimation de la variabilité d'une saison d'une année à l'autre.

On peut noter que l'altitude à laquelle la variabilité observée (rose) est maximale ou minimale est bien reproduite par la simulation en hiver (Europe et Méditerranée) et en été sur la Méditerranée. Mais ce n'est pas le cas sur l'Europe en été.

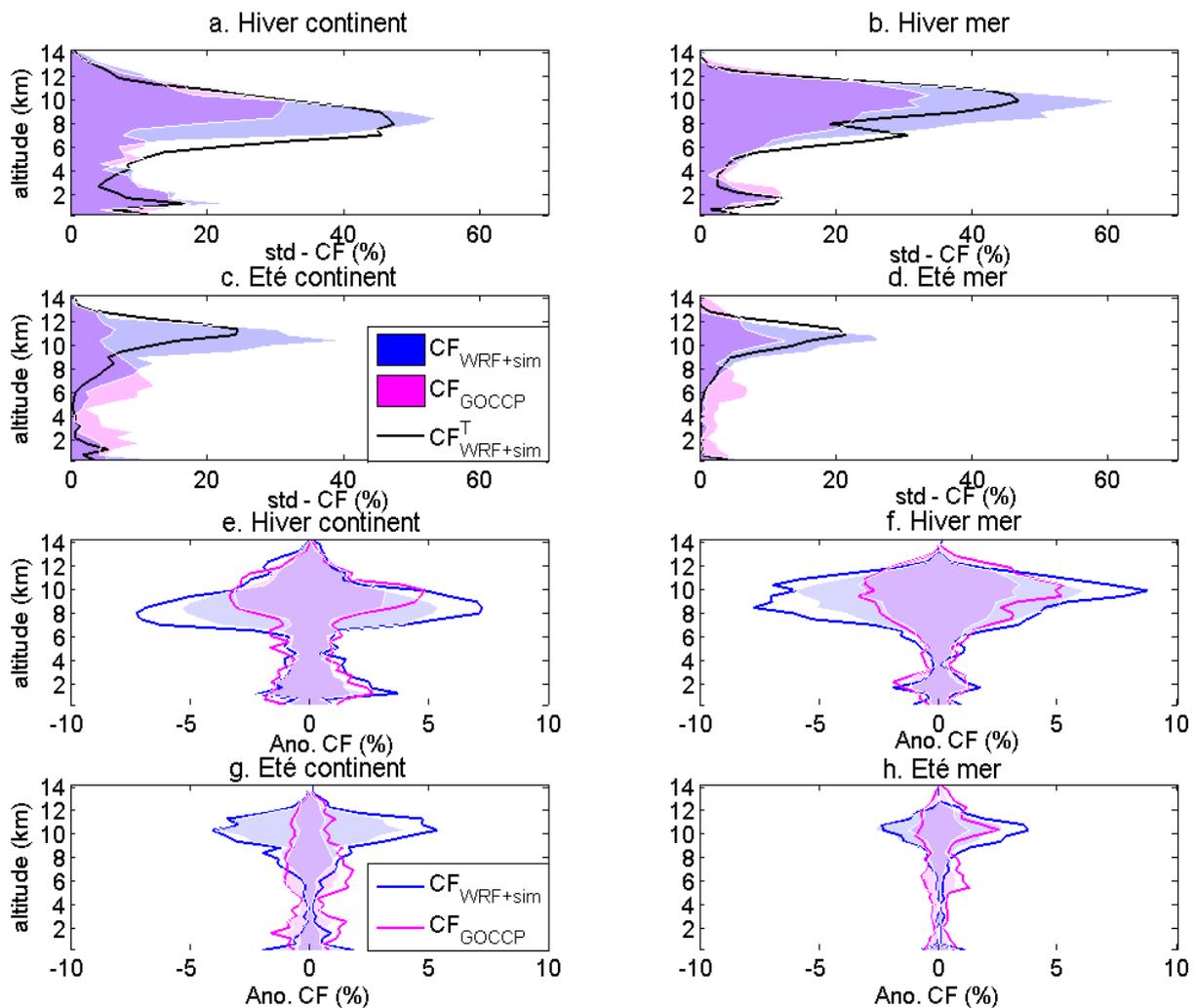


Figure 3.9 : Ecart type interannuel des profils de fraction nuageuse moyens sur 2006-2011. (a) en hiver sur l'Europe ; (b) en hiver sur la Méditerranée; (c) en été sur l'Europe; (d) en été sur la Méditerranée. Les enveloppes roses correspondent aux observations alors que les bleues correspondent à la simulation en échantillonnage satellite. (e) l'enveloppe représente \pm l'écart type interannuel montré en (a). La courbe bleue représente les anomalies maximales simulées pour chaque niveau. Les courbes roses représentent la même chose que les courbes bleues mais pour les observations. (f), (g) et (h) idem que (e) mais pour l'hiver sur la Méditerranée, l'été sur l'Europe et l'été sur la mer Méditerranée respectivement.

En hiver, l'amplitude de la variabilité interannuelle de la fraction nuageuse observée est plus importante pour les nuages hauts que pour les nuages moyens et bas (Fig. 3.9a et 3.9b). La faible variabilité des nuages bas sur la Méditerranée et sur l'Europe n'est pas liée à une plus faible occurrence des nuages: en effet, les figures 3.2a et 3.2b montrent que les nuages hauts et les nuages bas ont une occurrence similaire en hiver, que ce soit sur l'Europe ou sur la Méditerranée. La simulation reproduit correctement le comportement de la variabilité interannuelle observée en l'amplifiant pour les hautes altitudes.

En été (Figs. 3.9c et 3.9d), l'amplitude de la variabilité interannuelle montre un comportement différent de celui constaté en hiver. Sur l'Europe, les nuages bas et moyens ont des occurrences différentes d'une année à l'autre. L'occurrence des nuages hauts est plus stable d'une année à l'autre. Sur la Méditerranée, l'occurrence des nuages hauts est légèrement plus variable que celle des nuages moyens et bas. La simulation reproduit mal cette variabilité : la variabilité simulée est importante pour les nuages hauts sur l'Europe et sur la Méditerranée. La faible variabilité des nuages bas simulés est probablement liée à la faible fraction nuageuse simulée en été (Fig. 3.4c et 3.4d, profils rouges).

Boé et Terray (2014) ont montré que la couverture nuageuse en 2031-2050 va diminuer de 3% sur le sud de l'Europe et sur la mer Méditerranée, par rapport à 1961-1990. Cette diminution est comparable à celle de la variabilité interannuelle observée ici avec CALIPSO qui est de 4% en hiver pour les nuages hauts et de 1% pour les nuages moyens et bas et plus faible que la variabilité interannuelle simulée par WRF (5% en hiver pour les nuages hauts) et peut donc ne pas être totalement liée au changement climatique.

Dans tous les cas, la simulation surestime toujours l'amplitude de la variabilité interannuelle des nuages hauts quel que soit la saison et la région (Fig. 3.9). Cette surestimation est plus forte quand on considère l'enveloppe totale de la variabilité des nuages (maximum et minimum de chaque couche, lignes en trait plein sur Fig. 3.9e à 3.9h). Pour les nuages hauts, la variabilité interannuelle est très importante dans la simulation et les événements extrêmes sont, en terme de fraction nuageuse, très intenses en hiver et en été sur l'Europe. La variabilité totale relative des nuages hauts est de 25 à 50% de plus que l'écart type dans la simulation (en comparant la courbe bleue avec la surface pleine bleue) alors que dans les observations la variabilité totale relative des nuages hauts est de 30 à 60% plus importante que l'écart type (en comparant la courbe rose avec la surface pleine rose). Ceci est valable sur l'Europe et sur la Méditerranée, en hiver et en été. Les extrêmes sont moins intenses dans les couches moyennes et basses, en particulier en été dans la simulation où il n'y a quasiment pas de nuages.

Pour comparer cette variabilité avec les biais de l'échantillonnage du satellite, l'écart type de $CF_{WRF+sim}^T(z)$ (i.e. fraction nuageuse calculée avec l'échantillonnage total de la simulation) est aussi tracé (ligne noire) sur les Figs. 3.9a à 3.9d. La variabilité interannuelle de $CF_{WRF+sim}^T(z)$ a le même comportement que la variabilité interannuelle de $CF_{WRF+sim}(z)$ avec quelques différences en fonction de l'altitude, de la saison et de la région. En hiver, les erreurs relatives de l'estimation de la variabilité interannuelle des nuages hauts liée à l'échantillonnage sont autour de 15% sur l'Europe et 20% sur la Méditerranée où elles sont plus dépendantes de l'altitude avec un maximum d'écart à 8km (50%). En été, cette variabilité est fortement modulée par les événements locaux (orages et systèmes convectifs méso-échelle). Ces événements qui se produisent typiquement à des échelles spatiales et temporelles entre 10 km et 100 km sur des durées de moins de 3 heures (Rysman et al. 2013), ont plus de chance d'être manqués par le satellite étant donné son échantillonnage. Ceci induit plus de différences dans la variabilité entre les deux échantillonnages (Fig. 3.7c et 3.7d), l'échantillonnage total présentant donc moins de variabilité que celui limité aux passages de

CALIPSO. Il est donc plus risqué d'étudier la variabilité interannuelle des nuages en été avec les observations à cette résolution spatiale de $20 \times 20 \text{ km}^2$.

3.2.2. Variabilité interannuelle en hiver: Anomalies

Le but de cette partie est d'analyser 8 années d'observations et 23 années de simulation en tenant compte des biais du modèle quantifiés précédemment pour estimer la variabilité naturelle des nuages et l'aptitude des jeux de données à i) détecter les extrêmes et ii) trouver une période de référence qui caractérise relativement la variabilité naturelle des nuages de notre climat actuel pour pouvoir ensuite identifier des tendances dans un contexte de changement climatique. La simulation avec l'échantillonnage complet (un profil par nuit à 00UTC pour chaque point de grille) est utilisée. Seul l'hiver est considéré puisque la section 3.2.1 a montré que la variabilité interannuelle est mieux simulée en hiver par rapport à l'été et qu'elle est moins affectée par l'échantillonnage du satellite.

La figure 3.10a montre l'anomalie de $CF_{WRF+sim}^T(z)$ moyennée sur la mer Méditerranée pour chaque hiver de 1990 (Décembre 1989, Janvier et Février 1990) jusqu'à 2011 (Décembre 2010, Janvier et Février 2011) par rapport à la moyenne des hivers 2007-2011; cette période est utilisée comme référence car c'est la période commune entre observations et simulation). La figure 3.10b montre la même chose que la Fig. 3.10a mais pour les observations, soit les anomalies de chaque hiver de 2007 à 2013 par rapport à la moyenne 2007-2011 (profil bleu sur Fig. 3.2b). Les Figs. 3.10c et 3.10d montrent la même chose que les Figs. 3.10a et 3.10b mais sur l'Europe. La même figure, sans anomalies, est présentée dans l'annexe 3.1.

Malgré les biais du modèle qui donnent lieu à une surestimation des nuages hauts et une sous-estimation des nuages bas et malgré les biais dus à l'échantillonnage du satellite de l'hiver, les signes des anomalies observées en hiver sont la plupart du temps reproduits par la simulation sur les 5 années communes et aux bonnes altitudes : l'anomalie négative marquée des nuages hauts de 2008 apparaît bien sur l'Europe et sur la Méditerranée, l'anomalie positive des nuages hauts de 2011 sur l'Europe et la Méditerranée et celle de la même année en nuages moyens sur l'Europe ainsi que la forte anomalie positive de nuages hauts de 2010 qui apparaît sur l'Europe et sur la Méditerranée. Certaines anomalies observées sont mal reproduites par le modèle en particulier sur l'Europe. Les plus marquées sont: l'anomalie positive de 2007 observée à 8 km (Fig. 3.10d) qui est négative dans la simulation (Fig. 3.10c) et l'anomalie observée en 2009 qui est presque nulle autour de 8km et qui est fortement positive dans la simulation. Aussi, la variabilité de l'altitude maximale des anomalies est la plupart du temps reproduite par le modèle (e.g. en 2010 sur l'Europe, l'altitude max= 10km, 2009 nuages bas altitude max = 2km) mais des fois ce n'est pas le cas (altitude max de l'anomalie des nuages hauts sur la Méditerranée en 2007 = 12km pour les observations et 9km pour la simulation). D'autres anomalies particulières apparaissent sur les 22 ans: e.g. le signal dans les nuages en 1996 qui se produit à une altitude différente de celle de 2010 sur la Méditerranée, le signal marqué des nuages bas sur la Méditerranée entre 1991 et 1993, le signal des nuages hauts en 1994 sur l'Europe.

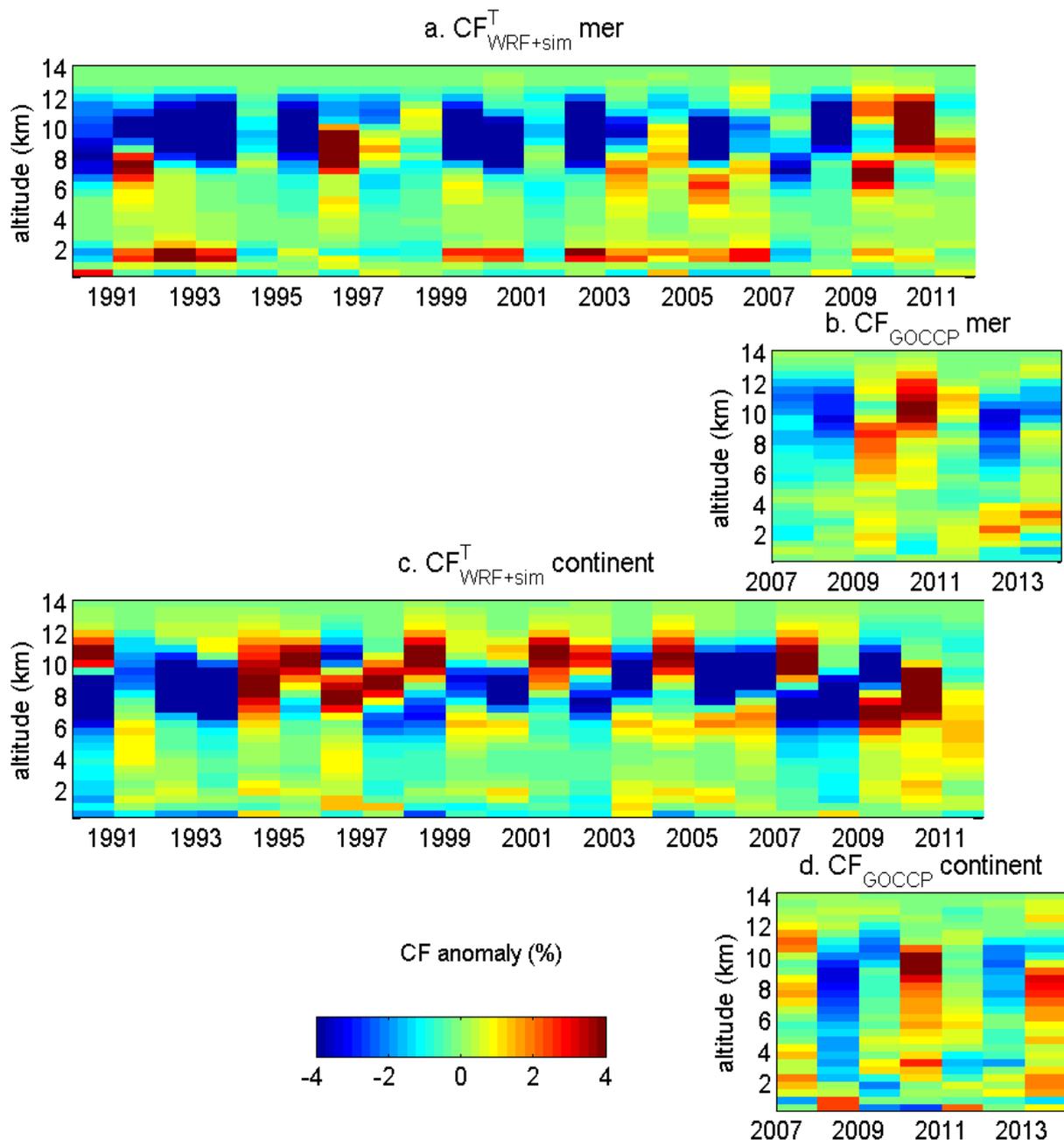


Figure 3.10 : Anomalie de CF, moyennée spatialement, pour chaque hiver calculé par rapport à la moyenne des hivers de 2007-2011 (période commune entre simulation et observations) pour les différentes altitudes (a) sur la mer Méditerranée pour la simulation de 1989 to 2011; (b) sur la mer Méditerranée pour les observations de 2007 à 2013; (c) et (d) idem (a) et (b) sur l'Europe.

Quelques anomalies fortes de nuages hauts apparaissent seulement sur l'Europe (anomalie positive de nuages hauts en 1994) ou sur la Méditerranée (anomalie négative de nuages bas en 2007) alors que certaines apparaissent sur les deux régions, telle que l'anomalie de nuages hauts en 2010. Ceci met en évidence l'importance de la distribution spatiale des nuages qui est un peu discutée dans la section 3.3.

L'hiver 2010 montre une forte anomalie positive de nuages hauts, même comparé à la série des 22 ans (Fig. 3.10a et 3.10c). La carte de l'anomalie des nuages hauts (fraction nuageuse calculée sur les altitudes > 6.5 km) par rapport aux 22 années de simulation est montrée sur la Fig. 3.11. Comme ce qui a été discuté dans Cattiaux et al. (2010), l'hiver 2010 est associé à une saison particulièrement froide qui résulte de la persistance de la phase négative de l'oscillation nord Atlantique. Durant la NAO-, des tempêtes ramènent des flux d'air humide de l'Atlantique vers la mer Méditerranée et de l'air sec et froid sur l'Europe du nord (Trigo et al. 2002) et les systèmes nuageux sont fréquents sur la partie ouest du bassin méditerranéen (Chaboureau et Claud 2006): la signature des flux humides dans les nuages hauts est visible sur la Fig. 3.11 (anomalie de CF autour de 5%), ainsi que l'advection de l'air sec et froid qui favorise le ciel clair et donc une anomalie négative de nuages sur le nord de l'Europe (Trigo et al. 2002). Pourtant, l'hiver 2010 montre une anomalie positive de fraction nuageuse plus large sur l'est du domaine d'étude qui atteint 9%. Les interactions entre les nuages et la dynamique seraient intéressants à étudier dans cet hiver mais ne le sont pas dans le cadre de cette étude.

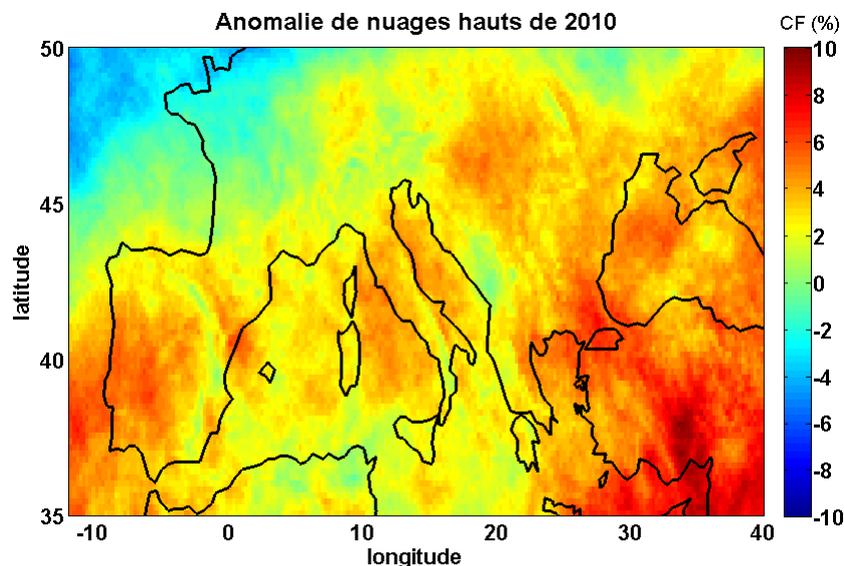


Figure 3.11 : Anomalie de nuages hauts de l'hiver 2010 calculée avec la simulation extraite avec échantillonnage total ($CF_{WRF+sim}^T$) par rapport à la moyenne des nuages hauts calculée sur les hivers 1990-2011.

3.2.3. Combien d'années pour couvrir la variabilité naturelle des nuages sur l'Europe - Méditerranée ?

Les réanalyses ERA-I, qui forcent la simulation, possèdent les conditions de grande échelle qui contrôlent les anomalies de nuages: il est donc rationnel que la simulation soit capable de reproduire ce genre d'anomalies. Ceci nous encourage à utiliser la simulation à échantillonnage complet sur sa période totale pour quantifier l'amplitude de la variabilité des nuages sur deux décennies.

Le but est de savoir combien d'années sont nécessaires pour couvrir la variabilité interne du climat sur des profils de fraction nuageuse sous un forçage externe relativement stable.

Dans la figure 3.12a, la valeur moyenne de CF à 9.5 km (altitude à laquelle CF est maximale en 2010) est extraite pour chaque année sur la Méditerranée. Elle donne 22 valeurs de $CF_{9.5}$. Les barres bleues représentent un écart type de $CF_{9.5}$ calculé sur un nombre variable d'années: la 1ère barre représente l'écart type de fraction nuageuse à 9.5 km calculée sur 5 ans (de 2007 à 2011), la 2nde sur 6 ans (2006 à 2011 pour la simulation (axe bleu)) etc. Les barres roses et les axes roses représentent la même chose que les bleus mais pour les observations. La Fig. 3.12b est similaire à la Fig. 3.12a mais sur l'Europe.

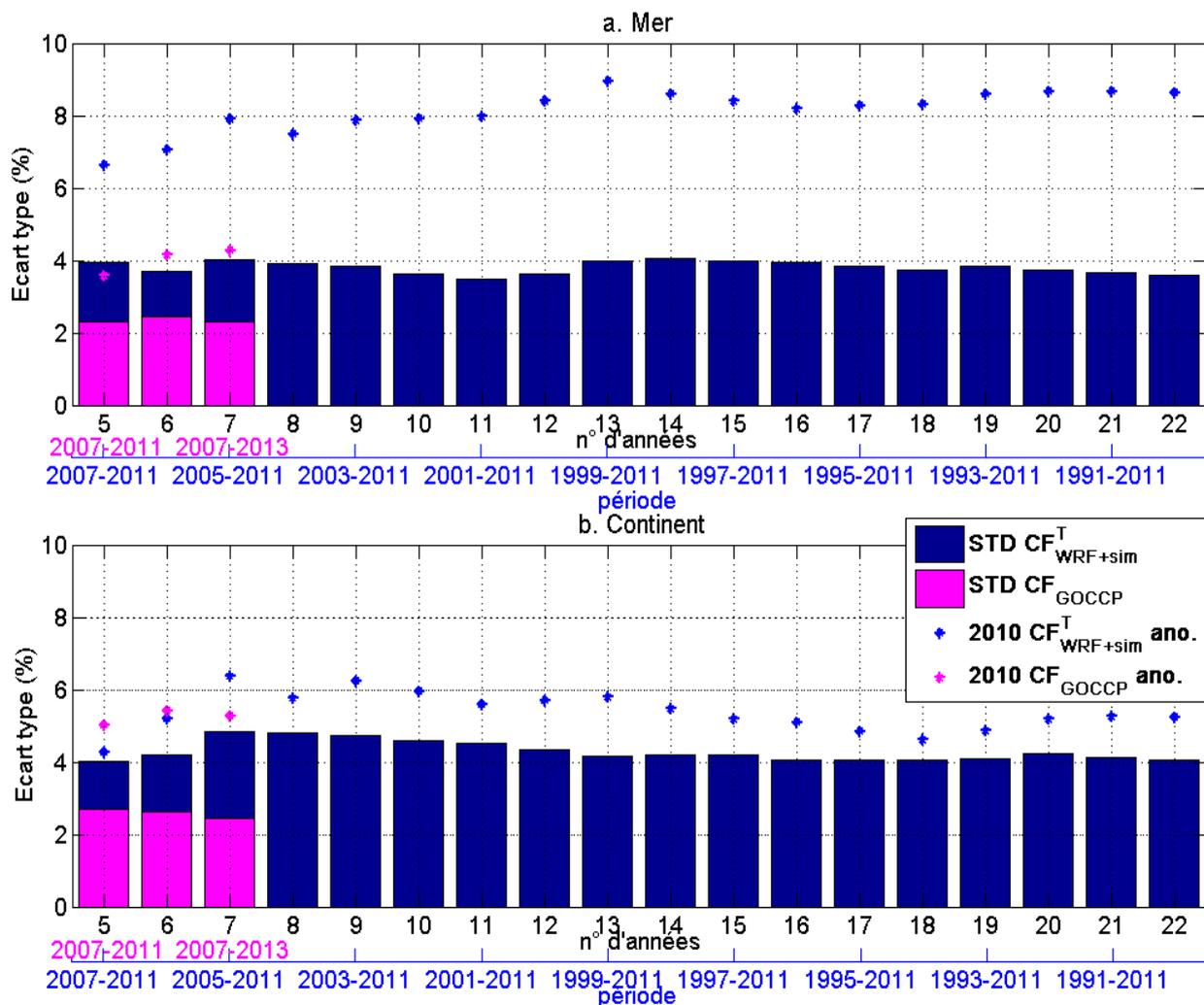


Figure 3.12 : (a) Ecart type de la CF simulée à $z = 9.5$ km ($CF_{9.5}$) calculée sur la mer Méditerranée sur un nombre variable d'hivers à chaque fois (barres bleues). L'axe bleu des abscisses indique la période associée au nombre d'années sur laquelle l'écart type a été calculé (e.g. la 1^{ère} barre bleue est l'écart type calculé sur 5 ans de simulation sur les hivers de 2007 à 2011). Les points bleus correspondent à $CF_{9.5}$ de l'anomalie de l'hiver 2010 par rapport à la moyenne de $CF_{9.5}$ calculé sur le nombre d'années affiché en abscisses. Les barres roses, l'axe rose des abscisses et les points roses sont les pendants du bleu pour les observations. (b) idem (a) sur l'Europe.

Quand on considère les mêmes années d'observations et de simulation, la variabilité interannuelle simulée à 9.5 km est plus large que celle observée sur l'Europe et sur la Méditerranée. Ceci est

cohérent avec la section 3.2.1 (Fig. 3.9b et 3.9f pour les nuages hauts). La variabilité interannuelle de la fraction nuageuse à 9.5km est plus large sur l'Europe ($\approx 4.5\%$) que sur la Méditerranée ($\approx 3.8\%$). La variabilité interannuelle sur l'Europe est moins dépendante du choix des années que sur la Méditerranée: l'écart type de $CF_{9,5}$ varie de 3.4% à 4% sur la Méditerranée et de 4.1% à 4.9% sur l'Europe. On remarque que l'écart type calculé sur l'Europe sur plus de 13 ans se stabilise autour de 4.1%: il varie de 0.1% entre 13 et 22 ans, alors qu'il varie de 0.7% entre 5 et 22 ans. L'écart type de $CF_{9,5}$ est moins dépendant du nombre d'années quand c'est calculé sur 13 ans et plus. Ceci n'est pas valide sur la Méditerranée: la variabilité de l'écart type de $CF_{9,5}$ se stabilise entre 13 et 20 ans (0.2% de différence au lieu de 0.6%) mais diminue fortement quand c'est calculé sur 21 et 22 ans (variabilité de l'écart type calculé sur un nombre d'années entre 13 et 22 autour de 0.5%).

Les points bleus (resp. roses) représentent les anomalies de $CF_{9,5}$ de l'hiver 2010 calculées par rapport à la $CF_{9,5}$ moyennée sur différentes périodes comme indiqué par l'axe bleu (resp. rose) pour la simulation (resp. les observations). L'anomalie de l'hiver 2010 est confirmée sur la Fig. 3.12 par les observations et la simulation comme étant un hiver particulier en termes de signature nuageuse vu que l'anomalie est supérieure à l'écart type. Pour les observations, sur l'Europe et sur la Méditerranée, l'anomalie de $CF_{9,5}$ de l'hiver 2010 est plus importante que 1.5 fois l'écart type. Elle est deux fois plus importante que l'écart type dans la simulation sur la Méditerranée, en particulier quand l'écart type est calculé sur plus de 10 ans. L'anomalie de 2010 est moins marquée sur l'Europe que sur la Méditerranée avec la simulation (Fig. 3.12b).

Ceci nous ramène à la question de distribution spatiale qui est nécessaire à la compréhension de certains processus. Pourquoi cette anomalie est plus marquée sur la Méditerranée ? Quelles rétroactions rentrent en jeu? Même si la simulation reproduit bien l'anomalie, son intensité par rapport à la variabilité naturelle reste incertaine malgré le fait qu'on considère l'hiver et la nuit où la variabilité est surtout liée à la variabilité grande échelle. Comme discuté dans Hawkins et Sutton (2009), la variabilité interne et les incertitudes liées aux modèles sont fortes. Par contre, cette étude ouvre la voie à une meilleure estimation de la variabilité et des tendances des nuages.

La suite de ce chapitre s'intéresse donc à la distribution spatiale des nuages à partir de la simulation évaluée. Les observations ne permettent malheureusement pas de considérer la variabilité spatiale des nuages à différents niveaux aux échelles considérées ici, du fait du trop faible nombre de passages du satellite au-dessus d'un même point de grille, et du trop faible nombre de points de grille couverts.

3.3. Variabilité spatiale de la couverture nuageuse

La distribution spatiale ne peut être évaluée avec les observations à la résolution horizontale de la simulation (Sect. 2.2.2 et Fig. 2.2). Dans cette section, des cartes de fraction nuageuse ont été calculées en 3 dimensions sur 3 niveaux verticaux: hauts ($<3.2\text{km}$), moyens (entre 3.2 km et 6.5km) et bas ($>6.5\text{km}$), à la résolution horizontale $2^\circ \times 2^\circ$ avec les observations GOCCP. Chaque fraction

nuageuse (un pixel), pour une saison est calculée en moyenne à partir de 4000 profils (Sect. 4.1., Fig. 4.1).

La Fig. 3.13 montre les cartes de fraction nuageuse observées avec CALIPSO moyennées sur 2006-2014 pour les 4 saisons et les 3 couches. La Fig. 3.14 montre les cartes de fraction nuageuse simulées avec WRF/MedCordex moyennées sur 1989-2011 pour les 4 saisons et les 3 couches à la résolution horizontale 20km. Bien que la sous-estimation des nuages bas et moyens et la surestimation des nuages hauts dans la simulation soient marquées sur ces cartes et que les périodes et les résolutions horizontales considérées soient différentes entre la simulation et les observations, on peut remarquer à partir des deux figures (Fig. 3.13 et Fig. 3.14):

- Une persistance de nuages bas sur l'Atlantique dans les 4 saisons avec +40% dans les observations et entre 20% et 30% dans la simulation.
- Beaucoup de nuages hauts sur l'Europe et l'Atlantique dans les 4 saisons avec +30% avec les observations et +40% avec la simulation.
- Plus de nuages bas sur l'Europe et la méditerranée en hiver ($\approx 25\%$ dans la simulation et $\approx 40\%$ dans les observations) que les autres saisons.
- Présence de nuages moyens en Europe centrale et Europe de l'est en particulier au printemps et en hiver ($\approx 20\%$ dans la simulation et $\approx 30\%$ dans les observations).
- Très peu de nuages en été sur la méditerranée, avec en nuages bas et moyens $\approx 10\%$ dans les observations et $\approx 5\%$ dans la simulation et en nuages hauts sur l'ouest du bassin $\approx 20\%$ dans la simulation et $\approx 15\%$ avec les observations).
- Nuages hauts sur la méditerranée plus fréquents sur l'ouest que sur l'est : Ceci peut être lié à l'exposition de l'ouest de l'Europe à l'arrivée des flux humides (Sect. 1.1.1.1) chargés de nuages frontaux de l'Atlantique, typiquement hauts et épais (Cheruy et al. [2009](#)).

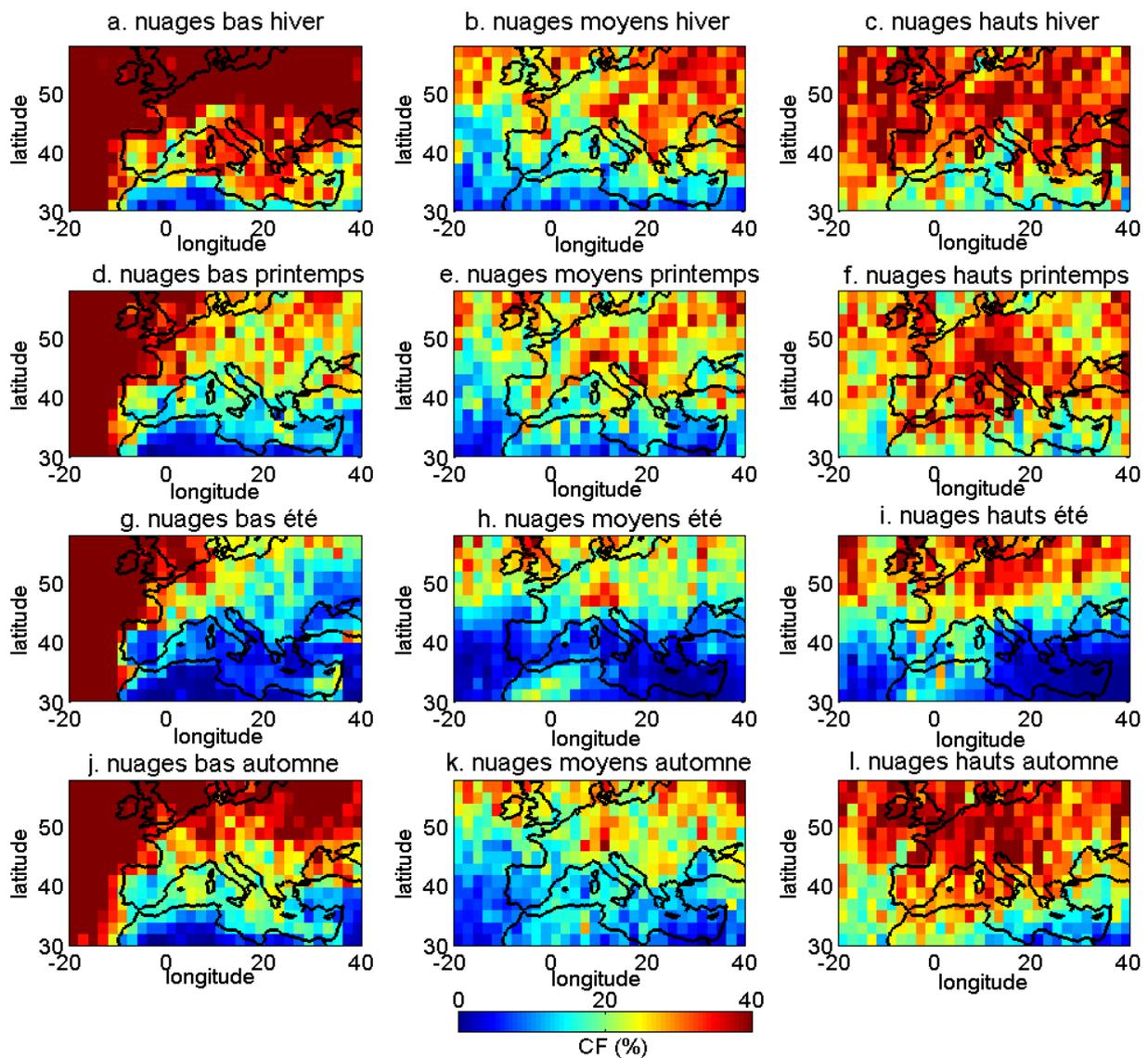


Figure 3.13 : Cartes de fraction nuageuse de GOCCP moyennées sur 2006-2014 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1^{ère} colonne), les nuages moyens (2^{ème} colonne et les nuages hauts (3^{ème} colonne).

La distribution spatiale des nuages dans le modèle est donc globalement simulée de façon cohérente avec les observations. La haute résolution horizontale de la simulation permet de distinguer les petites structures nuageuses liées à l'orographie telles que les nuages bas perceptibles sur les Alpes et les Pyrénées.

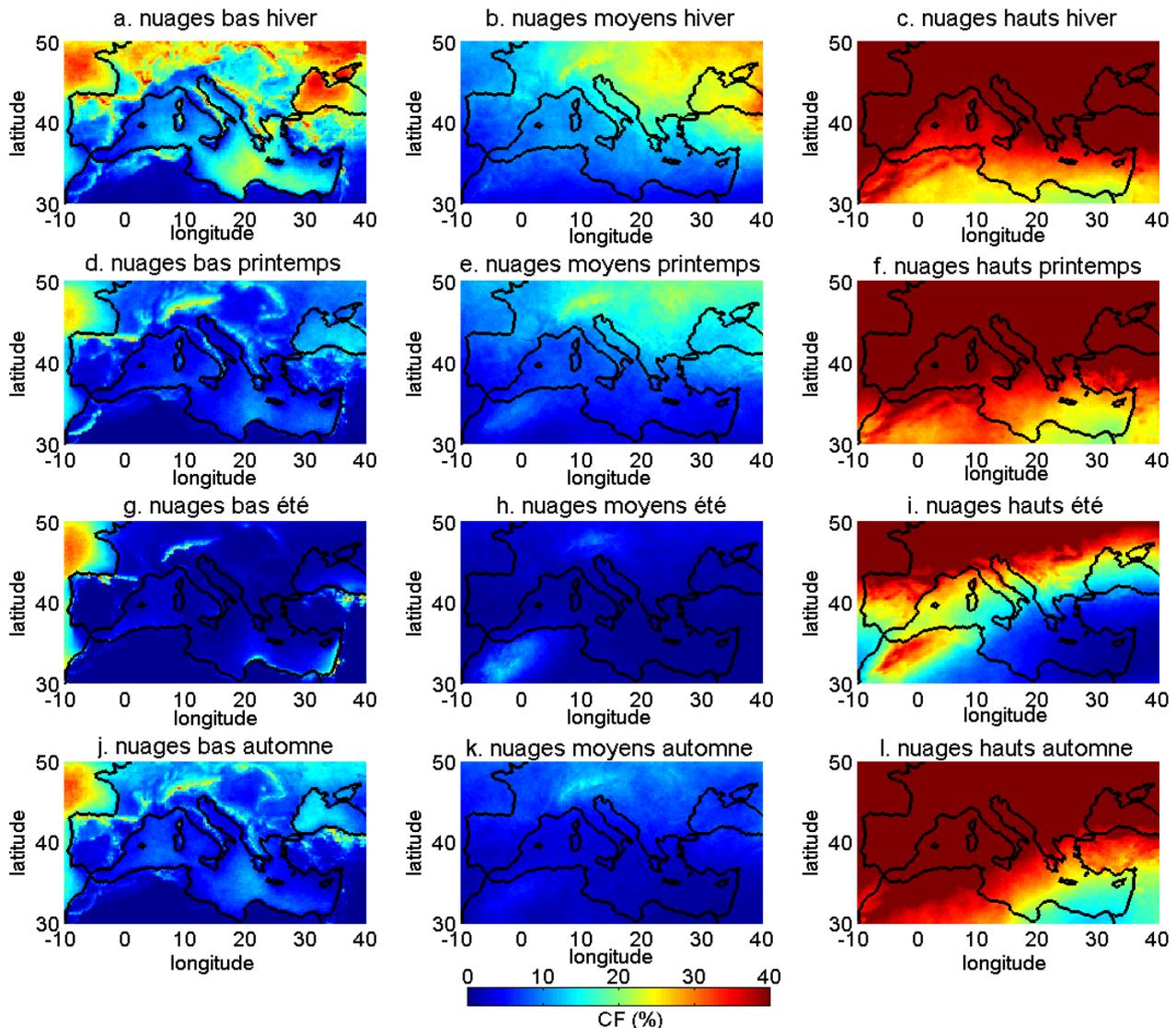


Figure 3.14 : Cartes de fraction nuageuse de WRF/MedCordex moyennées sur 1989-2011 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1^{ère} colonne), les nuages moyens (2^{ème} colonne) et les nuages hauts (3^{ème} colonne).

Conclusion

L'analyse du comportement saisonnier et interannuel des nuages est nécessaire pour la compréhension de la variabilité naturelle du climat ainsi que les processus liés aux nuages sur la région. Le but de cette section était de caractériser la variabilité de la structure verticale des nuages de nuit en Europe et sur la Méditerranée. Ceci est important, entre autres, pour la compréhension de certaines anomalies de température. Ce travail de caractérisation a été fait principalement avec les observations du lidar de CALIPSO. En terme de perspectives, il serait intéressant d'approfondir les analyses à partir d'autres observations notamment celles du radar de CloudSat, qui permettraient de caractériser des nuages plus épais, qu'un signal lidar ne traverserait pas.

Chapitre 4: Variabilité de grande échelle et nuages: leurs rôles dans les anomalies de température; cas de l'hiver 2007

Introduction

Le chapitre 3 a permis de documenter la variabilité de la couverture nuageuse sur l'Europe, verticalement, spatialement, d'une saison à l'autre et d'une année à l'autre avec les observations de CALIPSO. La capacité du modèle à représenter les nuages a aussi été évaluée : bien que la simulation présente de forts biais en termes d'occurrence de nuages, la variabilité interannuelle est plutôt bien reproduite en hiver. Cela nous encourage à l'utiliser ici en complément des observations de CALIPSO, pour comprendre la réponse des nuages face à la variabilité de grande échelle ainsi que le rôle des nuages dans la variabilité du climat Européen. Un cas d'étude d'une anomalie spécifique (l'hiver chaud de 2007) est également détaillé.

4.1. Rôle de la circulation atmosphérique de grande échelle dans la variabilité des nuages

Comme ce qu'on a expliqué dans le premier chapitre, le climat Européen est modulé par la dynamique atmosphérique de grande échelle, qui influence au premier ordre la variabilité des nuages sur la région Euro - Méditerranée. En hiver et en été, la circulation des flux atmosphériques de grande échelle peut être classée en quatre régimes de temps (Vautard, [1990](#)): la NAO-, la dorsale Atlantique, le blocage de Scandinavie et la NAO⁺ (Cf. Sect. 2.2.3). La couverture nuageuse en fonction des régimes Nord-Atlantique a été caractérisée par Rojas et al. ([2013](#)) en utilisant le modèle couplé LMDZ/NEMO-MED8 sur 1983-2000 sur la région Euro - Méditerranée. Elle a aussi été caractérisée par Chaboureau et Claud ([2006](#)) en utilisant 8 années d'observations TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS) sur le bassin Méditerranéen. La couverture nuageuse montre à chaque fois des structures différentes d'un régime à l'autre. Chiacchio et Wild ([2010](#)) ont aussi étudié l'influence de la variabilité nord Atlantique sur les nuages et les flux radiatifs en Europe à partir d'observations du Global Energy Balance Archive (GEBA ; Ohmura et al. [1997](#)).

Dans cette section, à l'instar des études précédentes, l'occurrence nuageuse et sa distribution spatiale sont caractérisées en fonction des régimes de temps Nord Atlantiques. Ce travail de caractérisation s'est fait à partir des observations GOCCP et de la simulation WRF/MedCordex : on tire avantage des observations actives dont on dispose pour classer les nuages en 3 couches : nuages bas, moyens et hauts. Cela nous permet de discuter les propriétés nuageuses en fonction des régimes de temps dans chaque couche.

Les fractions nuageuses observées utilisées dans cette section sont calculées à partir des produits GOCCP dans les différents régimes de temps d'hiver. Ces fractions nuageuses sont calculées à la résolution horizontale $2^\circ \times 2^\circ$, en cumulant tous les jours d'un hiver appartenant à chaque régime. La

résolution horizontale choisie avec GOCCP permet d'exploiter les données GOCCP en gardant les deux dimensions horizontales (Cf. Sect. 2.2.2): en effet, environ 4000 profils sont cumulés par saison sur un pixel à cette résolution, même si ce nombre reste variable d'un pixel à l'autre (Fig. 4.1). Des fractions nuageuses, à la résolution horizontale $20 \times 20 \text{ km}^2$, sont calculées d'une façon similaire avec WRF/MedCordex. Cela nous permet de tirer avantage de la bonne résolution horizontale de la simulation.

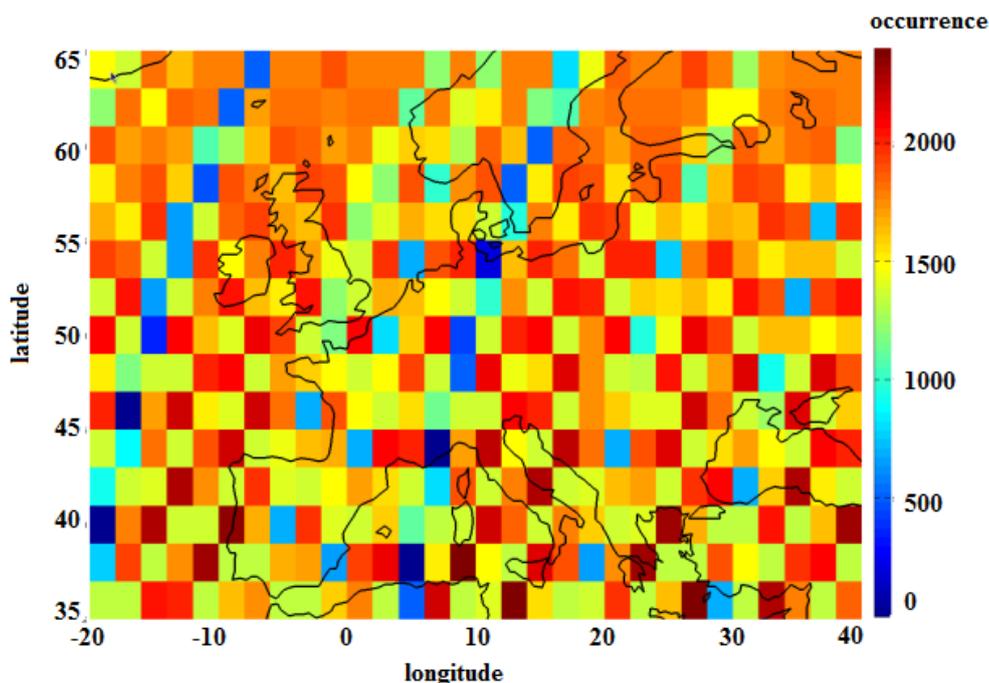


Figure 4.1 : Nombre de profils du satellite cumulés sur un pixel pendant décembre 2007 à la résolution horizontale $2^\circ \times 2^\circ$.

Les observations CERES ont été utilisées pour calculer des flux radiatifs dans chaque régime, au sommet de l'atmosphère et à la surface. La résolution horizontale de $1^\circ \times 1^\circ$ de CERES est adoptée : c'est la résolution d'origine des produits SSF (Cf. Sect. 2.1.1.2). Les flux radiatifs sont calculés de même avec la simulation de WRF/MedCordex, à la résolution du modèle ($20 \times 20 \text{ km}^2$).

Le but de ce chapitre n'est pas de comparer différents jeux de données entre eux, mais d'utiliser conjointement les informations complémentaires qu'ils peuvent apporter sur la question qui nous intéresse ici. Nous avons donc volontairement choisi de garder les résolutions optimales pour chaque jeu de données, quitte à avoir un panel de résolutions assez varié comme l'illustre le tableau 4.A.

Tableau 4.A : Jeux de données utilisées dans cette section et résolutions horizontales associées

Jeux de données	CALIPSO-GOCCP	CERES	WRF/MedCordex
Résolution horizontale	$2^\circ \times 2^\circ$	$1^\circ \times 1^\circ$	$20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$

4.1.1. Nuages observés

Les nuages hauts (Fig. 4.2) et moyens (4.3) montrent des distributions spatiales différentes d'un régime à l'autre :

- En NAO^- (Fig. 4.2a et 4.3a) les nuages hauts et moyens sont très fréquents sur l'Europe continentale, l'ouest de la méditerranée et moins présents sur le Nord Atlantique et la Grande Bretagne. Ces nuages de fronts suivent la ligne des flux humides Atlantiques qui arrivent dans ce régime sur l'Europe et l'ouest de la méditerranée. Ce résultat a été constaté avec les observations de TOVS sur la méditerranée (Chaboureau et Claud [2006](#)).
- En régime de dorsale (Fig. 4.2b et 4.3b), les nuages hauts et moyens sont moins présents sur l'océan, la méditerranée et l'ouest de l'Europe. Ils sont bien fréquents en revanche sur l'est de l'Europe, là où une dépression s'installe (Cf. Sect. 2.2.3).
- Le régime de blocage (Fig. 4.2c et Fig. 4.3c) est caractérisé par un anticyclone qui s'installe sur le nord-ouest de l'Europe et qui s'étend sur presque toute l'Europe et la Méditerranée. Ce régime, souvent associé à un temps sec et froid en hiver, est caractérisé par une absence de nuages hauts sur presque tout le domaine.
- En NAO^+ (Fig. 4.2d et 4.3d), tout comme dans le régime NAO^- , les nuages hauts et moyens sont très fréquents sur l'Europe mais avec plus de nuages sur le nord Atlantique et moins sur le sud de la zone d'étude. Ceci est dû à la migration des flux humides Atlantique vers le nord pendant ce régime.

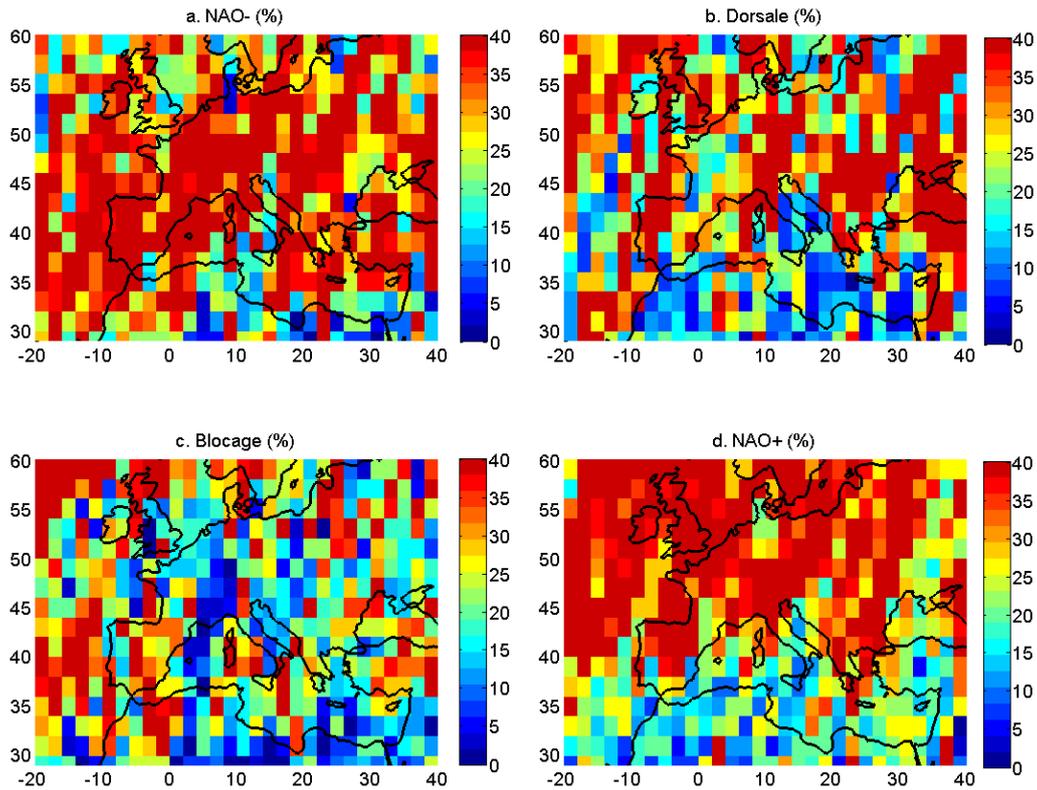


Figure 4.2 : CF nuages hauts dans les 4 régimes de temps Nord Atlantique moyennés sur DJF de 2007 à 2013 : (a) Nuages hauts en NAO-, (b) en dorsale, (c) en blocage, (d) en NAO⁺.

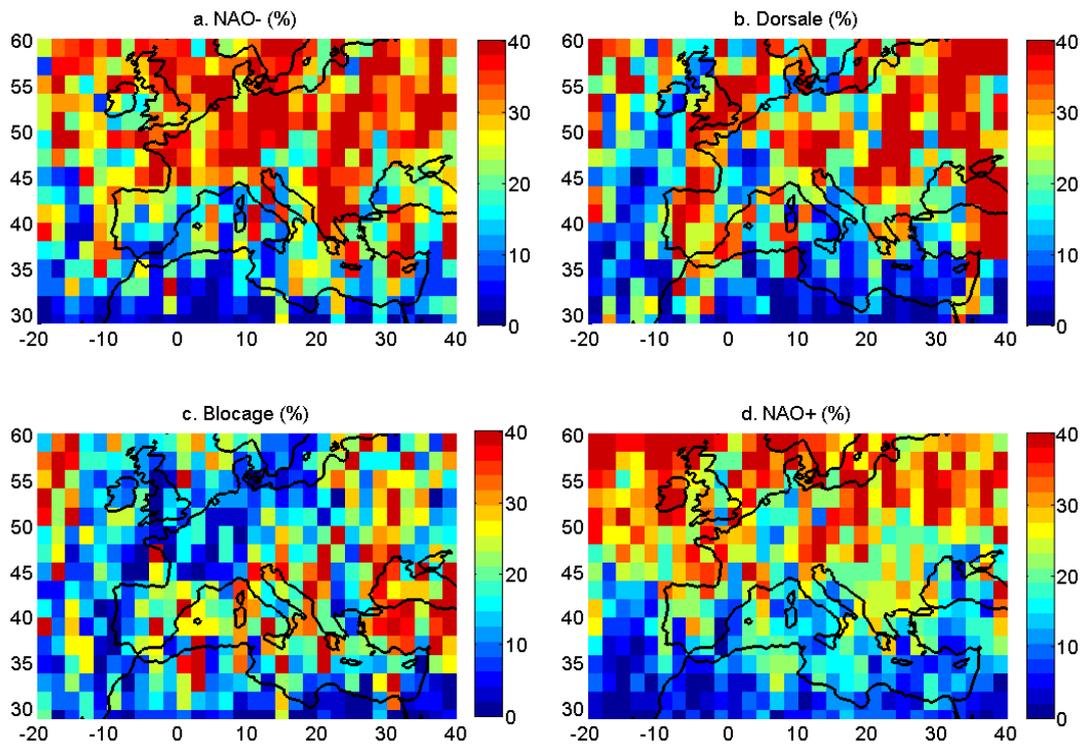


Figure 4.3 : idem que 4.2 pour les nuages moyens

La distribution des nuages bas observés (Fig. 4.4) est beaucoup moins variable d'un régime de temps à l'autre. Les nuages bas sont très fréquents, dans les 4 régimes sur l'océan, moins fréquents sur la Méditerranée, sauf en blocage, et très fréquents sur l'Europe européen, sauf en blocage sur l'ouest de l'Europe. On peut noter aussi la très faible occurrence de nuages au nord de l'Afrique.

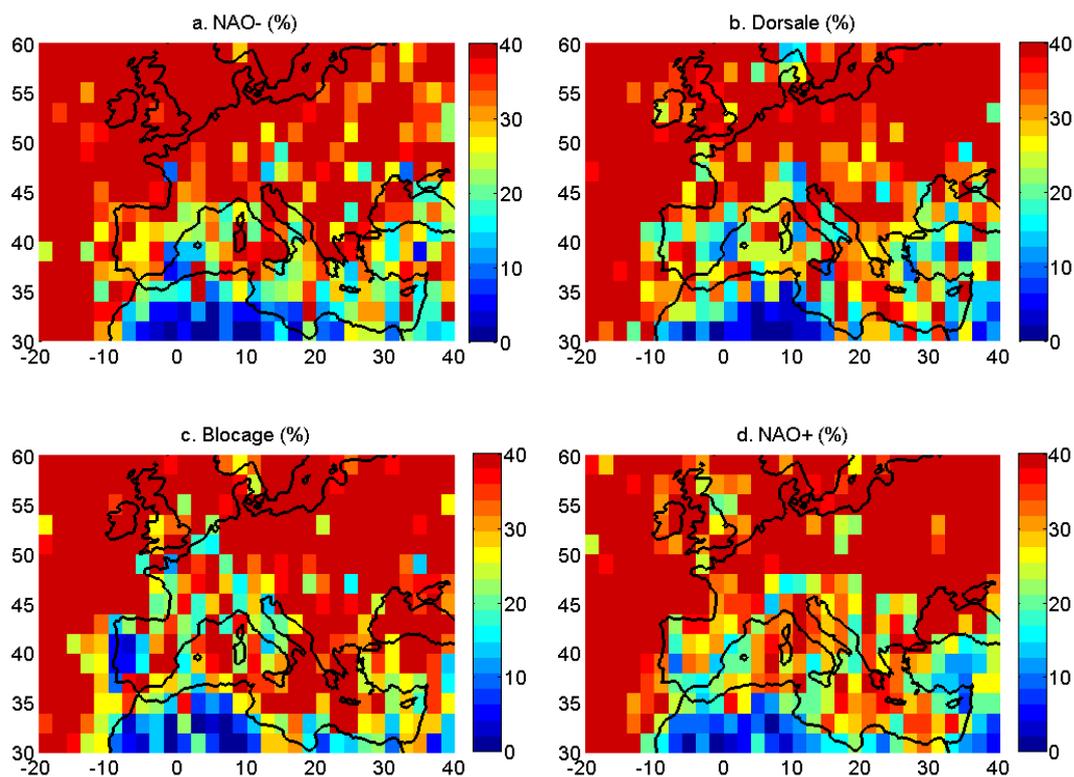


Figure 4.4 : idem que 4.2 pour les nuages bas

Des cartes de fraction nuageuse ont aussi été construites dans les 4 régimes d'été avec les produits GOCCP (Annexe : 4.1). Elles montrent des distributions moins variables d'un régime à l'autre avec beaucoup de nuages hauts sur l'Europe et de nuages bas persistants sur l'océan. Cela est cohérent avec le fait que les régimes soient plus marqués en hiver qu'en été (Cassou et al., [2004](#)) où les processus locaux liés à la convection sont plus fréquents.

4.1.2. Nuages simulés

En dépit des biais dans la simulation des nuages, les cartes de nuages hauts et moyens dans les 4 régimes de temps présentent des structures similaires à celles observées avec CALIPSO (Fig. 4.5 et 4.6, attention, le domaine représenté avec la simulation est légèrement différent de celui des observations) : beaucoup de nuages hauts en Europe en NAO^- et NAO^+ avec moins de nuages sur la

Méditerranée en NAO⁺, moins de nuages en dorsale sur le pourtour Méditerranéen et l'ouest du domaine et un déficit de nuages sur l'Ouest de l'Europe en blocage.

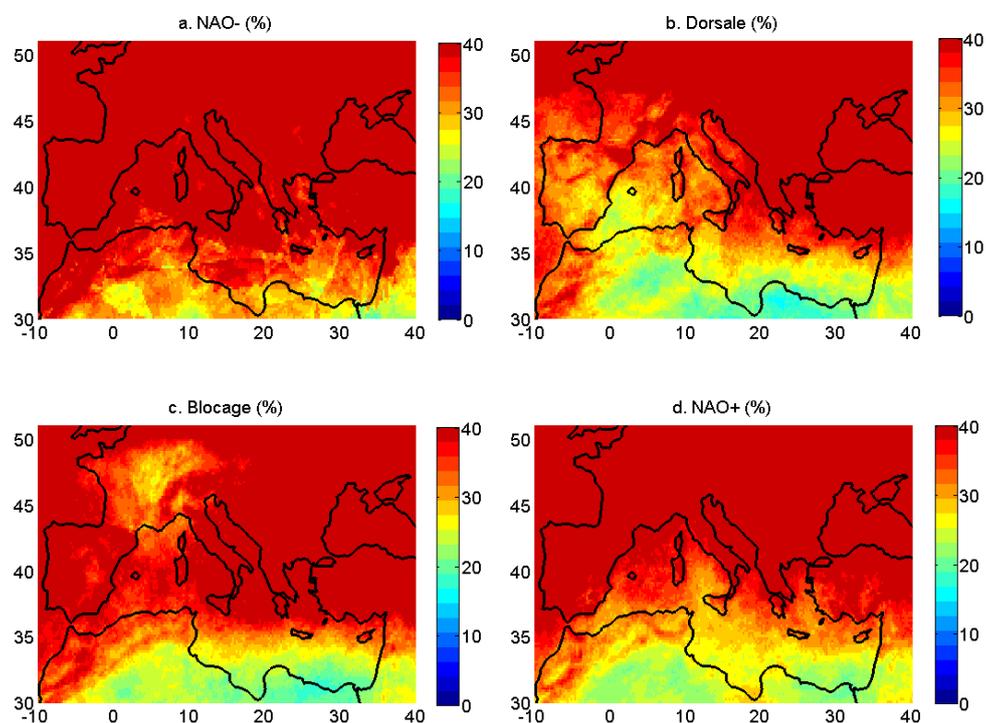


Figure 4.5 : Nuages hauts (fraction nuageuse) dans les 4 régimes de temps Nord Atlantique calculés sur 1990-2011 avec WRF.

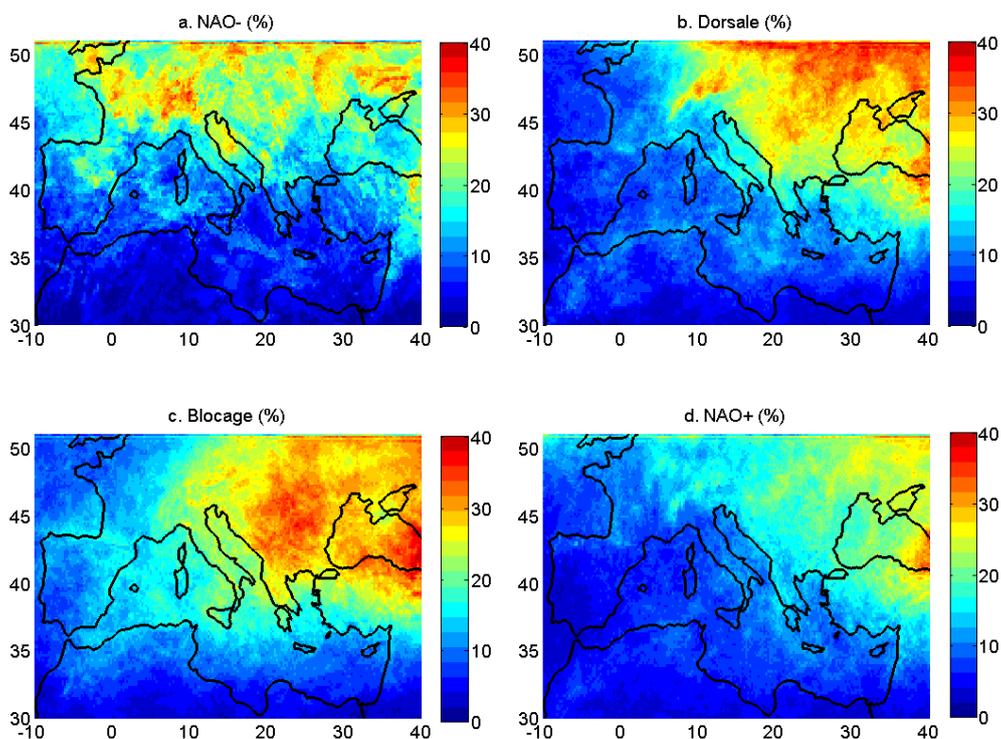


Figure 4.6 : idem que 4.5 pour les nuages moyens

Dans la simulation, bien qu'il y ait sous-estimation des fractions de nuages bas (Cf. Sect. 3.1.1.2), les nuages (Fig. 4.7) sont fréquents sur le nord Atlantique comme dans les observations et les structures se ressemblent aussi d'un régime à l'autre. Le minimum de nuages sur les côtes Atlantique de l'ouest de l'Europe en blocage est par exemple correctement simulé, ainsi que le maximum de nuages bas en Méditerranée en blocage ou la ligne de faible occurrence de nuages bas en dorsale qui longe les côtes méditerranéennes espagnoles, françaises puis alpines.

Le fait que les nuages moyens et bas caractérisent les régimes de temps moins que les nuages hauts est cohérent avec les observations et avec le fait que la simulation soit forcée par ERA-I : les flux humides de grande échelle, générant des nuages hauts sont bien simulés alors que les nuages bas sont très influencés par les processus locaux.

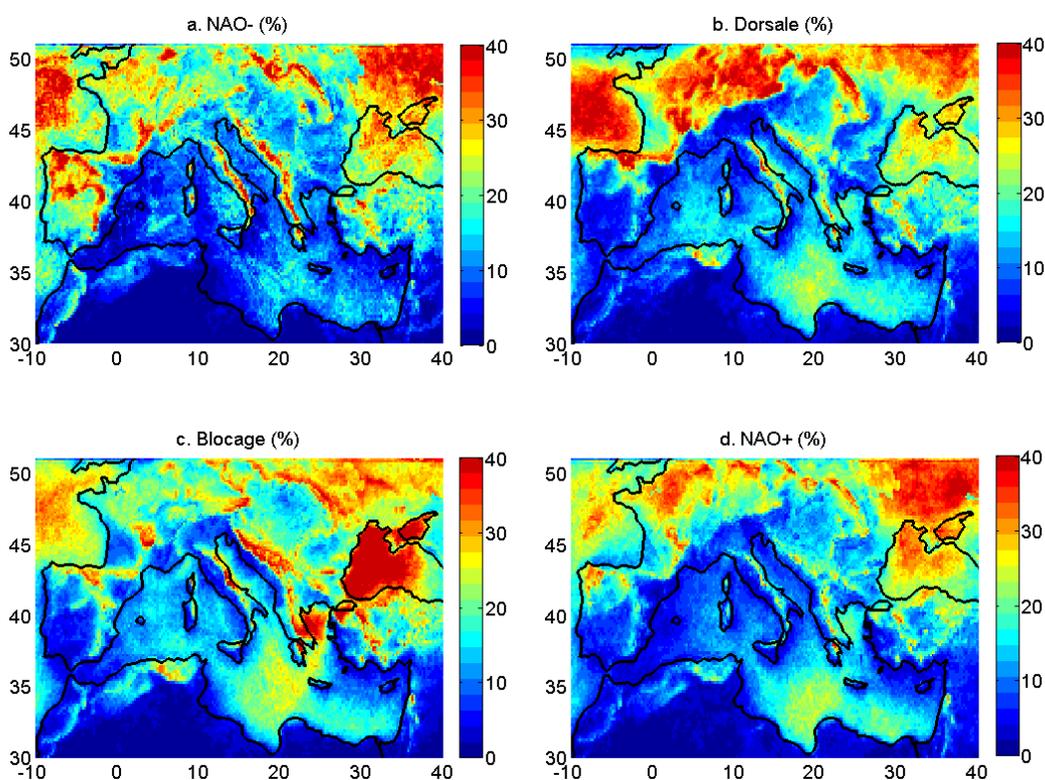


Figure 4.7 : idem que 4.5 pour les nuages bas

Pour résumer, les nuages d'hiver modulés par la variabilité des flux nord Atlantiques présentent des caractéristiques particulières dans chaque régime de temps et cela est reproduit dans la simulation. Ces structures sont cohérentes avec les anomalies de pression ainsi que l'occurrence nuageuse observée par TOVS sur la Méditerranée (Chaboureau et Claud [2006](#)). Après avoir montré que les nuages sont sensibles à cette classification en régimes de temps, elle sera utilisée dans l'analyse de l'anomalie de température de l'hiver 2007 pour séparer l'influence des flux Atlantiques, soit les flux qui gouvernent le climat Européen en hiver, des processus locaux, dont les rétroactions nuageuses.

4.2. Rétroaction température nuages : cas de l'hiver 2007

Dans cette section, le rôle des nuages dans le cas d'étude de l'hiver chaud de 2007 est analysé, en utilisant les régimes de temps. Pour comprendre les processus impliqués dans ce cas d'étude, la simulation est tout d'abord utilisée : elle couvre 22 ans, avec une bonne résolution spatio-temporelle et les différentes variables thermodynamiques sont disponibles. Dans un second temps, les observations satellite sont utilisées pour valider (ou pas) ce que montre la simulation.

4.2.1. Hiver 2007 : un hiver chaud en Europe

L'hiver 2007 (Décembre 2006, Janvier et Février 2007) a été particulièrement chaud sur toute l'Europe avec des anomalies de température atteignant 5° de plus que la moyenne calculée sur 1979-2016 sur l'Europe de l'est (Fig. 4.8).

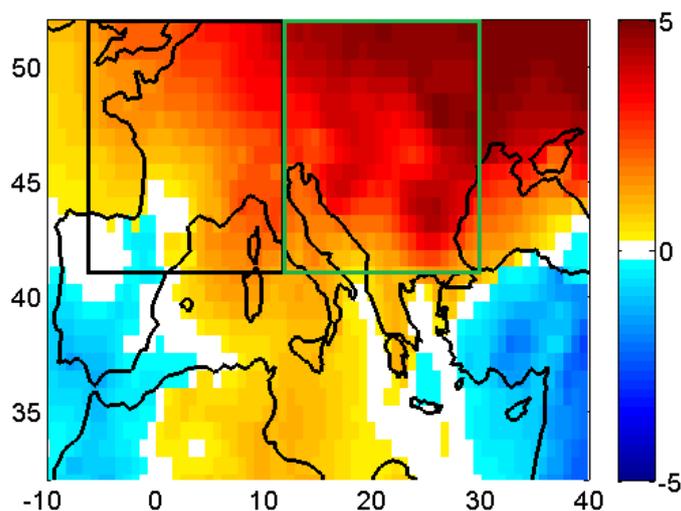


Figure 4.8 : Anomalie de température sur l'Europe (T à 2 mètres) calculée par rapport à 1979-2016 avec les réanalyses ERA-I. Les anomalies dont la valeur absolue est inférieure à 0.3°C sont blanchies. Le rectangle noir correspond à la région ouest de l'Europe et le rectangle vert à la région est.

Cet hiver est associé à une persistance du régime NAO^+ , qui a duré 41 jours, aux dépens du régime blocage qui a duré seulement 12 jours. Mais cette anomalie d'occurrence du régime, qui n'est pas sans précédent, n'explique pas l'ampleur de l'anomalie de température observée en 2007. En effet, Yiou et al. (2007) ont comparé l'anomalie de température de l'hiver 2007 à celle des hivers passés (1948 – 2005) correspondant à des circulations atmosphériques similaires. En sélectionnant les 10 meilleures situations analogues de grande échelle, ils comparent jour pour jour les anomalies de température des « hivers analogues » à celle de l'hiver 2007 (Fig. 4.9) : l'anomalie de température de l'hiver 2007 (rouge) est supérieure à celle des autres hivers (enveloppe bleue) de circulation équivalente. Ce qui suggère que, bien que l'occurrence de NAO^+ favorise un hiver doux sur

Chapitre 4 : Variabilité de grande échelle et nuages : leurs rôles dans les anomalies de température ; cas de l'hiver 2007

l'Europe, l'anomalie de 2007 n'est pas uniquement liée à la persistance de ce régime. D'autres processus rentrent en jeu. L'objectif de la suite de ce chapitre est de comprendre lesquels.

Tableau 4.B : Occurrence des 4 régimes de temps Nord Atlantique pendant l'hiver 2007 (2^{ème} colonne), en moyenne sur les hivers 2007-2013 (3^{ème} colonne, période correspondant aux observations utilisées) et en moyenne sur les hivers 1990-2011 (4^{ème} colonne, période correspondant à la simulation utilisée)

Régime de temps	Hiver 2007	Moyenne hivers 2007-2013	Moyenne hivers 1990-2011
NAO ⁻	21.1% (19 jours)	25.5%	17.7%
Dorsale	21.1% (19 jours)	18.7%	21.5%
Blocage	13.3% (12 jours)	25.0%	28.6%
NAO ⁺	44.5% (41 jours)	30.8%	32.2%

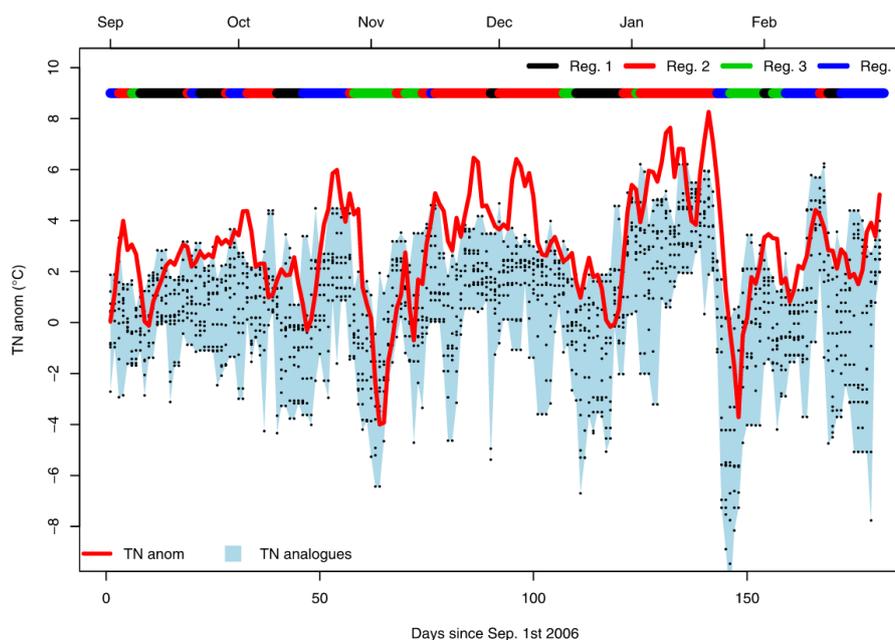


Figure 4.9 : Série temporelle sur automne/hiver 2006/2007, des anomalies des minimums journaliers de température moyennées sur 95 stations Européennes, associée aux anomalies de température des 10 meilleures circulations analogues (points), et leur variation (zone ombrée en bleu). Les régimes de temps sont aussi indiqués par des codes couleur en haut. Reg1: Blocage, Reg2: NAO⁺, Reg3: Dorsale et Reg4: NAO⁻. (Yiou et al. 2007, Geophysical Research Letters, fig. 4).

Pour cela, je me focalise sur une période plus particulière de cette saison en m'appuyant sur la figure 4.10 : il s'agit de séries temporelles d'anomalies de température en moyennes journalières de décembre 2006 à février 2007 par rapport à la moyenne de 1989-2011 estimées à partir de la simulation. Ces anomalies sont moyennées spatialement sur deux régions : l'Europe de l'est définie par la boîte verte représentée sur la Figure 4.8 et l'Europe de l'ouest définie par la boîte noire

(même figure). Ces anomalies sont positives durant presque toute la période, et sur les deux domaines. La période du 28 décembre au 19 janvier, liée à une persistance du régime NAO⁺, présente les plus fortes anomalies de température pour les deux régions atteignant +5° sur l'ouest et +7° sur l'est.

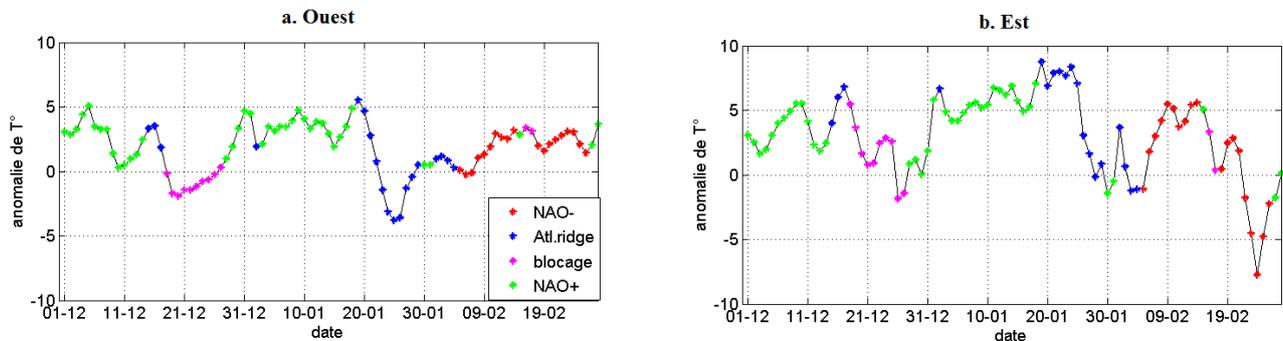


Figure 4.10: Séries temporelles d'anomalies de température journalières du 1^{er} décembre 2006 au 28 février 2007 moyennées spatialement sur l'ouest de l'Europe (a) ou sur l'est de l'Europe (b). Chaque anomalie journalière est calculée par rapport à la moyenne sur 1989-2011 (1^{er} décembre 2007 par rapport à la moyenne des 1^{er} décembre sur 1989-2010). Les codes de couleur indiquent à quel régime est associé chaque jour.

C'est donc sur cette période que nous nous focaliserons pour comprendre par la suite les processus liés à l'anomalie de température. Pour cela, j'ai d'abord analysé la simulation car elle me permet d'avoir accès facilement aux différents termes qui influencent la température. J'utilise ensuite les observations à disposition pour vérifier au mieux les processus mis en évidence dans la simulation.

4.2.2. Flux radiatifs simulés

La variation de la température de surface dépend de plusieurs facteurs: au premier ordre, la température est contrôlée par l'advection d'une masse d'air plus ou moins froide suivant son origine. Au second ordre, elle est modifiée localement par les flux radiatifs et de chaleur (chaleur latente et chaleur sensible). Dans cette partie, le focus est mis sur l'effet radiatif des nuages (CRE, Sect. 2.1.1.2) sur l'anomalie de température de l'hiver 2007.

Les flux radiatifs simulés utilisés dans cette section sont des flux instantanés en $W.m^{-2}$. On a donc 8 valeurs par jour, qui sont moyennées pour obtenir un flux journalier, masquant ainsi le cycle diurne. Les anomalies relatives (en %) de la variable X (température à 2m, flux net à la surface, effet radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère, albédo de surface, vapeur d'eau) sont calculées selon l'équation 4.1 :

$$Ano.rel. X = \frac{X_{2007} - X_{1989-2011}}{|X_{1989-2011}|} \times 100 \quad (\text{Équation 4.1})$$

X_{2007} est la moyenne calculée sur la période 28/12/2006 au 19/01/2007 (uniquement du régime NAO⁺ donc). $X_{1989-2011}$ est la moyenne calculée sur tous les jours NAO⁺ des années 1989-2011 qui tombent à ± 10 jours de la période étudiée, i.e qui sont compris entre le 18 décembre et le 28

janvier, afin de limiter l'influence du cycle saisonnier. $|X_{1989-2011}|$ est la valeur absolue de cette moyenne (l'effet radiatif des nuages pouvant être négatif).

Cette méthode permet de comparer des anomalies ayant une influence synoptique similaire.

La carte d'anomalie du CRE total (LW+SW, au sommet de l'atmosphère) des nuages (Fig. 4.11) montre une anomalie positive importante (+50%) sur une large partie de l'Europe (ouest et mer noire) et des anomalies négatives significatives (-50%) apparaissent également, en particulier sur la mer Adriatique et l'Ukraine. Une anomalie positive du CRE total étant cohérente avec une anomalie chaude de température, les nuages pourraient donc en partie expliquer l'anomalie de température.

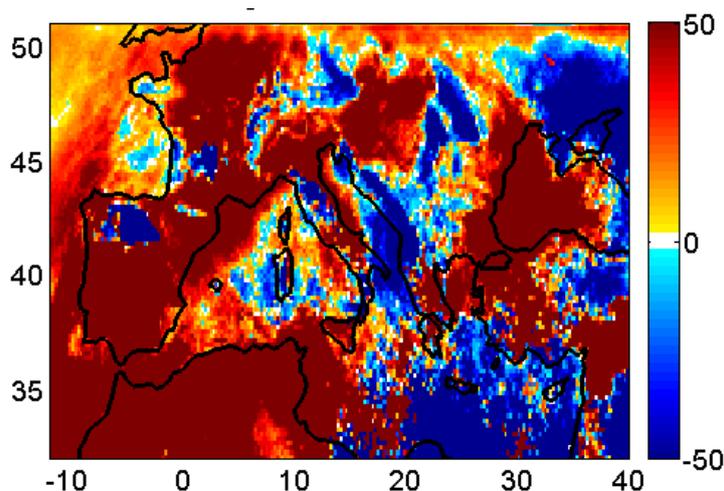


Figure 4.11 : Anomalie relative de l'effet radiatif des nuages (CRE, $W.m^{-2}$) total (LW+SW) au sommet de l'atmosphère de l'hiver 2007 par rapport aux hivers 1990-2011 en NAO^+ (Cf. Equation 4.1)).

Pour comprendre ces anomalies de CRE et leur rôle dans l'anomalie de température de 2007, nous séparons les deux effets des nuages, qui sont d'une part l'effet d'albédo des nuages (dans le SW) qui a tendance à refroidir l'air en surface, et d'autre part l'effet de serre (dans le LW) qui favorise le réchauffement.

a. Effet albédo des nuages

L'effet albédo des nuages est analysé en utilisant le CRE_{SW} des nuages (effet radiatif dans les ondes courtes au sommet de l'atmosphère). Par définition (Equation 2.5), il est toujours négatif.

L'anomalie relative du CRE_{SW} de l'hiver 2007 au sommet de l'atmosphère (Fig. 4.12) est alors calculée suivant l'équation 4.1. La carte montre une anomalie négative du CRE_{SW} sur presque toute l'Europe entre -10% et -50%. Le CRE_{SW} étant toujours négatif, cette anomalie traduit un excès de l'effet d'albédo des nuages : les nuages de l'hiver 2007, en NAO^+ , renvoient plus le flux solaire qui arrive au sommet de l'atmosphère que dans la moyenne des autres hivers, ce qui l'empêche d'atteindre la surface. Cela aurait pour conséquence une baisse de la température de surface, ce qui a donc plutôt tendance à atténuer l'anomalie chaude observée.

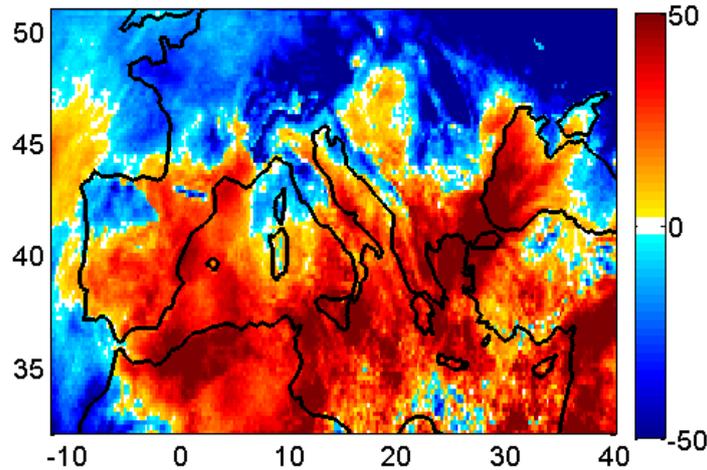


Figure 4.12 : Idem que 4.11 pour le CRE dans les ondes courtes au sommet de l'atmosphère.

Considérons cependant le flux net SW à la surface, défini par l'équation 2.8. L'anomalie de Φ_{net_SW} (Fig. 4.13, calculée en suivant Equation 4.1) montre une anomalie négative sur l'ouest de l'Europe (autour de -25%) et une anomalie positive sur l'est de l'Europe (de 10% à +50%). L'anomalie négative du Φ_{net_SW} sur l'ouest peut être expliquée par l'excès de l'effet d'albédo des nuages. En effet, le rayonnement solaire arrivant au sommet de l'atmosphère étant peu variable, autour de $340 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ en moyenne, le flux $\text{SW}\downarrow$ (arrivant à la surface de la Terre) est principalement lié à l'effet radiatif des nuages.

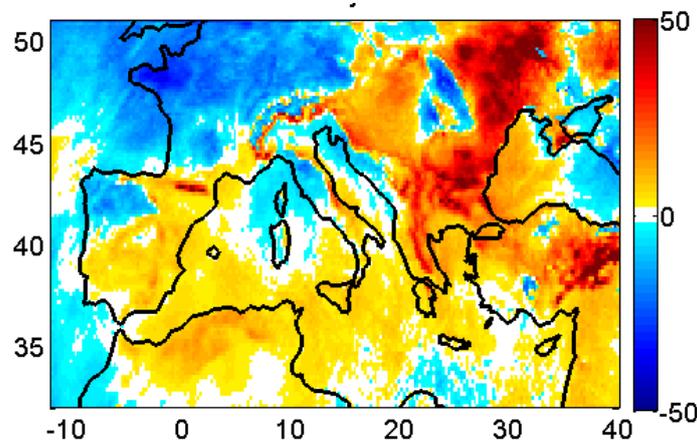


Figure 4.13 : Idem que 4.11 pour le flux net de surface dans les ondes courtes.

L'anomalie positive du Φ_{net_SW} sur l'est ne peut être liée à une anomalie du $\text{SW}\downarrow$ étant donné que l'anomalie du CRE_{SW} est négative même sur l'est de l'Europe. L'anomalie en flux net vient donc du flux $\text{SW}\uparrow$. Ce flux est lié à l'albédo de surface, défini par :

$$\alpha = \frac{\text{SW}\downarrow}{\text{SW}\uparrow} \quad (\text{Équation 4.2})$$

Comme le montre la Fig. 4.14, l'anomalie de l'albédo de surface montre un déficit sur toute l'Europe, faible à l'ouest du continent (-10%) et important sur l'Europe centrale et de l'est (-50%).

Ce déficit de l'albédo de surface traduit une surface qui réfléchit moins le flux solaire que les autres années, ce qui engendre un déficit du flux $SW\uparrow$. Le déficit d'albédo est lié à une absence de neige sur une région qui normalement en est au moins partiellement couverte à cette période. L'ouest de l'Europe est moins touché par cette anomalie, probablement parce qu'il y neige moins souvent (Annexe. 4.2 et section 1.1).

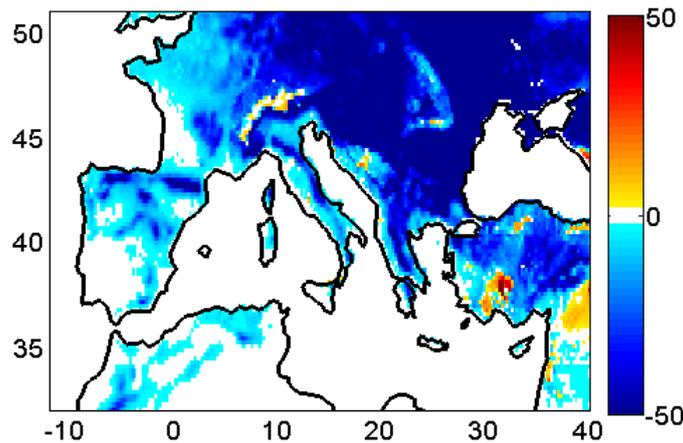


Figure 4.14 : Idem que 4.11 pour l'albédo de surface.

On a donc à l'ouest une anomalie négative du flux net dans les ondes courtes liée à une anomalie négative de flux visible incident. Cette anomalie va donc dans le sens de l'atténuation de l'anomalie chaude de l'hiver 2007 sur cette zone. Au contraire à l'est, on a une anomalie positive de flux net visible à la surface expliquée par un albédo de surface plus faible du fait de la douceur de l'hiver qui provoque l'absence de neige. Cette anomalie va dans le sens de l'amplification de l'anomalie chaude (rétroaction positive). Quid du flux net infrarouge?

b. Effet de serre des nuages

Dans la simulation, le CRE total des nuages a montré une anomalie positive durant la période 28/12/2006 au 19/01/2007 sur certaines zones de la région d'étude. Cette anomalie, qui n'est pas due à l'effet albédo des nuages (Sect. 4.2.2b), est donc due à leur effet de serre, toujours positif par définition (Equation 2.5).

L'anomalie du CRE_{LW} , calculée suivant l'Equation 4.1 est présentée dans la Fig. 4.15. Elle montre une anomalie positive autour de +30% sur presque toute l'Europe, soit un excès de l'effet de serre des nuages.

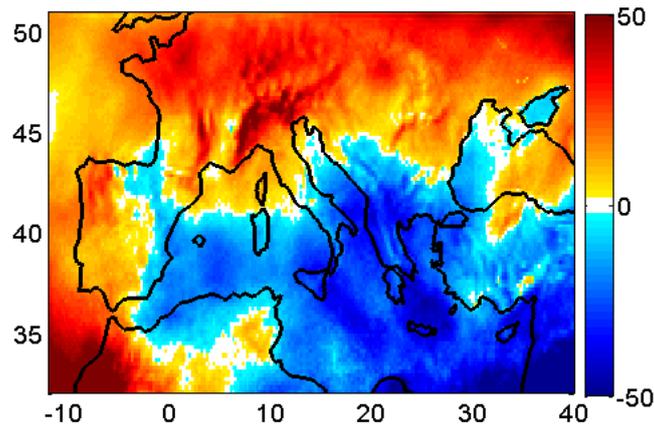


Figure 4.15 : Idem que 4.11 pour le CRE dans les ondes longues au sommet de l'atmosphère.

Une anomalie positive de l'effet de serre des nuages induit une anomalie positive du flux $LW\downarrow$ à la surface qui est une composante du flux net de surface LW (Equation 2.9).

L'anomalie du Φ_{net_LW} (calculée selon l'Equation 4.1, Fig. 4.16) montre une structure horizontale inversée par rapport à celle du Φ_{net_SW} :

- anomalie positive à l'ouest (+20%), cohérente avec l'anomalie positive du CRE_{LW} .
- anomalie négative à l'est (-20%) non expliquée par le flux $LW\downarrow$: nous cherchons donc une anomalie du flux $LW\uparrow$.

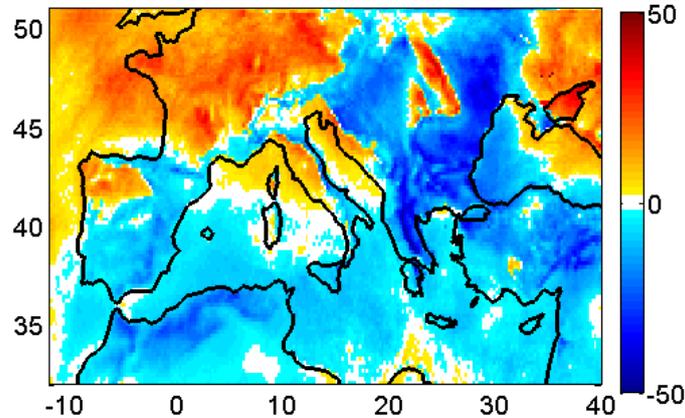


Figure 4.16 : Idem que 4.11 pour le flux net LW à la surface.

La Terre étant assimilée à un corps noir, la loi de Stefan-Boltzmann donne:

$$LW \uparrow = \sigma \cdot T^4 \quad (\text{Équation 4.3})$$

Avec σ la constante de Stefan-Boltzmann et T la température de surface.

L'anomalie de température calculée par rapport aux jours NAO⁺ selon l'Equation 4.1 est positive sur toute l'Europe (Fig. 4.17). Elle est particulièrement élevée sur l'est de l'Europe (plus de 2 fois la

moyenne de température des jours NAO⁺ sur 1990-2011), ce qui devient cohérent avec un excès du flux LW↑ et donc un déficit de Φ_{net_LW} sur l'est de l'Europe.

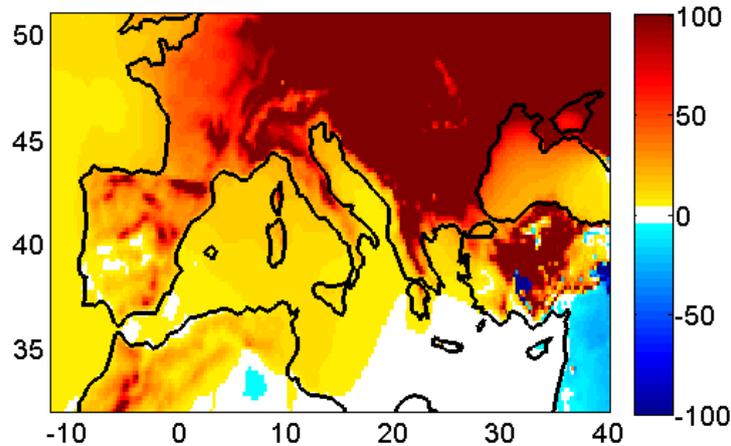


Figure 4.17 : Idem que 4.11 pour la température à 2 mètres.

Pour résumer cette sous-section, la simulation montre l'existence de deux processus différents qui expliquent l'anomalie régionale de température pour cet hiver sur la période du 28/12/2006 au 19/01/2007: à l'ouest, l'anomalie est liée à un fort effet de serre des nuages, tandis qu'à l'est, l'anomalie s'amplifie au cours du temps du fait d'une rétroaction positive qui se met en place: un hiver doux qui engendre moins de neige, ce qui diminue l'albédo de surface et facilite l'accumulation de chaleur dans les basses couches ce qui ne favorise pas le maintien de la neige en surface.

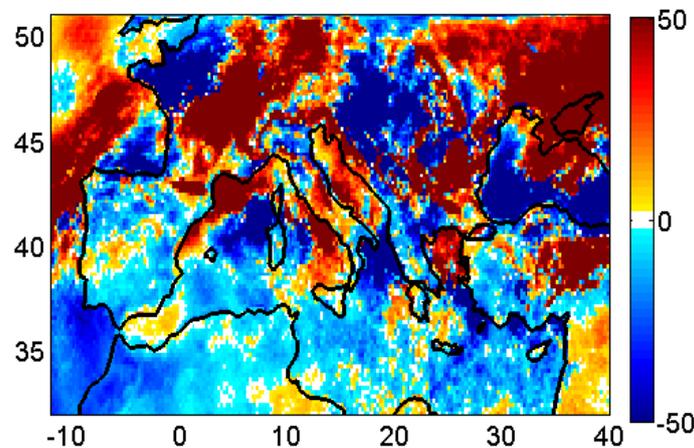


Figure 4.18 : Idem que 4.11 pour le flux net total (LW+SW) à la surface.

Le flux net total (Fig. 4.18) montre une anomalie positive (+50%) sur l'est, le sud de la France et jusqu'en Allemagne probablement lié à l'effet de serre des nuages et négative (-50%) au centre de l'Europe (Pologne et Hongrie) par la compensation de la forte anomalie de température de surface. Sur l'est de l'Ukraine, l'anomalie positive (+50%) est probablement liée au fait que l'anomalie de température de surface ne suffit pas à contrebalancer le fort effet de serre des nuages.

4.2.3. Flux radiatifs observés

Le but de cette section est de pouvoir vérifier les conclusions obtenues avec le modèle en utilisant des observations, sachant que je n'ai pas à disposition l'ensemble des observations nécessaires sur la période pour procéder de manière équivalente à ce que j'ai fait avec la simulation. Ce qui m'intéresse au premier ordre dans ce chapitre, c'est le rôle de l'effet radiatif des nuages dans l'anomalie de 2007. Comme expliqué dans la Sect. 2.1.1.2, le CRE au sommet de l'atmosphère est calculé comme étant la différence entre flux radiatifs ciel clair et flux radiatifs total (ciel clair + nuageux).

Dans la simulation, les valeurs de flux radiatif en ciel clair sont calculées même quand il y a des nuages. Ce n'est pas le cas avec les produits CERES, où la présence de ciel clair est détectée à partir de l'instrument MODIS. Or, le régime NAO⁺ d'hiver présente presque toujours des nuages bas en Europe (Sect. 3.1.1.1 et Sect. 4.1), et l'échantillonnage spatio-temporel de CERES rend la détection de ciel clair très rare sur la période de calcul d'anomalie. Cela fausserait l'interprétation des cartes de CRE observés. Les différences entre le CRE mensuel calculées avec CERES (extrait sur le SIRTA) et celles calculées sur les SIRTA toutes les heures (comme dans la simulation) sont notées sur la figure 4.19. On peut voir des différences de l'ordre de 400 W.m⁻² en été par exemple.

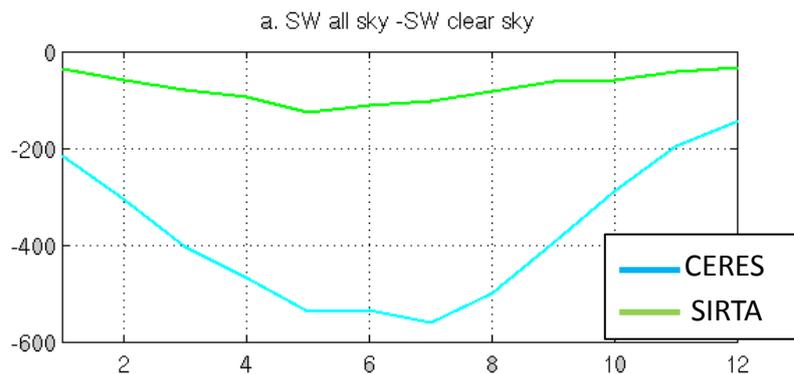


Figure 4.19: Effet radiatif des nuages dans le SW, extraits sur le site du SIRTA et moyennés sur (2002-2009) pour chaque mois (abscisses) pour les observations de CERES (bleu) et les observations SIRTA (vert).

Pour contourner cette contrainte, deux variables sont analysées dans cette section : le flux sortant total au sommet de l'atmosphère et le flux descendant à la surface. Ces deux variables se complètent : les flux mesurés au sommet de l'atmosphère sont précis mais difficiles à interpréter car ils dépendent aussi de la surface (albédo et température) ; a contrario, les flux descendants à la surface sont facilement interprétables mais sont calculés (et non mesurés) à partir des observations au sommet de l'atmosphère, en faisant des hypothèses sur la composition et la structure verticale de l'atmosphère (Sect. 2.1.1.2).

Dans cette section, les anomalies des différents flux radiatifs sont calculées d'une façon similaire à la simulation, mais en prenant 2002-2011 au lieu de 1989-2011, car c'est la période commune entre les flux observés par CERES et la simulation :

$$\text{Ano. rel. } X = \frac{X_{2007} - X_{2002-2011}}{|X_{2002-2011}|} \times 100 \quad (\text{Équation 4.4})$$

$X_{2002-2011}$ est la moyenne calculée en prenant tous les jours NAO⁺ qui tombent à ± 10 jours de la période choisie pour l'hiver 2007 sur toutes les années 2002-2011. Pour pouvoir comparer les anomalies observées avec celles simulées, les cartes de 4.11 à 4.18 ont été reproduites en calculant les anomalies suivant l'Eq. 4.4 (soit par rapport à 2002-2011). Ces cartes apparaissent dans l'annexe 4.3. Les anomalies calculées sur 2002-2011 sont très similaires à celles calculées sur 1990-2011, avec quelques différences sur les amplitudes d'anomalie.

Les deux cartes (4.20a pour CERES et 4.20b pour WRF) montrent une anomalie négative des flux sortants au sommet de l'atmosphère (LW+SW) sur presque toute la région. L'amplitude de l'anomalie est plus importante avec les observations où elle est un peu plus marquée sur l'Europe de l'est (-20%).

D'un autre côté, les flux descendants (LW+SW) (Fig. 4.20c et 4.20d) au niveau de la surface montrent une anomalie positive, sur tout le domaine, qui, tout comme pour les flux sortants au sommet de l'atmosphère, est plus marquée avec les observations surtout sur l'Europe de l'est. Le flux sortant au sommet de l'atmosphère dépend à la fois des nuages (et de la composition de l'atmosphère) et de la surface alors que les flux descendants au niveau de la surface dépendent principalement des nuages, mais aussi des aérosols et des gaz à effet de serre.

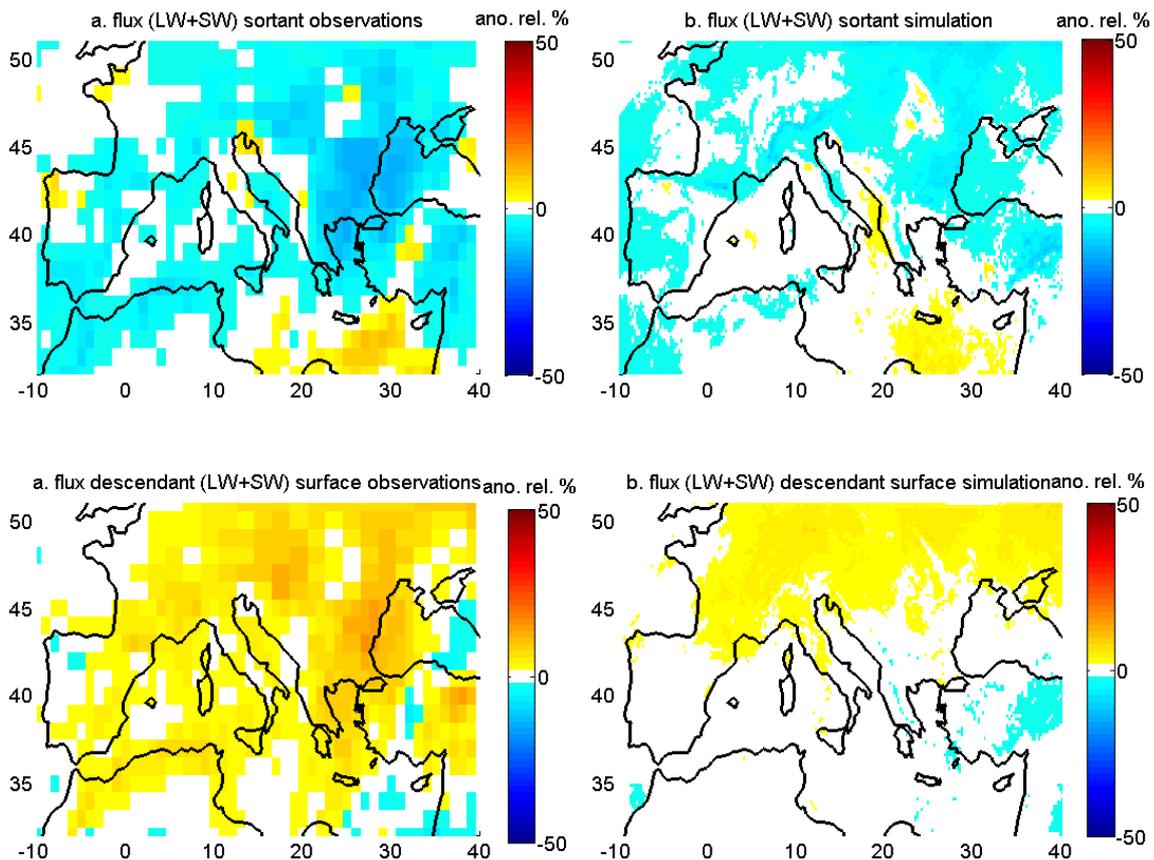


Figure 4.20 : (a) Anomalie relative du flux sortant total (LW+SW) au sommet de l'atmosphère de l'hiver 2007 par rapport aux hivers 2002-2011 en NAO⁺ (Cf. Equation 4.5)). (c) Idem que (a) pour le SW_↓+LW_↓ à la surface. (b) et (d) Idem que (a) et (c) avec la simulation.

Pour comprendre les anomalies de flux observées sur cette période, tout comme pour la simulation, elles sont séparées en anomalie LW et en anomalie SW dans la suite de la section.

a. Effet albédo des nuages

Contrairement au modèle, la carte d'anomalie de l'albédo de surface (Fig. 4.21b) présente plutôt une anomalie positive. Mais le calcul d'albédo de surface dans CERES se fait à partir de mesures en ciel clair. Vu les anomalies nuageuses (et donc de ciel clair) dans ce cas d'étude, la fiabilité de ces données peut être discutée. Néanmoins, si l'on regarde le bilan en surface, la carte du Φ_{net_SW} observée par CERES (Fig. 4.21a) montre, comme la simulation, une anomalie positive (+40%) sur la région Est de l'Europe et une anomalie négative (-20%) sur le nord-ouest de l'Europe. La distribution spatiale de l'anomalie SW de CERES est très similaire à celle simulée par WRF.

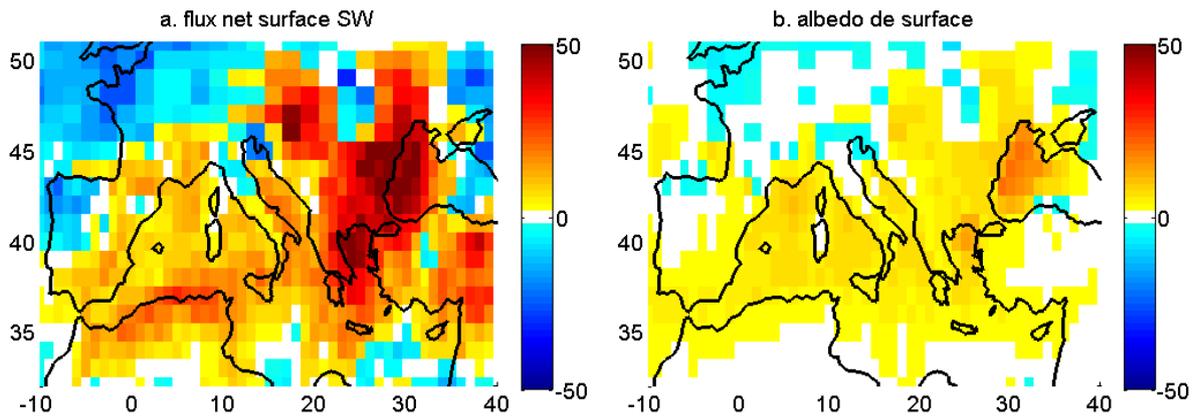


Figure 4.21 : Idem que 4.17 pour (a) flux net de surface en SW et (b) l'albédo de surface.

L'anomalie du Φ_{net_SW} , n'étant *a priori* pas expliquée par l'anomalie du flux SW \uparrow (Fig. 4.21b), est donc liée à une anomalie du SW \downarrow à la surface (Fig. 4.22b). L'anomalie positive (négative) du flux SW \downarrow à la surface sur l'est (nord-ouest) de l'Europe, traduit, en supposant le flux solaire constant, moins (plus) d'effet albédo de l'atmosphère. Au premier ordre, c'est lié aux nuages, mais les aérosols aussi peuvent avoir un effet albédo.

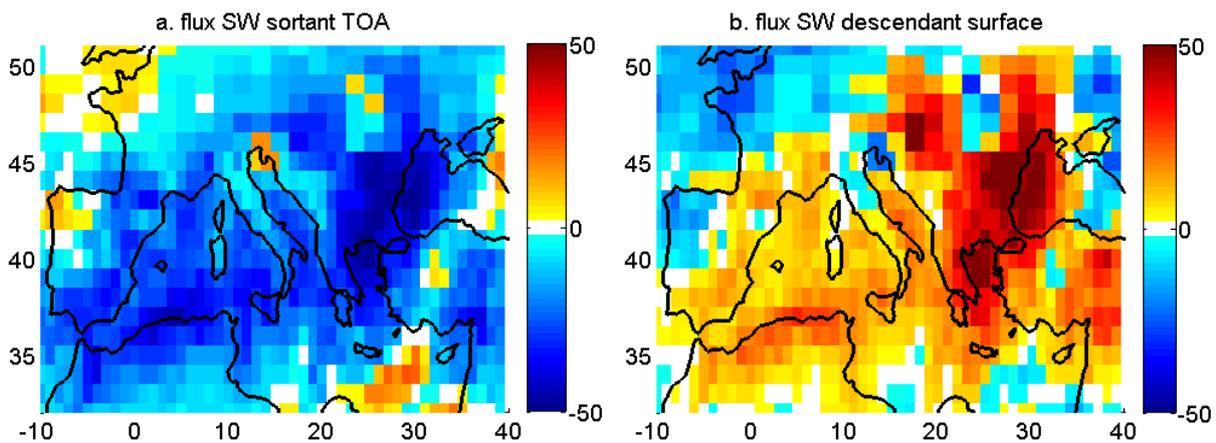


Figure 4.22 : Idem que 4.17 pour (a) le flux SW sortant au sommet de l'atmosphère et (b) le flux SW \uparrow à la surface.

Cette anomalie est, en tous cas, cohérente avec l'anomalie négative du SW sortant au sommet de l'atmosphère sur l'est de l'Europe et l'anomalie positive sur le nord-ouest (Fig. 4.22a). Les anomalies du flux SW \downarrow et le SW sortant au sommet de l'atmosphère sont probablement liés à un CRE_{SW} négatif (soit plus d'effet albédo) sur l'est et positif sur le nord-ouest.

Cela se confirme avec la fig. 4.23 qui montre les profils verticaux de fraction nuageuse (jour+nuit) de CALIPSO calculés sur l'ouest et l'est de l'Europe (en cumulant tous les profils, sur les pixels de chaque zone et sur tous les jours NAO⁺ de la période concernée). Le profil moyenné sur l'est de l'Europe (Fig. 4.23b) montre un fort déficit nuageux du sol jusqu'à plus de 9km d'altitude par

rapport à l'enveloppe contenant les profils de 2008-2014 : un déficit nuageux implique un déficit de l'effet albédo de nuages et peut expliquer l'anomalie positive du flux SW descendant à la surface.

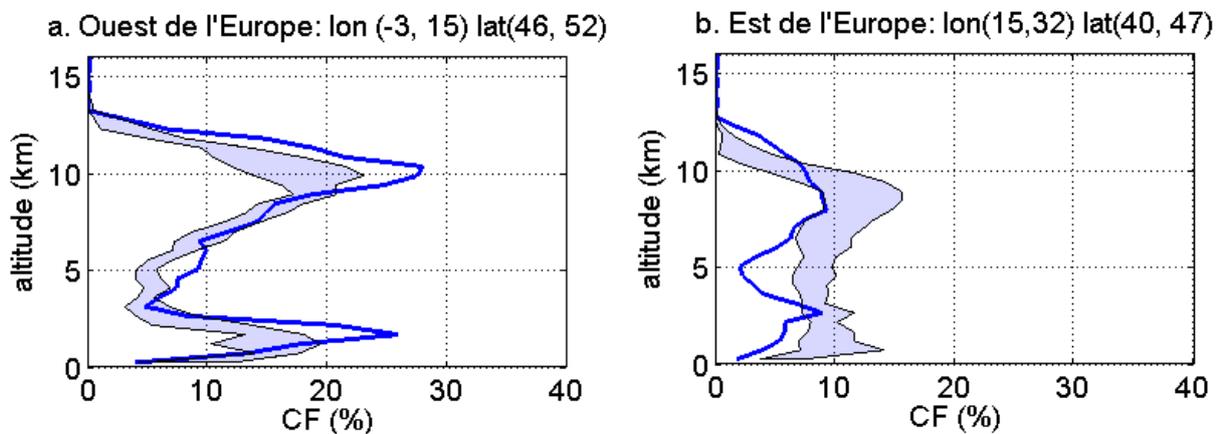


Figure 4.23 : Fraction nuageuse de l'hiver 2007 calculée spatialement sur les 22 jours de NAO⁺ sur (a) l'ouest de l'Europe et (b) l'est de l'Europe. L'enveloppe bleue contient tous les profils de fraction nuageuse des années 2008-2014 et le profil en trait bleu continu représente l'hiver 2007.

Le profil d'occurrence nuageuse de 2007 de CALIPSO moyenné sur le nord-ouest de l'Europe montre quant à lui un excès de nuages bas autour de 2 km : Il est connu que les nuages bas ont tendance à avoir un effet albédo très important : leur contenu en eau condensée est plus important que pour les nuages hauts et moyens ce qui favorise leur pouvoir de réflexion.

b. Effet de serre des nuages

L'anomalie positive du Φ_{net_LW} de 2007 sur l'ouest de l'Europe simulée par WRF n'est pas observée par CERES (Fig. 4.24a). La carte de Φ_{net_LW} montre une anomalie négative sur la quasi-totalité de l'Europe, particulièrement intense sur l'est (-50%). Tout comme pour la simulation, cette anomalie est probablement expliquée par l'anomalie de température observée sur toute l'Europe, particulièrement intense sur l'est (Fig. 4.24b) : une anomalie positive de température donne une anomalie positive du LW \uparrow à la surface (Equation 4.3).

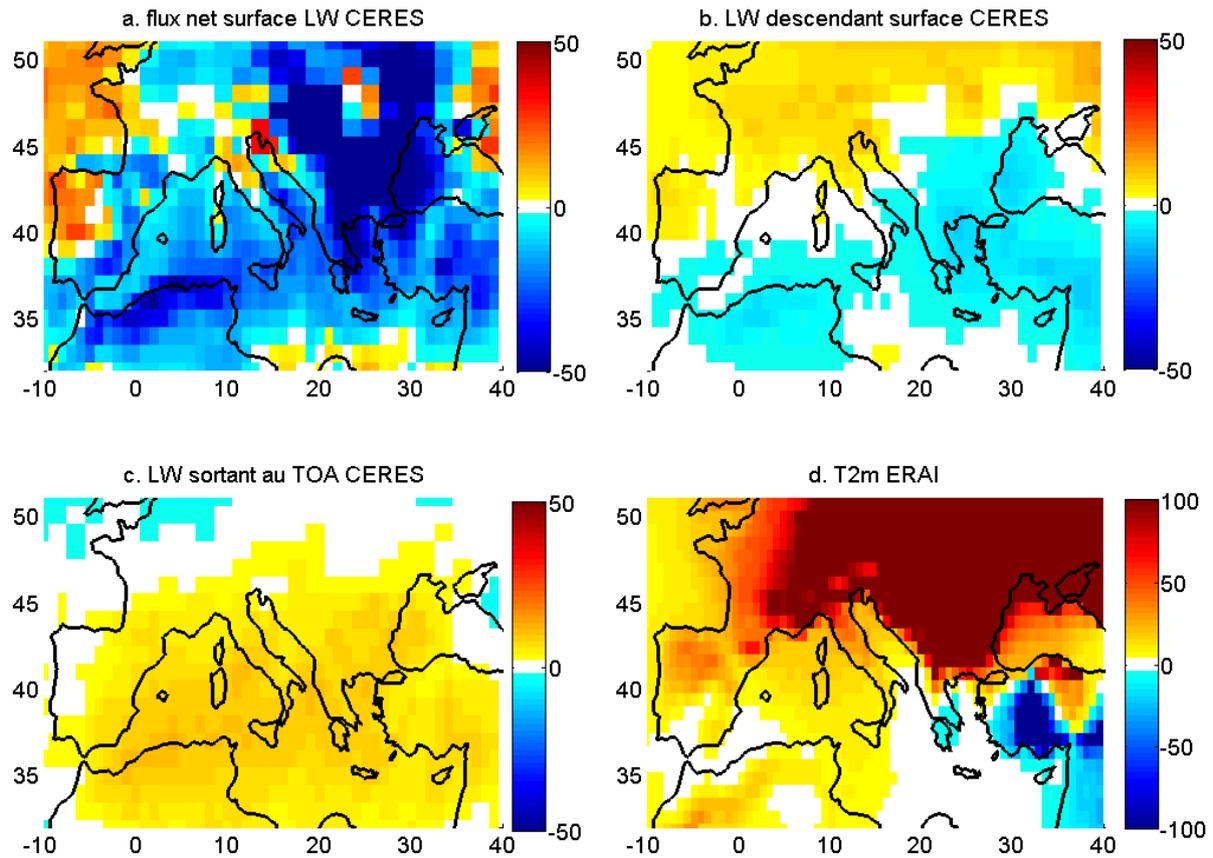


Figure 4.24 : (a), (b) et (c) Idem que 4.19 (a), (b) et (c) pour les flux en LW. (d) Idem que 4.16a pour la température de surface calculée par ERAI sur 2002-2011.

Une anomalie positive du $LW\downarrow$ (Fig. 4.24b, +10%) est observée sur toute la région (sauf méditerranée et sud-est du continent). Elle traduit un excès de l'effet de serre de l'atmosphère, qui au premier ordre est contrôlé par les nuages : on voit que sur l'ouest de la région où l'anomalie $LW\downarrow$ est marquée, il y a un excès de nuages sur presque toute la verticale (Fig. 4.23a). Elle dépend aussi de la présence des gaz à effet de serre telle que la vapeur d'eau, qui d'ailleurs présente une anomalie positive sur toute l'Europe comme le montre les réanalyses ERA-I (Fig. 4.25). Les observations GPS confirment l'anomalie positive de vapeur d'eau sur l'ouest de l'Europe.

Le signal du flux sortant au sommet de l'atmosphère (Fig. 4.24c) sur l'Europe est très faible en terme d'anomalie sauf sur le sud où il est positif : ce gradient nord-sud est discuté dans l'annexe 4.5.

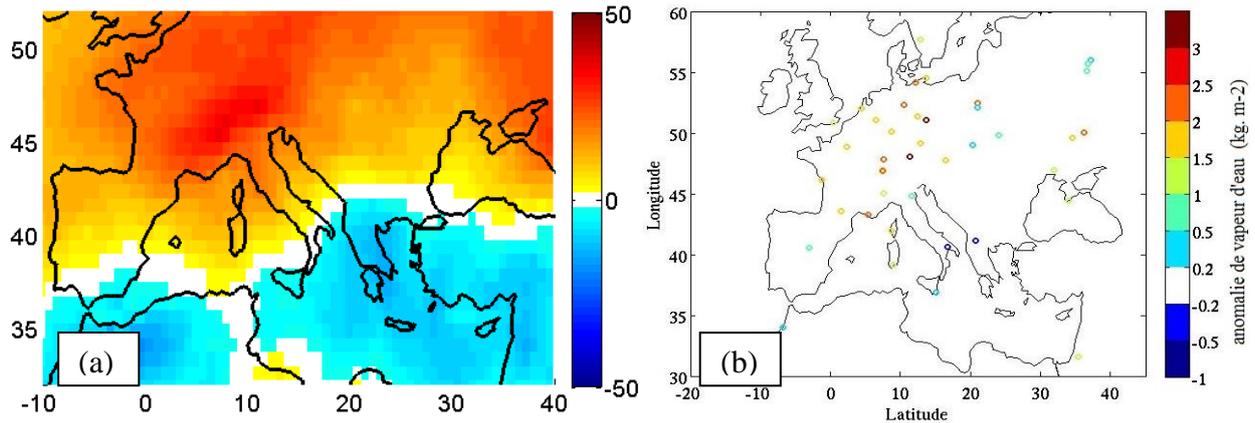


Figure 4.25 : (a) Idem que 4.19a pour la vapeur d'eau intégrée calculée par ERA-I. (b) anomalie de vapeur d'eau ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) observée avec des données GPS.

Pour résumer cette section, je montre qu'il existe une anomalie positive du flux $\text{SW} \downarrow$ à la surface expliquée par un CRE_{SW} plus important que d'habitude (moins d'effet albédo des nuages) sur l'est de l'Europe. Sur l'ouest du continent, aucune anomalie significative dans le $\text{SW} \downarrow$ n'est observée.

Dans les ondes longues, il existe une anomalie positive du flux $\text{LW} \downarrow$ sur l'Europe, entre 47°N et 52°N , liée à une anomalie positive de la vapeur d'eau dans l'atmosphère et à une anomalie de CRE_{LW} (effet de serre) positive qui est compensée par le flux $\text{LW} \uparrow$ lié à l'anomalie importante de température de surface. L'anomalie du flux net SW emporte sur l'anomalie du flux LW sur l'est de l'Europe (Fig. 4.26).

La figure 4.25 montre :

- une anomalie négative du flux net total au nord-ouest de la région (autour de 30%) probablement liée à l'excès de l'effet albédo des nuages qui a dominé l'excès de l'effet de serre.
- une anomalie positive bien marquée à l'est de la région (+40%) probablement lié au déficit de l'effet albédo des nuages qui n'est pas compensé par l'anomalie de température de surface.

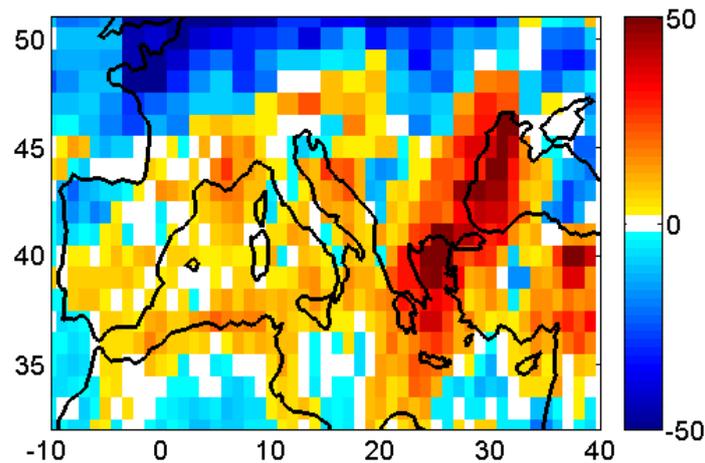


Figure 4.26 : Idem que 4.19 pour le flux net total (LW+SW) surface.

4.2.4. Discussion

Cette étude a concerné 22 jours successifs de l'hiver 2007 associés à une persistance de NAO⁺ et une forte anomalie de température. Elle a été étudiée avec une simulation régionale de WRF/MedCordex, les observations de CALIPSO et CERES et les réanalyses ERA-I. La simulation régionale et les observations s'accordent sur :

- La présence d'une anomalie positive de l'effet albédo des nuages sur l'ouest de l'Europe qui a plutôt tendance à atténuer l'anomalie de température de surface.
- La présence d'une anomalie positive de l'effet de serre des nuages et de la vapeur d'eau sur l'ouest et le nord-est de l'Europe qui favorise l'augmentation de la température en surface.

Sur l'est de l'Europe, la simulation et les observations s'accordent moins sur l'origine de l'anomalie de température: les observations montrent un déficit de nuages et du flux SW_↓ à la surface suggérant ainsi un manque d'albédo des nuages. Le déficit de nuages sur l'est de l'Europe peut être lié à l'augmentation de la température de l'air qui aurait fait monter le seuil de saturation. Il faut alors plus d'humidité spécifique dans la masse d'air pour qu'il y ait condensation et formation des nuages. La simulation quant à elle montre un excès de l'effet albédo des nuages et lie l'anomalie de température sur l'est de l'Europe à un déficit de neige qui a diminué le flux SW_↑ (moins de neige donc moins d'albédo de surface et donc moins de flux SW montant).

Tableau 4.C : Tableau récapitulatif des processus contribuant à l'anomalie positive de la température en Europe avec la simulation et les observations.

	Ouest de l'Europe	Est de l'Europe
Simulation	Plus d'effet de serre des nuages	Moins d'albédo de surface
Observations	Plus d'effet de serre des nuages	Moins d'effet albédo des nuages
Simulation Vs. Observations	Processus ✓ Bilan X	Processus X Bilan ✓

En bilan total (LW+SW), l'anomalie du flux total descendant (Fig. 4.27a) à la surface montre que l'anomalie de l'effet réchauffant des nuages l'a emporté sur l'anomalie de l'effet refroidissant sur l'Europe avec des anomalies de flux total descendants supérieures à 20 W.m^{-2} sur plusieurs zones du continent. Au niveau de la surface (Fig. 4.27b), le bilan est positif sur l'est de l'Europe (jusqu'à 20 W.m^{-2} d'anomalie) et l'ouest de la Méditerranée (autour de 10 W.m^{-2} d'anomalie) et négatif sur le nord du continent (jusqu'à -10 W.m^{-2} d'anomalie de flux).

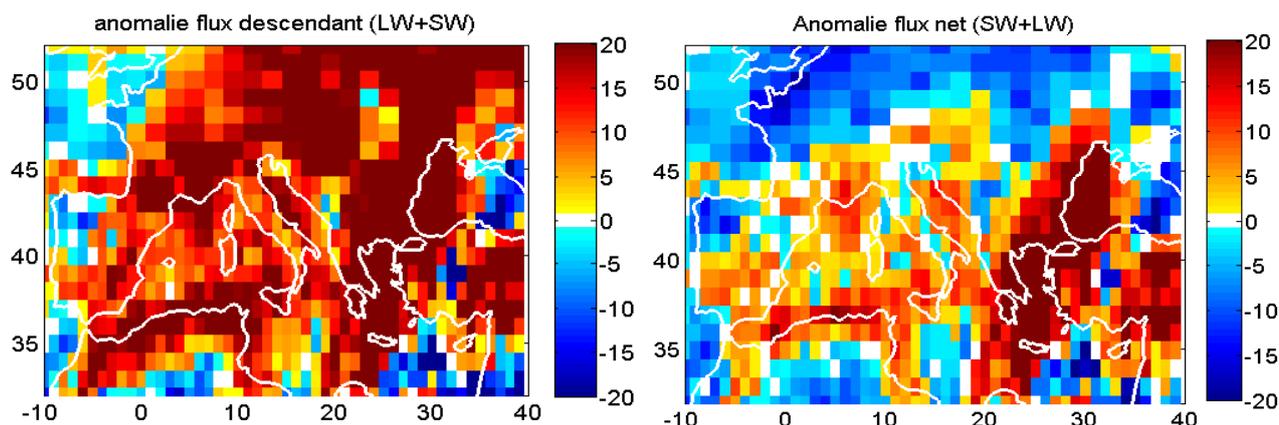


Figure 4.27 : Anomalie de flux de surface total (LW+SW) en W.m^{-2} de l'hiver 2007 par rapport aux hivers 2002-2011 dans le régime NAO^+ avec les observations CERES pour (a) le flux total descendant et (b) le flux net de surface.

Conclusion

Ce chapitre met en avant la contribution de la grande échelle dans la variabilité du climat et des nuages sur l'Europe. Une classification en régimes de temps d'hiver a été utilisée : tandis que les nuages hauts et moyens montrent une bonne corrélation avec la réorganisation des champs de pression dans le Nord Atlantique, les nuages bas montrent des structures plus semblables d'un régime à l'autre. Il est logique que les nuages bas dépendent plus des processus locaux que les nuages hauts et moyens. Cette caractérisation a permis de séparer la variabilité nuageuse liée à la

persistance d'un régime de temps et de s'intéresser aux rétroactions nuageuses dans des situations synoptiques similaires.

Le cas de l'hiver 2007, analysé dans ce chapitre, illustre bien la compréhension de l'évolution du climat Européen. En effet, Yiou et al. (2007) montrent une augmentation de l'occurrence des cas d'hiver où l'anomalie de température sur l'Europe n'est pas complètement expliquée par la réorganisation des champs de circulation de grande échelle (Fig. 4.27).

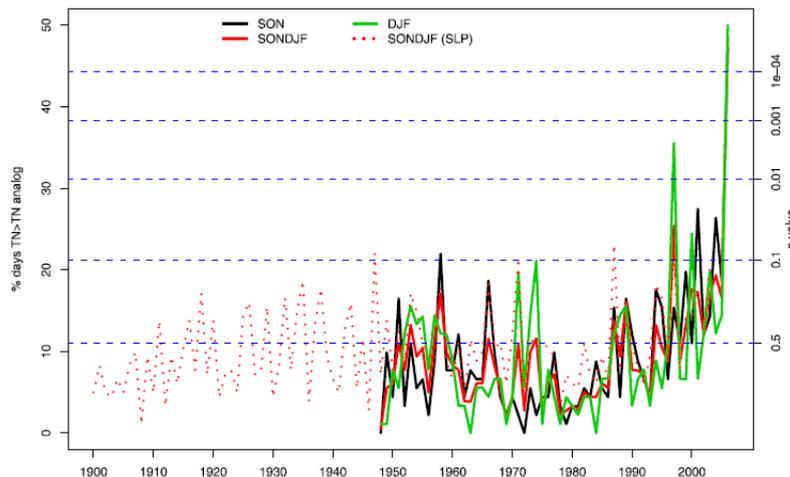


Figure 4.28: Fréquence des jours d'automne (noir), d'hiver (vert) et d'automne+hiver (rouge) où la température moyenne dépasse celle des situations de flux analogues. (Yiou et al. 2007, *Geophysical Research Letters*, Fig. 4)

Une compréhension de ce cas d'étude permet de mieux cerner l'évolution des processus nuageux et leur rôle dans ce genre d'anomalie de température et le climat Européen. Sur l'est, la simulation produit les bonnes anomalies de température pour les mauvaises raisons. Les processus liés aux nuages sont particulièrement mal simulés dans WRF/MedCordex sur l'est de l'Europe malgré un bilan radiatif plutôt correct en terme d'anomalie. Cette mauvaise représentation des nuages dans le modèle freine la compréhension de ces processus, qui sont difficilement analysés par les observations vu les limites qu'ils présentent surtout en terme de couverture spatio-temporelle.

Dans le prochain chapitre, les flux radiatifs dans différentes simulations sont évalués avec des observations satellite et sol.

Chapitre 5: Variabilité des flux radiatifs en Europe

Introduction

Les flux radiatifs dans la simulation régionale WRF/MedCordex présentent des biais qui limitent notre compréhension de certains processus. Le flux net de surface dépend du flux descendant qui dépend à son tour de l'état de l'atmosphère (température, gaz à effet de serre, aérosols et nuages) et du flux montant qui dépend de la température et de l'albédo de surface (Annexe 5.1). Le but de ce chapitre est de caractériser la variabilité des flux radiatifs dans différentes simulations, l'évaluer avec des observations et comprendre le rôle des biais nuageux dans l'estimation des flux radiatifs.

Dans ce chapitre, en plus de la simulation WRF/MedCordex, deux autres simulations sont utilisées: la simulation régionale ALADIN/MedCordex (Sect. 2.1.2.2) et une simulation à aire limitée du modèle de circulation générale MetUM (Sect. 2.1.2.3). Pour simplifier la rédaction, dans la suite de ce chapitre, nous utiliserons les appellations respectives suivantes pour les trois simulations : WRF, ALADIN, et MetUM. Le choix de ces simulations a été guidé par deux principaux aspects : i) le calcul de fraction nuageuse nécessite en fait des profils verticaux de concentrations en hydrométéores. Ces composantes ne sont pas souvent disponibles car elles présentent un volume de données important à stocker : la disponibilité de ces variables a donc été un critère limitant ; ii) les trois simulations présentent des comportements différents en terme de couverture nuageuse (comme on va le voir juste après), ce qui nous permet de couvrir un spectre large de modèles sans manipuler beaucoup de simulations.

5.1. Couverture nuageuse dans les simulations régionales

Le but de cette section est de caractériser la couverture nuageuse sur 3 niveaux et dans 4 saisons pour pouvoir identifier le comportement de chaque simulation. L'objectif ici n'est pas d'évaluer les simulations par rapport aux observations CALIPSO, notamment car le simulateur lidar n'a pas été adapté aux simulations ALADIN et MetUM (nécessite à la fois du temps de travail, du temps de calcul et de l'espace de stockage que nous n'avons pas).

Les sorties de modèles dont je dispose sont des profils verticaux de rapports de mélange toutes les 3 heures dans WRF et ALADIN et des fractions nuageuses mensuelles dans MetUM. J'ai donc calculé des fractions nuageuses mensuelles dans ALADIN et WRF pour chaque niveau en cumulant les profils de concentrations en hydrométéores (toutes les 3 heures) sur chaque pixel, suivant l'équation 5.1.:

$$CF(z) = \frac{\text{occurrence } (q(z) > 10^{-12})}{\text{occurrence } (q(z) > 0)} \times 100 \quad (\text{Équation 5.1})$$

Où q est le contenu en eau condensée (g/kg), c'est à dire liquide, neige et glace dans WRF et liquide et glace dans ALADIN. Le choix du seuil de détection de 10^{-12} est celui utilisé dans le simulateur, et avait fait l'objet d'étude de sensibilité avec WRF.

Ensuite, à partir des profils mensuels dans les 3 simulations, j'ai moyenné sur les niveaux pour chaque couche (nuages hauts, moyens et bas). Il faut noter que le nombre de niveaux est différent d'une simulation à une autre : j'ai effectué quelques tests de sensibilité en essayant un nombre de niveaux équivalent par couche et cela n'affecte pas les résultats présentés dans cette section.

Le tableau 5.A résume les résolutions horizontales et verticales des différentes simulations ainsi que leurs périodes de disponibilité.

Tableau 5.A : Différentes simulations utilisées dans ce chapitre : périodes de simulation et résolutions horizontales.

	Période	Résolution horizontale	Nombre de niveaux verticaux
WRF	1989-2011	20 km	34
ALADIN	2000-2013	50 km	21
MetUM	1989-2009	25 km	42

Les figures 5.1, 5.2 et 5.3 montrent les cartes de fraction nuageuse moyennées sur 2001-2009 (période commune aux différentes simulations) dans chaque saison pour 3 couches : nuages bas ($<3.2\text{km}$), nuages moyens ($3.2 < z < 6.5\text{ km}$) et nuages hauts ($z > 6.5\text{km}$) pour, respectivement, WRF, ALADIN et MetUM.

La caractérisation de la représentation des nuages dans cette simulation reste cependant limitée et qualitative car si la fraction nuageuse mensuelle est calculée d'une façon similaire dans WRF et ALADIN, la fraction nuageuse dans MetUM est calculée selon le schéma PC2 (Wilson et al. [2008a](#) et [2008b](#)). Il faut aussi noter que la simulation de MetUM n'est pas forcée par les réanalyses ERA-I, impliquant ainsi une dynamique atmosphérique pas tout à fait similaire à celle des deux autres simulations : cela a nécessairement un impact sur les nuages.

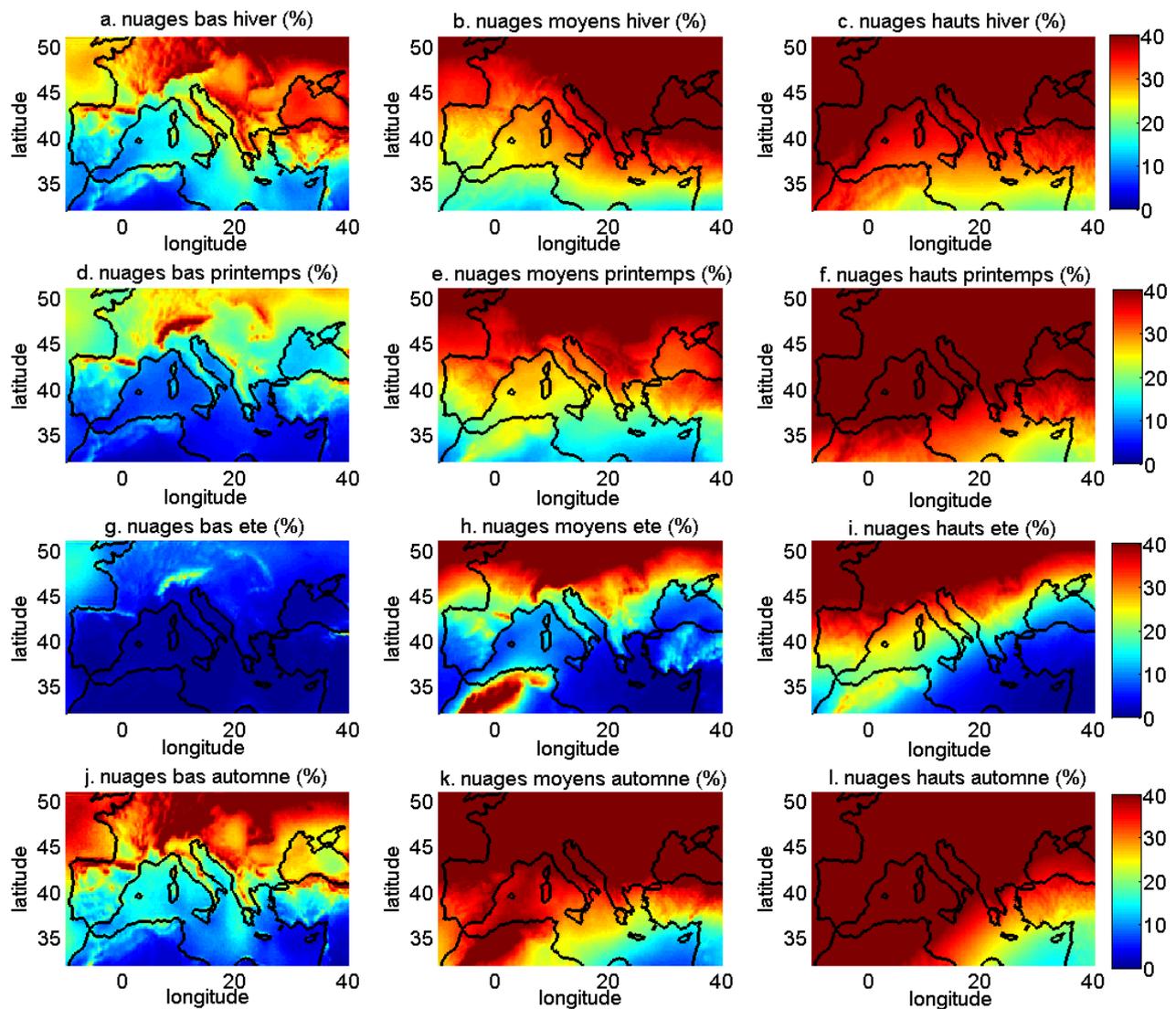


Figure 5.1 : (a) nuages bas hiver moyennés sur 2001-2009 avec la simulation de WRF ; (b) Idem que (a) pour les nuages moyens ; (c) Idem que (a) pour les nuages hauts. 2^{ème} ligne, 3^{ème} ligne et 4^{ème} ligne : Idem que la 1^{ère} ligne, pour respectivement, le printemps, l'été et l'automne.

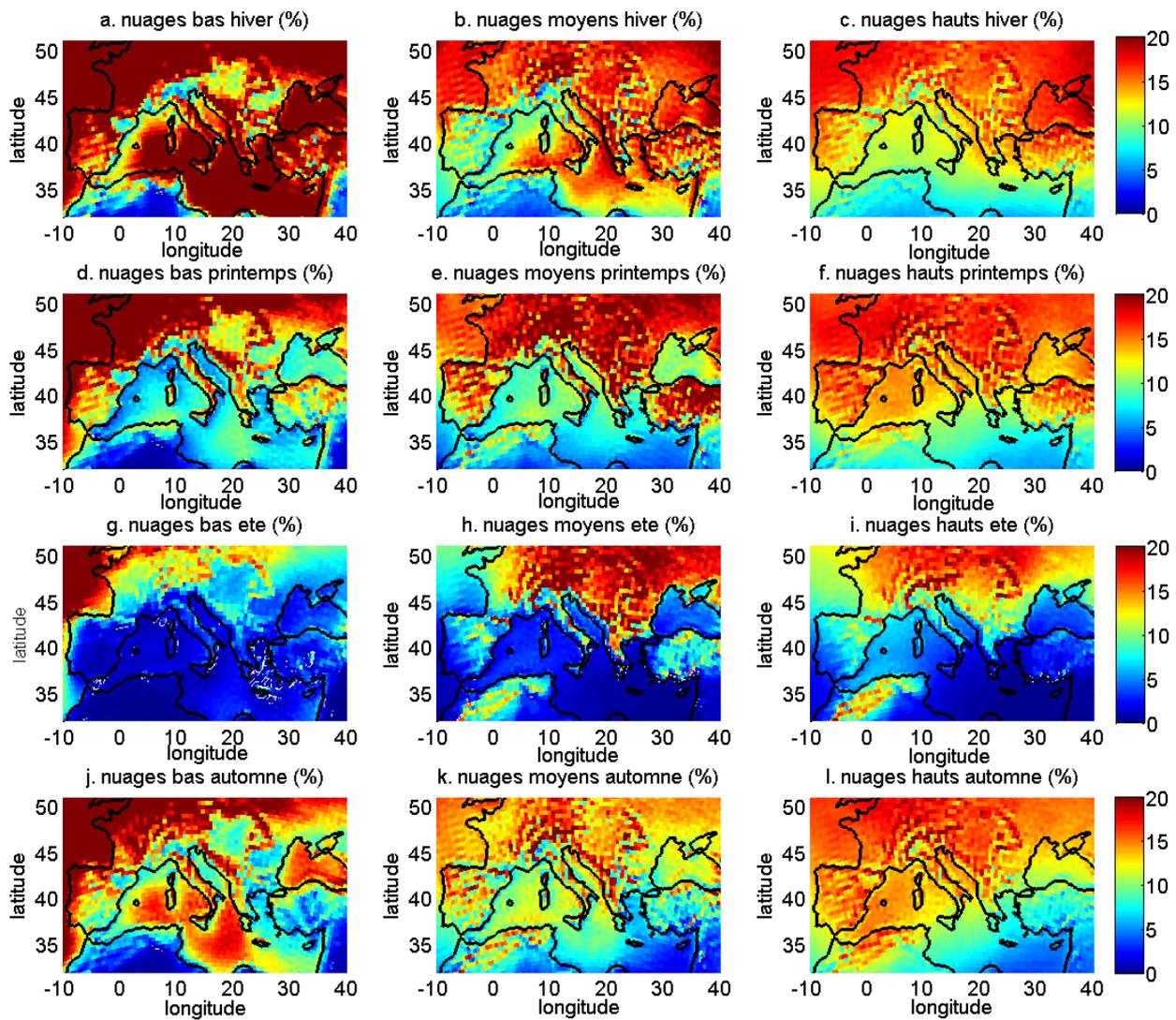


Figure 5.2 : Idem que 5.1 pour la simulation du modèle ALADIN.

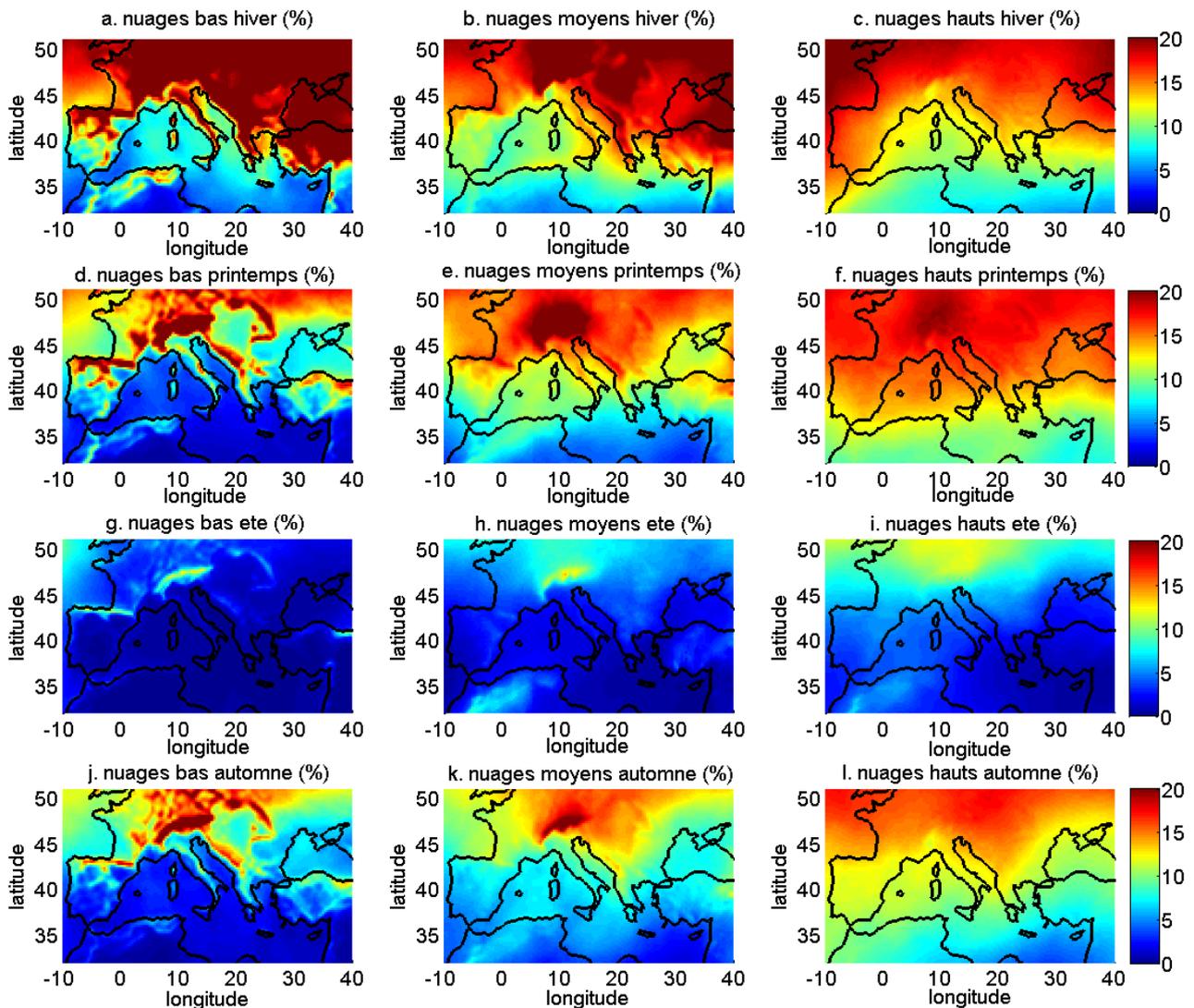


Figure 5.3 : Idem que 5.1 pour une simulation de MetUM.

Comme on a expliqué, la comparaison des nuages entre les différentes simulations est qualitative. Pour cela, les échelles de couleur choisies sont différentes d'une simulation à l'autre afin de faire apparaître le plus de variabilité possible entre les différentes couches et saisons. On peut noter que les simulations s'accordent sur:

- La représentation d'un effet orographique marqué grâce à leurs bonnes résolutions horizontales.
- La présence d'un gradient nord-sud des nuages moyens avec peu de nuages sur le sud de la méditerranée (sauf en automne) et beaucoup de nuages sur l'Europe.
- La présence de beaucoup de nuages sur les 3 couches sur l'Europe en hiver.
- La présence de beaucoup de nuages hauts et moyens sur l'Europe au printemps. La persistance des nuages moyens sur l'Europe dans WRF n'est pas cohérente avec ce qui a été constaté dans la Sect. 3.1 sur la sous-estimation des nuages en dessous de 6km d'altitude:

cela montre d'un côté l'importance de la méthode de calcul de nuages utilisée, et l'intérêt de considérer la structure verticale.

- La faible occurrence des nuages bas et moyens sur la méditerranée pendant l'été et le printemps dans les 4 saisons.
- La faible occurrence de nuages sur la méditerranée et en été sur les 3 couches.
- Le fait que les nuages moyens présentent des structures différentes d'une saison à l'autre.

Mais les simulations présentent des différences les unes des autres sur plusieurs points :

- ALADIN et MetUM montrent une occurrence de nuages hauts équivalente à (voire moins importante que) celle des nuages moyens et bas. Cela n'est pas le cas dans WRF qui montre une forte persistance des nuages hauts, remarquablement supérieure à celle des nuages bas.
- MetUM montre un cycle saisonnier assez marqué dans les nuages hauts avec des structures différentes d'une saison à l'autre. WRF montre par contre une forte persistance des nuages hauts sur toute la région et dans toutes les saisons sauf en été où il existe un gradient d'occurrence du sud-est vers le nord-ouest. ALADIN, même s'il ne présente pas une occurrence aussi forte des nuages hauts, il montre des structures assez similaires avec beaucoup de nuages sur l'Europe, l'Atlantique et l'ouest de la méditerranée dans toutes les saisons sauf en été.
- Dans MetUM et WRF, le minimum de nuages moyens sur l'Europe est atteint en été : ce n'est pas le cas dans ALADIN qui montre un minimum d'occurrence en automne.
- WRF et MetUM montrent une très faible occurrence des nuages bas sur la méditerranée dans les 4 saisons alors qu'ALADIN montre que les nuages bas y sont fréquents en hiver et en automne.
- ALADIN montre une persistance de nuages bas sur l'Atlantique qui rappelle ce que CALIPSO observe (Sect. 3.3 ; on rappelle qu'on ne peut évaluer avec CALIPSO vu que les fractions nuageuses sont calculées différemment). Dans MetUM et WRF, les nuages bas sur l'Atlantique montrent une saisonnalité marquée avec peu de nuages en été, un peu plus au printemps et un maximum de nuages en automne pour WRF et en hiver pour MetUM.
- Contrairement à ALADIN et MetUM, WRF montre une occurrence relativement faible des nuages bas sur l'Europe.

Pour conclure, toutes les simulations reproduisent les nuages orographiques, les différences continent – méditerranée sur les nuages bas et moyens mais il n'y a que la simulation d'ALADIN qui présente une forte occurrence de nuages bas sur l'Atlantique nord. Les simulations montrent beaucoup de différences dans la représentation des occurrences nuageuses entre les différentes saisons, différentes couches verticales, ou horizontalement. Les nuages sur la Méditerranée en été ne sont pas du tout simulés dans les 3 modèles et le cycle saisonnier est marqué dans WRF et ALADIN à travers les nuages moyens et bas et dans MetUM à travers les nuages moyens et hauts. Cette caractérisation de la couverture nuageuse dans les différentes simulations, bien qu'elle reste qualitative, nous aidera à comprendre les biais dans la représentation des flux radiatifs pour chaque simulation.

5.2. Cycle annuel des flux radiatifs sur le SIRTA

Après avoir montré un comportement différent des nuages dans les différentes simulations, le cycle annuel des différents flux radiatifs moyennés mensuellement et extraits au niveau du point de grille correspondant à la position du site du SIRTA (2.2°E et 48.7°N ; Cf. Sect. 2.1.2) dans les 3 simulations (WRF, ALADIN, MetUM) sont évalués dans cette section à partir de deux jeux de données :

- les observations CERES pour les flux radiatifs au sommet de l’atmosphère, sur 2002 – 2009 (période commune entre observations CERES et simulations, Tab. 5A et Tab. 5B), extraites au-dessus du SIRTA.
- les mesures effectuées à l’observatoire du SIRTA (données SIRTA-ReOBS, Sect. 2.1.2) pour les flux radiatifs à la surface et l’effet radiatif des nuages à la surface, sur 2003-2009 (période commune entre observations SIRTA et simulations).

Tableau 5.B : Flux radiatifs utilisées dans ce chapitre et la période de disponibilité des observations considérées.

Observations	Flux mesurés	Période
CERES	Flux sortants TOA	2002-2014
SIRTA-ReOBS	Flux descendants surface (ciel clair et nuageux)	2003-2015
SIRTA-ReOBS	Flux montants surface	2007-2015

Les flux radiatifs sortants au sommet de l’atmosphère seront d’abord évalués sur 2003-2009 avec les observations de CERES. Ensuite, les flux radiatifs descendants à la surface et l’effet radiatif des nuages à la surface seront évalués avec les observations du SIRTA sur la même période (période commune entre observations CERES et SIRTA-ReOBS et simulations, Tab. 5A et Tab. 5B).

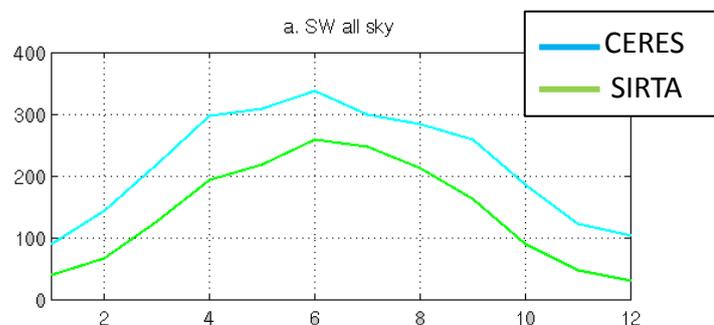


Figure 5.4 : Flux radiatifs sortants au sommet de l’atmosphère en SW, extraits sur le site du SIRTA et moyennés sur (2002-2009) pour chaque mois (abscisses) pour les observations de CERES (bleu) et les observations SIRTA (vert).

L’utilisation des observations du SIRTA pour l’évaluation des flux de surface revient au fait qu’elles soient mesurées directement, alors que les observations de CERES les reconstruisent à partir des flux mesurés au sommet de l’atmosphère, moyennant des hypothèses sur la structure de verticale de l’atmosphère. La figure 5.4a montre les différences entre flux radiatifs mesurés au SIRTA et flux de CERES qui peut atteindre les 100 W.m⁻² sur un mois. Cela justifie notre choix pour les mesures SIRTA. De plus sur le SIRTA, les flux en ciel clair sont calculés toutes les heures.

Il faut noter que ces flux sont peu disponibles sur d'autres sites d'observation (e.g. BSRN, GEBA).

5.2.1. Flux radiatifs au sommet de l'atmosphère

Le cycle annuel des flux radiatifs au sommet de l'atmosphère dans les simulations est évalué ici avec les observations de CERES. Il y a environ 80 mesures de CERES cumulées (Annexe 5.2) en un mois pour un pixel. La figure 5.5 montre le cycle annuel des flux sortants au sommet de l'atmosphère en SW et en LW pour les observations de CERES (vert), et les 3 simulations WRF (noir), ALADIN (rouge) et MetUM (bleu).

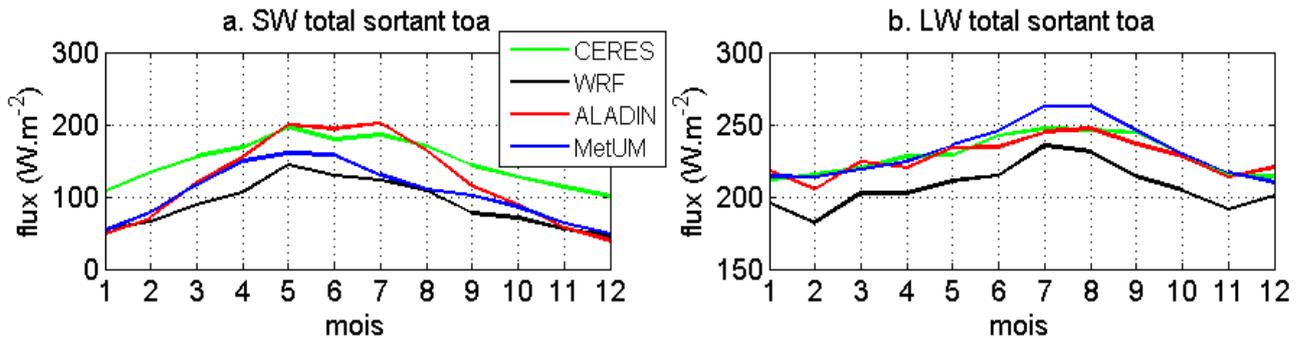


Figure 5.5 : (a) Flux radiatifs sortants au sommet de l'atmosphère en SW, extraits sur le site du SIRTA et moyennés sur (2002-2009) pour chaque mois (abscisses) pour les observations de CERES (vert), le modèle WRF (noir), le modèle ALADIN (rouge) et le modèle MetUM (bleu). (b) Idem que (a) en LW.

Cette figure montre :

- Un cycle annuel marqué dans les observations et les simulations avec un maximum de flux sortant au sommet de l'atmosphère en été et minimum en hiver: le flux radiatif sortant dépend à la fois (principalement) de l'angle d'incidence des rayons solaires, qui varie beaucoup selon les saisons, et de la quantité de nuages, qui a un cycle saisonnier marqué sur l'Europe (Sect. 3.3, Sect. 3.1.1 et Sect. 5.1). Le flux visible observé par CERES atteint son pic entre mai et juillet alors que le flux LW atteint son maximum entre juillet et août.
- Dans les ondes courtes, la différence entre les simulations est plus marquée dans les mois chauds qu'en hiver. Si les flux sortants au sommet de l'atmosphère en hiver sont presque identiques dans les 3 simulations, leur différence par rapport aux observations de CERES y est plus importante avec une sous-estimation atteignant $50 W.m^{-2}$. Cet écart devient faible en mai-juin pour la simulation ALADIN ($\approx 10 W.m^{-2}$) et reste important pour MetUM ($\approx 40 W.m^{-2}$) et WRF ($\approx 50 W.m^{-2}$) avec des variations selon les mois.
- Dans les ondes longues, l'écart entre les différentes simulations et les observations dépend moins du cycle annuel (ce cycle est d'ailleurs logiquement moins marqué dans le LW que dans le SW) : tandis que WRF sous-estime les flux d'environ $15-20 W.m^{-2}$ toute l'année (sauf en juillet où l'erreur est réduite à environ $10 W.m^{-2}$), MetUM et ALADIN présentent des valeurs très proches des valeurs observées par CERES toute l'année sauf en juillet-août où MetUM s'écarte de $10 W.m^{-2}$.

5.2.2. Flux radiatifs descendants au niveau de la surface

Le flux descendant mesuré en surface détermine l'énergie reçue par la Terre : cela contrôle la production d'énergie solaire par exemple (Sect. 5.4) et contribue au réchauffement/refroidissement du sol (Sect. 4.2).

La Fig. 5.6 montre les flux radiatifs descendants à la surface, sur l'observatoire du SIRTA, dans le SW et dans le LW pour les observations du SIRTA et les simulations. Cette figure montre:

- Un cycle annuel marqué avec : (i) un maximum de flux qui arrive à la surface atteint en juin dans les ondes courtes et en juillet dans les ondes longues et (ii) un minimum de flux qui arrive à la surface atteint en décembre dans le SW et en février dans le LW. Ceci est correctement reproduit par les différentes simulations.
- Dans les ondes courtes, les différences entre simulations sont marquées, comme pour les flux au sommet de l'atmosphère, pendant les mois chauds (entre mars et septembre). Tandis que ALADIN (WRF) sous-estime (surestime) ce flux d'environ 50 W.m^{-2} , MetUM reproduit le flux observé avec des biais de moins de $+20 \text{ W.m}^{-2}$ constatées en juillet-août.
- Dans les ondes longues, contrairement au flux visible, les erreurs des simulations sont faibles et plus marquées sur les mois froids ($\pm 10 \text{ W.m}^{-2}$) que sur les mois chauds (-5 W.m^{-2}).

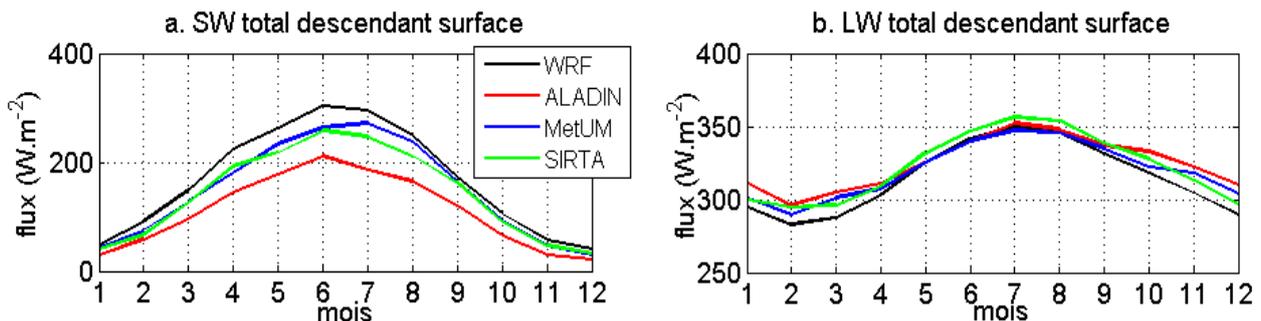


Figure 5.6 : (a) Flux radiatifs descendants à la surface dans les ondes courtes, extraits sur le site du SIRTA et moyennés sur (2002-2008) pour chaque mois (abscisses) avec les observations du SIRTA (vert), le modèle WRF (noir), le modèle ALADIN (rouge) et le modèle MetUM (bleu). (b) Idem que (a) pour les flux infrarouges.

5.2.3. Effet radiatif des nuages

Pour un mois donné, le flux qui arrive à la surface est fortement lié à la présence ou non de nuages. L'effet radiatif des nuages au niveau de la surface est caractérisé et évalué dans chaque simulation. A la surface, l'effet radiatif des nuages est défini par convention comme l'opposé du CRE au sommet de l'atmosphère présenté dans la Sect. 2.1.1.2 (Equations 2.4, 2.5 et 2.6) pour garder un effet refroidissement négatif et un effet réchauffement positif.

La Fig. 5.7, qui présente l'effet radiatif des nuages au niveau de la surface dans le SW (a) et dans le

LW (b), montre :

- Un cycle annuel marqué de l'effet radiatif des nuages dans les ondes courtes, peu marqué dans les ondes longues : c'est lié à un cycle annuel plus marqué du flux SW descendant à la surface (Fig. 5.6) et l'effet albédo des nuages n'intervient que pendant le jour dont la durée est variable le long de l'année. La variabilité inter-mensuelle de ces flux est plutôt bien reproduite avec les simulations, mieux reproduite avec les deux simulations régionales (WRF et ALADIN) que dans le modèle global (MetUM) qui ne reproduit pas le minimum de CRE_{SW} au bon moment et présente un cycle annuel de CRE_{LW} plus marqué que celui observé.
- Dans les ondes courtes, les biais dans la représentation de l'effet radiatif des nuages sont très faibles en hiver, notamment car les valeurs absolues sont faibles, et très importants en été, surtout pour WRF (jusqu'à 50 W.m^{-2} d'erreur en juillet).
- Dans les ondes longues, les biais de la représentation de l'effet radiatif dans les 3 simulations sont autour de $\pm 15 \text{ W.m}^{-2}$, et stables au cours de l'année pour les simulations WRF et ALADIN.

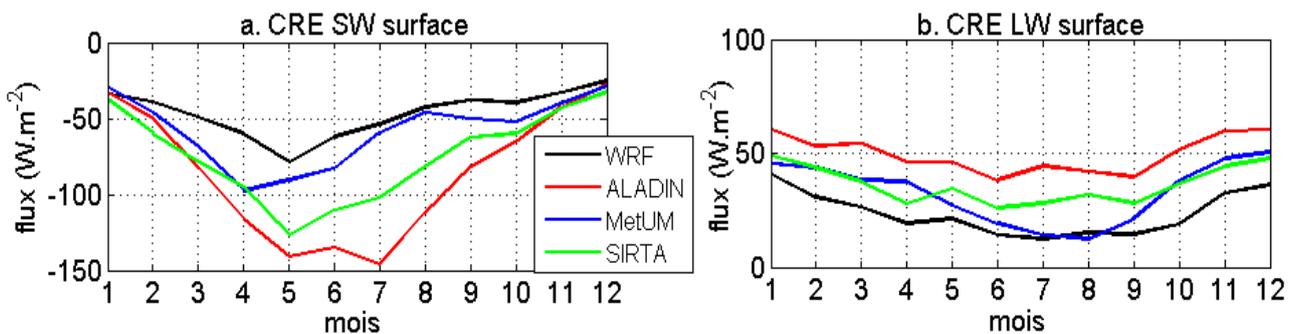


Figure 5.7 : Idem que Fig. 5.6 pour l'effet radiatif des nuages au niveau de la surface (a) dans les ondes courtes et (b) dans les ondes longues. L'échelle en ordonnées est différente pour les deux figures.

5.2.4. Discussion

Pour résumer les biais observés dans chaque simulation, le tableau 5.C reprend les signes des biais pour chaque flux dans les différentes simulations à partir des Fig. 5.4, 5.5 et 5.6.

Tableau 5.C : Tableau récapitulatif du signe dominant de l'erreur mensuelle pour chaque type de flux (colonnes) et chaque simulation (lignes) : (+) pour une surestimation, (-) pour une sous-estimation et (-/+) pour pas de signe dominant.

Erreurs	Flux sortants TOA		Flux descendants surface		CRE surface	
	SW	LW	SW	LW	SW	LW
WRF	-	-	+	-	-	-
ALADIN	-	-/+	-	-/+	+	+
MetUM	-	+	+	-/+	-	-

Malgré la forte occurrence de nuages hauts dans WRF, il y a une sous-estimation de l'effet de serre des nuages. Ceci peut s'expliquer par les différences d'épaisseur des nuages, comme on l'a vu en section 3, avec WRF qui a tendance à faire des gros nuages et peu de nuages fins. Malgré la sous-estimation de l'effet de serre, on a un flux infrarouge descendant relativement proche des observations. Cela implique qu'il y a plus de flux infrarouge entrant au sommet de l'atmosphère et donc moins de flux sortant, ce qui est effectivement le cas au sommet de l'atmosphère quand on utilise CERES. D'autres paramètres entrent en jeu, avec notamment des différences de microphysique (e.g moins de contenu en glace dans WRF, cf. Fig.3.6), et de gaz à effet de serre.

La sous-estimation de l'effet albédo des nuages dans WRF en été est cohérente avec la sous-estimation des nuages bas, elle engendre probablement la surestimation de flux visible descendant à la surface et la sous-estimation du flux sortant au sommet de l'atmosphère (moins d'albédo des nuages, moins de flux réfléchi au sommet).

La représentation des flux dans ALADIN est différente de celle simulée dans WRF : ALADIN a tendance à surestimer l'effet de serre de nuages, pourtant il ne montre pas de signe particulier sur les biais de flux radiatifs infrarouge descendants à la surface ou sortants au sommet de l'atmosphère. Cela implique sans doute des différences liées au flux de ciel clair qui vont dépendre des profils de T, P et des aérosols. Cette simulation surestime aussi l'effet albédo des nuages en été, ce qui explique la sous-estimation du flux visible descendant à la surface à cette période, alors que le flux sortant au sommet de l'atmosphère est assez bien simulé en été. Les différences peuvent venir à la fois des différences d'occurrence mais aussi d'épaisseur, d'altitude et de microphysique des nuages. Là encore, on peut difficilement faire un bilan du fait des différences entre les observations utilisées (CERES et SARTA).

Les flux dans MetUM, tout comme dans WRF montrent une sous-estimation de l'effet albédo des nuages, cohérente avec une surestimation des flux visibles qui arrivent à la surface et la sous-estimation des flux visibles sortants au sommet de l'atmosphère. MetUM montre aussi une sous-estimation de l'effet de serre des nuages en été associée à une surestimation du flux sortant au sommet de l'atmosphère et un flux descendant à la surface relativement bien simulé. Les concentrations en gaz à effet de serre (CO_2 , H_2O) semblent donc plus adéquates pour expliquer ces différences de flux.

Il faut noter aussi que WRF et MetUM, en été, montrent des comportements très proches dans les ondes courtes, comparé à ALADIN. Il faut noter qu'en été justement, WRF et MetUM ont en commun la quasi-absence de nuages bas sur l'Europe, contrairement à ALADIN qui en produit pas mal sur le nord-ouest de l'Europe (site du SARTA compris). En hiver, les 3 simulations, qui représentent beaucoup de nuages bas sur l'Europe, sont très proches dans la simulation des flux visible.

5.3. Flux radiatifs journaliers dans les modèles

Dans la section précédente, les erreurs de flux radiatifs ont été estimées pour les différentes simulations. Ces flux sont moyennés mensuellement et sur les années. On veut à présent estimer l'amplitude des erreurs journalières de flux de surface : il est important de connaître les erreurs à des échelles de temps plus courtes pour comprendre des anomalies de température comme le cas de l'hiver 2007 où on a eu besoin de revenir à l'échelle journalière pour comprendre ce qui se passe à l'échelle de la saison, ou encore pour des besoins pratiques telle que la prévision de la production d'énergie photovoltaïque.

5.3.1. Distribution des flux

Tous les flux calculés sur le SIRTA, utilisé dans cette section, sont cumulés tous les jours entre 2007-2009 pour le flux net SW (Φ_{net_SW}), le flux net LW (Φ_{net_LW}), l'effet radiatif des nuages dans le SW (CRE_{SW}) ou l'effet radiatif des nuages dans le LW (CRE_{LW}).

Si les flux radiatifs descendants sont mesurés sur l'observatoire du SIRTA depuis 2003, les flux montants ne sont mesurés que depuis 2007. Dans cette section, tous les flux radiatifs journaliers sont cumulés entre 2007 et 2009 (Tab. 5.B).

La Fig. 5.8 montre l'occurrence normalisée des quatre flux radiatifs susmentionnés pour chaque simulation et pour les observations du SIRTA. Elles sont représentées sous forme d'histogrammes.

Cette figure montre que:

- Pour l'effet radiatif des nuages dans les ondes courtes (Fig. 5.8a), 90% des valeurs observées sur le SIRTA sont supérieures à -120 W.m^{-2} . Cela est aussi valable dans les simulations. Tandis que WRF et METUM surestiment l'occurrence des valeurs de $CRE_{SW} \geq -40 \text{ W.m}^{-2}$, ALADIN surestime un peu l'occurrence des valeurs de $CRE_{SW} \leq -240 \text{ W.m}^{-2}$.
- Pour l'effet radiatif des nuages dans les ondes longues (Fig. 5.8b), 90 % des valeurs de observées sur le SIRTA sont inférieures à 70 W.m^{-2} . MetUM reproduit bien l'occurrence des valeurs de flux observée sur le SIRTA, alors que WRF surestime l'occurrence des faibles valeurs ($CRE_{LW} \leq 20 \text{ W.m}^{-2}$) et ALADIN surestime les fortes valeurs ($CRE_{LW} \geq 60 \text{ W.m}^{-2}$).
- Pour les flux net dans les ondes courtes (Fig. 5.8c), 90% des valeurs observées sur le SIRTA sont inférieures à 240 W.m^{-2} . MetUM reproduit assez bien la distribution des valeurs alors que WRF sous-estime l'occurrence des petites valeurs ($\Phi_{net_SW} \leq 160 \text{ W.m}^{-2}$) et ALADIN surestime les valeurs de Φ_{net_SW} compris entre 40 W.m^{-2} et 80 W.m^{-2} .
- Pour le flux net dans les ondes longues (Fig. 5.8d), 90% des valeurs observées sur le SIRTA sont supérieures à -90 W.m^{-2} . WRF surestime les valeurs de $\Phi_{net_LW} \leq -60 \text{ W.m}^{-2}$, ALADIN surestime les valeurs de $\Phi_{net_LW} \geq -15 \text{ W.m}^{-2}$ et MetUM surestime les valeurs de $\Phi_{net_LW} \leq -90 \text{ W.m}^{-2}$.

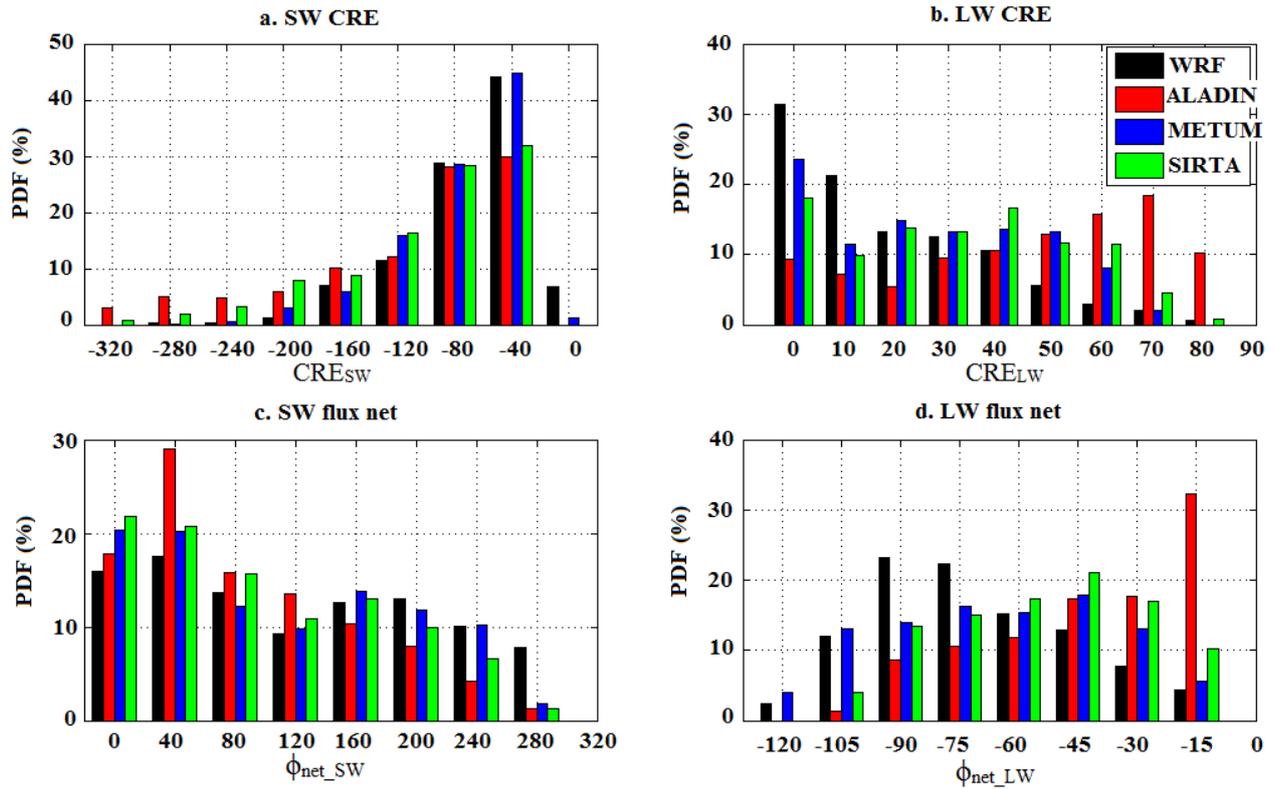


Figure 5.8 : (a) Histogrammes (en %) de l'effet radiatif des nuages dans les ondes courtes au niveau de la surface cumulées sur 2007-2009 avec WRF (noir), ALADIN (rouge), MetUM (bleu) et les observations du SIRTA (vert). (b) Idem que (a) pour l'effet radiatif des nuages au niveau de la surface dans les ondes longues. (c) Idem que (a) pour le flux net de surface dans les ondes courtes. (d) Idem que (a) pour le flux net de surface dans les ondes longues.

Dans cette section, la distribution des valeurs de l'effet radiatif des nuages et des flux net a été construite pour chaque simulation et comparée aux observations du SIRTA. Les simulations montrent des comportements différents : ALADIN surestime l'effet albédo des nuages, cela se traduit en surface par une surestimation des petites valeurs de flux net dans les ondes courtes. WRF et MetUM sous-estiment l'effet de serre des nuages et cela se traduit en surface par une sous-estimation du flux net de surface.

Dans la suite, on calcule des biais de flux journaliers dans chaque simulation et on s'intéresse à établir le lien entre les biais de l'effet radiatif des nuages et les biais sur le flux net de surface.

5.3.2. Biais nuageux et flux nets

Après avoir étudié la variabilité des flux radiatifs à la surface et au sommet de l'atmosphère dans les différentes simulations, évalué ces biais avec les observations de CERES et du SIRTA, estimé l'amplitude des erreurs journalières de ces flux, on cherche dans cette section à comprendre la contribution des erreurs de l'effet radiatif des nuages dans les erreurs de flux net de surface. Toutes les erreurs calculées sur le SIRTA, utilisé dans cette section, sont cumulées tous les jours entre 2007-2009. Elles sont définies par l'équation 5.2 :

$$\Delta\phi_X = F_X - F_{SIRTA} \quad (\text{Équation 5.2})$$

Δ désigne l'erreur du flux ϕ considéré, parmi : le flux net SW (Φ_{net_SW}), le flux net LW (Φ_{net_LW}), l'effet radiatif des nuages dans le SW (CRE_{SW}) ou l'effet radiatif des nuages dans le LW (CRE_{LW}).

X est la simulation considérée : WRF, ALADIN ou MetUM.

a. Biais de simulation dans les ondes courtes

On cherche à estimer les liens entre les erreurs de flux net de surface et les erreurs de l'effet radiatif des nuages dans les ondes courtes. Pour cela, en s'inspirant d'une méthode utilisée dans Su et al. (2013) pour évaluer la représentation des nuages dans des modèles de circulation générale, on décompose les erreurs liées aux flux descendants et celles liées aux flux montants. Le flux net à la surface dans les ondes courtes s'écrit :

$$\Phi_{net_SW} = SW \downarrow - SW \uparrow = SW \downarrow \times (1 - \alpha) ; \text{ avec "}\alpha\text{" l'albédo de surface (Equation 2.8, Sect. 2.1.1.2 et Equation 4.2, Sect. 4.2.2.a)}$$

Cela revient à écrire :

$$d \ln(\Phi_{net_SW}) = d \ln(SW \downarrow) + d \ln(1 - \alpha)$$

"Ln" étant l'opérateur logarithme Népérien et "d" la dérivée

Cela implique :

$$\frac{d \Phi_{net_SW}}{\Phi_{net_SW}} = \frac{d SW \downarrow}{SW \downarrow} + \frac{d(1 - \alpha)}{(1 - \alpha)} ;$$

Ceci est équivalent à :

$$\frac{\Delta \Phi_{net_SW}}{\Phi_{net_SW}} = \frac{\Delta SW \downarrow}{SW \downarrow} + \frac{\Delta \alpha}{(1 - \alpha)} ; \quad (\text{Équation 5.3})$$

Sachant que² $SW \downarrow = CRE_{SW} + SW_{ciel\ clair} \downarrow$ (Equation 2.5), on obtient :

$$\frac{\Delta \Phi_{net_SW}}{\Phi_{net_SW}} = \frac{\Delta CRE_{SW}}{SW \downarrow} + \frac{\Delta SW_{ciel\ clair} \downarrow}{SW \downarrow} + \frac{\Delta \alpha}{(1 - \alpha)} ; \quad (\text{Équation 5.4})$$

Le but est de comprendre la contribution des erreurs de l'effet radiatif des nuages (ΔCRE_{SW}), des flux ciel clair descendants ($\Delta SW_{ciel\ clair} \downarrow$) et de l'albédo de surface ($\Delta \alpha$) dans les erreurs de flux net dans les ondes courtes $\Delta \Phi_{net_SW}$ pour chaque simulation.

On estime tout d'abord la dépendance des erreurs de flux net visible aux erreurs de flux visible descendants $\Delta SW \downarrow$: les coefficients de corrélation calculés sont autour de 0.99 pour les 3

² Il faut noter que dans cette section, comme les flux sont calculées au niveau de la surface, $SW_{ciel\ total} = SW \downarrow$.

simulations, montrant ainsi une dépendance totale entre $\Delta \Phi_{net_SW}$ et $\Delta SW \downarrow$. Si l'on estime la dépendance des erreurs de flux net visible $\Delta \Phi_{net_SW}$ aux erreurs de l'albédo de surface $\Delta \alpha$, les coefficients de corrélation sont de 0.03 pour WRF, 0.12 pour ALADIN et de -0.08 pour MetUM. Les erreurs d'albédo de surface n'expliquent donc *a priori* pas la mauvaise simulation des flux net de surface à cette échelle. Ce résultat n'est pas surprenant : l'albédo de surface varie très peu à l'échelle journalière. Et si l'on estime la dépendance des erreurs de flux net visible $\Delta \Phi_{net_SW}$ aux erreurs de flux visible descendants en ciel clair on obtient des valeurs autour de ± 0.2 pour WRF et ALADIN et autour de 0 pour MetUM.

Tableau 5.D : Tableau récapitulatif des coefficients de corrélation entre les erreurs de flux net visible avec le flux visible total descendant (2^{ème} ligne), avec les erreurs de flux visible descendant en ciel clair (3^{ème} ligne) et avec les erreurs d'albédo de surface (4^{ème} ligne) dans chaque simulation (colonnes).

	WRF	ALADIN	MetUM
Corr ($\Delta \Phi_{net_SW}, \Delta SW \downarrow$)	0.989	0.997	0.997
Corr ($\Delta \Phi_{net_SW}, \Delta SW_{ciel\ clair} \downarrow$)	-0.221	0.231	-0.008
Corr ($\Delta \Phi_{net_SW}, \Delta \alpha$)	0.037	0.121	-0.080

Les erreurs sur le flux net dans les ondes courtes sont donc surtout liées à des erreurs de simulation de flux radiatifs descendants. Ces flux dépendant en grande partie de la couverture nuageuse, on estime par la suite la dépendance des erreurs de flux net de surface dans les ondes courtes avec les erreurs sur l'effet albédo des nuages : la Fig. 5.8 montre la régression linéaire entre $\Delta \Phi_{net_SW}$ et ΔCRE_{SW} dans les différentes simulations. Cette figure montre que, dans les 3 simulations, l'erreur de flux net à la surface dans les ondes courtes dépend directement de l'erreur de l'effet albédo des nuages et que le coefficient de corrélation entre les deux variables ($\Delta \Phi_{net_SW}$ et ΔCRE_{SW}) est supérieur à 0.97 pour les 3 simulations, et qu'elle est plus forte dans ALADIN (0.99) que dans WRF (0.97) et MetUM (0.98).

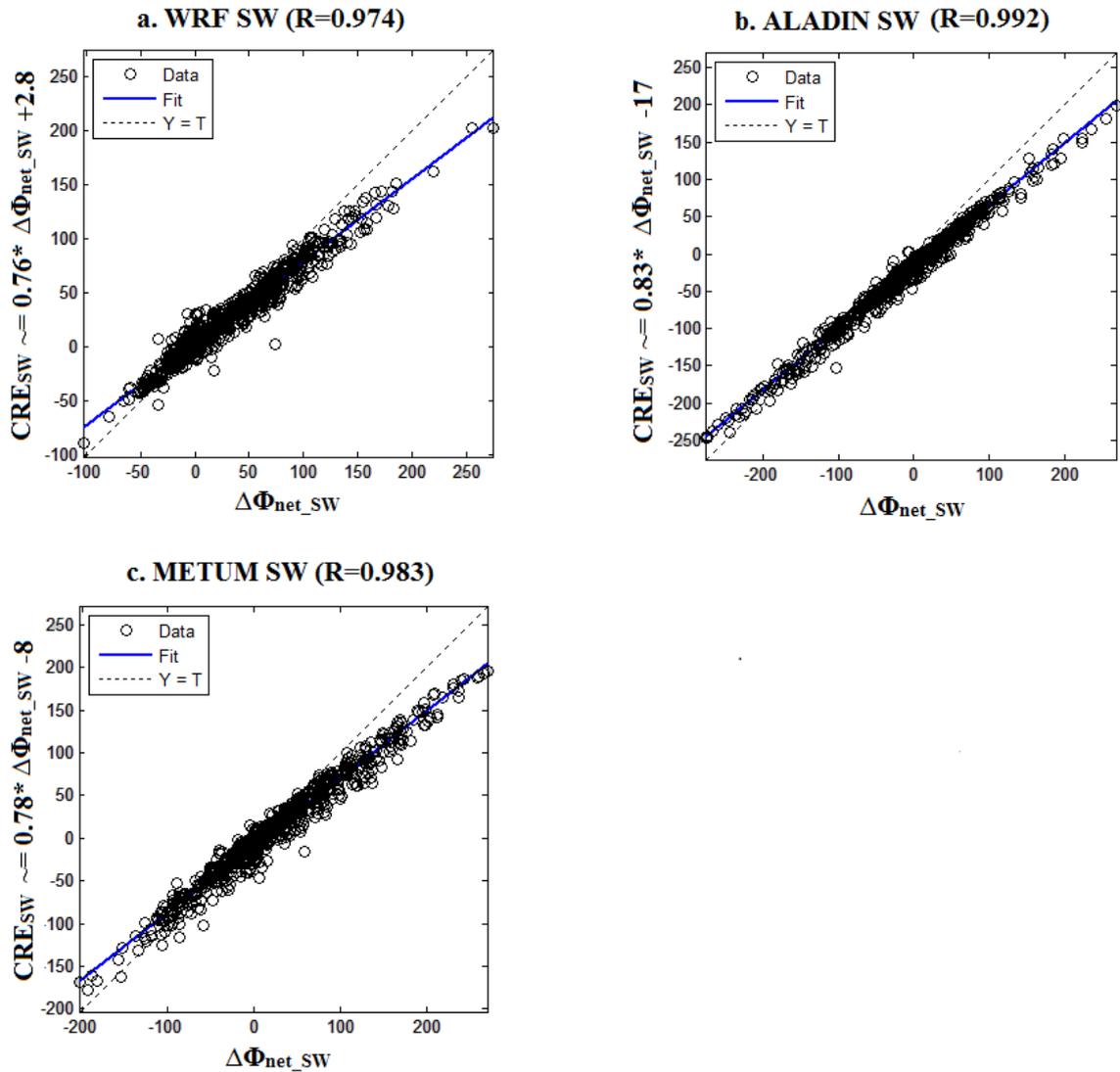


Figure 5.9 : (a) Régression linéaire entre $\Delta\Phi_{net_SW}$ et ΔCRE_{SW} de pour WRF. (b) Idem que (a) pour ALADIN. (c) Idem que (a) pour METUM. R est le coefficient de corrélation.

b. Biais de simulation dans les ondes longues

De même que pour le flux visible, les erreurs de flux net à la surface dans les ondes longues sont décomposées en erreurs liées aux flux descendants et erreurs liées aux flux montants. On peut à partir de :

$$\Delta\Phi_{net_LW} = LW \downarrow - LW \uparrow \quad (\text{Equation 2.9})$$

Ecrire directement :

$$\Delta\Phi_{net_LW} = \Delta LW \downarrow - \Delta LW \uparrow \quad (\text{Équation 5.5})$$

Comme on a³ : $LW \downarrow = CRE_{LW} + LW_{ciel\ clair} \downarrow$ (Equation 2.6), on obtient :

$$\Delta \Phi_{net_LW} = \Delta CRE_{LW} + \Delta LW_{ciel\ clair} \downarrow - \Delta LW \uparrow \text{ (Équation 5.6)}$$

On estime tout d’abord la dépendance des erreurs de flux net infrarouge $\Delta \Phi_{net_LW}$ aux erreurs de flux visible descendants $\Delta LW \downarrow$: les coefficients de corrélation donnent des valeurs autour de 0.8 pour les différentes simulations (Tab. 5.D). Ces valeurs montrent une dépendance linéaire importante entre $\Delta \Phi_{net_LW}$ et $\Delta LW \downarrow$. Lorsque l’on estime la dépendance des erreurs de flux net infrarouge $\Delta \Phi_{net_LW}$ aux erreurs de flux montant dans les ondes longues $\Delta LW \uparrow$, les coefficients de corrélation sont de 0.2 pour WRF, -0.07 pour ALADIN et de -0.12 pour MetUM. Cela montre que les erreurs de flux montants n’expliquent qu’une faible part des erreurs de flux nets de surface. Et quand on estime la dépendance des erreurs de flux net infrarouge $\Delta \Phi_{net_LW}$ aux erreurs de flux descendants en ciel clair $\Delta LW_{ciel\ clair} \downarrow$, les coefficients de corrélation sont faibles, autour de 0.2 pour les différentes simulations.

Tableau 5.E : Tableau récapitulatif des coefficients de corrélation entre les erreurs de flux net infrarouge avec les erreurs de flux infrarouge total descendant (2^{ème} ligne), de flux infrarouge descendant en ciel clair (3^{ème} ligne) et de flux infrarouge sortant (4^{ème} ligne) dans chaque simulation (colonnes).

	WRF	ALADIN	MetUM
Corr ($\Delta \Phi_{net_LW}, \Delta LW \downarrow$)	0.866	0.789	0.852
Corr ($\Delta \Phi_{net_LW}, \Delta LW_{ciel\ clair} \downarrow$)	0.271	0.213	0.157
Corr ($\Delta \Phi_{net_LW}, \Delta LW \uparrow$)	0.206	-0.072	-0.117

Les erreurs sur le flux net dans les ondes longues, comme dans les ondes courtes sont donc surtout liées à des erreurs de simulation de flux radiatifs descendants. Ces flux dépendant au premier ordre de la couverture nuageuse, on estime par la suite la dépendance de $\Delta \Phi_{net_LW}$ avec l’effet de serre des nuages : la Fig. 5.10 montre la régression linéaire entre $\Delta \Phi_{net_LW}$ et CRE_{LW} dans les différentes simulations. Pour les 3 simulations, l’erreur de flux net à la surface dans les ondes longues dépend directement de l’erreur de l’effet de serre des nuages et les coefficients de corrélation entre $\Delta \Phi_{net_LW}$ et CRE_{LW} sont autour de 0.97 pour les 3 simulations.

³ Idem que dans le SW, $LW_{ciel\ total} = LW \downarrow$

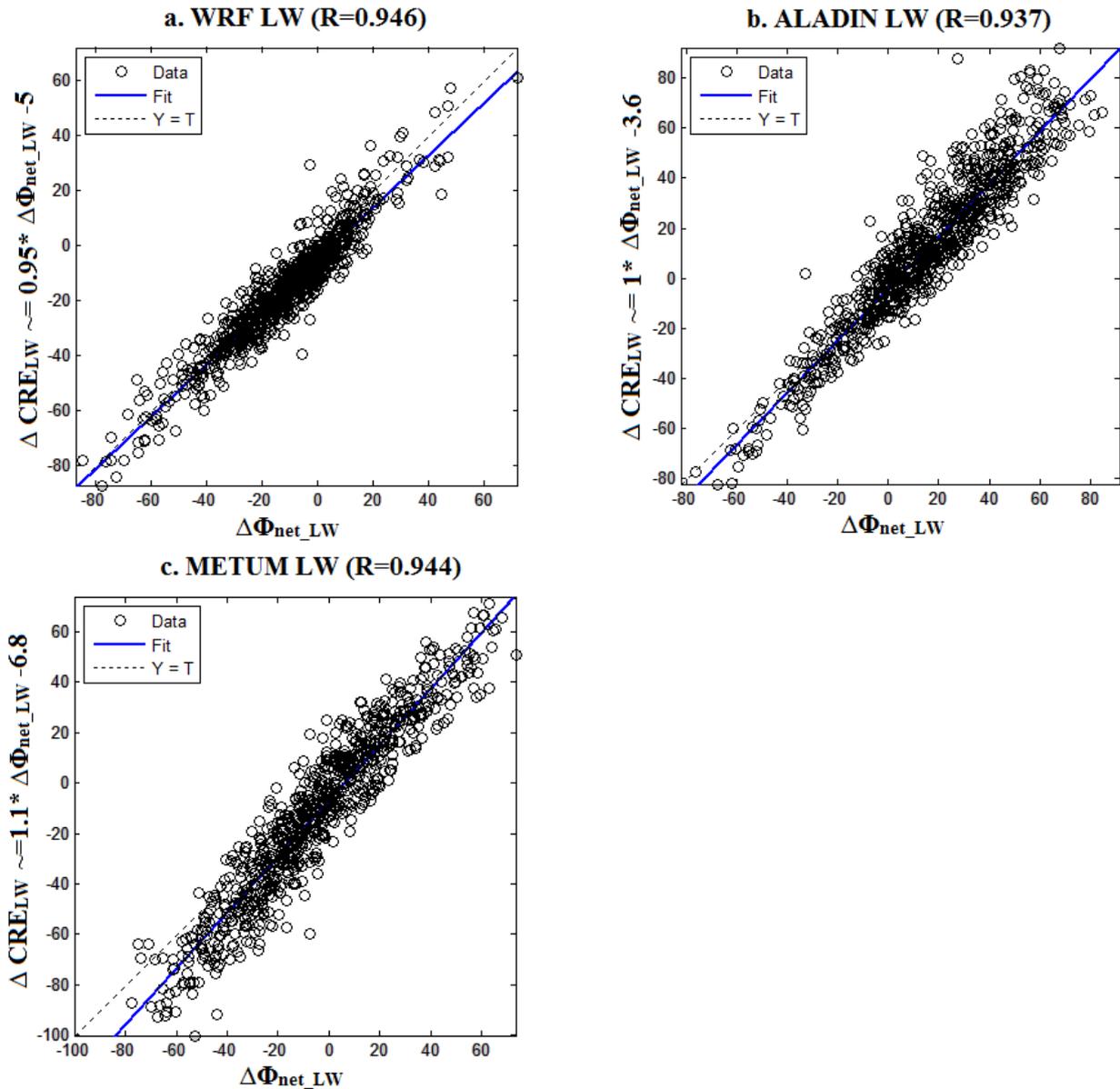


Figure 5.10 : Idem que 5.9 pour le flux infrarouge.

La représentation du flux net de surface dans les différentes simulations engendre des erreurs très importantes, surtout dans les ondes courtes. Ces erreurs sont principalement liées à une mauvaise représentation des nuages et de leur effet radiatif.

Conclusion

Dans cette section, les flux radiatifs dans 3 différentes simulations ont été évalués avec les observations de CERES et du SIRTa. La représentation des nuages est bien différente d'une simulation à l'autre que ce soit la variabilité saisonnière de chaque couche ou la variabilité spatiale.

Les flux radiatifs sont associés à de forts biais journaliers qu'on peut noter dans les différences de distributions de flux entre observations et simulations. Les erreurs sur l'effet radiatif des nuages sont fortement corrélées, comparé aux autres contributions, avec les erreurs de flux net de surface : la mauvaise représentation des nuages est donc la première source d'incertitude sur la représentation des flux radiatifs dans ces simulations à l'échelle journalière. A l'échelle mensuelle, les différences peuvent être liées à d'autres aspects, notamment liées à la surface (on compare des flux mesurés en un point avec des flux moyennés sur une maille qui n'a pas forcément la même végétation que le site d'observations), et à la concentration en gaz à effet de serre.

L'une des perspectives de ce travail, une estimation de l'impact des biais nuageux dans l'estimation de la production d'énergie solaire. En particulier, il existe 5 panneaux solaires sur le site du SIRTA depuis l'été 2014. La production de l'énergie que peuvent générer ces panneaux dépend à la fois des caractéristiques du panneau, de la température ambiante et du flux solaire direct et diffus. Il serait intéressant de calculer une production d'énergie de l'un des panneaux solaires (soit en prenant en compte ses caractéristiques) avec les différentes simulations et de la comparer à la production réelle.

Conclusion et perspectives

Les nuages sont peu documentés sur la région Euro - Méditerranée, en particulier avec les observations actives. Le premier objectif de cette thèse fut de caractériser la structure verticale des nuages sur la région avec les produits GOCCP des observations actives du lidar de CALIPSO sur plusieurs années.

Parmi les résultats on peut retenir concernant l'occurrence moyenne des nuages, que les nuages sont plus présents sur l'Europe que sur la Méditerranée. Sur l'Europe, il y a presque autant de nuages hauts que de nuages bas alors que l'occurrence de nuages hauts est plus importante que celle des nuages bas sur la Méditerranée. Si la fraction nuageuse sur la Méditerranée est moins importante que celle sur l'Europe c'est probablement lié à sa position géographique où elle est plus influencée par les flux secs nord-Africains alors que l'Europe est très influencée par les flux humides atlantiques. D'autre part, il existe une activité cyclonique importante sur la Méditerranée qui génère de la convection profonde et des précipitations. Sur l'Atlantique, la caractérisation spatiale des nuages dans les 4 saisons montrent une persistance des nuages bas sur le nord-est de l'Atlantique. Cela est probablement lié au fait que sur l'océan, la vitesse verticale est souvent plus faible que sur l'Europe, ce qui favorise la formation des nuages bas.

En ce qui concerne la variabilité saisonnière du profil vertical de nuages, les nuages ont moins de variabilité relative sur l'Europe que sur la Méditerranée : sur la Méditerranée, en été, les nuages bas sont quasi absents alors qu'en hiver ils sont très fréquents. Sur l'Europe, les nuages hauts sont très fréquents en hiver et très présents aussi en été. La variabilité interannuelle a aussi été caractérisée avec les observations de CALIPSO. En hiver, elle se montre plus importante dans les nuages hauts que dans les nuages bas: ce résultat est plus marqué sur la Méditerranée que sur l'Europe. Certaines anomalies nuageuses apparaissent sur les 8 années d'observations utilisées: les nuages sont modulés au premier ordre par la variabilité de grande échelle et les anomalies nuageuses peuvent être liées à la persistance d'un régime de temps qui ramène de l'humidité sur l'Europe (typiquement NAO⁺) ou un régime qui installe un temps sec (blocage). La continuité des missions spatiales de télédétection active est nécessaire pour avoir une climatologie assez longue qui permet de couvrir la variabilité naturelle des nuages et la caractérisation de l'évolution de la structure verticale des nuages.

La caractérisation des nuages - et leur évaluation dans le modèle - a été principalement faite à partir des observations de CALIPSO. Pour compléter ce travail, il est important d'utiliser d'autres observations en particulier les observations du radar de CloudSat: si le signal lidar a l'avantage de détecter les particules les plus fines, il est facilement atténué et ne peut traverser des couches épaisses de nuages. En contrepartie, le radar ne détecte que les grosses particules mais le signal parvient à traverser les nuages multicouches. D'autre part, que ce soit avec les observations de CALIPSO en utilisant la dépolarisation ou à partir de CLOUDSAT, on peut accéder de manière plus précise aux propriétés microphysiques des nuages, ce qui a été relativement peu exploité ici. Les observations de CALIPSO et CloudSat sont disponibles sur 10 ans aujourd'hui : cela constitue une base de données considérable pour une documentation climatique des nuages en terme de couverture nuageuse ou de microphysique des particules. L'étude de la variabilité interannuelle des nuages, initiée dans cette thèse avec ces observations sur les années 2006-2014 nécessite plus d'années afin de couvrir toute la variabilité interne du climat.

La documentation des nuages est non seulement utile pour la compréhension du rôle des nuages et leur variabilité dans le climat Euro-Méditerranéen, elle est aussi nécessaire pour l'évaluation de la représentation des nuages dans les modèles. Cette caractérisation de la structure verticale des nuages a permis d'évaluer une simulation régionale réalisée avec le modèle WRF dans le cadre de MedCordex. Pour cela un simulateur lidar existant, COSP, a été associé aux sorties du modèle afin de restituer le signal lidar correspondant aux nuages simulés. Les données ont été extraites en suivant les traces du satellite. Cette évaluation a montré :

- une forte surestimation des nuages hauts, liée à une fréquence importante des nuages au-dessus de 6km qui ont de faibles contenus en glace.
- une forte sous-estimation des nuages bas et moyens : une surface plus humide n'améliore pas beaucoup cette sous-estimation.
- une variabilité saisonnière plutôt bien reproduite en amplitude sur la Méditerranée sur tous les niveaux et surestimée en dessous de 8km sur l'Europe. Les valeurs de SR, qui sont liées à l'épaisseur optique des particules nuageuses, montrent des distributions et des variabilités similaires à celles observées par CALIOP.
- Une variabilité interannuelle d'hiver similaire à celle observée, bien que surestimée dans les nuages hauts probablement du fait de la surestimation de leur occurrence moyenne. En été, la variabilité interannuelle simulée montre plus de différences avec les observations. En particulier, les nuages bas d'été qui sont simulés ne varient pas d'une année à l'autre sur la Méditerranée : cela est lié à la quasi-absence de nuages bas sur la Méditerranée dans cette saison.

Ce travail d'évaluation a été effectué sur les données de nuit : il est nécessaire de caractériser le cycle diurne des nuages et d'évaluer la représentation des nuages dans la simulation en considérant aussi les données de jour. En regardant les profils de jour sur une saison (annexe 1.1.) on peut noter que les biais de nuit moyens de la simulation (surestimation nuages hauts et sous-estimation des nuages bas et moyens) sont valables avec les données de jour aussi. Plus de travail est nécessaire pour savoir si la variabilité des nuages de jour dans la simulation est bien reproduite.

La représentation des nuages dans WRF doit être améliorée. Pour cela, il est nécessaire de compléter le travail d'évaluation afin d'identifier si les problèmes sont plutôt liés à des processus de couche limite, à la microphysique, au schéma de convection ou encore au schéma radiatif. La difficulté réside dans le fait que les interactions entre tous ces processus sont fortes. Néanmoins, l'absence de nuages bas de beau temps en été nous fait penser que le schéma de couche limite produise des profils trop stables. Le site du SIRTA sera utilisé pour améliorer les simulations en se focalisant d'abord sur la couche limite.

Après avoir caractérisé la variabilité des nuages sur la région et évalué les limites de nos outils, je me suis intéressée à l'étude du cas de l'hiver 2007. Cet hiver particulièrement chaud sur l'Europe a fait l'objet d'études précédentes qui ont montré que la réorganisation des champs de pression n'explique pas à elle seule l'anomalie de température observée. Etant donné que la simulation montrait une bonne variabilité des nuages en hiver et qu'elle constitue une base de données

complète (différentes variables thermodynamiques au niveau de la surface et en atmosphère), elle a été utilisée en premier lieu pour comprendre les processus impliqués dans l'anomalie de température observée au sein du régime. Moyennant une classification journalière en régimes de temps Nord Atlantiques, une période de 22 jours associée à des anomalies de température très élevées et à une persistance du régime NAO⁺ a été étudiée. La simulation montre une anomalie de flux radiatifs de surface liée à un effet de serre important des nuages sur l'ouest de l'Europe et à une rétroaction positive impliquant un déficit du couvert neigeux générant un changement de l'albédo de surface qui l'a rendue moins réfléchissante du flux solaire. Les observations satellite CERES, CALIOP ainsi que les réanalyses de ERA-I ont été utilisées pour vérifier le processus simulé et ont montré que le processus simulé n'était pas le bon. Ces observations montrent que l'anomalie de flux de surface est expliquée par un déficit important des nuages et de leur effet albédo sur l'est de l'Europe, ce qui a induit un excès de flux SW arrivant à la surface et a contribué à son réchauffement. Le déficit de nuages, non lié *a priori* aux flux atmosphériques nord Atlantiques vu qu'on compare des situations synoptiques similaires, reste inexplicé. Néanmoins, une atmosphère plus chaude peut contenir plus d'humidité avant de condenser. Même si les mesures GPS et les réanalyses montrent une anomalie positive d'humidité, l'apport d'humidité n'est peut-être pas suffisant. Plus de travail est donc nécessaire afin de comprendre tous les processus impliqués dans l'anomalie de température et en particulier dans le déficit de nuages sur les 22 jours de NAO⁺. Le rôle de l'effet radiatif des nuages dans l'anomalie de température peut aussi être quantifié. L'anomalie de température peut en particulier s'écrire sous la forme :

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \Phi \text{ radiatifs} + \Phi \text{ convectifs} + \Phi \text{ conduction} + \text{advection} + \text{rappel}$$

Cela permet de connaître la vraie contribution des nuages et de la comparer aux autres termes liés à l'advection et aux flux convectifs et de conduction. Cette méthode a été entre autres utilisée par Benartz et al. (2013) pour quantifier la contribution des nuages bas d'eau liquide dans la fonte des glaces au Groenland en juillet 2012.

Le travail sur l'hiver 2007 a mis en évidence les limites de la simulation dans la représentation des flux radiatifs et des processus liés aux nuages. Cela limite par conséquent notre compréhension du climat Européen actuel. L'amélioration des nuages et de leur effet radiatif dans les modèles est un chantier auquel je voudrai contribuer en collaboration avec différents instituts.

La mauvaise représentation des flux radiatifs dans la simulation régionale de WRF/MedCordex a initié un travail d'évaluation de la représentation des flux radiatifs dans différentes simulations, en collaboration avec le MetOffice et le CNRM. Le choix des simulations s'est basé sur le fait que les couvertures nuageuses dans ces simulations (ALADIN et MetUM) soient différentes de celle de WRF/MedCordex pour évaluer un plus large panel de possibilités. Mais on sait qu'avec une même couverture nuageuse, les résultats auraient pu être différents aussi entre les simulations. Dans l'absolu, il faudrait avoir un ensemble de simulations plus important mais 1) c'est très lourd à manipuler et à stocker et 2) peu de groupes avaient conservé les profils verticaux nécessaires pour faire cette analyse. A partir de ces 3 simulations, l'évaluation des flux radiatifs avec des observations sol sur le SIRTa et des observations CERES montre un relativement bon cycle annuel

des flux radiatifs mensuels dans les différentes simulations avec des biais plus ou moins importants selon les saisons et la longueur d'onde (courtes/longues) qui atteignent les 100 W.m^{-2} . Puis la distribution des valeurs de flux journaliers dans chaque simulation a été calculée et comparée à celles des observations du SIRTA montrant des comportements différents selon le flux et la longueur d'onde. Les erreurs sur le flux net de surface sont par la suite décomposées en erreurs liées à l'effet radiatif des nuages, erreurs sur les flux ciel clair et erreurs des flux montants à la surface. On montre une forte corrélation entre les biais de flux net de surface et celle de l'effet radiatif des nuages, suggérant que la mauvaise représentation des nuages soit la première source d'incertitude sur les flux nets de surface journaliers dans les simulations. En terme de production d'énergie photovoltaïque, ces écarts peuvent conduire à des estimations fortement erronées. L'estimation de l'énergie solaire dépend du rayonnement solaire incident et diffus, de la température ambiante et de l'inclinaison du panneau solaire. Il serait intéressant de savoir par exemple si les biais dans la représentation des flux l'emportent sur celles de la température. En tout cas, alors que les micro-réseaux de production électrique à partir d'énergies renouvelables se développent localement, il est important de bien connaître les incertitudes qui existent quand on évalue les sources potentielles et leur variabilité.

L'étude de la variabilité future des nuages est l'une des perspectives de ce travail. Quand les processus nuageux seront mieux représentés dans les modèles, et en utilisant différentes simulations régionales, on pourra caractériser l'évolution des nuages en fonction de l'évolution de la variabilité grande échelle. Pour cela, on peut par exemple: (i) calculer des régimes de temps similaires à ceux utilisés dans la section 4, dans un climat futur; (ii) caractériser l'évolution de ces régimes de temps afin d'évaluer les changements dans la variabilité des flux de grande échelle; (iii) étudier la variabilité des nuages dans chaque régime de temps; (iv) chercher des corrélations entre l'évolution des nuages et l'évolution d'autres paramètres comme la température de surface et l'humidité pour comprendre les processus/rétroactions possibles sous un scénario d'émissions.

Références bibliographiques

A

Ahlgrim, M., and Köhler, M., 2010: Evaluation of Trade Cumulus in the ECMWF Model with Observations from CALIPSO. *Mon. Wea. Rev.*, 138(8), 3071–3083. doi:10.1175/2010MWR3320.1

Alexander, L. V., et al. (2006), Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res.*, 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.

Alpert, P., T. Ben-gai, A. Baharad, Y. Benjamini, D. Yekutieli, M. Colacino, L. Diodato, Ramis, V. Homar, R. Romero, S. Michaelides, and A. Manes (2002): The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophys. Res. Lett.*, 29(11), doi:10.1029/2001GL013554.

Appenzeller, C., J. R. Holton, and K. H. Rosenlof (1996): Seasonal variation of mass transport across the tropopause. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 101(D10), 15071–15078, doi:10.1029/96JD00821.

Arakawa, A. (1975). Modelling clouds and cloud processes for use in climate models. *WMO The Phys. Basis of Climate and Climate Modelling p 183-197(SEE N 76-19675 10-47)*.

Arakawa, A. (2004). The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *Journal of Climate*, 17(13), 2493-2525.

B

Bärring, L., & Laprise, R. (2005). High-resolution climate modelling: Assessment, added value and applications. In *Extended abstracts of a WMO/WCRP-sponsored regional-scale climate modelling workshop* (Vol. 29).

Bastin, S., Drobinski, P., Dabas, A., Delville, P., Reitebuch, O., & Werner, C. (2005). Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. *Atmospheric research*, 74(1), 303-328.

Bastin S., Philippe Drobinski, Vincent Guénard, Jean-Luc Caccia, Bernard Campistron, Alain M. Dabas, Patricia Delville, Oliver Reitebuch, and Christian Werner (2006): On the Interaction between Sea Breeze and Summer Mistral at the Exit of the Rhône Valley. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1647–1668, doi: 10.1175/MWR3116.1.

Bastin S., Chiriaco M., and Drobinski P. (2016): Control of radiation and evaporation on temperature variability in a WRF regional climate simulation: comparison with colocated long-term ground based observations near Paris. *Climate Dynamics*, 1-19. DOI :10.1007/s00382-016-2974-1

- Bennartz, R., Shupe, M. D., Turner, D. D., Walden, V. P., Steffen, K., Cox, C. J., Kulie M. S., Miller N. B. & Pettersen, C. (2013). July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds. *Nature*, 496(7443), 83-86.
- Beniston, M., & Diaz, H. F. (2004). The 2003 heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel, Switzerland. *Global and planetary change*, 44(1), 73-81.
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A., Frei, C., Goyette, Kirsten Halsnaes, Tom Holt, Kirsti Jylhä, Brigitte Koffi, Jean Palutikof, Regina Schöll, Tido Semmler, Katja Woth (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic change*, 81(1), 71-95.
- Bett, P. E., Thornton, H. E., & Clark, R. T. (2013). European wind variability over 140 yr. *arXiv preprint arXiv:1301.4032*.
- Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., & Methven, J. (2004). Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, 59(8), 217-223.
- Blackmon, M. L., Wallace, J. M., Lau, N. C., & Mullen, S. L. (1977). An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7), 1040-1053.
- Boé J. and Terray L. (2014): Land–sea contrast, soil-atmosphere and cloud-temperature interactions: interplays and roles in future summer European climate change. *Climate Dynamics*. 42:683–699 DOI 10.1007/s00382-013-1868-8
- Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J. L., A. Hall, S. Hallegatte, M. M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B. J. Soden, G. Tselioudis, and M. J. Webb (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, 19(15), 3445-3482.
- Boucher, O., 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 and X.Y. Zhang, 2013: 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
- Bougeault, P. (1985). A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113(12), 2108-2121.

Boutle, I. A., Abel, S. J., Hill, P. G., & Morcrette, C. J. (2014). Spatial variability of liquid cloud and rain: Observations and microphysical effects. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(679), 583-594.

Brohan, P., Kennedy, J. J., Harris, I., Tett, S. F., & Jones, P. D. (2006). Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D12).

Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., & Geleyn, J. F. (1995). Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/Aladin NWP system. *Monthly Weather Review*, 123(2), 515-535.

C

Cassou C., L. Terray, J. W. Hurrell, and C. Deser (2004): North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. *J. Climate*, **17**, 1055–1068. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2)

Cassou C., Laurent Terray, and Adam S. Phillips (2005): Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *Journal of Climate*, 18, 2805–2811. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3506.1>

Cassou, C. (2008). Intraseasonal interaction between the Madden–Julian oscillation and the North Atlantic oscillation. *Nature*, 455(7212), 523-527.

Cassou, C., Minvielle, M., Terray, L., & Périquaud, C. (2011). A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Climate dynamics*, 36 (1-2), 19-39.

Cassou, C., & Cattiaux, J. (2016). Disruption of the European climate seasonal clock in a warming world. *Nature Climate Change*. doi:10.1038/nclimate2969

Cattiaux J. Extrêmes de température en Europe : mécanismes et réponses au changement climatique. Thèse en météorologie. Université Pierre et Marie Curie 2013. Français.

Cattiaux J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte and F. Codron (2010): Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, 37,20, DOI: 10.1029/2010GL044613

Cesana G. and H. Chepfer (2012): How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, 39, L15704, doi: 10.1029/2012GL053153

Cess, R. D., Potter, G. L., Blanchet, J. P., Boer, G. J., Ghan, S. J., Kiehl, J. T., H. Le Treut, Z.-X.

- Li, X.-Z. Liang, J. F. B. Mitchell, J.-J. Morcrette, D. A. Randall, M. R. Riches, E. Roeckner, U. Schlese, A. Slingo, K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, I. Yagai (1989). Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, 245(4917), 513-516. DOI: 10.1126/science.245.4917.513
- Chaboureau J.P., J.P. Cammas, P. J. Mascart, J.P. Lafore, and J.P. Pinty (2002): Mesoscale model cloud scheme assessment using satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, 107, no. D16, 4301, 10.1029/2001jd000714
- Chaboureau, J.-P., and C. Claud (2006), Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation, *J. Geophys. Res.*, 111, D01102, doi:10.1029/2005JD006460.
- Chaboureau J.-P., E. Richard, J.-P. Pinty, C. Flamant, P. Di Girolamo, C. Kiemle, A. Behrendt, H. Chepfer, M. Chiriaco, and V. Wulfmeyer (2011): 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). *R. Met. S*, 137, 236-251. DOI: 10.1002/qj.719
- Chakroun M., Bastin, S., Chiriaco M., & Chepfer, H. (2016). Characterization of vertical cloud variability over Europe using spatial lidar observations and regional simulation. *Climate Dynamics*, 1-23.
- Charney, J. G., & DeVore, J. G. (1979). Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(7), 1205-1216.
- Chase, T. N., Wolter, K., Pielke, R. A., & Rasool, I. (2006). Was the 2003 European summer heat wave unusual in a global context?. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Chepfer H., M. Chiriaco, R. Vautard, and J. Spinhirne (2007): Evaluation of MM5 Optically Thin Clouds over Europe in Fall Using ICESat Lidar Spaceborne Observations. *Monthly Weather Review*, 135, 2737–2753. DOI: 10.1175/MWR3413.1
- Chepfer H., S. Bony, D. M. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. Seze (2008): Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model. *Geophysical Research Letters*, 35, L20804, doi: 10.1029/2012GL053385.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng (2010): The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 115, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251
- Chepfer H., G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich, M. Vaughan, And Z. Liu (2013): Comparison of Two Different Cloud Climatologies Derived from CALIOP-Attenuated Backscattered

Measurements (Level 1): The CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 725-744. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00057.1>

Chepfer H., V. Noel, D. Winker, and M. Chiriaco (2014): Where and when will we observe cloud changes due to climate warming? *Geophysical Research Letters* 41, 8387–8395, doi: 10.1002/2014GL061792.

Cheruy F. and Filipe Aires (2009): Cluster Analysis of Cloud Properties over the Southern European Mediterranean Area in Observations and a Model. *Monthly Weather Review*, 137, 3161–3176. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009MWR2882.1>

Cheruy F., A. Campoy, J.-C. Dupont, A. Ducharne, F. Hourdin, M. Haeffelin, M. Chiriaco, A. Idelkadi (2013): Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTAs atmospheric observatory. *Climate Dynamics*. 40, 2251–2269, doi : 10.1007/s00382-012-1469-y

Cheruy, F., Dufresne, J. L., Hourdin, F., & Ducharne, A. (2014). Role of clouds and land-atmosphere coupling in midlatitude continental summer warm biases and climate change amplification in CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 41(18), 6493-6500.

Chiacchio, M., & Wild, M. (2010). Influence of NAO and clouds on long-term seasonal variations of surface solar radiation in Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D10).

Chiriaco, M., Chepfer, H., Vautard, R., Haeffelin, M., Minnis, P., & Dudhia, J. (2005, May). Evaluation of Mid-Latitude Ice Clouds Properties Using MM5 Mesoscale Model and Remote-Sensing Measurements at SIRTAs Atmospheric Observatory. In *AGU Spring Meeting Abstracts*.

Chiriaco M., R. Vautard, H. Chepfer, M. Haeffelin, J. Dudhia, Y. Wanherdrick, Y. Morille and A. Protat (2006): The ability of MM5 to simulate ice clouds: systematic comparison between simulated and measured fluxes and lidar/radar profiles at the SIRTAs atmospheric observatory. *Monthly Weather Review*, 134, 897-918

Chiriaco M., Bastin S., Yiou P., Haeffelin M., Dupont Jean-Charles, Stefanon M. (2014): European heatwave in July 2006: Observations and modeling showing how local processes amplify conducive large-scale conditions, *Geophysical Research Letters*, 41, Issue 15, pages 5644–5652, DOI: 10.1002/2014GL060205

Chiriaco, M., Bastin, S., Haeffelin, M., Dupont, J. C., Badosa, J., & Lopez, J. (2015, January). Comment expliquer la variabilité du climat à l'échelle régionale? Utilisation de SIRTAs-reOBS. In *Ateliers de modélisation de l'atmosphère 2015*.

Christensen, J. H., Carter, T. R., Rummukainen, M., & Amanatidis, G. (2007). Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change*, 81(1), 1-6.

Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogée, J., Allard, V., M. Aubinet, N. Buchmann, Chr. Bernhofer, A. Carrara, F. Chevallier, N. De Noblet, A. D. Friend, P. Friedlingstein, T. Grünwald, B. Heinesch, P. Keronen, A. Knohl, G. Krinner, D. Loustau, G. Manca, G. Matteucci, F. Miglietta, J. M. Ourcival, D. Papale, K. Pilegaard, S. Rambal, G. Seufert, J. F. Soussana, M. J. Sanz, E. D. Schulze, T. Vesala¹¹ & R. Valentini (2005). Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 437(7058), 529-533.

Coumou, D., & Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. *Nature Climate Change*, 2(7), 491-496.

Cuxart, J., Bougeault, P. and Redelsperger, J.-L. (2000), A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 126: 1–30. doi:10.1002/qj.49712656202

D

Davies T., Cullen M. J. P., Malcolm A. J., Mawson M. H., Staniforth A., White A. A., & Wood N. (2005). A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(608), 1759-1782.

Dai, A., Trenberth, K. E., & Karl, T. R. (1999). Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *Journal of Climate*, 12(8), 2451-2473.

Dee D., Uppala S., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M., 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., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J. J., Park B. K., Peubey C., Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J. N. and Vitart F. (2011): The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–97.

Deleva A. D. and I. V. Grigorov , 2013: "Lidar observations of high-altitude aerosol layers (cirrus clouds) ", *Proc. SPIE8770*, 17th International School on Quantum Electronics: Laser Physics and Applications, 877011 (March 15, 2013); doi:10.1117/12.2014466.

Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2007). Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D15).

- Delanoë, J., & Hogan, R. J. (2010). Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D4).
- Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., & Cariolle, D. (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5), 249-266.
- Déqué M. and Somot S. (2008) Analysis of heavy precipitation for France using high resolution ALADIN RCM simulations. *Időjárás QJ Hung Meteorol Serv* 112(3-4):179-190
- Deser, C., & Blackmon, M. L. (1993). Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900-1989. *Journal of Climate*, 6(9), 1743-1753.
- Dessens, J., & Bücher, A. (1995). Changes in minimum and maximum temperatures at the Pic du Midi in relation with humidity and cloudiness, 1882-1984. *Atmospheric Research*, 37(1), 147-162.
- Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., & Bates, G. T. (1989). A regional climate model for the western United States. *Climatic change*, 15(3), 383-422.
- Doswell, C. A., III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox (1996): Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea.Forecasting*, 11, 560-581.
- Drobinski P., V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu, C. Estournel, N. Filali Boubrahmi, J. Font, V. Grubišić, S. Gualdi, V. Homar, B. Ivančan-Picek, C. Kottmeier, V. Kotroni, K. Lagouvardos, P. Lionello, M. C. Llasat, W. Ludwig, C. Lutoff, A. Mariotti, E. Richard, R. Romero, R. Rotunno, O. Roussot, I. Ruin, S. Somot, I. Taupier-Letage, J. Tintore, R. Uijlenhoet, and H. Wernli (2014): HyMeX: A 10-Year Multidisciplinary Program on the Mediterranean Water Cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95, 1063-1082. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00242.1>
- Drobinski, P., Alonzo, B., Bastin, S., Silva, N. D., & Muller, C. (2016). Scaling of precipitation extremes with temperature in the French Mediterranean region: What explains the hook shape?. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(7), 3100-3119.
- Dubuisson, P., J. C. Buriez and Y. Fouquart (1996): High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: application to the satellite simulation. *J. of Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 55, 103-126.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeauvin, C., & Thouvenin, T. (2008). A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, 134(630), 131-145.

Dudhia J., (1989): Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46, 3077–3107. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2)

Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2011). Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 11(4), 1163-1178.

E

Edwards, J. M., & Slingo, A. (1996). Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(531), 689-719.

Evans, J. P. (2011). CORDEX—An international climate downscaling initiative. In *19th International Congress on Modelling and Simulation, Perth, Australia, 12–16 December 2011*.

F

Ferranti, L., & Viterbo, P. (2006). The European summer of 2003: Sensitivity to soil water initial conditions. *Journal of Climate*, 19(15), 3659-3680.

Ferrel, W. (1856). *An Essay on the Winds and the Currents of the Ocean*. Cameron & Fall, Book and Job Printers.

Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D., & Schär, C. (2007). Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophysical Research Letters*, 34(6).

Flaounas E., Drobinski P., Vrac M, Bastin S., Lebeaupin-Brossier C, Stéfanon M., Borga M. and Calvet J. C. (2013): Precipitation and temperature space-time variability and extremes in the Mediterranean region: Evaluation of dynamical and statistical downscaling methods. *Climate Dynamics*. 40, 2687–2705. DOI: 10.1007/s00382-012-1558-y

Flaounas E., S.a Raveh-Rubin, H. Wernli, P. Drobinski, and S. Bastin (2015): The dynamical structure of intense Mediterranean cyclones. *Climate Dynamics*, 44, 2411-2427. DOI: 10.1007/s00382-014-2330-2

Flaounas, E., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Claud, C., Delanoë, J., Flamant, C., Madonna, E. and Wernli, H. (2016), Processes leading to heavy precipitation associated with two Mediterranean cyclones observed during the HyMeX SOP1. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 142: 275–286. doi:10.1002/qj.2618

Frei, C., & Schär, C. (1998). A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of climatology*, 18(8), 873-900.

Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Tank, A. K., & Peterson, T. (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, 19(3), 193-212.

Frierson, D. M., Held, I. M., & Zurita-Gotor, P. (2007). A gray-radiation aquaplanet moist GCM. Part II: Energy transports in altered climates. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(5), 1680-1693.

Funatsu BM, Claud C, and Chaboureau JP. (2009): Comparison between the large-scale environment of moderate and intense precipitating systems in the Mediterranean region. *Monthly Weather Review*, 137: 3933–3959.

G

Gao, X., Pal, J. S., & Giorgi, F. (2006). Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters*, 33(3).

Gettelman A. And P.M. De F. Forster (2002): A Climatology of the Tropical Tropopause Layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, No. 4B, pp. 911-924. Doi: <http://doi.org/10.2151/jmsj.80.911>

Giorgi, F., & Bates, G. T. (1989). The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117(11), 2325-2347.

Giorgi, F., Bi, X., & Pal, J. S. (2004a). Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. I. Present-day climate (1961–1990). *Climate Dynamics*, 22(6-7), 733-756.

Giorgi, F., Bi, X., & Pal, J. (2004b). Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071–2100). *Climate Dynamics*, 23(7-8), 839-858.

Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical research letters*, 33(8).

Giorgi F., C. Jones, and G. Asrar (2009): Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework, *WMO Bull.*, 58 (3) (2009), pp. 175–183

Gladich, I., Gallai, I., Giaiotti, D. B., & Stel, F. (2011). On the diurnal cycle of deep moist convection in the southern side of the Alps analysed through cloud-to-ground lightning activity. *Atmospheric Research*, 100(4), 371-376.

Gregory, D., & Rowntree, P. R. (1990). A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. *Monthly Weather Review*, *118*(7), 1483-1506.

Gregory, D., Shutts, G. J., & Mitchell, J. R. (1998). A new gravity-wave-drag scheme incorporating anisotropic orography and low-level wave breaking: Impact upon the climate of the UK Meteorological Office Unified Model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *124*(546), 463-493.

Guérémy, J. F. (2011), A continuous buoyancy based convection scheme: one- and three-dimensional validation. *Tellus A*, *63*: 687–706. doi:10.1111/j.1600-0870.2011.00521.x

H

Hadley G. (1735): Concerning the cause of the general trade-winds: by Geo. Hadley, Esq; F. R. S. *Phil. Tran.* 1735-1736, 39, 58-62, Royal society publishing.

Haeffelin M., L. Barthes, O. Bock, C. Boitel, S. Bony, D. Bouniol, H. Chepfer, M. Chiriaco, J. Cuesta, J. Delanoe, P. Drobinski, J.-L. Dufresne, C. Flamant, M. Grall, A. Hodzic, F. Hourdin, F. Lapouge, Y. Lemaitre, A. Mathieu, Y. Morille, C. Naud, V. Noel, W. O'Hirok, J. Pelon, C. Pietras, A. Protat, B. Romand, G. Scialom, and R. Vautard (2004): SIRTa, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Annales Geophysicae* (2005) *23*: 1–23 SRef-ID: 1432-0576/ag/2005-23-1. © European Geosciences Union 2005

Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, *48*(4).

Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., & New, M. (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D20).

Hawkins E. and R. Stutton (2009): The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of American Meteorological Society*, *90*, 1095–1107. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1>

Henderson-Sellers, A. (1986). Cloud changes in a warmer Europe. *Climatic Change*, *8*(1), 25-52.

Henderson, G. R., & Leathers, D. J. (2010). European snow cover extent variability and associations with atmospheric forcings. *International Journal of Climatology*, *30*(10), 1440-1451.

Henry, S. G. (1993, May). Analysis of thunderstorm lifetime as a function of size and intensity. In *Preprints, 26th Conf. on Radar Meteorology, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc* (pp. 138-140).

Hewitt H. T., Copsey D., Culverwell I. D., Harris C. M., Hill R. S. R., Keen A. B., McLaren A.J. & Hunke, E. C. (2011). Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3: The next-generation Met Office climate modelling system. *Geoscientific Model Development*, 4(2), 223-253.

Hoerling, M., J. Eischeid, J. Perlwitz, X. Quan, T. Zhang, and P. Pegion, 2012: On the increased frequency of Mediterranean drought. *J. Climate*, **25**, 2146-2161, doi:10.1175/JCLI-D-11-00296.1.

Hong, S.Y., J. Dudhia, and S.H. Chen (2004): A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Monthly Weather Review*, 132, 103–120.

Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2002). New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(6), 1041-1061.

Huang, Y., Siems, S. T., Manton, M. J., and Thompson, G., 2014: An Evaluation of WRF Simulations of Clouds over the Southern Ocean with A-Train Observations. *Mon. Wea. Rev.*, 142(2), 647–667. doi:10.1175/MWR-D-13-00128.1

Hurrell, J. W., & Van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In *Climatic Change at High Elevation Sites*(pp. 69-94). Springer Netherlands.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). *An overview of the North Atlantic oscillation* (pp. 1-35). American Geophysical Union.

J

Jacobeit, J., Rathmann, J., Philipp, A., & Jones, P. D. (2009). Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(4), 397-410.

Johnson, J. T., MacKeen, P. L., Witt, A., Mitchell, E. D. W., Stumpf, G. J., Eilts, M. D., & Thomas, K. W. (1998). The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. *Weather and forecasting*, 13(2), 263-276.

Jones, R. G., Murphy, J. M., & Noguera, M. (1995). Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(526), 1413-1449.

K

Kain J.S. (2004): The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170–181. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2)

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), pp. 437–472.

Kato, S., Loeb, N. G., Rose, F. G., Doelling, D. R., Rutan, D. A., Caldwell, T. E., Yun L. & Weller, R. A. (2013). Surface irradiances consistent with CERES-derived top-of-atmosphere shortwave and longwave irradiances. *Journal of Climate*, 26(9), 2719-2740.

Khvorostyanov V. I., (1995): Mesoscale processes of cloud formation, cloud-radiation interaction, and their modelling with explicit cloud microphysics. *Atmospheric Research*, 39, issue 1-3, pp1-67. doi:10.1016/0169-8095(95)00012-G

Kjellström, E., G. Nikulin, U. Hansson, G. Strandberg, and A. Ullerstig (2011): 21st century changes in the European climate: uncertainties derived from an ensemble of regional climate model simulations. *Tellus A, Series A*, 63A(1), 24-40, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00475.x.

Konsta D., H. Chepfer, JL Dufresne, 2012: A process oriented characterization of tropical oceanic clouds for climate model evaluation, based on a statistical analysis of daytime A-train observations, *Clim. Dyn.* 39 2091-2108, DOI: 10.1007/s00382-012-1533-7

Köppen, W. (1936). *Das geographische system der klimate.*

Klein Tank A. M. G., Wijngaard, J. B. Können, G. P., Böhm, R., Demarée, G., Gocheva, A. Gocheva, M. Mileta, S. Pashiardis, L. Hejkrlik, C. Kern-Hansen, R. Heino, P. Bessemoulin, G. Müller-Westermeier, M. Tzanakou, S. Szalai, T. Pálsdóttir, D. Fitzgerald, S. Rubin, M. Capaldo, M. Maugeri, A. Leitass, A. Bukantis, R. Aberfeld, A. F. V. van Engelen, E. Forland, M. Miletus, F. Coelho, C. Mares, V. Razuvaev, E. Nieplova, T. Cegnar, J. Antonio López, B. Dahlström, A. Moberg, W. Kirchhofer, A. Ceylan, O. Pachaliuk, L. V. Alexander, P. Petrovic (2002). Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International journal of climatology*, 22(12), 1441-1453.

Klemp, J. B. (1987). Dynamics of tornadic thunderstorms. *Annual review of fluid mechanics*, 19(1), 369-402.

Kuglitsch, F. G., Toreti, A., Xoplaki, E., Della-Marta, P. M., Zerefos, C. S., Türkeş, M., & Luterbacher, J. (2010). Heat wave changes in the eastern Mediterranean since 1960. *Geophysical Research Letters*, 37(4).

L

Lebeaupin-Brossier C., S. Bastin, K. Béranger, and P. Drobinski (2015): Regional mesoscale air-sea coupling impacts and extreme meteorological events role on the Mediterranean Sea water budget, *Climate Dynamics*, 44, 1029–1051, DOI 10.1007/s00382-014-2252-z

Legates, D. R., and C. J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability global surface air temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, 41, 11–21.

Lenderink G., A. van Ulden, B. van den Hurk and E. van Meijgaard (2007): Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Clim. Change*. 81: 1,233-274. DOI 10.1007/s10584-006-9229-9

Long, C. N., & Ackerman, T. P. (2000). Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D12), 15609-15626.

Long, C. N., & Turner, D. D. (2008). A method for continuous estimation of clear-sky downwelling longwave radiative flux developed using ARM surface measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D18).

Lopez, P. (2002), Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 128: 229–257. doi:10.1256/00359000260498879

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

Lu, J., Vecchi, G. A., & Reichler, T. (2007). Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, 34(6).

Lu, J., Chen, G., & Frierson, D. M. (2008). Response of the zonal mean atmospheric circulation to El Niño versus global warming. *Journal of Climate*, 21(22), 5835-5851.

Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., & Wanner, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303(5663), 1499-1503.

M

Machenhauer, B. ; Windelband M.; Botzet M.; Jones, R.G., Deque, M.(1996): Validation of present-day regional climate simulations over Europe: nested LAM and variable resolution global model simulations with observed or mixed layer ocean boundary conditions. <http://hdl.handle.net/10068/255055>.

Mariotti, A., Zeng, N., & Lau, K. M. (2002). Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*, 29(12).

Mariotti A., Yutong Pan, Ning Zeng, and Andrea Alessandri (2015) Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Climate Dynamics*, 44, Issue 5-6, pp 1437-1456. DOI 10.1007/s00382-015-2487-3

Martius, O., Zenklusen, E., Schwierz, C., & Davies, H. C. (2006). Episodes of Alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion: A climatology. *International Journal of Climatology*, 26(9), 1149-1164.

Massie, S. T., Gille, J., Craig, C., Khrosravi, R., Barnett, J., Read, W., and Winker, D., 2010: HIRDLS and CALIPSO observations of tropical cirrus. *J. Geophys. Res.*, 115, D00H11.

Michelangeli, P. A., Vautard, R., & Legras, B. (1995). Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(8), 1237-1256.

Miller, S. D., C. E. Weeks, R. G. Bullock, J. M. Forsythe, P. A. Kucera, B. G. Brown, C. A. Wolff, P. T. Partain, A. S. Jones, and D. B. Johnson, 2014: Model-Evaluation Tools for Three-Dimensional Cloud Verification via Spaceborne Active Sensors. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 2181–2195. doi: 10.1175/JAMC-D-13-0322.1

Mlawer J. E., Taubma J. S., Brown D. P., Iancono M. J., Clough A. S. (1997): Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research*, 102, Issue D14, 16663–16682, DOI: 10.1029/97JD00237

Moisselin, J. M., Schneider, M., & Canellas, C. (2002). Les changements climatiques en France au XX^e siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations.

Monin, A. S., and Obukhov, A. (1954): Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151, 163-187.

Morcrette, J. J. (1990). Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical. Properties in the ECMWF model. *Monthly Weather Review*, 118(4), 847-873.

N

Nam, C., S. Bony, J.-L. Dufresne, and H. Chepfer (2012): The ‘too few, too bright’ tropical low-cloud problem in CMIP5 models, *Geophysical Research Letters.*, 39, L21801, doi:10.1029/2012GL053421.

Nam, C. C. W., Quaas, J., Neggers, R., Siegenthaler-Le Drian, C., and Isotta, F., 2014: Evaluation of boundary layer cloud parameterizations in the ECHAM5 general circulation model using CALIPSO and CloudSat satellite data. *J. Adv. in Model. Earth Systems*, 6(2), 300–314. doi:10.1002/2013MS000277

Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sevault, F., Chiacchio, M., & Wild, M. (2015). Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model. *Climate dynamics*, 44(3-4), 1127-1155.

Nair, A. K. M., and Rajeev, K. (2014). Multiyear CloudSat and CALIPSO Observations of the Dependence of Cloud Vertical Distribution on Sea Surface Temperature and Tropospheric Dynamics. *J. Clim.*, 27(2), 672–683. doi:10.1175/JCLI-D-13-00062.1

Naud, C. M., Del Genio, A. D., Bauer, M., and Kovari, W., 2010: Cloud Vertical Distribution across Warm and Cold Fronts in CloudSat–CALIPSO Data and a General Circulation Model. *J. Clim.* 23(12), 3397–3415. doi:10.1175/2010JCLI3282.1

Noh Y., W. G. Cheon and S. Y. Hong (2003): Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-layer meteorology*, 107, 401-427

Q

Ohmura, A., H. Gilgen, and M. Wild (1997): Global Energy Balance Archive (GEBA), Report 1: Introduction, *Zürcher Gero. Schr.*, 34, 62 pp.

Ohmura, A., Dutton, E. G., Forgan, B., & Frohlich, C. (1998). Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(10), 2115.

Omrani H, Drobinski P, and Dubos T. (2013): Optimal nudging strategies in regional climate modelling: investigation in a big-brother experiment over the European and Mediterranean regions. *Climate Dynamics*, 41: 2451-2470, doi:10.1007/s00382-012-1615-6.

Omrani, H., Drobinski, P., Jourdier, B., and Brossier, C.L. (2014): Investigation on the offshore wind energy potential over the north western Mediterranean Sea in a regional climate system model. *IEEE, Renewable Energy Congress (IREC), 2014 5th International*, DOI: 10.1109/IREC.2014.6826956

Organisation Météorologique Mondiale : Atlas International Des Nuages, Volume 1 Edition Révisée 1975 Wmo 0 T-Cf V, I. E> 1 Manuel de l'observation des nuages et des autres météores

P

Pal, J. S., & Eltahir, E. A. (2003). A feedback mechanism between soil-moisture distribution and storm tracks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(592), 2279-2297.

Pall P., Tolu Aina, Dáithí A. Stone, Peter A. Stott, Toru Nozawa, Arno G. J. Hilberts, Dag Lohmann & Myles R. Allen (2011). Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature*, 470(7334), 382-385.

Pan, D.-M. and Randall, D. D. A. (1998), A cumulus parameterization with a prognostic closure. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 124: 949–981. doi:10.1002/qj.49712454714

Peel M. C., B. L. Finlayson , and T. A. McMahon (2007): Updated world map of the Koppen-Geiger climate classification *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633–1644.

Pettersen, S. (1956). *Weather analysis and forecasting: Volume I: Motion and motion systems.*

Philandras, C. M., Nastos, P. T., Kapsomenakis, J., Douvis, K. C., Tselioudis, G., & Zerefos, C. S. (2011). Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(12), 3235-3250.

Piriou J. M., Jean-Luc Redelsperger, Jean-François Geleyn, Jean-Philippe Lafore, and Françoise Guichard, 2007: An Approach for Convective Parameterization with Memory: Separating Microphysics and Transport in Grid-Scale Equations. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4127–4139, doi: 10.1175/2007JAS2144.1.

R

Radnóti, G., Ajjaji, R., Bubnová, R., Caian, M., Cordoneanu, E., Von Der Emde, K., Gril J.D., Hoffman J., Horanyi A., Issara S., Ivanovici, V., Janousek M., Joly A., Lemoigne P. and Malardel S. (1995). The spectral limited area model ARPEGE-ALADIN. *PWPR report series*, (7), 111-117.

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

Radu, R., Déqué, M., & Somot, S. (2008). Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus A*, 60(5), 898-910. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00341.x

Randall, D., Khairoutdinov, M., Arakawa, A., & Grabowski, W. (2003). Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(11), 1547.

Rebetez, M. (2004). Summer 2003 maximum and minimum daily temperatures over a 3300 m altitudinal range in the Alps. *Climate Research*, 27(1), 45-50.

Reiter E. R., (1975): Handbook for Forecasters in the Mediterranean: Weather Phenomena of the Mediterranean Basin, Part 1. General Description of the Meteorological Processes, Environmental Prediction Research Facility Naval Postgraduate School, Monterey, CA (1975), p. 344 Tech. Pap. 5-75

Ricard, J. L., & Royer, J. F. (1993, December). A statistical cloud scheme for use in an AGCM. In *Annales Geophysicae* (Vol. 11, pp. 1095-1115).

Ricard D., Beaulant A., Boé L., Déqué J., Ducrocq M., Joly V., Joly A., Joly B., Martin E., Nuissier O., Quintana-Segui, P., Ribes A., Sevault F. and Somot S. (2009). Projet Cyprim, partie II: Impact

du changement climatique sur les événements de pluie intense du bassin méditerranéen. *La météorologie* [ISSN 0026-1181], 2009, Série 8, N° 67 ; p. 19-30

Rojas M., L. Z. Li, M. Kanakidou, N. Hatzianastassiou, G. Seze, and H. Le Treut (2013): Winter weather regimes over the Mediterranean region: their role for the regional climate and projected changes in the twenty-first century, *Climate Dynamics*. DOI 10.1007/s00382-013-1823-8

Rotunno, R., Klemp, J. B., & Weisman, M. L. (1988). A theory for strong, long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(3), 463-485.

Rotunno, R., & Houze, R. A. (2007). Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(625), 811-830.

Rowntree, P. R., & Bolton, J. A. (1983). Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109(461), 501-526.

Rowntree, P. R., & Bolton, J. A. (1983). Effects of soil moisture anomalies over Europe in summer. In *Variations in the global water budget* (pp. 447-462). Springer Netherlands.

Rudolf, B., and U. Schneider (2005): Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. Proc. Second Workshop of the Int. Precipitation Working Group (IPWG), Monterey, CA, IPWG, 231–247

Ruti P, Somot S, Dubois C, Calmanti S, Ahrens B, Alias A, Aznar R, Bartholy J, Bastin S, Branger K, Brauch J, Calvet J-C, Carillo A, Decharme B, Dell'Aquila A, Djurdjevic V, Drobinski P, Elizalde-Arellano A, Gaertner M, Galn P, Gallardo C, Giorgi F, Gualdi S, Harzallah A, Herrmann M, Jacob D, Khodayar S, Krichak S, Lebeaupin C, L'Heveder B, Li L, Liguro G, Lionello P, Onol B, Rajkovic B, Sannino G, and Sevault F (2015) : MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies, *Bulletin of the American Meteorological Society*. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>

Rysman J.-F., S. Verrier, Y. Lemaître, and E. Moreau, (2013): Space-time variability of the rainfall over the western Mediterranean region: A statistical analysis, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, 8448–8459, doi:10.1002/jgrd.50656

Rysman, J. F., Lemaître, Y., & Moreau, E. (2016). Spatial and Temporal Variability of Rainfall in the Alps–Mediterranean Euroregion. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(3), 655-671.

S

Sala, J. Q., Olcina, A. G., Cuevas, A. P., Cantos, J. O., Amoros, A. R., & Chiva, E. M. (2000).

- Climatic warming in the Spanish Mediterranean: natural trend or urban effect. *Climatic Change*, 46(4), 473-483. DOI : 10.1023/A:1005688608044
- Salameh T, Drobinski P, and T. Dubos (2010): The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modelling: Application to the Mediterranean basin. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136(646): 170-182, doi:10.1002/qj.518.
- Sánchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M. A., Arribas, A., & Castro, M. (2004). Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach. *Global and Planetary Change*, 44(1), 163-180.
- Schär, C., & Smith, R. B. (1993). Shallow-water flow past isolated topography. Part I: Vorticity production and wake formation. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(10), 1373-1400.
- Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., & Heise, E. (1999). The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *Journal of Climate*, 12(3), 722-741.
- Schär, C., & Jendritzky, G. (2004). Climate change: hot news from summer 2003. *Nature*, 432(7017), 559-560.
- Schmidt J., U. Wandinger, and A. Malinka, 2013: "Dual-field-of-view Raman lidar measurements for the retrieval of cloud microphysical properties," *Appl. Opt.* 52, doi: 10.1364/AO.52.002235 (2013).
- Schneider, S. H., & Dickinson, R. E. (1974). Climate modeling. *Reviews of Geophysics*, 12(3), 447-493.
- Seager, R., Kushnir, Y., Nakamura, J., Ting, M., & Naik, N. (2010). Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10. *Geophysical research letters*, 37(14).
- Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., & Schär, C. (2006). Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108), 205-209.
- Sevault F., S. Somot, A. Alias, C. Dubois, C. Lebeaupin-Brossier, P. Nabat, F. Adloff, M. Déqué, And B. Decharme (2014): A fully coupled Mediterranean regional climate system model: design and evaluation of the ocean component for the 1980-2012 period. *Tellus A*, [S.l.], nov. 2014. ISSN 1600-0870. Available at: <http://www.tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/23967>.
- Skamarock W. C. and J. B. Klemp (2008): A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227:3465-3485, DOI: 10.1016/j.jcp.2007.01.037.

- Smirnova T. G., Brown John M., and B. Stanley G. (1997): Performance of Different Soil Model Configurations in Simulating Ground Surface Temperature and Surface Fluxes. *Monthly Weather review*, 125:1870–1884. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1870:PODSMC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1870:PODSMC>2.0.CO;2)
- Smirnova, T. G., J. M. Brown, S. G. Benjamin, and D. Kim (2000), Parameterization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme, *Journal of Geophysical Research*, 105(D3):4077–4086, doi:10.1029/1999JD901047.
- Smith, F. T. (1979, November). Nonlinear stability of boundary layers for disturbances of various sizes. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 368, No. 1735, pp. 573-589). The Royal Society.
- Smith, R. N. B. (1990). A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116(492), 435-460.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., & Lawrimore, J. (2008). Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21(10), 2283-2296.
- Soden B. J. and I. M. Held (2006): An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models. *Journal of Climate*, 19:3354–3360. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3799.1>
- Solomon, S. (Ed.). (2007). *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC* (Vol. 4). Cambridge University Press.
- Stauffer DR and Seaman NL. (1990): Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. part i: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Weather Rev.* 118(6): 1250-1277, doi:10.1175/1520-0493(1990)118.
- Stefanon M., P. Drobinski, F. D’Andrea, C. Lebeaupin-Brossier, and S. Bastin (2014): Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe, *Clim Dyn*, 42:1309–1324, DOI 10.1007/s00382-013-1794-9
- Stephens, G. L., Tsay, S. C., Stackhouse Jr, P. W., & Flatau, P. J. (1990). The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *Journal of the atmospheric sciences*, 47(14), 1742-1754.
- Stephens G. L. (2005): Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. *Journal of Climate*, 18:237–273. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-3243.1>
- Stott, P. A., Stone, D. A., & Allen, M. R. (2004). Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, 432(7017), 610-614. doi:10.1038/nature03089

Su, H., J.H. Jiang, C. Zhai, V. Perun, J.T. Shen, A.D. Del Genio, L.S. Nazarenko, L.J. Donner, L.W. Horowitz, C.J. Seman, C.J. Morcrette, J. Petch, M.A. Ringer, J. Cole, M. dos Santos Mesquita, T. Iversen, J.E. Kristjansson, A. Gettelman, L.D. Rotstayn, S.J. Jeffrey, J.-L. Dufresne, M. Watanabe, H. Kawai, T. Koshiro, T. Wu, E.M. Volodin, T. L'Ecuyer, J. Teixeira, and G.L. Stephens (2013): Diagnosis of regime-dependent cloud simulation errors in CMIP5 models using "A-Train" satellite observations and reanalysis data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, no. 7, 2762-2780, doi: 10.1029/2012JD018575.

Sui, C. H., Li, X., & Yang, M. J. (2007). On the definition of precipitation efficiency. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(12), 4506-4513. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2007JAS2332.1>

T

Tang Q., Guoyong Leng, and Pavel Ya. Groisman (2012): European Hot Summers Associated with a Reduction of Cloudiness. *Journal of Climate*, 25:3637–3644. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00040.1>

Tarolli, P., Borga, M., Morin, E., & Delrieu, G. (2012): Analysis of flash flood regimes in the North-Western and South-Eastern Mediterranean regions. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5), 1255-1265.

Thorpe, A. J., Miller, M. J., & Moncrieff, M. W. (1982): Two-dimensional convection in non-constant shear: A model of mid-latitude squall lines. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 108(458), 739-762.

Trigo, I. F., Davies, T. D., & Bigg, G. R. (2000). Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letters*, 27(18), 2913-2916.

Trigo R. M., T. J. Osborn, and J. M. Corte-Real (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 20: 9–17. doi:10.3354/cr020009

Trigo, R. M., García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, I. F., & Valente, M. A. (2005). How exceptional was the early August 2003 heatwave in France?. *Geophysical Research Letters*, 32(10).

Tsushima Y., Mark A. Ringer, Mark J. Webb, and Keith D. Williams (2013): Quantitative evaluation of the seasonal variations in climate model cloud regimes. *Climate Dynamics*, V 41, Issue 9, pp 2679-2696. DOI: 10.1007/s00382-012-1609-4

U

Ulbrich, U.; Lionello, P.; Belušić, Danijel; Jacobeit, J.; Knippertz, P.; Kuglitsch, F. G.; Leckebusch, G. C., Luterbacher, J., Maugeri, M., Maheras, P., Nissen, K. M., Pavan, V., Pinto, J. G. : Saaroni,

H.; Seubert, S.; Toreti, A.; Xoplaki, E.; Ziv, B. (2012). Synoptic climatology of the Mediterranean and trends. *The Climate of the Mediterranean Region. From the Past to the Future*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-416042-2.00005-7>.

V

Vaittinada Ayar P., Vrac M., Bastin S., Carreau J., and Gallardo C. (2015): Intercomparison of statistical and dynamical downscaling models under the EURO- and MED-CORDEX initiative framework: Present climate evaluations. *Climate dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2647-5

Van der Linden, P., & Mitchell, J. E. (2009). ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. *Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK, 160*.

Van Loon, H., & Rogers, J. C. (1978). The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Monthly Weather Review*, 106(3), 296-310.

Vautard R. (1990): Multiple weather regimes over the North Atlantic: Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118, 2056–2081. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2)

Vautard, R., P. Yiou, F. D'Andrea, N. de Noblet, N. Viovy, C. Cassou, J. Polcher, P. Ciais, M. Kageyama, and Y. Fan (2007), Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07711, doi:10.1029/2006GL028001.

Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thépaut, J. N., & Ciais, P. (2010). Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geoscience*, 3(11), 756-761.

Vautard, R., Gobiet, A., Sobolowski, S., Kjellström, E., Stegehuis, A., Watkiss, P., T. Mendlik, O. Landgren, G. Nikulin, C. Teichmann (2014). The European climate under a 2 C global warming. *Environmental Research Letters*, 9(3), 034006.

Vose, R. S., R. L. Schmoyer, P. M. Steurer, T. C. Peterson, R. Heim, T. R. Karl, and J. K. Eischeid, 1992: The Global Historical Climatology Network: Long-term monthly temperature, precipitation, sea-level pressure, and station pressure data. Carbon Dioxide Information Analysis Center Rep. ORNL/CDIAC-53, 25 pp. [Available from Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN 37831-6335.

W

Walters D. N., M. J. Best, A. C. Bushell, D. Copesey, J. M. Edwards, P. D. Falloon, C. M. Harris, A.

- P. Lock, J. C. Manners, C. J. Morcrette, M. J. Roberts, R. A. Stratton, S. Webster, J. M. Wilkinson, M. R. Willett, I. A. Boutle, P. D. Earnshaw, P. G. Hill, C. MacLachlan, G. M. Martin, W. Moufouma-Okia, M. D. Palmer, J. C. Petch, G. G. Rooney, A. A. Scaife, and K. D. Williams (2011). The Met Office Unified Model global atmosphere 3.0/3.1 and JULES global land 3.0/3.1 configurations. *Geoscientific Model Development*, 4(4), 919-941.
- Wang, Y., Leung, L. R., McGREGOR, J. L., Lee, D. K., Wang, W. C., Ding, Y., & Kimura, F. (2004). Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects. *气象集誌 第2輯*, 82(6), 1599-1628.
- Wang, X. L., Zwiers, F. W., & Swail, V. R. (2004). North Atlantic ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *Journal of Climate*, 17(12), 2368-2383.
- Wang, C., Liu, H., & Lee, S. K. (2010). The record-breaking cold temperatures during the winter of 2009/2010 in the Northern Hemisphere. *Atmospheric Science Letters*, 11(3), 161-168.
- Wang, F., X. Xin, Z. Wang, Y. Cheng, J. Zhang, S. Yang, 2014: Evaluation of cloud vertical structure simulated by recent BCC_AGCM versions through comparison with CALIPSO-GOCCP data. *Adv. Atmos. Sci.* 31 (3), 721-733, 2014. doi:10.1007/s00376-013-3099-7
- Weisman, M. L., & Klemp, J. B. (1982). The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Monthly Weather Review*, 110(6), 504-520.
- Weisman, M. L., & Klemp, J. B. (1986). Characteristics of isolated convective storms. In *Mesoscale meteorology and forecasting* (pp. 331-358). American Meteorological Society.
- Weisman, M. L., & Rotunno, R. (2000). The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(9), 1452-1472.
- Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., Lee III, R. B., Louis Smith, G., & Cooper, J. E. (1996). Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(5), 853-868.
- Wilson, D. R., & Ballard, S. P. (1999). A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(557), 1607-1636.
- Wilson, D. R., Bushell, A. C., Kerr-Munslow, A. M., Price, J. D., & Morcrette, C. J. (2008). PC2: A prognostic cloud fraction and condensation scheme. I: Scheme description. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(637), 2093-2107.

Wilson, D. R., Bushell, A., Kerr-Munslow, A. M., Price, J. D., Morcrette, C. J., & Bodas-Salcedo, A. (2008). PC2: A prognostic cloud fraction and condensation scheme. II: Climate model simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(637), 2109-2125.

Winker D. M., Jacques R. Pelon, and M. Patrick McCormick (2003): The CALIPSO mission: spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, Proc. SPIE 4893, Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III, 1 (March 24, 2003). doi: <http://dx.doi.org/10.1117/12.466539>

Winker D. M., M. A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, and K. A. Powell (2009): Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:2310-2323. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JTECHA1281.1>

Wu, D., Hu, Y., McCormick, M. P., and Yan, F., 2011: Global cloud-layer distribution statistics from 1 year CALIPSO lidar observations. *Int. J. Rem. Sens.*, 32(5), 1269–1288. doi:10.1080/01431160903530821

X

Xoplaki, E., Gonzalez-Rouco, J. F., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2003). Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics*, 20(7-8), 723-739.

Xoplaki E., J. F. Gonzalez-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner (2004): Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*. 23: 63-78, DOI 10.1007/s00382-004-0422-0

Xu, Q., Gao, S., & Fiedler, B. H. (1996). A theoretical study of cold air damming with upstream cold air inflow. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(2), 312-326.

Y

Yiou, P., R. Vautard, P. Naveau, and C. Cassou (2007): Inconsistency between atmospheric dynamics and temperatures during the exceptional 2006/2007 fall/winter and recent warming in Europe, *Geophysical Research Letters*, 34, L21808, doi:10.1029/2007GL031981.

Z

Zelinka, M. D., Klein, S. A., & Hartmann, D. L. (2012). Computing and partitioning cloud feedbacks using cloud property histograms. Part I: Cloud radiative kernels. *Journal of Climate*, 25(11), 3715-3735.

Références Web

Références bibliographiques

<http://ceres.larc.nasa.gov/products.php?product=SSF1deg-lite>

<https://calipso.cnes.fr/>

http://www.nasa.gov/mission_pages/calipso/main/

<http://www.meteofrance.com>

<http://earthobservatory.nasa.gov>

www.medcordex.eu

<http://www.public-domain-image.com/>

Liste des figures

Figure 1.1 : Circulation générale de l’atmosphère et principales cellules de convection. (© Pierre cb, GNU).....	14
Figure 1.2 : Schéma explicatif des deux phases de l’oscillation nord Atlantique. En haut la phase positive, en bas la phase négative. (www.meteo-bordeaux.com)	15
Figure 1.3 : Carte de Köppen-Geiger des types de climat sur l’Europe Méditerranée. Jaune : climat méditerranéen chaud ; Vert : climat océanique tempéré ; bleu : climat continental tempéré ; vert foncé : climat polaire. Figure construite à partir de 1209 stations de précipitations et 684 stations de température (Peel et al. 2007)	16
Figure 1.4 : Carte du relief Europe. (topographic-map.com).....	17
Figure 1.5 : Schéma explicatif du phénomène brise de mer (à gauche) et brise de terre (à droite). (© Nicolas H., document pour l’Université Virtuelle Environnement et Développement durable).	18
Figure 1.6 : Illustration de l’effet de Foehn. (© Météo-France)	19
Figure 1.7 : Illustration de l’effet de venturi du vent, à gauche dans une vallée, à droite au sommet d’une montagne.....	20
Figure 1.8 : Illustration d’un orage unicellulaire et la formation/dissipation d’un cumulonimbus ...	21
Figure 1.9 : Anomalies saisonnières de température de 1948 à 2009 en Europe, par rapport à la climatologie 1961–1990. (Gauche) Évolutions temporelles pour chacune saison, printemps (MAM), été (JJA), automne (SON) et hiver (DJF). Les ombrages gris indiquent les niveaux $\pm 1\sigma$ et $\pm 2\sigma$. Les six années ($\approx 10\%$) les plus chaudes (froides) sont marquées de flèches vers le haut (bas), et les records chauds sont explicitement indiqués. Les tendances linéaires calculées sur 1980–2009 sont ajoutées. (Droite) Distributions gaussiennes correspondantes (courbes), paramétrées par les moyennes et écart-types des anomalies 1948–2009 (segments horizontaux). Axe de gauche : température en °C. Axe de droite : anomalie normalisée. Données : ECA&D. (© Thèse J. Cattiaux, 2010, Fig. 1.2).....	23
Figure 1.10 : Indice de changement climatique régional : plus le cercle est grand plus la région est sensible au réchauffement climatique. (© Giorgi, 2006).....	26
Figure 1.11 : Différence entre la température de surface moyenne de 2031–2050 par rapport à la moyenne de 1961–1990 en utilisant 17 simulations régionales. Couleurs : moyenne des simulations, hachures : écart type sur les simulations. (Boé et Terray, 2014)	26
Figure 1.12 : Photos de nuages : (a) cumulus fractus ; (b) stratocumulus (© S. A. Eugster), (c) altocumulus lenticularis (http://www.public-domain-image.com/)	31
Figure 1.13 : Schéma explicatif de l’effet radiatif des nuages (a) : dans les ondes courtes ; (b) dans les ondes longues. (http://earthobservatory.nasa.gov)	32
Figure 1.14 : Illustration de la réponse des nuages au réchauffement climatique en fonction des latitudes: en rouge les changements associés à des rétroactions positives importantes et un degré de confiance élevé. En gris, changements dont les rétroactions sont faibles et/ou incertaines. Le trait gris épais indique le niveau de la tropopause et le discontinu indique le niveau de fusion. Le cadre vert indique les moyennes latitudes, où se trouve la région d’étude. (GIEC, AR5, Chapter 7, Fig. 7.11)	37

Figure 2.1: (a) Illustration du satellite CALIPSO dans l'A-train orbitant autour de la Terre (© NASA Langley Research Center ; http://www.nasa.gov/). (b) schéma simplifié du fonctionnement d'un lidar (© CNES ; www.calipso.cnes.fr).	41
Figure 2.2: Nombre de passages de CALIPSO sur la région Euro-Méditerranée à 20x20 km ² pendant JJA 2008.	42
Figure 2.3: Illustration de deux profils de SR en fonction de l'altitude.....	44
Figure 2.4: Illustration de CERES sur Aqua sur l'A-train. (© CNES).....	45
Figure 2.5 : Domaine de MedCordex. (www.medcordex.eu).....	48
Figure 2.6: Exemple de trace de nuit de CALIPSO au 19/01/2009, autour de la longitude 5°E. (a) SR (z) observée par le lidar CALIOP; (b) eau condensée totale (Qi+Qs+Ql) simulée par WRF; (c) SR(z) simulée par WRF en utilisant le simulateur lidar COSP.	52
Figure 2.7: Profils de fraction nuageuse simulés cumulés sur l'ensemble du domaine d'étude et moyennés sur 2006-2011. (a) été (JJA), (b) automne (SON), (c) hiver (DJF), (d) printemps (MAM). Les profils rouges représentent la simulation extraite suivant les traces du satellite ($CF_{WRF+sim}(z)$) et les profils noirs correspondent à la simulation extraite selon un échantillonnage total, soit tous les jours à 00UTC sur tout le domaine ($CF_{WRF+sim}^T(z)$) ; $5 \cdot 10^4$ profils ont été utilisés pour construire un profil rouge et $2 \cdot 10^6$ pour construire un profil noir.....	54
Figure 2.8 : Histogrammes de SR(z) cumulés sur 06/2006 to 12/2011 pour la simulation: (a) SR(z) simulé suivant les traces de CALIPSO $SR_{WRF+sim}(z)$ en échelle logarithmique; (b) de même que (a) selon échantillonnage de WRF $SR_{WRF+sim}^T(z)$; (c) est (a)-(b); (d) idem que (c) mais qu'en été; (e) automne; (f) hiver; (g) printemps. Les échelles de couleur correspondent aux pourcentages des occurrences normalisées pour chaque niveau (la somme d'une ligne est 100%). La barre noire indique le seuil de détection nuageuse $SR = 5$	56
Figure 2.9 : Anomalies de 7500 dans les 4 régimes de temps définis dans Yiou et al. 2007 et calculées à partir des réanalyses de NCEP sur 1948-2006. Les pourcentages indiquent la fréquence du régime sur cette période.	60
Figure 3.1 : Variabilité saisonnière observée et simulée des profils de fraction nuageuse. (a) En trait plein : le profil de fraction nuageuse moyenné sur 2006-2011 et spatialement sur l'Europe continentale pour les observations; chaque enveloppe contient les 4 profils moyens pour chaque saison; (b) idem que (a) sur la Méditerranée; (c) Enveloppe des anomalies relatives de chaque saison par rapport au profil moyen sur l'Europe dans les observations (d) idem que (c) sur la Méditerranée.	64
Figure 3.2: (a) Profil de fraction nuageuse moyenné sur 2006-2011 pour chaque saison pour les observations moyenné spatialement sur l'Europe continentale; (b) idem que (a) sur la merMéditerranée. Le bleu désigne l'hiver, le vert le printemps, le rouge l'été et le bleu clair l'automne.	65
Figure 3.3 : Idem que 3.1 en rajoutant les enveloppes de la variabilité saisonnière de la simulation (enveloppes bleues). Ces enveloppes sont calculées de la même manière que les observations.....	66
Figure 3.4 : (a) et (b) : idem que Fig. 3.2 et (c) et (d) idem que (a) et (b) avec la simulation.	68
Figure 3.5 : Histogrammes de SR (idem que Fig. 2.8a) pour les observations et la simulation suivant l'échantillonnage de CALIPSO. 1 ^{ère} colonne pour observations $SR_{GOCCP}(z)$ et 2 ^{ème} pour la simulation $SR_{WRF+sim}(z)$. (a) et (b) sont pour l'hiver, (c) et (d) pour le printemps, (e) et (f) pour l'été,	

(g) et (h) sont pour l'automne. Les barres noires indiquent le seuil de détection nuageuse (SR=5). L'échelle de couleur est en échelle logarithmique.....	69
Figure 3.6: (a) Histogramme d'occurrence de contenu en glace en fonction de l'altitude moyenné sur les automnes 2006-2010 dans la simulation de WRF. (b) idem que (a) pour observations DARDAR. (c) et (d) idem que (a) et (b) mais en considérant seulement les cas nuageux. (© Stavros Dafis).....	71
Figure 3.7 : Profils verticaux de fraction nuageuse en fonction des mois (a) observations lidar SIRTA. (b) simulation WRF+simulateur lidar sol. (c) idem b mais avec une simulation ayant le sol saturé en humidité. (© Bastin et al. 2016)	73
Figure 3.8 : Cartes de fraction nuageuse simulée moyennées sur 2006-2011 en hiver pour les nuages bas (a), les nuages moyens (b) et les nuages hauts (c). (d), (e) et (f) représentent la même chose mais en été.	74
Figure 3.9 : Ecart type interannuel des profils de fraction nuageuse moyens sur 2006-2011. (a) en hiver sur l'Europe ; (b) en hiver sur la Méditerranée; (c) en été sur l'Europe; (d) en été sur la Méditerranée. Les enveloppes roses correspondent aux observations alors que les bleues correspondent à la simulation en échantillonnage satellite. (e) l'enveloppe représente +/- l'écart type interannuel montré en (a). La courbe bleue représente les anomalies maximales simulées pour chaque niveau. Les courbes roses représentent la même chose que les courbes bleues mais pour les observations. (f), (g) et (h) idem que (e) mais pour l'hiver sur la Méditerranée, l'été sur l'Europe et l'été sur la mer Méditerranée respectivement.	75
Figure 3.10 : Anomalie de CF, moyennée spatialement, pour chaque hiver calculé par rapport à la moyenne des hivers de 2007-2011 (période commune entre simulation et observations) pour les différentes altitudes (a) sur la mer Méditerranée pour la simulation de 1989 to 2011; (b) sur la mer Méditerranée pour les observations de 2007 à 2013; (c) et (d) idem (a) et (b) sur l'Europe.....	78
Figure 3.11 : Anomalie de nuages hauts de l'hiver 2010 calculée avec la simulation extraite avec échantillonnage total ($CF_{WRF+sim}^T$) par rapport à la moyenne des nuages hauts calculée sur les hivers 1990-2011.	79
Figure 3.12 : (a) Ecart type de la CF simulée à $z = 9.5$ km ($CF_{9.5}$) calculée sur la mer Méditerranée sur un nombre variable d'hivers à chaque fois (barres bleues). L'axe bleu des abscisses indique la période associée au nombre d'années sur laquelle l'écart type a été calculé (e.g. la 1 ^{ère} barre bleue est l'écart type calculé sur 5 ans de simulation sur les hivers de 2007 à 2011). Les points bleus correspondent à $CF_{9.5}$ de l'anomalie de l'hiver 2010 par rapport à la moyenne de $CF_{9.5}$ calculé sur le nombre d'années affiché en abscisses. Les barres roses, l'axe rose des abscisses et les points roses sont les pendants du bleu pour les observations. (b) idem (a) sur l'Europe.	80
Figure 3.13 : Cartes de fraction nuageuse de GOCCP moyennées sur 2006-2014 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1 ^{ère} colonne), les nuages moyens (2 ^{ème} colonne et les nuages hauts (3 ^{ème} colonne).	83
Figure 3.14 : Cartes de fraction nuageuse de WRF/MedCordex moyennées sur 1989-2011 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1 ^{ère} colonne), les nuages moyens (2 ^{ème} colonne et les nuages hauts (3 ^{ème} colonne).	84
Figure 4.1 : Nombre de profils du satellite cumulés sur un pixel pendant décembre 2007 à la résolution horizontale $2^\circ \times 2^\circ$	87

Figure 4.2 : CF nuages hauts dans les 4 régimes de temps Nord Atlantique moyennés sur DJF de 2007 à 2013 : (a) Nuages hauts en NAO-, (b) en dorsale, (c) en blocage, (d) en NAO ⁺	89
Figure 4.3 : idem que 4.2 pour les nuages moyens	89
Figure 4.4 : idem que 4.2 pour les nuages bas	90
Figure 4.5 : Nuages hauts (fraction nuageuse) dans les 4 régimes de temps Nord Atlantique calculés sur 1990-2011 avec WRF.	91
Figure 4.6 : idem que 4.5 pour les nuages moyens	91
Figure 4.7 : idem que 4.5 pour les nuages bas	92
Figure 4.8 : Anomalie de température sur l'Europe (T à 2 mètres) calculée par rapport à 1979-2016 avec les réanalyses ERA-I. Les anomalies dont la valeur absolue est inférieure à 0.3°C sont blanchies. Le rectangle noir correspond à la région ouest de l'Europe et le rectangle vert à la région est.	93
Figure 4.9 : Série temporelle sur automne/hiver 2006/2007, des anomalies des minimums journaliers de température moyennées sur 95 stations Européennes, associée aux anomalies de température des 10 meilleures circulations analogues (points), et leur variation (zone ombrée en bleu). Les régimes de temps sont aussi indiqués par des codes couleur en haut. Reg1: Blocage, Reg2: NAO ⁺ , Reg3: Dorsale et Reg4: NAO ⁻ . (Yiou et al. 2007, Geophysical Research Letters, fig. 4).	94
Figure 4.10: Séries temporelles d'anomalies de température journalières du 1 ^{er} décembre 2006 au 28 février 2007 moyennées spatialement sur l'ouest de l'Europe (a) ou sur l'est de l'Europe (b). Chaque anomalie journalière est calculée par rapport à la moyenne sur 1989-2011 (1 ^{er} décembre 2007 par rapport à la moyenne des 1 ^{er} décembre sur 1989-2010). Les codes de couleur indiquent à quel régime est associé chaque jour.	95
Figure 4.11 : Anomalie relative de l'effet radiatif des nuages (CRE, W.m ⁻²) total (LW+SW) au sommet de l'atmosphère de l'hiver 2007 par rapport aux hivers 1990-2011 en NAO ⁺ (Cf. Equation 4.1)).	96
Figure 4.12 : Idem que 4.11 pour le CRE dans les ondes courtes au sommet de l'atmosphère.	97
Figure 4.13 : Idem que 4.11 pour le flux net de surface dans les ondes courtes.....	97
Figure 4.14 : Idem que 4.11 pour l'albédo de surface.	98
Figure 4.15 : Idem que 4.11 pour le CRE dans les ondes longues au sommet de l'atmosphère.	99
Figure 4.16 : Idem que 4.11 pour le flux net LW à la surface.	99
Figure 4.17 : Idem que 4.11 pour la température à 2 mètres.	100
Figure 4.18 : Idem que 4.11 pour le flux net total (LW+SW) à la surface.	100
Figure 4.19: Effet radiatif des nuages dans le SW, extraits sur le site du SIRTa et moyennés sur (2002-2009) pour chaque mois (abscisses) pour les observations de CERES (bleu) et les observations SIRTa (vert).	101
Figure 4.20 : (a) Anomalie relative du flux sortant total (LW+SW) au sommet de l'atmosphère de l'hiver 2007 par rapport aux hivers 2002-2011 en NAO ⁺ (Cf. Equation 4.5)). (c) Idem que (a) pour le SW↓+LW↓ à la surface. (b) et (d) Idem que (a) et (c) avec la simulation.	103
Figure 4.21 : Idem que 4.17 pour (a) flux net de surface en SW et (b) l'albédo de surface.	104
Figure 4.22 : Idem que 4.17 pour (a) le flux SW sortant au sommet de l'atmosphère et (b) le flux SW↑ à la surface.	104

Figure 4.23 : Fraction nuageuse de l'hiver 2007 calculée spatialement sur les 22 jours de NAO ⁺ sur (a) l'ouest de l'Europe et (b) l'est de l'Europe. L'enveloppe bleue contient tous les profils de fraction nuageuse des années 2008-2014 et le profil en trait bleu continu représente l'hiver 2007.	105
Figure 4.24 : (a), (b) et (c) Idem que 4.19 (a), (b) et (c) pour les flux en LW. (d) Idem que 4.16a pour la température de surface calculée par ERAI sur 2002-2011.	106
Figure 4.25 : (a) Idem que 4.19a pour la vapeur d'eau intégrée calculée par ERA-I. (b) anomalie de vapeur d'eau (kg.m ⁻²) observée avec des données GPS.....	107
Figure 4.26 : Idem que 4.19 pour le flux net total (LW+SW) surface.....	108
Figure 4.27 : Anomalie de flux de surface total (LW+SW) en W.m ⁻² de l'hiver 2007 par rapport aux hivers 2002-2011 dans le régime NAO ⁺ avec les observations CERES pour (a) le flux total descendant et (b) le flux net de surface.....	109
Figure 4.28: Fréquence des jours d'automnes (noir), hiver (vert) et automne+hiver (rouge) où la température moyenne dépasse celle des situation de flux analogues. (Yiou et al. 2007, Geophysical Research Letters, Fig. 4)	110
Figure 5.1 : (a) nuages bas hiver moyennés sur 2001-2009 avec la simulation de WRF ; (b) Idem que (a) pour les nuages moyens ; (c) Idem que (a) pour les nuages hauts. 2 ^{ème} ligne, 3 ^{ème} ligne et 4 ^{ème} ligne : Idem que la 1 ^{ère} ligne, pour respectivement, le printemps, l'été et l'automne.	114
Figure 5.2 : Idem que 5.1 pour la simulation du modèle ALADIN.....	115
Figure 5.3 : Idem que 5.1 pour une simulation de MetUM.	116
Figure 5.4 : Flux radiatifs sortants au sommet de l'atmosphère en SW, extraits sur le site du SIRTa et moyennés sur (2002-2009) pour chaque mois (abscisses) pour les observations de CERES (bleu) et les observations SIRTa (vert).....	118
Figure 5.5 : (a) Flux radiatifs sortants au sommet de l'atmosphère en SW, extraits sur le site du SIRTa et moyennés sur (2002-2009) pour chaque mois (abscisses) pour les observations de CERES (vert), le modèle WRF (noir), le modèle ALADIN (rouge) et le modèle MetUM (bleu). (b) Idem que (a) en LW.	119
Figure 5.6 : (a) Flux radiatifs descendants à la surface dans les ondes courtes, extraits sur le site du SIRTa et moyennés sur (2002-2008) pour chaque mois (abscisses) avec les observations du SIRTa (vert), le modèle WRF (noir), le modèle ALADIN (rouge) et le modèle MetUM (bleu). (b) Idem que (a) pour les flux infrarouges.	120
Figure 5.7 : Idem que Fig. 5.6 pour l'effet radiatif des nuages au niveau de la surface (a) dans les ondes courtes et (b) dans les ondes longues. L'échelle en ordonnées est différente pour les deux figures.....	121
Figure 5.8 : (a) Histogrammes (en %) de l'effet radiatif des nuages dans les ondes courtes au niveau de la surface cumulées sur 2007-2009 avec WRF (noir), ALADIN (rouge), MetUM (bleu) et les observations du SIRTa (vert). (b) Idem que (a) pour l'effet radiatif des nuages au niveau de la surface dans les ondes longues. (c) Idem que (a) pour le flux net de surface dans les ondes courtes. (d) Idem que (a) pour le flux net de surface dans les ondes longues.	124
Figure 5.9 : (a) Régression linéaire entre $\Delta \Phi_{net_SW}$ et ΔCRE_{SW} de pour WRF. (b) Idem que (a) pour ALADIN. (c) Idem que (a) pour METUM. R est le coefficient de corrélation.....	127
Figure 5.10 : Idem que 5.9 pour le flux infrarouge.....	129

Figure 1.15: Profils de fraction nuageuse calculés sur (a) l'Europe et (b) la Méditerranée avec les observations GOCCP (rose) et la simulation (bleu) sur l'été 2007.....	172
Figure 2.12 : Profils verticaux simulés de fraction nuageuse dans les 4 saisons moyennés sur 2006-2011, extraits en suivant les traces du satellite CALIPSO. Les profils noirs sont extraits sans dupliquer les profils, soit en considérant un profil par pixel alors que les croix rouges sont les profils considérés dans cette étude et qui sont calculées en dupliquant les profils par pixel.	173
Figure 3.13 : CF, moyennée spatialement, pour chaque hiver pour les différentes altitudes (a) sur la mer Méditerranée pour la simulation de 1989 to 2011; (b) sur la mer Méditerranée pour les observations de 2007 à 2013; (c) et (d) idem (a) et (b) sur le continent. (Idem que 3.11 sans anomalie).....	174
Figure 3.14 : Cartes de fraction nuageuse de GOCCP moyennées sur 2006-2014 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1 ^{ère} colonne), les nuages moyens (2 ^{ème} colonne et les nuages hauts (3 ^{ème} colonne).	175
Figure 3.15 : Cartes de fraction nuageuse de WRF/MedCordex moyennées sur 1989-2011 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1 ^{ère} colonne), les nuages moyens (2 ^{ème} colonne et les nuages hauts (3 ^{ème} colonne).	176

Liste des Tableaux

Tableau 1.A : Espèces (2 ^{ème} colonne), variétés (3 ^{ème} colonne), particularités (4 ^{ème} colonne) et nuages d'origine (2 ^{ème} et 6 ^{ème} colonne) pour chaque genre de nuage (1 ^{ère} colonne). (ATLAS INTERNATIONAL DES NUAGES, Volume 1, OMM, 1975).	29
Tableau 2.B : Seuils de SR pour la détection nuageuse.....	43
Tableau 2.C : Définition des jeux de données utilisés pour l'étude. Les colonnes donnent le type d'échantillonnage et les lignes donnent le type de données. SR est le rapport de diffusion mesuré par le lidar et CF est la fraction nuageuse mesurée pour chaque pixel.	51
Tableau 2.D : Différences maximales en termes de fraction nuageuse (i.e. erreurs absolues – “abs.”) entre les profils extraits suivant l'échantillonnage de CALIPSO et ceux extraits selon un échantillonnage total (Eq. 2.10 et 2.11) pour nuages hauts, moyens et bas. Les erreurs relatives (“rel.”) sont calculées selon Eq. 2.12 et représentent l'erreur relative moyenne de la couche (bases, moyenne ou haute). $CF_{WRF+sim}(z)$ and $CF_{WRF+sim}^T(z)$ sont moyennés sur 2006-2011 et classés par saison (colonnes).....	55
Tableau 2.E : Biais relatifs du modèle sur l'Europe (Eq. 2.14) pour les nuages bas (1 ^{ère} ligne), nuages moyens (2 ^{ème} ligne) et nuages hauts (3 ^{ème} ligne) en testant différents types d'échantillonnage (test 1 veut dire on extrait un profil sur 20 et test 8 veut dire qu'on extrait tous les profils suivant la trace du satellite).	58
Tableau 3.F : Estimation des erreurs d'échantillonnage en moyenne spatiale et sur les années à partir de l'estimation des erreurs d'échantillonnage effectuée avec la simulation (β , Sect. 2.2.2.1) et les biais moyens du modèle (α , Sect. 3.1.1.2). "Moy" ("max") désigne l'erreur moyenne (maximale) sur les niveaux pour chaque couche (bas, moyen et hauts).	59
Tableau 4.A : Jeux de données utilisées dans cette section et résolutions horizontales associées	87
Tableau 4.B : Occurrence des 4 régimes de temps Nord Atlantique pendant l'hiver 2007 (2 ^{ème} colonne), en moyenne sur les hivers 2007-2013 (3 ^{ème} colonne, période correspondant aux observations utilisées) et en moyenne sur les hivers 1990-2011 (4 ^{ème} colonne, période correspondant à la simulation utilisée)	94
Tableau 4.C : Tableau récapitulatif des processus contribuant à l'anomalie positive de la température en Europe avec la simulation et les observations.....	109
Tableau 5.A : Différentes simulations utilisées dans ce chapitre : périodes de simulation et résolutions horizontales.....	113
Tableau 5.B : Flux radiatifs utilisées dans ce chapitre et la période de disponibilité des observations considérées.	118
Tableau 5.C : Tableau récapitulatif du signe dominant de l'erreur mensuelle pour chaque type de flux (colonnes) et chaque simulation (lignes) : (+) pour une surestimation, (-) pour une sous-estimation et (-/+) pour pas de signe dominant.....	121
Tableau 5.D : Tableau récapitulatif des coefficients de corrélation entre les erreurs de flux net visible avec le flux visible total descendant (2 ^{ème} ligne), avec les erreurs de flux visible descendant en ciel clair (3 ^{ème} ligne) et avec les erreurs d'albédo de surface (4 ^{ème} ligne) dans chaque simulation (colonnes).....	126
Tableau 5.E : Tableau récapitulatif des coefficients de corrélation entre les erreurs de flux net infrarouge avec les erreurs de flux infrarouge total descendant (2 ^{ème} ligne), de flux infrarouge	

descendant en ciel clair (3^{ème} ligne) et de flux infrarouge sortant (4^{ème} ligne) dans chaque simulation (colonnes)..... 128

Liste des acronymes

ALADIN	Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
ATB	ATtenuated Backscattered signal
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
CALIOP	Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CAPE	Convective Available Potential Energy
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CF	Cloud Fraction
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CORDEX	Coordinated Regional climate Downscaling Experiment
CPR	Cloud Profiling Radar
CRE	Cloud Radiative Effect
CRU	Climate Research Unit
DJF	Décembre, Janvier, Février
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GCM	General Circulation Model
GHCN	Global Historical Climate Network
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GOCCP	GCM Oriented Calipso Cloud Product
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
IWC	Ice Water Content
JJA	Juin, Juillet, Août
LATMOS	Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
Lidar	light detection and ranging
LW	LongWave
LWC	Liquid Water Content
MAM	Mars, Avril, Mai
MetUM	MetOffice Unified Model
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
MLOST	Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie
Radar	radio detection and ranging
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
SIRTA	Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique
SLP	Sea Level Pressure
SON	Septembre, Octobre, Novembre
SR	Scattering Ratio
SSF	Single Scanner Footprint
SST	Sea Surface Temperature
SW	ShortWave
TOA	Top Of Atmosphere
TOVS	TIROS-N Operational Vertical Sounder
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission

Annexes

Annexe 1.1 : Profils de jour

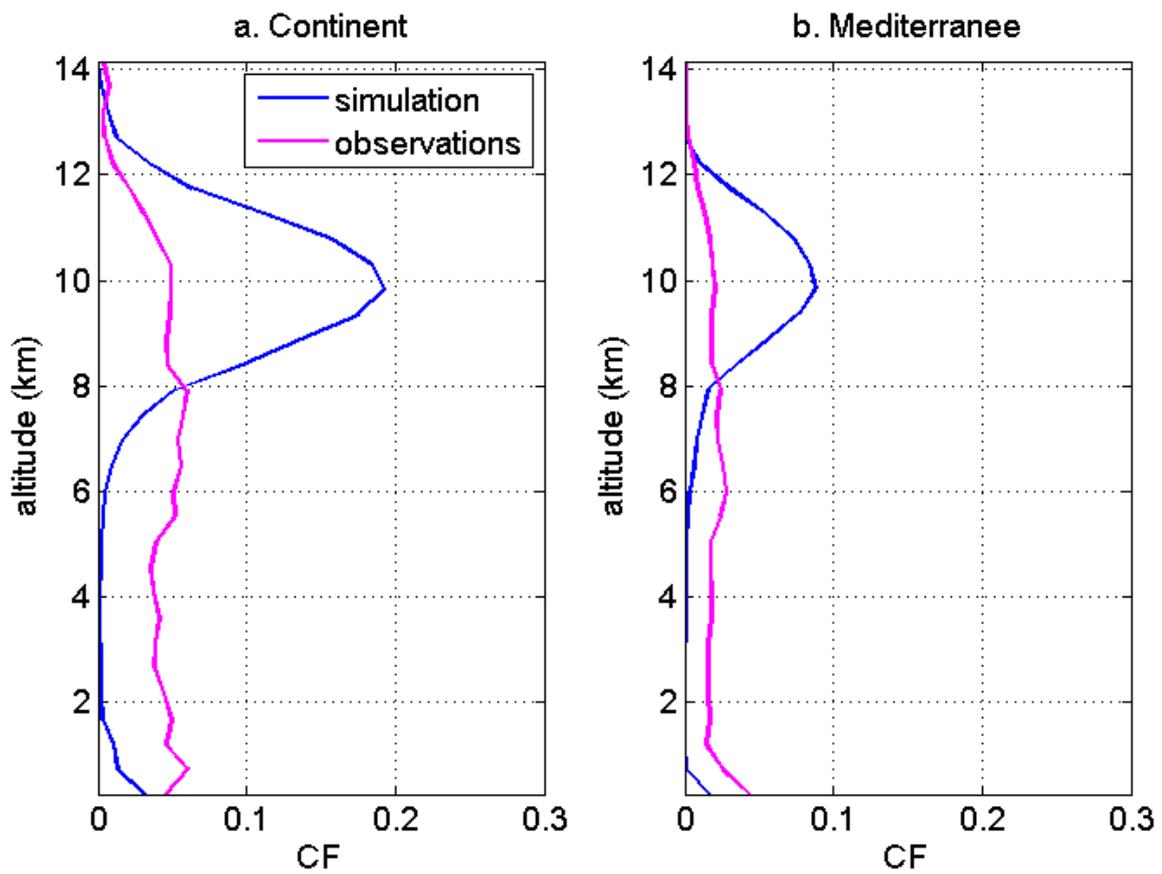


Figure 1.115: Profils de fraction nuageuse calculés sur (a) l'Europe et (b) la Méditerranée avec les observations GOCCP (rose) et la simulation (bleu) sur l'été 2007.

Annexe 2.1 : Comparaisons des profils simulés avec et sans duplication de profils

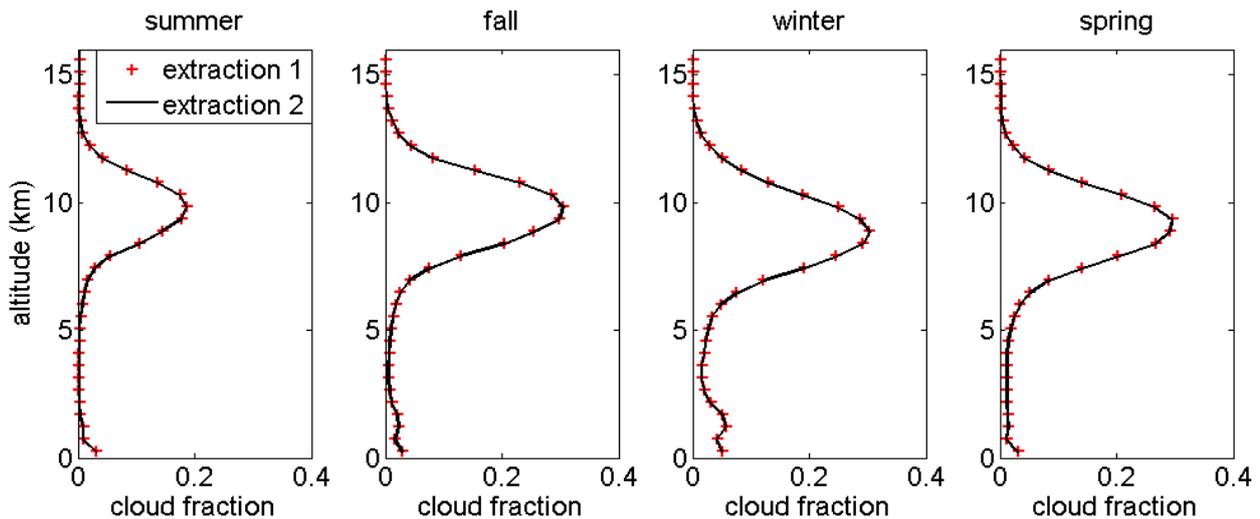


Figure 2.12 : Profils verticaux simulés de fraction nuageuse dans les 4 saisons moyennés sur 2006-2011, extraits en suivant les traces du satellite CALIPSO. Les profils noirs sont extraits sans dupliquer les profils, soit en considérant un profil par pixel alors que les croix rouges sont les profils considérés dans cette étude et qui sont calculées en dupliquant les profils par pixel.

Annexe 3.1 : Séries temporelles du profil vertical de nuages en hiver (observations + simulation)

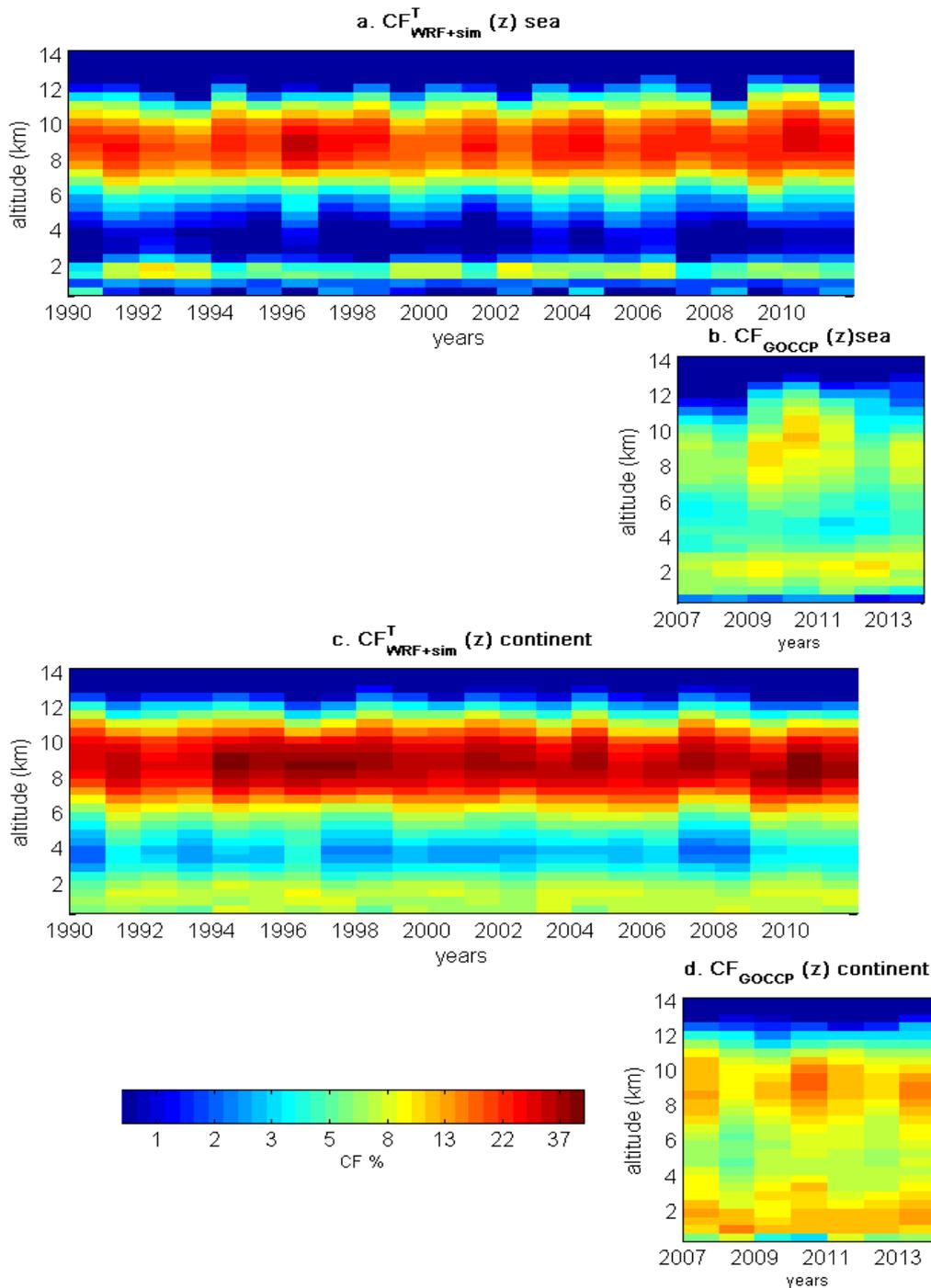


Figure 3.13 : CF, moyennée spatialement, pour chaque hiver pour les différentes altitudes (a) sur la mer Méditerranée pour la simulation de 1989 to 2011; (b) sur la mer Méditerranée pour les observations de 2007 à 2013; (c) et (d) idem (a) et (b) sur le continent. (Idem que 3.11 sans anomalie)

Annexe 3.2 : Couverture nuageuse avec CALIPSO sur 2006-2014

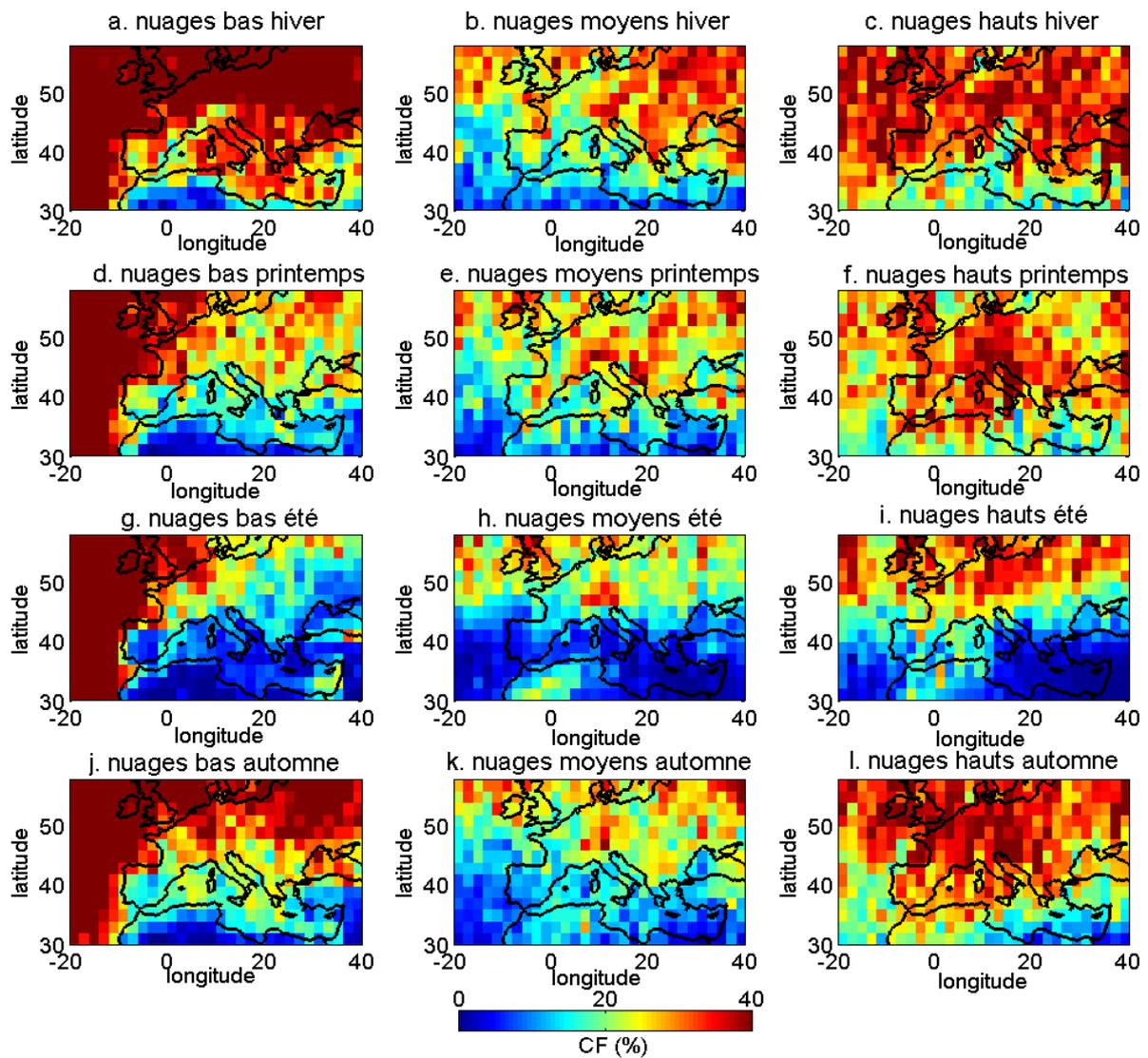


Figure 3.14 : Cartes de fraction nuageuse de GOCCP moyennées sur 2006-2014 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1^{ère} colonne), les nuages moyens (2^{ème} colonne) et les nuages hauts (3^{ème} colonne).

Annexe 3.3 : Couverture nuageuse avec la simulation de WRF/MedCordex sur 1989-2011

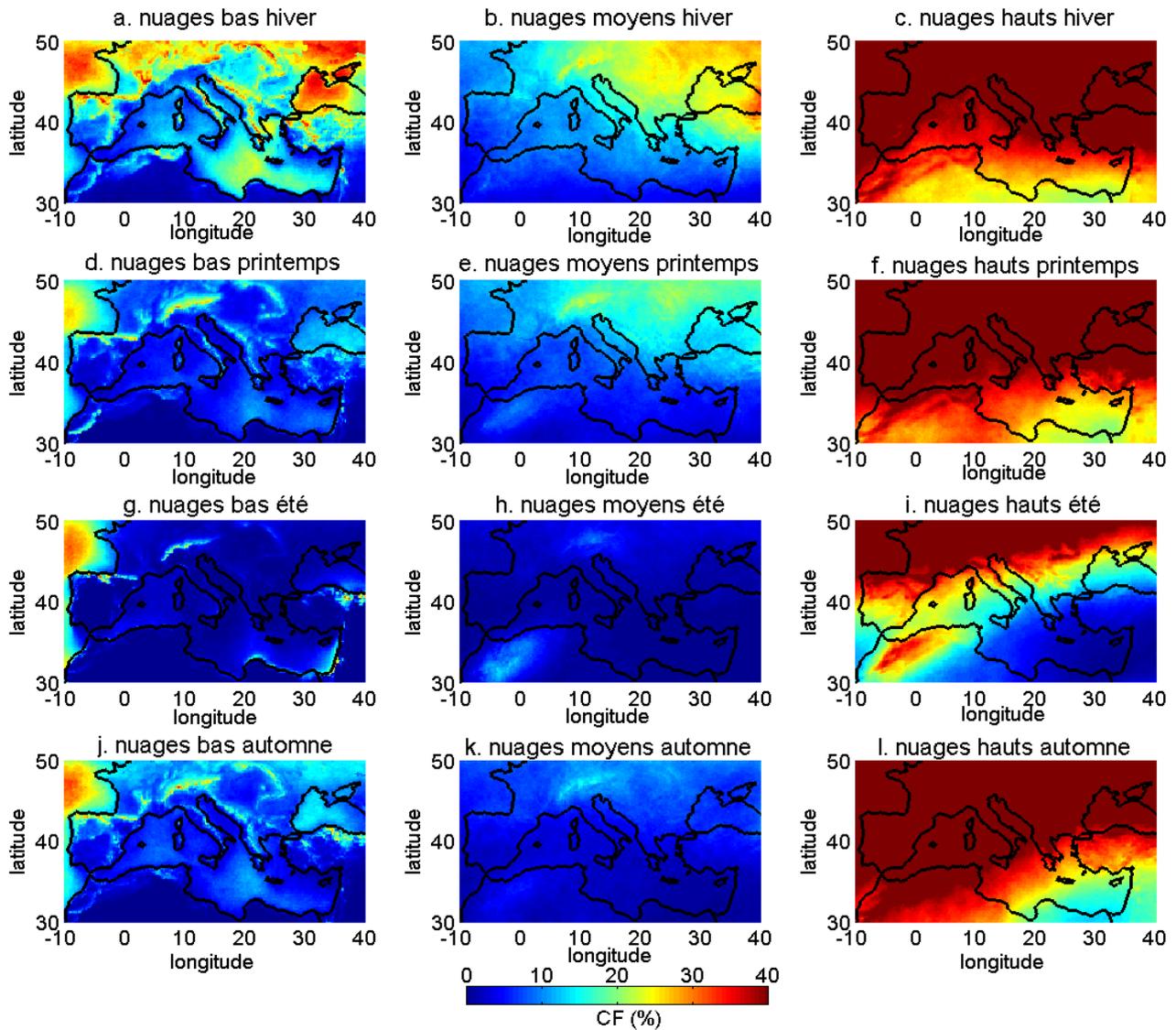


Figure 3.15 : Cartes de fraction nuageuse de WRF/MedCordex moyennées sur 1989-2011 dans les 4 saisons (chaque ligne), pour les nuages bas (1^{ère} colonne), les nuages moyens (2^{ème} colonne) et les nuages hauts (3^{ème} colonne).

Annexe 4.1 : Régimes de temps, SLP dans ERA-I

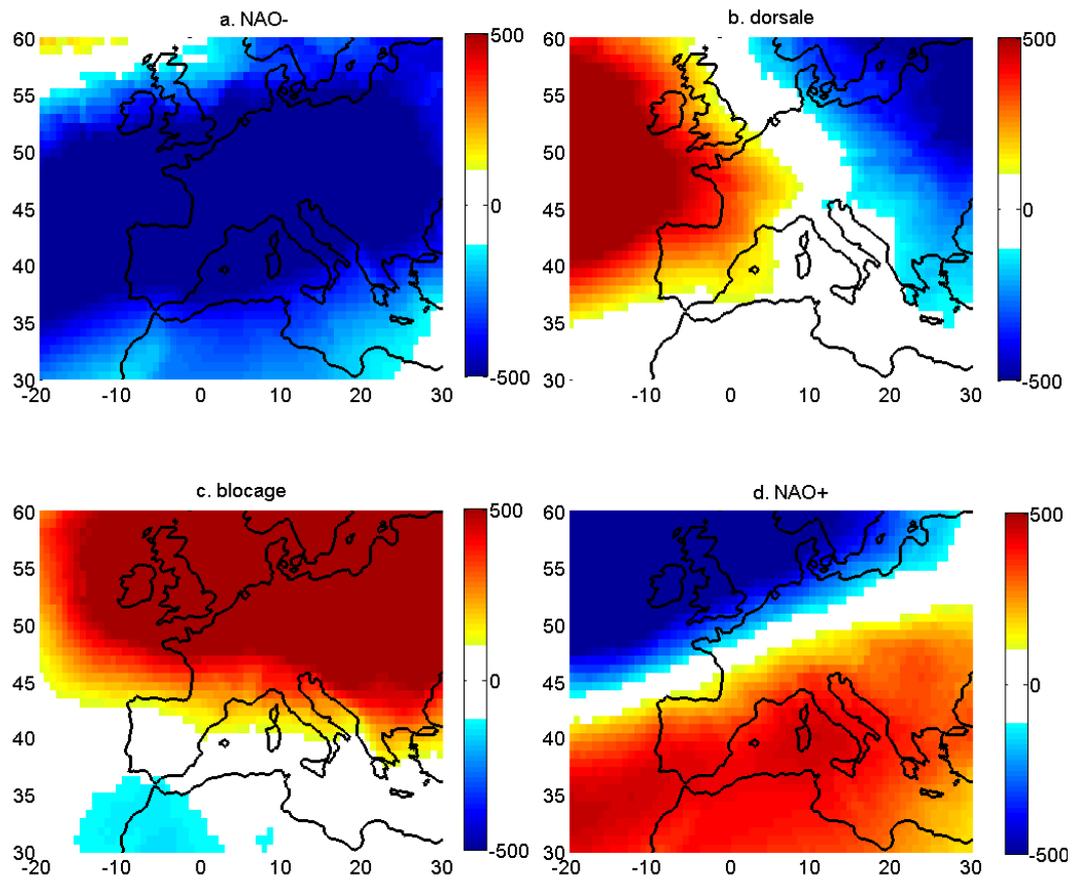


Figure 4.26: Anomalies de pression au niveau de la mer (Pa) dans les 4 régimes de temps Nord Atlantique d'hiver calculées sur 1990-2011 avec les réanalyses ERA-I. (a) : NAO-, (b) : dorsale, (c) : blocage et (d) : NAO+.

Annexe 4.2: Nuages de CALIPSO dans les 4 régimes d'été

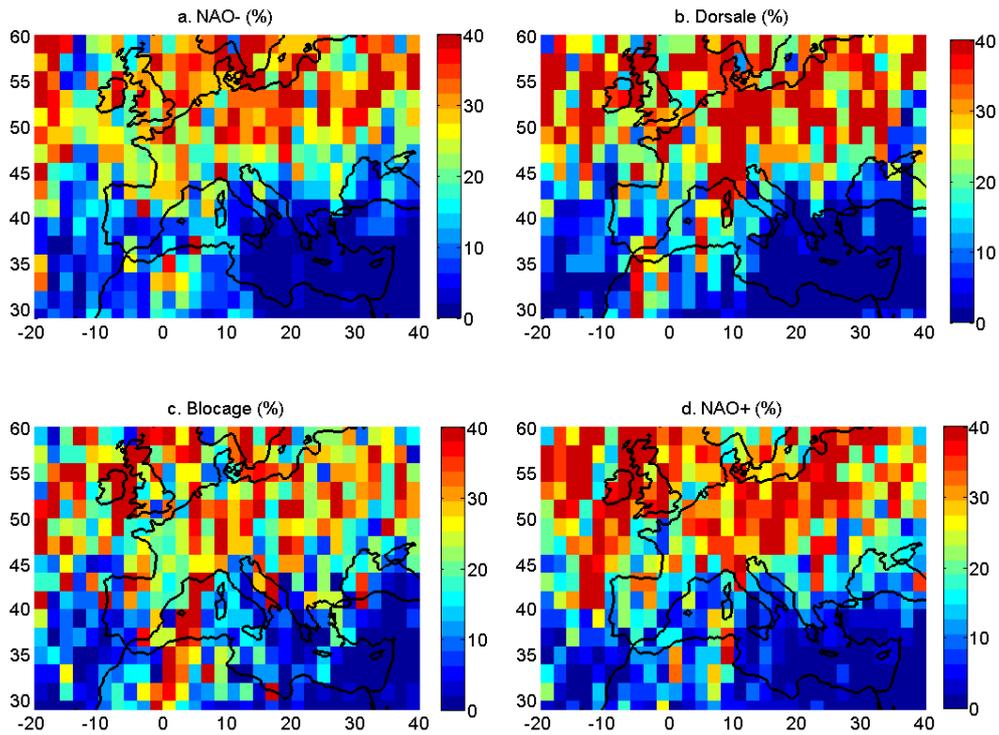


Figure 4.27 : Nuages hauts GOCCP dans les 4 régimes de temps Nord Atlantique d'été : moyenne sur 2006-2014.

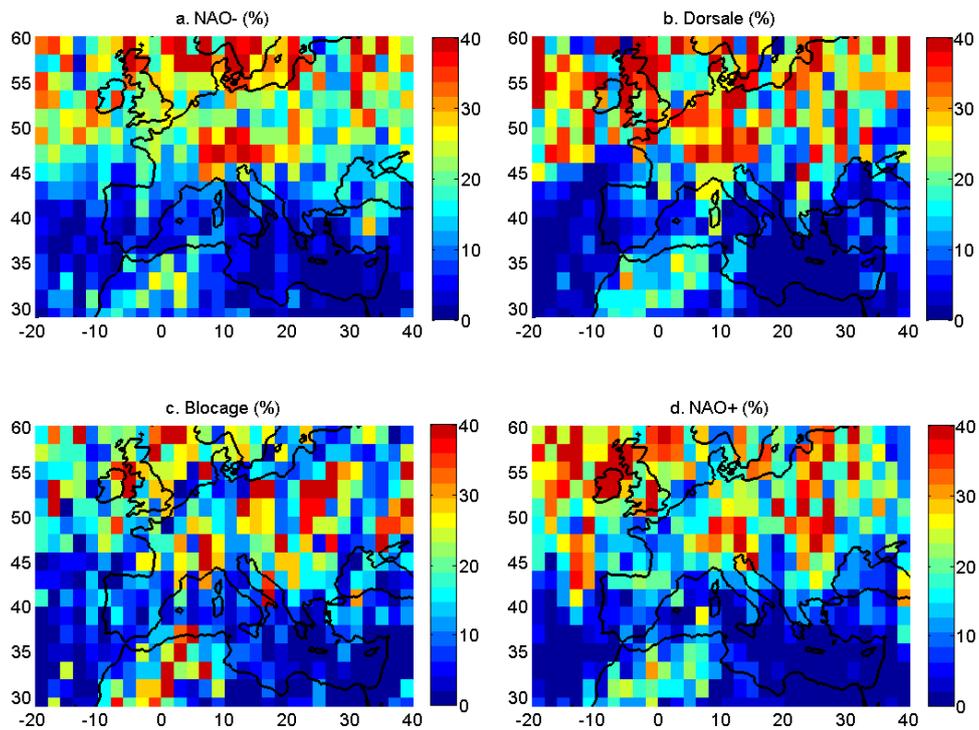


Figure 4.28 : Idem que 4.27 pour les nuages moyens

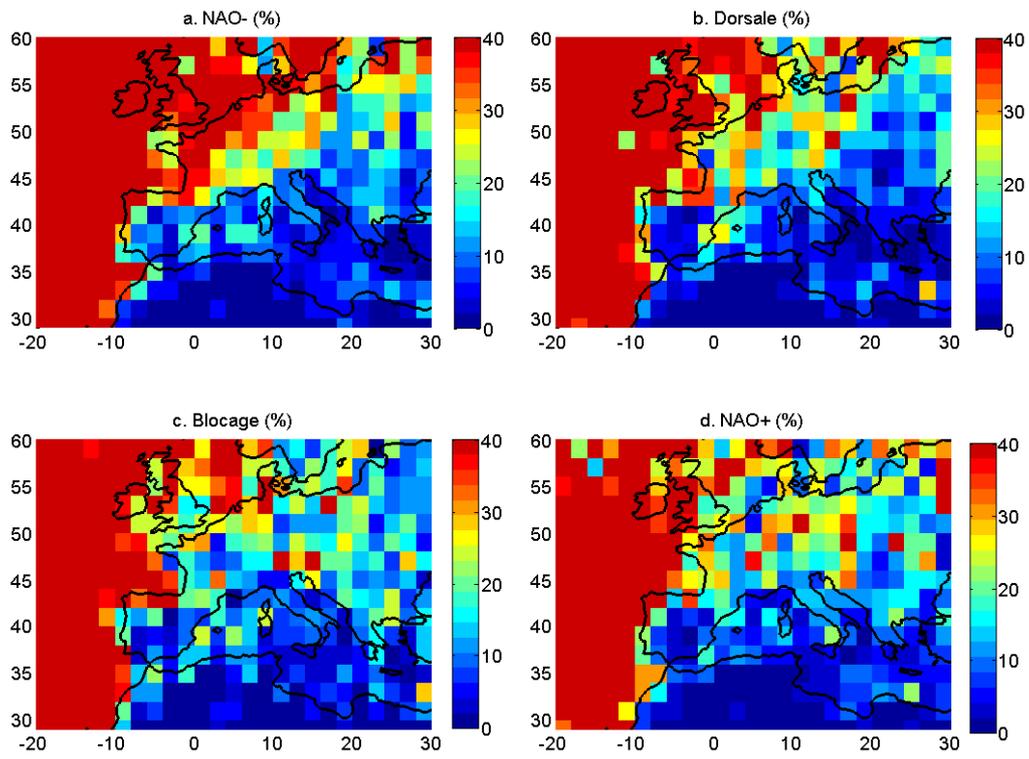


Figure 4.29 : Idem que 4.27 pour les nuages bas

Annexe 4.3: Anomalie de neige hiver 2007 dans la simulation

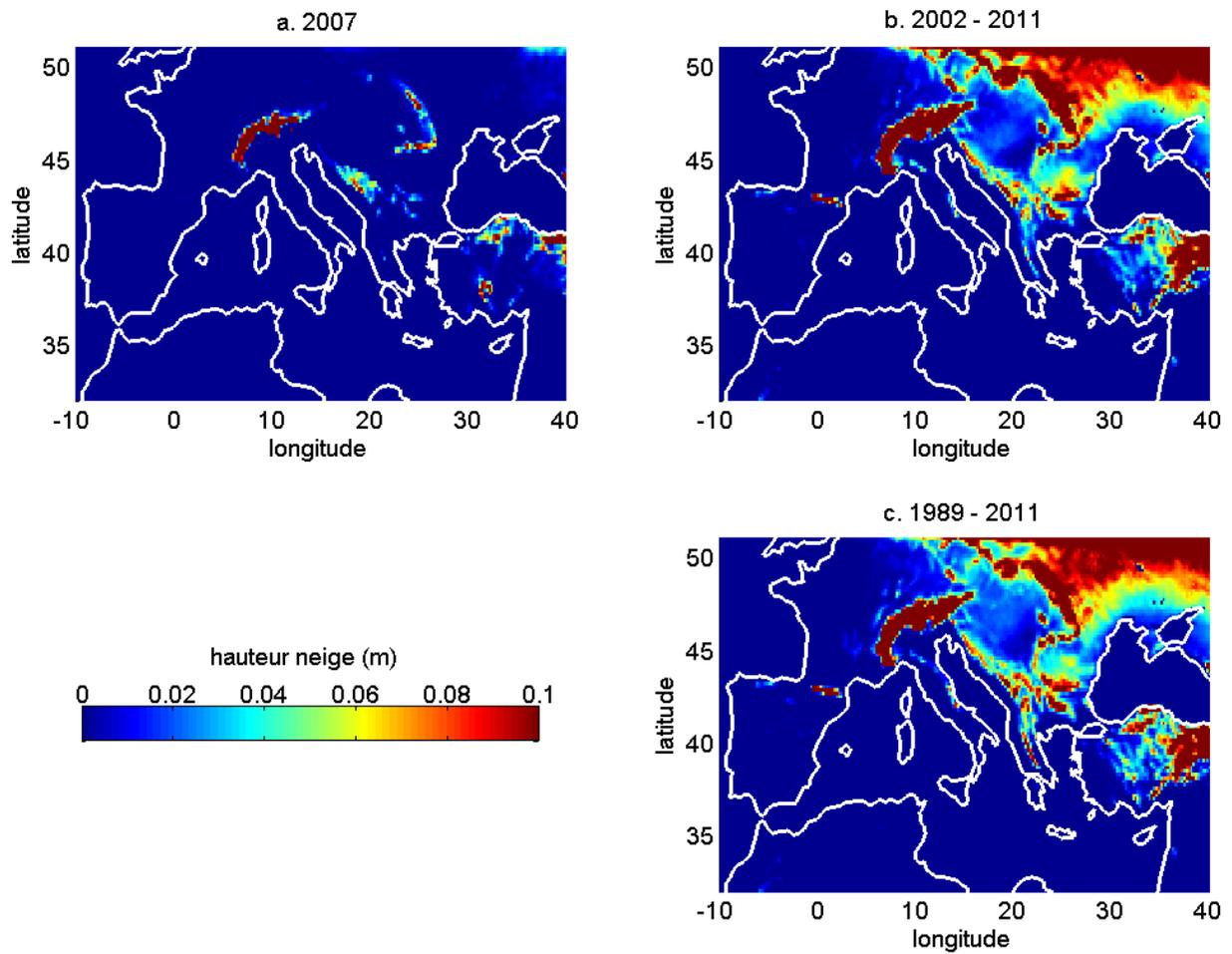


Figure 4.30 : (a) Hauteur moyenne de la neige pendant l'hiver 2007 en NAO+. (b) Hauteur moyenne de la neige sur les hivers 2002-2011 en NAO+ (c) Idem que (b) pour 1989-2011. La hauteur de la neige est simulée par WRF/MedCordex.

Annexe 4.4 : Anomalies simulation calculées par rapport à 2002-2011

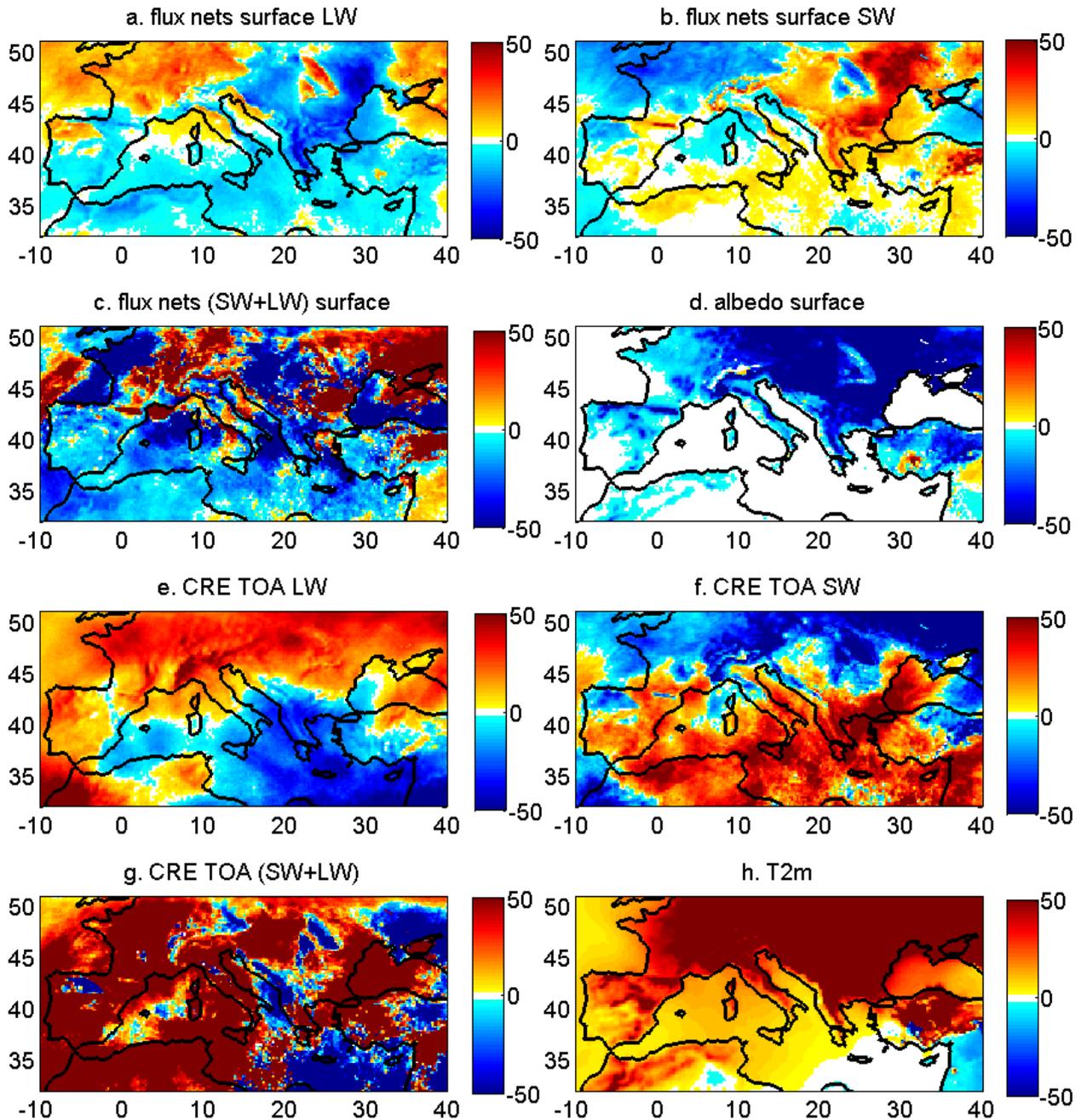
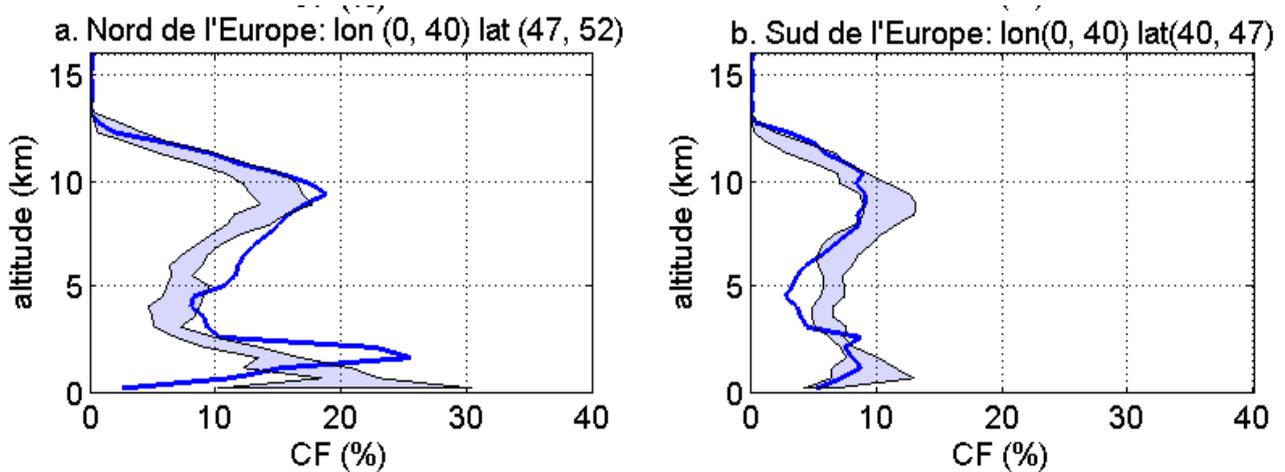


Figure 4.31 : Anomalies relatives (%) calculées avec la simulation WRF/MedCordex suivant Eq. 4.8 pour (a) le flux net de surface LW, (b) le flux net de surface SW, (c) le flux net total de surface (LW+SW), (d) l'albédo de surface, (e) le CRE LW au sommet de l'atmosphère, (f) le CRE SW au sommet de l'atmosphère, (g) le CRE total (SW+LW) au sommet de l'atmosphère et (h) l'anomalie de température à 2 mètres.

Annexe 4.5 : Fraction nuageuse nord-sud

Pour comprendre l'anomalie positive du flux $LW\downarrow$ sur le nord de l'Europe, les profils nuageux des hivers 2007 à 2014 sont calculés sur le nord de l'Europe (Fig. 4.24). L'hiver 2007 montre un excès entre 2 et 12km par rapport à l'enveloppe contenant 2008-2014. Plus de nuages implique plus d'émissions dans les ondes longues : cela confirme qu'il y a bien anomalie positive de l'effet de serre des nuages sur le continent (sauf sud de l'Europe).



On peut noter qu'au sud-est de l'Europe l'anomalie du $LW\downarrow$ à la surface est négative et celle du flux sortant au sommet de l'atmosphère est positive (Fig. 4.23c et 4.23c). Cela est probablement lié au déficit des nuages sur la zone (Fig. 4.22b) qui impliquerait un déficit de l'effet de serre des nuages, malgré la présence de forte occurrence de nuages hauts entre 10 et 12km. Il faut aussi noter que l'anomalie de vapeur d'eau est moins marquée sur cette région : cela est probablement lié aux caractéristiques du climat continental sec d'hiver.

Annexe 5.1 : Bilan global d'énergie dans l'atmosphère

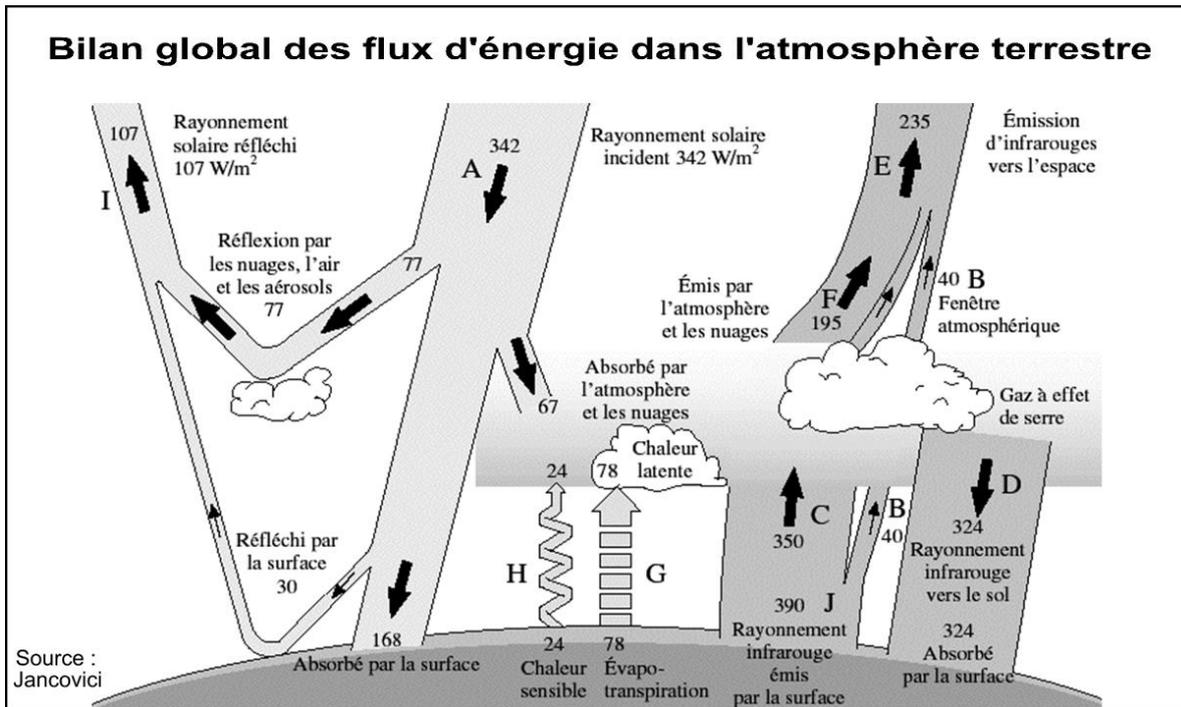


Figure 5.10 : Bilan global d'énergie dans l'atmosphère.

Annexe 5.2: Echantillonnage de CERES dans les ondes courtes et les ondes longues

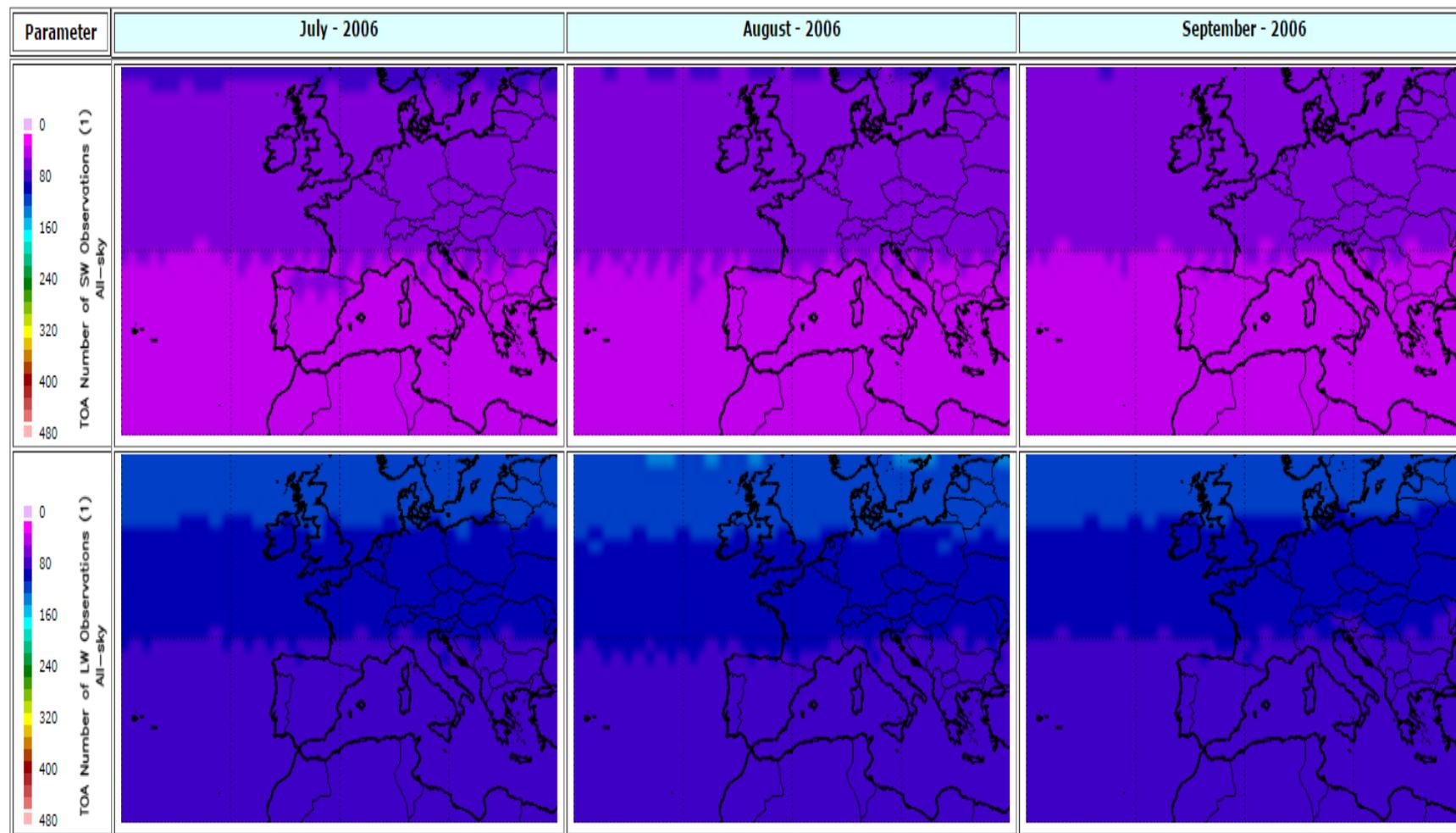


Figure 5.10 : nombre d'observations mensuelles de CERES par pixel sur la région d'étude dans les ondes courtes (1^{ère} ligne) et dans les ondes longues (2^{ème} ligne) en 2006 pour les mois de juillet (1^{ère} colonne), août (2^{ème} colonne) et septembre (3^{ème} colonne). (© www.ceres-tool.larc.nasa.gov)

Annexe 5.3: calcul de fraction nuageuse

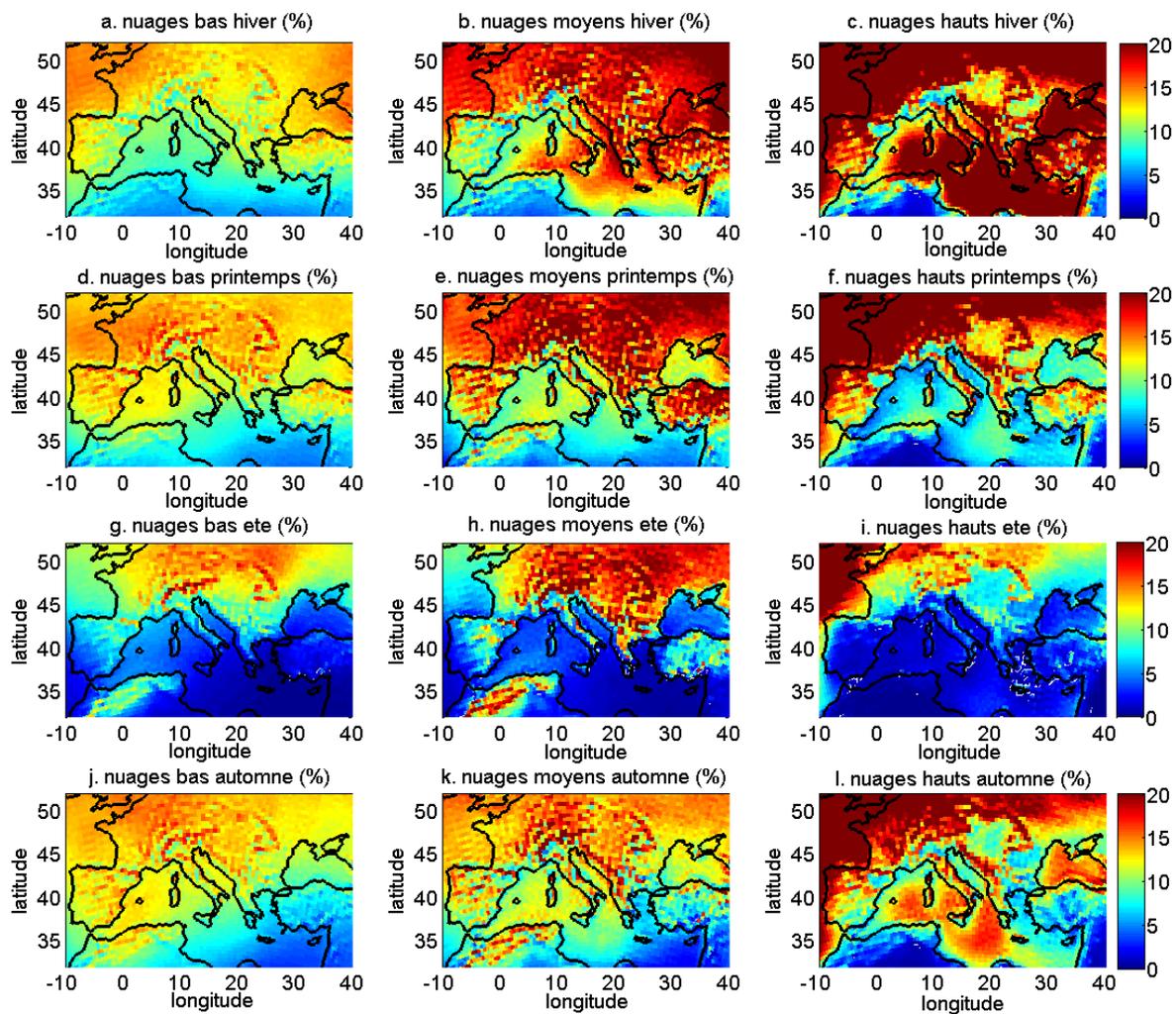


Figure 5.11 : Fraction de nuages bas, moyens et hauts dans les 4 saisons dans une simulation du modèle ALADIN, calculée en cumulant toutes les valeurs verticalement sur les niveaux d'une couche et toutes les 3 heures.

Publication dans *Climate dynamics* (2016): Characterization of vertical cloud variability over Europe using spatial lidar observations and regional simulation.

M. Chakroun ⁽¹⁾, S. Bastin ⁽¹⁾, M. Chiriaco ⁽¹⁾, H. Chepfer ⁽²⁾

(1) Université Versailles St-Quentin, Université Paris-Saclay ; Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06 ; CNRS/INSU, LATMOS-IPSL, Guyancourt, France.

(2) Laboratoire de Météorologie Dynamique, IPSL, Université Paris 6,

Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, France.

Corresponding author: Meriem Chakroun

meriem.chakroun@latmos.ipsl.fr

LATMOS
11bd d'Alembert
78280 Guyancourt, France

Acknowledgments

This work is a contribution to the EECLAT project through *Les Enveloppes Fluides et l'Environnement / Institut National des Sciences de l'Univers* and *Terre, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère / Centre National d'Etudes Spatiales* supports and to the HyMeX program through INSU-MISTRALS support, and the Med-CORDEX program. Simulation was performed using *Grand Equipement National de Calcul Intensif* with granted access to the HPC resources of *Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique* (under allocation i2011010227). The authors would like to thank Climserv team for computing and storage resources. Marjolaine Chiriaco research is directly supported by *Centre National d'Etudes Spatiales*. The authors wish to thank Florian Rouvière, Gregory Césana, and Vincent Noël for their contribution to this work.

Abstract

In this paper we characterize the seasonal and inter-annual variabilities of cloud fraction profiles in both observations and simulation since they are critical to better assess the impact of clouds on climate variability. The spaceborne lidar onboard CALIPSO, providing cloud vertical profiles since 2006, is used together with a 23-year WRF simulation at 20 km resolution. A lidar simulator helps to compare consistently model with observations. The bias in observations due to the satellite under-sampling is first estimated. Then we examine the vertical variability of both occurrence and properties of clouds. It results that observations indicate a similar occurrence of low and high clouds over continent, and more high than low clouds over the sea except in summer. The simulation shows an overestimate (underestimate) of high (low) clouds comparing to observations, especially in summer. However the seasonal variability of cloud vertical profiles is well captured by WRF. Concerning inter-annual variability, observations show that in winter, those of high clouds is twice the low clouds one, an order of magnitude that is well simulated. In summer, the observed inter-annual variability is vertically more homogeneous while the model still simulates more variability for high clouds than for low clouds. The good behavior of the simulation in winter allows us to use the 23 years of simulation and 8 years of observations to estimate the time period required to characterize the natural variability of the cloud fraction profile in winter, i.e the time period required to detect significant anomalies and trends.

Keywords: lidar, clouds, simulation, Europe, natural variability

1. Introduction

Improving our understanding of the internal variability of the European climate is a necessary step to get more reliable prediction of the temperature evolution in the next two decades over Europe (Hawkins and Sutton 2009). Actually, using Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) models and despite the fact that these models may overestimate natural decadal fluctuations, Hawkins and Sutton (2009) show that the climate internal variability is the most important source of uncertainty to predict the regional temperature in the next two decades. By comparing different regions of the world, they also showed that this uncertainty is maximal over Europe compared to other regions. For prediction times of many decades (more than 2 decades), the uncertainty on the future climate prediction is no more dominated by the lack of knowledge on the inter-annual variability, but by the uncertainty of the model itself (eg. the difficulty of the model to reproduce the actual state of the atmosphere) which then becomes the dominant contribution to the uncertainty in the prediction of the future climate at regional scale. The authors suggest that using observations of the current climate state may help to better understand the inter-annual variability of the climate system and to reduce model defaults; doing so may contribute to reduce uncertainties in the prediction of the evolution of the climate at regional scale.

At first order, temperature over Europe is driven by the large-scale atmospheric circulation (e.g. Rojas et al. 2013; Xoplaki et al. 2004). In particular, in winter and summer, European climate is characterized by the succession of four weather regimes resulting from the relative location of three pressure centers: the Icelandic low, the Azores high and the continental highs and lows (Yiou et al. 2007; Cassou et al. 2004, 2005; Vautard 1990). Southern Europe and Mediterranean Basin climates are influenced by the North Atlantic regimes but are also under the influence of the Genoa depression and the Atlas lee depression (Reiter 1975), which drive air masses from the south.

However, large-scale circulation cannot explain all the variability. According to Yiou et al. (2007) temperature anomalies are more and more often influenced by other factors. Clouds are one of these factors and play a major role in the natural temperature variability due to their radiative effects. Chiriaco et al. (2014) showed the spatial correlation between the area of positive temperature anomaly which occurred during July 2006 over Western Europe and the lack of low clouds, using satellite observations. Using observations over 1984-2007, Tang et al. (2012) suggest that clouds over Europe are better indicator of summer maximum temperature changes than the proxies of soil moisture anomalies, and that the summer temperature increase is correlated with total cloud cover decrease. However, clouds remain an important source of uncertainties in our understanding of climate variability (Soden and Held 2006) due to the complex cloud feedbacks with surface and boundary layer, orography and tropospheric environment (air entrainment and humidity). These processes influence the internal variability of climate response and enhance the model uncertainties. Despite these uncertainties, several studies using models have investigated the role of clouds on the present and future climate over Europe. They suggest the increasing of future summer temperature variability particularly for central Europe (Lenderink et al. 2007), a future annual precipitation increase over northern Europe (Kjellström et al. 2011) and a decrease trend of the cloud cover in summer over Europe (Tang et al. 2012). Other authors have shown how model biases in

present climate influence the model response to greenhouse gases forcing. For instance, Boé and Terray (2014) show that climate models with surface temperature strongly sensitive to cloudiness simulate a larger future decrease of cloud cover than other models (over land, in summer). Lenderink et al. (2007) studied temperature variability and the surface energy budget over control period (1961-1990) and future climate (2071-2100) in an ensemble of regional climate models and show that i) temperature variability is overpredicted in the control simulations; ii) temperature variability is very correlated with surface energy budget variability in the models; iii) clouds and radiation are critical to determine the climate sensitivity on Western Europe in summer in regional models.

The goal of this study is to characterize and understand clouds natural variability in the current climate to better assess its effect on European climate characteristics (future work). We will focus on the vertical distribution of clouds because: (i) the clouds radiative effect depend on the vertical distribution of microphysical and macro-physical properties of clouds (Stephens 2005), and (ii) the vertical distribution of clouds is a much more robust signature of climate variability than vertically integrated variables (total cloud cover or radiative fluxes) (Chepfer et al. 2014). Three main questions are then addressed in the current paper: (1) What is the seasonal variability of the cloud vertical distribution over Euro-Mediterranean area? (2) What is its inter-annual variability? (3) Are simulations able to reproduce the amplitude of these variabilities?

To address these questions we used Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) that provides very detailed vertical description of clouds' distribution (Winker et al. 2003) since 2006. This study only focuses on nighttime profiles since cloud detection is more accurate than during daytime (Winker et al., 2009) (see section 2.1). Eight years (since 2006) are *a priori* not sufficient to cover the entire natural variability. Moreover, the satellite under-sampling of the Europe-Mediterranean area due to the sun-synchronous orbit could be an issue for covering the cloud variability. Then, we use a simulation in addition to CALIPSO observations. Requirements for the simulation are (i) covering the Euro-Mediterranean region, (ii) a good spatio-temporal resolution in order to take into account the complex terrain and the influence of the different air masses that characterize the area of study and which influence the cloud formation, (iii) at least 20 years as it is the period where the internal variability is the principal source of uncertainty in the simulation of European climate (Hawkins and Sutton 2009), iv) a nearly 'perfect' dynamics to better evaluate and estimate the fluctuations linked to clouds. A WRF (Weather Research and Forecast Model; Skamarock and Klemp 2008) simulation performed in the framework of HyMex (HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment; Drobinski et al. 2014) and MED-CORDEX (Mediterranean COordinated Regional climate Downscaling EXperiment; Ruti et al. 2015) programs is used as it presents these characteristics: 23 years with outputs every 3 hours, 20×20 km² horizontal resolution, and the nudging option towards ERA-interim reanalysis for wind, temperature and humidity above the boundary layer. Also, the same diagnosis of clouds is needed for both observations and simulation. Since WRF simulates concentration of liquid water, snow and ice which are not directly comparable with the lidar, a lidar simulator (Chiriaco et al. 2006; Chepfer et al. 2008) developed for Global Circulation Models (GCMs) in Cloud Feedback Model Intercomparison Project (CFMIP) Observation

Simulator Package (COSM, Chepfer et al. 2008) has been adapted to WRF and used in this study.

These tools are presented in Sect. 2. An important issue for this regional climate variability study is the satellite under-sampling effect: this issue is addressed in Sect. 3 using two different samplings of the simulation. Also, the vertical distribution of clouds has been carefully evaluated in GCMs, in particular with the GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (GOCCP; Chepfer et al, 2008; Cesana and Chepfer 2012) developed to evaluate clouds representation in GCMs. But it has not been evaluated in regional simulation except for some case studies (e.g. Chaboureaud et al. 2012 for some convective precipitating clouds over western Europe; Chiriaco et al. 2006 for some cirrus clouds in the Paris area). Then, the WRF/MedCordex simulation's representation of the clouds' vertical structure over Euro-Mediterranean area and in particular its ability to reproduce the amplitude of the seasonal variability is addressed in Sect. 4. In sect 5, the inter-annual variability of cloud profiles is studied in both observations and simulation: the ability of the model to detect climate extremes, and the question of the number of years required to cover the entire natural variability are addressed. Conclusions and prospects of this work are presented in Sect. 6.

2. Tools

2.1. Cloud products from observations

CALIOP is a two-wavelength polarization-sensitive lidar that provides high-resolution vertical profiles of clouds. This study is based on the 532-nm channel in parallel polarization analysis. This wavelength is in the visible spectrum making the signal-to-noise ratio reduced during daytime due to solar radiations, affecting the detection of daytime clouds (Winker et al. 2009). Thus, this study only focuses on nighttime profiles. It corresponds to a satellite overpass between 23 UTC and 03 UTC for this region. Results can be different for daily clouds, in particular for low clouds ($z < 3.2$ km corresponding to $P > 680$ hPa) that have an important diurnal cycle. CALIOP's vertical resolution is 30 m from ground to 8.2 km of altitude and 60 m above. Its horizontal resolution is 330 m. Cloud products used in this study are the GOCCP products. They are specially developed for comparison with models, in particular GCM. In GOCCP, while the original horizontal resolution of CALIOP is kept, the original vertical resolution is modified and the profiles are vertically averaged on a GCM typical vertical resolution of 480m (Chepfer et al. 2010). Here, they are adapted for comparison with regional model simulation. Two cloud products are defined:

- $SR_{GOCCP}(z)$ is based on Scattering Ratio (SR) values, which highlight the contribution of particles (condensed water or aerosols) to the lidar signal (Annex 1, eq1). SR is equal to 1 in absence of clouds and aerosols. $SR > 1$ traduces the existence of particles; it is either aerosols or condensed water. The more optically thick clouds, the higher SR values. When the lidar signal is fully attenuated by optically thick clouds, the layers below are obscured and SR values at lower levels become very low (< 0.01). $SR_{GOCCP}(z)$ keeps the GOCCP original resolution horizontally and vertically (over 34 levels from the ground).

- $CF_{GOCCP}(z)$ is the Cloud Fraction computed from SR profiles at 330 m horizontal resolution over the 20×20 km² horizontal resolution of the simulation (see Sect. 2.2) over the 34

vertical layers. Figure 1 shows the model grid and the number of CALIPSO nighttime overpasses during June-July-August (JJA) 2008 over each grid point. With this resolution, some parts are never covered by CALIPSO and the overpass number on the covered grid-boxes varies between 3 and 6 over one season but the number of observed profiles over one grid point is increased by the horizontal resolution of 330m. Cloud detection is based on SR thresholds following Chepfer et al. (2008, 2010): $0.01 < SR \leq 1$ clear, $1.2 < SR < 5$ (existence of particles, could be optically thin clouds or aerosols), and the threshold of cloud detection is set to 5 ($SR \geq 5$). These thresholds are used for each profile at each vertical level (Fig. 10 annex 1). The cloud fraction over a gridbox is then the percentage of cloudy profiles ($SR(z) \geq 5$) by the total number of profiles that are not fully attenuated ($SR(z) \geq 0.1$).

In the current study, SR_{GOCCP} and CF_{GOCCP} profiles observed throughout the period 06/2006 to 12/2011 are used, as it is the common period with the simulation (Sect. 2.2).

2.2. Cloud products from Simulation

2.2.1. SIMULATION SET-UP

A 23-year simulation with the WRF model of the National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Skamarock and Klemp 2008) was performed at 20×20 km² resolution over the Mediterranean basin in the framework of COordinated Regional climate Downscaling Experiment (CORDEX; Giorgi et al. 2009. Note that MED-CORDEX is the Mediterranean focus of CORDEX; Ruti et al. 2015) and HYMEX programs (Drobinski et al. 2014). It performs a dynamical downscaling of the ERA-interim data (Dee et al. 2011) over the period 1989-2011. The model has 28 sigma-levels in the vertical. A complete set of physics parameterizations is used: the Single-Moment 5-class microphysical scheme (WSM5; Hong et al. 2004), the Kain-Fritsch convection scheme (Kain 2004), the Yonsei University (YSU) planetary boundary layer (PBL) scheme (Noh et al. 2003) and a parameterization based on the similarity theory (Monin and Obukhov 1954) for the turbulent fluxes. The radiative scheme is based on the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al. 1997) and the Dudhia (1989) parameterization for the longwave and shortwave radiations, respectively. The lower boundary conditions of the WRF model are provided by the land surface model (LSM) Rapid Update Cycle (RUC) (Smirnova et al. 1997, 2000). Nudging above the boundary layer is used in order to avoid the small-scale variations to generate a large-scale that would diverge from the observed large-scale structures inside the limited area (Stauffer and Seaman 1990; Salameh et al. 2010; Omrani et al. 2013). Hence it allows us to compare the structure of clouds with the same large-scale environment.

This simulation has been already used for several studies and has been evaluated against data for temperature (e.g Chiriaco et al. 2014; Stefanon et al. 2014), precipitation (e.g Flaounas et al. 2013, 2014; Lebeaupin-Brossier et al. 2015; Vaittinada et al. 2015) and wind (Omrani et al. 2014).

Cloud outputs are mixing ratios of ice, snow and liquid and are interpolated on the same vertical resolution as GOCCP between the ground and 16 km, which corresponds to 34 levels. They are available every 3h.

2.2.2. LIDAR SIMULATOR AND DATASETS

To compare WRF outputs with CALIPSO lidar observations, we use a methodology similar to the one followed by Chepfer et al. (2008) and Cesana and Chepfer (2012) comparing CALIPSO observations with a GCM. Also we define two datasets to better assess the issue of sampling. The methodology then consists in i) extracting two different datasets of WRF vertical profiles: one that uses the total grid of the simulation and another one using the satellite horizontal and temporal resolutions (see details below) ii) from these extracted profiles, computing the lidar profiles that would be observed by CALIPSO if the satellite were flying above the simulated atmosphere (Chepfer et al. 2008), iii) using the same SR bins as the ones used for GOCCP, iv) computing the cloud fraction from the simulated SR profiles as the percentage of $SR(z) \geq 5$ per grid-box as done to produce CF_{GOCCP} (see Sect. 2.1.).

The first dataset is obtained by extracting one profile per night, at 00 UTC, over each grid box. It corresponds to about $2 \cdot 10^6$ profiles for one season. The covered period is 1989-2011. The second dataset corresponds to the profiles that are coincident with CALIPSO tracks, at the closest time of CALIPSO overpass (i.e either 00 or 03 UTC). As CALIPSO horizontal resolution is 330 m while the WRF one is 20 km, the number of CALIPSO profiles that fall into one WRF grid-box varies between 0 (Fig. 1a) and 85 (depending on the fact the track crosses the box along its diagonal or only at its corner or not at all). The WRF profiles are duplicated to obtain a CALIPSO like track with the same number of CALIPSO profiles over a grid-box, to give to each grid box the corresponding weight. However, we have tested the extraction of cloud profiles without duplicating the profiles (using only one WRF profile per grid-box that is crossed over) and the differences are very negligible for the current study. Over one season, the number of profiles of this second dataset is about $8 \cdot 10^7$ (obtained from $5 \cdot 10^4$ profiles, before duplicating). The available period is 2006-2011.

A lidar simulator is associated to these WRF outputs. It consists on computing the lidar signal (equation 2 in annex 1) from WRF outputs considering the effective radius r and size distribution $n(r, z)$ of each meteor (here liquid, ice and snow). Since these parameters are not direct outputs of the model and since the simulator is offline the model, they are computed from the mixing ratio of ice (Q_i), snow (Q_s) and liquid (Q_l) (outputs of the model) using the microphysical equations used in the parameterization (here WSM5). WRF outputs (Q_i , Q_l , Q_s , pressure and temperature) are interpolated on a regular vertical grid first and then the lidar signal is computed giving SR profiles for the two datasets. Afterwards, cloud fraction profiles are computed following the same method as for observations (Sect. 2.1). The variables obtained are $SR_{WRF+sim}^T(z)$ and $CF_{WRF+sim}^T(z)$ for the first dataset and $SR_{WRF+sim}(z)$ and $CF_{WRF+sim}(z)$ for the second dataset, both over period 2006-2011 (Tab. 1). The exposant T is for the total simulation dataset.

Figure 2a is a randomly picked scene showing an example of the vertical profiles of $SR_{GOCCP}(z)$ along a CALIPSO track (2009-01-19 at night) between 30°N and 50°N latitudes and 3°E and 5°E longitudes. The same scene is represented in Fig. 2b with the simulated total condensed water mixing ratios, while Fig. 2c shows $SR_{WRF+sim}(z)$. The red shadows in Figs. 2a-c show the cloud structures, the dominant blue represents the clear sky and the dark blue indicates that the signal is fully attenuated. As the model does not simulate aerosols, the boundary layer is not properly represented in the simulated profiles (Figs. 2b and c).

Clouds detected by CALIOP shown in Fig. 2a are simulated by the model most of the time (Fig. 2.b and c) despite few differences (around 32°N, around 49°N). In this case study, the vertical cloud structure is less variable in the simulation than in the observations. This result of bigger and more persistent clouds in terms of occurrence and lifetime in regional simulation over Europe is expected and has been shown in previous studies with mesoscale models: e.g. the evaluation of some cirrus clouds case studies (1-2 months) of the fifth-generation Pennsylvania State University-NCAR Mesoscale Model (MM5) with ground-based measurements over France (Chiriaco et al. 2006) and over Europe with Ice, Cloud and land Elevation Satellite (IceSat) lidar observations (Chepfer et al. 2007).

The comparison between Fig. 2b and c illustrates the importance of comparing lidar observations with a similar simulated signal:

- the lidar signal can be fully attenuated, masking lower clouds even if they are simulated: for instance at 43°N, between 5 and 7 km, high mixing ratio are simulated, while SR(z) value is less than 0.01.
- a weak mixing ratio may be associated to significant SR value (e.g. between 40 and 41°N or between 46 and 48°N). It's due to the fact that SR (z) is a signature of the optical depth and optical properties of clouds (type of particles, size, concentration), and not only of the particles concentration (Chepfer et al. 2013).

In the current study, these tools are used to characterize the seasonal and interannual variabilities of the vertical structure of clouds over the Euro-Mediterranean region. As shown by Fig. 1, the orbit of the satellite does not allow us to evaluate the spatial variability of clouds at these spatial and time scales.

Before using the tools for inter-annual variability studies, two steps are necessary: (i) evaluate the biases caused by the satellite under-sampling (Sect. 3), and ii) evaluate the biases of the modeled clouds (Sect. 4).

3. Bias due to satellite under-sampling

The number of satellite tracks over one season is limited in a grid-box. Figure 1a shows that CALIPSO does not overfly all the grid elements at 20×20 km² resolution, and that the maximum number of overpasses over one grid-box is 6 in one given season. To study cloud variability at this spatial scale and resolution, it is then necessary to cumulate enough profiles temporally or spatially. This section aims at quantifying the bias in the cloud variability due to the satellite under-sampling, depending on the number of seasons cumulated.

3.1. Cloud fraction profiles

The effect of satellite under-sampling on cloud fraction profiles is examined here by using only the simulation, as a complete sampling is by definition not available in observations. Comparing complete sampling and satellite sampling of the same dataset (here the simulation) will allow only focusing on biases due to the sampling (so not also the biases of the simulation). Black lines (computed over around $2 \cdot 10^6$ profiles) in Fig. 3 represent $CF_{\text{WRF+sim}}^T(z)$, cloud fraction profiles extracted every 00 UTC over the entire domain, i.e one profile per grid box. They are compared to the red lines (computed over $5 \cdot 10^4$ profiles) representing $CF_{\text{WRF+sim}}(z)$, cloud fraction profiles following the CALIPSO sampling, i.e either 0 profile over a grid box or several profiles duplicated to get the same number of WRF profiles than CALIPSO profiles in this grid box. Cloud fraction profiles are computed from the WRF/MED-CORDEX simulation using the lidar simulator (Sect. 2.2.b) and averaged over the domain and over the years (2006-2011) for each season.

For the four seasons (Fig. 3), CALIPSO sampling does not generate real bias on lidar cloud fractions, $CF_{\text{WRF+sim}}(z)$ being very similar to $CF_{\text{WRF+sim}}^T(z)$. Note that the differences are only observable for high levels ($z > 6.5$ km corresponding to pressure $P < 440$ hPa) because of the small cloud fraction values below 6 km (Fig. 3). This aspect will be discussed in section 4. For high levels, the maximum errors of cloud fraction for one layer are around 3 % over one season (Tab. 2). The absolute value of the relative errors averaged vertically over high levels are smaller in winter (5%) and spring (7%) than in fall (9%) and summer (21%). The errors may seem large in fall and summer; it is due to the small vertical shift of the profiles, which enhances the relative difference between the two profiles at levels where the cloud fraction is not maximal. The maximum of difference in cloud fraction is approximately the same for the four seasons and less than 5%. This shift of high clouds level due to satellite under-sampling may be linked to the occurrence of deep convection happening in summer and fall inducing local mesoscale clouds (Funatsu et al., 2009) that are more likely to be missed by the satellite because of their short lifetime and small spatial extent (Rysman et al., 2013).

For mid and low levels, the values of cloud fraction differences between $CF_{\text{WRF+sim}}(z)$ and $CF_{\text{WRF+sim}}^T(z)$ are very small (around 0.1 %). The average relative errors at these levels remain weak though: 6% in fall, 9% in spring and 11% in summer. Notice that in winter, the biases for mid-levels reach 13% related to a vertical shift at 6 km. The origin of the underestimate of low and mid clouds is discussed in the next section.

3.2. Histograms of scattering ratio

To go further in details and have an idea about the physical properties of clouds overestimated/missed with the CALIPSO under-sampling, 3D SR histograms are analyzed (Fig. 4). These histograms provide detailed vertical information on cloud optical and physical properties. Two simulated SR histograms are compared: (1) the distributions of SR(z) occurrence for each altitude and SR bin when cumulating SR profiles following CALIPSO tracks ($SR_{\text{WRF+sim}}(z)$, Fig 4a); (2) the same but with the full resolution of the simulation ($SR_{\text{WRF+sim}}^T(z)$, Fig 4b).

In each histogram, the first bar is the percentage of fully attenuated profiles ($0 \leq SR(z) < 0.01$) and the second bar corresponds to clear sky profiles ($0.01 \leq SR(z) < 1.2$). The 3rd and 4th bars are for unclassified profiles ($1.2 \leq SR(z) < 5$). The subsequent bars are for cloudy profiles ($SR(z) \geq 5$). Figures 4a and b are very similar: great attenuation below 7 km, many high clouds with $5 \leq SR(z) < 20$ and some low level clouds with $40 \leq SR(z) < 60$. The similitudes show that the total SR distribution is not significantly affected by the sampling of the satellite.

Figure 4c shows the absolute difference between Fig. 4a and 4b. In average, the differences due to CALIPSO sampling for $1.2 \leq SR(z) < 20$ below 7km and for the $SR(z) \geq 20$ (all altitudes) are under 0.25% (grey shade). For $5 \leq SR(z) < 20$, the differences at high levels are around 2%. The largest differences occur for the $0.01 \leq SR(z) < 3$ (clear sky and unclassified profiles) at altitudes between 12 and 14 km.

Figure 4c is then separated onto seasons (Fig. 4d to f). Focusing on one season leads to greater biases due to under-sampling, as fewer profiles are cumulated. Nevertheless, differences remain very low whatever the season as for the total SR histogram, and most differences are detected whether for high levels or mid-levels in winter and spring. The greatest errors in terms of magnitude (for values passing the threshold of cloud detection $SR(z) = 5$) are detected in fall and summer consistently with Fig.3 but the differences appear on more levels in spring and winter (than fall and summer) in cloud fraction profiles (Fig. 3). Consequently, the biases of sampling detected in cloud fraction profiles (sect. 3.1) correspond mostly to SR values between 5 and 20. Also, for high clouds (above 8 km) the errors are maximal in fall in Fig.4 while it was summer in Fig 3: this is linked to the definition of the cloud fraction (cf. sect. 2.1.) explaining that the cloud fraction depends on cloudy profiles but also on fully attenuated profiles. Between 8 and 10km, there are more differences of fully attenuated profiles in fall than in summer (signal drowned in the grey shade): this explains why the errors of cloud fraction are bigger in summer even though SR shows more differences of cloudy profiles in fall. The overestimate and underestimate of SR values due to CALIPSO under-sampling depend on the levels. Around 9-10 km, where the maximum of clouds is detected, the satellite under-sampling always leads to an overestimate of SR values (as the cloud fraction in Fig3).

Only simulation is used in this section, despite the fact it very likely contains biases in the representation of clouds. The estimation of these biases is the purpose of the next section, and in particular concerning the seasonal cycle of clouds. Further computations of sampling errors that would have been estimated by observations are presented in table 3 and discussed in the conclusion.

4. Characterization of the seasonal cycle and ability of the model to reproduce it

For meso-scale models, cloud biases have been detected in previous studies, but only for some case studies (Chiriaco et al. 2006; Chepfer et al. 2007; Chaboureau et al. 2002). The aim of this section is to provide an evaluation of clouds over the entire Euro-Mediterranean region and throughout several years of observations. Hence, both the mean annual and seasonal biases of the vertical distribution of clouds and the difference of amplitude of the seasonal cycle will be assessed. The average annual cycle is studied using observations and the simulation over the period June 2006 to December 2011. Only the simulation along the satellite tracks is used here in order to be consistent with observations. The seasonal variability of cloud fraction profiles is studied separately over continental Europe and over the Mediterranean Sea. Using land/sea mask, continent stands for the grid-boxes over continental Europe in the blue rectangle in Fig.1a while sea stands for the grid-boxes located over the Mediterranean Sea in the red rectangle of the same figure. Note that we also studied the variability over the Atlantic Ocean and as the results were very similar to the continent they are not shown in this paper.

4.1. Cloud fraction profiles

4.1.1. Seasonal cycle

In this sub-section, only observations are examined to describe the seasonal cycle of vertical distribution of clouds. Pink solid lines in Fig. 5a shows $CF_{GOCCP}(z)$ averaged over the continent from 2006/06 to 2011/12. Figure 5b is same as Fig.5a but averaged over the sea. Notice that in our case, continent is located between $40^{\circ}N$ and $52^{\circ}N$ while the Mediterranean Sea is between 30° and 42° . The Mediterranean Sea is under the influence of both mid latitude synoptic disturbances that affects the European climate (in particular winter; Cassou et al. 2004, Yiou et al. 2007) and the subtropical storms (Rysman et al. 2013). The average profile from observations shows that:

- the maximum of cloud fraction occurs around 9km (Fig. 5a and b).
- at a given level, the cloud fraction is greater over the continent than over the sea (Fig. 5a and b). This might be explained by the fact that frontal (ascending large scale motions) clouds and stratocumulus clouds (light subsiding motions and near surface instability) are more frequent over Europe (land) than over Mediterranean Sea (Cheruy and Aires 2009).
- over the continent, low clouds occurrence is equivalent to high clouds occurrence, while over the sea high clouds are a little more frequent than low clouds (Fig. 5b). This might be linked to a lack of stratocumulus and stratus clouds over the Mediterranean (Cheruy and Aires 2009).

In Fig. 5a and b, the pink shades represent the range of seasonal variability, when computing a profile by season, averaged from 2006 to 2011. The purpose of this representation is to estimate the envelope of variability of the vertical profile during a complete annual cycle (in observations), and evaluate its representation in the simulation (Sect. 4.2). The amplitude of the observed seasonal variability shows that the variability of high clouds is equivalent to the variability of low clouds, over the continent as well as over the sea. This seasonal amplitude is estimated to 5 % in terms of cloud fraction for high and low levels.

In Fig. 5c and d, the shades are envelopes containing 4 profiles of relative anomaly of each season comparing to the profile averaged over the 4 seasons and 6 years. It shows that over the continent, the observed relative variability ranges between -40% and 50% of the mean annual cloud fraction profiles (Fig. 5c). This relative anomaly has equivalent amplitude for the different vertical levels. Over the sea the amplitude of seasonal variability is greater for low levels (more or less 100 %) than for mid and high levels (more or less 60%) (Fig. 5d).

To go further in details, the four seasons averaged over 2006 to 2011 are plotted separately in Fig. 5e (continent) and Fig. 5f (sea) for $CF_{GOCCP}(z)$ showing that for both continent and sea, the high clouds in summer and fall (red and light blue lines) are less frequent (especially summer $CF_{GOCCP}(z)$ around 5%) and occur at higher altitude (≈ 10 km) than high clouds in winter and spring (≈ 8 km with $CF_{GOCCP}(z)$ around 9%). This result is expected because of the altitude of the tropopause that is minimal at the end of winter and maximal at the end of summer (Appenzeller et al. 1996) and it affects clouds top height (Gettelman and Forster 2002). The figures also show that the cloud fraction is weak in the mid-levels for the 4 seasons in both continent and sea and particularly in summer over the sea. The low clouds are frequent in winter over both continent and sea. Summer and fall profiles show a second maximum at low levels, even if less pronounced than winter, while

spring profiles show more homogeneity from ground up to 6-7 km.

The great relative variability of $CF_{GOCCP}(z)$ over the sea shown in Fig 5d around 2-3 km is explained by the small values of $CF_{GOCCP}(z)$ in summer while they are large in winter (Fig. 5f). Note that winter clouds are under the large scale influence while summer clouds are under mesoscale influence (air-sea fluxes, topography) (Chaboureau and Claud 2006).

4.1.2. Simulated seasonal cycle

The seasonal vertical cloud structure has been characterized with CALIPSO observations. The goal of this sub-section is to evaluate this structure in the simulation and focus on the similarities and the differences with the observed seasonal variability.

As for observations, the average simulated cloud fraction profile is maximal around 9km (blue line in Fig 5a and b). Nevertheless, in average, the simulation over-estimates high cloud fraction (above 6 km), for both continent ($CF_{WRF+sim}(z=9 \text{ km}) = 30\%$ while $CF_{GOCCP}(z=9 \text{ km}) = 10\%$) and sea ($CF_{WRF+sim}(z=9 \text{ km}) = 20\%$ while $CF_{GOCCP}(z=9 \text{ km}) = 7 \%$); the difference of the magnitude of the maximum of high clouds between observations and the simulation is larger over the continent than over the sea.

Under 6 km, the cloud fraction is under-estimated in the simulation over both areas. The fact that WRF overestimates the high clouds probably enhances the underestimate of low and mid clouds due to the exacerbated attenuation of simulated lidar profiles. Nevertheless, another study based on comparisons of the same simulation but with ground-based lidar located near Paris (France) shows that the model actually under-estimates the amount of low clouds, in particular in summer (Bastin et al., under review). Figures in Annex 2 also confirm that this underestimate of low clouds is not only due to lidar attenuation: the map of low clouds directly computed from the total condensed water in the simulation (hence without the lidar simulator) shows that they are almost absent in summer (less than 10%). The wrong vertical distribution of cloud layers has already been noticed with a mesoscale model for some case studies (Chaboureau et al. 2012) and the under-estimation of low clouds in summer is also a known result for GCMs in general over mid-latitudes (Cheruy et al. 2013).

Despite this bias, the range of seasonal variability of $CF_{WRF+sim}(z)$ (blue shade) is by the same order of magnitude than the range of seasonal variability of $CF_{GOCCP}(z)$ over the continent (Fig. 5a), but is larger over the sea for the high clouds and narrower for mid and low clouds (Fig. 5b). It is confirmed by the relative seasonal variability profiles (blue shades in Fig. 5c and d), showing that:

- Above 9 km, the simulation and the observations have equivalent amplitude of relative variability (more or less ~50%): even if the result is true over both continent and sea, the simulated variability at this altitude is closer to the observed variability over the sea.
- For mid and low clouds, the simulated amplitude of the relative variability over continent is twice greater than the observed amplitude (more or less 100% against 50%). Over the sea, the simulated relative variability is greater than observed but the magnitude is by the same order.

Both observations and simulation agree that:

- The relative range of variability of mid and low clouds is greater than the relative range of variability of high clouds: In the simulation, this could be due whether to real seasonal variability of clouds in the model or a bias due to the very weak amount of clouds at low and

mid levels. Actually, a great relative anomaly could be due to a great absolute anomaly but also to a weak cloud fraction.

- Mid and low levels variability is greater over the sea than over the continent, especially due to summer differences.

Analyzing separately the four seasons (Fig. 5 g and h) shows that despite the overestimate of high clouds and the underestimate of low clouds, some characteristics of the observed profiles are well simulated by the model over both areas: (i) a maximum at 10 km for summer and fall and at 8 km for winter and spring; (ii) less mid clouds than high clouds over both areas (Fig. 5 e and f), with an almost zero $CF_{WRF+sim}(z)$ at these levels (except for winter where it's around 2.5 %); (iii) a second maximum at low levels except in spring. This maximum is less pronounced in simulation than observations but exists except over the sea in summer: Fig. 11 d and e (Annex 2) show that in summer no mid or low clouds are represented over the sea. This figure also gives an idea of the spatial variability of occurrence of cloud layers from the simulation, even if not evaluated against observations.

4.2. Histograms of scattering ratio

Section 4.1. showed that the simulation over-estimates the occurrence of high clouds and under-estimates occurrence of low clouds, in particular in summer, but reproduces consistently the seasonality of clouds occurrence at each level and the amplitude of relative seasonal variability over the sea (Fig. 5d). It is now necessary to understand which clouds, in term of physical properties, are simulated for each season, in particular because the occurrence of clouds is not enough to evaluate the properties of clouds that can also present a significant variability. Since SR values are linked to the optical depth and optical properties of the cloud particle (type of particle, size, and concentration) (Chepfer et al. 2013), histograms of $SR(z)$ are computed (Fig. 6) following the same method as in Fig. 4a-b, by cumulating SR profiles from 2006 to 2011 in each season (each line in the figure).

We first focus on $SR(z)$ values greater than 5, passing the threshold of cloud detection. Both simulation and observations agree that the SR occurrence is dominant between 6 and 12 km and for $5 < SR(z) < 20$ at all seasons. The overestimate of simulated high clouds (Sect. 4.1.2.) is mostly an overestimate of high clouds with low $SR(z)$ values ($SR(z) < 20$), and the occurrence of $5 \leq SR_{WRF+sim}(z) < 20$ is around 7% when occurrence of $SR_{GOCCP}(z)$ is around 2%. In the observations, low clouds are dominated by strong $SR(z) (>60)$, a cloud category which is entirely missed by the simulation, whatever the season. Those clouds probably correspond to stratus clouds that appear mostly over Atlantic Ocean and continental Europe and stratocumulus clouds that appear particularly over Atlantic ocean but also over Europe and Mediterranean (Cheruy and Aires, 2009). Stratus clouds are formed when moist air near ground level starts to condensate (Khvorostyanov, 1995) while stratocumulus clouds are driven by convection and associated most of the time to strong temperature inversion at the top of the boundary layer (Cheruy and Aires, 2009). For these low clouds, only clouds with $40 \leq SR(z) < 60$ are simulated. For mid-levels, the $SR(z) > 60$ are also missed by the simulation.

The first bar of each SR histogram ($SR(z) \leq 0.01$) represents the full attenuation of the lidar. The number of fully attenuated profiles is greater in the simulation and the attenuated profiles occur at higher levels than the observed ones, whatever the season. This is consistent with the overestimate

of high clouds and suggests that even if it's not the main reason explaining the lack of low and mid clouds, the overestimate of fully attenuated profiles increases the low and mid clouds deficit in the simulation using the lidar simulator. Also note that SR values for high clouds in the simulation are less than 20: so, the attenuation is mostly induced by the vertical extent of clouds as the optical depths of each layer are additive: typically $SR(z) = 5$ corresponds to an optical depth of 0.07 for a cirrus of 1 km depth at 10 km (Chepfer et al. 2013). This means that for clouds of 5 km depth, the optical depth is around 0.35.

This histogram representation also confirms that despite the differences between simulation and observations, the seasonality of $SR(z)$ distribution is respected in the simulation:

- In winter (Fig 6a and b): the simulation creates, in comparison to other seasons, a large amount of low thick clouds and some thinner clouds, even if they are underestimated. The large amount of high clouds with $SR(z) < 20$ is also simulated.
- Spring (Fig. 6c and d) and fall (Fig. 6g and h) histograms are very similar, with many high and optically thin clouds in both observations and simulations. The difference between spring and fall, spotted by observation as well as simulation, is that in spring there are more mid optically thin clouds.
- In summer, the minimum of mid clouds observed with GOCCP (Fig. 6e) in comparison with other seasons is also simulated.

To summarize, the simulation overestimates high clouds with low $SR(z)$ values whatever the season over different layers (more than 6 layers with our vertical resolution) and this leads to a lot of attenuation of the simulated lidar signal. Low clouds as detected by a lidar are underestimated in the simulation, in particular the low very thick clouds that are present in the observations: it is both a consequence of the over-estimation of the fully attenuated profiles and a real underestimate of low clouds as it was explained in Sect. 4.1. However, the seasonality of $SR(z)$ histograms is well captured by the model.

As expected, the simulated clouds' vertical structure showed high differences with the vertical structure observed by CALIPSO. This highlights the importance of the vertical structure: the overestimate of high clouds would compensate with the underestimate of low clouds when computing cloud cover and the model biases would have been smaller (computing the vertically averaged cloud fraction: simulation 5%, observations 3.7% over the sea and 8% versus 5.6% over the continent). A new important result is the ability of the model to simulate the amplitude of the seasonal variability of the cloud distribution (vertical distribution and $SR(z)$ values distribution). This allows us to use these datasets (simulation and observations) to address the issue of the inter-annual variability of cloud vertical profile.

5. Inter-annual variability

5.1. Amplitude of inter-annual variability

The goal of this section is to study the inter-annual variability of the vertical cloud structure over Europe with observations and evaluate the simulation's ability to reproduce it over the 6 common years. Shades in Fig. 7a (continent) and b (sea) show the standard deviation (STD) of the 2006 to 2011 winter cloud fraction profiles for both simulation and observations. Figures 7c and d are the same but for summer. This STD calculation is an estimation of the inter-annual variability in a

given season. The altitude where the observed variability (pink shade) is maximal or minimal is well reproduced by the simulation (blue shade), for winter over both continent and sea and for summer over the sea.

In winter, the range of inter-annual variability of the observed cloud fraction is greater for high levels than for mid and low levels (Fig. 7.a and b). The smaller variability of low clouds over the sea and the continent is not related to a smaller occurrence of clouds since Fig. 5e and f indicate that the cloud fraction of high clouds is equivalent to the cloud fraction of low clouds for both continent and sea, in the observations. The simulation well reproduces the behavior of the observed inter-annual variability with greater amplitude for the high levels.

In summer (Fig. 7c and d), the amplitude of the observed inter-annual variability shows a different behavior from winter. Over the continent, mid-level cloud occurrence is variable from one year to another, such as for low clouds. High clouds occurrence is more stable from one year to another. Over the sea, the high cloud occurrence is a little bit more variable than the mid and low ones. Simulation does not well reproduce this variability: the variability is large at high levels only for both areas. The weak variability of simulated low clouds is probably due to the small cloud fraction simulated in summer (Fig. 5g and h, red profiles).

Anyway, the simulation always over-estimates the range of inter annual variability for high clouds, whatever the season and the area (Fig. 7a to d). This over-estimation is enhanced when considering the total envelope of variability of clouds (maximums and minimums for each layer) traducing the behavior of extreme values (solid lines in Fig. 7e, f, g and h) instead of the mean one (shades in Fig. 7). For high clouds, the inter-annual variability is very large in the simulation, and the extreme events in terms of cloudiness are intense in winter and in summer over the continent. The relative range of the total variability of high clouds is around 25 to 50% greater than the STD in the simulation (comparing the solid blue line with the blue shade) versus 30 to 60% greater for observations (comparing the solid pink line with the pink shade) over both continent and sea for winter and summer.

Extremes are less intense at low and mid-levels, in particular in summer for the simulation where there are almost no clouds.

To compare this variability with the uncertainty linked to the satellite sampling, $CF_{WRF+sim}^T(z)$ (i.e. with the complete simulation sampling) STD is also plotted in black line in Fig. 7a and b. The inter-annual variability of the $CF_{WRF+sim}^T(z)$ has the same behavior than the inter-annual variability of $CF_{WRF+sim}(z)$ with some differences that depend on the levels, the season and the area. In winter, the relative errors of estimation of the amplitude of inter-annual variability of high clouds are around 15% over the continent and 20% over the sea where it's more dependent on the altitude; the maximum of error is reached at 8km (50%). In summer, the variability is strongly modulated by local events (storms and mesoscale convective systems). These events, occurring typically at spatial scales ranging between 10 km to 100 km during less than 3 hours (Rysman et al. 2013), are more easily missed by CALIPSO considering its undersampling. It generates significant differences of variability between the two samplings (Fig. 7c and d), the total one being less variable than the CALIPSO one. It is then more questionable to study the inter-annual variability of clouds in summer from observations at this spatial resolution of $20 \times 20 \text{ km}^2$.

5.2. Clouds natural variability in winter

The purpose of this section is to analyze the 8 years of observations and 23 years of simulation taking into account the model biases evaluated previously to try to estimate the natural variability of clouds and how much these respective datasets can be used i) to detect extremes and ii) as a referent period to detect possible trends. The simulation's full resolution (one profile per night extracted at 00UTC for each grid-box) is used. Only winter is considered: actually Sect.5.1 showed that the inter-annual variability is better simulated in winter than in summer, and is less affected by the satellite sampling.

Figure 8a shows the $CF_{WRF+sim}^T$ anomaly simulated profiles averaged over the Mediterranean Sea for every winter from 1990 (December 1989, January and February 1990) to 2011 (December 2010, January and February 2011) compared to winter mean 2007-2011 (blue profile in Fig. 5h; this period is used as it is the common period for observations and simulations, which is important when computing anomalies). Figure 8b is the same as Fig. 8a for observations for each winter with available observations from 2007 to 2013. The anomaly is compared to winter mean 2007-2011 (pink profile in Fig. 5f). Fig. 8c and d are the same as Fig. 8a and b over the continent.

Despite the model biases leading to an overestimate of high clouds and an underestimate of mid and low clouds and despite the biases due to satellite under-sampling in winter (cf. 5.1), the sign of observed anomalies are most of the time reproduced by the simulation during the 5 years and at the right altitudes: the 2008 strong negative anomaly of high clouds over both sea and continent, the 2011 positive anomaly of high clouds over the sea and mid clouds over the continent and also the 2010 strong positive anomaly signal of high clouds over both continent and sea that are detected with CALIPSO are also simulated by the model. Some observed anomalies are poorly simulated by the model, particularly over the continent. The obvious ones are: the positive anomaly of 2007 observed at 8 km (Fig. 8.d) that is negative with the simulation (Fig. 8.c) and the almost null observed anomaly of 2009 around 8km is simulated as a strong positive anomaly. Also, the variability of the maximum altitude of the anomalies are most of the time well reproduced by the model (e.g. in 2010 over the continent, altitude max= 10km, 2009 low clouds altitude max = 2km) and sometimes not (altitude max of high clouds anomaly over the sea in 2007 = 12km for observations and 9km in the simulation). Some other particular anomalies are noticed over the 22 years: e.g. the 1996th high clouds signal but at a different altitude than in 2010 over the sea, the 1991-1993 enhanced low clouds signal also over the sea, the 1994 high clouds signal over the continent.

Some high cloud strong anomalies only appear over the continent (high clouds positive anomaly in 1994) or over the sea (negative anomaly of low clouds in 2007) while others appear over both areas (2010 high clouds anomaly). This highlights the importance of the spatial distribution of clouds that is not very discussed in this paper because it cannot be seriously evaluated. However, the separation between sea and continent is useful.

Winter 2010 shows a strong anomaly of high clouds occurrence, even when compared to the 22-year-time series (Fig. 8a and c). The horizontal map of high cloud fraction of winter 2010 anomaly relative to the cloud fraction averaged over the 22 winters of the simulation is shown in Fig. 12 (annex 3). As discussed by Cattiaux et al. (2010), winter 2010 is associated with a particularly cold season resulting from the persistence of the negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO⁻). During the negative phase of the NAO, storms bring moist air from the Atlantic into the

Mediterranean Sea and dry and cold air over northern Europe (Trigo et al. 2002) and cloud systems are frequent over the western part of the Mediterranean Basin (Chaboureaud and Claud 2006): the signature of high clouds storm track over southern Europe and the Mediterranean Basin (CF anomaly around 5%) is noticeable in Fig. 12 (annex 3), as well as the advection of dry and cold air favoring clear sky (and hence negative anomaly of clouds) over Northern Europe (Trigo et al. 2002). However, winter 2010 shows an even stronger cloud fraction anomaly over the eastern part of the domain where it reaches 9%. Deeper analysis of this winter in terms of interactions between clouds and dynamics is then needed but beyond the scope of this study.

ERA-Interim reanalysis, which forces the simulation, contains the large-scale conditions which drive cloud anomalies: it is then rational that the simulation is able to reproduce these specific anomalies. It gives us confidence to use the complete time-period of this simulation to quantify the amplitude of cloud variability over two decades. It should allow determining how many years are needed to cover the effect of internal climate variability on cloud vertical profile, at present and without any external forcing.

In Fig. 9a, the mean value of CF at 9.5 km (altitude where CF is maximal in 2010) is extracted each year over the Mediterranean Sea. It gives 22 values of $CF_{9.5}$. The blue bars represent the standard deviation (STD) of these $CF_{9.5}$ (y-axis) estimated by varying the number of years (x-axis): the first blue bar is the $CF_{9.5}$ STD over 5 years (from 2007 to 2011), the second over 6 years (2006 to 2011 for the simulation (blue axis)), and so on. Pink bars and pink axis are the same but for observations. Fig. 9b is the same as Fig. 9a but over the continent.

When considering the same years for observations and simulation, the simulated inter-annual variability at this altitude is greater than the observed one for both continent and sea. This is consistent with results in Sect. 5.1. (Fig. 7b and 7f for high clouds). The interannual variability of cloud fraction at 9.5km is greater over the continent ($\approx 4.5\%$) than over the sea ($\approx 3.8\%$). Also, the variability is more dependent on the years considered over the continent than over the sea: STD of $CF_{9.5}$ ranges from 3.4% to 4% over the sea and from 4.1% to 4.9% over the continent. We notice that over the continent the STD computed over 13 and more years is around 4.1%: it varies of 0.1% between 13 and 22 years, while it varies of 0.7% between 5 and 22 years. The STD of $CF_{9.5}$ is less dependent on the number of years when computed over 13 and more years. Over the sea this statement is not valid: the variability of STD of $CF_{9.5}$ stabilizes between 13-20 years (0.2% compared to 0.6%) but decreases significantly between 21 and 22 years (making the STD variability between 13 and 22 years around 0.5%).

The blue dots are the winter 2010 $CF_{9.5}$ anomaly computed relative to the mean $CF_{9.5}$ averaged over different time periods as indicated by the blue axis, for the simulation. The pink dots are the same as the blue dots for observations. This winter 2010 specific anomaly is confirmed in Fig. 9, where both observations and simulation agree that 2010 is a particular winter, identifying a particular event in terms of cloud occurrence since the anomaly is greater than the corresponding STD. For observations, over both sea and continent, the $CF_{9.5}$ anomaly in winter 2010 is greater than 1.5 STD. It's up to twice STD for the simulation over the sea, in particular for time periods more than 10 years. The 2010 CF anomaly is less marked over the continent than over the sea with the simulation (Fig. 9b).

This takes us back to the question of spatial distribution that is not very discussed in this paper and that is necessary to understand some processes. Why the anomaly is more marked over the sea? Which feedbacks does this imply? Also, it appears that even if the simulation captures the anomaly,

its intensity against the natural variability keeps uncertain despite we consider a winter nighttime situation where most of variability is driven by large scale. As discussed by Hawkins and Sutton (2009), internal variability and model uncertainties are strong. However, this study paves the way for a better assessment of clouds trends.

Conclusion

The goal of this study was to characterize the nighttime cloud vertical profile variability over Europe. Actually, analyzing the behavior of the seasonal and inter-annual vertical structure of clouds over the Euro-Mediterranean region is necessary to understand some climate anomalies that are not entirely explained by large scale dynamics.

We used CALIPSO-GOCCP observations and one WRF/MedCordex simulation that is nudged towards the reanalysis ERA-interim to reduce the biases due to dynamical effects. As the CALIPSO footprint has a small swath (the lidar essentially documents a curtain), it under-samples the area, which can impact the study. Hence, we first estimated the bias on the cloud fraction profile due to CALIPSO under-sampling in comparing simulated cloud profiles under the satellite flight track with simulated cloud profiles over the entire area. This comparison shows that biases on cloud fraction profiles due to CALIPSO under-sampling mainly depend on: i) clouds occurrence, ii) clouds spatial distribution and iii) clouds temporal variability. In particular, the bias can be non-negligible during fall and summer seasons, when convective clouds are more frequent than during the rest of the year. Nevertheless, the detailed lidar height-intensity histograms (SR(z)) show that the effect of under-sampling mostly occurs in the non-cloudy bins. However, this assessment is based on simulation, which does not properly simulate cloud properties. As a consequence, in reality, the actual bias due to under-sampling might be different of the one estimated here. Combining the sampling errors estimated by the simulation and the model biases, an estimation of the actual sampling biases is presented in Table 3. The computation method is presented in Annex 4. Actual errors of sampling averaged over the seasons are shown to be smaller than 1% in average in terms of cloud fraction while the relative errors estimated are 12% for low clouds, 25% for mid clouds and 7% for high clouds. These values are comparable to the ones estimated by the model. These values can be larger for some levels (16% for high clouds, 19% for low clouds and up to 35% for mid clouds).

Then we addressed the three following questions in the current paper: (1) What is the seasonal variability of the cloud vertical distribution over Euro-Mediterranean area? (2) What is its inter-annual variability? (3) Are simulations able to reproduce the amplitude of these variabilities?

1) The seasonal variability of the cloud vertical distribution over Euro-Mediterranean area has been documented using 8 years of CALIPSO observations during nighttime. It results that clouds are more frequent (around 2% more clouds) over the continent than over the sea. This is probably linked to the geographical position of the Mediterranean as a transition region between Northern fluxes that are wet and cool and African fluxes that are dry and hot (Mariotti et al. 2015). Cheruy and Aires (2009) show that 70% of clouds population over the Euro-Mediterranean area is whether

frontal (ascending large scale motions), stratocumulus or shallow cumulus (subsiding motions and near-surface instability) clouds. They also show that frontal and stratocumulus clouds are frequent over land while shallow cumulus clouds are frequent over both land and sea. Also, complex topography over land, particularly mountains, are favorable to the formation of cloud systems.

But the clouds are less variable from one season to another over the continent (less than 50% relative variability) than over the sea (relative variability reaches 100% in low levels). Besides, high clouds occurrence is shown (with observations) to be equivalent to low clouds occurrence in summer and winter while mid clouds are around 5% smaller in terms of cloud fraction.

2) The cloud inter-annual variability is linked to the large scale circulation generating intra-seasonal variability and spatial distribution that are not discussed in this paper. Nevertheless, the eight years of CALIPSO observations show that winter inter-annual variability is around 4% for high clouds and 1% for low and mid clouds. Boé and Terray (2014) showed that cloud cover in 2031-2050 is expected to decrease by 3% over southern Europe and Mediterranean Sea when compared to 1961-1990. This decrease is within the range of the inter-annual variability of observed cloud fraction and weaker than the one simulated by this model and might not be totally associated to climate change.

3) Then we evaluated clouds vertical distribution in the WRF/MedCordex simulation. Comparisons between the observations and the “model+lidar simulator” outputs showed that the model overestimates the high clouds (20% more cloud fraction) and underestimates the mid and low clouds (5% less cloud fraction). This seems to be a persistent feature in models over Europe, which does not depend on spatial and temporal resolution of the model nor the model type (e.g Chiriaco et al. 2006 and Chaboureaud et al. 2002 for mesoscale models; Cheruy et al. 2013 for GCMs, Cesana and Chepfer 2012, Nam et al. , 2012; Tsushima et al. 2013). This default was pointed out using case studies observations (ground base sites and field campaigns) in the previous studies, and it is confirmed here using eight years of satellite observations by active sensors. As mentioned by Hawkins and Sutton (2009), there is room to reduce model uncertainty, in particular by improving physical parameterizations leading to this wrong vertical distribution of cloud layers. Despite these biases, the model is able to simulate realistic seasonal cycle.

Regarding the inter-annual variability in winter, the model simulates realistic inter-annual variability of spatially averaged CF in winter that is overestimated for high clouds (up to twice larger than observations for high clouds). The range of variability of CF in the simulation varies sometimes at different altitudes and with different intensity from the observations, particularly in summer. This is part of the model uncertainty that might be more complicated to reduce as it is also associated to clouds feedback.

References

Appenzeller, C., J. R. Holton, and K. H. Rosenlof (1996): Seasonal variation of mass transport across the tropopause. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 101(D10), 15071–15078, doi:10.1029/96JD00821.

Bastin S., Chiriaco M., and Drobinski P. (2015): Control of radiation and evaporation on temperature variability in a WRF regional climate simulation: comparison with colocated long-term ground based observations near Paris. In revision to *Clim. Dyn.*

Boé J. and Terray L. (2014): Land–sea contrast, soil-atmosphere and cloud-temperature interactions: interplays and roles in future summer European climate change. *Climate Dynamics*. 42:683–699 DOI 10.1007/s00382-013-1868-8

Cassou C., L. Terray, J. W. Hurrell, and C. Deser (2004): North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. *J. Climate*, **17**, 1055–1068. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2)

Cassou C., Laurent Terray, and Adam S. Phillips (2005): Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *Journal of Climate*, **18**, 2805–2811. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3506.1>

Cattiaux J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte and F. Codron (2010): Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, **37**, 20, DOI: 10.1029/2010GL044613

Cesana G. and H. Chepfer (2012): How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, **39**, L15704, doi: 10.1029/2012GL053153

Chaboureau J.P., J.P. Cammas, P. J. Mascart, J.P. Lafore, and J.P. Pinty (2002): Mesoscale model cloud scheme assessment using satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, **107**, no. D16, 4301, 10.1029/2001jd000714

Chaboureau J. P. and C. Claud (2006): Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation. *J. Of Geophys. Res.*, **111**, D01102, doi:10.1029/2005JD006460.

Chaboureau J.-P., E. Richard, J.-P. Pinty, C. Flamant, P. Di Girolamo, C. Kiemle, A. Behrendt, H. Chepfer, M. Chiriaco, and V. Wulfmeyer (2012): 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). *R. Met. S.*, **137**, 236-251. DOI: 10.1002/qj.719

Chepfer H., M. Chiriaco, R. Vautard, and J. Spinhirne (2007): Evaluation of MM5 Optically Thin Clouds over Europe in Fall Using ICESat Lidar Spaceborne Observations. *Monthly Weather Review*, **135**, 2737–2753. DOI: 10.1175/MWR3413.1

Chepfer H., S. Bony, D. M. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. Seze (2008): Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model. *Geophysical Research Letters*, **35**, L20804, doi: 10.1029/2012GL053385.

Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng (2010): The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **115**, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251

Chepfer H., G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich, M. Vaughan, And Z. Liu (2013): Comparison of Two Different Cloud Climatologies Derived from CALIOP-Attenuated

Backscattered Measurements (Level 1): The CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 725-744. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00057.1>

Chepfer H., V. Noel, D. Winker, and M. Chiriaco (2014): Where and when will we observe cloud changes due to climate warming? *Geophysical Research Letters* **41**, 8387–8395, doi: 10.1002/2014GL061792.

Cheruy F. and Filipe Aires (2009): Cluster Analysis of Cloud Properties over the Southern European Mediterranean Area in Observations and a Model. *Monthly Weather Review*, **137**, 3161–3176. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009MWR2882.1>

Cheruy F., A. Campoy, J.-C. Dupont, A. Ducharne, F. Hourdin, M. Haeffelin, M. Chiriaco, A. Idelkadi (2013): Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTa atmospheric observatory. *Climate Dynamics*. **40**, 2251–2269, doi : 10.1007/s00382-012-1469-y

Chiriaco M., R. Vautard, H. Chepfer, M. Haeffelin, J. Dudhia, Y. Wanherdrick, Y. Morille and A. Protat (2006): The ability of MM5 to simulate ice clouds: systematic comparison between simulated and measured fluxes and lidar/radar profiles at the SIRTa atmospheric observatory. *Monthly Weather Review*, **134**, 897-918

Chiriaco M., Bastin S., Yiou P., Haeffelin M., Dupont Jean-Charles, Stefanon M. (2014): European heatwave in July 2006: Observations and modeling showing how local processes amplify conducive large-scale conditions, *Geophysical Research Letters*, **41**, Issue 15, pages 5644–5652, DOI: 10.1002/2014GL060205

Dee D., Uppala S., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M., 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., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J. J., Park B. K., Peubey C., Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J. N. and Vitart F. (2011): The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–97.

Drobinski P., V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu, C. Estournel, N. Filali Boubrahmi, J. Font, V. Grubišić, S. Gualdi, V. Homar, B. Ivančan-Picek, C. Kottmeier, V. Kotroni, K. Lagouvardos, P. Lionello, M. C. Llasat, W. Ludwig, C. Lutoff, A. Mariotti, E. Richard, R. Romero, R. Rotunno, O. Roussot, I. Ruin, S. Somot, I. Taupier-Letage, J. Tintore, R. Uijlenhoet, and H. Wernli (2014): HyMeX: A 10-Year Multidisciplinary Program on the Mediterranean Water Cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**, 1063–1082. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00242.1>

Dudhia J., (1989): Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, **46**, 3077–3107. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2)

Flaounas E., Drobinski P., Vrac M, Bastin S., Lebeaupin-Brossier C, Stéfanon M., Borga M. and Calvet J. C. (2013): Precipitation and temperature space-time variability and extremes in the Mediterranean region: Evaluation of dynamical and statistical downscaling methods. *Climate Dynamics*. **40**, 2687–2705. DOI: 10.1007/s00382-012-1558-y

Flaounas E., S.a Raveh-Rubin, H. Wernli, P. Drobinski, and S. Bastin (2014): The dynamical structure of intense Mediterranean cyclones. *Climate Dynamics*, **44**, 2411-2427. DOI:

10.1007/s00382-014-2330-2

Funatsu BM, Claud C, and Chaboureau JP. (2009): Comparison between the large-scale environment of moderate and intense precipitating systems in the Mediterranean region. *Monthly Weather Review*, 137: 3933–3959.

Gettelman A. And P.M. De F. Forster (2002): A Climatology of the Tropical Tropopause Layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, No. 4B, pp. 911-924. Doi: <http://doi.org/10.2151/jmsj.80.911>

Giorgi F., C. Jones, and G. Asrar (2009): Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework, *WMO Bull.*, 58 (3) (2009), pp. 175–183

Hawkins E. and R. Stutton (2009): The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of American Meteorological Society*, 90, 1095–1107. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1>

Hong, S.Y., J. Dudhia, and S.H. Chen (2004): A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Monthly Weather Review*, 132, 103–120.

Kain J.S. (2004): The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170–181. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2)

Khvorostyanov V. I., (1995): Mesoscale processes of cloud formation, cloud-radiation interaction, and their modelling with explicit cloud microphysics. *Atmospheric Research*, 39, issue 1-3, pp1-67. doi:10.1016/0169-8095(95)00012-G

Kjellström, E., G. Nikulin, U. Hansson, G. Strandberg, and A. Ullerstig (2011): 21st century changes in the European climate: uncertainties derived from an ensemble of regional climate model simulations. *Tellus A, Series A*, 63A(1), 24-40, doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00475.x.

Lebeaupin-Brossier C., S. Bastin, K. Béranger, and P. Drobinski (2015): Regional mesoscale air–sea coupling impacts and extreme meteorological events role on the Mediterranean Sea water budget, *Climate Dynamics*, 44, 1029–1051, DOI 10.1007/s00382-014-2252-z

Lenderink G., A. van Ulden, B. van den Hurk and E. van Meijgaard (2007): Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Clim. Change*. 81: 1,233-274. DOI 10.1007/s10584-006-9229-9

Mariotti A., Yutong Pan, Ning Zeng, and Andrea Alessandri (2015) Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Climate Dynamics*, 44, Issue 5-6, pp 1437-1456. DOI 10.1007/s00382-015-2487-3

Mlawer J. E., Taubma J. S., Brown D. P., Iancono M. J., Clough A. S. (1997): Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research*, 102, Issue D14, 16663–16682, DOI: 10.1029/97JD00237

Monin, A. S., and Obukhov, A. (1954): Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151, 163-187.

Nam, C., S. Bony, J.-L. Dufresne, and H. Chepfer (2012): The ‘too few, too bright’ tropical low-cloud problem in CMIP5 models, *Geophysical Research Letters*, 39, L21801, doi:10.1029/2012GL053421.

Noh Y., W. G. Cheon and S. Y. Hong (2003): Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-layer meteorology*, 107, 401-427

Omrani H, Drobinski P, and Dubos T. (2013): Optimal nudging strategies in regional climate modelling: investigation in a big-brother experiment over the European and Mediterranean regions. *Climate Dynamics*, 41: 2451-2470, doi:10.1007/s00382-012-1615-6.

Omrani, H., Drobinski, P., Jourdir, B., and Brossier, C.L. (2014): Investigation on the offshore wind energy potential over the north western Mediterranean Sea in a regional climate system model. IEEE, Renewable Energy Congress (IREC), 2014 5th International, DOI: 10.1109/IREC.2014.6826956

Reiter E. R. , (1975): Handbook for Forecasters in the Mediterranean: Weather Phenomena of the Mediterranean Basin, Part 1. General Description of the Meteorological Processes, Environmental Prediction Research Facility Naval Postgraduate School, Monterey, CA (1975), p. 344 Tech. Pap. 5-75

Rojas M., L. Z. Li, M. Kanakidou, N. Hatzianastassiou, G. Seze, and H. Le Treut (2013): Winter weather regimes over the Mediterranean region: their role for the regional climate and projected changes in the twenty-first century, *Climate Dynamics*. DOI 10.1007/s00382-013-1823-8

Ruti P, Somot S, Dubois C, Calmanti S, Ahrens B, Alias A, Aznar R, Bartholy J, Bastin S, Branger K, Brauch J, Calvet J-C, Carillo A, Decharme B, Dell'Aquila A, Djurdjevic V, Drobinski P, Elizalde-Arellano A, Gaertner M, Galn P, Gallardo C, Giorgi F, Gualdi S, Harzallah A, Herrmann M, Jacob D, Khodayar S, Krichak S, Lebeaupin C, L'Heveder B, Li L, Liguro G, Lionello P, Onol B, Rajkovic B, Sannino G, and Sevault F (2015) : MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies, *Bulletin of the American Meteorological Society*. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00176.1>

Rysman J.-F., S. Verrier, Y. Lemaître, and E. Moreau, (2013): Space-time variability of the rainfall over the western Mediterranean region: A statistical analysis, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118, 8448–8459, doi:10.1002/jgrd.50656

Salameh T, Drobinski P, and T. Dubos (2010): The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modelling: Application to the Mediterranean basin. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136(646): 170-182, doi:10.1002/qj.518.

Skamarock W. C. and J. B. Klemp (2008): A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227:3465-3485, DOI: 10.1016/j.jcp.2007.01.037.

Smirnova T. G., Brown John M., and B. Stanley G. (1997): Performance of Different Soil Model Configurations in Simulating Ground Surface Temperature and Surface Fluxes. *Monthly Weather Review*, 125:1870–1884. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1870:PODSMC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1870:PODSMC>2.0.CO;2)

Smirnova, T. G., J. M. Brown, S. G. Benjamin, and D. Kim (2000), Parameterization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme, *Journal of Geophysical Research*, 105(D3):4077–4086, doi:10.1029/1999JD901047.

Soden B. J. and I. M. Held (2006): An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models. *Journal of Climate*, 19:3354–3360. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3799.1>

Stauffer DR and Seaman NL. (1990): Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. part i: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Weather Rev.* 118(6): 1250-1277, doi:10.1175/1520-0493(1990)118.

Stefanon M., P. Drobinski, F. D'Andrea, C. Lebeaupin-Brossier, and S. Bastin (2014): Soil

moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe, *Clim Dyn*, 42:1309–1324, DOI 10.1007/s00382-013-1794-9

Stephens G. L. (2005): Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. *Journal of Climate*, 18:237–273. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-3243.1>

Tang Q., Guoyong Leng, and Pavel Ya. Groisman (2012): European Hot Summers Associated with a Reduction of Cloudiness. *Journal of Climate*, 25:3637–3644. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00040.1>

Trigo R. M., T. J. Osborn, and J. M. Corte-Real (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 20: 9–17. doi:10.3354/cr020009

Tsushima Y., Mark A. Ringer, Mark J. Webb, and Keith D. Williams (2013): Quantitative evaluation of the seasonal variations in climate model cloud regimes. *Climate Dynamics*, V 41, Issue 9, pp 2679-2696. DOI: 10.1007/s00382-012-1609-4

Vaittinada Ayar P., Vrac M., Bastin S., Carreau J., and Gallardo C. (2015): Intercomparison of statistical and dynamical downscaling models under the EURO- and MED-CORDEX initiative framework: Present climate evaluations. *Climate dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2647-5

Vautard R. (1990): Multiple weather regimes over the North Atlantic: Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118, 2056–2081. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2)

Winker D. M., Jacques R. Pelon, and M. Patrick McCormick (2003): The CALIPSO mission: spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds, *Proc. SPIE 4893, Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III*, 1 (March 24, 2003). doi: <http://dx.doi.org/10.1117/12.466539>

Winker D. M., M. A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, and K. A. Powell (2009): Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26:2310-2323. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JTECHA1281.1>

Xoplaki E., J. F. Gonzalez-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner (2004): Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*. 23: 63–78, DOI 10.1007/s00382-004-0422-0

Yiou, P., R. Vautard, P. Naveau, and C. Cassou (2007): Inconsistency between atmospheric dynamics and temperatures during the exceptional 2006/2007 fall/winter and recent warming in Europe, *Geophysical Research Letters*, 34, L21808, doi:10.1029/2007GL031981.

Table Caption

Table 1: Definition of the datasets used for the study. Columns define the sampling method. Lines stand for the product used. SR is the scattering ratio measured by the lidar (annex 1) and CF is the percentage of clouds per gridbox.

Table 2: Maximal differences (i.e. absolute – “abs.” – errors) between simulated cloud fractions extracted with full resolution and simulated cloud fraction extracted with CALIPSO sampling [$CF_{WRF+sim}(z) - CF_{WRF+sim}^T(z)$] for high, mid and low clouds. Relative (“rel.”) errors are computed as follow: $\left| \frac{CF_{WRF+sim}(z) - CF_{WRF+sim}^T(z)}{CF_{WRF+sim}^T(z)} \right| \times 100$ and represent the average value of the layer (low, mid, or high). $CF_{WRF+sim}(z)$ and $CF_{WRF+sim}^T(z)$ are averaged over 2006-2011 by seasons (columns).

Table 3: Estimation of the sampling errors in average (over the years and spatially) considering the sampling estimation evaluated by the simulation and the average model biases. “Avg” stands for errors estimated in average over the layer (low, mid or high) while “max” stands for the maximal error detected over one level. α values are the results of section 4.1.1. while β values are the results of section 3.

Table 4: Computing model biases over continent ($\alpha = \frac{CF_{WRF+sim}(z)}{CF_{GOCCP}(z)}$) for low clouds (1st row), mid clouds (2nd row) and high clouds (3rd row) by testing different undersampling (test 1 means we extract 1 profile over 20 and test 8 means we extract all the profiles).

Figure caption

Fig.1 Total area of study with an illustration of the number of CALIPSO overpass in each 20×20 km² grid-box during one season (here JJA 2008)

Fig.2 Example of a CALIPSO track in 2009/01/19 during night, around 5°E longitude. (a) SR (z) observed by CALIOP lidar; (b) the total condensed water Q(z) simulated by WRF; (c) SR(z) simulated by WRF using COSP lidar simulator

Fig.3 Simulated cloud vertical profiles cumulated over the entire area of study and averaged over 2006-2011. (a) Summer (JJA), (b) fall (SON), (c) winter (DJF), (d) spring (MAM). Red profiles correspond to simulation with the sampling that follows CALIPSO tracks ($CF_{WRF+sim}(z)$) and black profiles are for the entire simulation sampling ($CF_{WRF+sim}^T(z)$); For each of the subplots, around 4.10^5 profiles have been used to construct the red profiles while 2.10^6 profiles have been used to construct the black ones.

Fig.4 SR(z) histograms cumulated from 2006/06 to 2011/12 for simulation: (a) SR(z) simulation extracted following CALIPSO sampling $SR_{WRF+sim}(z)$ in logarithmic scale; (b) same as (a) following WRF sampling $SR_{WRF+sim}(z)$; (c) is (a)-(b); (d) same as (c) only for summers; (e) fall; (f) winter; (g) spring. Colorbars are percentage of the normalized occurrence at each level (the sum of one line is 100%). The vertical black lines represent the SR = 5 threshold for cloud detection

Fig.5 Seasonal variability of observed and simulated cloud fraction profiles. (a) Mean cloud fraction profile on 2006-2011 for the simulation (blue) and observations (pink) horizontally averaged over the continent; the shades represent the envelope of the four seasons averaged profiles; (b) same as (a) over the sea; (c) Envelope of the seasonal anomaly computed relative to the mean cloud fraction profile over the continent in the simulation (blue shade) in the observations (pink shade); (d) same as (c) over the sea; (e) Mean cloud fraction profile on 2006-2011 for each season for observations horizontally averaged over the continent; (f) same as (e) over the sea; (g) same as (e) for simulated profiles; (h) same as (g) over the sea. In (e) to (h), blue is for winter, green is for spring, red is for summer, and light blue is for fall

Fig.6 Same as Fig. 4a for observations and simulation in CALIPSO sampling. First column is for observations $SR_{GOCCP}(z)$, and second column is for the simulation $SR_{WRF+sim}(z)$. (a) and (b) are for winter, (c) and (d) are for spring, (e) and (f) are for summer, (g) and (h) are for fall. Black bars are for the threshold of cloud detection (SR = 5). Colorbar is in logarithmic scale

Fig.7 Inter-annual standard deviation of averaged cloud fraction profiles from 2006 to 2011. (a) For winter in the continent; (b) winter in the sea; (c) summer in continent; (d) summer in sea. Pink shade is for observations, blue are for simulation under CALIPSO sampling, and the black line for the simulation in the full sampling. (e) The shade represents -/+ the envelope of the standard deviation shown in (a). The blue line is the maximal anomaly values for the simulation. Pink lines are the same as blue lines for observations. (f), (g) and (h) are the same as (e) for winter in the sea, summer in the continent and (d) summer in the sea

Fig.8 CF winter anomaly compared to mean 2007-2011 for different years and altitudes, spatially

averaged (a) over the Mediterranean Sea for the simulation from 1989 to 2011; (b) over the Mediterranean Sea for observations from 2007 to 2013; (c) and (d) same as (a) and (b) over the continent

Fig.9 (a) Standard deviation of the simulated CF value at $z = 9.5$ km ($CF_{9.5}$) computed over the Mediterranean Sea for different number of winters (blue bars). The blue x-axis explains the time period associated to the number of years on which these standard deviations were computed (e.g. the first blue bar is the standard deviation computed over 5 years of simulation and corresponds to the winters 2007 to 2011). The pink bars and pink x-axis are the same as blue bars and blue x-axis but for observations. The blue dots are the $CF_{9.5}$ winter 2010 anomalies relative to the average $CF_{9.5}$ computed over the different time periods. Pink dots are the same as blue dots for observations. (b) same as (a) over the continent

Fig.10 Two instantaneous observed SR vertical profiles (blue around $[5^\circ\text{E}; 47^\circ\text{N}]$ and red around $[5^\circ\text{E}; 43^\circ\text{N}]$) in 2009/01/19 at night, and vertical black line represents the $SR = 5$ threshold for cloud detection. Red box in (a) represents the Mediterranean Sea area while the blue box is for Europe area

Fig.11 Winter cloud fraction maps (CF_{WRF}^T : cloud fraction computed from the model without lidar simulator) averaged from 2006 to 2011 for simulation low clouds (a), mid-clouds (b) and high clouds (c). d, e and f are the same but for summer

Fig.12 Winter 2010 high clouds anomaly computed with $CF_{\text{WRF+sim}}^T$ relative to the average high cloud map of winters from 1990 to 2011

	<i>CALIPSO sampling: using only grid-boxes along the satellite track</i>	<i>WRF sampling: using all the domain grid-boxes</i>
<p><i>GOCCP observations</i></p> <p><i>06/2006 - 12/2011</i></p>	<p>$SR_{GOCCP}(z)$</p> <p>$CF_{GOCCP}(z)$</p>	-
<p><i>WRF simulation + COSP simulator</i></p> <p><i>06/2006 - 12/2011</i></p>	<p>$SR_{WRF+sim}(z)$</p> <p>$CF_{WRF+sim}(z)$</p>	<p>$SR_{WRF+sim}^T(z)$</p> <p>$CF_{WRF+sim}^T(z)$</p>

Table 1: Definition of the datasets used for the study. Columns define the sampling method. Lines stand for the product used. SR is the scattering ratio measured by the lidar (annex 1) and CF is the percentage of clouds per gridbox.

		<i>Summer</i>	<i>Fall</i>	<i>Winter</i>	<i>Spring</i>
<i>Low clouds</i> (7 levels from the ground to 3.2 km)	Maximal abs. errors	+ 0.18 %	+ 0.25 %	+ 0.75 %	+ 0.14 %
	rel. errors	11%	6%	8 %	8 %
<i>Mid clouds</i> (7 levels from 3.2 to 6.5 km)	Maximal abs. errors	- 0.05 %	- 0.28 %	- 1.5 %	- 0.57 %
	rel. errors	11 %	7 %	13 %	9 %
<i>High clouds</i> (13 levels from 6.5 km to 13 km)	Maximal abs. errors	- 3.2 %	- 2.6 %	+ 2.0 %	+ 1.5 %
	rel. errors	21 %	9 %	5 %	7 %

Table 2: Maximal differences (i.e. absolute – “abs.” – errors) between simulated cloud fractions extracted with full resolution and simulated cloud fraction extracted with CALIPSO sampling $[CF_{WRF+sim}(z) - CF_{WRF+sim}^T(z)]$ for high, mid and low clouds. Relative (“rel.”) errors are computed as follow: $\left| \frac{CF_{WRF+sim}(z) - CF_{WRF+sim}^T(z)}{CF_{WRF+sim}^T(z)} \right| \times 100$ and represent the average value of the layer (low, mid, or high). $CF_{WRF+sim}(z)$ and $CF_{WRF+sim}^T(z)$ are averaged over 2006-2011 by seasons (columns).

	<i>CF Relative model bias</i> $\alpha = \frac{CF_{WRF+sim}}{CF_{GOCCP}}$	<i>CALIPSO undersampling error estimated by simulated cloud fraction</i> $\beta = CF_{WRF+sim} - CF_{WRF+sim}^T $	$\varepsilon = \frac{\beta}{\alpha}$
<i>Low clouds</i>	0.36	Avg=0.15% ; max=0.33%	Avg=0.4% ; max=0.9%
<i>Mid clouds</i>	0.43	Avg=0.4% ; max=0.6%	Avg=0.9% ; max=1.4%
<i>High clouds</i>	2.32	Avg=1.4% ; max=2.35%	Avg=0.6% ; max=1%

Table 3: Estimation of the sampling errors in average (over the years and spatially) considering the sampling estimation evaluated by the simulation and the average model biases. “Avg” stands for errors estimated in average over the layer (low, mid or high) while “max” stands for the maximal error detected over one level. α values are the results of section 4.1.1. while β values are the results of section 3.

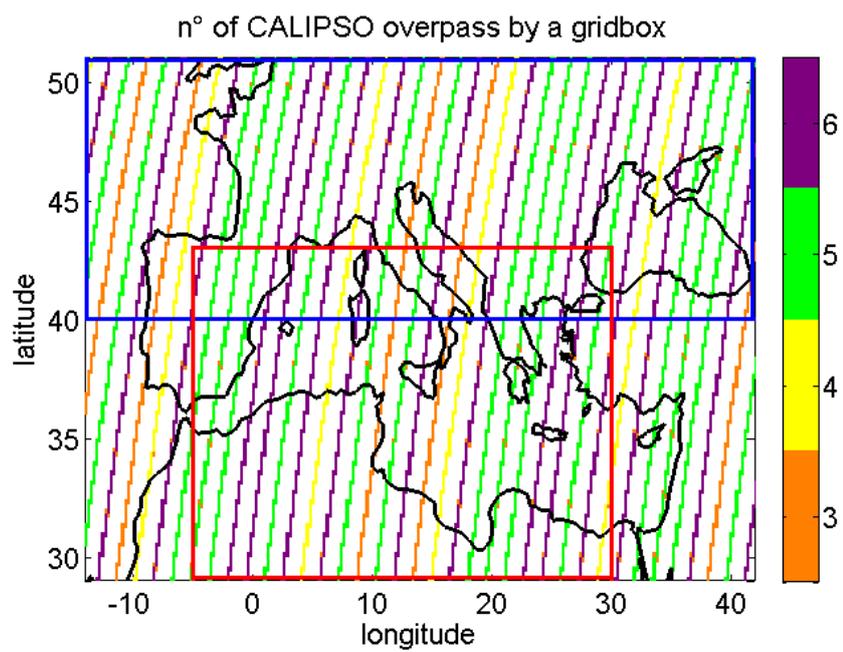


Fig.1 Total area of study with an illustration of the number of CALIPSO overpass in each 20×20 km^2 grid-box during one season (here JJA 2008)

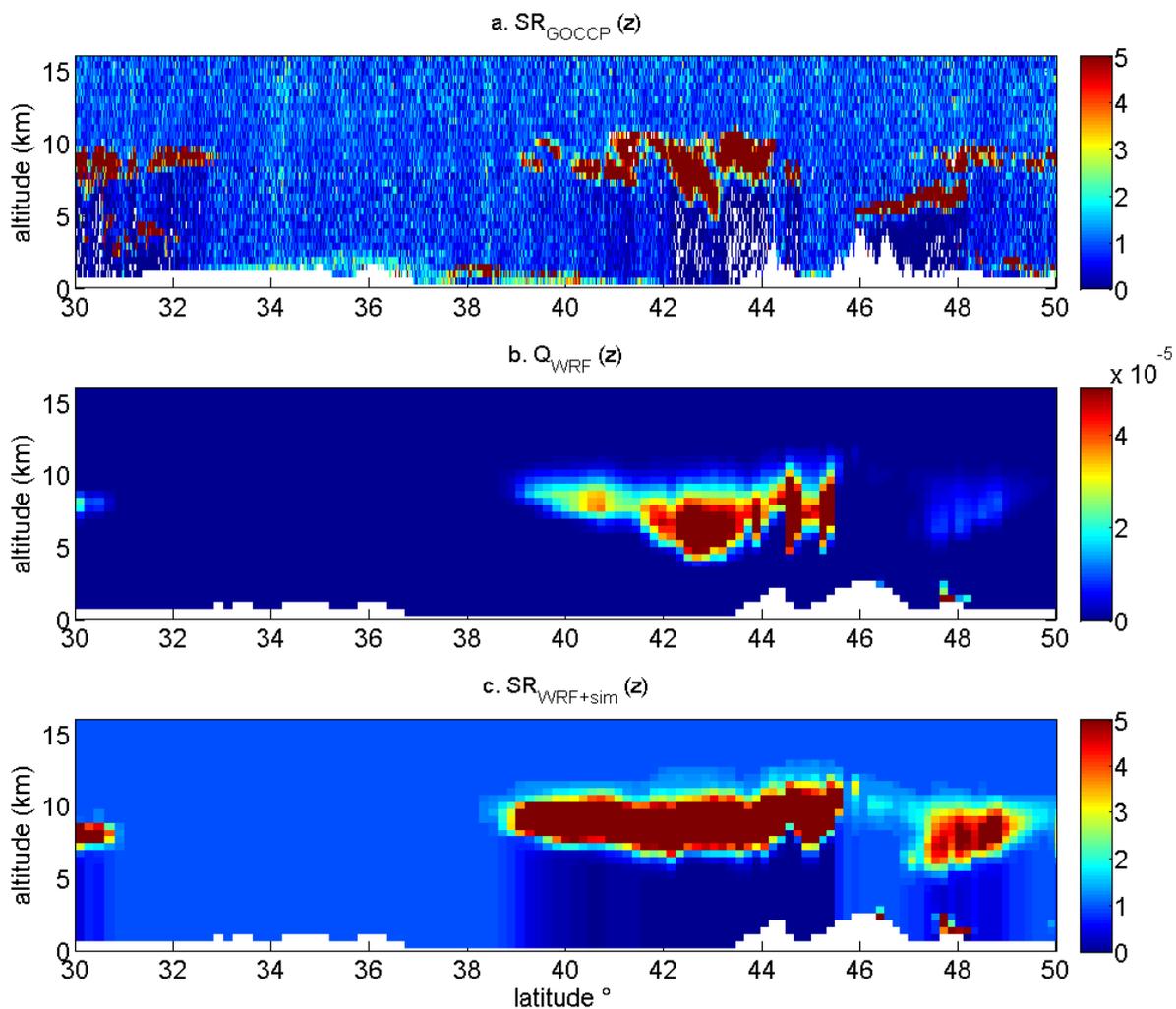


Fig.2 Example of a CALIPSO track in 2009/01/19 during night, around 5°E longitude. (a) SR (z) observed by CALIOP lidar; (b) the total condensed water Q(z) simulated by WRF; (c) SR(z) simulated by WRF using COSP lidar simulator

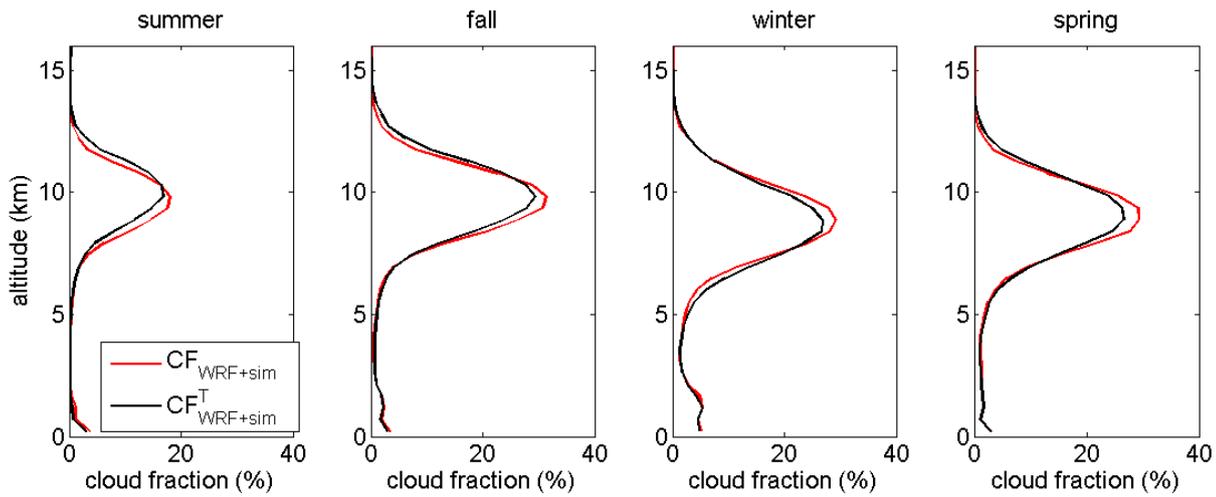


Fig.3 Simulated cloud vertical profiles cumulated over the entire area of study and averaged over 2006-2011. (a) Summer (JJA), (b) fall (SON), (c) winter (DJF), (d) spring (MAM). Red profiles correspond to simulation with the sampling that follows CALIPSO tracks ($CF_{WRF+sim}^C(z)$) and black profiles are for the entire simulation sampling ($CF_{WRF+sim}^T(z)$) ; For each of the subplots, around $5 \cdot 10^4$ profiles have been used to construct the red profiles while $2 \cdot 10^6$ profiles have been used to construct the black ones.

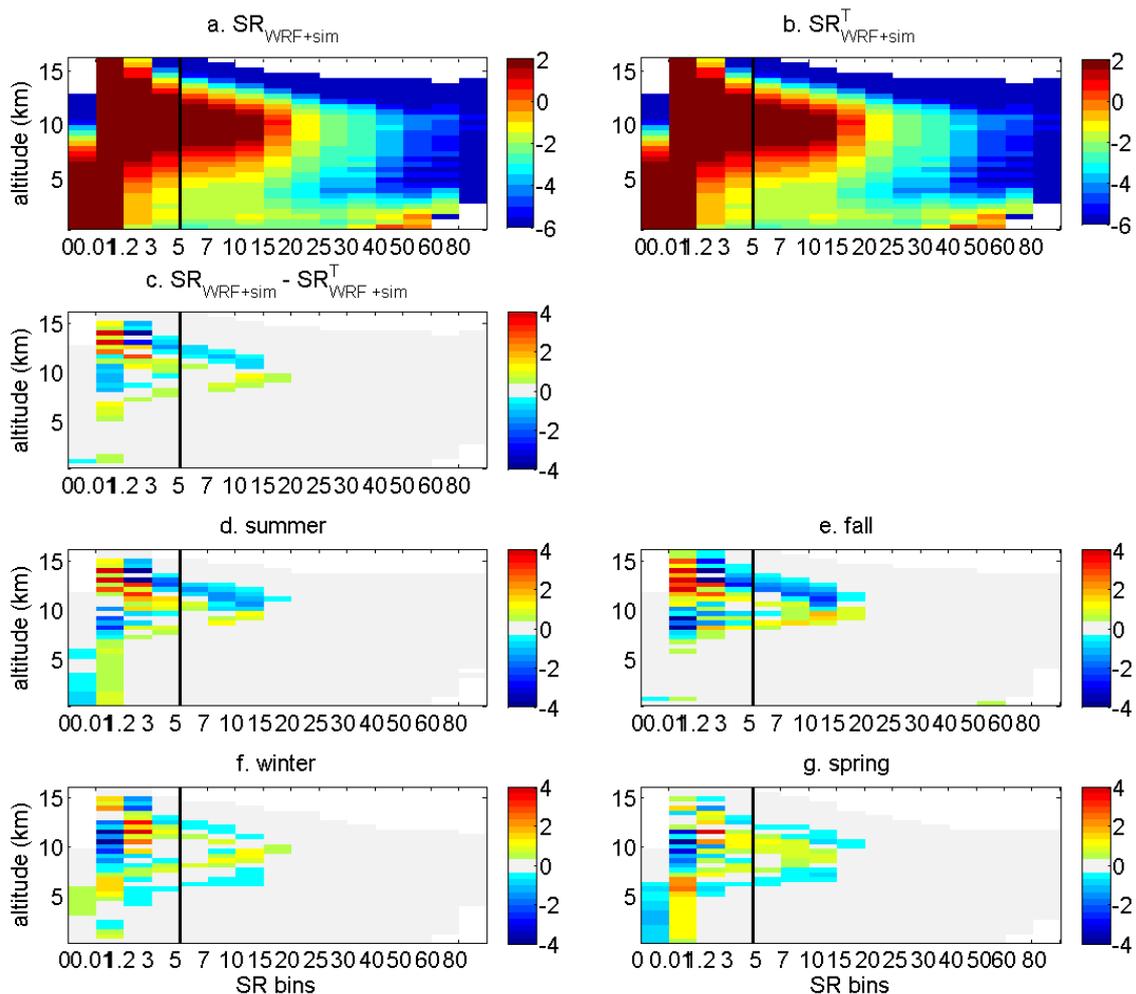


Fig.4 SR(z) histograms cumulated from 2006/06 to 2011/12 for simulation: (a) SR(z) simulation extracted following CALIPSO sampling $SR_{WRF+sim}(z)$ in logarithmic scale; (b) same as (a) following WRF sampling $SR_{WRF+sim}^T(z)$; (c) is (a)-(b); (d) same as (c) only for summers; (e) fall; (f) winter; (g) spring. Colorbars are percentage of the normalized occurrence at each level (the sum of one line is 100%). The vertical black lines represent the $SR = 5$ threshold for cloud detection

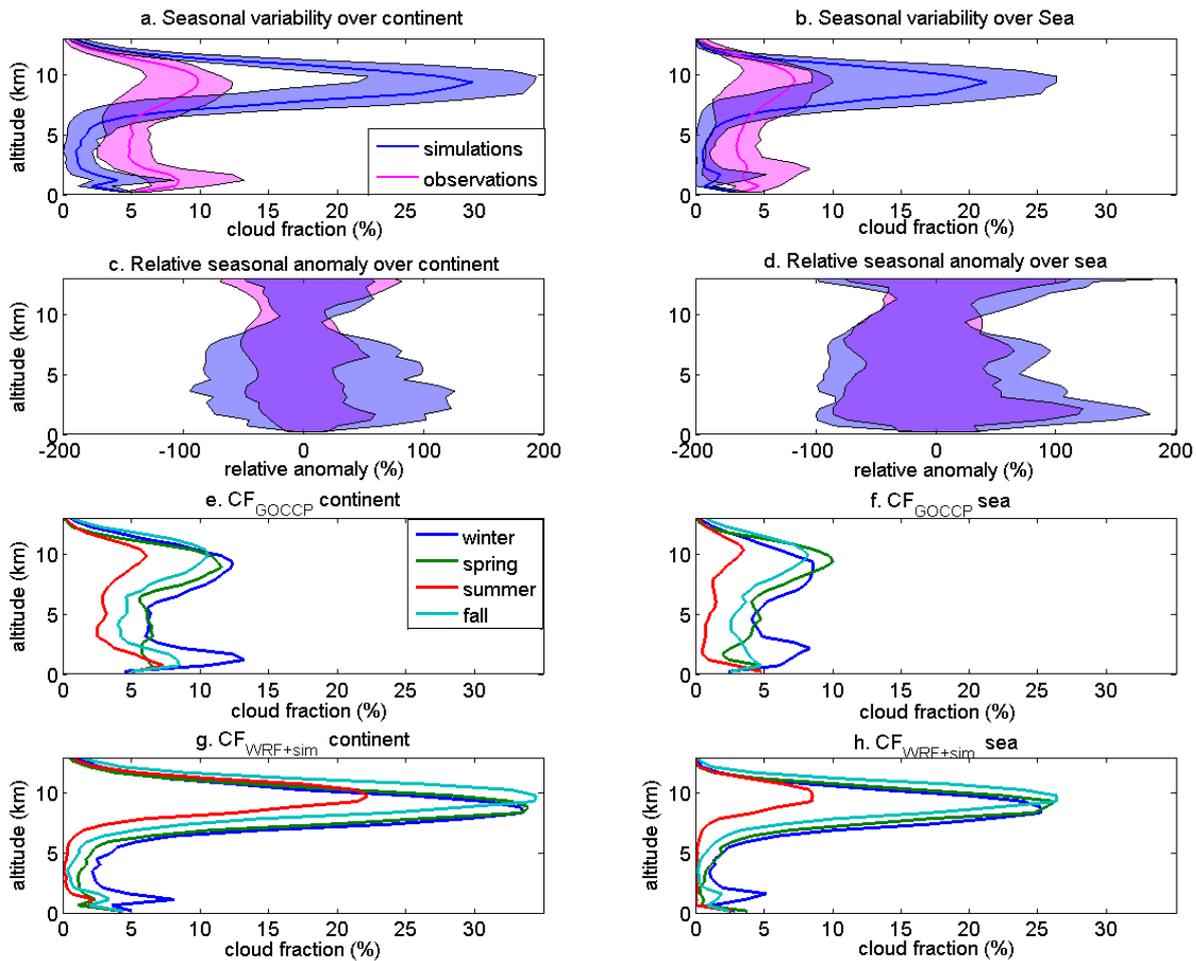


Fig.5 Seasonal variability of observed and simulated cloud fraction profiles. (a) Mean cloud fraction profile on 2006-2011 for the simulation (blue) and observations (pink) horizontally averaged over the continent; the shades represent the envelope of the four seasons averaged profiles; (b) same as (a) over the sea; (c) Envelope of the seasonal anomaly computed relative to the mean cloud fraction profile over the continent in the simulation (blue shade) in the observations (pink shade); (d) same as (c) over the sea; (e) Mean cloud fraction profile on 2006-2011 for each season for observations horizontally averaged over the continent; (f) same as (e) over the sea; (g) same as (e) for simulated profiles; (h) same as (g) over the sea. In (e) to (h), blue is for winter, green is for spring, red is for summer, and light blue is for fall

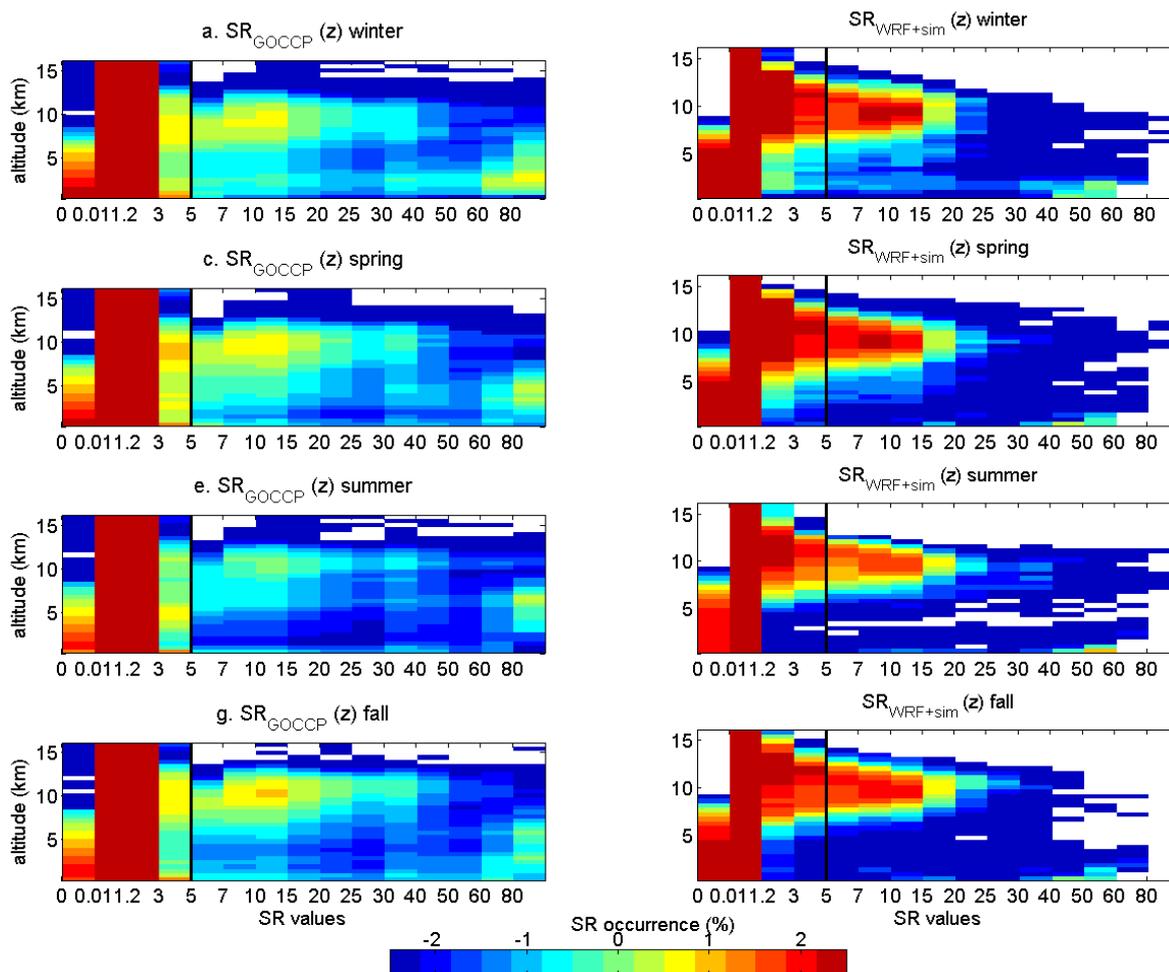


Fig.6 Same as Fig. 4a for observations and simulation in CALIPSO sampling. First column is for observations $SR_{GOCCP}(z)$, and second column is for the simulation $SR_{WRF+sim}(z)$. (a) and (b) are for winter, (c) and (d) are for spring, (e) and (f) are for summer, (g) and (h) are for fall. Black bars are for the threshold of cloud detection ($SR = 5$). Colorbar is in logarithmic scale

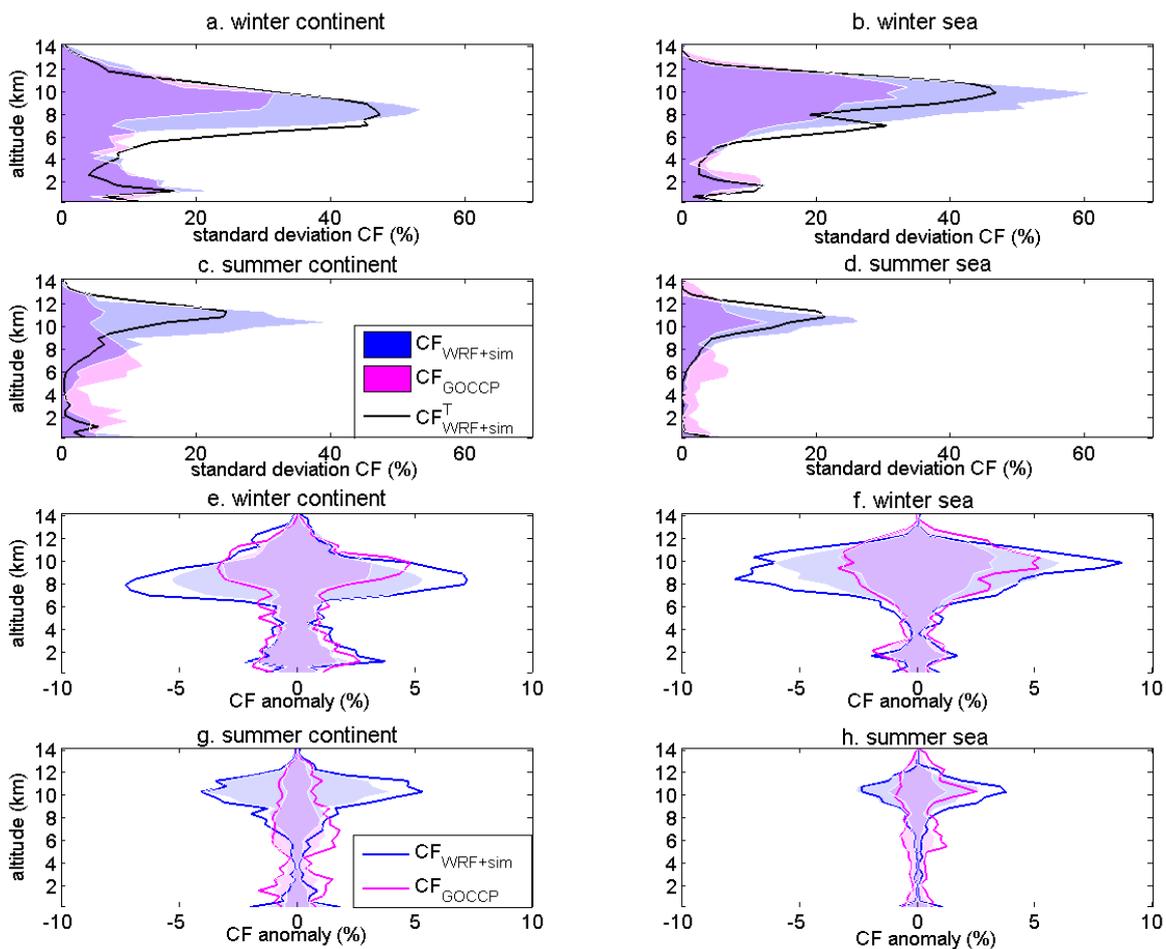


Fig.7 Inter-annual standard deviation of averaged cloud fraction profiles from 2006 to 2011. (a) For winter in the continent; (b) winter in the sea; (c) summer in continent; (d) summer in sea. Pink shade is for observations, blue are for simulation under CALIPSO sampling, and the black line for the simulation in the full sampling. (e) The shade represents $-/+$ the envelope of the standard deviation shown in (a). The blue line is the maximal anomaly values for the simulation. Pink lines are the same as blue lines for observations. (f), (g) and (h) are the same as (e) for winter in the sea, summer in the continent and (d) summer in the sea

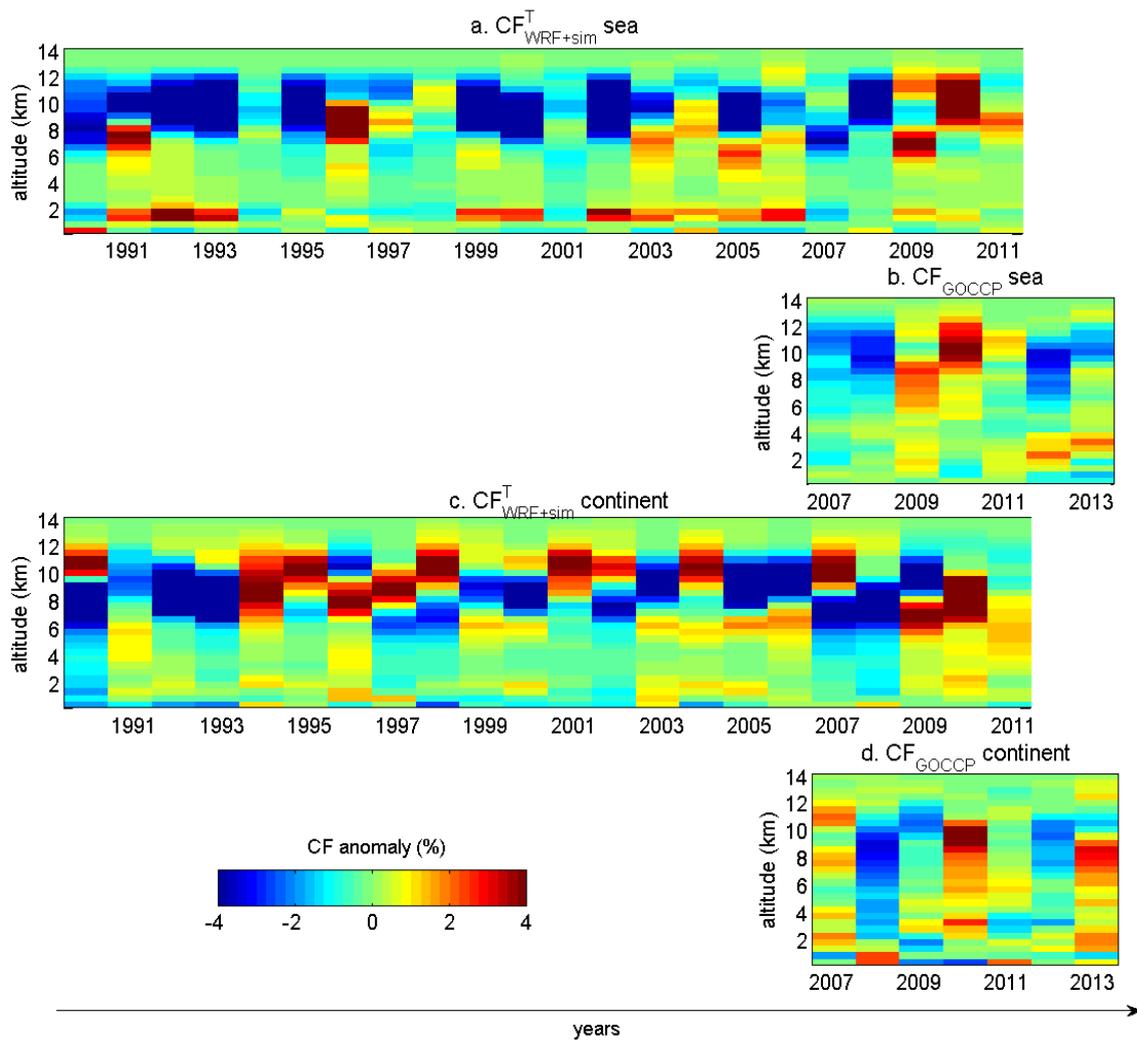


Fig.8 CF winter anomaly compared to mean 2007-2011 for different years and altitudes, spatially averaged (a) over the Mediterranean Sea for the simulation from 1989 to 2011; (b) over the Mediterranean Sea for observations from 2007 to 2013; (c) and (d) same as (a) and (b) over the continent

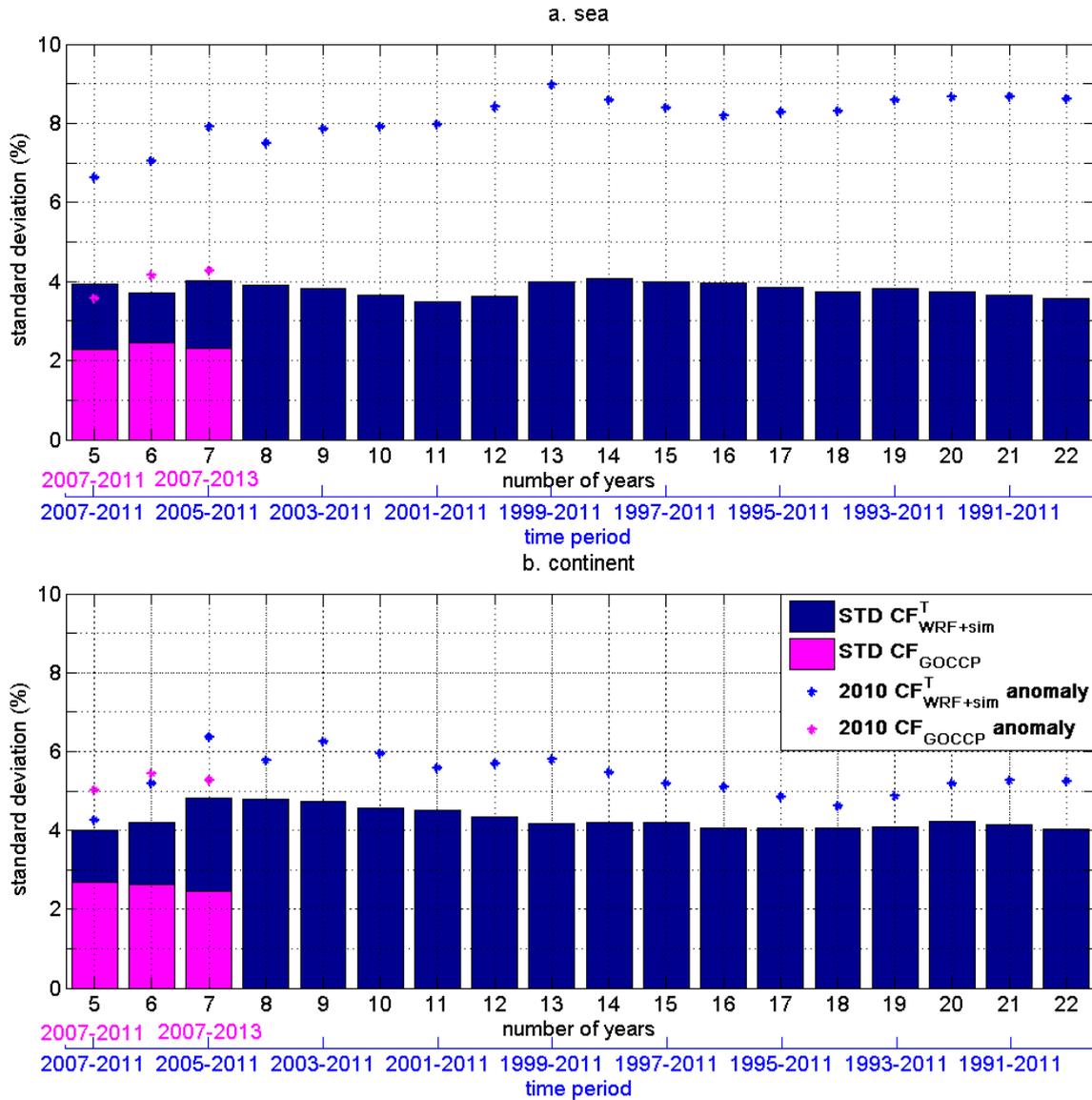


Fig.9 (a) Standard deviation of the simulated CF value at $z = 9.5$ km ($CF_{9.5}$) computed over the Mediterranean Sea for different number of winters (blue bars). The blue x-axis explains the time period associated to the number of years on which these standard deviations were computed (e.g. the first blue bar is the standard deviation computed over 5 years of simulation and corresponds to the winters 2007 to 2011). The pink bars and pink x-axis are the same as blue bars and blue x-axis but for observations. The blue dots are the $CF_{9.5}$ winter 2010 anomalies relative to the average $CF_{9.5}$ computed over the different time periods. Pink dots are the same as blue dots for observations. (b) same as (a) over the continent

Annex 1: Lidar equation

The scattering ratio SR is given by (1):

$$SR(z) = \frac{ATB_{tot}(z)}{ATB_{mol}(z)} \quad (1)$$

Where ATB_{tot} and ATB_{mol} are respectively the attenuated backscattered signals for particles and molecules and for molecules only and are given by (2) and (3):

$$ATB_{tot}(z) = (\beta_{sca,part}(z) + \beta_{sca,mol}(z)) \cdot e^{-2\eta \int_{z_{TOA}}^z (\alpha_{sca,part}(z) + \alpha_{sca,mol}(z)) \cdot dz} \quad (2)$$

$$ATB_{mol}(z) = \beta_{sca,mol}(z) \cdot e^{-2\eta \int_{z_{TOA}}^z \alpha_{sca,mol}(z) \cdot dz} \quad (3)$$

ATB_{mol} and ATB_{tot} products are averaged vertically to obtain SR over 40 layers (Chepfer et al. 2008 and 2010).

$\beta_{sca,part}$, $\beta_{sca,mol}$ are lidar backscatter coefficients ($m^{-1} sr^{-1}$) and $\alpha_{sca,part}$ and $\alpha_{sca,mol}$ attenuation coefficients (m^{-1}) for particles (clouds, aerosols) and molecules. η is a multiple scattering coefficient that depends both on lidar characteristics and size, shape and density of particles. It is about 0.7 for CALIPSO (Winker et al., 2003; Chepfer et al., 2008).

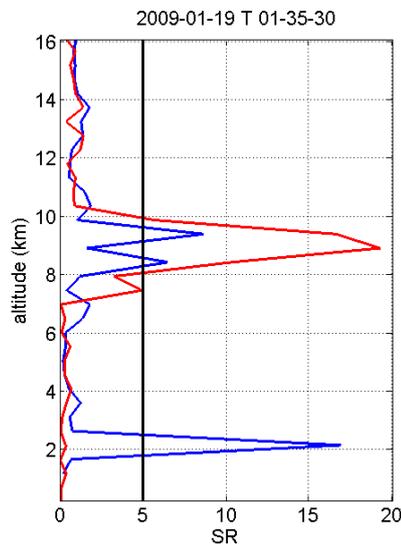


Fig.10: Two instantaneous observed SR vertical profiles (blue around [5°E; 47°N] and red around [5°E; 43°N]) in 2009/01/19 at night. The vertical black line represents the SR = 5 threshold for cloud detection.

Figure 10 illustrates two instantaneous SR profiles to help understand what a lidar signal looks like and how cloud detection is computed in this study. Above 10 km, SR(z) is around 1, indicating clear sky for both profiles. High clouds are detected in both profiles between 8 km and 10 km: SR(z) of the blue profile reaches the value of 8 and while SR(z) of the red one goes up to 22. The magnitude of SR(z) depends on the cloud optical thickness from the Top Of Atmosphere (TOA) to the level z and the cloud microphysical properties such as the size of the particle or its shape. While the signal is fully attenuated for the red profile below 8 km (SR(z) is almost zero), the blue profile still detects low clouds around 2 km.

Annex 2: Simulated cloud fraction maps

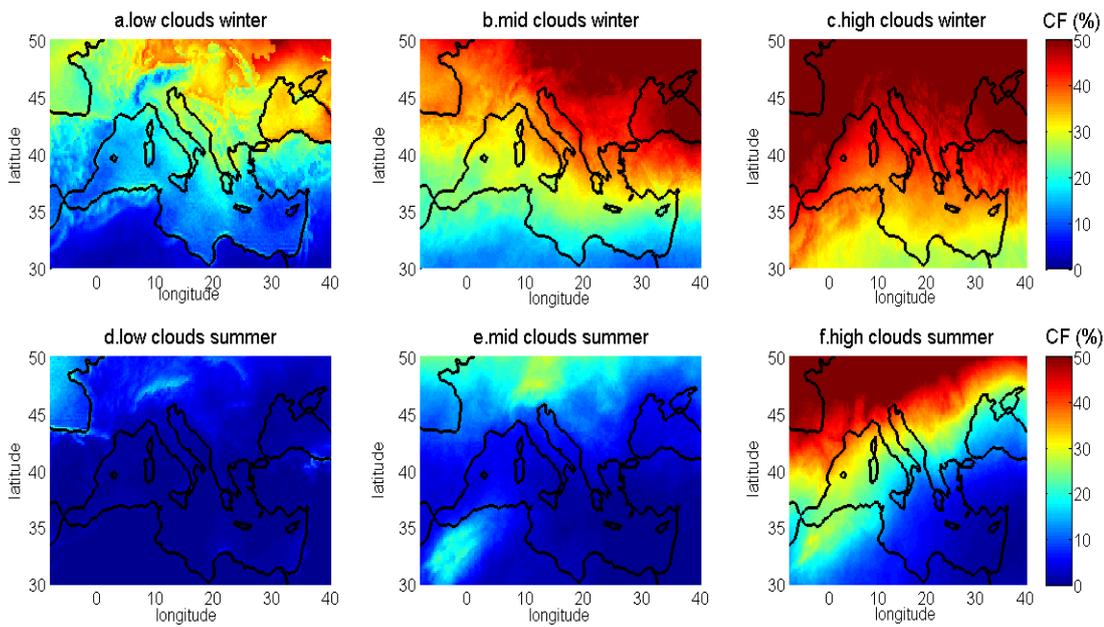


Fig.11 Winter cloud fraction maps (cloud fraction computed from the model without lidar simulator) averaged from 2006 to 2011 for simulation low clouds (a), mid-clouds (b) and high clouds (c). d, e and f are the same but for summer

Fig.11 shows that: for high clouds, a north-south gradient exists in winter with about 10% of clouds over North Africa and more than 50% above continental Europe, while in summer, this gradient is north-west/south-east, with almost no high clouds over Turkish and eastern part of Mediterranean basin. In winter, most mid and low clouds occur above the north-eastern part of Europe. In summer, very few mid and low clouds are simulated and they are mostly induced by orography.

Annex 3: Simulated winter 2010 high clouds anomaly

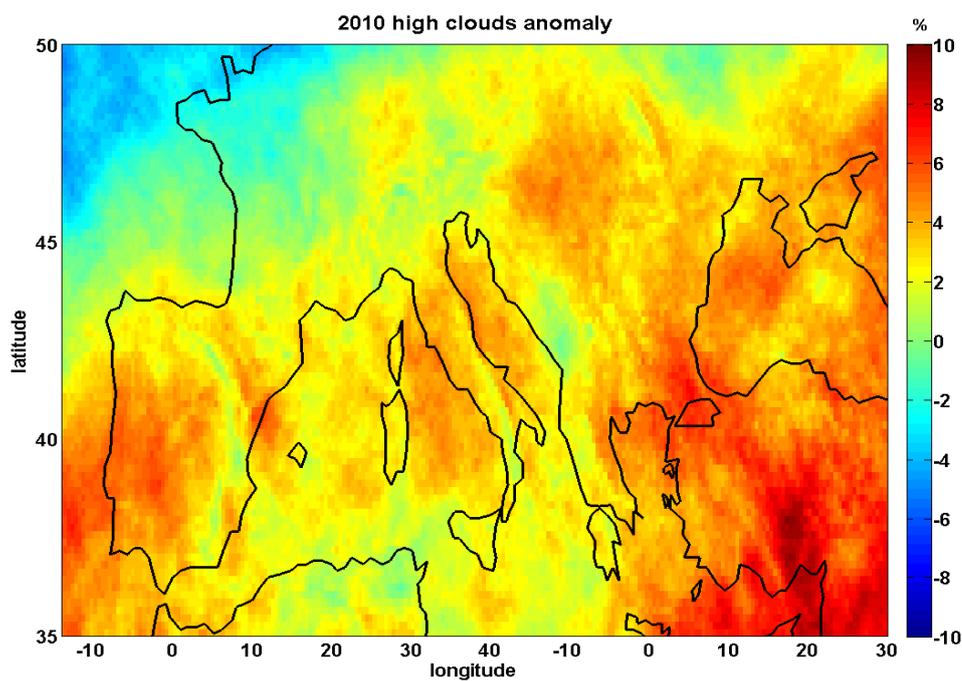


Fig12 Winter 2010 high clouds anomaly computed with $CF_{WRF+sim}^T$ relative to the average high cloud map of winters from 1990 to 2011

Annex 4: CALIPSO undersampling and model biases

The CALIPSO undersampling error estimation from observed cloud fraction profiles is defined as:

$\varepsilon(z) = |CF_{GOCCP}(z) - CF_{GOCCP}^T(z)|$ with $CF_{GOCCP}^T(z)$ a theoretical cloud fraction that we would have with a complete sampling (observations over all the grid-boxes every 00UTC).

We define $\alpha(z)$ as the relative model bias, so $\alpha(z) = \frac{CF_{WRF+sim}(z)}{CF_{GOCCP}(z)}$

We used a set of different samplings to test if $\alpha(z)$ can be considered as constant, i.e independent of the number of profiles in the sampling. To do that, since we need both observations and simulation to test this hypothesis, we reduced the CALIPSO sampling using only 1 profile over 2 (test 7), 1 over 3 (test 6), and so on down to one profile over 20. Table 4 presents the results of these tests and indicates the α values for low, mid and high clouds. This shows that if the number of profiles become greater than 1/15 of the CALIPSO sampling, $\alpha(z)$ can be considered as nearly constant.

We deduce that: $\alpha(z) = \frac{CF_{WRF+sim}^T(z)}{CF_{GOCCP}^T(z)}$

and $\varepsilon(z)$ can be written as $\varepsilon = \frac{|CF_{WRF+sim}(z) - CF_{WRF+sim}^T(z)|}{\alpha(z)} = \frac{\beta(z)}{\alpha(z)}$ with $\beta(z)$ defined as the error of undersampling estimated by the simulation.

Sampling	Test 1 :	Test 2 :	Test 3 :	Test 4 :	Test 5 :	Test 6 :	Test 7 :	Test 8 :
	1 /20	1/15	1/10	1 /5	1/4	1/3	1/2	1/1
low	0.29	0.43	0.38	0.38	0.4	0.36	0.37	0.36
mid	0.5100	0.4700	0.4000	0.4000	0.4200	0.4200	0.4300	0.4300
high	7.9400	2.3300	2.4000	2.1900	2.3300	2.3500	2.3300	2.3200

Table 4: computing model biases over continent ($\alpha = \frac{CF_{WRF+sim}(z)}{CF_{GOCCP}(z)}$) for low clouds (1st row), mid clouds (2nd row) and high clouds (3rd row) by testing different samplings (test 1 means we extract 1 profile over 20 and test 8 means we extract all the profiles).

Titre : La variabilité des nuages et son rôle sur le climat en Europe: Télédétection et simulation régionale

Mots clés : nuages, climat, observations satellite, simulation régionale

Résumé : Le climat Européen est modulé au premier ordre par la dynamique atmosphérique de grande échelle telle que les flux Atlantiques, polaires et sahariens. Du fait de la variabilité géographique de la zone, les processus méso-échelles y sont clé. Pour tenir compte de ces processus et comprendre leur évolution, en particulier dans un contexte de changement climatique, la modélisation régionale est donc nécessaire. Mais ces simulations présentent d'importantes dispersions dans la représentation des flux radiatifs et des interactions surface-atmosphère, ce qui ralentit notre compréhension du climat actuel et réduit la fiabilité des projections futures. Ces dispersions sont fortement liées à de grandes incertitudes dans la simulation des nuages. Dans cette thèse, le rôle des nuages dans la variabilité du climat européen est analysé en utilisant des observations de l'A-Train et des simulations régionales sur plusieurs années. Le lidar à bord du satellite CALIPSO fournit une description verticale de l'atmosphère, une composante nécessaire pour caractériser les propriétés microphysiques et macrophysiques des nuages. Les variabilités saisonnière et interannuelle des profils lidar sur l'Europe-Méditerranée ont été étudiées afin d'enrichir une documentation jusque-là limitée des nuages sur la région.

Cela a permis, en utilisant un simulateur lidar (COSP), d'évaluer la représentation des nuages dans une simulation régionale réalisée avec le modèle WRF dans le cadre des programmes Hymex/MedCordex. Cette évaluation a montré de forts biais dans l'occurrence nuageuse mais une variabilité interannuelle cohérente avec les observations en particulier en hiver. Cependant, l'analyse de l'hiver particulièrement doux de 2007 montre que les processus, impliquant notamment les nuages, contribuant à l'anomalie chaude ne sont pas les mêmes dans la simulation que dans les observations. Les observations de CERES (flux radiatifs) et de CALIPSO montrent que pour ce cas, il existe un fort déficit de nuages sur l'est de l'Europe, responsable d'une anomalie positive du flux solaire descendant alors que dans la simulation l'anomalie de température est associée à un déficit d'albédo de surface sur l'est de l'Europe. Enfin, la question de la variabilité de la représentation des flux radiatifs dans les modèles et le rôle des nuages dans les biais de flux radiatifs a été abordée en comparant différentes simulations avec les observations de l'observatoire du SIRTa, plus fiables que les données satellites pour estimer les flux de surface.

Title : Clouds variability and its role on the European climate: remote-sensing and regional simulation

Keywords : clouds, climate, satellite observations, regional simulation

Abstract: The European climate is driven by large-scale atmospheric dynamics, as the north Atlantic, Polar and African fluxes. To better understand the evolution of the European climate in a changing climate, it is necessary to use regional climate simulations that take into account mesoscale processes which contribute a lot to the climate variability over the region because of its geographical particularities. However, the large spread between different regional simulations in the representation of radiative fluxes and surface-atmosphere interactions slows down our understanding of the natural climate variability and reduces the accuracy of future climate projections over the region. This spread is highly associated to large biases in clouds representation in the models. In this thesis, clouds role on the European climate is analyzed using A-train observations and regional simulations over several years. CALIPSO's lidar provides the vertical structure of the atmosphere, an important dimension to characterize the microphysical and macro-physical properties of clouds. Seasonal and inter-annual variabilities of the lidar profiles over the Euro-Mediterranean have been characterized in order to enhance the documentation of clouds over the region.

This allowed the evaluation of clouds in a regional climate simulation performed with the WRF model in the frame of Hymex/MedCordex programs. The existing lidar simulator COSP has been adapted to this simulation to allow a comprehensive comparison between CALIPSO's observations and model outputs. This evaluation shows strong biases in the simulation of clouds occurrence but a consistent behavior of clouds inter-annual variability in winter. However, the analysis of the particularly warm winter of 2007 shows that the processes, implying clouds, that contributed to the warming are not the same in the simulation and in the observations. CERES (radiative fluxes) and CALIPSO observations show that this winter is associated to a lack of clouds over Eastern Europe which induced a positive anomaly of incoming solar fluxes at the surface. However, the simulation shows that the temperature anomaly is linked to a weak surface albedo over eastern-Europe. The representation of radiative fluxes in different simulations is then assessed with in-situ observations over SIRTa observatory. The errors in the different simulations are estimated and linked to cloud biases showing significant correlation.