



THÈSE

En vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

ED 129 : École Doctorale Des Sciences de l'Environnement d'Ile de France

présentée par

Julien CATTIAUX

Extrêmes de température en Europe : mécanismes et réponses au changement climatique

Travaux réalisés au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
sous la direction de Robert VAUTARD et de Pascal YIOU

soutenue le 22 décembre 2010 devant le jury composé de :

Pr. Martin BENISTON	Université de Genève	Examineur
Dr. Hubert GALLÉE	LGGE, Grenoble	Examineur
Pr. Hervé LE TREUT	IPSL, Paris	Professeur à Paris 6
Dr. Laurent TERRAY	CERFACS, Toulouse	Rapporteur
Dr. Ricardo TRIGO	CGUL, Lisbonne	Rapporteur
Dr. Robert VAUTARD	LSCE/IPSL, Gif-sur-Yvette	Directeur de thèse
Dr. Pascal YIOU	LSCE/IPSL, Gif-sur-Yvette	Co-directeur de thèse

Remerciements

Exercice d'apparence banal, mais pourtant si difficile. . . Une thèse apporte son lot d'émotions, de joies, de doutes, de fatigues, comment n'oublier personne parmi celles et ceux qui d'une discussion, d'un regard ou d'un geste, parviennent toujours à vous faire naviguer à flot ? C'est à eux tous que je souhaite adresser ces remerciements, eux qui m'ont tant apporté.

Mes premiers remerciements vont à Robert et Pascal, non par tradition, mais pour le rôle déterminant qu'ils ont su jouer tout au long de ces trois années de thèse. Ce travail doit beaucoup à leur dynamisme et à leur rigueur scientifique. Merci de leurs précieux conseils, leur complicité, leur soutien et leur enthousiasme. Merci surtout de la confiance et la liberté qu'ils m'ont toujours accordées.

Je souhaiterais exprimer toute ma gratitude à Laurent Terray et Ricardo Trigo pour avoir accepté de rapporter ma thèse, ainsi qu'à Martin Beniston, Hervé Le Treut et Hubert Gallée pour m'avoir fait l'honneur de participer à mon jury de soutenance. Je les remercie en particulier de l'intérêt qu'ils ont manifesté à ce travail et de la pertinence de leurs commentaires.

Un grand merci également à Christophe et Francis pour les nombreuses discussions passionnées, initiées par leur participation à mon comité de thèse. Mille mercis à ceux dont les contributions jalonnent ce manuscrit, Valérie et son Groënland, Mathieu et ses régimes, « Chef » Philippe et ses probas, Tamara et son « ouarfe », Matthieu L & Sebastien D et leurs données. Merci enfin à Gilles, Elsa, Georg, Didier R&P de leurs conseils.

Cette thèse a été effectuée, au LSCE, au confluent des équipes CLIM et ESTIMR, dont je tiens à remercier tous les membres pour leur accueil et leur bonne humeur communicative. Bien entendu, mention spéciale à Jérôme et Cédric, qui ont su (dû ?) apprécier (endurer ?) mes goûts musicaux envahissant régulièrement notre bureau. Merci au passage à JY pour les basses, et à Masa et Sylvie pour le rire en stéréo. . . Des mercis en vrac à Yannick, Pierre, JD, Jorge, Monsieur B, Fanch, Guigui, Anna, Grégoire, Sylvain, Mymy, Nico, Swinge, Vincent et cie pour les indécisions du midi, les trajets d'A6 ou les couscous chez Mamane. Merci aux habitués de la Belette ou du Philosophe, Émilie, Nath, Ophélie, Alexis, Julien G, Julien B, Bruno, Guillaume, Renato, Aude. Merci enfin à Katy, et à nos discussions existentielles.

Ces trois années de thèse auraient été toutes autres sans l'aventure « musicoholique » des buddhas. Merci les manos. Un grand merci également à mes proches qui m'ont accompagné et soutenu, à mes colocataires, Ana, Jerem, Manon, Marion, à mon colocataire sur gmail, Xou, aux amis parisiens, Dunky, Titou, Dada, Antony, Jim, Renaud, rochelais, Canag, Mishto, toulousains, Manu, Sandrine, orcéens, Flobo, Raphaël, Kant, Niania, à l'ami choletais, Grum, et aux KB-ziens et leur PR, spécialement Bouvy, Dudu, Clémence et Camille venus assister avec courage à ma soutenance. Merci enfin à toute ma famille. Mille mercis Marie.

Table des matières

Résumé	vii
Abstract	ix
Introduction	1
1 Extrêmes de température en Europe : une introduction	3
1.1 Extrêmes et climat	4
1.1.1 Un peu de vocabulaire	4
1.1.2 De la diversité des événements	6
1.1.3 Des exemples récents	8
1.1.4 Un contexte plus global	11
1.1.5 Problématiques générales et organisation de cette thèse	14
1.2 Dynamique du climat et modes de variabilité	16
1.2.1 Une compréhension de la dynamique globale	16
1.2.2 Modes de variabilité à l'échelle globale	19
1.2.3 Synthèse sur la dynamique globale	22
1.3 Dynamique et températures à l'échelle de l'Europe	22
1.3.1 L'oscillation nord-atlantique (NAO)	22
1.3.2 Les <i>régimes de temps</i> de la dynamique NAE	25
1.3.3 Le rôle des processus énergétiques locaux	29
1.4 Questions soulevées au fil de cette thèse	34
<i>Summary</i>	36
2 Automne chaud de 2006 : dynamique et influence océanique	37
2.1 Un automne exceptionnellement doux	38
2.2 Article publié dans <i>Geophysical Research Letters</i>	41
2.2.1 Résumé	41
2.2.2 Article : ORIGINS OF THE EXTREMELY WARM EUROPEAN FALL OF 2006	42
2.3 Processus radiatifs et contribution du « long-terme »	50
2.3.1 Bilan d'énergie de surface	50
2.3.2 Précisions sur l'origine de la chaleur océanique advectée	55
2.3.3 Estimation de la contribution des tendances à long terme	57
2.4 Synthèse et conclusions	60
<i>Summary</i>	62
3 Contribution de l'océan Atlantique nord au récent réchauffement européen	63
3.1 Article publié dans <i>Climate Dynamics</i>	64

3.1.1	Résumé	64
3.1.2	Article : NORTH ATLANTIC SST AMPLIFIED RECENT WINTERTIME EUROPEAN LAND TEMPERATURE EXTREMES AND TRENDS	65
3.2	Précisions sur le réchauffement des SST	84
3.3	Cas de l'été 2003 : rôle de la SST	90
3.3.1	Été 2003 : une rapide introduction	91
3.3.2	Été 2003 et SST	91
3.4	Synthèse et conclusions	95
	<i>Summary</i>	97
4	Dynamique et températures européennes dans les projections futures	99
4.1	Les projections climatiques futures : une introduction	100
4.2	Article soumis dans <i>Climate Dynamics</i>	102
4.2.1	Résumé	102
4.2.2	Article : DYNAMICS OF FUTURE SEASONAL TEMPERATURE TRENDS AND EXTREMES IN EUROPE : A MULTI-MODEL ANALYSIS FROM IPCC-AR4	103
4.3	Qu'en pensent les régimes de temps ?	128
4.3.1	Généralités sur les régimes de temps	129
4.3.2	Régimes de temps dans les modèles CMIP3 : 20c3m	129
4.3.3	Des changements dans le futur ?	134
4.3.4	Conséquences sur les températures européennes	140
4.4	Synthèse et conclusions	145
	<i>Summary</i>	148
5	Hiver 2009/10 : un extrême froid dans un climat chaud	149
5.1	Un hiver froid, mais surtout neigeux !	150
5.2	Article publié dans <i>Geophysical Research Letters</i>	155
5.2.1	Résumé	155
5.2.2	Article : WINTER 2010 IN EUROPE : A COLD EXTREME IN A WARMING CLIMATE	155
5.3	Pourquoi une telle NAO négative ?	162
5.3.1	Un record à l'échelle de l'hémisphère	162
5.3.2	Un Niño intense	164
5.3.3	Un Atlantique tropical exceptionnellement chaud	166
5.3.4	L'Eurasie sous la neige en octobre	167
5.3.5	Le récent recul de la glace de mer en Arctique	168
5.3.6	Et le facteur « chance » !	170
5.4	Couverture de neige et températures pendant l'hiver 2009/10	172
5.4.1	Neige, froid et amplitude diurne	172
5.4.2	Couverture de neige en Europe : observations et analogues	174
5.4.3	Température et couverture de neige : que dit MM5 ?	176
5.4.4	Conclusions sur la neige	181
5.5	L'hiver 2009/10 sera-t-il le plus froid du siècle ?	182
5.6	Synthèse et conclusions	185
	<i>Summary</i>	187
	Conclusions et perspectives	189
	Bibliographie	195

Liste des principaux acronymes	211
A Données et méthodes	213
A.1 Jeux de données utilisés pour l'analyse du passé récent	213
A.1.1 Température de surface continentale	213
A.1.2 Température de surface océanique (SST)	213
A.1.3 Circulation atmosphérique	215
A.1.4 Autres variables	216
A.2 Méthodes	216
A.2.1 Traitement des données	217
A.2.2 Analogues de circulation	218
A.2.3 Régimes de temps	218
B Modèle régional MM5	221
B.1 Présentation générale et schémas utilisés	221
B.2 Modifications lors des expériences de sensibilité	221
B.2.1 Forçage en SST	222
B.2.2 <i>Nudging</i> du vent	222
B.2.3 Couverture de neige et albédo	222
B.2.4 Hauteur de rugosité	223
B.3 Développement de l'interface avec IPSL-CM4	223
B.3.1 Correspondance variables d'entrées/sorties	223
B.3.2 Calcul des variables manquantes	223
C Récent <i>stilling</i> et hauteur de rugosité	227
C.1 Brève introduction	227
C.2 Article publié dans <i>Nature Geoscience</i>	227
C.2.1 Article : NORTHERN HEMISPHERE ATMOSPHERIC STILLING PARTLY AT- TRIBUTED TO AN INCREASE IN SURFACE ROUGHNESS	227

Résumé

Le climat des années 2000 a été marqué en Europe par une vague d'épisodes chauds battant tous les précédents records saisonniers de température. À l'image de l'été 2003, les impacts sociétaux et environnementaux de ces épisodes se sont révélés particulièrement sévères. Dans le contexte actuel de changement climatique, la survenue de tels événements exceptionnels soulève de nombreuses interrogations. En particulier, peuvent-ils être considérés comme des « prototypes » des conditions climatiques futures ? Leur succession rapide amorce-t-elle une augmentation de la variabilité des températures européennes ?

Motivée par ces questions, cette thèse se propose de contribuer à la compréhension des mécanismes physiques responsables des extrêmes saisonniers de température, dans le but d'anticiper leurs caractéristiques statistiques futures. Afin de déterminer et tester les processus mis en jeu, ce travail mêle analyses statistiques de données d'observations et de projections climatiques, et expériences de modélisation régionale.

Nous montrons dans un premier temps que si la variabilité inter-annuelle du climat européen est pilotée par les fluctuations de la dynamique atmosphérique nord-atlantique, le récent réchauffement apparaît dissocié de potentiels changements dans la circulation. Cette divergence s'illustre particulièrement lors de l'automne exceptionnellement doux de 2006, dont l'anomalie de température n'est expliquée qu'à ~ 50 % par le flux atmosphérique. Les récentes conditions chaudes en surface de l'océan Atlantique nord semblent contribuer au réchauffement européen en automne-hiver, via la mise en place de processus advectifs et radiatifs. L'advection d'ouest et le réchauffement atlantique étant moins intenses au printemps-été, des processus plus locaux semblent être privilégiés (e.g., humidité des sols, nuages, aérosols).

La seconde partie de notre travail, basée sur les projections climatiques de l'*International Panel on Climate Change*, s'est consacrée à l'évolution future de la relation entre dynamique nord-atlantique et températures européennes. Une analyse multi-modèle, utilisant des méthodes d'analogues de circulation et de régimes de temps, montre que la divergence constatée sur la période présente semble se poursuivre dans les projections futures. En particulier la variabilité interne de la dynamique nord-atlantique n'apparaît que peu affectée par le changement climatique. Les futurs extrêmes de température seraient alors associés à des circulations similaires aux circulations observées lors des extrêmes récents.

Dans ce cadre, une dernière étude de cas montre que l'hiver de 2009/10 peut être considéré comme un événement extrême froid d'un climat déjà plus chaud. Cette analyse, qui pose la question plus générale du destin des vagues de froid au XXI^e siècle, souligne que l'anticipation des caractéristiques statistiques des événements extrêmes futurs requiert le développement conjoint de projections climatiques régionales et de méthodes probabilistes appréhendant les incertitudes multi-modèles.

Abstract

Europe witnessed a spate of record-breaking warm seasons during the 2000s. As illustrated by the devastating heat-wave of the summer 2003, these episodes induced strong societal and environmental impacts. Such occurrence of exceptional events over a relatively short time period raised up many questionings in the present context of climate change. In particular, can recent temperature extremes be considered as « previews » of future climate conditions? Do they result from an increasing temperature variability?

These questions constitute the main motivations of this thesis. Thus, our work aims to contribute to the understanding of physical mechanisms responsible for seasonal temperature extremes in Europe, in order to anticipate their future statistical characteristics. Involved processes are assessed by both statistical data-analysis of observations and climate projections and regional modeling experiments.

First we show that while the inter-annual European temperature variability appears driven by disturbances in the North-Atlantic dynamics, the recent warming is likely to be dissociated with potential circulation changes. This inconsistency climaxes during the exceptionally mild autumn of 2006, whose temperature anomaly is only half explained by the atmospheric flow. Recent warm surface conditions in the North-Atlantic ocean seem to substantially contribute to the European warming in autumn–winter, through the establishment of advective and radiative processes. In spring–summer, since both advection by the westerlies and Atlantic warming are reduced, more local processes appear predominant (e.g., soil moisture, clouds, aerosols).

Then the issue of future evolution of the relationship between North-Atlantic dynamics and European temperatures is addressed, based on climate projections of the International Panel on Climate Change. Multi-model analysis, using both flow-analogues and weather regimes methods, show that the inconsistency noticed over recent decades is likely to continue in future years. In particular, it appears that climate change does not affect the internal variability of the North-Atlantic dynamics in a significant manner. Thus, future temperature extremes should be associated with circulations similar to those observed during recent episodes.

Eventually, in a last study, the cold winter 2009/10 is suggested to be considered as a cold extreme in a warming climate. More generally, this study addresses the issue of the fate of wintertime cold spells in the 21st century, and highlights that the statistical forecasting of future extreme events requires simultaneous developments in both regional climate projections and probabilistic methods estimating multi-model uncertainties.

Introduction

Le climat des années 2000 a été marqué en Europe par une série d'épisodes exceptionnellement chauds. En particulier tous les précédents records saisonniers chauds de température y ont été battus. L'été 2003 et l'automne 2006 s'y sont spécialement distingués par des valeurs de températures sortant largement des gammes de normales saisonnières. Les conséquences socio-économiques et environnementales de ces événements se sont révélées particulièrement sérieuses, voire dramatiques comme lors de la canicule dévastatrice d'août 2003. Ainsi, si la survenue d'une telle série d'événements extrêmes sur une période relativement courte a attiré l'attention scientifique, elle a également participé à la prise de conscience collective des problématiques climatiques actuelles.

Les événements extrêmes, en particulier de température, constituent la vitrine d'un contexte climatique. La relation liant un climat à ses extrêmes prend tout son sens dans le contexte actuel de changement climatique, très probablement amorcé depuis les premières émissions anthropiques de gaz à effet de serre. Si ce changement se traduit par une tendance au réchauffement à l'échelle globale, ses impacts les plus directs sur les sociétés ou l'environnement impliquent des modulations régionales, voire locales. En Europe, où le réchauffement apparaît particulièrement accentué, les récents épisodes chauds soulèvent plusieurs questions. Doivent-ils s'interpréter comme une manifestation prématurée des conditions de température d'ici la fin du XXI^e siècle? Leur succession rapide n'est-elle qu'un simple « accident de parcours » du réchauffement moyen, ou amorce-t-elle également une augmentation de la fréquence de survenue d'événements extrêmes? Enfin, l'étude des récents événements extrêmes européens peut-elle améliorer leur prévision dans l'objectif d'anticiper les impacts climatiques les plus forts?

Ces interrogations premières constituent les motivations principales de ce travail de thèse. Il apparaît néanmoins que l'appréhension de ces problématiques futures requiert une connaissance des mécanismes physiques et dynamiques responsables des extrêmes de température européens observés. Or, si ces épisodes chauds ont souvent été décrits à travers leurs statistiques, la compréhension de leurs mécanismes sous-jacents demeure incomplète dans de nombreux cas. Ce travail de thèse est ainsi destiné à contribuer à l'amélioration de la compréhension des récents extrêmes de températures européens, ainsi qu'à l'anticipation de leur réponse au changement climatique. Il s'appuie sur l'analyse statistique de jeux d'observations ou de projections climatiques, et sur la réalisation de simulations climatiques régionales, afin d'évaluer les rôles de plusieurs processus dans la genèse des événements extrêmes.

Ce manuscrit s'organisera autour de cinq chapitres. Le chapitre 1, introductif, définira dans sa première partie le contexte et les problématiques centrales de cette thèse, en abordant les aspects statistiques des récents extrêmes et tendances des températures européennes. Sa deuxième partie présentera les concepts généraux de la dynamique du climat, en se focalisant

sur la région Atlantique Nord – Europe, afin d’entamer notre étude de la compréhension des mécanismes responsables de ses extrêmes de température dès le chapitre 2, exclusivement consacré au cas de l’automne 2006. Le chapitre 3 généralisera l’étude « d’un cas » aux récentes tendances et extrêmes des autres saisons, et nous permettra d’aborder la problématique des réponses au changement climatique lors du chapitre 4. Enfin, le chapitre 5 s’intéressera à l’épisode froid de l’hiver 2009/10 en Europe, évoquant le devenir des vagues de froid dans un climat plus chaud. Une synthèse générale et des pistes de perspectives éventuelles conclueront cette thèse.

Chapitre 1

Extrêmes de température en Europe : une introduction

Ce premier chapitre est introductif : son objectif est d'amener la problématique centrale de cette thèse, et de se donner les moyens d'y répondre dès les chapitres suivants. Après quelques précisions indispensables sur le vocabulaire employé et les événements étudiés dans cette thèse, la section 1.1 sera dédiée à la description du contexte dans lequel cette thèse s'inscrit, jusqu'à la définition de nos problématiques majeures dans la section 1.1.5. La suite de ce chapitre abordera des concepts généraux de la dynamique globale du climat et de ses modes de variabilité dans la section 1.2, afin de cerner dès la section 1.3 les acteurs du climat de la région Atlantique Nord – Europe (*North Atlantic – Europe*, NAE) intervenant dans les mécanismes physiques responsables des extrêmes de température européens. Enfin, nous concluerons ce chapitre par les questions soulevées au fil de cette thèse (section 1.4), détaillant ainsi le cheminement que nos travaux suivront dans les chapitres suivants.

Sommaire

1.1 Extrêmes et climat	4
1.1.1 Un peu de vocabulaire	4
1.1.2 De la diversité des événements	6
1.1.3 Des exemples récents	8
1.1.4 Un contexte plus global	11
1.1.5 Problématiques générales et organisation de cette thèse	14
1.2 Dynamique du climat et modes de variabilité	16
1.2.1 Une compréhension de la dynamique globale	16
1.2.1.1 De l'excès énergétique tropical...	16
1.2.1.2 ... au chaos des moyennes latitudes	18
1.2.2 Modes de variabilité à l'échelle globale	19
1.2.3 Synthèse sur la dynamique globale	22
1.3 Dynamique et températures à l'échelle de l'Europe	22
1.3.1 L'oscillation nord-atlantique (NAO)	22
1.3.1.1 NAO et températures européennes	22
1.3.1.2 La NAO peut-elle se prévoir à l'échéance saisonnière ?	23
1.3.2 Les <i>régimes de temps</i> de la dynamique NAE	25

1.3.2.1	Paradigme des régimes de temps	25
1.3.2.2	Régimes NAE et températures européennes	27
1.3.3	Le rôle des processus énergétiques locaux	29
1.3.3.1	Généralités sur le bilan énergétique terrestre	30
1.3.3.2	Processus mis en jeu lors d'extrêmes de température	31
1.4	Questions soulevées au fil de cette thèse	34
	<i>Summary</i>	36

1.1 Extrêmes et climat

1.1.1 Un peu de vocabulaire

Partageant la même racine latine qu'*extérieur*, l'**extrême** désigne ce qui se trouve aux bouts, ou, par tautologie, aux *extrémités*. Il est dès lors de nature très rare, et il suffit de constater qu'un segment composé d'une infinité de points n'a que deux extrémités pour s'en convaincre. Dans le domaine du climat, le terme *extrême* relève de l'événement, et qualifie une configuration météorologique très inhabituelle qui s'écarte exceptionnellement de sa configuration usuelle. L'idée même d'extrême repose alors implicitement sur l'existence d'une référence qui serait la *normale* ou le *standard*. Or cette existence n'est pas évidente dans le contexte climatique, car, à en croire ma mère, le « temps qu'il fait » est bien tout sauf normal. . .

Et il faut une fois de plus admettre qu'elle n'a pas tort : à nos latitudes dites « tempérées », l'instabilité du courant atmosphérique circulant principalement d'ouest en est génère des perturbations qui se traduisent par des fluctuations importantes de la pression de surface, des températures, et des précipitations¹. Ces fluctuations concernent des régions allant de la centaine au millier de kilomètres, et des durées de l'ordre de quelques jours à une semaine : on parle alors d'échelle spatio-temporelle **synoptique**. En Europe, les perturbations du flux d'ouest se développent généralement au-dessus de l'océan Atlantique nord sous forme d'un train de dépressions apportant leur lot d'averses et de rafales de vent par la façade ouest du continent. Comme les termes empruntés aux bulletins d'information le suggèrent, ces fluctuations synoptiques relèvent de la **météorologie**.

Si la météorologie fluctue constamment, la **statistique** permet néanmoins d'en définir un état moyen. On ne peut prévoir exactement la température du 3 juillet à Paris, mais on peut raisonnablement s'attendre à ce qu'elle soit supérieure à celle de 3 Janvier sous l'effet du *cycle saisonnier*, et de manière plus précise, à ce qu'elle soit dans la fourchette des températures observées à Paris lors des précédents 3 juillet. La moyenne de cette fourchette fournit une estimation statistique de la température *habituelle* pour un 3 juillet parisien, autrement dit une référence. On peut alors étendre ce raisonnement aux autres variables météorologiques, jours et régions, et l'on établit ainsi un état moyen du système météorologique : une **climatologie**. Insistons sur le fait que cet état moyen climatologique n'a pas de réalité physique, il constitue seulement le point central autour duquel la météorologie fluctue comme elle l'entend. Le *climat* s'interprète alors comme la statistique du « temps qu'il fait ». Comment ne pas citer ici Edward LORENZ, qui résumait en 1982 : *Climate is what you expect, weather is what you get...*

¹La dynamique des courants atmosphériques sera détaillée dans la section 1.2.

La définition d'une climatologie nous permet alors de considérer les fluctuations météorologiques comme des écarts à une moyenne, ou, selon le terme consacré, comme des **anomalies**. Autrement dit elle permet une quantification du caractère exceptionnel, ou non, d'un événement. Cependant, cette quantification n'a de sens que si la climatologie est suffisamment représentative de l'éventail des fluctuations possibles de notre variable météorologique. Reprenons notre température parisienne du 3 juillet : les mesures relevées à la station MONTSOURIS² indiquent qu'entre 1948 et 2009, elle a pris 62 valeurs variant entre 14.5 °C en 1954 et 29.1 °C en 1976 (Figure 1.1). Ce large éventail (~ 15 °C) est une illustration de la forte **variabilité inter-annuelle** des températures. Une **variabilité inter-décennale** apparaît également, les 3 juillet parisiens de la décennie 1950–1959 ayant été en moyenne 1.7 °C plus chauds que leurs cousins de 1980–1989, eux-mêmes 2.4 °C plus froids que la génération 2000–2009 (respectivement 20.1, 18.4 et 20.8 °C). Ainsi, afin de capturer les signaux inter-annuels et inter-décennaux, il est communément³ établi d'utiliser des périodes de 30 ans dans le calcul des climatologies. Cette durée fixée, la période elle-même est également importante, puisque les variabilités peut évoluer à long terme, en particulier dans le contexte du *changement climatique*. Nous utiliserons dans cette thèse la période 1961–1990, choix arbitraire⁴ motivé par un souci de cohérence avec de nombreuses études précédentes (Solomon et al., 2007, pour n'en citer qu'une)⁵. Le lecteur est invité à consulter l'annexe A dans laquelle est détaillée notre méthode de calcul des climatologies et anomalies.

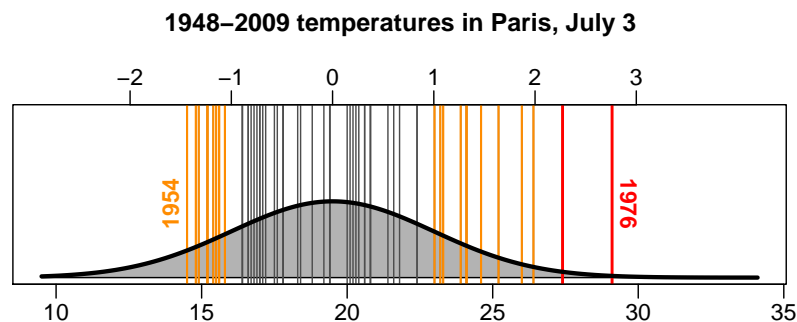


FIGURE 1.1 – Distribution statistique des températures journalières observées à le 3 juillet à Paris de 1948 à 2009. Les écarts à la moyenne supérieurs à 1σ (2σ) sont indiqués en orange (rouge). Une distribution de probabilité gaussienne est ajustée en noir. Axe inférieur : température en °C. Axe supérieur : anomalie normalisée. Données : ECA&D (station ID0038).

Statistical distribution of daily temperatures observed on July 3 in Paris from 1948 to 2009. Departures from the mean exceeding 1σ (2σ) are indicated in orange (red). A Gaussian PDF is fitted in black. Lower axis : temperature in °C. Upper axis : normalized anomaly. Dataset : ECA&D (station ID0038).

Il nous reste à définir ce que nous qualifierons d'*événements extrêmes* dans cette thèse. À

²Données issues de *European Climate Assessment & Dataset* (ECA&D). La station PARIS MONTSOURIS y est référencée par ID0038.

³Cette durée de 30 ans est en particulier utilisée par la plupart des services de prévision météorologique à l'heure actuelle.

⁴Par exemple MÉTÉO-FRANCE choisit de décaler sa climatologie de 10 ans tous les 10 ans : elle utilise jusque fin 2010 la période 1971–2000, et changera en 2011 pour 1980–2010.

⁵Cette étude correspond au quatrième rapport de l'*International Panel on Climate Change*, noté IPCC-AR4, et auquel nous ferons régulièrement référence tout au long de cette thèse.

vrai dire, la définition est presque immédiate à partir des paragraphes précédents : elle concerne les anomalies les plus fortes, et en premier lieu les records. Ainsi 1954 (1976) constitue-t-il un extrême froid (chaud) des 3 juillet parisiens. Plus généralement, nous caractériserons l'intensité des anomalies par rapport à la variabilité statistique, i.e. la **variance**, de la variable météorologique étudiée. Rappelons que la variance σ^2 d'une variable X , composée de N anomalies X_i ($i = 1..N$), se définit à partir de sa moyenne \bar{X} ⁶ par :

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \quad (1.1)$$

où :

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (1.2)$$

Au cours de cette thèse, les anomalies X_i seront ainsi souvent exprimées en termes de *nombre d'écart-type* (σ) par rapport à leur distribution, ce qui revient à les **normaliser** selon :

$$\forall i \in 1..N \quad \tilde{X}_i = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma} \quad (1.3)$$

où \tilde{X}_i est l'anomalie normalisée i de la variable X . Une anomalie sera considérée extrême lorsque son anomalie normalisée excèdera, en valeur absolue, un certain seuil, fixé typiquement entre 1σ et 3σ selon l'étude menée. À noter enfin que la terminologie *inhabituelle* (*unusual* en anglais) pourra également être employée pour modérer le terme *extrême* dans le cas où le seuil fixé est relativement bas (par exemple dans le chapitre 4 où l'on utilise 1σ). La Figure 1.1 synthétise ces différents éléments.

1.1.2 De la diversité des événements

Selon la définition donnée dans la section précédente, les extrêmes météorologiques peuvent dissimuler des événements de natures très différentes, selon, d'une part, la variable qu'ils concernent (vent, température, précipitations) et, d'autre part, les échelles spatio-temporelles qu'ils mettent en jeu (de l'heure aux semaines, et du kilomètre aux milliers de kilomètres). Listons ainsi, de manière non-exhaustive, les tornades, les orages intenses, les tempêtes, les cyclones, les canicules, les sécheresses, les crues, les chutes de neiges abondantes, et autres événements rares inhérents au système climatique. Notons que les échelles spatiales et temporelles sont généralement proportionnelles : ainsi une tornade durera quelques dizaines de minutes en se déplaçant sur quelques kilomètres, tandis qu'une canicule frappera des centaines, voire milliers, de kilomètres pendant plusieurs jours, voire semaines.

Les événements de petite échelle spatio-temporelle (orages violents, tempêtes, crues etc.) sont le plus souvent initiés par des configurations localement exceptionnelles des fluctuations dynamiques journalières, ou sub-journalières, puis amplifiés par des facteurs locaux thermodynamiques ou géomorphologiques (relief, ruissellement etc.). Les événements plus longs requièrent des notions de persistance, ou d'inertie du système climatique. Ainsi les canicules d'été sont généralement causées par des blocages inhabituels de la circulation atmosphérique

⁶Si la moyenne des anomalies sur 1961–1990 est nulle par définition de la climatologie de référence, ce n'est en général pas le cas pour des périodes différentes.

pendant typiquement une à quelques semaines, engendrant des conditions anticycloniques favorables au développement et à la persistance exceptionnellement longue de « beau temps » (e.g., Cassou et al., 2005), et peuvent être amplifiées par une sécheresse des sols due à un déficit de précipitations printanières (e.g., Rowntree and Bolton, 1983). A l'inverse, un hiver extrêmement froid est souvent dû à une situation dynamique persistante apportant des masses d'air polaires et froides des hautes latitudes (e.g., van Loon and Rogers, 1978).

Cette thèse se concentrera exclusivement sur les événements extrêmes de température affectant l'Europe à l'échelle d'une saison. Une saison sera ici définie, sauf mention contraire, par une moyenne sur trois mois, le découpage se faisant selon l'acceptation usuelle des modélisateurs du climat : Mars – Avril – Mai (MAM) pour le printemps, Juin – juillet – Août (JJA) pour l'été, Septembre – Octobre – Novembre (SON) pour l'automne, et enfin Décembre – Janvier – Février (DJF) pour l'hiver. Les événements extrêmes saisonniers résultent généralement d'une succession de quelques événements extrêmes météorologiques au cours de la saison, ou d'une persistance exceptionnelle d'anomalies de même signe pendant une longue période. Ils ont donc souvent des conséquences plus importantes, et concernent des régions plus étendues. Parmi les variables météorologiques de surface, nous nous consacrerons exclusivement à la température, qui est probablement l'une de celles qui ont les plus fortes répercussions sur les activités humaines et les éco-systèmes. L'étude de cette variable bénéficie, en outre, d'un formidable développement des moyens d'observation et de modélisation depuis une soixantaine d'années.

Notre étude des événements extrêmes de température est également motivée par les lourds **impacts** matériels, environnementaux et humains qu'ils génèrent. En effet, les dégâts météorologiques ou climatiques les plus sévères ne sont généralement pas causés par des événements moyens et habituels, auxquels les sociétés comme les écosystèmes ont su progressivement s'adapter, mais bien par les phénomènes extrêmes qui s'acharnent à survenir « par surprise ». Bien que courts et épisodiques dans la routine des fluctuations climatiques, les événements extrêmes de température, qui s'accompagnent souvent de conditions exceptionnelles d'autres variables (sécheresse ou pollution en été, chutes abondantes de neige en hiver), peuvent ainsi avoir des répercussions sur des échelles de temps plus longues que leur propre durée. Pour ne citer qu'un exemple, évoquons l'exceptionnelle vague de chaleur d'août 2003 en Europe, marquant la conscience collective par ses conséquences dramatiques sur le taux de mortalité, et affectant également le secteur énergétique (arrêt des centrales nucléaires) et la sphère environnementale (accélération de la fonte des glaciers alpins, feux de forêts au sud de l'Europe). Notons enfin que, symétriquement, les hivers glaciaux entraînent également leur lot de conséquences socio-économiques (saturation des systèmes de santé, entretien des réseaux routiers etc.), énergétiques (demande de chauffage) et environnementaux (croissance printanière perturbée).

La question des extrêmes de température, et de leurs impacts, apparaît aujourd'hui cruciale dans un contexte de prise de conscience des problématiques climatiques par l'opinion publique et les pouvoirs politiques. La compréhension de leurs mécanismes physiques sous-jacents devient ainsi motivée par un désir d'améliorer leur **prévision**, dans le but d'anticiper les risques futurs associés à de tels extrêmes. Si l'implication politique dans la gestion des impacts climatiques n'est pas nouvelle (déjà au XVIII^e siècle Louis XVI indemnifiait les sinistrés d'inondations (Garnier, 2010)⁷) et que les sociétés ont toujours cherché, au fil de l'Histoire, à s'en prévenir

⁷Louis XVI versa en effet 1 % des recettes du pouvoir royal aux sinistrés des inondations de 1784, à comparer avec les 2 % consacrés par l'État français aux indemnifications de l'ouragan LOTHAR de décembre 1999. Pour l'anecdote, le généreux Louis XVI sera moins visionnaire cinq ans plus tard, n'anticipant pas les conséquences

(cf. les échelles graduées installées le long des grands fleuves pour en anticiper les débâcles), l'anticipation des risques climatiques futurs devient à l'aube du XXI^e siècle une nécessité tant nos sociétés industrialisées apparaissent vulnérables.

1.1.3 Des exemples récents

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la première décennie du XXI^e siècle a vu l'Europe frappée par plusieurs événements climatiques extrêmes. Cette section se propose d'en étudier les principales statistiques. En premier lieu, nous pouvons noter que tous les records saisonniers d'anomalies de température ont été battus depuis 2003 (Figure 1.2⁸). Précisons que les anomalies présentées ici sont moyennées régionalement sur les surfaces continentales comprises entre 10 °W et 30 °E de longitude, et entre 35 et 70 °N de latitude. Cette région sera par ailleurs, dans cette thèse, souvent désignée de façon abusive comme l'*Europe*.

Au premier plan, nous retrouvons sans surprise l'été 2003, qui se distingue par ses canicules exceptionnelles et dramatiques, et qui, avec une anomalie de 2.5 °C (3.2 σ), pulvérise l'ancien record de température européenne d'été datant alors de...2002 (1.6 °C, 1.9 σ). L'épisode exceptionnel de 2003 a suscité, parallèlement à une prise de conscience de l'opinion publique, une grande attention scientifique (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, sont des exemples parmi de nombreux autres). Nous ne lui réserverons néanmoins dans cette thèse qu'une place quasi-anecdotique dans le chapitre 3. Si ce choix peut sembler paradoxal puisque l'été 2003 constitue un exemple d'extrême de température « par excellence », il est motivé par le fait que les nombreuses études citées précédemment ont déjà largement contribué à la compréhension de son développement dynamique et de ses processus amplificateurs. En revanche nous ne nous étonnerons pas de le voir régulièrement évoqué au cours de cette thèse, souvent à titre de comparaison.

Après un nouvel été chaud en 2006 (1.7 °C, 2 σ , deuxième derrière 2003), la période allant de l'automne 2006 au printemps 2007 s'est également distinguée par des températures extrêmement douces, à tel point que les trois précédents records de température d'automne, d'hiver et de printemps y ont été battus. Si les anomalies saisonnières de température de l'hiver 2006/07 et du printemps 2007, bien que records, sont légèrement moins intenses que celle de l'été 2003 (respectivement 2.6 et 1.9 σ), celle de l'automne 2006 n'a rien à lui envier en termes d'amplitude (2.2 °C, 3.1 σ), comme le montre également Beniston (2007). Une étude de Luterbacher et al. (2007) suggère même que l'automne 2006 puisse être l'automne le plus chaud en Europe depuis \sim 1500. Cet épisode a pourtant attiré moins d'attention que l'été 2003, sans doute parce que les impacts socio-économiques d'un automne exceptionnellement doux sont moindres, voire positifs en termes de tourisme (le fameux « été indien »). Nous rétablirons quelque peu cette inégalité dans cette thèse en consacrant entièrement le chapitre 2 à l'étude de l'exceptionnelle douceur de l'automne 2006.

De manière générale, les courbes d'anomalies saisonnières de température de la Figure 1.2

des révoltes sociales nées de la destruction des récoltes par les violents orages de 1788 et 1789, le conduisant directement à la fin qu'on lui connaît... Voir Garnier (2010).

⁸Les anomalies de température y sont calculées à partir des données de température journalière moyenne des stations du *European Climate Assessment and Dataset* (ECA&D). Voir l'annexe A pour plus les détails sur les jeux de données.

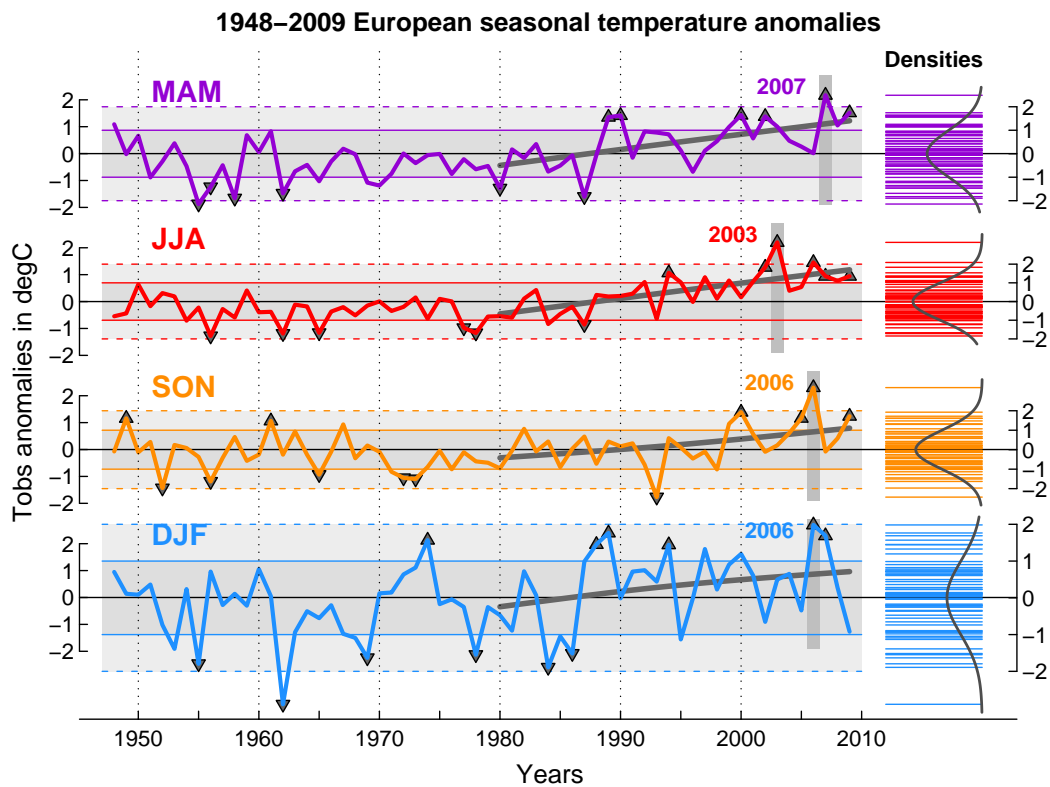


FIGURE 1.2 – Anomalies saisonnières de température de 1948 à 2009 en Europe, par rapport à la climatologie 1961–1990. **(Gauche)** Évolutions temporelles pour chacune saison, printemps (MAM), été (JJA), automne (SON) et hiver (DJF). Les ombrages gris indiquent les niveaux $\pm 1 \sigma$ et $\pm 2 \sigma$. Les six années ($\sim 10\%$) 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 $^{\circ}\text{C}$. Axe de droite : anomalie normalisée. Données : ECA&D.

Seasonal temperature anomalies from 1948 to 2009 in Europe, relative to the 1961–1990 climatology. (Left) Time series for each season, spring (MAM), summer (JJA), autumn (SON) and winter (DJF). Gray shadings indicate $\pm 1 \sigma$ and $\pm 2 \sigma$ levels. Top six ($\sim 10\%$) warm (cold) years are marked by upward (downward) arrows and record-breaking warm years are explicitly indicated. 1980–2009 linear trends are added. (Right) Corresponding Gaussian distributions (lines), parametrized on means and standard deviations of 1948–2009 anomalies (horizontal segments). Dataset : ECA&D.

révèlent deux principaux comportements. Premièrement, elles mettent en évidence les contrastes de variabilité inter-annuelle entre les différentes saisons : ainsi le σ européen est environ deux fois plus large en hiver ($\sigma = 1.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$) qu'en été ($\sigma = 0.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$). Cela se traduit par un étalement (resserrement) de la densité statistique des anomalies en hiver (été), approchée par une distribution *gaussienne* sur la Figure 1.2. Ce contraste important est directement relié à l'activité des fluctuations la dynamique atmosphérique nord-atlantique qui est plus intense en hiver qu'en été, comme nous le verrons dans la section 1.2. Deuxièmement, elles montrent que les récentes saisons records européennes s'inscrivent dans une tendance chaude à plus long terme, qui peut être illustrée par l'ajustement de tendances linéaires sur les trente dernières années

de la Figure 1.2. Ces tendances chaudes sont également illustrées par le fait que les 10 %⁹ d'anomalies les plus chaudes (froides) sont généralement observés dans la seconde (première) moitié de la période 1950–2008, comme l'indiquent les symboles de la Figure 1.2. À noter les contrastes saisonniers entre les tendances de réchauffement européen, environ deux fois plus forte en été (~ 0.6 °C/décennie) qu'en automne (~ 0.3 °C/décennie). En particulier les six étés les plus chauds ont été observés depuis 1994, alors que les années 1960 furent également douces en termes de températures automnales. Le réchauffement européen récent s'illustre, enfin, en termes d'anomalies annuelles : il est frappant de constater que l'Europe quasi-entière a subi les années les plus chaudes de la période 1950–2008 lors des deux dernières décennies (Figure 1.3). À l'inverse, les années les plus froides datent en grande majorité de la période 1950–1980. Nous verrons au chapitre 4 que cette tendance semble continuer au XXI^e siècle selon les projections des modèles climatiques.

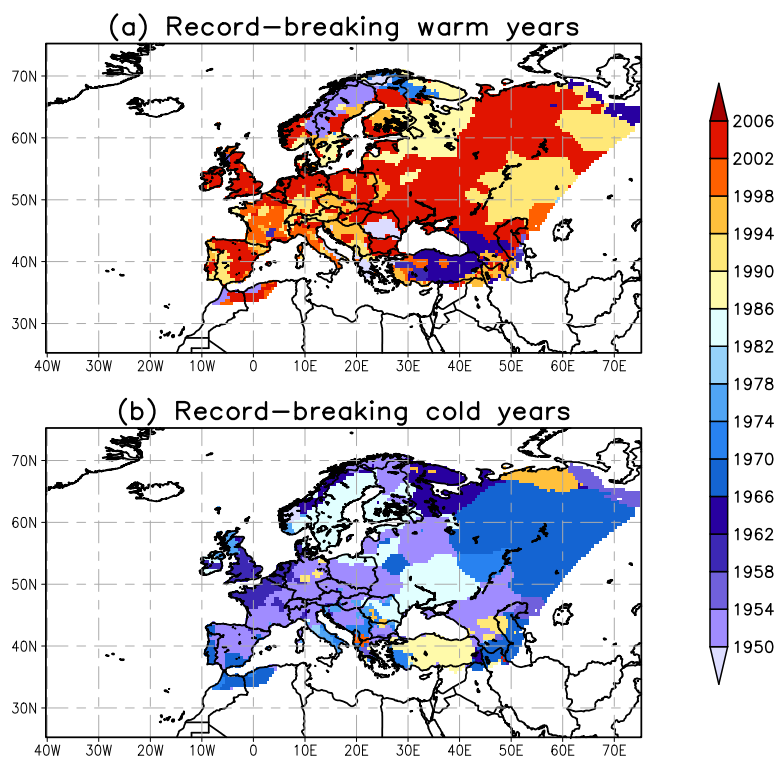


FIGURE 1.3 – Années records, indiquées en chaque point de grille par une couleur, en termes d'anomalies annuelles de température (a) chaudes et (b) froides. Données : E-OBS.

Record-breaking years, indicated at each grid point by a color, in terms of (a) warm and (b) cold yearly temperature anomalies. Dataset : E-OBS.

Concluons cet inventaire par un mot sur les saisons extrêmes froides : on remarque dans un premier temps qu'elles n'excèdent que rarement les -2σ , et que, comme nous venons de le souligner, elles interviennent pour la grande majorité avant les années 1990. Mettons en lumière le pic glacial de l'hiver 1962/63 (-3.3 °C, -2.7σ), dont la persistance exceptionnelle de

⁹Ils concernent, pour chaque saison, 6 années sur la période 1950–2008.

conditions polaires sur l'Europe gela les mers des littoraux anglais, normands ou néerlandais, et provoqua d'abondantes chutes de neige jusqu'en Espagne. Cet épisode sera évoqué dans le chapitre 5 de cette thèse, dans un but de comparaison avec l'hiver 2009/10. Le dernier pic froid important est observé durant l'automne 1993 (-1.5 °C , -2.4σ), et succède à l'été le plus froid des vingt dernières années (le seul, d'ailleurs, qui présente une anomalie négative -0.2 °C , -0.9σ). Il peut être intéressant de remarquer que cet épisode froid se retrouve dans les températures de surface de l'océan Atlantique nord, mais aussi dans sa partie tropicale¹⁰, et qu'il intervient entre un et deux ans après l'éruption du volcan tropical philippin PINATUBO¹¹. Si, à notre connaissance, une causalité directe n'a pas été mise en évidence, nous ne pouvons totalement exclure une telle hypothèse, étant donné l'impact des poussières et aérosols volcaniques sur le bilan radiatif de surface¹².

1.1.4 Un contexte plus global

Il serait presque nombriliste que d'imaginer l'Europe comme la seule région régulièrement par des températures anormalement chaudes ces dernières années. Force est de constater qu'une saison « normale » en Europe est potentiellement une saison caniculaire ailleurs, et vice-versa. La Figure 1.4 illustre ce propos, puisqu'elle montre la fraction de surface continentale de l'hémisphère nord¹³ frappée par des anomalies de température extrêmes, sans tenir compte de leur localisation. La fraction d'extrêmes chauds tend ainsi à augmenter lors des dernières décennies, en particulier depuis 2005 où $\sim 10\%$ des continents de l'hémisphère nord ont été constamment touchés par des anomalies de température dépassant les 1.5σ , le record demeurant l'année 1998 et son Niño intense¹⁴ (Figure 1.4). Si les années 1950 connaissaient déjà des extrêmes chauds similaires, la tendance à la baisse de la fraction d'extrêmes froids apparaît en revanche « sans-précédent » depuis 1948, illustrant la singularité des années récentes.

Comme pour l'Europe (section 1.1.3), l'augmentation de l'occurrence d'événements exceptionnellement chauds sur l'hémisphère nord est à mettre en relation avec le réchauffement plus global récemment observé à l'échelle de l'hémisphère nord (e.g., Trenberth et al., 2007). Celui-ci est illustré par la tendance linéaire ajustée sur la période 1980–2009 des anomalies annuelles de température hémisphérique (Figure 1.5). Si l'on étend les cartes de la Figure 1.3 à l'hémisphère entier, il est à nouveau frappant de constater que la grande majorité des records de température depuis 1950 y ont été établis au cours des dernières décennies (Figure 1.6¹⁵).

Ainsi les extrêmes de température européens récemment observés font-ils partie intégrante d'un réchauffement à l'échelle globale, dont l'observation sur les dernières décennies a été qualifiée de « sans équivoque » par le quatrième rapport de l'*International Panel for Climate Change (IPCC 4th Assessment Report*, ci-après IPCC-AR4, voir Solomon et al., 2007). Ajoutons que les projections futures réalisées par les modèles climatiques dans le cadre de ce même

¹⁰Nous évoquerons ces éléments respectivement dans les chapitres 3 et 5.

¹¹L'éruption dura de juin à septembre 1991.

¹²Ce point sera détaillé dans la section 1.3.3.

¹³Ici les données utilisées sur l'Europe (E-OBS, de l'ECA&D) ne suffisent plus, et nous utilisons les ré-analyses de température à 2 m fournies par les *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) et *National Center of Atmospheric Research* (NCAR). Voir l'annexe A pour plus de détails sur les jeux de données, et notamment pour une comparaison entre les différents jeux de température utilisés au cours de cette thèse.

¹⁴Voir section 1.2.2.

¹⁵À noter les différences avec la Figure 1.3 sur l'Europe, qui s'expliquent par l'utilisation de jeux de données différents (réanalyses NCEP/NCAR & interpolations E-OBS des stations de l'ECA&D). Le jeu NCEP/NCAR a notamment la particularité de sous-estimer le réchauffement récent en Europe, voir l'annexe A pour les détails.

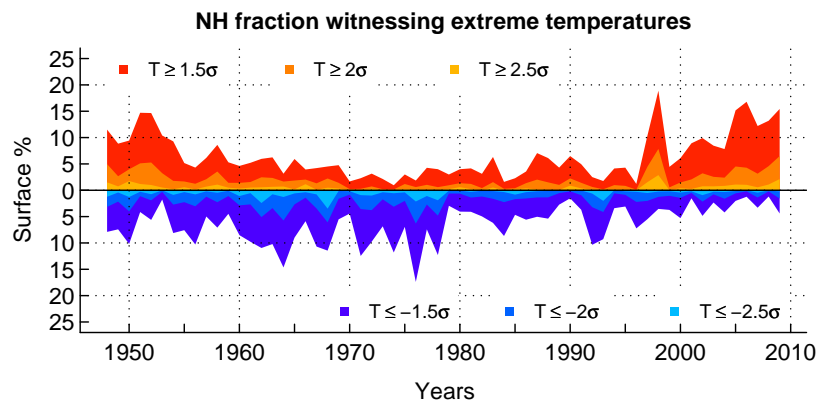


FIGURE 1.4 – Moyennes annuelles de 1948 à 2009 de la fraction de surface continentale de l’hémisphère nord frappée par une anomalie de température à 2 m excédant respectivement $\pm 1.5 \sigma$, $\pm 2 \sigma$ et $\pm 2.5 \sigma$ (couleurs foncées à claires, rouge pour chaud, bleu pour froid). Données : NCEP. Unités : %.

1948–2009 annual means of Northern hemisphere land-surface fraction witnessing a 2m-temperature anomaly exceeding repectively $\pm 1.5 \sigma$, $\pm 2 \sigma$ and $\pm 2.5 \sigma$ (from dark to light colors, red for warm, blue for cold). Dataset : NCEP. Units : %.

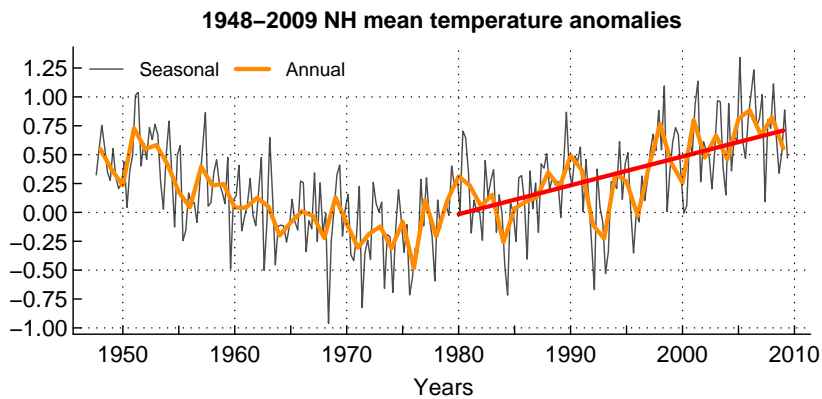


FIGURE 1.5 – Anomalies saisonnières (gris) et annuelles (orange) de température à 2 m de 1948 à 2009 sur l’hémisphère nord (continents seulement), par rapport à la climatologie 1961–1990. La tendance linéaire calculée sur 1980–2009 est ajoutée en rouge. Données : NCEP. Unités : °C.

Seasonal (gray) and annual (orange) 2m-temperature anomalies from 1948 to 2009 over the Northern Hemisphere (land only), relative to the 1961–1990 climatology. 1980–2009 linear trend is added in red. Dataset : NCEP. Units : °C.

rapport sont unanimes : les tendances observées dans les températures globales des dernières décennies vont se poursuivre dans les années futures (Meehl et al., 2007a, pour une revue détaillée). Une estimation de ces tendances sur les principales régions continentales est illustrée par la Figure 1.7, extraite de l’IPCC-AR4.

Dans ce contexte global, l’Europe se distingue néanmoins par une tendance régionale plus marquée que le réchauffement global, l’estimation de la différence moyenne des climatologies

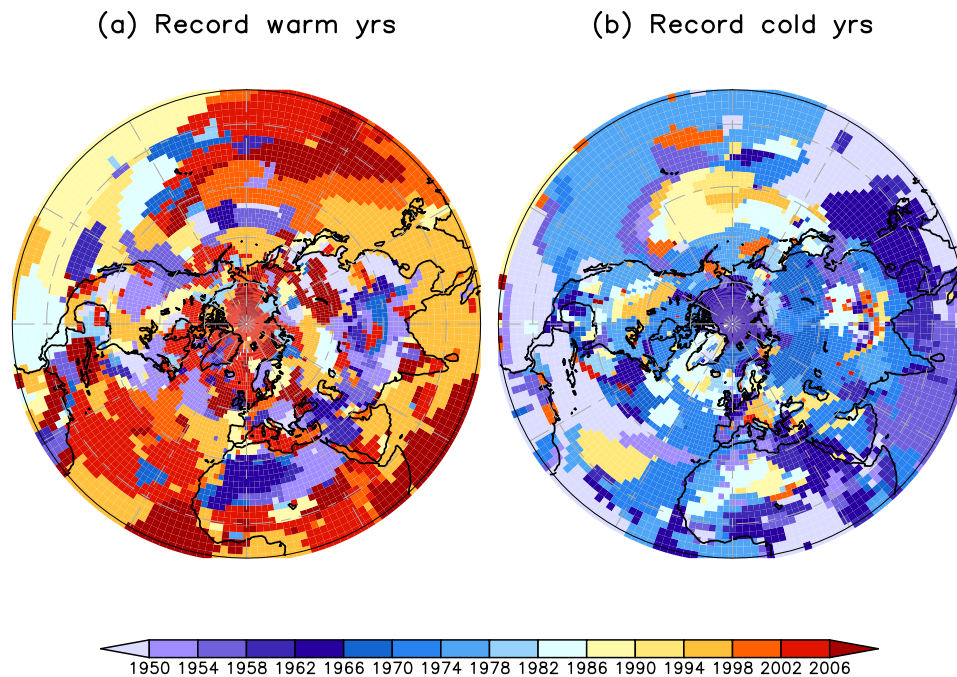


FIGURE 1.6 – Années records, indiquées en chaque point de grille par une couleur, en termes d’anomalies annuelles de température à 2 m (a) chaudes et (b) froides. Données : NCEP. Voir détails dans la note 15.

Record-breaking years, indicated at each grid point by a color, in terms of (a) warm and (b) cold annual 2m-temperature anomalies. Dataset : NCEP. See details in footnote 15.

1980–1999 et 2080–2099 atteignant entre +2.2 et +5.3 °C selon les modèles et les scénarii économiques d’émissions anthropiques. Ainsi le résumé du chapitre 11 de l’IPCC-AR4 indique que :

« Annual mean temperatures in Europe are likely to increase more than the global mean. Seasonally, the largest warming is likely to be in northern Europe in winter and in the Mediterranean area in summer. Minimum winter temperatures are likely to increase more than the average in northern Europe. Maximum summer temperatures are likely to increase more than the average in southern and central Europe. »

TRAD. « Les moyennes annuelles de température en Europe augmenteront probablement davantage que la moyenne globale. À l’échelle saisonnière, le réchauffement le plus fort semble concerner l’Europe du Nord en hiver, et la région méditerranéenne en été. En hiver, les températures minimales augmenteront probablement davantage que la moyenne sur l’Europe du Nord. En été, les températures maximales augmenteront probablement davantage que la moyenne sur l’Europe du Sud et l’Europe Centrale. »

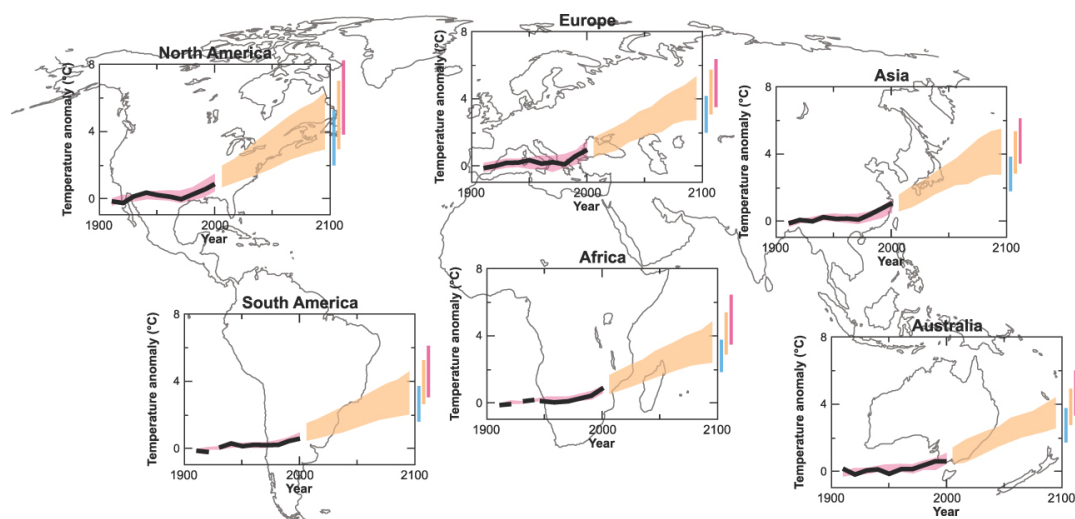


FIGURE 1.7 – Anomalies de température, par rapport à 1901–1950, sur six régions d’échelle continentale pour 1906–2005 (observations en courbe noire et simulations des modèles climatiques incorporant les forçages connus en enveloppe rouge) et 2001–2100 (projections climatiques dans le scénario A1B en enveloppe orange). Les barres à la fin de l’enveloppe orange représentent la fourchette des changements prévus pour 2091–2100 par les modèles dans les scénarii B1 (bleu), A1B (orange) et A2 (rouge). Voir détails dans Christensen et al. (2007). Reproduit de l’IPCC-AR4.

Temperature anomalies with respect to 1901–1950 for six continental-scale regions for 1906–2005 (black line) and as simulated (red envelope) by climate models incorporating known forcings; and as projected for 2001–2100 by climate models for the A1B scenario (orange envelope). The bars at the end of the orange envelope represent the range of projected changes for 2091–2100 for the B1 scenario (blue), the A1B scenario (orange) and the A2 scenario (red). More details in Christensen et al. (2007). Reproduced from IPCC-AR4.

Au-delà du réchauffement moyen, qui se traduit par une translation vers le chaud de la distribution de probabilité des températures, les deux dernières phrases suggèrent d’éventuels changements de variabilité, en l’occurrence un étalement (resserrement) de la distribution des températures estivales (hivernales) vers (depuis) son extrémité chaude (froide). On joue ici sur le σ des anomalies : en particulier un été caniculaire futur d’amplitude similaire à celle de 2003 (3.2σ) correspondra probablement à une anomalie¹⁶ plus intense que les 2.5 °C de 2003. Inversement, la probabilité d’occurrence d’un hiver aussi glacial¹⁶ que celui de 1962/63 (-3.3 °C) risque de diminuer, puisque cela nécessitera alors dépasser les -2.7σ qu’il représentait au xx^{e} siècle. Notons enfin que les changements éventuels de variabilité peuvent se traduire, en plus d’une translation et d’un élargissement/rétrécissement, par une asymétrie de la distribution statistique des températures. La Figure 1.8 synthétise ces éléments en proposant trois évolutions schématiques possibles de la distribution des anomalies de température d’été.

1.1.5 Problématiques générales et organisation de cette thèse

Les sections précédentes ont montré que les événements extrêmes de température sont partie intégrante du contexte climatique dans lequel ils surgissent. En retour, les principaux

¹⁶Par rapport à la climatologie future.

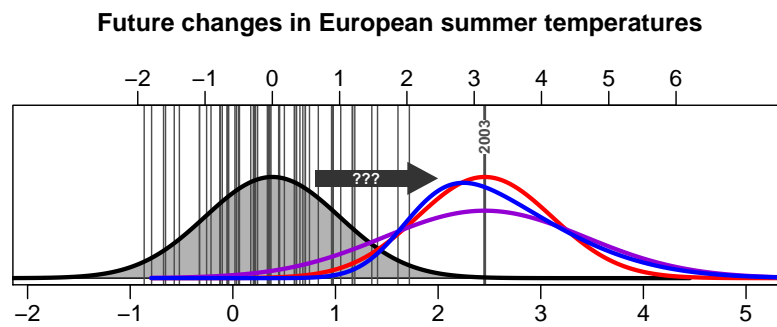


FIGURE 1.8 – Distribution statistique des anomalies de température d’été en Europe de 1950 à 2008 (segments noirs). Une distribution de probabilité gaussienne est ajustée en noir, et trois évolutions futures schématiques ajustées sur la valeur de 2003 sont proposées : translation (rouge), translation+étalement (violet) et translation+étalement+asymétrie (bleu). Axe inférieur : température en °C. Axe supérieur : anomalie normalisée. Données : E-OBS.

Statistical distribution of summer temperature anomalie in Europe from 1950 to 2008 (black segments). A Gaussian PDF is fitted in black, and three schematic future evolutions fitted on the value of 2003 are suggested : shift (red), shift+widening (violet) and shift+widening+skewness (blue). Lower axis : temperature in °C. Upper axis : normalized anomaly. Dataset : E-OBS.

impacts qui caractérisent un climat sont provoqués par ses fluctuations les plus exceptionnelles. Cet « aller-retour » incessant entre événements extrêmes et climat moyen est particulièrement pertinent dans le contexte actuel de changement climatique, qui vient bouleverser nos habitudes et perturber notre perception du *normal* et de l’*exceptionnel*. Notre trouble est de plus amplifié par une récente prise de conscience publique des enjeux climatiques, car le relai d’information quasi-systématique des événements les plus spectaculaires nous donne la sensation biaisée d’une augmentation de leur fréquence. Qu’en est-il réellement ? Les éléments des sections précédentes semblent ne pas laisser la place au doute : sous l’hypothèse d’un climat stable depuis 1950, la dernière décennie nous offre la majorité des saisons les plus chaudes. Mais notre point de vue est-il le bon ? S’il ne fallait pas considérer les records saisonniers de 2003 et 2006/07 comme des extrêmes chauds du climat européen du XX^e siècle, mais comme des « prototypes » des normales du XXI^e siècle ?

Motivée par ces questions, notre étude se propose de contribuer à leurs réponses, avec la modestie qu’exige, sans mauvais jeu de mots, l’*extrême* complexité du système climatique global. Avant d’aborder les questions des projections climatiques futures, cette thèse se concentrera dans un premier temps sur la compréhension des mécanismes physiques de grande échelle responsables du réchauffement et des extrêmes de température récemment observés en Europe. Nous l’avons vu, les années récentes fournissent plusieurs exemples de saisons exceptionnelles, et constituent ainsi un terrain d’analyse particulièrement pertinent. Les chapitres 2 (concentré sur l’automne chaud de 2006) et 3 (qui généralise les résultats du chapitre 2) se focaliseront ainsi sur les liens entre dynamique atmosphérique, processus énergétiques et températures européennes au cours des dernières décennies, dans l’objectif de répondre à la problématique suivante :

Quels sont les mécanismes dynamiques et physiques de grande échelle qui pilotent le récent réchauffement européen et ses extrêmes saisonniers

de température ?

Nous verrons lors de ces chapitres (2 et 3) que si les fluctuations de la dynamique nord-atlantique gouverne la variabilité inter-annuelle des températures européennes, elles n'expliquent pas, en revanche, l'amplitude des récents extrêmes, et plus généralement des tendances chaudes à long terme. Ce constat implique alors l'existence de processus amplificateurs, que nous discuterons en mettant en évidence le rôle de l'océan Atlantique.

Cette thèse se tournera dans un second temps vers les projections climatiques futures, notre curiosité nous poussant en effet à anticiper, selon la formule consacrée, « la sauce à laquelle nous allons être mangés¹⁷ ». Nous nous interrogerons alors, dans le chapitre 4, sur le devenir de la relation dynamique atmosphérique – températures européennes. La divergence observée sur des saisons récentes lors des chapitres 2 et 3 se poursuit-elle au XXI^e siècle, ou le réchauffement européen s'accompagne-t-il au contraire d'une modification des fluctuations de la dynamique nord-atlantique ? Ces questions peuvent ainsi se résumer en une seconde problématique :

Comment l'influence de la dynamique nord-atlantique sur les températures européennes répond-elle au changement climatique attendu pour le XXI^e siècle ?

Notre démarche scientifique de compréhension des processus dynamiques et d'appréhension de leurs réponses au changement climatique sera finalement appliquée dans le chapitre 5 à l'étude de l'hiver froid de 2009/10, qui peut être considéré, nous le verrons, comme un extrême froid d'un climat déjà plus chaud.

Avant toute chose, nous voyons ici que la compréhension des mécanismes responsables des extrêmes de température européens nécessite une connaissance plus générale des acteurs du climat européen, parmi lesquels nous distinguerons dans la section 1.3 la dynamique atmosphérique qui le pilote et les processus physiques qui le modulent. Enfin, comme nous l'avons vu, le climat est un voyage infini et permanent entre échelles spatio-temporelles diverses. Une description de la dynamique d'un climat régional ne saurait donc être dissociée d'une vision plus globale, à l'échelle de la planète, et à laquelle la section 1.2 est à présent dédiée.

1.2 Dynamique du climat et modes de variabilité

1.2.1 Une compréhension de la dynamique globale

1.2.1.1 De l'excès énergétique tropical...

Avant d'aborder spécifiquement la variabilité climatique européenne, il convient de décrire, du moins dans ses grandes lignes, les mécanismes participant au fonctionnement du système climatique global.

À l'échelle de la planète, le climat naît d'un déséquilibre énergétique entre l'équateur et les pôles. Du fait de la sphéricité de la Terre, le rayonnement solaire reçu est en effet maximum

¹⁷Expression, il faut l'avouer, particulièrement appréciée de mon directeur de thèse, à qui ce clin d'œil est amicalement destiné...

(minimum) à l'équateur (aux pôles), contraste qui n'est pas compensé par les hétérogénéités du rayonnement infra-rouge¹⁸ et de l'albédo¹⁹ (Figure 1.9). Le leitmotiv climatique peut alors se résumer en un transport d'énergie permanent de l'équateur vers les pôles, dit **transport méridien**, et ce n'est pas un hasard si l'éthymologie grecque du mot « climat » ($\kappa\lambda\iota\mu\alpha$) signifie « inclinaison ». Ce transport, extrêmement complexe en pratique, met à contribution les composantes océaniques et atmosphériques du système climatique, et s'appuie sur les effets combinés de la force gravitationnelle (mouvements verticaux) et de la rotation terrestre (déviations vers l'est des trajectoires horizontales équateur – pôle par la **force de Coriolis**). Enfin, notons que l'inclinaison de l'axe terrestre induit un déséquilibre énergétique plus important dans l'hémisphère d'hiver.

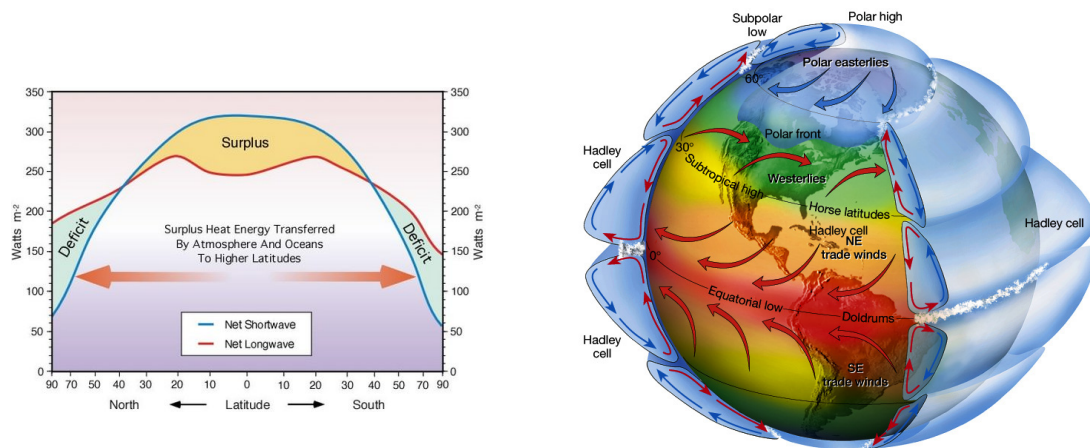


FIGURE 1.9 – (Gauche) Représentation schématique du bilan énergétique terrestre total. Crédits : NASA. (Droite) Représentation schématique de la dynamique atmosphérique globale. Crédits : Université du Maine.

(Left) Schematic view of total Earth's energy balance. Credits : NASA. (Right) Schematic view of the global atmospheric dynamics. Credits : Maine University.

Dès le XVII^e siècle, HADLEY évoque l'existence de cellules méridiennes hémisphériques dans la troposphère²⁰. Il suggère une ascendance thermique (convection) au-dessus des tropiques, une advection en altitude de cette chaleur vers les pôles, et une subsidence au-dessus des régions froides. Ces cellules seront discutées par FERREL au XIX^e siècle, qui suggérera une subsidence intermédiaire au-delà des tropiques (dans la zone dite sub-tropicale). Enfin, WALKER introduira des circulations zonales dans les tropiques, du fait des contrastes de températures entre d'une part les océans et continents, et d'autre part les bassins est/ouest des océans. Ces circulations maintiennent en particulier des vents d'est réguliers en surface, connus sous le nom d'**Alizés**. Finalement, si le terme de **cellules de Hadley** persiste encore aujourd'hui pour désigner la circulation méridienne, il est exclusivement réservé à la bande tropicale (typiquement 25 °S–25 °N), et utilisé au pluriel pour souligner des contrastes zonaux importants (Figure 1.9). Notons enfin que les cellules de Hadley sont plus intenses dans l'hémisphère d'hiver, où le

¹⁸L'équilibre du bilan énergétique global de la Terre la conduit en effet à ré-émettre l'énergie solaire absorbée sous la forme de rayonnement infra-rouge, dit du *corps noir*.

¹⁹Fraction de l'énergie solaire reçue qui est réfléchiée par la surface terrestre. Elle est en particulier élevée sur les zones enneigées.

²⁰Couche inférieure de l'atmosphère située typiquement entre 0 et 12 km (6 km) d'altitude à l'équateur (aux pôles), et séparé de la stratosphère (couche supérieure) par la tropopause.

déséquilibre énergétique méridien est le plus grand.

1.2.1.2 ... au chaos des moyennes latitudes

Dans les régions extra-tropicales (typiquement au-delà de 25 °N/S), le transport méridien d'altitude²¹ est systématiquement dévié vers l'est par effet de la force de Coriolis due à la rotation terrestre, ce qui entraîne la création d'un large flux zonal d'ouest traduit en surface par les *westerlies* (Figure 1.9). La saisonnalité du déséquilibre thermique méridien, qui pilote l'intensité des cellules de Hadley, détermine également la position et la force de ce courant zonal, qui est ainsi renforcé et proche de l'équateur dans l'hémisphère d'hiver (Figure 1.10). Aux alentours de 30–40 °N/S, les forts contrastes de température et de pression entre air tropical (mélangé par la circulation de Hadley) et extra-tropical (en contact avec le pôle) créent un cisaillement vertical du profil de vent qui confine les vents d'ouest les plus forts dans un tube zonal relativement étroit et situé sous la tropopause (Figure 1.11). Ce courant fort d'altitude, pouvant dépasser localement les 100 $m.s^{-1}$, est connu sous le nom de *jet stream*.

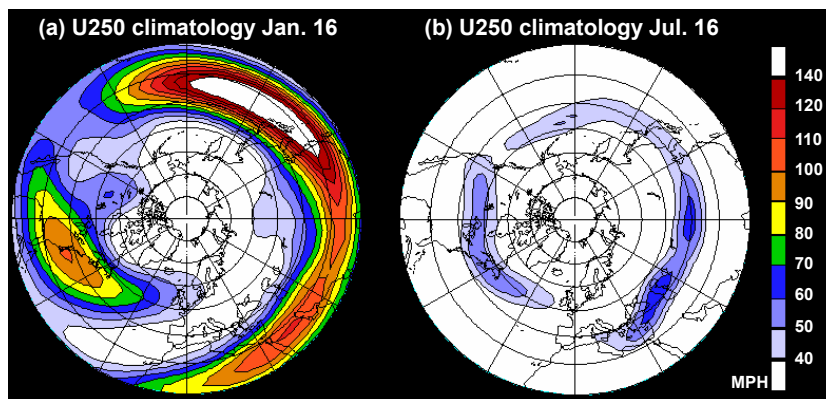


FIGURE 1.10 – Représentation du *jet stream* par la climatologie 1985–1993 du vent zonal d'altitude à 250 hPa : (a) hiver (16 janvier) et (b) été (16 juillet). Unités : mph. Crédits : NOAA.

View of the jet stream as 1985–1993 climatology of upper-level zonal wind at 250 mb : (a) winter (January 16) and (b) summer (July 16). Units : mph. Credits : NOAA.

Contrairement aux cellules de Hadley, le *jet stream* des moyennes latitudes est instable, et par conséquent soumis à des fluctuations permanentes. En termes de dynamique, ces fluctuations peuvent s'interpréter comme des **ondes de Rossby**, et proviennent des perturbations de l'**équilibre géostrophique**²². Les perturbations du *jet stream* sont à relier aux fluctuations des pressions de surface, comme le suggère la représentation schématique de la Figure 1.11. Nous ne détaillerons pas ici la genèse des ondes de Rossby, le lecteur étant invité à consulter une revue plus complète dans Hoskins and Pearce (1983)²³, et retiendrons simplement que l'on peut en distinguer deux types :

- les ondes **stationnaires**, ou **planétaires** responsables des structures quasi-statiques de

²¹Au sommet de la troposphère.

²²Selon cet équilibre, les vents horizontaux (alors dits *vents géostrophiques*) sont uniquement proportionnels aux gradients horizontaux de pression.

²³Voir aussi Cassou (2001, chapitres 1, 2 et 6).

la circulation atmosphérique des moyennes latitudes (dépression d'Islande, anticyclone des Açores etc.), et dessinées par les géographies des océans et des reliefs continentaux ;

- les ondes **propagatives**, ou **synoptiques**, se déplaçant généralement vers l'est, et responsables des fluctuations du « temps qu'il fait » à l'échelle journalière. Ces ondes peuvent en particulier être déclenchées par des modulations de l'intensité des cellules de Hadley tropicales, ce qui constitue la base des connexions tropiques – extra-tropiques.

À noter que ces deux types d'ondes participent activement au transport de chaleur méridien vers les pôles, puisqu'elles donnent aux *jet stream* zonal une composante méridienne qui prolonge les efforts des cellules de Hadley des sub-tropiques jusqu'aux cercles polaires. Enfin, les perturbations les plus fortes du *jet stream* apparaissent dans l'hémisphère nord où les effets dus à la géographie sont plus marqués (continents plus nombreux).

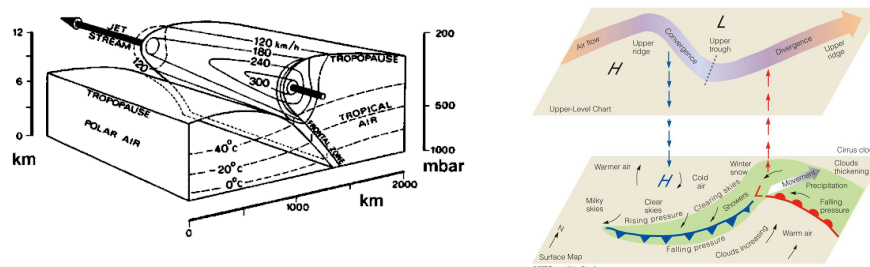


FIGURE 1.11 – (Gauche) Représentation schématique du *jet stream* d'altitude et des distributions en température, pression et vent associées. Reproduit de Cassou (2001). **(Droite)** Représentation schématique des relations entre perturbations du *jet stream* d'altitude et des anomalies de pression de surface. Crédits : Thomson Higher Education.

(Left) Schematic view of upper-level jet stream and associated temperature, pressure and wind distributions. Reproduced from Cassou (2001). *(Right)* Schematic view of relationships between disturbances in upper-level jet stream and surface pressure anomalies. Credits : Thomson Higher Education.

L'Europe, située aux moyennes latitudes, apparaît dès lors directement sous l'influence du « toboggan » du *jet stream*, qui y déverse ses perturbations perpétuelles qui façonnent en particulier la **variabilité** journalière à inter-annuelle du climat européen. Notre étude des températures européennes peut alors sembler compromise tant les fluctuations du *jet stream* apparaissent chaotiques. Précisons toutefois que le terme de « chaotique » n'est pas totalement adéquat ici, puisque les fluctuations de la dynamique tendent à s'organiser selon des états préférentiels, nommés **modes de variabilité**, que les sections suivantes se proposent de décrire brièvement.

1.2.2 Modes de variabilité à l'échelle globale

Précisons d'entrée que cette section ne se veut pas exhaustive, et que nous nous limiterons ici aux modes de variabilité principaux, ayant des impacts sur le climat global aux échelles journalière à inter-annuelle. Une description plus complète pourra par exemple être consultée dans Cassou (2001, Chapitre 2).

À l'échelle globale, le principal mode de variabilité de la circulation atmosphérique se situe dans la bande tropicale, sur le bassin océanique le plus étendu (le Pacifique tropical), et répond au nom de l'*El-Niño Southern Oscillation* (ENSO) (Neelin et al., 1998). Il s'exprime selon une oscillation quasi-périodique (de période non constante variant entre 3 et 7 ans) des températures de surface océaniques (*Sea-surface temperatures*, SST) de la langue pacifique tropicale, et s'associe à un phénomène de bascule des pressions atmosphériques entre l'Est et l'Ouest du bassin perturbant les circulations de Walker (Walker, 1924). On parle alors d'oscillation « couplée océan-atmosphère ». Ce couplage qui fait intervenir l'inertie des conditions océaniques confère à l'ENSO une nature **déterministe**, ce qui permet notamment sa prévision à l'échéance d'une saison, voire d'une année²⁴. Notons enfin que plusieurs indices ont été créés afin d'appréhender les phases ENSO, à l'image du *Southern Oscillation Index* (SOI), qui évalue l'état de la bascule des pressions atmosphériques entre Tahiti (Ouest du bassin) et Darwin (Australie, Est du bassin), et qui sera utilisé dans le chapitre 5 de cette thèse pour caractériser l'impact de l'ENSO sur l'hiver 2009/10 en Europe.

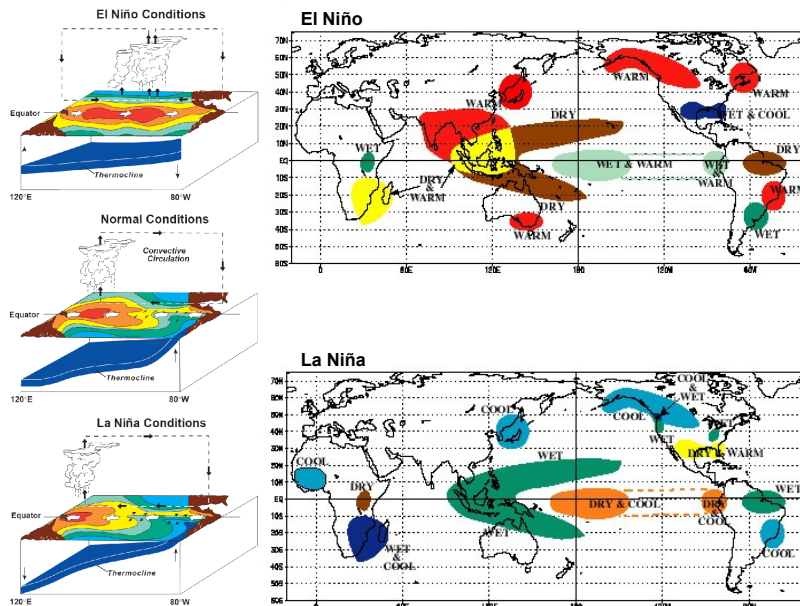


FIGURE 1.12 – Représentations schématiques des conditions océan-atmosphère et des impacts liés aux événements Niño/Niña. Crédits : NOAA.

Schematic representations of ocean-atmosphere conditions and impacts associated with Niño/Niña events. Credits : NOAA.

Les effets de l'ENSO peuvent se répercuter à l'échelle planétaire via les cellules de Hadley puis les *jet streams* (Diaz and Markgraf, 2000; Trenberth et al., 1998, parmi d'autres), illustrant le jeu des **télé-connexions** tropicales – extra-tropicales. Schématiquement, une phase négative de l'ENSO, dite **El Niño**, est initiée par un ralentissement des Alizés pacifiques, ce qui génère une anomalie d'air chaud et humide sur la langue océanique du Pacifique tropical, et favorise une élévation (baisse) des pressions atmosphériques sur l'Ouest (Est) du bassin. En Amérique du Sud, le Niño est particulièrement redouté car il s'accompagne d'intenses précipitations détruisant biens et récoltes. Si les impacts planétaires d'un Niño sont globalement chauds,

²⁴Voir par exemple à l'adresse : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/enso.forecast.html>.

ils ne sont pas systématiques sur l'Europe. Notons que les réponses planétaires aux phases positives de l'ENSO, dites **La Niña**, sont quasi-symétriques (Figure 1.12). Une revue plus détaillée de l'ENSO est proposée dans Philander (1990).

Si l'ENSO a attiré une grande attention après l'événement Niño intense de 1997/98 (Neelin et al., 1998) et ses conséquences planétaires (voir les pics chauds de 1998 sur les Figures 1.4 et 1.5), il ne peut être tenu pour seul responsable de l'ensemble des sursauts climatiques mondiaux. En particulier, dans les variations journalières à inter-annuelles du climat des moyennes latitudes, le signal ENSO se retrouve largement modulé par les fluctuations de la dynamique « chaotique ». Dans l'hémisphère nord, qui nous intéresse dans cette thèse, les extra-tropiques sont ainsi dominés par un mode de variabilité annulaire caractérisant principalement les différences de pression entre les pôles et les moyennes latitudes, et nommé **Northern Annular Mode** (NAM) (Figure 1.13). Contrairement à l'ENSO, le NAM est d'origine ondulatoire, dû à la variabilité interne et non-déterministe de la dynamique extra-tropicale. Schématiquement, une phase positive (négative) du NAM renforce (affaiblit) les structures associées aux ondes planétaires issues des perturbations quasi-statiques du *jet stream* (Thompson and Wallace, 2001). Notons que le NAM est fortement lié à l'**oscillation arctique** (*Arctic Oscillation*, AO), qui est à l'origine une mesure de l'intensité du vortex polaire stratosphérique de l'hémisphère nord (Thompson and Wallace, 1998) (Figure 1.13). Le lien entre AO et NAM est quasi-évident : un renforcement du vortex polaire stratosphérique (phase positive de l'AO) engendre une dépression sur le pôle Nord jusque dans la troposphère (phase positive du NAM), et c'est pourquoi nous ne ferons pas la distinction entre ces deux modes. Enfin, précisons que l'hiver boréal étant la saison de *jet stream* le plus intense, on y retrouve logiquement le NAM/AO le plus marqué.

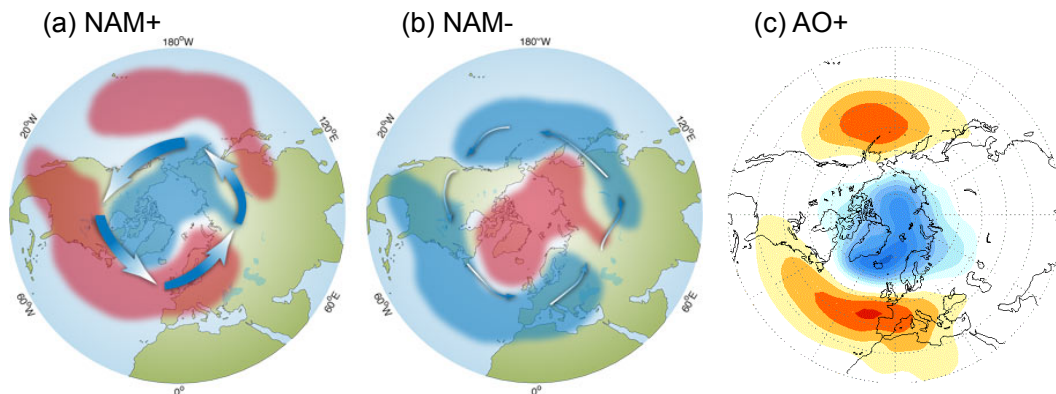


FIGURE 1.13 – (a–b) Représentation schématique des phases (a) positive et (b) négative du NAM. Les couleurs indiquent les hautes (rouge) et basses (bleu) pressions, et les flèches indiquent le flux atmosphérique de grande échelle. Credits : Woods Hole Oceanographic Institution. (c) Pattern de pression dominant de l'AO, tel qu'utilisé par la NOAA (voir détails dans la section 5.3.1).

(a–b) Schematic representations of (a) positive and (b) negative phases of the NAM. Colors indicate high (red) and low (blue) pressures, and arrows indicate the large scale atmospheric flux. Credits : Woods Hole Oceanographic Institution. (c) Leading pressure pattern of the AO, as used by NOAA (see details in section 5.3.1).

1.2.3 Synthèse sur la dynamique globale

Cette section se proposait d’esquisser les grandes lignes d’une compréhension de la dynamique globale du climat. Nous avons ainsi vu que le climat se résume à un perpétuel effort de ré-équilibre énergétique entre l’excès tropical et les déficits polaires. Ce transport méridien est principalement réalisé par la mise en place d’une dynamique atmosphérique d’échelle globale : cellules de Hadley dans les tropiques, et *jet stream* aux moyennes latitudes, dont les perturbations constantes pilotent une grande partie de la variabilité du climat extra-tropical. Enfin, nous avons isolé les modes de variabilité principaux de la dynamique globale : l’ENSO tropical, dont les impacts peuvent être planétaires, et le NAM/AO dans les extra-tropiques de l’hémisphère nord, qui caractérise les structures planétaires des perturbations du *jet stream*. Précisons à nouveau que nous nous sommes ici volontairement limités aux modes affectant le climat aux échelles relativement courtes (journalière à inter-annuelle). D’autres modes globaux peuvent être identifiés à des fréquences plus basses, à l’image de la *Pacific Decadal Oscillation* (PDO), pour n’en citer qu’une (e.g., Trenberth and Hurrell, 1994, pour une revue complète).

Après ces considérations globales nécessaires, nous amorçons à présent notre descente d’échelle vers les mécanismes dynamiques et physiques qui gouvernent le climat européen, et qui font l’objet de la section 1.3. D’après la section 1.2.1.2, l’Europe est sous l’influence des fluctuations du *jet stream* traversant l’Atlantique nord depuis la Floride jusqu’en Scandinavie. La première partie de notre descente (section 1.3.1) s’inscrit alors dans la droite lignée de la section précédente (1.2.2), puisqu’elle étudie la partie nord-atlantique du mode NAM/AO de l’hémisphère nord.

1.3 Dynamique et températures à l’échelle de l’Europe

1.3.1 L’oscillation nord-atlantique (NAO)

1.3.1.1 NAO et températures européennes

À l’échelle du climat européen, le NAM/AO se réduit à sa partie « Atlantique Nord – Europe » (*North Atlantic – Europe*, NAE), identifiée comme l’**oscillation nord-atlantique** (*North-Atlantic Oscillation*, NAO) (e.g., Hurrell et al., 2003). À moins que ce ne soit l’inverse, et que le mode NAO soit un mode très marqué du bassin Atlantique, au point de dominer la variabilité de l’hémisphère entier? . . . Nous n’entrerons pas dans ce débat qui agite la communauté scientifique depuis près de dix ans (e.g., Ambaum et al., 2001), et nous nous contenterons donc de considérer que la NAO et le NAM/AO sont confondus sur l’Atlantique nord, région sur laquelle nous utiliserons spécifiquement le terme NAO, tandis que nous parlerons du NAM/AO pour désigner la structure zonale à l’échelle de l’hémisphère²⁵.

La NAO coïncidant avec la signature hémisphérique du NAM/AO sur l’océan Atlantique nord, elle se caractérise dans sa phase positive (négative) par les renforcements (affaiblissements) simultanés de l’Anticyclone des Açores et de la dépression d’Islande (structure NAE de l’onde planétaire). Ainsi, en phase positive, la trajectoire du *jet stream* est repoussée vers le nord, ce qui produit un réchauffement important de l’Europe, jusqu’en Scandinavie (Figure 1.14). À l’inverse, en phase négative, le *jet stream* est à la fois affaibli et décalé vers le sud

²⁵Voir également la discussion de la section 5.3.1.

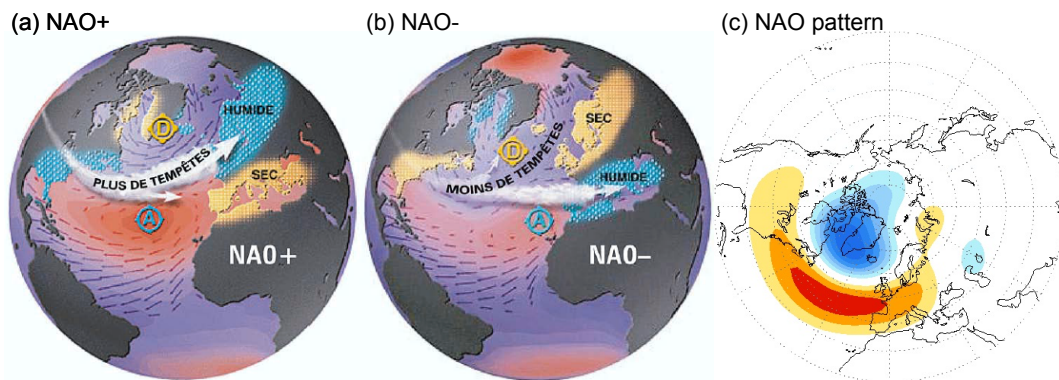


FIGURE 1.14 – (a–b) Représentation schématique de la NAO et de son influence, pendant les phases (a) positive et (b) négative. Crédits : *Lamont-Doherty Earth Observatory*. (c) Pattern de pression dominant de la NAO, tel qu'utilisé par la NOAA (voir détails dans la section 5.3.1).

(a–b) *Schematic representations of NAO and its influence, during (a) positive and (b) negative phases. Credits : Lamont-Doherty Earth Observatory. (c) Leading pressure pattern of the NAO, as used by NOAA (see details in section 5.3.1).*

de l'Europe, ce qui se traduit par une influence polaire (froid et sec) sur le climat européen. Précisons que la NAO peut être appréhendée à partir d'un indice similaire au SOI de l'ENSO, qui se définit comme la différence normalisée des pressions atmosphériques de surface entre les Açores (sud du bassin) et l'Islande (nord du bassin) (Jones et al., 1998; Osborn, 2006).

Comme le suggère le très grand nombre d'études à son sujet (Hurrell, 1995; Kapala et al., 1998; van Loon and Rogers, 1978, parmi tant d'autres...), la NAO constitue un acteur majeur du climat européen, particulièrement pendant la saison d'hiver où les activités de la dynamique sont les plus intenses. Ce n'est donc pas un hasard si nous la croiserons à de très nombreuses reprises tout au long de cette thèse. En particulier, le désir de prévision du climat européen que nous évoquons dans la section 1.1.5 nous pousse dès maintenant à étudier un potentiel déterminisme de la NAO.

1.3.1.2 La NAO peut-elle se prévoir à l'échéance saisonnière ?

Si les modes NAO et NAM/AO sont d'origine ondulatoire, et liés aux perturbations « chaotiques » de la dynamique extra-tropicale, la question d'un éventuel forçage extérieur se pose. En premier lieu, la NAO peut-elle, à l'image de l'ENSO, être forcée par les SST de l'océan Atlantique ? Nous ouvrons la porte d'un vaste débat (e.g., Doblas-Reyes et al., 2003). Si la signature d'une influence de l'océan Atlantique nord sur la NAO paraît difficile à extraire des fluctuations chaotiques des échelles intra-saisonnière à inter-annuelle (e.g., van Oldenborgh, 2005), certains travaux ont suggéré un impact à plus basse fréquence, lié à une oscillation à ~60 ans des SST atlantiques définie comme l'*Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO) (Kerr, 2000). L'influence de l'AMO sur le récent réchauffement européen sera ainsi discutée lors du chapitre 3 de cette thèse.

À l'échelle saisonnière, le forçage de la NAO par l'océan Atlantique tropical est en revanche mieux établi (e.g., Cassou, 2001, pour une revue détaillée). Une anomalie chaude de SST atlantique tropicale intensifie en effet la cellule de Hadley locale, ce qui peut déclencher une onde

de Rossby extra-tropicale venant affaiblir l'Anticyclone des Açores, favorisant ainsi une phase négative de la NAO (voir aussi Czaja and Frankignoul, 2002; Mathieu et al., 2004). Cependant cette association est loin d'être systématique, et *a fortiori* insuffisante pour permettre une prévision de la NAO (Doblas-Reyes et al., 2003; van Oldenborgh, 2005).

Enfin, un forçage de l'ENSO sur la NAO apparaît encore plus complexe puisqu'il serait contraint, avant d'atteindre la région NAE, de passer soit par l'Atlantique tropical via les circulations de Walker (hypothèse évoquée par Klein et al., 1999), soit par le Pacifique nord via les circulations de Hadley (voir Fraedrich, 1994). La seconde hypothèse fait ainsi intervenir la télé-connexion tropique – extra-tropicale entre l'ENSO et le mode dominant de la variabilité du Pacifique nord, connu sous le nom de *Pacific – North American mode* (PNA) (Wallace and Gutzler, 1981, pour une revue détaillée). Ce mode né de la dynamique ondulatoire synoptique (et non planétaire comme la NAO) se caractérise dans sa phase positive (négative) par une baisse (hausse) des pressions atmosphériques sur la Floride et le Pacifique nord, et une hausse (baisse) sur le Canada et le Pacifique sub-tropical (Figure 1.15). Si le forçage de la PNA par l'ENSO est décelable dans des corrélations d'indices d'observations, et, par conséquent, communément établi (Bjerknes, 1969; Horel and Wallace, 1981, parmi d'autres), l'éventuelle propagation des phases de la PNA vers la NAO via le *jet stream* apparaît non systématique, car largement modulée par la variabilité interne de la dynamique.

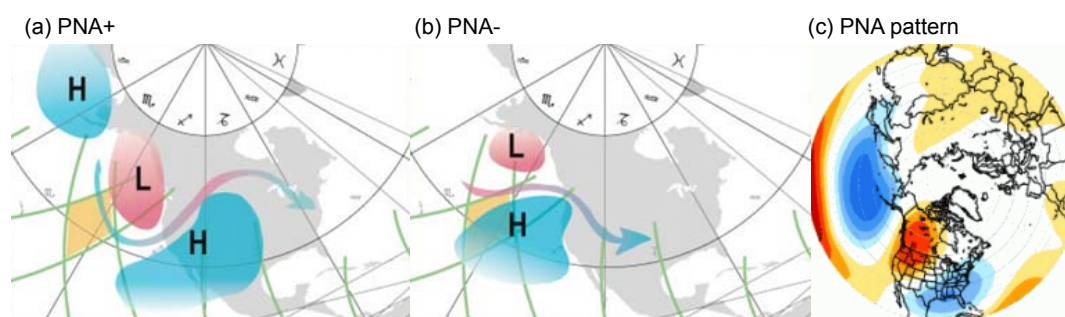


FIGURE 1.15 – (a–b) Représentation schématique des phases (a) positive et (b) négative de la PNA. Crédits : *La Climatologie*. (c) Pattern de pression dominant de la PNA, tel qu'utilisé par la NOAA (voir détails dans la section 5.3.2).

(a–b) Schematic representations (a) positive and (b) negative phases of the PNA. Credits : *La Climatologie*. (c) Leading pressure pattern of the PNA, as used by NOAA (see details in section 5.3.2).

La NAO apparaît ainsi particulièrement non-déterministe, et sa prévisibilité saisonnière à partir des conditions océaniques de surface semble relever du domaine de l'impossible (voir aussi Kushnir et al., 2006). Si certaines configurations peuvent favoriser l'une de ses phases, l'association n'est absolument pas systématique, puisque noyée dans la variabilité interne de la dynamique atmosphérique nord-atlantique et ses fluctuations chaotiques. Notons néanmoins qu'un nombre croissant d'études tendent à mettre en évidence un forçage de la NAO hivernale par certaines conditions de surface des hautes latitudes de l'hémisphère nord, en particulier d'enneigement en Eurasie (e.g., Cohen et al., 2007) et d'étendue de glace de mer en Arctique (e.g., Francis et al., 2009). Ces éléments seront discutés plus en détail dans le chapitre 5 à partir de l'exemple de l'hiver 2009/10, où nous verrons qu'une association de plusieurs facteurs peut conduire la NAO à une configuration exceptionnelle.

1.3.2 Les régimes de temps de la dynamique NAE

Comme nous l'avons vu dans la section précédente, la dynamique NAE est principalement dominée par un mode de variabilité quasi-statique issu de l'onde de Rossby planétaire : la NAO. Mais il serait largement réducteur et peu représentatif de décrire l'ensemble de la variabilité NAE à cette oscillation. En effet, le bassin Atlantique possède également une variabilité de type *ondes de Rossby synoptiques* qui vient moduler le signal NAO et inter-agir avec les conditions climatiques à la surface de l'Europe²⁶. Cette section est consacrée à la description des états préférentiels de cette variabilité NAE, souvent dénommés **régimes de temps**. Comme nous le verrons dans cette section, ainsi que dans les chapitres 4 et 5, cette description de la dynamique nord-atlantique en régimes de temps est particulièrement pertinente dans notre étude des extrêmes de températures européens, puisque ceux-ci sont généralement causés par la persistance d'un, ou plusieurs, de ces régimes.

1.3.2.1 Paradigme des régimes de temps

Une description de la variabilité NAE des échelles journalière à inter-annuelle peut ainsi s'effectuer à l'aide du paradigme des régimes de temps (e.g., Reinhold and Pierrehumbert, 1982). Il stipule que la dynamique atmosphérique possède un certain nombre d'états (ou configurations) préférentiel(le)s, qui résultent des interactions entre ondes planétaires et synoptiques. Les fluctuations de la circulation atmosphérique NAE peuvent alors se traduire en termes d'alternance entre ces régimes, faisant intervenir les notions de persistance ou de transition (Vautard, 1990). La durée de persistance dans l'un des régimes est typiquement dépendante de l'échelle synoptique des ondes propagatives (quelques jours), mais peut être allongée par interaction avec l'onde planétaire (jusqu'à quelques semaines) (Legras and Ghil, 1985; Mo and Ghil, 1988). Enfin, dans la pratique les régimes de temps sont généralement déterminés de manière concrète à l'aide d'algorithmes de classification (ou *clustering*) d'une variable décrivant la circulation atmosphérique (pression de surface ou géopotentiel) (Michelangeli et al., 1995).

Au vu des éléments des sections précédentes, plusieurs obstacles semblent se dresser devant la description de la dynamique NAE en régimes de temps :

- En premier lieu, le cycle saisonnier de la dynamique des moyennes latitudes²⁷ induit une évolution de ses états préférentiels au cours de l'année. Si l'existence de régimes d'été et d'hiver est établie et relativement admise, elle ne l'est pas pour les saisons intermédiaires de printemps et d'automne qui sont par conséquent davantage considérées comme des périodes de transition entre dynamique estivale et hivernale (e.g., Najac, 2008, Chapitre 3).
- Le nombre de régimes choisi, ensuite, dépend de l'analyse et de l'interprétation que l'on souhaite mener. Si l'on comprend que deux régimes constituent un *minimum vital* pour décrire ne serait-ce que la variabilité des phases positives et négatives de la NAO, il apparaît qu'une description exhaustive des fluctuations chaotiques de la dynamique NAE nécessiterait autant de régimes qu'il n'y a de circulations : c'est à dire une infinité. L'intervalle des possibilités est donc large : $[2, \infty[$... Néanmoins l'analyse détaillée de

²⁶On peut ici faire l'analogie avec le mode PNA du bassin Pacifique.

²⁷Rappelons-nous que le *jet stream* est plus (moins) intense et attiré vers l'équateur (repoussé vers le pôle) en hiver (été).

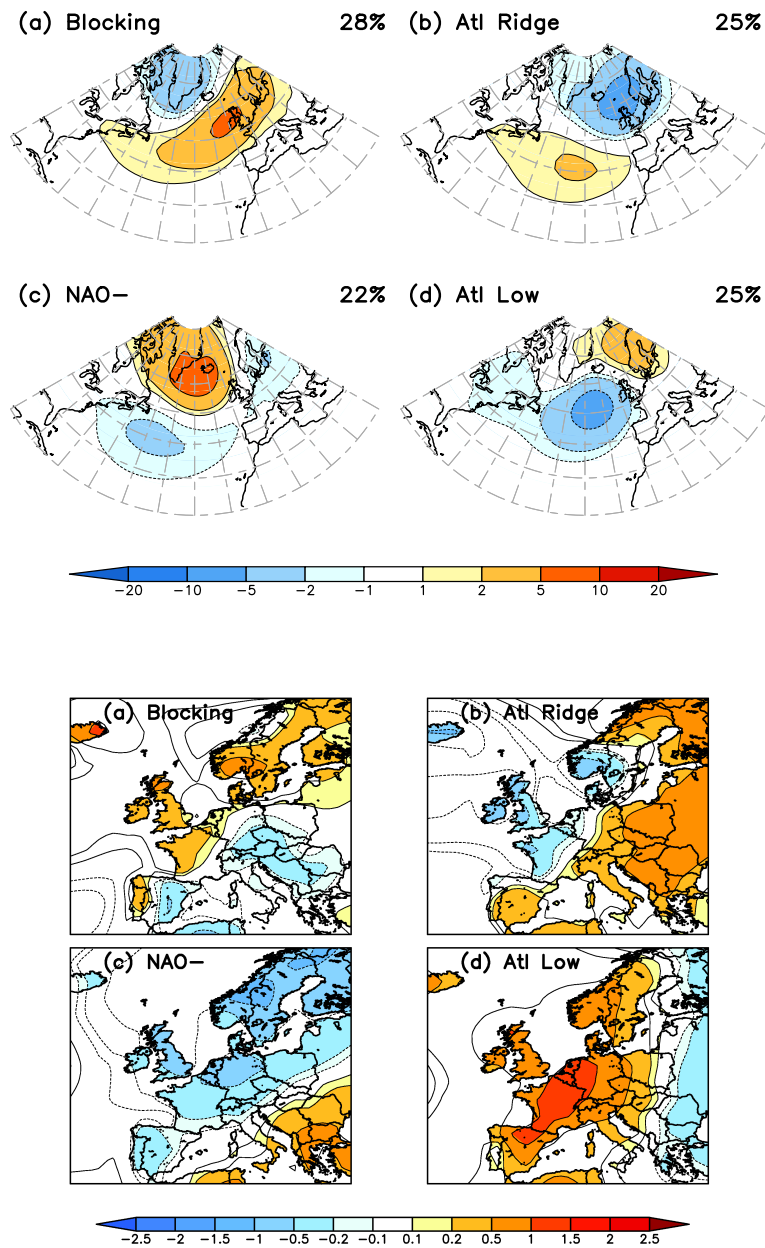


FIGURE 1.16 – (Haut) Régimes de temps d’été calculés à partir de la pression de surface des ré-analyses ERA-40. Les noms et occurrences moyennes de chaque régime sont indiqués. Unités : hPa. (Bas) Anomalies de températures d’été associées à chacun des régimes, calculées à partir des températures à 2 m des ré-analyses ERA-40. Unités : °C.

(Top) Summer weather regimes computed from ERA-40 sea-level pressure re-analyses. Names and mean occurrence percentages of each regime are indicated. Units : hPa. (Bottom) Summer temperature anomalies associated with each regime, computed from ERA-40 2m-temperature re-analyses. Units : °C.

Michelangeli et al. (1995) montre que quatre régimes sont pertinents pour l'étude de la variabilité climatique du bassin NAE. Ce nombre de quatre sera par conséquent adopté par la suite dans la plupart des études (e.g., Cassou et al., 2004, 2005), y compris dans cette thèse²⁸.

- Enfin, la réponse des régimes de temps à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre, et plus généralement, leur interaction avec le changement climatique, est un sujet largement débattu au sein de la communauté scientifique durant la dernière décennie. Des changements peuvent en effet apparaître à la fois dans les structures spatiales des régimes et/ou dans leurs fréquences d'occurrence. La seconde partie du chapitre 4 apportera des éléments de réponse à cette question.

1.3.2.2 Régimes NAE et températures européennes

Compte tenu de leur définition, le lien entre régimes de temps NAE et climat européen est fort. À l'image des phases NAO qui jouent sur la position du *jet stream* et modifient ainsi la provenance des masses d'air atteignant l'Europe, chaque régime de temps peut être relié à une structure européenne du « temps qu'il fait ». L'utilisation des régimes de temps dans les études de climat régional s'est ainsi récemment généralisée (Boé, 2007; Cassou et al., 2004, 2005; Goubanova et al., 2010; Najac, 2008; Philipp et al., 2007; Plaut and Simonnet, 2001; Vautard et al., 2007; Yiou and Nogaj, 2004; Yiou et al., 2007, parmi d'autres), et cette thèse ne dérogera pas à la règle. Les Figures 1.16 et 1.17 synthétisent les quatre régimes considérés dans cette thèse, ainsi que leurs associations avec les températures européennes, respectivement pour l'été et l'hiver. Ces figures sont tirées du chapitre 4 de cette thèse, et se basent sur une classification des données journalières des anomalies de la pression atmosphérique de surface sur la région NAE, fournies par les ré-analyses ERA-40 du *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), sur les mois de Mai à Septembre (pour l'été) et de Novembre à Mars (pour l'hiver) des années 1961–2000. Les anomalies de température associées à cette classification sont calculées à partir des données journalières de température à 2 m sur l'Europe, fournies par ce même jeu de ré-analyses ERA-40²⁹. Précisons que les régimes ainsi obtenus sont similaires à ceux des études précédemment citées, malgré des jeux de données et des méthodes de calcul différents³⁰. Cet élément confirme le caractère robuste de la description de la variabilité NAE par les régimes de temps.

Attardons-nous un instant sur la description des régimes et de leurs températures associées. Nous avons souligné une variabilité moins marquée selon la NAO en été, puisque reliée à un *jet stream* moins intense pendant cette saison : nous ne sommes ainsi pas surpris de ne retrouver qu'une seule phase de la NAO (*NAO-*) dans les régimes d'été, alors que ses deux phases sont capturées par les régimes *NAO+* et *NAO-* en hiver. Insistons ici sur la précaution avec laquelle il nous faudra désigner la variabilité NAO au cours de cette thèse. En effet, il est important de différencier les phases de la NAO telle que définie dans la section 1.2.2 (mode principal de variabilité ondulatoire de la dynamique NAE) des régimes de temps capturant ce mode de variabilité (obtenus par classification des circulations NAE). Nous nous efforcerons

²⁸Notons que certaines études préfèrent néanmoins l'utilisation de cinq régimes (e.g., Philipp et al., 2007; Plaut and Simonnet, 2001).

²⁹Voir les détails dans le chapitre 4. Voir également l'annexe A qui regroupe les informations sur les jeux de données et les méthodes de calcul.

³⁰Nous utilisons en particulier l'algorithme du *k-means*, voir l'annexe A.

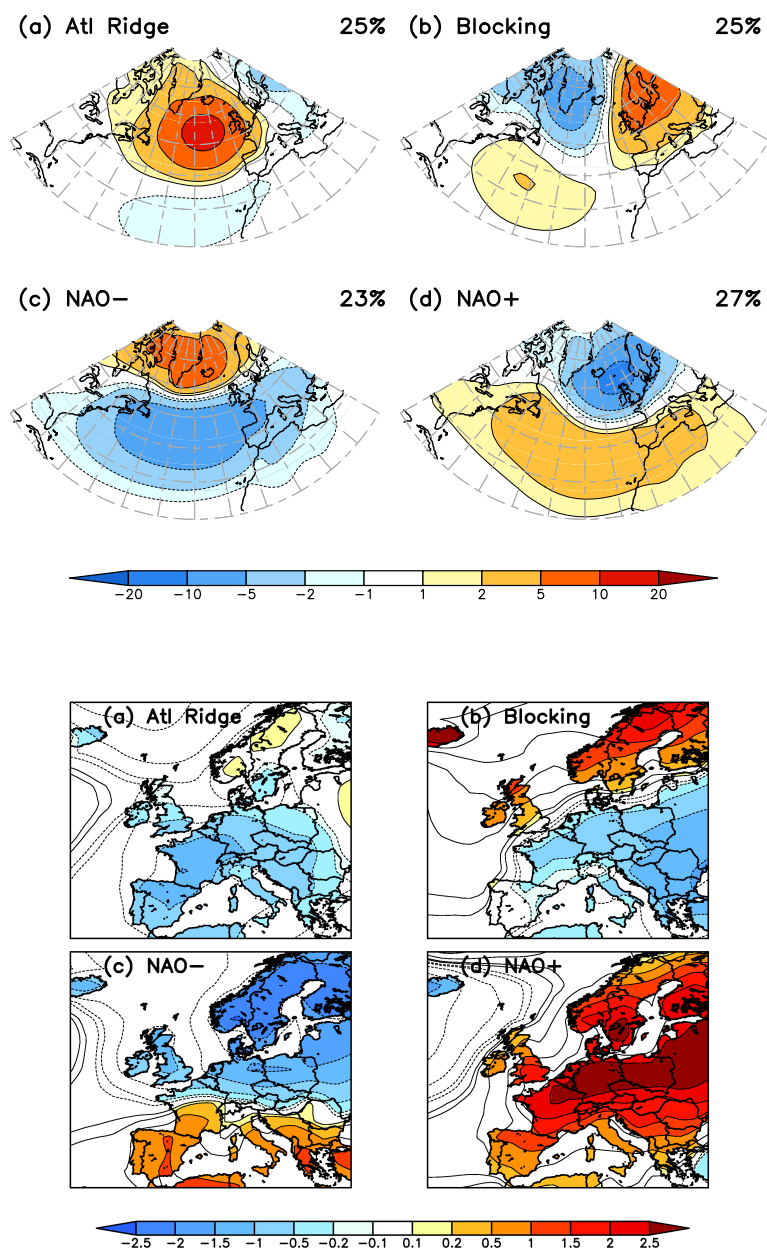


FIGURE 1.17 – Idem que Figure 1.16 pour les régimes d’hiver.

Same as Figure 1.16 for wintertime regimes.

ainsi de désigner les phases NAO *en toutes lettres*, et les régimes par les sigles italiques *NAO+* et *NAO-*. Cette précision apportée, détaillons les régimes d’été à partir de la Figure 1.16³¹ :

- le *Blocking* se caractérise par un fort anticyclone sur les îles Britanniques, qui bloque les

³¹Nous utilisons dans cette thèse la terminologie des régimes de temps employée dans les études de Cassou et al. (2004) et Cassou et al. (2005). Je suis sûr que Christophe ne m’en voudra pas pour cet emprunt...

entrées d'air maritime et permet à des conditions chaudes de se développer sur l'Europe de l'Ouest. Le Sud-Est de l'Europe y est en revanche plutôt froid ;

- l'*Atlantic Ridge* correspond à des hautes pressions sur l'Atlantique et des basses pressions sur le Nord-Ouest de l'Europe, où il favorise des conditions froides via le renforcement d'un flux polaire. En revanche il gonfle l'Anticyclone des Açores dans sa partie subtropicale et réchauffe ainsi le reste de l'Europe ;
- le régime *NAO-*, seul « survivant » estival des phases NAO, est surtout caractérisé (en été) par un affaiblissement de la dépression d'Islande, celui de l'Anticyclone des Açores étant moins marqué. Le *jet stream* est repoussé vers le sud à son arrivée sur l'Europe de l'Ouest, entraînant des conditions froides sur la majeure partie de l'Europe, mais reprend peu à peu sa route estivale, ce qui réchauffe légèrement l'Est du bassin méditerranéen ;
- enfin l'*Atlantic Low* est relativement symétrique à l'*Atlantic Ridge*. Il ralentit le flux polaire au profit d'un flux de sud favorable à des conditions chaudes sur l'ensemble de l'Europe de l'Ouest.

Les structures associées aux régimes d'hiver sont généralement plus marquées, en termes à la fois de dynamique et de températures associées. On y retrouve en particulier les deux phases de la NAO. Ainsi, l'on peut détailler à partir de la Figure 1.17 :

- un régime *Atlantic Ridge*, caractérisé par une structure en train d'ondes plus marquée que son homonyme d'été, qui favorise des descentes polaires du nord-ouest s'enroulant autour d'un anticyclone atlantique intense, et amenant des conditions froides sur le grand Sud-Ouest de l'Europe, tandis que le Nord-Est reste légèrement chaud ;
- un régime de *Blocking* hivernal, également plus marqué que son homonyme d'été, associé à des conditions chaudes sur le Nord-Ouest et froides partout ailleurs ;
- un régime *NAO-* d'hiver, correspondant à la phase négative de la NAO, qui dévie le *jet stream* vers le sud tout en réduisant la vitesse de l'écoulement zonal. Il en résulte un fort gradient méridien de température sur l'Europe, légèrement chaud au sud, et froid au nord ;
- symétriquement, le dernier régime, identifié comme la phase positive de la NAO et noté *NAO+*, repousse le *jet stream* au nord de la Scandinavie et renforce les échanges subtropicaux des cellules de Hadley. Il s'accompagne ainsi d'une douceur des températures généralisée à toute l'Europe.

1.3.3 Le rôle des processus énergétiques locaux

Si les fluctuations journalières à inter-annuelles des températures européennes peuvent ainsi être décrites selon l'alternance ou la persistance des régimes de temps NAE, elles sont également modulées par des processus principalement **énergétiques**, qui résultent des interactions multiples entre les différentes composantes du système climatique à l'échelle régionale. Ces processus sont souvent particulièrement excités dans les phases d'amplification d'événements extrêmes initialement générés par une configuration exceptionnelle des variables de grande

échelle. On parle alors de boucles de **rétro-actions**, ou de *feedbacks*. Cette section se propose de lister quelques-uns de ces mécanismes, récemment mis en évidence lors des saisons particulièrement chaudes en Europe.

1.3.3.1 Généralités sur le bilan énergétique terrestre

Commençons par détailler les différents éléments du **bilan d'énergie** de la Terre. Nous emploierons une approche globale, en considérant les interactions entre différents *systèmes* : le système {Terre}, contenant ce qui se situe sous la surface terrestre, et le système {Atmosphère}, qui va de la surface terrestre au sommet de l'atmosphère. Ces deux systèmes, ainsi que le système {Terre+Atmosphère}, obéissent à une condition d'équilibre énergétique, qui stipule que le flux d'énergie entrant doit être compensé par un flux d'énergie sortant égal.

Concernant le système {Terre+Atmosphère}, le flux entrant est le flux solaire dont la bande passante se situe principalement dans le visible (*short-wave*, SW). Ce flux est en partie réfléchi par le système {Terre+Atmosphère} (fraction connue sous le terme d'**albédo**), et sa majorité est absorbée par les systèmes {Terre} et {Atmosphère}, surtout au bénéfice du premier. Le système {Terre+Atmosphère} est alors contraint d'émettre un rayonnement **infra-rouge**³² (*long-wave*, LW) égal au flux solaire qu'il absorbe. Ce rayonnement est, en réalité, le fruit des multiples processus de réflexion, d'absorption et d'émission des différentes composantes des systèmes {Terre} et {Atmosphère}. Nous soulignerons en particulier le rôle de l'atmosphère terrestre, qui réfléchit vers la surface une part importante du rayonnement infra-rouge émis par le système {Terre}, et qui, accessoirement, fait de la Terre une planète *vivable*³³. Cette fraction infra-rouge réfléchie est modulée par la composition chimique de l'atmosphère, en particulier d'un certain nombre de gaz sensibles à la longueur d'onde du rayonnement terrestre : c'est le fameux **effet de serre**. Parmi les gaz à effet de serre, citons le principal, la vapeur d'eau (H₂O), ainsi que deux protagonistes importants, le dioxyde de carbone (CO₂) et le méthane (CH₄). Les concentrations de ces derniers ont en effet fortement augmenté sous les effets des activités humaines, intensifiant ainsi l'effet de serre. Notons aussi le rôle des **aérosols**³⁴, d'origine naturelle (e.g., volcanique) ou anthropique, et dont le premier effet, dit **direct**, est de *diffuser* le rayonnement solaire dans l'atmosphère : on parle d'effet « parasol » refroidissant la surface terrestre. Les aérosols inter-agissent également avec les nuages, leur servant de *noyaux de condensation*, ce qui entraîne des effets dits **indirects** sur les flux radiatifs, dont la compréhension est encore mal maîtrisée à l'heure actuelle. Les conséquences radiatives des émissions « humaines » de gaz à effet de serre et d'aérosols sont souvent désignées par le terme de **forçage anthropique**. La Figure 1.18 synthétise schématiquement les différents processus énergétiques des systèmes {Terre} et {Atmosphère}.

Au niveau de la surface terrestre, frontière entre les systèmes {Terre} et {Atmosphère}, l'équilibre du système {Terre} doit être vérifié. Les flux entrants y sont le flux solaire parvenant à la surface (SW_{\downarrow}) ainsi qu'un flux infra-rouge (LW_{\downarrow}) regroupant des émissions infra-rouges propres au système {Atmosphère} (nuages), et la part du flux infra-rouge terrestre qui lui revient après réflexion par effet de serre. Cette énergie s'équilibre via les flux sortants : le

³²On pourra considérer ici un rayonnement obéissant à la loi dite « du corps noir », ou de STEFAN-BOLTZMANN : la puissance P rayonnée par unité de surface est ainsi donnée par $P = \sigma_S T^4$, où $\sigma_S = 5.67 \cdot 10^{-8} SI$ est la constante de STEFAN, et T la température du corps considéré.

³³Précisons que cette considération se limite ici à la stricte vision scientifique...

³⁴Terme désignant l'ensemble des particules ou poussières atmosphériques.

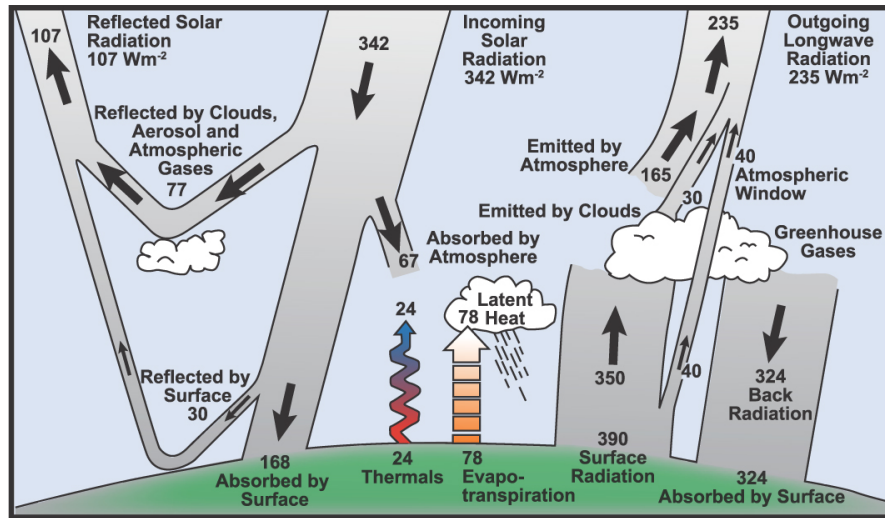


FIGURE 1.18 – Estimation du bilan d'énergie terrestre en moyenne globale et annuelle, tirée de Kiehl and Trenberth (1997). Reproduit de l'IPCC-AR4.

Estimate of the Earth's annual and global mean energy balance, from Kiehl and Trenberth (1997). Reproduced from IPCC-AR4.

flux infra-rouge terrestre (LW_{\uparrow}), mais aussi une part du flux SW_{\downarrow} qui est réfléchi par la surface terrestre (albédo noté α), et des flux de chaleur traduisant la diffusion thermique et l'évaporation de l'eau contenue dans les océans et, également, dans les sols (on parle alors d'évapo-transpiration). Ces flux de chaleur sont respectivement nommés **sensible** (*Sensible Heat*, SH) et **latent** (*Latent Heat*, LH). L'équation du bilan d'énergie de surface peut ainsi s'écrire, toutes les composantes étant comptées positives selon le sens indiqué :

$$(1 - \alpha) SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} = LW_{\uparrow} + SH_{\uparrow} + LH_{\uparrow} \quad (1.4)$$

et l'on peut réunir les deux flux infra-rouges en un flux sortant $\Delta_{\uparrow} LW = LW_{\uparrow} - LW_{\downarrow}$:

$$(1 - \alpha) SW_{\downarrow} = \Delta_{\uparrow} LW + SH_{\uparrow} + LH_{\uparrow} \quad (1.5)$$

La Figure 1.18 estime ainsi les ordres de grandeur typiques (en moyenne globale sur le globe) des différents termes de l'équation 1.5 à respectivement 168, 66 ($390 - 324$), 24 et 78 $W.m^{-2}$. Il est évident que des hétérogénéités spatiales apparaissent entre équateur et pôles, ou entre océan et continent, les caractéristiques de rayonnement ou de composition des sols étant très différentes. Nous ne détaillerons pas ici ces contrastes et le lecteur est invité à consulter le chapitre correspondant de l'IPCC-AR4 (Forster et al., 2007) pour une revue complète.

1.3.3.2 Processus mis en jeu lors d'extrêmes de température

Cet équilibre énergétique est constamment soumis à des perturbations jouant sur les flux d'énergie de surface, et donc sur les variables thermodynamiques locales. À leur tour, les

variables thermodynamiques peuvent perturber l'équilibre énergétique, créant ainsi des boucles de rétro-action dont le rôle a pu amplifier les extrêmes récents. Ainsi, un grand nombre d'études attribuent l'extrême chaleur de l'été 2003 à une rétro-action entre l'**humidité des sols** et la température de surface (Black et al., 2004; Fischer et al., 2007; Vautard et al., 2007; Zampieri et al., 2009). Cette rétro-action, particulièrement efficace durant la saison d'été, est liée au fait que l'humidité des sols varie lentement, agissant comme une mémoire climatique locale des mois précédents. Ainsi, selon ces travaux, le processus de rétro-action serait initié par la concomitance d'un blocage atmosphérique (régime de *Blocking* d'été) et de conditions particulièrement sèches du sol, dues par exemple à un déficit de précipitations pendant l'hiver et le printemps. Il se développe ensuite comme suit :

- les conditions anticycloniques s'accompagnent d'un excès de *ciel clair*, ce qui augmente le flux SW_{\downarrow} et les températures de surface à la fois du sol (par absorption), et de l'air (par réflexion) ;
- les sols ainsi réchauffés sont rapidement asséchés puisque leur potentiel d'évapo-transpiration est limité par le déficit initial d'humidité, ce qui réduit rapidement le flux LH_{\uparrow} ;
- cette réduction se fait au profit du flux SH_{\uparrow} , ce qui entretient les températures de l'air situé près du sol ;
- parallèlement, le déficit de LH_{\uparrow} se traduit également par un déficit de convection, et donc de couverture nuageuse, ce qui entretient l'anomalie de ciel clair.

Cette rétro-action est particulièrement efficace en journée, puisqu'elle fait intervenir le flux solaire, comme le constatent Fischer et al. (2007) à partir d'expériences de modélisation. Vautard et al. (2007) ajoutent que le processus se propage préférentiellement du sud vers le nord, puisque les flux radiatifs sont plus intenses au sud, et montrent que la majorité des étés chauds des soixante dernières années ont été précédés de déficits de précipitations dans les régions méditerranéennes.

Un processus relativement similaire peut intervenir en hiver, faisant cette fois-ci intervenir la neige. Sous des conditions atmosphériques froides et humides (e.g., *NAO-*), la neige tombée au sol augmente l'albédo de la surface terrestre, et inhibe les échanges thermiques sol – atmosphère. Ainsi, si des conditions froides et sèches s'installent (ciel clair) la couverture de neige se maintient, tout en empêchant le sol de se réchauffer (déficit de SW_{\downarrow}), ce qui entretient le froid de l'air près du sol (déficits de SH_{\uparrow} et LH_{\uparrow}). L'inverse est vrai : si un redoux s'installe (e.g., une arrivée de conditions *NAO+*), la couverture de neige se met à fondre et les conséquences radiatives accélère le réchauffement. Comme pour l'humidité des sols en été, la rétro-action est particulièrement efficace en journée et dans les latitudes les plus basses, puisque le flux SW_{\downarrow} y est le plus intense. À l'échelle spatio-temporelle, la sensibilité à la couverture de neige est la plus forte dans les zones de transition (entre l'hiver et le printemps, et/ou entre le Sud non-enneigé et le Nord qui l'est toujours), où elle peut induire des effets de seuil. Le rôle de cette rétro-action pendant l'hiver 2009/10 fera l'objet d'une analyse au chapitre 5.

Les variables liées au sol ne sont pas les seules candidates au grand jeu des perturbations du bilan d'énergie. Comme la Figure 1.18 le laisse deviner, l'atmosphère y constitue également un formidable terrain d'entraînement, grâce à sa couverture nuageuse, ses aérosols, ou ses gaz à effet de serre qui y redistribuent les flux radiatifs. Les modifications de la composition chimique de l'atmosphère, notamment celles induites par les activités humaines, s'accompagnent

de conséquences importantes sur le forçage radiatif. En premier lieu, les fortes hausses des concentrations de CO_2 et de CH_4 contribuent à augmenter de manière globale le phénomène d'effet de serre, et par conséquent intensifient les échanges sol – atmosphère des flux LW , réchauffant enfin les températures des basses couches de l'atmosphère. Si l'augmentation du forçage anthropique lié aux gaz à effet de serre constitue davantage une tendance à long terme qu'un *feedback* intervenant de manière épisodique, le renforcement des flux d'énergie sol – atmosphère qu'elle entraîne est susceptible d'intensifier à son tour les rétro-actions évoquées dans les paragraphes précédents.

D'autres phénomènes de tendances liées aux flux énergétiques sol – atmosphère ont été récemment mis en évidence. Ainsi une étude de Vautard et al. (2009), a montré une tendance à la baisse, lors des dernières décennies, des situations dites de « basse visibilité », ou de brumes, qui s'accompagnent d'une augmentation du flux SW_{\downarrow} . Surtout, cette étude a lié cette tendance à une baisse des émissions d'aérosols, qui servaient précédemment de noyaux de condensation aux gouttelettes de brume. En d'autres termes, l'amélioration de la qualité de l'air dans les basses couches de l'atmosphère aurait un effet réchauffant sur la surface. À noter que ces résultats ont été étendus aux situations de brouillard dense, dont la fréquence tend également à diminuer, par van Oldenborgh et al. (2010). Cette étude fait également le lien les émissions décroissantes d'aérosols (notamment le dioxyde de soufre, SO_2). À l'image de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre, une telle tendance à long terme pourrait venir amplifier les processus mis en jeu lors d'événements extrêmes. En particulier, elle pourrait intensifier les événements chauds d'été, en accélérant le processus d'assèchement des sols via une diminution des phénomènes de brume qui peuvent se développer au-dessus des zones d'évapo-transpiration intense.

Notons également qu'à l'augmentation (diminution) des concentrations de gaz à effet de serre (d'aérosols atmosphériques) s'associe une autre tendance généralisée aux surfaces continentales de l'hémisphère nord : Vautard et al. (2010) y ont en effet observé une baisse quasi-systématique de la vitesse des vents de surface au cours des dernières décennies. Ce phénomène d'*acalmie*, ou selon la désignation anglaise, de *stilling* atmosphérique a été partiellement attribué à l'augmentation de la rugosité liée au développement de végétation, surtout en Sibérie. Si les liens entre ce *stilling* et les extrêmes de température n'ont pas été établis, cette thèse aura néanmoins été l'occasion de participer à cette étude, et c'est la raison pour laquelle l'article de Vautard et al. (2010) y est attaché dans l'annexe C. Plus généralement, les modifications de végétation ou d'usage des sols sont également susceptibles d'affecter les processus radiatifs locaux (e.g., Davin et al., 2007).

Enfin, parmi les « modulateurs » de l'influence de la dynamique atmosphérique sur les variables climatiques de surface en Europe, citons enfin ce que l'on pourrait regrouper sous le terme vague de **conditions aux limites**. Si l'on considère l'Europe telle une « boîte », dont la base inférieure (supérieure) serait la surface (la tropopause), le bilan d'énergie de la boîte fait intervenir les flux entrants (sortants) à travers les différentes faces, dus à l'**advection**) horizontale de chaleur ou d'humidité depuis (vers) l'extérieur. À l'échelle de l'Europe, qui se situe à la sortie de ce « toboggan » ouest-est que constitue le *jet stream*, nous comprenons que l'advection la plus directe de chaleur et d'humidité sera l'océan Atlantique. Si nous avons vu que les SST nord-atlantiques ne semblent pas forcer la dynamique aux échelles inter-annuelle à inter-décennale, leur inertie permet en revanche de conserver une certaine mémoire climatique (à l'échelle du mois), et de moduler possiblement les flux d'énergie à l'échelle d'une saison. Les chapitres 2 et 3 seront ainsi dédiées à l'étude de la contribution océanique atlantique aux

récentes tendances et extrêmes de température européenne, en particulier durant l'automne 2006.

1.4 Questions soulevées au fil de cette thèse

Ce chapitre introductif nous a ainsi permis de faire peu à peu la connaissance des différents acteurs du climat de la région NAE, de nous habituer à leurs fluctuations, et d'y retenir certains modes de variabilité (section 1.2 et 1.3). Nous avons également cerné quelques processus plus locaux, souvent externes, qui viennent parfois contrarier ou amplifier les conséquences des fluctuations dynamiques (section 1.3.3). Ces différentes rencontres nous permettent à présent d'entamer notre cheminement vers une compréhension des mécanismes responsables des récents événements extrêmes de température en Europe, que nous avons détaillés dans la section 1.1. Comme nous l'avons vu, ces épisodes récents font partie intégrante des tendances liées au changement climatique actuel. Notre travail mêlera ainsi études de cas particuliers et analyses de tendances observées ou projetées. Détaillons à présent les questions qui jalonnent ce manuscrit de thèse :

QUELS SONT LES RÔLES RESPECTIFS DE LA DYNAMIQUE NAE ET DES SST ATLANTIQUES DANS LE DÉVELOPPEMENT DE L'EXTRÊME DOUCEUR DE L'AUTOMNE 2006 ?

Chapitre 2

Rien de tel qu'une étude de cas pour aborder notre problématique. Relativement peu étudié au-delà des aspects statistiques, l'extrême chaud constitué par l'automne 2006 en Europe sera ainsi notre point de départ, et le chapitre 2 sera entièrement dédié à la compréhension de ses mécanismes. Ce chapitre s'appuiera sur un article paru dans la revue *Geophysical Research Letters* (Cattiaux et al., 2009), reproduit dans son intégralité, qui estime les contributions respectives de la dynamique atmosphérique NAE — caractérisée par un flux de sud record — et des SST de l'océan Atlantique nord-est — restées exceptionnellement chaudes tout au long de la saison — à l'anomalie de température continentale européenne. Une analyse plus approfondie du bilan d'énergie suivra, afin d'identifier la source principale d'énergie.

CES RÔLES SE GÉNÉRALISENT-ILS AU RÉCENT RÉCHAUFFEMENT EUROPÉEN, EN PARTICULIER AUX AUTRES SAISONS RECORDS ? *Chapitre 3*

Les résultats de notre première étude, sur le cas précis de l'automne 2006, nous amèneront naturellement à une généralisation aux autres saisons et années. Les contributions de la dynamique NAE et des SST nord-atlantiques au récent réchauffement du continent européen seront alors analysées dans le chapitre 3, en suivant un plan d'étude similaire à celui du chapitre 2. Ce chapitre sera organisé autour d'un article paru dans la revue *Climate Dynamics* (Cattiaux et al., 2010a), reproduit ici en intégralité. Un traitement de faveur sera consacré à l'été 2003, où nous discuterons nos résultats par rapport à d'autres études similaires fournies par la littérature.

COMMENT ÉVOLUENT LA DYNAMIQUE NAE, ET SON INTÉRACTION AVEC LES TEMPÉRATURES EUROPÉENNES, DANS LE CONTEXTE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE ?

Chapitre 4

Après les études sur les températures européennes récentes des chapitres 2 et 3, nous basculerons vers le monde des projections climatiques futures. Le chapitre 4 sera ainsi consacré au devenir de la relation entre dynamique NAE et températures européennes dans un climat plus

chaud. Nous y baserons notre discussion sur deux méthodes : la première, dite des *analogues de circulation*, sera présentée sous la forme d'un article soumis à publication dans la revue *Climate Dynamics* (Cattiaux et al., 2011), tandis que la seconde utilisera le paradigme des *régimes de temps* décrit dans la section 1.3.2.

DANS QUELLE MESURE PEUT-ON COMPARER LES EXTRÊMES DE TEMPÉRATURE FUTURS AUX EXTRÊMES RÉCEMMENT OBSERVÉS ? Chapitre 4

Une partie du chapitre 4, dédié au « futur », se focalisera plus particulièrement sur cette question, en revenant sur les résultats obtenus dans les chapitres 2 et 3 qui nous renseignent sur les extrêmes récents. Cette discussion sera par ailleurs reprise dans les conclusions générales de cette thèse.

COMMENT INTERPRÉTER L'HIVER RELATIVEMENT FROID DE 2009/10 DANS LE CONTEXTE DU RÉCHAUFFEMENT EUROPÉEN ? Chapitre 5

Survenu dans le courant de cette thèse, l'hiver 2009/10 fut relativement froid en Europe et éveilla certains questionnements vis à vis du changement climatique. Après une analyse statistique révélant une phase négative record de la NAO pendant cette saison, reproduite sous forme d'un article paru dans la revue *Geophysical Research Letters* (Cattiaux et al., 2010b), le chapitre 5 discutera des mécanismes ayant conduit à un tel extrême de dynamique NAE, et analysera la relation neige – température mise en jeu à l'échelle locale européenne. Enfin, au vu des résultats du chapitre 4, l'éventualité que l'hiver 2009/10 constitue déjà le plus froid du siècle en Europe sera considérée dans une dernière discussion.

Les discussions de ces différentes questions seront synthétisées dans les conclusions et perspectives qui clôtureront cette thèse. Nous ferons constamment appel, lors de nos études, à l'analyse statistique à partir de multiples jeux de données et à des expériences de sensibilité effectuées à l'aide d'un modèle climatique régional (MM5), dans un souci permanent de confronter résultats de modèle et observations. Le lecteur sera ainsi souvent invité à se référer aux annexes A et B qui contiennent, respectivement, les détails sur les méthodes statistiques et les jeux de données employés, ainsi que les informations générales sur MM5 et les modifications apportées au code informatique lors des différentes expériences. Enfin, l'annexe C reproduit un article paru dans la revue *Nature Geoscience* (Vautard et al., 2010) traitant du phénomène de *stilling* atmosphérique évoqué dans la section 1.3.3, également étudié lors de cette thèse.

Summary

Objectives

The aim of this introductory chapter is threefold : determine the main issues addressed in this thesis, describe the general outline of the manuscript, and meet the main drivers of the European climate.

Definitions and context

This thesis focuses on **temperature extremes affecting Europe at seasonal scale**, which are often associated with large impacts on both societies and ecosystems. Seasonal temperatures are being considered as anomalies relative to the mean 1961–1990 climatologies, and extreme seasons refer to largest departures from the normal in terms of σ -level. According to such definition, the last decade provides examples of temperature extremes in Europe (e.g., the record-breaking summer 2003, autumn 2006, winter 2006/07 and spring 2007). Such spate in a relatively short time raises up the question of the fate of exceptionally warm events in future years under a warmer climate very likely caused by enhanced radiative forcings. This issue motivated this thesis to **investigate the underlying mechanisms responsible for temperature extremes over Europe**.

Understanding the European temperature variability

In terms of climate variability, Europe is under the influence of the disturbances in the North-Atlantic – Europe (NAE) dynamics, caused by the unstable nature of the mid-latitude jet stream. These instabilities are more intense in wintertime than summertime, due to the greater pole-equator thermal unbalance, and can be described as Rossby waves whose main mode over the NAE area (Northern Hemisphere) is known as the NAO (NAM/AO).

European temperatures are thus often considered as driven by the alternation among the preferential states of the NAE dynamics (weather regimes). In addition, local processes affecting the Earth's surface energy balance (involving, e.g., oceanic conditions, soil moisture, snow, clouds, aerosols etc.) can modulate the temperature signal, especially during extreme seasons.

Questions addressed in this thesis

- How did both NAE dynamics and North-Atlantic SST contribute to the extremely warm European autumn of 2006? *Chapter 2.*
- Do such contributions explain all recent seasonal trends and extremes observed in Europe? *Chapter 3.*
- How will the NAE dynamics and its association with European temperatures evolve along the 21st century? Can we compare recent and future temperature extremes? *Chapter 4.*
- What does the cold winter 2009/10 mean in the context of long-term warming in Europe? *Chapter 5.*

Chapitre 2

Automne chaud de 2006 : dynamique et influence océanique

Ce chapitre est dédié à l'étude de l'extrême chaud que constitue l'automne 2006 en Europe. Après une analyse statistique introductive (section 2.1), nous reproduirons dans la section 2.2 une étude parue dans la revue *Geophysical Research Letters* (Cattiaux et al., 2009), qui estime les contributions de la dynamique NAE et des SST nord-atlantiques à l'anomalie de température continentale, à partir de méthodes statistiques et d'expériences de modélisation régionale. Des expériences complémentaires seront détaillées dans la section 2.3, afin d'identifier les principales sources d'énergie et de proposer une estimation de la contribution des tendances à long-terme à la chaleur extrême de l'automne 2006.

Sommaire

2.1	Un automne exceptionnellement doux	38
2.2	Article publié dans <i>Geophysical Research Letters</i>	41
2.2.1	Résumé	41
2.2.2	Article : ORIGINS OF THE EXTREMELY WARM EUROPEAN FALL OF 2006	42
2.2.2.1	Abstract	42
2.2.2.2	Introduction	43
2.2.2.3	Statistical analysis of the European fall anomaly of 2006	43
2.2.2.4	Modeling experiments	46
2.2.2.5	Discussion	49
2.2.2.6	Conclusions	49
2.3	Processus radiatifs et contribution du « long-terme »	50
2.3.1	Bilan d'énergie de surface	50
2.3.2	Précisions sur l'origine de la chaleur océanique advectée	55
2.3.3	Estimation de la contribution des tendances à long terme	57
2.4	Synthèse et conclusions	60
	<i>Summary</i>	62

2.1 Un automne exceptionnellement doux

L'automne 2006 a été exceptionnellement chaud en Europe, avec des températures de surface dépassant régulièrement les trois écart-types (σ) de la distribution 1948–2009. De tels écarts sont comparables à ceux observés durant la canicule de l'été 2003 (e.g., Beniston, 2007), qui a particulièrement frappé les esprits suite à ses impacts sur la société (cf. section 1.1.3). Un automne chaud passe davantage inaperçu aux yeux du grand public, occupé à profiter de l'« été indien », pourtant ses impacts sur la phénologie et les écosystèmes sont importants. En particulier l'automne 2006 a été caractérisé par une prolongation inhabituelle (jusque début décembre) de la période de croissance de nombreuses espèces de plantes naturelles ou cultivées, certaines espèces printanières connaissant même une seconde croissance début octobre (Luterbacher et al., 2007). Une chaleur anormale en automne a également pour conséquence de diminuer la capacité de stockage du dioxyde de carbone (CO_2) par les écosystèmes (Piao et al., 2008), ce qui induit une rétro-action positive directe sur le forçage radiatif. La compréhension des mécanismes ayant permis à une telle anomalie de température de se développer sur l'Europe apparaît donc cruciale.

Le caractère exceptionnel de la température de l'automne 2006 en Europe a été largement documenté (Beniston, 2007; Luterbacher et al., 2007; van Oldenborgh, 2007; Yiou et al., 2007, parmi d'autres). L'anomalie de température moyennée sur toute la saison — i.e. l'automne utilisé par les modélisateurs du climat, défini par les mois de Septembre–Octobre–Novembre (SON) — est positive sur l'ensemble de l'Europe, les écarts à la moyenne les plus importants étant observés sur les régions situées au nord-ouest (Figure 2.1). L'anomalie saisonnière moyennée sur l'ensemble de l'Europe (domaine continental compris entre 10 °W et 40 °E en longitude, et entre 35 °N et 70 °N en latitude) est de 2.3 °C, ce qui correspond à un écart de 3.2 σ de la distribution 1950–2008 des températures d'automne¹. Le précédent record de l'automne 2000 était de 1.4 °C. L'automne 2006 se distingue par une persistance de temps chaud le mois de septembre puis par une succession de vagues très chaudes de la fin octobre à la fin novembre (Figure 2.1). En moyenne sur la saison, la région allant des Alpes au Danemark et de la Belgique à la Pologne (0–20 °E; 45–55 °N) est la plus frappée par la vague de chaleur, avec une anomalie atteignant 3.1 °C (3.6 σ , précédent record 1.5 °C en 2000). van Oldenborgh (2007) estime le temps de retour « minimal »² d'une telle anomalie de température sur cette région à $\sim 10\,000$ ans sous l'hypothèse (fausse) d'un climat stationnaire, et à ~ 200 ans en tenant compte du réchauffement global. Luterbacher et al. (2007), à partir de la reconstruction des températures de Xoplaki et al. (2005), affirment que l'automne 2006 est vraisemblablement le plus chaud en Europe depuis ~ 1500 . Beniston (2007) montre que certaines températures journalières, durant cet événement, ont dépassé les quantiles supérieurs des distributions de température prévues par les modèles climatiques pour la fin du XXI^e siècle. A noter que l'anomalie européenne semble s'inscrire dans une structure plus globale, à la frontière entre les anomalies chaudes frappant d'une part la bande tropicale allant du Pacifique ouest à l'Atlantique est et d'autre part les hautes latitudes de l'hémisphère nord (Figure 2.2³).

¹Données : observations journalières du *European Climate Assessment & Dataset* (ECA&D), interpolées sur une grille régulière à partir de stations européennes (Klein-Tank et al., 2002), et mises à disposition par le *Royal Netherlands Meteorological Institute* (KNMI) à l'adresse : <http://eca.knmi.nl/dailydata/>. Ce jeu de données, noté E-OBS, sera le principal jeu de températures de surface européennes utilisé dans cette thèse. Voir annexe A pour les détails. Référence : Haylock et al. (2008).

²Défini comme la frontière basse de l'intervalle de confiance à 95 % du temps de retour.

³Cette figure est obtenue à partir de l'outil de visualisation en ligne de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) et du *Goddard Institute for Space Studies* (GISS), disponible à l'adresse : <http://>

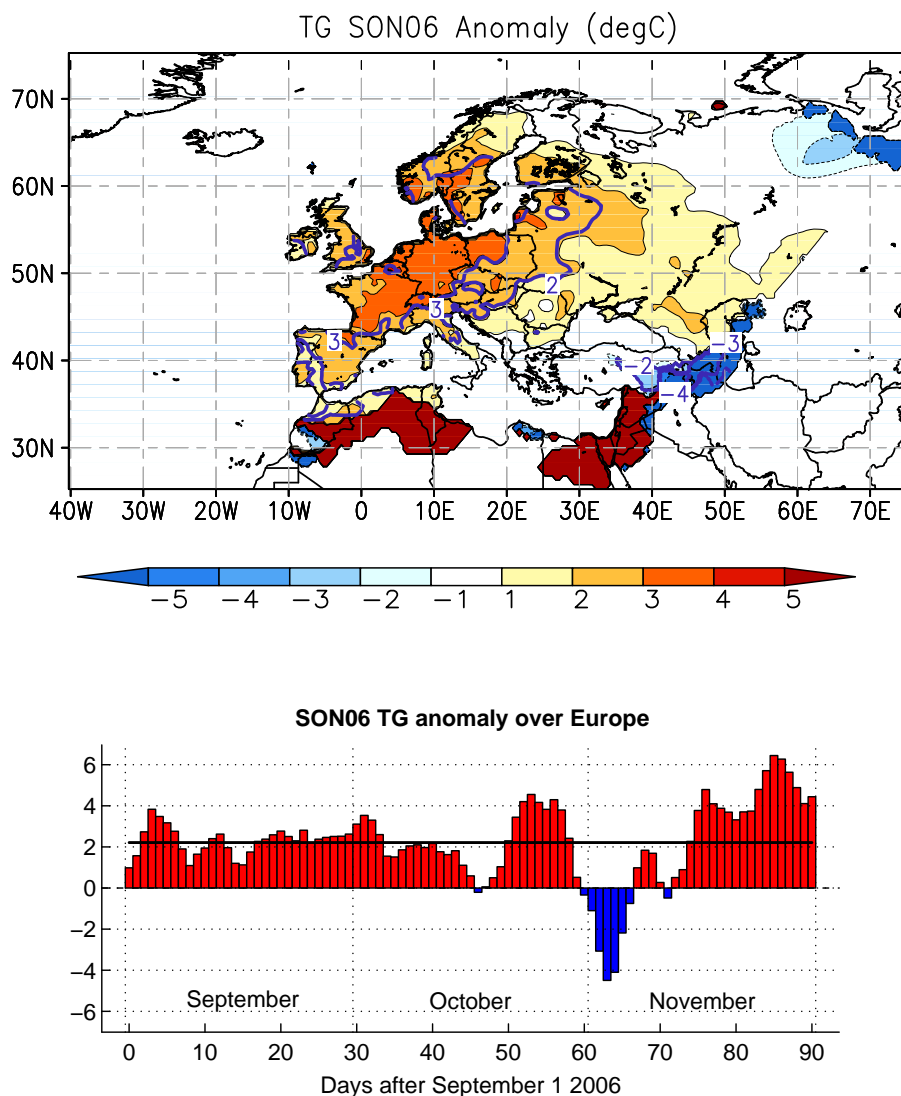


FIGURE 2.1 – (Haut) Anomalie de température de l'automne 2006 sur l'Europe, par rapport à la climatologie 1961–1990. Les contours violets indiquent les écarts aux normales supérieurs, en valeur absolue, à 2, 3 et 4 σ . (Bas) Anomalies journalières moyennées sur la région (10 °W–40 °E ; 35–70 °N). La moyenne saisonnière est indiquée (ligne horizontale). Données : E-OBS. Unités : °C.

(Top) Temperature anomaly of autumn 2006 over Europe, relative to the 1961–1990 climatology. Violet contours indicate departures from standards exceeding, in absolute values, 2, 3 and 4 σ . (Bottom) Daily anomalies averaged over the area (10 °W–40 °E ; 35–70 °N). The seasonal mean is indicated (horizontal line). Dataset : E-OBS. Units : °C.

Cependant les mécanismes physiques ayant causé cette vague de chaleur restent peu, ou

data.giss.nasa.gov/cgi-bin/gistemp/. Voir également l'annexe A.

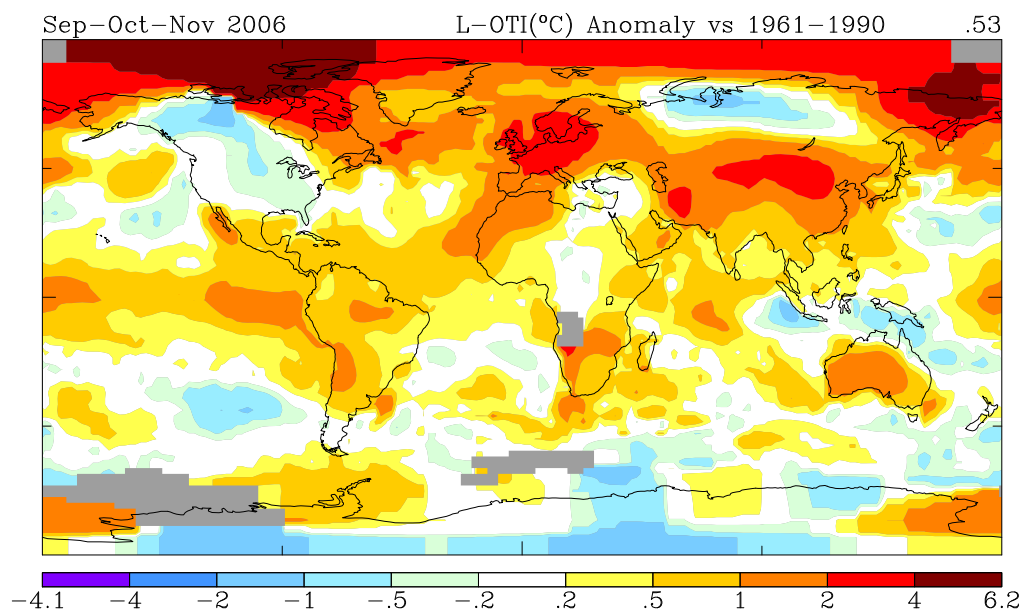


FIGURE 2.2 – Anomalie globale de température de l’automne 2006, par rapport à la climatologie 1961–1990. Données : NASA/GISS (voir note 3). Unités : °C.

Global temperature anomaly of autumn 2006, relative to the 1961–1990 climatology. Dataset : NASA/GISS (see footnote 3). Units : °C.

mal, compris. La dynamique atmosphérique de l’automne 2006 a été caractérisée, en Europe, par une structure dipolaire du champ de pression : basses (hautes) pressions sur l’océan Atlantique est (sur l’Europe), comme observé à partir de l’anomalie de hauteur du géopotentiel à 500hPa (Z_{500})⁴ sur la Figure 2.3. Une telle dynamique favorise un flux de sud-ouest (comme montré sur la Figure 2.3 à partir de l’anomalies de vent à 500hPa de l’automne 2006) et transporte ainsi des masses d’air chaudes et humides depuis l’ouest de l’Afrique, qui contribuent à réchauffer la surface continentale européenne. S’il est clair qu’une part de l’anomalie de température observée sur l’Europe durant l’automne 2006 est, au moins en partie, due à ce flux atmosphérique (Luterbacher et al., 2007; van Oldenborgh, 2007), une étude de Yiou et al. (2007) montre que l’amplitude de l’anomalie de température est trop importante pour être

⁴Données : ré-analyses journalières mises à disposition par les *National Centers for Environmental Predictions* (NCEP) et *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), à l’adresse : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. Ce jeu de données, noté NCEP/NCAR ou simplement NCEP, sera le principal jeu de variables atmosphériques et radiatives utilisé dans cette thèse. Voir annexe A pour les détails. Références : Kalnay et al. (1996), Kistler et al. (2001).

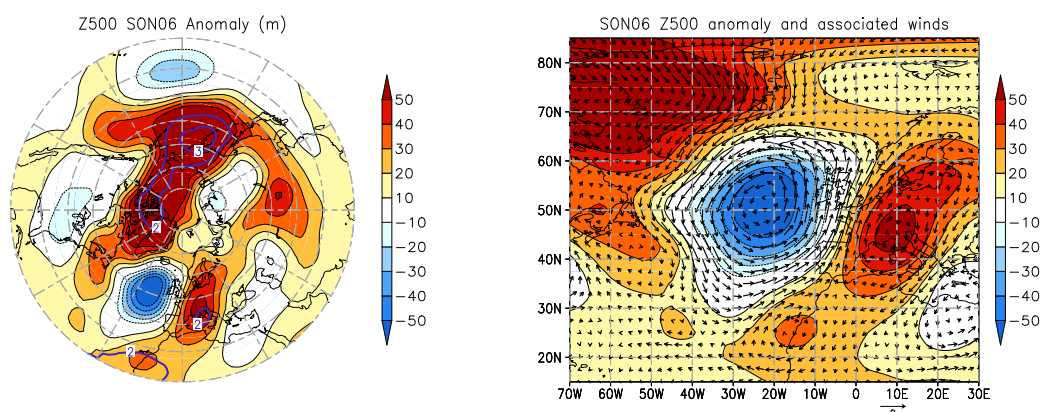


FIGURE 2.3 – **(Gauche)** Anomalie de hauteur du géopotiel à 500hPa (Z500) de l’automne 2006 sur l’hémisphère nord, par rapport à la climatologie 1961–1990. Les contours violets indiquent les écarts aux normales supérieures, en valeur absolue, à 2, 3 et 4 σ . **(Droite)** Zoom sur la zone NAE, avec les anomalies du vent à 500hPa ajoutées (flèches). Données : NCEP. Unités : m (Z500) et m/s (vents).

(Left) Geopotential height at 500hPa (Z500) anomaly of autumn 2006 over the Northern Hemisphere, relative to the 1961–1990 climatology. Violet contours indicate departures from standards exceeding, in absolute values, 2, 3 and 4 σ . **(Right)** Zoom over the NAE area, with 500hPa wind anomalies added (arrows). Dataset : NCEP. Units : m (Z500) and m/s (winds).

expliquée seulement par la dynamique. Selon cette étude, sur les 91 jours de l’automne (SON) 2006, ~ 43 (47 %) présentent des températures supérieures aux températures relevées lors des dix situations atmosphériques les plus proches du passé (méthode dite des « analogues »⁵).

Il apparaît donc qu’un (ou plusieurs) processus amplificateur(s), couplé(s) à une dynamique favorable, aie(nt) contribué à la chaleur européenne de l’automne 2006. Ce chapitre se propose d’identifier ce(s) processus. Dans un premier temps, nous reproduisons un article paru dans la revue *Geophysical Research Letters* qui se propose d’estimer quantitativement les contributions de la dynamique atmosphérique et de la température de surface océanique (SST) de l’Atlantique est à l’anomalie de température continentale européenne. Des éléments supplémentaires sont présentés dans un second temps, notamment une étude du bilan d’énergie de surface et une estimation de la contribution des tendances à long terme à cet événement particulier.

2.2 Article publié dans *Geophysical Research Letters*

2.2.1 Résumé

L’objectif de cet article, publié dans la revue *Geophysical Research Letters* en mars 2009, est d’examiner le rôle de la circulation et de la température de surface de l’océan Atlantique dans la vague de chaleur exceptionnelle de l’automne 2006 en Europe. Dans un premier temps, en se basant sur une analyse statistique du vent à 500hPa, nous remarquons que l’automne

⁵Voir l’annexe A pour les détails sur cette méthode qui sera utilisée aux chapitres 3, 4 et 5 de cette thèse.

2006 présente une anomalie record de flux méridien sud–nord sur l’Ouest de l’Europe. Cette anomalie signifie que la dynamique atmosphérique de l’automne 2006 était davantage favorable à des remontées de masses d’air tropicales qu’à des descentes de masses d’air polaires, et par conséquent à des températures chaudes sur l’Europe. Cependant, comme montré par Yiou et al. (2007), la circulation atmosphérique seule ne suffit pas à expliquer l’amplitude de l’anomalie de température continentale. Nous constatons alors que l’océan Atlantique est également exceptionnellement chaud en surface le long des côtes africaines et européennes durant cette saison, et nous émettons l’hypothèse que les masses d’air advectées depuis ces régions vers l’Europe aient été anormalement réchauffées par l’océan de surface, ce qui aurait amplifié la chaleur européenne.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous nous proposons d’estimer les contributions de la dynamique atmosphérique et de la surface océanique à l’anomalie de température continentale européenne à partir d’un modèle de régression linéaire et d’expériences de sensibilité menées avec un modèle régional de climat (MM5⁶). Les deux modèles s’accordent pour attribuer environ 50 % de l’anomalie de température continentale aux conditions de flux atmosphérique et 30 % à l’anomalie chaude de température de surface océanique (SST). 20 % restent inexpliqués, possiblement à cause de processus non-linéaires ou de rétro-actions locales non prises en compte par les modèles utilisés. Nous estimons également que la contribution des processus liés aux tendances récentes — donc au changement climatique — est d’environ 40 % de l’anomalie.

Remarque 2.1 *Cet article ayant été écrit avant que le jeu de données E-OBS ne soit disponible, il utilise les ré-analyses de température journalière à 2 m fournies par le NCEP/NCAR. Voir détails sur les jeux de données dans l’annexe A.*

2.2.2 Article : ORIGINS OF THE EXTREMELY WARM EUROPEAN FALL OF 2006

Julien CATTIAUX⁷ • Robert VAUTARD⁷ • Pascal YIOU⁷

Received 16 January 2009; Accepted 26 February 2009; Published 31 March 2009.

©2009 by the American Geophysical Union.

Citation : J. Cattiaux et al. (2009), Origins of the extremely warm European fall of 2006, *Geophysical Research Letters*, 36 (6), pp. L06713. DOI: [10.1029/2009GL037339](https://doi.org/10.1029/2009GL037339)

2.2.2.1 Abstract

The fall of 2006 was the warmest on record in Europe. So far the origins of this seasonal extreme anomaly have not been elucidated, but understanding them is crucial since climate change may increase the frequency and amplitude of such extreme seasons. From a statistical analysis and regional modeling experiments we estimate the contributions of regional atmospheric circulation and sea-surface temperatures (SST) on the continental surface temperatures

⁶Mesoscale Model 5th Generation, développé au NCAR/PSU, Boulder, Colorado, USA. Voir l’annexe B.

⁷IPSL/LSCE, Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ (UMR8212), Orme-des-Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

of this event. Both the regression and the dynamical model attribute about 50% of the land temperature anomaly to the atmospheric flow conditions, 30% to the SST warm anomaly, while the missing 20% remain unexplained. Assuming such decomposition, the contribution of trend components would explain about 20 to 40% of the anomaly, a proportion that should increase in the future.

2.2.2.2 Introduction

The European fall and winter climate variability is mostly governed by the North-Atlantic turbulent atmospheric dynamics (Blackmon et al., 1977). The mid latitudes westerly jet stream develops strong baroclinic instabilities bringing successively polar and tropical air masses over the European continent (Charney, 1947; Wallace et al., 1996). Understanding how this variability is modified by the changes due to anthropogenic activity is a key issue to predict the evolution of European climate in the future decades. Based on an analysis of flow analogues, Yiou et al. (2007) showed that the European fall and winter temperature increase observed since the 1990s has become incompatible with circulation changes only. This inconsistency climaxed in the fall/winter 2006/2007 during which temperatures were significantly warmer than they would have been in the past under analogue atmospheric flow conditions (Yiou et al., 2007), enhanced by factors which have not been identified so far. The fall 2006 is the warmest fall on record (Beniston, 2007; van Oldenborgh, 2007), and updated data from Xoplaki et al. (2005) even indicated that it was very likely the warmest fall since at least 1500 in Europe (Luterbacher et al., 2007). Such an episode had heavy impacts on the ecosystem phenology and terrestrial carbon fluxes (Luterbacher et al., 2007; Piao et al., 2008).

The aim of this paper is to quantify the contribution of the atmospheric flow anomaly for this extreme event and to determine the impact of the extremely warm Eastern Atlantic sea-surface temperature (SST) anomaly on the continental surface temperatures. In order to estimate these responses we used a combination of statistical methods and sensitivity experiments with a regional climate model.

2.2.2.3 Statistical analysis of the European fall anomaly of 2006

As shown in several previous studies (Luterbacher et al., 2007; van Oldenborgh, 2007; Yiou et al., 2007), the fall of 2006 (September – October – November of 2006, hereafter referred to as SON06) is the warmest fall ever recorded in Europe. The 2-meter temperature (T2m) anomaly is shown in Figure 2.4a from the re-analyses of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP), which provide daily gridded data since 1948 (Kistler et al., 2001). The NCEP temperatures are strongly correlated ($r > 0.97$ over the 1948–2007 period) with actual observations from stations of the European Climate Assessment and Data (ECA&D) project (Klein-Tank et al., 2002), thus we used the NCEP data for this study. Averaged over the land areas [5°W–20°E; 40°–60°N], the SON06 T2m anomaly reached 2.6°C, which corresponds to 3.5 standard deviations (σ) of the 1948–2007 distribution. Although somewhat arbitrary, this area covers the main anomaly as shown in Figure 2.4a.

This warm anomaly is linked to an unprecedented persistence of northward flow over Europe, bringing mild air from tropical Atlantic and Sahara (Luterbacher et al., 2007). The SON06 anomaly of the 500 hPa meridional wind (from NCEP) averaged over the area [10°W–10°E; 40°N–60°N] is 3.9m/s (2.1σ).

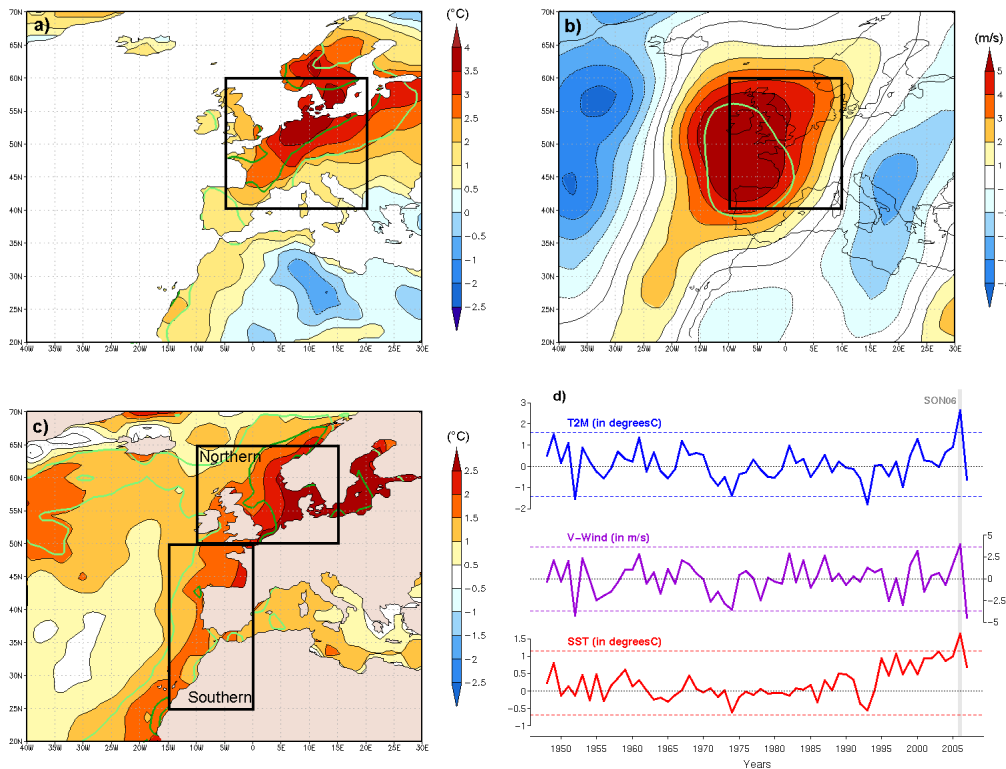


FIGURE 2.4 – NCEP SON06 anomalies of T2m (a), meridional wind at 500hPa (b), SST ((c). Green (darkgreen) contours correspond to 2σ (3σ) levels of the 1948–2007 distribution. (d) 1948–2007 SON time series of these variables averaged over their respective areas, indicated by black rectangles in (a–c). The SST time series is computed by averaging over both “Northern” and “Southern” areas.

In addition, the areas along north-western Africa, western and northern Europe are affected by a strong warm anomaly in SON06 (Figure 2.4c). Averaged over the “Southern” area [$15^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$; $25^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$], the SON06 SST (from NCEP) is 1.5°C warmer than normal (3.3σ) and the anomaly even reaches 1.8°C (3.6σ) on the “Northern” area [$10^{\circ}\text{W}-15^{\circ}\text{E}$; $50^{\circ}\text{N}-65^{\circ}\text{N}$]. The “Northern” anomaly is most probably a consequence of the European warm temperature while the “Southern” anomaly may result from a deficit in the coastal upwelling of cold sea waters which usually occurs during fall in these regions (not shown). The global European SST anomaly (averaged over the “Northern” and “Southern” regions) represents 1.6°C (3.6σ).

As shown in Figure 2.4d, T2m, 500hPa meridional wind and SST seasonal anomalies reach record values in 2006. We note that both land and sea temperatures anomalies act in a warming context (about $0.3-0.4^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ since the 1970s, see also Xoplaki et al. (2005)) while the meridional wind does not present any trend.

Figure 2.5a shows the linear regression of daily T2m vs. meridional wind for SON 1948–2005 and SON06. The regression lines are parallel, but the SON06 line is shifted toward warmer T2m, i.e. both southward and northward flows are associated with higher temperatures than they would do in earlier years, as found by Yiou et al. (2007).

We now investigate whether this extra warmth could be due to the Atlantic SST anomalies

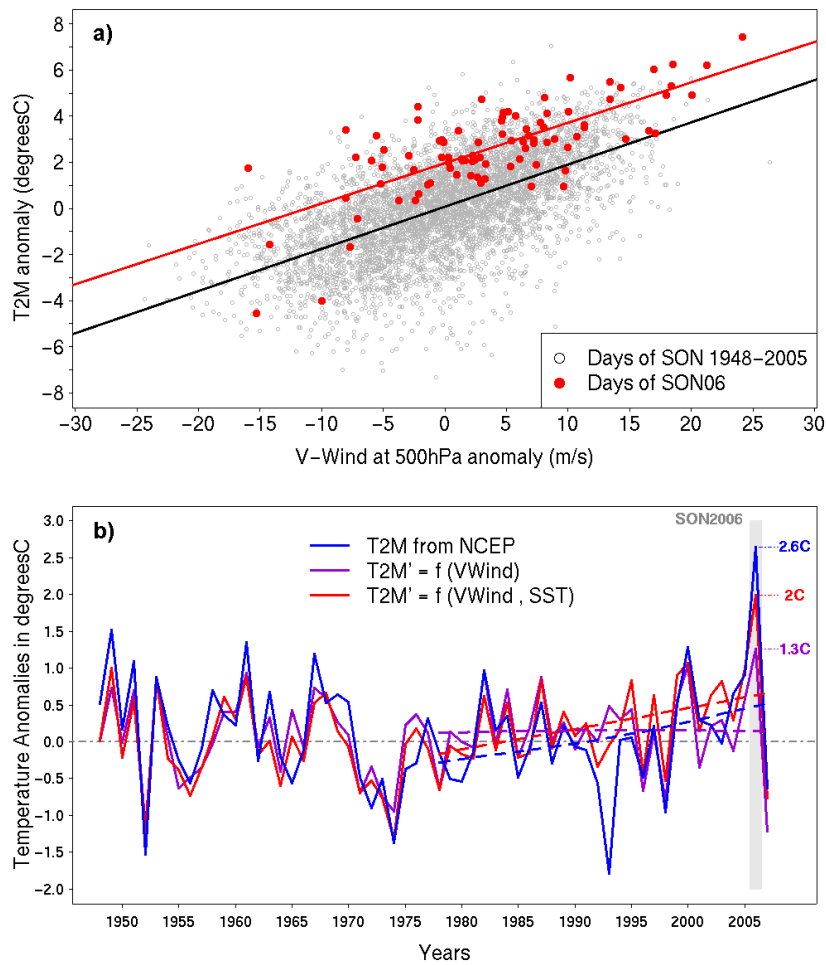


FIGURE 2.5 – (a) Correlation between daily regional anomalies of T2m and meridional wind for all days of fall 1948–2006. Days of 1948–2005 (2006) are shown in gray (red). Linear regressions are added in respective colors. (b) Reconstruction of the fall T2m anomaly (blue) from the fall meridional wind anomaly only (purple) and from the fall meridional wind anomaly + the fall SST anomaly (red) over the 1948–2007 period. The 1978–2007 trends are added in dashed lines.

which remained high during the preceding falls, as suggested in (Luterbacher et al., 2007). In order to quantify the links between surface air temperature, meridional wind and SST, we compute linear regressions between their time series (Figure 2.5b). The correlation between actual land temperatures and those regressed from meridional wind is $r = 0.7$ ($p\text{-value} = 8.10^{-11}$), confirming that the European fall temperatures strongly depend on the atmospheric flow. However the actual 2.6°C SON06 anomaly is only half reconstructed (1.3°C), since the meridional wind was not as extreme as the temperature during this season. More generally the regression does not reconstruct the observed warming trend observed over the past 30 years.

When adding the seasonal fall SST anomalies — averaged over the both “Northern” and “Southern” oceanic regions — as a multiple linear regression predictor (Figure 2.5b), the correlation with the actual time series increases to $r = 0.8$ ($p\text{-value} = 8.10^{-15}$). The reconstructed SON06 anomaly is now more realistic — from 1.3°C to 2.0°C , so that the contribution of the

warm SST anomaly is evaluated at 0.7°C —, as well as the warming trend over the 1978–2007 period.

The multiple regression model does not explain all anomalies such as the 1993 very cold peak. In order to fully understand the physics of the SON06 anomaly modeling experiments are necessary.

2.2.2.4 Modeling experiments

We use the Penn State University – National Center for Atmospheric Research fifth generation mesoscale model (MM5) (Dudhia, 1993; Grell et al., 1994), with the same set of physical parameterizations and the same land-surface model as Salameh et al. (2010). The domain considered covers the Eastern Atlantic – Western Europe area [40°W – 30°E ; 20° – 67°N] and is composed of 150×150 grid points, with a horizontal resolution increasing with the latitude (from $\sim 51\text{km}$ at 20°N to $\sim 21\text{km}$ at 67°N). Simulations are initialized on August 31, 2006 at 18 :00UT, allowing 6 hours of spin-up time, and driven with boundary conditions from the operational analyses from the European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) all along SON06. We performed some of the sensitivity experiments by nudging the wind 3D field by the ECMWF field, but in order not to influence thermodynamical fields, no nudging is applied to temperature and humidity 3D fields.

A control simulation (referred to as CTL) is performed with the SON06 actual SST conditions (taken from NCEP $4 \times$ daily re-analyses), and wind nudging. A sensitivity simulation is computed using SSTs from the $4 \times$ daily SON 1961–1990 climatology instead of the actual SON06 ones, and still nudging the wind (hereafter referred to as WNC, for “**W**ind **N**udged – **C**limatological SSTs”). WNC and CTL therefore have very close atmospheric circulation conditions. The temperature difference between the two experiments gives the direct response to the SON06 SST anomaly.

We perform a second sensitivity simulation (hereafter referred to as the WFC simulation, for “**W**ind **F**ree – **C**limatological SSTs”), with climatological SSTs, but no wind nudging. The difference between WFC and CTL is expected to give the combined effect of SON06 SST and circulation anomalies, while the difference between WFC and WNC gives the contribution of the atmospheric circulation in standard SST conditions. Following this methodology, the circulation contribution is probably incompletely identified since all simulations are forced at the boundaries by the same analyzed ECMWF flow. The regional flow obtained here by relaxing the nudging constraint is one possible realization, but may not be representative of “average flows”. This has to be kept in mind in the following for all interpretations concerning the flow effects.

The model is first evaluated by comparing the CTL simulation with averaged T2m from NCEP (Figure 2.6). As shown in previous work the MM5 model is known to have a homogeneous cold bias of about -0.5 to -1°C over Europe (Giorgi et al., 2004; Kotlarski et al., 2005). In order to estimate the spatial skill of the model, we compute a bootstrap test on the number of grid points used to average regionally, giving a 95% confidence interval (indicated between brackets) for each regional mean (von Storch and Zwiers, 2001). Thus we find a bias of -1.2°C ($-1.0/-1.3^{\circ}\text{C}$) relative to the NCEP daily averages interpolated on the MM5 grid over the [5°W – 20°E ; 40 – 60°N] continental area (Figure 2.6a), which is stronger in coastal areas (Atlantic and Mediterranean – Figure 2.6b). The model also has a warm bias over Northern

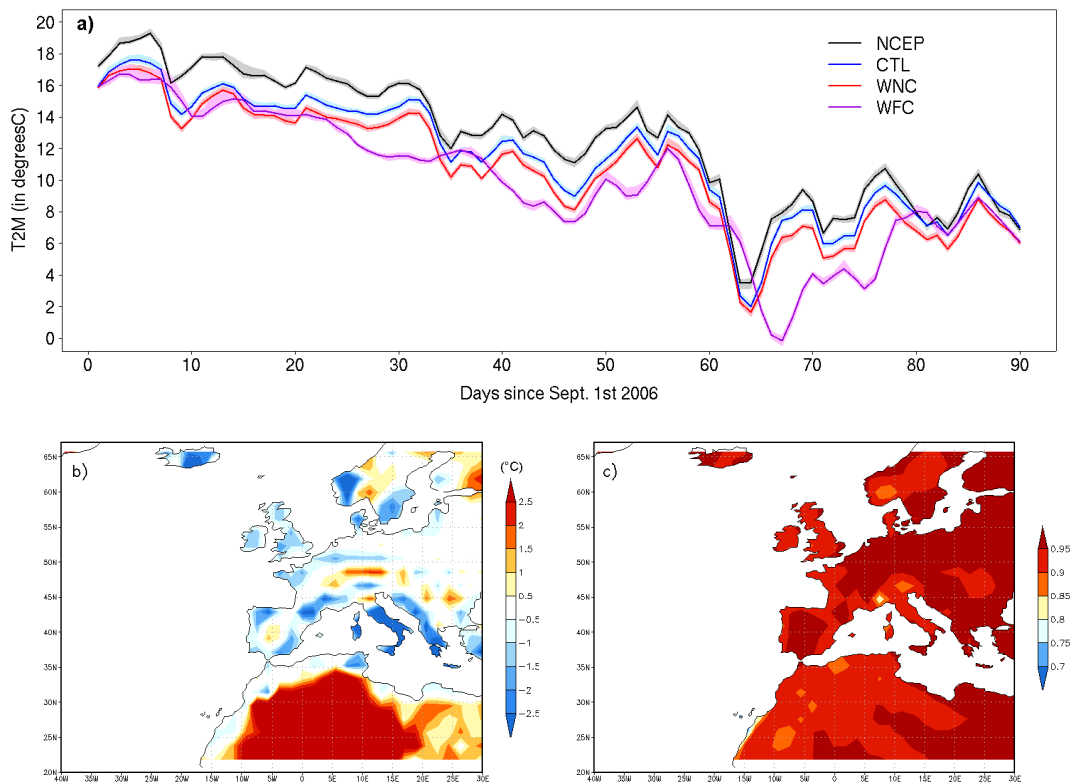


FIGURE 2.6 – a) Comparison between daily T2m of MM5–CTL (blue), MM5–WNC (red), MM5–WFC (purple) and NCEP (black) over SON06 days, averaged over the land area [5°W–20°E; 40–60°N]. 95% confidence intervals are added in shaded areas. b) Mean SON06 T2m difference between MM5–CTL and NCEP. c) Correlation between SON06 daily time series of MM5–CTL and NCEP, on each grid point of the NCEP grid.

Africa. However the SON06 variability is well represented by our model, since the correlation between the CTL and NCEP time series is about $r = 0.9$ over the whole domain (Figure 2.6c).

By subtracting WNC from CTL we find that the contribution of the SON06 SST anomaly (Figure 2.4c) to the land surface temperature anomaly is temporally (Figure 2.6a) and spatially (Figure 2.7b) homogeneous. Over the [5°W–20°E; 40–60°N] land areas, the mean temperature difference is 0.8°C ($\pm 0.05^{\circ}\text{C}$), which is consistent with the 0.7°C found with the statistical regression models.

In order to better estimate the SST anomaly contribution, we performed two more experiments. First, by dividing the SST anomaly above and below 50°N , we observed that the effects on continental temperatures are additive : the Northern (Southern) SST anomaly leads to a global warming of the Northern (Southern) continental Europe (not shown). Thus, the “mean upwind” part of the anomaly is not more influential than its “mean downwind” part, probably because instantaneous flows spread the anomaly in an efficient manner. Then we evaluated the contribution of the part of the SST anomaly linked to the long-term warming trend by performing a simulation using **Wind Nudging and Current Climatological (WNCC)** SSTs (from the 1996–2005 mean). The responses to both trend part (WNCC–WNC difference) and extra

warmth (CTL–WNC difference) of the SON06 anomaly are similar : 0.4°C ($\pm 0.03^{\circ}\text{C}$).

Without wind nudging (WFC), the meridional flow at 500hPa remains mostly northward (because of the boundary conditions of SON06), but with a 2.8m/s weaker amplitude than the CTL wind over the $[10^{\circ}\text{W}–10^{\circ}\text{E}; 40^{\circ}–60^{\circ}\text{N}]$ region. The spatial structure of the difference (Figure 2.7a) resembles the SON06 meridional wind anomaly from NCEP (Figure 2.4b), even though the pattern is slightly shifted north-eastward. The mean WFC land surface temperature is cooler than the CTL one by 1.6°C ($1.5/1.8^{\circ}\text{C}$) over the $[5^{\circ}\text{W}–2^{\circ}\text{E}; 40–60^{\circ}\text{N}]$ land areas, with a spatial difference which is similar, albeit weaker, to the SON06 NCEP anomaly (Figures 2.7c and 2.4a). The time variations of temperatures along the season differ (Figure 2.6), due to the difference of instantaneous atmospheric circulation.

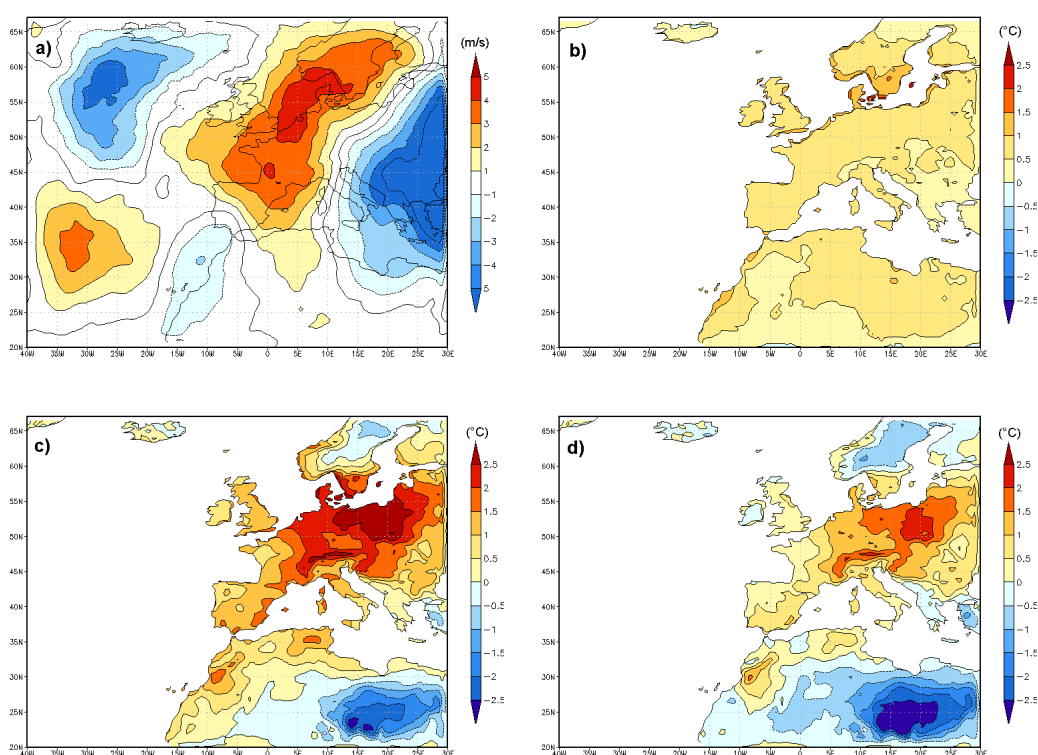


FIGURE 2.7 – Mean SON06 MM5 simulations differences of (a) meridional wind at 500hPa between CTL/WNC and WFC, and T2m between (b) CTL and WNC, (c) CTL and WFC, (d) WNC and WFC.

The meridional wind effect is isolated by subtracting WFC to WNC, which induces a 2.8m/s mean meridional wind difference over the $[10^{\circ}\text{W}–10^{\circ}\text{E}; 40^{\circ}–60^{\circ}\text{N}]$ region and a 0.9°C ($0.7/1.1^{\circ}\text{C}$) mean land surface temperature difference over the $[5^{\circ}\text{W}–2^{\circ}\text{E}; 40–60^{\circ}\text{N}]$ land areas (Figures 2.7a and d). Extrapolating to the actual SON06 meridional wind anomaly (3.9m/s) with the same wind/temperature ratio would lead to a 1.3°C ($1.0/1.5^{\circ}\text{C}$) temperature difference, as predicted by the regression model (Figure 2.5b).

2.2.2.5 Discussion

Both statistical and dynamical methods attribute about 50% (1.3°C over 2.6°C) of the SON06 T2m anomaly to the atmospheric flow anomaly and about 30% (0.7/0.8°C over 2.6°C) to the SST one.

The additivity between the two responses is surprising because the two forcings are not independent. At least part of the SST anomalies could be due to the circulation anomaly itself : the increased eastward wind along North-African coasts reduces the upwelling and the northward flow across Europe increases SST in the North and Baltic Seas. The statistical model implicitly takes these SST feedbacks in the wind regression model while the dynamical approach underestimates the full circulation response. The atmospheric circulation anomaly also induces local feedbacks like the strong increase of short-wave radiation in Central-Eastern Europe (more than 20W/m² in some areas, not shown), where more anticyclonic weather develops. Such feedbacks may also induce nonlinear effects perturbing our linear estimation of contributions. In order to draw more general conclusions about linearity of responses the analysis of other seasons is planned, but left for future studies.

Other SST anomalies in other parts of the world, for instance in the Pacific region, may have contributed to the fall 2006 warm anomaly. However such remote origins are supposed to be mostly contained in the circulation anomalies since they are known to propagate to the extra-tropics through Rossby wave trains (Cassou, 2008).

Another important question is the attribution of the man-induced contribution to this anomaly. While this question can in principle only be tackled in terms of risks of extremes (Stott et al., 2004), a rough estimate of this contribution can be given under the simplistic assumption that the man-induced contribution lies only in model-domain (Eastern Atlantic) SST and boundary-conditions. The former contribution is 0.4°C while the latter has not been formally estimated but should be part of the unexplained 20% of the T2m anomaly (0.5/0.6°C). Thus the man-induced contribution to the SON06 anomaly is estimated between 0.4°C and 1.0°C (20–40% of the anomaly). This proportion should increase under enhanced radiative forcing as expected in the 21st century, suggesting that more and more warm events could appear and develop during fall seasons in the future (Beniston, 2007; Scherrer et al., 2007).

2.2.2.6 Conclusions

We have used a statistical and a dynamical model to analyze the fall 2006 temperature anomaly over Europe. The anomalous atmospheric flow and SST have significant contributions to temperature variations, which explain overall about 80% (2.0/2.1°C) of the 2.6°C temperature anomaly of SON06. The atmospheric circulation influences the spatial and temporal variability while the warm SSTs globally shift the land temperatures towards higher values. The remaining 20% of the anomaly (0.5/0.6°C) may be due to other processes, nonlinearity, or to anomalous background temperatures and global flow configuration during SON06 (Luterbacher et al., 2007; van Oldenborgh, 2007). Since the warming trend of the Atlantic SSTs does not seem to slow down, our results suggest that the probability of such a warm event over Europe will increase in the future.

ACKNOWLEDGMENTS We thank the anonymous reviewers for useful comments. This work was partly supported by the French ANR CHAMPION project.

2.3 Processus radiatifs et contribution du « long-terme »

2.3.1 Bilan d'énergie de surface

Les processus physiques et radiatifs à l'origine du « transport » de l'anomalie de SST atlantique sur l'Europe de l'Ouest ne sont qu'évoqués dans l'article précédent. Nous nous proposons dans cette partie de les étudier plus en détail, en réalisant notamment le bilan d'énergie de surface européen de l'automne 2006, à l'image des travaux de Shongwe et al. (2009).

Nous disposons pour cette étude des flux de chaleur et des flux radiatifs fournis d'une part dans les ré-analyses NCEP — nous les nommerons abusivement « flux observés » en faisant l'hypothèse ces ré-analyses sont fidèles à la réalité — et d'autre part par les simulations MM5 effectuées dans l'article précédent. Pour ces deux jeux de données, nous définissons le bilan d'énergie de surface à l'équilibre par l'équation 1.5 vue dans la section 1.3.3 :

$$(1 - \alpha) SW_{\downarrow} = \Delta_{\uparrow} LW + SH_{\uparrow} + LH_{\uparrow} \quad (2.1)$$

Notre objectif est ici d'analyser les anomalies des ces flux durant l'automne 2006, et leurs contributions à l'anomalie de température. Si le bilan des flux moyens est équilibré (équation 1.5), ce n'est pas nécessairement le cas pour les anomalies de flux, et un terme de stockage d'énergie dans le sol apparaît ($\Delta_{\downarrow} E$). Afin de décomposer ce terme selon les contributions respectives des différents flux, nous ré-écrivons l'équation 1.5 en comptant tous les flux dans la convention « descendante » :

$$\Delta_{\downarrow} E = \Delta_{\downarrow} LW' + \Delta_{\downarrow} SW' + LH'_{\downarrow} + SH'_{\downarrow} \quad (2.2)$$

où :

- $\Delta_{\downarrow} LW'$ (*Net Long Wave Flux*) est l'anomalie de flux infra-rouge (terrestre) net descendant ;
- $\Delta_{\downarrow} SW'$ (*Net Short Wave Flux*) est l'anomalie de flux solaire net descendant ;
- LH'_{\downarrow} (*Latent Heat Flux*) est l'anomalie de flux de chaleur latente net descendant ;
- SH'_{\downarrow} (*Sensible Heat Flux*) est l'anomalie de flux de chaleur sensible net descendant.

Remarque 2.2 *Précisons que pour les flux « observés » (NCEP), le terme anomalie désigne ici la différence à la climatologie 1961–1990, tandis que pour les expériences effectuées avec MM5, il doit être interprété comme la différence des flux entre deux simulations.*

Nous nous intéressons dans un premier temps à l'anomalie d'énergie $\Delta_{\downarrow} E$ reçue par la surface continentale européenne pendant l'automne 2006, telle qu'elle est estimée à partir des anomalies de flux NCEP. La Figure 2.8 présente la moyenne saisonnière de ces anomalies, dans notre convention « descendante ». Les flux radiatifs montrent un excès de rayonnement $\Delta_{\downarrow} SW$ (solaire) — qui suggère un déficit de la couverture nuageuse liée à l'anomalie positive du Z500 (circulation anticyclonique) sur cette région (Figure 2.3) —, et un déficit de rayonnement $\Delta_{\downarrow} LW$ (ou un excès de rayonnement infra-rouge émis) sur l'Europe Centrale (Figure 2.8a,b),

probablement dû à la chaleur du sol⁸. Ces anomalies radiatives s'accompagnent d'une anomalie positive de flux de chaleur sensible et d'un excès d'évapo-transpiration ($LH'_\downarrow < 0$) sur le continent européen, probablement une conséquence de la chaleur du sol. Sur l'océan Atlantique, l'anomalie cyclonique réduit le flux $\Delta_\downarrow SW$, et semble augmenter le flux $\Delta_\downarrow LW$ (moins clair), ce qui est probablement dû à un excès de couverture nuageuse. Les flux de chaleurs sont marqués par une forte évaporation ($LH'_\downarrow < 0$) et un dégagement de chaleur sensible ($SH'_\downarrow < 0$) dus aux SST anormalement chaudes (Figure 2.4) au large. Notons que le flux SH'_\downarrow devient positif à l'ouest de l'Afrique où l'anomalie de SST a été identifiée comme importante et contribuant au réchauffement européen. Cet élément nouveau suggère que l'océan de surface y a été chauffé par l'atmosphère, et par conséquent que cette région ne constitue pas la principale source de chaleur (voir aussi section 2.3.2). Ces résultats sont quantitativement cohérents avec le bilan d'énergie effectué par Shongwe et al. (2009) à partir de ré-analyses différentes⁹.

Il est alors intéressant de chercher à décomposer les contributions de la dynamique atmosphérique et de la SST à cet excès d'énergie reçue par l'Europe continentale durant l'automne 2006, à l'image de l'étude menée dans la section 2.2 sur la température de surface (T2m). Nous nous basons ainsi sur les trois simulations CTL, WNC et WFC réalisées avec MM5, en considérant que :

- CTL–WNC correspond à l'influence de l'anomalie de SST de SON06 par rapport à la climatologie ;
- WNC–WFC correspond à l'influence de la dynamique atmosphérique de SON06 par rapport à une dynamique aux *patterns* spatiaux proches, mais moins prononcés, voir Figure 2.7a ;
- CTL–WFC correspond à l'influence de la SST et de la dynamique, et doit donc se rapprocher des anomalies « observées » (NCEP).

La différence des flux d'énergie de surface entre les simulations CTL et WFC, présentée sur la Figure 2.9, capture en effet les principaux processus radiatifs observés durant l'automne 2006 (cf. Figure 2.8) : excès de $\Delta_\downarrow SW$ et déficit de $\Delta_\downarrow LW$ sur l'Europe Centrale, déficit de $\Delta_\downarrow SW$ et excès de $\Delta_\downarrow LW$ sur l'océan Atlantique (Figure 2.9a,b), dégagement de chaleur latente sur l'océan et le continent (Figure 2.9c), et émission (absorption) de chaleur sensible par l'océan (le continent) (Figure 2.9d). Cependant ces expériences MM5 semblent sur-estimer l'amplitude des réponses radiatives liées aux effets des nuages par rapport aux flux NCEP.

La réponse est ensuite décomposée en une contribution « SST » et une contribution « dynamique », respectivement en comparant les flux d'énergie des simulations CTL et WNC d'une part (Figure 2.10), et WNC et WFC d'autre part (Figure 2.11). L'anomalie de SST se traduit principalement par un excès d'évaporation sur l'Atlantique, ce qui augmente la vapeur d'eau atmosphérique et donc le flux $\Delta_\downarrow LW$ (effet de serre) (Figure 2.10c,a). Ce processus est particulièrement détaillé dans l'étude de Shongwe et al. (2009), que le lecteur est invité à consulter. À noter que la vapeur d'eau semble transportée également sur le continent par

⁸Rappelons ici que l'émission infra-rouge LW_\uparrow est gouvernée par la loi de *Stefan-Boltzmann* du corps noir, i.e. elle est proportionnelle à la puissance quatrième de la température : $LW_\uparrow = \sigma_S T^4$, où σ_S est la constante de Stefan et T la température. Voir section 1.3.3.

⁹Cette étude utilise en effet les ré-analyses du *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) « ERA-Interim » sur la période 1989–2006.

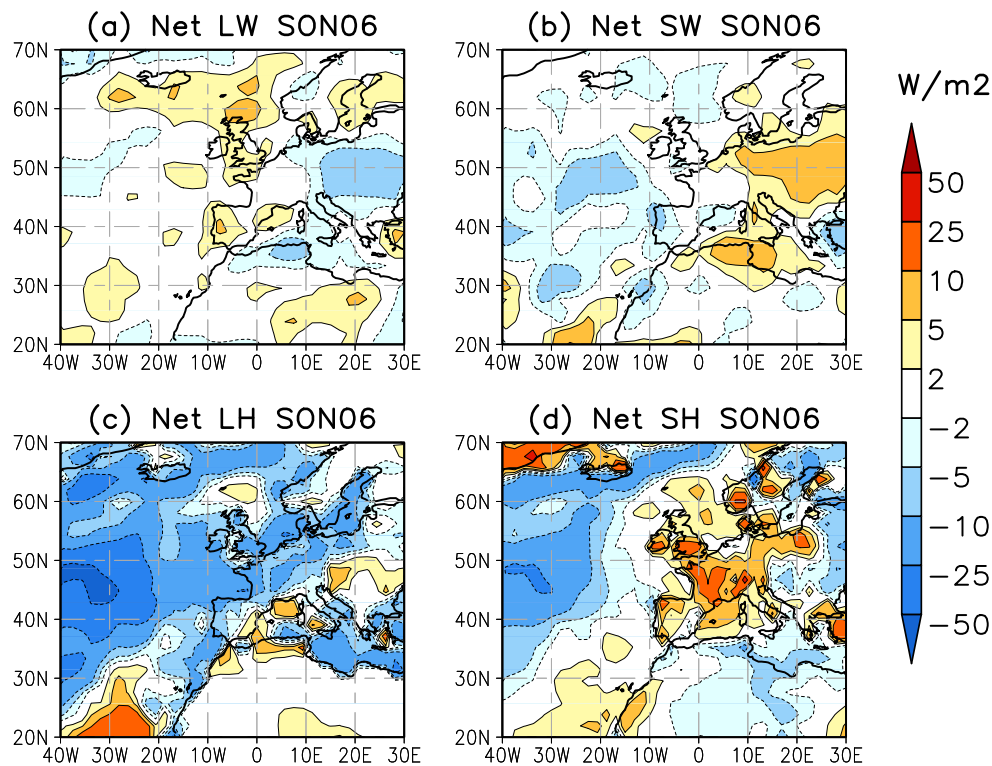


FIGURE 2.8 – Anomalies des flux composant le bilan d'énergie de surface de l'automne 2006 : (a) $\Delta_{\downarrow}LW'$, (b) $\Delta_{\downarrow}SW'$, (c) LH'_{\downarrow} et (d) SH'_{\downarrow} (Données : NCEP). Unités : W/m^2 .

Anomalies of fluxes forming the surface energy budget of autumn 2006 : (a) $\Delta_{\downarrow}LW'$, (b) $\Delta_{\downarrow}SW'$, (c) LH'_{\downarrow} and (d) SH'_{\downarrow} (Dataset : NCEP). Units : W/m^2 .

les vents d'ouest (*westerlies*) caractéristiques des moyennes latitudes. La nébulosité ne semble pas modifiée par l'anomalie de SST (pas de réponse de $\Delta_{\downarrow}SW$, Figure 2.10b), qui fournit en revanche de la chaleur sensible à l'atmosphère, principalement au sud du Groenland et le long des côtes nord-ouest européennes (Figure 2.10d). La région de forte anomalie de SST à l'ouest de l'Afrique n'apporte, dans cette expérience, qu'un flux mineur de chaleur sensible à l'atmosphère. Les réponses des flux à la SST sont relativement homogènes spatialement sur le continent, tout comme l'est la réponse en T2m (Figure 2.7b), ce qui confirme le caractère amplificateur « grande échelle » de la SST.

A l'inverse, et comme pour la T2m (Figure 2.7c), la dynamique semble responsable des *patterns* spatiaux des anomalies de flux de l'automne 2006. Elle semble influencer principalement sur la nébulosité, avec notamment une forte anomalie de $\Delta_{\downarrow}SW$ sur l'Europe Centrale (Figure 2.11b) qui rappelle l'anomalie NCEP (Figure 2.11b). Le flux $\Delta_{\downarrow}LW$ est également augmenté sur l'Europe (Figure 2.11a), suggérant que l'amplitude de l'effet de serre causé par

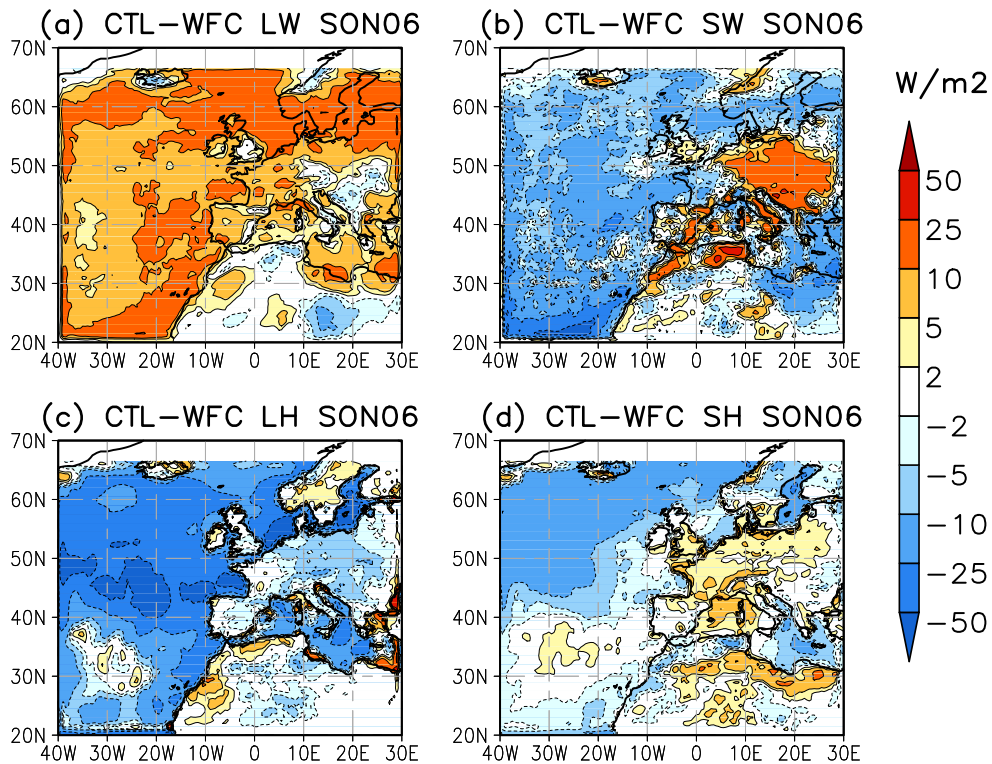


FIGURE 2.9 – Différences dans les flux composant le bilan d'énergie entre les simulations MM5 CTL et WFC : (a) $\Delta_{\downarrow}LW'$, (b) $\Delta_{\downarrow}SW'$, (c) LH'_{\downarrow} et (d) SH'_{\downarrow} . Unités : W/m².

Differences in fluxes forming the surface energy budget between MM5 CTL and WNC simulations : (a) $\Delta_{\downarrow}LW'$, (b) $\Delta_{\downarrow}SW'$, (c) LH'_{\downarrow} and (d) SH'_{\downarrow} . Units : W/m².

la couverture nuageuse est plus importante que celle de l'émission infra-rouge liée à la chaleur du sol. Les réponses des flux de chaleur à la dynamique sont également proches des *patterns* d'anomalies NCEP (Figures 2.11c,d et 2.8c,d), cependant l'excès d'évaporation sur l'Atlantique semble majoritairement causé par l'anomalie de SST.

Les flux moyennés sur les régions océaniques et continentales sont résumés sur la Figure 2.12. Il apparaît que les expériences MM5 représentent de manière relativement cohérente les flux de référence NCEP sur l'Europe continentale. Cependant, sous l'hypothèse que les flux NCEP sont fidèles à la réalité, elles sur-estiment clairement les effets de rétro-actions dus aux nuages, surtout à la surface de l'océan. Cette sur-estimation semble principalement causée par la réponse de MM5 au changement de dynamique, i.e. par les différences WNC–WFC des flux $\Delta_{\downarrow}SW$ et $\Delta_{\downarrow}LW$. Les limites des expériences de sensibilité sont ici atteintes. En forçant la dynamique et les SST de manière indépendante, nous allons contre la physique du système et conduisons le modèle à effectuer certains ré-ajustements irréalistes. Ces limites sont

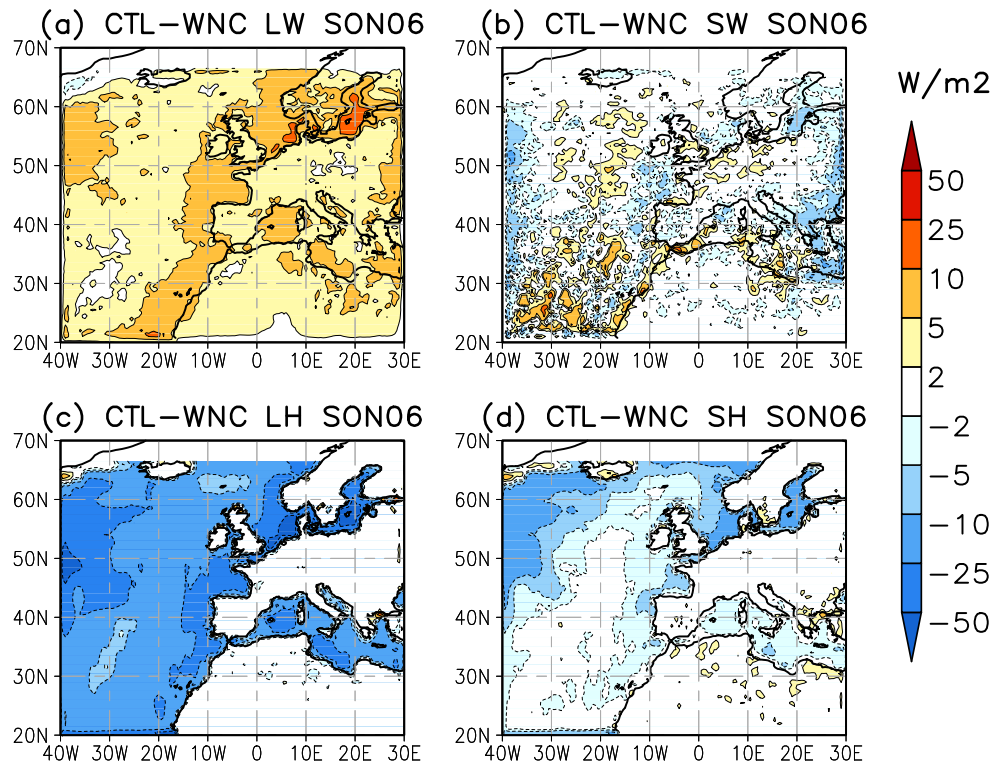


FIGURE 2.10 – Idem que la Figure 2.9 pour les simulations CTL et WNC.

Same as Figure 2.9 for CTL and WNC simulations.

par exemple discutées dans l'étude de Barsugli and Battisti (1998) qui analyse les effets du couplage atmosphère-océan sur les flux de chaleur. Cependant, tout en restant prudents sur l'interprétation des valeurs des flux obtenus par les expériences de sensibilité MM5, nous pouvons néanmoins conclure cette analyse du bilan d'énergie de l'automne 2006 à la surface de l'Europe par les deux points suivants :

- l'anomalie anticyclonique sur l'Europe est responsable d'un déficit de nébulosité et donc d'un excès de rayonnement $\Delta_{\downarrow}SW$;
- l'anomalie chaude de SST sur l'Atlantique dégage simultanément de la vapeur d'eau (évaporation) et de la chaleur sensible, ensuite advectées sur l'Europe par les *westerlies* et amplifiant l'anomalie de température, notamment via la rétro-action de la vapeur d'eau sur le flux $\Delta_{\downarrow}LW$ (par effet de serre).

Ces résultats sont en accord avec les récentes études de Shongwe et al. (2009) (sur l'automne 2006) et Laurian et al. (2009) (sur les effets d'un effondrement de la circulation thermohaline, et donc un refroidissement des SST nord-atlantiques sur le climat européen).

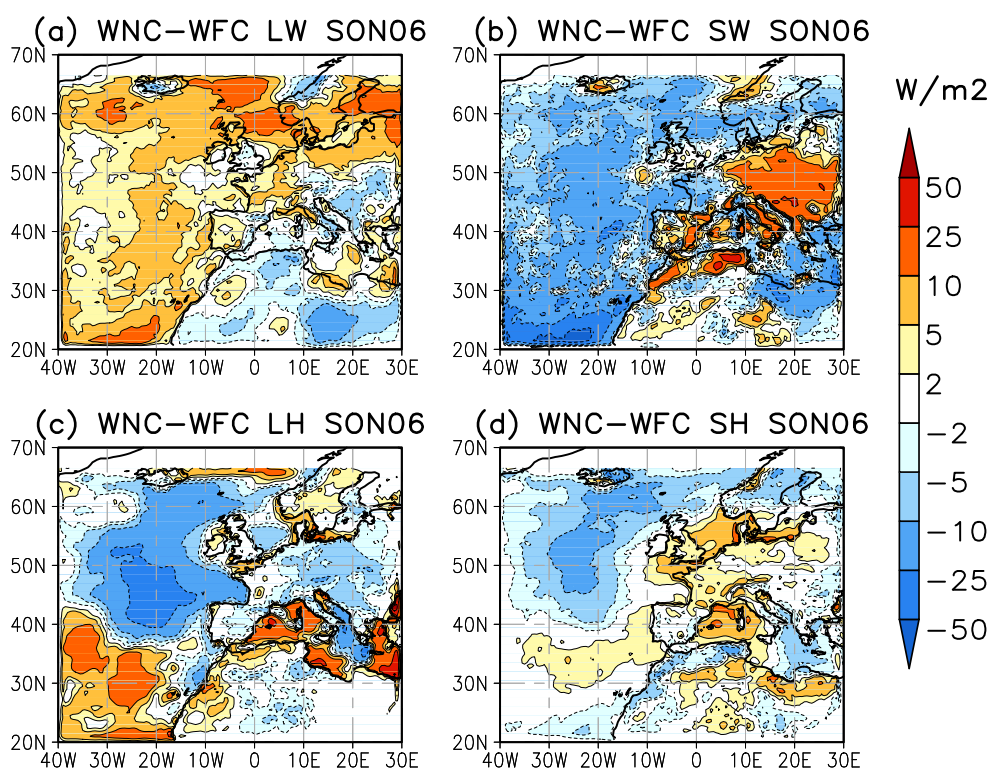


FIGURE 2.11 – Idem que la Figure 2.9 pour les simulations WNC et WFC.

Same as Figure 2.9 for WNC and WFC simulations.

2.3.2 Précisions sur l'origine de la chaleur océanique advectée

Dans la section précédente, nous avons vu l'influence de la chaleur et de la vapeur d'eau advectées depuis l'Atlantique sur l'Europe durant la vague de chaleur de l'automne 2006. Dans cette section nous tentons d'identifier la région océanique qui en est la principale source d'énergie. Nous réalisons donc deux simulations complémentaires (évoquées dans l'article, voir section 2.2.2.4) en décomposant l'anomalie de SST en deux régions : ainsi la simulation WNCN (WNCS) ne diffère du CTL que par son forçage en SST climatologiques au nord (sud) du parallèle 50 °N.

La Figure 2.13 montre que la T2m continentale répond symétriquement aux composantes nord-sud de l'anomalie de SST, ce qui suggère que l'advection de chaleur se fait principalement via les vents d'ouest (westerlies). A noter que la réponse ne reste cependant pas confinée dans chacune des régions, probablement en raison du caractère plus homogène de l'effet radiatif de la vapeur d'eau. Les régions Nord et Sud de l'Atlantique nord contribuent de manière relativement similaire à l'anomalie de T2m, avec néanmoins une influence légèrement plus

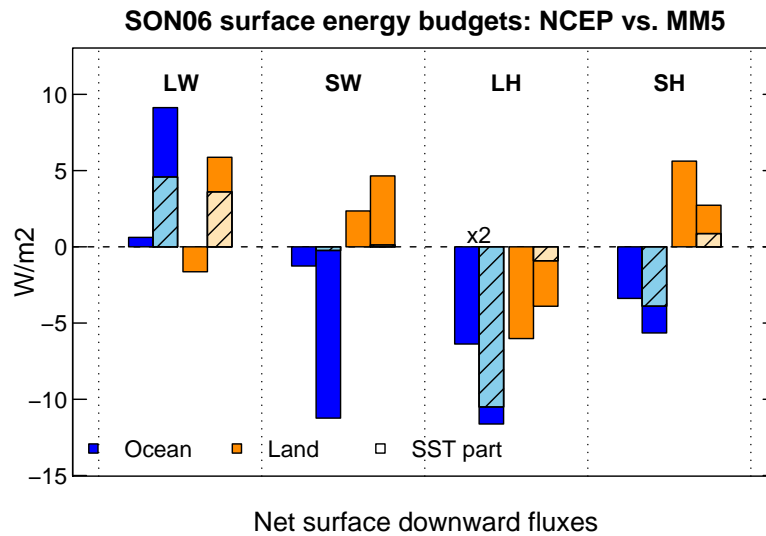


FIGURE 2.12 – Flux composant le bilan d’énergie de surface de l’automne 2006 : de gauche à droite $\Delta_{\downarrow}LW$, $\Delta_{\downarrow}SW$, LH_{\downarrow} et SH_{\downarrow} . Les colonnes bleues (orange) correspondent aux régions océaniques (continentales) du domaine. Colonnes de gauche : anomalies NCEP. Colonnes de droite : différences CTL–WFC des simulations MM5, avec hachures sur la partie correspondant à la différence CTL–WNC (contribution des SST). Unités : W/m^2 .

Fluxes forming the surface energy budget of autumn 2006 : from left to right $\Delta_{\downarrow}LW$, $\Delta_{\downarrow}SW$, LH_{\downarrow} and SH_{\downarrow} . Blue (orange) bars correspond to oceanic (continental) areas of the domain. Left bars : NCEP anomalies. Right bars : CTL–WFC differences of MM5 simulations, with shaded on the part corresponding to the CTL–WNC difference (SST contribution). Units : W/m^2 .

grande de la région Nord : la différence de T2m entre CTL et WNCN est en effet de $+0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ contre $+0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour CTL–WNCN.

Cette différence peut s’expliquer par le fait que la principale source de chaleur sensible dans l’Atlantique nord se situe, d’après la Figure 2.8, dans une large région au sud du Groenland. En particulier, si la contribution des SST atlantiques à l’anomalie de température continentale avait été estimée de manière statistique à l’aide d’un modèle de régression linéaire utilisant en partie comme prédicteur les SST des côtes africaines (section 2.2.2.3), la section précédente révèle que le flux de chaleur sensible sur ces régions est positif de l’atmosphère vers l’océan. En d’autres termes, l’anomalie chaude de SST sur ces régions côtières serait elle-même causée par un apport atmosphérique de chaleur. Cet élément également détaillé dans l’étude de Shongwe et al. (2009), à partir de l’analyse de la divergence du flux d’énergie atmosphérique, nous suggère que si l’anomalie de SST dans ces régions a contribué à augmenter le flux $\Delta_{\downarrow}LW$ européen par évaporation (Figure 2.8), la source originelle de chaleur se situe au large du Groenland. En conclusion, il apparaît que nous pouvons ajouter une étape au processus décrit en fin de section précédente :

- l’anomalie anticyclonique sur l’Europe est responsable d’un déficit de nébulosité et donc d’un excès de rayonnement $\Delta_{\downarrow}SW$;
- l’anomalie chaude de SST sur l’Atlantique *au large du Groenland* dégage simultanément de la vapeur d’eau (évaporation) et de la chaleur sensible, ensuite advectées sur l’Europe

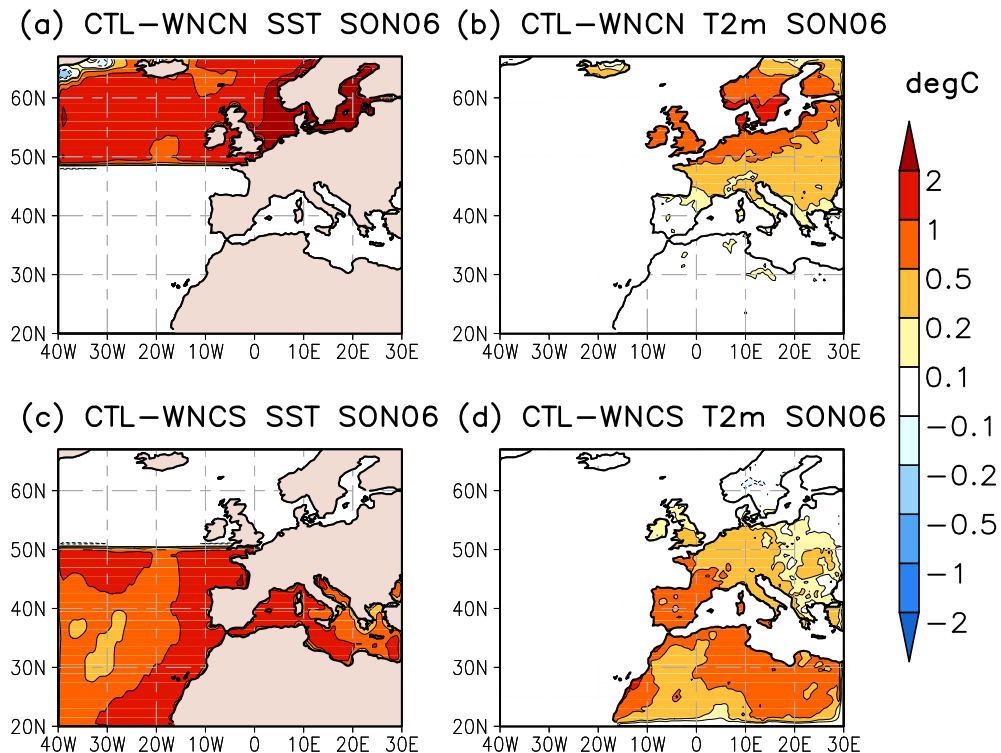


FIGURE 2.13 – (a–b) Différences de SST (a) et de température à 2 m (b) entre les simulations CTL et WNCN. (c–d) Idem pour les simulations CTL et WNCS. Unités : °C.

(a–b) Differences of SST (a) and 2m-temperature (b) between CTL and WNCN simulations. (c–d) Same for CTL and WNCS simulations. Units : °C.

par les *westerlies* et amplifiant l’anomalie de température, notamment via la rétro-action de la vapeur d’eau sur le flux $\Delta_{\downarrow} LW$ par effet de serre.

- l’advection de chaleur sensible depuis le large du Groenland sur les côtes africaines via le flux de nord-ouest sur l’Atlantique (circulation dépressionnaire, voir Figure 2.3) y réchauffe la SST, et entraîne une évaporation supplémentaire à son tour advectée vers l’Europe par le flux alors devenu sud-ouest (Figure 2.3).

2.3.3 Estimation de la contribution des tendances à long terme

Cette dernière partie se propose d’estimer la part de contribution du « long-terme » à la vague de chaleur de l’automne 2006 en Europe. Dans le contexte actuel, il apparaît en effet crucial d’estimer quelle part de l’anomalie de l’automne 2006 est due aux tendances liées au changement climatique, et quelle part est due au « hasard » des fluctuations inter-annuelles liées

à la variabilité interne du climat européen. Nous appliquons ainsi la décomposition suivante, écrivant l'anomalie de l'année y d'une variable climatique X comme :

$$\Delta_{ref}X(y) \equiv X(y) - \bar{X}_{ref} = X(y) - \bar{X}_{ref'} + \bar{X}_{ref'} - \bar{X}_{ref} \quad (2.3)$$

i.e.

$$\underbrace{\Delta_{ref}X(y)}_{total} = \underbrace{\Delta_{ref'}X(y)}_{inter-annuel} + \underbrace{\Delta_{ref}\bar{X}_{ref'}}_{long-terme} \quad (2.4)$$

où :

- $\Delta_{ref}X(y)$ représente l'anomalie de la variable X par rapport à la période de référence ref ;
- \bar{X}_{ref} représente la climatologie de la variable X par rapport à la période ref ;
- $\Delta_{ref}\bar{X}_{ref'}$ représente la différence de la climatologie ref' par rapport à la climatologie ref .

Nous décomposons alors l'anomalie de l'automne 2006 en une anomalie par rapport à la climatologie « courante » (définie comme les dix années précédant 2006, i.e. 1996–2005), due à la variabilité inter-annuelle, et une différence entre la climatologie courante et la climatologie de référence (1961–1990), qui représente les modifications à long terme du climat européen.

Une première approche est de décomposer ainsi l'anomalie de température de surface. La Figure 2.14a montre la différence de climatologies entre 1961–1990 et 1996–2005 (le terme $\Delta_{ref}\bar{X}_{ref'}$ de l'équation 2.4), calculées sur l'ensemble de l'Europe avec les données E-OBS. La climatologie 1996–2005 n'étant calculée que sur une période de dix ans, elle apparaît moins lisse que la climatologie de référence 1961–1990. Elle se situe globalement au-dessus de la courbe de référence, surtout en été où l'été 2003 contribue en partie à remonter la moyenne 1996–2005. La différence des deux climatologies moyennées sur l'automne est de 0.9 °C. La contribution long-terme, selon cette décomposition, serait donc de ~40 % (0.9 °C sur les 3.2 °C de l'anomalie totale). Notons que ce même calcul réalisé sur la région (5 °W–20 °E ; 40–60 °N) utilisée dans l'article donne une contribution long-terme de ~15 %, ce qui suggère que les tendances « long-terme » concernent l'Europe de manière homogène, et non localisée.

Une seconde approche est de décomposer selon l'équation 2.4 les principales causes de l'anomalie de température de surface, à savoir la dynamique (qui explique ~50 %) et la SST atlantique (~30 %), sachant que ~20 % restent inexplicés (cf. section 2.2.2.4). La Figure 2.14b,c montre ainsi les différences de climatologies 1961–1990 et 1996–2005 pour le vent méridien à 500hPa et la SST moyennés sur les zones contribuant à l'anomalie de température continentale de l'automne 2006. Il apparaît que le vent méridien ne montre pas de tendance, avec une moyenne d'automne de 1996–2005 quasi-égale à la valeur de référence 1961–1990. Ceci est consistant avec le fait que la dynamique seule n'explique pas la tendance chaude récente des automnes européens.

En revanche le cycle annuel de SST montre clairement une évolution par rapport à la période de référence 1961–1990. Après l'été, le refroidissement de la surface de l'Atlantique nord semble en effet être retardé, ce qui conduit à un océan de plus en plus chaud en surface en automne. Ce retard du cycle saisonnier sera discuté plus en détail dans la section 3.2. La différence entre les deux climatologies moyennées sur l'automne est de 0.9 °C sur tout le domaine, et

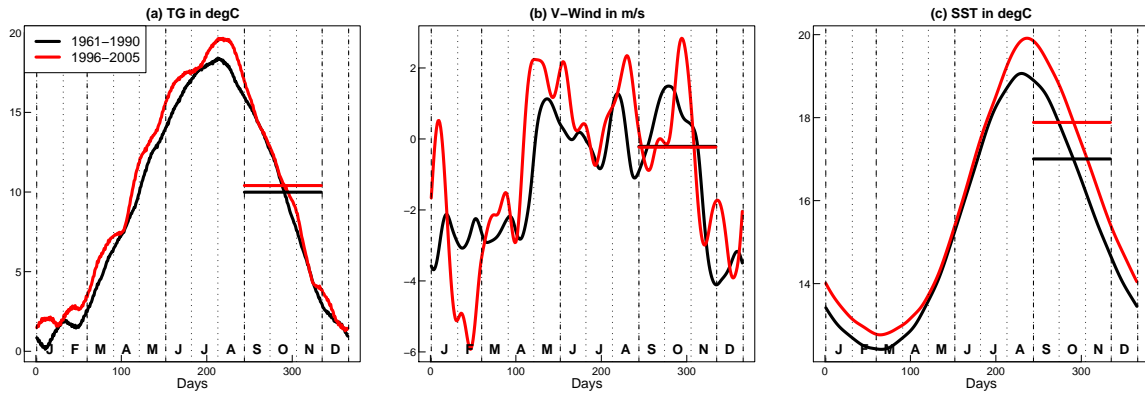


FIGURE 2.14 – Climatologies (cycles annuels) calculées sur 1961–1990 (en noir) et 1996–2005 (en rouge), de **(a)** température de surface continentale moyennée sur (5°W – 20°E ; 40 – 60°N) (E-OBS), **(b)** vent méridien (V) à 500hPa moyenné sur (10°W – 10°E ; 40 – 60°N) (NCEP) et **(c)** SST moyennée sur (40°W – 30°E ; 20 – 70°N) (NCEP). Les moyennes d’automne (SON) sont indiquées par les segments horizontaux.

Climatologies (annual cycles) computed over 1961–1990 (black) and 1996–2005 (red), of (a) land surface temperature averaged over (5°W – 20°E ; 40 – 60°N) (E-OBS), (b) meridional wind (V) at 500hPa averaged over (10°W – 10°E ; 40 – 60°N) (NCEP) and (c) SST averaged over (40°W – 30°E ; 20 – 70°N) (NCEP). Autumn (SON) means are indicated by horizontal segments.

la contribution long-terme à l’anomalie de SST de l’automne 2006 est ainsi estimée à 75 % (0.9°C , sur les 1.2°C d’anomalie). Afin d’estimer la contribution de chacune des composantes long-terme et inter-annuelle de l’anomalie de SST à l’anomalie continentale européenne, nous réalisons une dernière simulation similaire à la simulation WNC, à ceci près qu’elle est forcée par des SST 4×journalières tirées de la climatologie courante (1996–2005). Cette simulation est notée WNCC (pour **Wind Nudged & Current-Climatological SST**). Ainsi la différence entre les simulations WNCC et WNC représente la réponse au réchauffement à long terme des SST, tandis que la différence CTL–WNCC représente la réponse à la composante « exceptionnelle » de l’anomalie de SST de l’automne 2006.

Les réponses en température à 2 m, ainsi que les différences de forçage en SST entre les simulations CTL, WNCC et WNC sont présentées sur la Figure 2.15. Notons que la contribution long-terme à l’anomalie de SST est spatialement homogène (Figure 2.15c), tandis que la contribution « exceptionnelle » est surtout localisée le long des côtes africaines et européennes, et au large au sud du Groenland (Figure 2.15a), région importante du point de vue du flux de chaleur océan-atmosphère (voir section 2.3.1). Les réponses en température à 2 m sur le continent européen aux forçages SST sont respectivement de 0.3°C entre les simulations CTL et WNCC, et de 0.4° entre les simulations WNCC et WNC. Selon cette simulation, la contribution du réchauffement long-terme des SST à l’anomalie de température continentale serait ainsi de l’ordre de $\sim 20\%$.

Restent les $\sim 20\%$ inexplicés de l’anomalie de température européenne de l’automne 2006. Il est clair que nous ne pouvons conclure sur l’origine de ces $\sim 20\%$, qui constituent donc une source importante d’incertitude dans notre estimation. Ainsi, la contribution long-terme à l’anomalie de température de l’automne 2006 est estimée, selon notre seconde approche, entre ~ 20 et $\sim 40\%$. Cette estimation est proche de notre premier calcul (~ 15 – 40%). Sous

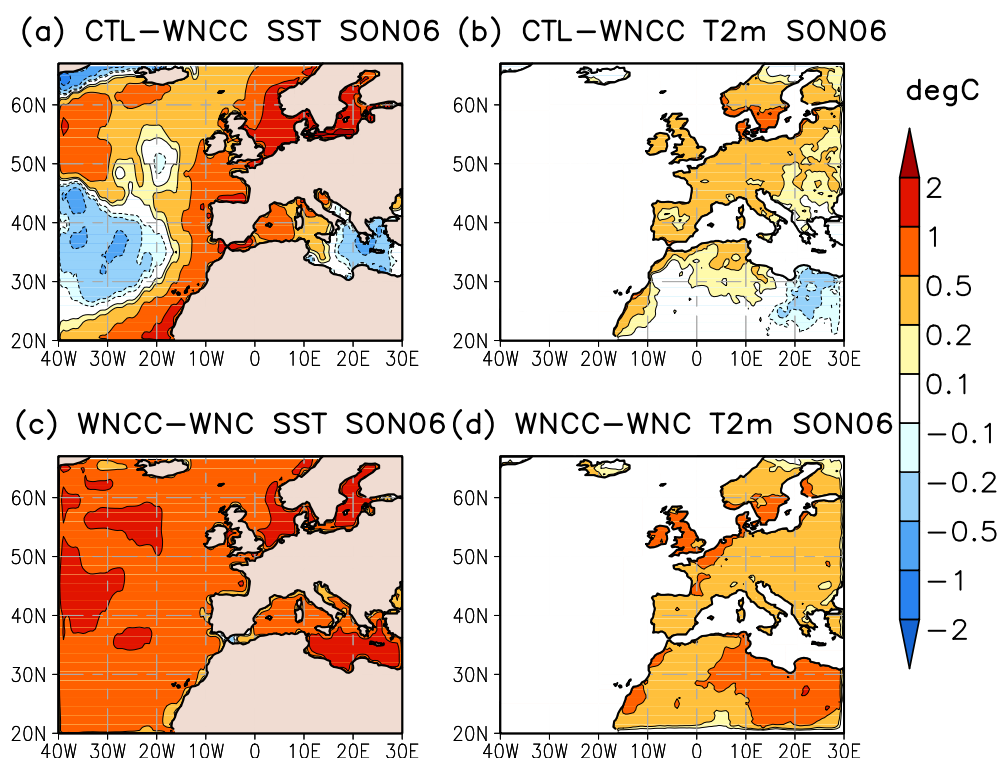


FIGURE 2.15 – (a–b) Différences de SST (a) et de température à 2 m (b) entre les simulations CTL et WNCC. (c–d) Idem pour les simulations WNCC et WNC. Unités : °C.

(a–b) Differences of SST (a) and 2m-temperature (b) between CTL and WNCC simulations. (c–d) Same for WNCC and WNC simulations. Units : °C.

l’hypothèse probable que les tendances long-terme se poursuivent à l’avenir sous un forçage radiatif plus fort, cette contribution devrait augmenter lors des automnes futurs.

2.4 Synthèse et conclusions

L’objectif principal de ce chapitre était de comprendre les mécanismes ayant permis à la vague de chaleur exceptionnelle de l’automne 2006 de se développer en Europe, à partir du constat de l’étude de Yiou et al. (2007) indiquant que la dynamique atmosphérique seule est insuffisante pour expliquer l’amplitude de l’anomalie de température.

Une analyse statistique, à partir de régressions linéaires, a permis dans un premier temps d’estimer la contribution du flux record de sud à l’anomalie de température européenne (~50 %). Cette analyse a également mis en évidence la possible contribution de l’anomalie chaude record

TABLE 2.1 – Simulations MM5 utilisées dans ce chapitre.

Simulation	Long name	ΔT_{2m} wrt. CTL
CTL	Control = Wind Nudged & Observed SST	-
WNC	Wind Nudged & Climatological SST	0.8 °C
WFC	Wind Free & Climatological SST	1.7 °C
WNCN	Wind Nudged & Climatological SST @ North	0.5 °C
WNCS	Wind Nudged & Climatological SST @ South	0.3 °C
WNCC	Wind Nudged & Current-Climatological SST	0.3 °C

Acronymes, caractéristiques et réponses (i.e. différences par rapport à la simulation CTL) en température à 2 m sur l'Europe continentale moyennées sur (5 °W–20 °E; 40–60 °N).

MM5 simulations used in this chapter : Acronyms, characteristics and 2m-temperature responses (i.e. differences relative to the CTL simulation) over continental Europe averaged over (5 °W–20 °E; 40–60 °N).

de la température de surface (SST) de l'Atlantique nord. Une série de simulations utilisant un modèle de climat régional (MM5) a été mise en oeuvre pour tester la sensibilité du climat européen de l'automne 2006 aux conditions de circulation atmosphérique et de SST nord-atlantique. Toutes ces simulations sont récapitulées sur le tableau 2.1. Elles ont confirmé la contribution de la dynamique atmosphérique, en s'accordant avec l'estimation statistique de ~ 50 %. Elles ont également montré que l'anomalie de SST a contribué à hauteur de ~ 30 % à la vague de chaleur continentale. Les ~ 20 % restant demeurent inexplicables, et, s'ils pourraient être dus à des rétro-actions liées à l'humidité des sols et/ou aux nuages et aérosols, nécessiteraient une analyse approfondie de nouvelles variables.

Les processus physiques et radiatifs de ces contributions ont ensuite été étudiés, à partir des bilans d'énergie de surface « observé » (NCEP) et simulés par les différentes expériences MM5. Il est apparu que la contribution dynamique se fait principalement via la situation de blocage anticyclonique sur l'Europe Centrale, qui d'une part advecte des masses d'air chaudes du sud, et d'autre part induit un excès de ciel clair sur ces régions et donc d'énergie solaire reçue. La contribution des SST est reliée au transport, par les *westerlies*, de chaleur sensible et de vapeur d'eau (évaporation) depuis le large au sud du Groenland jusque sur l'Europe. La chaleur sensible réchauffe directement le continent, et la vapeur d'eau induit un excès d'effet de serre qui, à son tour, réchauffe les basses couches de l'atmosphère. En accord avec Shongwe et al. (2009), nous avons finalement identifié la région au large du Groenland comme la principale source de chaleur sensible depuis l'océan.

Enfin, une dernière analyse menée à partir des observations et des simulations a estimé que la contribution des tendances à long terme à cet extrême de température se situe entre ~ 15 et ~ 40 %. Si la chaleur de l'automne 2006 est donc majoritairement le fruit du « hasard » des fluctuations de la dynamique nord-atlantique, les tendances liées au changement climatique semblent néanmoins avoir substantiellement contribué à faire de cette saison un extrême de température. Cette contribution est susceptible d'augmenter dans les années futures puisque les tendances à long terme récemment observées devraient se poursuivre, selon les projections climatiques.

Summary

Context and objectives

This chapter investigates the origins and mechanisms of the exceptional European warmth of the autumn 2006. The temperature anomaly of this season exceeded the 3σ -level in North-Western Europe, and previous studies showed that the North-Atlantic dynamics, albeit favorable to warm weather over Europe, is insufficient to explain such an amplitude. The goal of this chapter is therefore to determine which processes were the major amplifiers of the European warmth, and to what extent the anthropogenic forcings contributed to this anomaly.

Methods

A statistical analysis of land-temperature, dynamics, sea-surface temperature (SST) and surface energy budget is performed, based on linear regressions of NCEP re-analyses time series. Then sensitivity experiments using the MM5 regional model are conducted with different SST and dynamics forcings, in order to isolate their respective contributions to the land warmth.

Results

The statistical analysis indicates that the dynamics of autumn 2006 was characterized by a record southly flow anomaly, combined with extremely warm SST anomalies in most of the North-East Atlantic. From both regression model and responses of MM5 sensitivity experiments, we find that the particular dynamics contributed to $\sim 50\%$ of the land temperature anomaly, and that the exceptional Atlantic SST anomaly explains $\sim 30\%$ more. The dynamics drives the spatial and temporal pattern of the European temperatures, while the SST acts as an homogeneous amplifier. The missing $\sim 20\%$ remain unexplained, albeit probably due to local feedbacks such as soil-air interaction or clouds and aerosols effects.

From the surface energy budget analysis, we find that the dynamics contribution happens through (i) advection of warm air masses from the anomalous southly flow, and (ii) excess of sunshine duration caused by an anticyclonic anomaly over Europe. This analysis also indicates that the SST anomaly released extra heat and water vapor in the atmosphere, then advected over Europe and respectively impacting sensible heat and long-wave (greenhouse effect) fluxes. The major source of extra oceanic energy is suspected to be the far Atlantic ocean, which then caused both coastal SST and European land temperature anomalies.

Finally the long-term trends contribution is estimated from both statistics and modeling. We find that $\sim 15\text{--}40\%$ of the anomaly can be attributed to such trends, the high uncertainty being due to the unexplained part of the anomaly. We expect this contribution to increase in future years, under enhanced radiative forcings caused by human activities.

Chapitre 3

Contribution de l’océan Atlantique nord au récent réchauffement européen

L’étude menée dans le chapitre 2 montre en premier lieu que la dynamique atmosphérique de l’automne 2006, bien que caractérisée par un flux de sud record, ne peut expliquer à elle seule l’anomalie de température européenne record de cette saison, et souligne la contribution d’un océan Atlantique nord anormalement chaud via un transport de chaleur et de vapeur d’eau depuis l’océan sur le continent. Cette étude suggère de manière plus générale que le décalage entre la dynamique atmosphérique et les températures continentales européennes en automne, comme montré dans l’étude de Yiou et al. (2007), peut en partie s’expliquer par le réchauffement récent de l’océan Atlantique nord. Il apparaît alors naturel de s’interroger sur l’influence des SST nord-atlantiques durant les autres saisons. Ce chapitre se propose de répondre à cette question, en généralisant l’étude de Cattiaux et al. (2009) (section 2.2) aux autres saisons, tout en conservant les deux approches statistique et dynamique (simulations MM5). Dans un premier temps, nous reproduisons dans ce chapitre un article publié dans la revue *Climate Dynamics* (Cattiaux et al., 2010a), qui effectue cette généralisation et montre que la contribution atlantique aux récents réchauffements et extrêmes saisonniers européens est principalement importante en automne et hiver (section 3.1). Dans un second temps, nous analysons plus en détail le récent réchauffement atlantique en comparant différents jeux de données (section 3.2). Enfin, une discussion sur la contribution atlantique à la vague de chaleur de l’été 2003 en Europe est apportée dans la section 3.3.

Sommaire

3.1	Article publié dans <i>Climate Dynamics</i>	64
3.1.1	Résumé	64
3.1.2	Article : NORTH ATLANTIC SST AMPLIFIED RECENT WINTERTIME EUROPEAN LAND TEMPERATURE EXTREMES AND TRENDS	65
3.1.2.1	Abstract	65
3.1.2.2	Introduction	66
3.1.2.3	Atmospheric circulation and continental warm extremes and trends	68
3.1.2.4	The SST contribution to the recent land warming : a statistical approach	73

3.1.2.5	The SST contribution to the recent land warming : sensitivity experiments	76
3.1.2.6	Discussion	82
3.1.2.7	Conclusions	83
3.2	Précisions sur le réchauffement des SST	84
3.3	Cas de l’été 2003 : rôle de la SST	90
3.3.1	Été 2003 : une rapide introduction	91
3.3.2	Été 2003 et SST	91
3.4	Synthèse et conclusions	95
<i>Summary</i>	97

3.1 Article publié dans *Climate Dynamics*

3.1.1 Résumé

Cet article se propose d’étudier les contributions des changements de dynamique atmosphérique et de température de surface de l’océan Atlantique nord au réchauffement européen des trente dernières années (i.e. 1978–2007¹), marqué par des records saisonniers de température battus pour toutes les saisons (printemps 2007, été 2003, automne et hiver 2006–2007, voir section 1.1.3). La première partie montre que si la variabilité inter-annuelle des températures européennes reste gouvernée par la dynamique nord-atlantique, la récente tendance à plus long terme ne s’explique pas, quelque soit la saison, par des changements de dynamique. Plusieurs indices et méthodes statistiques sont utilisés et comparés afin de représenter le lien température – dynamique, en particulier un nouvel indice saisonnier de dynamique (SDI) est introduit. Ainsi, pour chaque saison, les régressions linéaires des séries temporelles d’indices de dynamique sont bien corrélées aux séries temporelles de température européenne, mais manquent les tendances et extrêmes récents.

Dans une seconde partie, l’article traite de l’influence des températures de surface (SST) de l’Atlantique nord sur les températures continentales européennes, en généralisant l’étude du cas particulier de l’automne 2006 de Cattiaux et al. (2009). Une analyse statistique montre en effet que l’Atlantique nord s’est réchauffé en surface depuis les années 1970 (très probablement sous l’effet combiné des activités humaines et de la variabilité naturelle), et que ce réchauffement est saisonnier : plus fort en automne qu’au printemps. L’ajout de la SST nord-atlantique comme prédicteur dans le modèle de régression linéaire améliore la reconstruction des séries temporelles de la température continentale pour toutes les saisons, puisqu’il permet en particulier de représenter la tendance chaude récente, inexpliquée par la dynamique. Cependant ce modèle statistique ne permet pas de conclure quant au lien causal entre températures océaniques et continentales.

Des expériences de sensibilité, similaires à celles de Cattiaux et al. (2009) sont alors effectuées avec le modèle MM5 sur les cinq années couvrant les extrêmes de température récents (2003–2007) afin d’étudier les processus physiques liés aux anomalies chaudes de SST durant ces années. Ces simulations montrent que l’Atlantique nord contribue au réchauffement continental pour toutes les saisons, via l’advection de chaleur et de vapeur d’eau par les *westerlies*

¹i.e. les trente dernières années disponibles à l’époque de cette étude dans le jeu de données E-OBS.

sur l'Europe, ce qui modifie le bilan d'énergie de surface. Cette contribution est surtout importante en automne et hiver, saisons où les anomalies de SST et les *westerlies* sont les plus marqués, et donc où le transport d'énergie est le plus fort. A noter que cette contribution est maximale durant l'automne 2006 exceptionnellement chaud (voir chapitre 2).

Quantitativement, les estimations de la contribution de la SST nord-atlantique aux récentes tendances et extrêmes européens obtenues par le modèle de régression statistique et MM5 sont en accord pour les saisons d'automne et hiver, ce qui confirme le lien causal initialement supposé. Au printemps et en été, le modèle statistique sur-estime la contribution SST par rapport à MM5 (notamment durant l'été 2003), ce qui indique que, bien que corrélée aux températures continentales, la SST ne l'influence que peu. Des processus locaux, liés par exemple à l'humidité des sols ou aux rétro-actions nuageuses, semblent être les principaux amplificateurs des vagues de chaleur de ces saisons.

Remarque 3.1 *A la différence de l'article précédent (voir section 2.2), la SST utilisée pour les régressions statistiques dans cet article est moyennée sur le domaine entier (40 °W–30 °E; 20–70 °N), et non sur les régions côtières seulement, car l'étude des effets radiatifs menée dans la section 2.3, ainsi que l'analyse de Shongwe et al. (2009), montrent la principale source d'énergie océanique pour l'atmosphère se situe plutôt au large au sud du Groenland.*

Remarque 3.2 *Les notations des simulations CTL et WNC deviennent AS et CS dans cet article, pour respectivement Actual SST et Climatological SST, car il ne traite pas de simulations avec vent modifié. Ce changement de notation ne concerne que cet article.*

3.1.2 Article : NORTH ATLANTIC SST AMPLIFIED RECENT WINTERTIME EUROPEAN LAND TEMPERATURE EXTREMES AND TRENDS

Julien CATTIAUX² • Robert VAUTARD² • Pascal YIOU²

Received 20 October 2009; Accepted 12 June 2010; Published online 01 July 2010.

©Springer-Verlag 2010.

Citation : J. Cattiaux et al. (2010a), North-Atlantic SST amplified recent wintertime European land temperature extremes and trends, *Climate Dynamics*, published online. DOI: [10.1007/s00382-010-0869-0](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0869-0)

3.1.2.1 Abstract

Europe has been warming over the past 30 years. In particular all seasonal temperature records have been broken since 2003, which altered socio-economic and environmental systems. Since we expect this trend in both mean and extreme temperatures to continue along the 21st century under enhanced radiative forcing, it is crucial to understand the underlying mechanisms of such climate variations to help in considering adaptation or mitigation strategies to reduce the impacts of a warmer climate. From a statistical analysis we show that the

²IPSL/LSCE, Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ (UMR8212), Orme-des-Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

inter-annual variability of European seasonal temperatures can be reconstructed from North-Atlantic atmospheric circulation only, but not their recent trends and extreme seasons. Adding North-Atlantic sea-surface temperature (SST) as a predictor helps improving the reconstruction, especially in autumn and winter. Sensitivity experiments with the MM5 regional model over 2003–2007 suggest that the anomalous SST enhance European land temperatures through the upper-air advection of heat and water vapor, interacting with radiative fluxes over the continent. This mechanism is pronounced in autumn and winter, where estimates of SST influence as obtained from MM5 are in agreement with those obtained from statistical regressions. We find a lesser SST influence in spring and summer, where local surface and radiative feedbacks are the main amplifiers of recent extremes.

3.1.2.2 Introduction

Since 2003 Europe has regularly been affected by extremely warm and persistent events. All seasonal temperature records of the 20th century have been broken, which legitimately impressed public minds and rose up questioning about the underlying causes of such hot seasons. The most spectacular example is the dramatic heat-wave of the summer 2003 (Schär and Jendritzky, 2004, among others), which had severe impacts on human health (WHO, 2003), air quality (Vautard et al., 2005) and vegetation productivity (Ciais et al., 2005), especially in France. More recently the consecutive autumn 2006, winter 2006/07 and spring 2007 also presented three unprecedented warm seasonal anomalies (Luterbacher et al., 2007, among others), causing drastic alterations of the ecosystems and the phenology (Piao et al., 2008), and problems to the winter alpine tourism.

These exceptional seasons over Europe belong to a long-term trend. The last decade is about 1°C warmer than the 1970s, and is clearly the warmest one since the late 19th century (Solomon et al., 2007). Different reconstructed temperature time series even indicate that this warmth is very likely the strongest of the past 500 years (Luterbacher et al., 2004; Xoplaki et al., 2005). In terms of predictability, van Oldenborgh et al. (2009) showed that this recent warming trend is more abrupt than expected from most of climate models, pointing out that the underlying mechanisms of the present European land temperature increase remain partially unexplained.

In this warming context, the occurrence of new seasonal temperature records has become more probable. Considering that temperatures have been globally shifted towards higher values, the upper extremes of the temperature distribution can reach levels never experienced during the 20th century (Kharin and Zwiers, 2005; Meehl and Tebaldi, 2004). However, this remains insufficient to explain the amplitude of some of the temperature anomalies observed during the summer 2003 (Chase et al., 2006; Trigo et al., 2005) and the autumn 2006 (van Oldenborgh, 2007), which even exceed the upper quantiles of the temperature distributions expected under enhanced radiative forcings of the end of the 21st century (Beniston, 2007).

Understanding the causal mechanisms of both European long-term warming and increased frequency of extremely hot seasons is crucial in the climate change issue. In terms of climate variability, Europe is under the influence of the North-Atlantic atmospheric circulation (Walker, 1924; Wallace et al., 1996). Baroclinic instability triggered by the mid-latitudes westerlies over the North-Atlantic Ocean successively brings tropical or polar air masses over the European continent, respectively warming or cooling the surface temperatures (Charney, 1947), and participate to the maintenance of high-amplitude weather regime anomalies (Mo

and Ghil, 1988; Reinhold and Pierrehumbert, 1982; Vautard and Legras, 1988). Philipp et al. (2007) showed that daily circulation patterns could explain one-third to half of observed temperature variations in Europe since 1880. Therefore it is legitimate to wonder whether recent warm extremes were caused by exceptional dynamics circulations. Previous works show that all recent European extremely warm seasons were associated with remarkable North-Atlantic atmospheric circulation patterns : persistent anticyclonic blocking situation over Europe during the heat wave of the summer 2003 (Black et al., 2004, among others), and more generally during all hot summers (Cassou et al., 2005), anomalously persistence of northward flow bringing mild tropical air over Europe during the autumn 2006 (Luterbacher et al., 2007), and particularly weak zonal structure of the atmospheric flow during the winter 2006/07, inhibiting the exchanges between the Arctic region and the lower latitudes which usually have a cooling effect on the European temperatures (Hirschi, 2008). However, several recent studies pointed out that these exceptional atmospheric situations are not sufficient to explain the amplitude of high temperature anomalies observed during those seasons (Vautard and Yiou, 2009). For example Cattiaux et al. (2009) and Shongwe et al. (2009) showed that the particular seasonal dynamics of the autumn 2006 only explained 50% of the exceptional temperature anomaly. Likewise, the winter 2006/07 was warmer than the 1988-1989 one, while associated with a weaker meridional atmospheric situation (Hirschi, 2008). At daily scale, temperatures of this autumn-winter 2006-2007 event were globally warmer than temperatures observed under analogue atmospheric conditions in the past (Yiou et al., 2007).

Thus the recent extremely hot seasons, and more generally the recent European long-term warming (Vautard and Yiou, 2009) can not be explained from atmospheric circulation changes only. Other processes or feedbacks, which have not been identified so far, have regularly contributed to enhance European seasonal temperatures. This paper investigates the role played by the North-Eastern Atlantic sea-surface temperatures (SST) in the development of extremely hot anomalies on the continental Europe, and more generally, in the observed long-term warming. The North-Atlantic Ocean surface has indeed been warming over the past 30 years, under both influences of natural multidecadal variability and anthropogenic increase of the radiative forcing (Knight et al., 2006; Ting et al., 2009). Since Europe is under the influence of the mid-latitudes westerlies, a warmer Atlantic Ocean should warm the air masses reaching the continent, and thus could enhance the land surface temperatures. Evidences of the oceanic influence on the European summer mean climate and summer heat-waves have been respectively provided by Sutton and Hodson (2005) and Della-Marta et al. (2007). Both suggested that the warming of the Atlantic SST is favorable to increase the frequency of hot summers. Cattiaux et al. (2009) showed similar process for the autumn season, in particular the autumn 2006 where the exceptional East-Atlantic SST anomaly has contributed to 30% of the land surface temperature anomaly.

In this paper we use the same methodology to propose a more systematic quantification of the role of the North-East Atlantic Ocean in the recent warming of the European land temperatures, and at all seasons. Since the oceanic influence seems to act like an enhancing process, in addition to the main European climate driver which remains the atmospheric circulation, we first attempt to quantify the influence of atmospheric dynamics. Therefore we compare different statistical methods to estimate the part of the temperature variability which is explained by the North-Atlantic atmospheric circulation. Then we statistically quantify the role of the North-East Atlantic SST in the recent extra-warmth. Sensitivity experiments using a regional climate model are also used to quantify this role in a more physically-based approach. We finally discuss the mechanisms of this ocean-land interaction, and how they can evolve under

a warmer global climate as expected for the 21st century.

3.1.2.3 Atmospheric circulation and continental warm extremes and trends

Continental European surface temperatures have been rising in most areas over the last 30 years, as shown in Figure 3.1a–d by seasonal trends in “observed” land surface temperature (hereafter Tobs) computed from the E-OBS gridded dataset based on ECA&D observational dataset (Haylock et al., 2008). The yearly warming is stronger over Northern Europe (e.g. Scandinavia) and weaker over Mediterranean areas (e.g. Spain), but the pattern varies from a season to another. The time series of the yearly Tobs anomalies, relative to the 1961–1990 climatology, averaged over the area (5°W–20°E; 40°–60°N) is plotted in Figure 3.1e. Fitting a linear trend over the period 1978–2007 shows that the seasonal Tobs have been increasing by $0.55 (\pm 0.16) \text{ }^\circ\text{C/decade}$ (p-value < 1%) over the past 30 years (Figure 3.1e). This linear trend is estimated from 1978–2007 time series of seasonal Tobs anomalies (i.e. over 120 points) and the value indicated between brackets represents the 10–90% confidence interval. Table 3.1 gathers some statistics of seasonal Tobs anomalies time series for each season. The trend is the highest and the most significant for summer and spring seasons (resp. $0.67 (\pm 0.24)$ and $0.66 (\pm 0.26) \text{ }^\circ\text{C/decade}$, p-values < 1%), as found in previous studies (Scherrer et al., 2007, among others). In winter, a season characterized by a strong inter-annual variability, the confidence interval of the trend is more than twice larger than for other seasons, which reduces the statistical significance, but its values are still positive ($0.59 (\pm 0.46) \text{ }^\circ\text{C/decade}$, p-value $\sim 4\%$). In autumn the trend is less pronounced and less significant, but again the confidence interval is positive ($0.30 (\pm 0.26) \text{ }^\circ\text{C/decade}$, p-value $\sim 6\%$). The linear trends are estimated on 30 points (1978–2007). Given the high inter-annual variability of European temperatures, this leads to p-values that can be rather high (>1%). In the following we consider a trend to be statistically significant when its p-value is below 5%.

Cattiaux et al. (2009) separated the direct contributions of synoptic flow and of the Eastern Atlantic SST and showed that, taken together, they explain most of the autumn continental surface temperature trend and the autumn 2006 extreme warmth. A very simple index was chosen to characterize the synoptic flow : the meridional wind averaged over a Western Europe area. Here, in order to extend this study to all seasons, we use a more adaptive season-dependent index based on the correlation between the seasonal 2D-field of 500 mb geopotential height (Z500) anomalies and the time series of Tobs anomalies averaged over the area (5°W–20°E, 40–60°N). Z500 anomalies are indeed representative of the atmospheric dynamics, since horizontal synoptic winds follow gradients of Z500. However, as an effect of the thermal dilatation due to global surface warming, Z500 fields have witnessed a global elevation over the past decades, which has no effect on the atmospheric dynamics. In order to only focus on changes in Z500 horizontal gradients, we remove from each Z500 field its spatial average, keeping therefore the “dynamically-relevant” part (Z500d) of the geopotential. Thus we can describe the changes in the atmospheric circulation from the Z500d field. The correlation patterns between Z500d and Tobs, shown in Figure 3.2, are different from one season to another. Warm spring (March – April – May : MAM) or summer (June – July – August : JJA) seasons are associated with positive values of Z500d over Central Europe, reflecting a large control of temperature by radiation in anticyclonic conditions. Warm autumn seasons (September – October – November : SON) are rather related to northward circulation anomalies characterized by an East-West dipole in Z500d. Warm winter seasons (December – January – February : DJF) are associated with a meridional dipole situation. The zonal extent of the correlation pattern is reminiscent of the

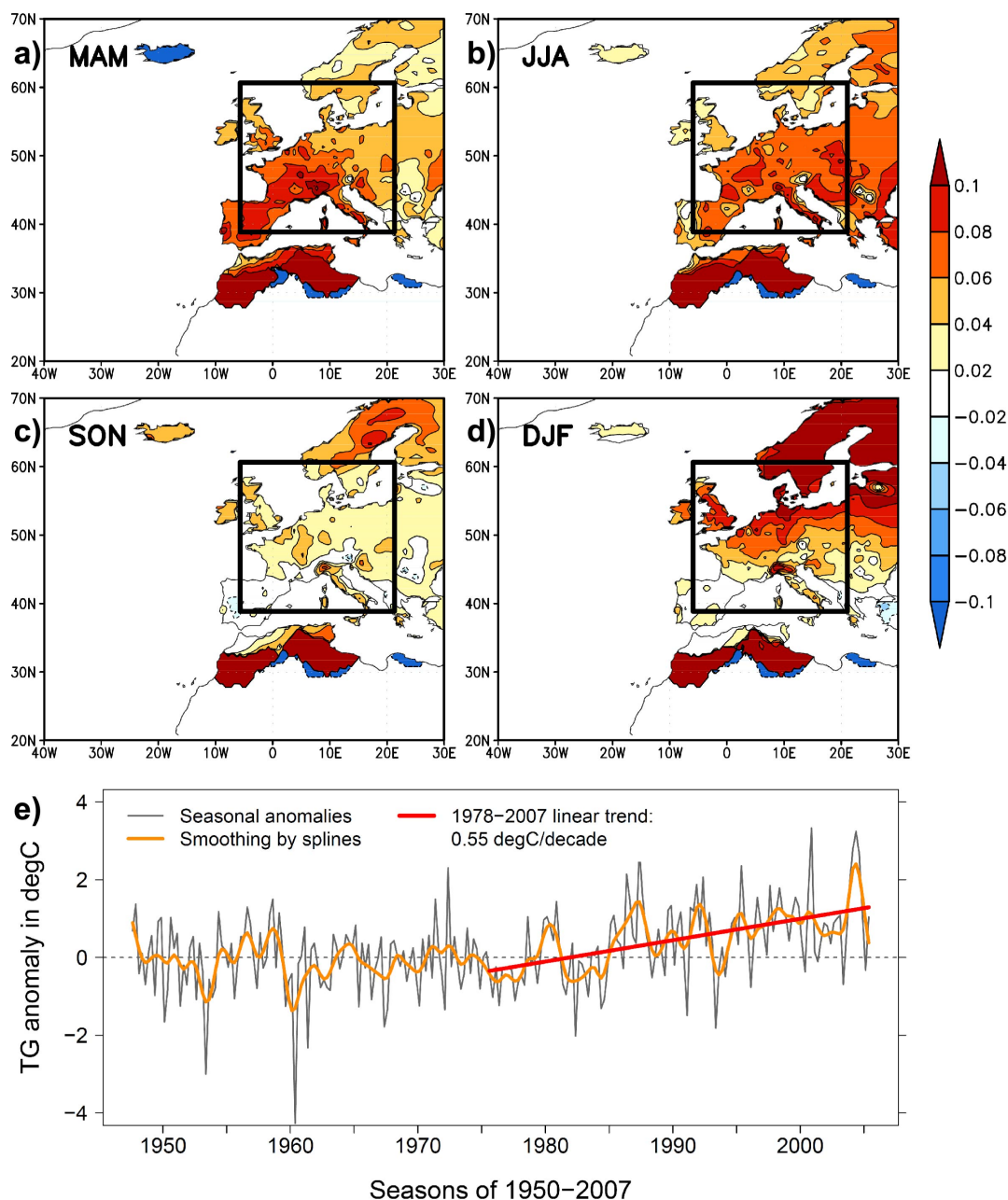


FIGURE 3.1 – (a-d) Maps of the linear trends in the annual Tobs anomalies of the period 1978–2007 for each a) spring, b) summer, c) autumn and d) winter season (Units : °C/yr). (e) 1950–2007 time series of the seasonal Tobs anomalies averaged over the area (5°W–20°E; 40–60°N), indicated by a black rectangle on (a-d). A spline smoothing (orange) and the 1978–2007 linear trend (red) are added.

positive phase of the North Atlantic Oscillation (NAO+), as described for instance by Cassou (2008), although the southern pole is different. This is in agreement with NAO control of wintertime temperatures (Hurrell, 1995; Scaife et al., 2007; Trigo et al., 2002; van Loon and Rogers, 1978; Walker and Bliss, 1932). The synthetic flow index, hereafter called the “seasonal

dynamics index” (SDI) is taken as the Z500d field averaged over the area (0°W–20°E, 40–60°N) for spring and summer seasons, and a difference of the Z500d anomalies averaged in extrema areas for autumn and winter, because of the dipole situations (see black rectangles in Figure 3.2). This difference is computed between the areas (5–25°E, 40–60°N) and (30–10°W, 45–65°N) for autumn, and (5–25°E, 35–50°N) and (25–5°W, 55–70°N) for winter. The SDI is defined in order to optimize the Z500d–Tobs correlation patterns, and slight changes in area definitions (of about 5° in all directions) do not change our results.

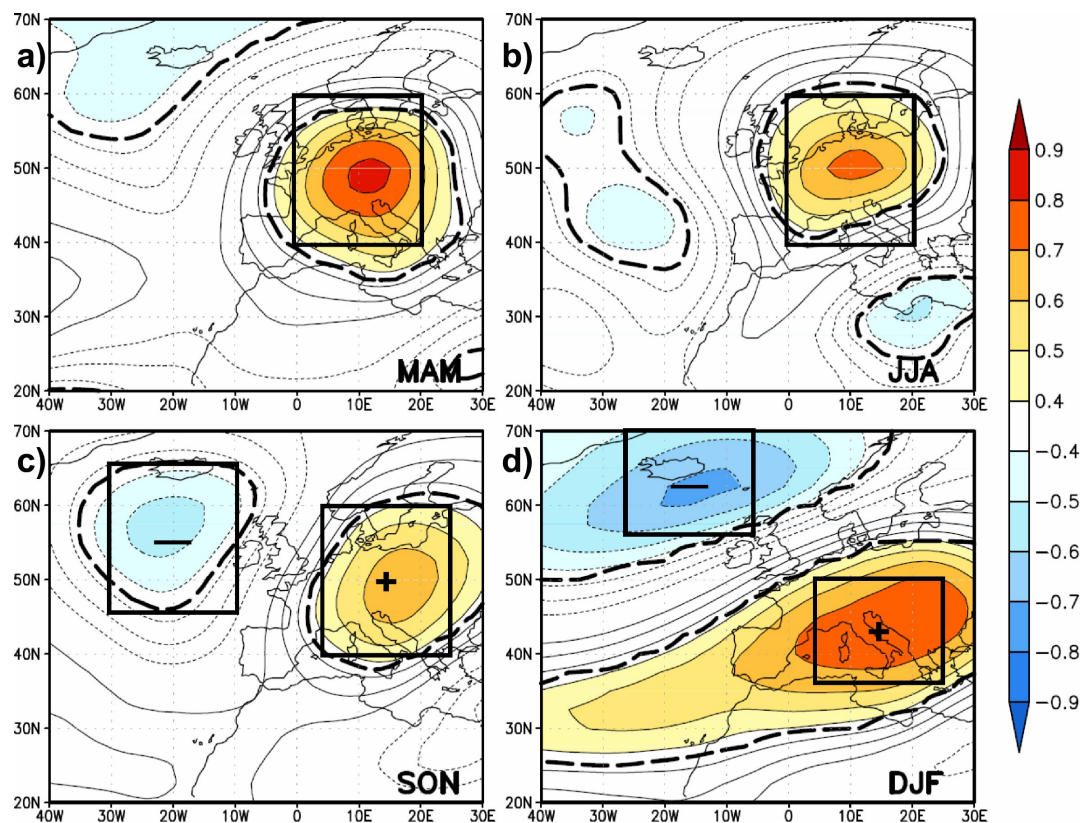


FIGURE 3.2 – Maps of the correlations between the “dynamical” Z500 anomalies (2D-field) and the regionally averaged Tobs anomalies, computed for each season of 1950–2007 : a) spring, b) summer, c) autumn and d) winter. Positive (negative) values are indicated by thin solid (dashed) contours, and by colors from when absolute values exceed 0.4. Thick black contours encompass regions of p-value < 1%. Areas used in the calculation of the SDI index are indicated by black boxes.

Linear regression of SDI time series on the seasonal Tobs anomalies time series leads to an “SDI reconstructed” temperature evolution (Figure 3.3). For each season we estimate the coefficients of this linear regression from the 58 values of the period 1950–2007. To evaluate the robustness of this method, we compute a bootstrap test (von Storch and Zwiers, 2001) on the number of years used for the calculation of the coefficients. We find that the mean coefficients obtained from the bootstrap tests are close to those estimated from the 58 years, with narrower 95% confidence intervals (not shown). Thus we keep the coefficients estimated from the whole period as the reference ones for all the reconstructions showed in the following. Since the SDI has been created to best describe the temperatures from the dynamics we observe high

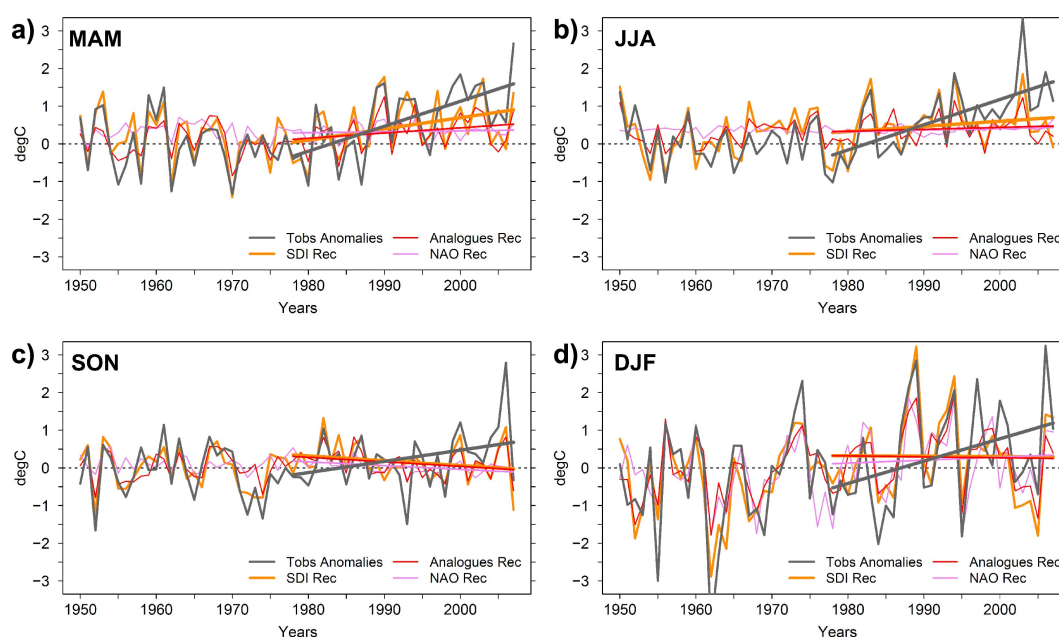


FIGURE 3.3 – Reconstructions (linear regressions) of the regionally averaged Tobs anomalies (thick black line) from the SDI index (thick orange), the circulation analogues (thin red) and the NAO index (thin purple), for each season of 1950–2007 : a) spring, b) summer, c) autumn and d) winter. 1978–2007 linear trends are added in respective colors.

correlations between the reference time series and the SDI-reconstructed ones (resp. $r = 0.81$, 0.78 , 0.71 and 0.81 for MAM, JJA, SON and DJF, all p -values $< 1\%$, see Table 3.1). Thus the inter-annual variability of surface land temperatures is fairly reproduced by the atmospheric circulation, as represented by the SDI. However the SDI does not explain warming trends observed over 1978–2007, for any season, meaning that these latter are primarily driven by other processes, as found in Vautard and Yiou (2009). In MAM only half of the amplitude of the Tobs trend is reconstructed ($0.30 (\pm 0.25) ^\circ\text{C}/\text{decade}$, p -value = 5%). In other seasons reconstructed trends are poorly significant : slightly positive in JJA ($0.14 (\pm 0.22) ^\circ\text{C}/\text{decade}$, p -value = 31%), slightly negative in SON ($-0.13 (\pm 0.18) ^\circ\text{C}/\text{decade}$, p -value = 24%) and probably inexistent in DJF where p -value is not significant (97%). As an illustration of this poor reconstruction of the warming trend by the SDI, recent extreme seasons like summer 2003 or autumn 2006 are underestimated by this index (Figure 3.3).

The SDI-reconstruction is compared to other statistical reconstruction techniques, which are also plotted in Figure 3.3, and whose skills are shown in Figure 3.4 and Table 3.1. First we reconstruct the Tobs time series from a “circulation analogue” method (Zorita et al., 1995), simulating the temperature of a given day by looking for analogue daily circulation conditions in the same season of other years and averaging the temperatures of the first ten “analogue” days (see Yiou et al. (2007) and Vautard and Yiou (2009) for details). Then we use a reconstruction based on a linear regression from an NAO-index, computed from a difference of surface pressure between the Azores and Iceland (Jones et al., 1998; Osborn, 2006). The “analogue-reconstruction” also displays a fair agreement with the reference temperature time series (about $r = 0.7$ for all seasons, p -values $< 1\%$, see Table 3.1) but it underestimates the year-to-year variability and therefore extreme seasons (Figures 3.3, 3.4). Warming trends

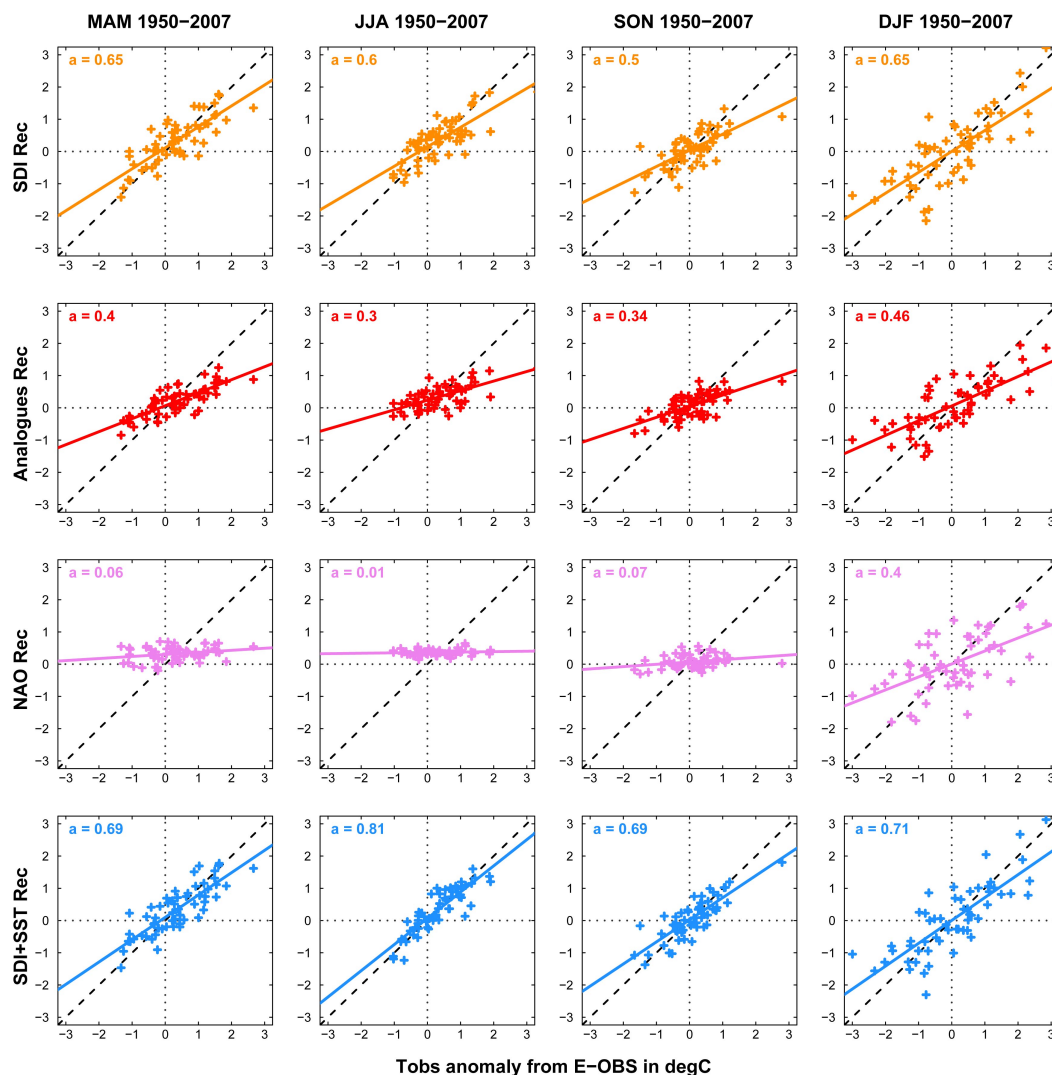


FIGURE 3.4 – Scatter plots of the reconstructed Tobs anomalies against the reference ones (from NCEP). Rows are for the different reconstructions : respectively SDI (orange dots), analogues (red), NAO (purple) and SDI+SST (blue). Columns are for the different seasons : respectively spring, summer, autumn and winter. Regression lines are added in respective colors, and the values of the slopes are indicated.

are not reproduced by analogues : slightly positive in MAM (0.14 ± 0.16) °C/decade, and again slightly negative in SON (-0.12 ± 0.13) °C/decade, but with low significances (resp. p-values = 16 and 14%). In JJA or DJF no significant trend is found from the analogues technique. The so-called “NAO-reconstruction” presents a relatively correct correlation with the Tobs time series only in DJF ($r = 0.63$, p-value < 1%, see Figures 3.3, 3.4 and Table 3.1), which confirms the influence of the NAO atmospheric pattern on winter surface land temperatures. In summer the correlation is close to zero ($r = 0.11$, p-value = 40%), which makes the reconstructed time series almost vanishing in Figure 3.3. In spring and autumn the NAO index is weakly correlated to the Tobs ($r \sim 0.25$, p-values $\sim 5\%$) and does not exhibit the recent trend, with again a slightly negative trend in the autumn season (-0.10 ± 0.06) °C/decade, p-value = 1%). This confirms that the NAO index, as calculated here, can not be taken as a

TABLE 3.1 – Statistics of the different reconstructions for each season : spring (top-left), summer (top-right), autumn (bottom-left) and winter (bottom-right).

	Corr ^{pval}	Err	σ	Trend ^{pval} _{CI90%}	Corr ^{pval}	Err	σ	Trend ^{pval} _{CI90%}
	MAM				JJA			
Tobs	-	-	0.89	0.66 _{0.26} ⁰	-	-	0.81	0.67 _{0.24} ⁰
SDI	0.81 ⁰	0.41	0.72	0.30 _{0.25} ^{0.05}	0.78 ⁰	0.40	0.63	0.14 _{0.22} ^{0.31}
Analogs	0.79 ⁰	0.51	0.45	0.14 _{0.16} ^{0.16}	0.66 ⁰	0.49	0.37	0.05 _{0.13} ^{0.52}
NAO	0.25 ^{0.06}	0.70	0.22	0.02 _{0.08} ^{0.61}	0.11 ^{0.40}	0.63	0.09	0.04 _{0.03} ^{0.04}
SDI+SST	0.83 ⁰	0.41	0.74	0.41 _{0.23} ^{0.01}	0.90 ⁰	0.26	0.73	0.42 _{0.23} ⁰
	SON				DJF			
Tobs	-	-	0.74	0.30 _{0.26} ^{0.06}	-	-	1.41	0.59 _{0.46} ^{0.04}
SDI	0.71 ⁰	0.40	0.89	-0.13 _{0.18} ^{0.24}	0.88 ⁰	0.67	0.63	-0.01 _{0.42} ^{0.97}
Analogs	0.67 ⁰	0.43	0.89	-0.12 _{0.13} ^{0.14}	0.78 ⁰	0.72	0.63	-0.03 _{0.31} ^{0.89}
NAO	0.27 ^{0.04}	0.56	0.22	-0.10 _{0.06} ^{0.01}	0.63 ⁰	0.63	0.85	0.08 _{0.34} ^{0.69}
SDI+SST	0.83 ⁰	0.41	0.32	0.22 _{0.19} ^{0.05}	0.84 ⁰	0.40	0.61	0.36 _{0.36} ^{0.16}

Respectively : correlations with the reference Tobs time series and associated p-values, mean errors (mean of the absolute values of the residuals), standard deviations (σ), and 1978–2007 trends in °C/decade, with associated ranges of 90% confidence intervals and p-values. Values are rounded with 2 digits. Bold is for statistical significance (p-value ≤ 0.05).

predictor of the European climate for other seasons than winter. However, a seasonal definition of the NAO index would probably improve the prediction skill, as shown for instance for the summer season by Folland et al. (2009).

Figure 3.4 shows the scatter plots of reconstructed vs. observed time series for all seasons. Reconstructions from atmospheric circulation only are generally more faithful in spring and winter seasons and poorer in summer and autumn, probably because they are missing important amplifying feedbacks for these two latter seasons. Moreover, if the atmospheric dynamics globally explains the Tobs year-to-year variations, it misses an important part of the amplitude of the variability. All regression slopes in scatter plots are lower than 1 (in the best case a ~ 0.6 °C/°C for the SDI reconstruction, see Figure 3.4). Also standard deviations of reconstructed time series are quite smaller than Tobs ones (Table 3.1). We now investigate if underestimations in Tobs variability and discrepancies in recent trends can be attributed to an oceanic forcing.

3.1.2.4 The SST contribution to the recent land warming : a statistical approach

As shown in previous studies (Knight et al., 2006; Ting et al., 2009, among others), North Atlantic SST have been warming over the past 30 years (Figure 3.5a-d). Whether this warming is a consequence of a natural internal variability of the North Atlantic Ocean or a man-induced external forcing, or both, has been sparking a great debate within the community. The North Atlantic Ocean is indeed under the influence of a 60-year periodic oscillation called the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) (Kerr, 2000). This oscillation reached its mini-

mum around 1980, and contributes to the North-Atlantic surface warming since then (Knight et al., 2005, 2006; Sutton and Hodson, 2005). However Ting et al. (2009) or Trenberth and Shea (2006) attribute most of the recent North-Atlantic surface warming to the anthropogenic greenhouse-gas forcing, and expect the warming to continue even after the next AMO maximum. When averaged over our oceanic domain (40°W–30°E, 20–70°N), the annual trend has reached 0.29 (± 0.05) °C/decade (p-value < 1%) over the period 1950–2007 (Figure 3.5e). Trends are positive and significant for all seasons (p-values < 1%). Autumn witnesses the highest trend (0.44 (*pm* 0.09) °C/decade) and spring the lowest (0.15 (± 0.08) °C/decade), while trends for JJA and DJF are respectively 0.23 (± 0.10) and 0.31 (± 0.08) °C/decade. This seasonality in the SST trend is probably due to the oceanic mixing layer whose seasonal cycle has been delayed in the past decades, without a precise explanation (Seager et al., 2000). As for land temperatures, spatial patterns of the trends vary from a season to another. In spring and summer the pattern is confined to coastal seas, while it extends far from continent in autumn and winter (Figure 3.5a-d). The strong warming in the Baltic sea are probably due to sea-ice effects in re-analyses (not shown). In the following statistical analysis, we use the SST averaged over the whole domain as the reference time series for the estimation of the oceanic influence (equivalent to the SDI for the dynamics).

The causal link between oceanic and land surface temperatures is not trivial to depict as (i) both may influence each other and (ii) a third factor may influence both simultaneously. Then assuming that North-Atlantic SST influence European land temperatures — the validity of this assumption will be discussed below —, the forcing contribution can be estimated by adding SST as a predictor to the SDI index for the multiple linear regression of land Tobs (Cattiaux et al., 2009). Hence the difference between the SDI and SDI+SST reconstructions is considered to be the Tobs response to the SST forcing. Figure 3.6 shows both SDI and SDI+SST reconstructions of the seasonal Tobs anomalies time series. Adding the SST produces a better fit to reference lines for all seasons, since it better reproduces 1978–2007 continental warming trends. Extreme seasons (summer 2003, autumn 2006) are also better reconstructed by the SDI+SST regression. The skill of the SDI+SST seasonal reconstruction is also indicated in Figure 3.4 and Table 3.1. In terms of correlation and mean error, the SDI+SST reconstruction always better fits analyses than reconstructions based on atmospheric circulation only (Table 3.1). This can be seen graphically since the scatter plot of the SDI+SST reconstruction is the closest to the $a = 1$ slope (Figure 3.4). Note that even the SDI+SST scatter plots have a regression slope smaller than 1 which shows that this SDI+SST reconstruction is still missing a part of the Tobs variability (also see standard deviations in Table 3.1). It is not surprising because it does not correctly account for local processes such as the soil-air interaction or the clouds feedbacks which can amplify the strong cold or warm events (Fischer et al., 2007; Seneviratne et al., 2006; Vautard et al., 2007). Finally, for all the seasons, including SST in the regression enhances reconstructed trends, so that SDI+SST reconstructions explain about two-thirds of Tobs trends. In spring, the possible influence of SST on the continental trend is quite small (about +0.11°C/decade, see Table 3.1), since about half of the continental warming can be explained by the SDI. In other seasons, significant positive trends in reconstructed time series are only found when adding the SST : 0.42 (± 0.23), 0.22 (± 0.19) and 0.36 (± 0.42) °C/decade respectively for JJA, SON and DJF (resp. p-values = ~0%, 5% and 16%).

These results are not surprising since SST and Tobs have similar warming trends over the last 30 years. Adding SST to the SDI regression therefore brings the trend which was unexplained by the dynamics, which improves correlations with Tobs time series. However conclusions about quantitative SST influence on European Tobs can only be drawn if the

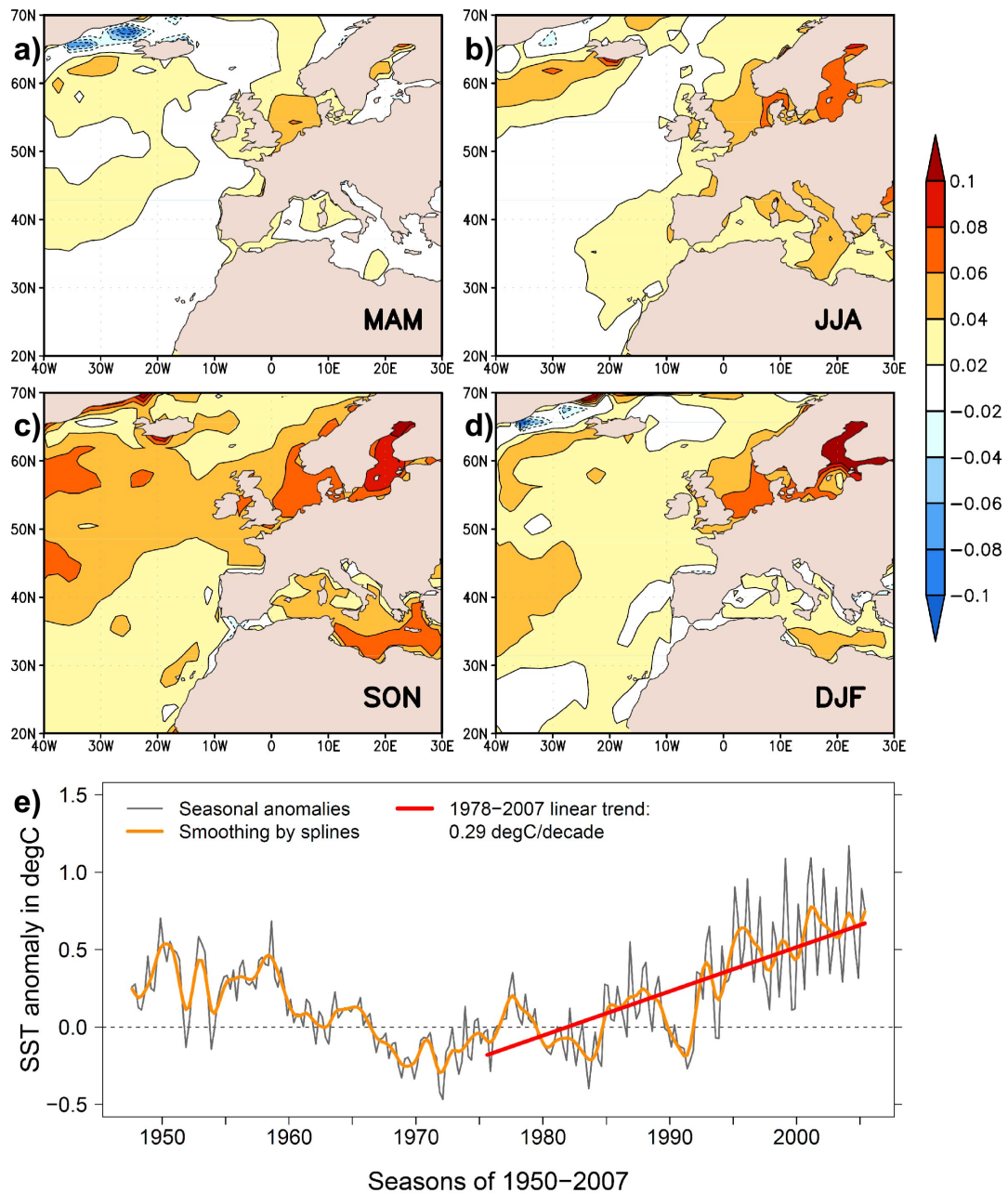


FIGURE 3.5 – (a-d) Maps of the linear trends in the annual SST anomalies of the period 1978–2007, for each a) spring, b) summer, c) autumn and d) winter season (Units : °C/yr). (e) 1950–2007 time series of the seasonal SST anomalies averaged over the whole domain. A spline smoothing (orange) and the 1978–2007 linear trend (red) are added.

initial causal assumption is valid. In autumn and winter, seasons where the SST warming extends far from the European continent (Figure 3.5c-d), the initial assumption of warmer SST heating land surface is plausible, since air masses reaching Europe generally travel across the North-Atlantic ocean during these seasons (Walker, 1924) (see also Figure 3.2). Conversely, in spring and summer the spatial pattern of the SST trend is restricted to coastal areas, which

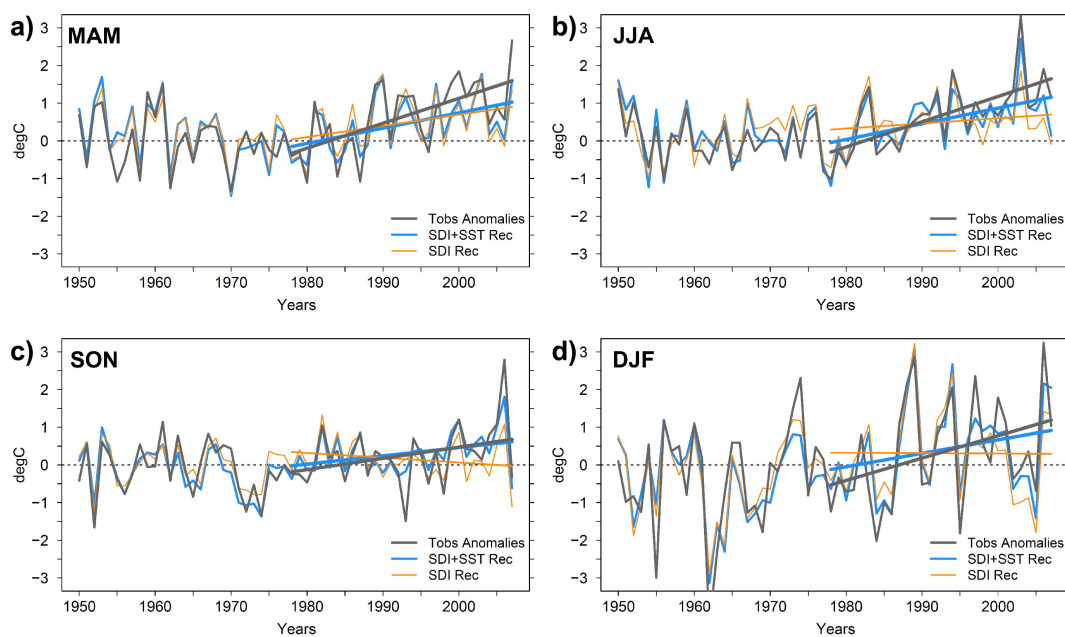


FIGURE 3.6 – Reconstructions (linear regressions) of the regionally averaged Tobs anomalies (thick black line) from the SDI index (thin orange), and the SDI plus the regionally averaged SST anomalies (thick blue), for each season of 1950–2007 : spring (top-left), summer (top-right), autumn (bottom-left) and winter (bottom-right). 1978–2007 linear trends are added in respective colors.

suggests that land warming may influence coastal SST rather than the other way around. In order to better understand the physical processes involved in the SST – European land temperature relationship, SST-sensitivity experiments for all seasons of the period 2003–2007 are performed with a regional model.

3.1.2.5 The SST contribution to the recent land warming : sensitivity experiments

In the previous section (Sect. 3.1.2.4) statistical links between land temperature, circulation, and North-East Atlantic SST were examined. The analysis indicated a possible contribution of SST, but a modeling approach is needed to establish causality. We use the Penn State University / National Center for Atmospheric Research (PSU/NCAR) fifth generation mesoscale model (MM5) (Dudhia, 1993; Grell et al., 1994), like Cattiaux et al. (2009) for the analysis of the autumn 2006 warm event. The physical parameterizations and the land-surface model are the same as in Salameh et al. (2010). We use the NOAH land surface model (Chen and Dudhia, 2001), the Grell cumulus parameterization (Grell, 1993), the clouds microphysics scheme include cloud water, cloud ice, cloud ice particle number concentration, rain, snow and graupel (Reisner et al., 1998), and the radiation scheme accounts for the interaction with moisture and clouds (Grell, 1993; Mlawer et al., 1997). The domain is the same as used in the statistical analysis, i.e. covers the Eastern Atlantic – Western Europe area (40°W–30°E, 20–70°N). We use the Mercator projection so that the horizontal resolution increases with the latitude (from about 50km in the South of the domain to about 20km in the North).

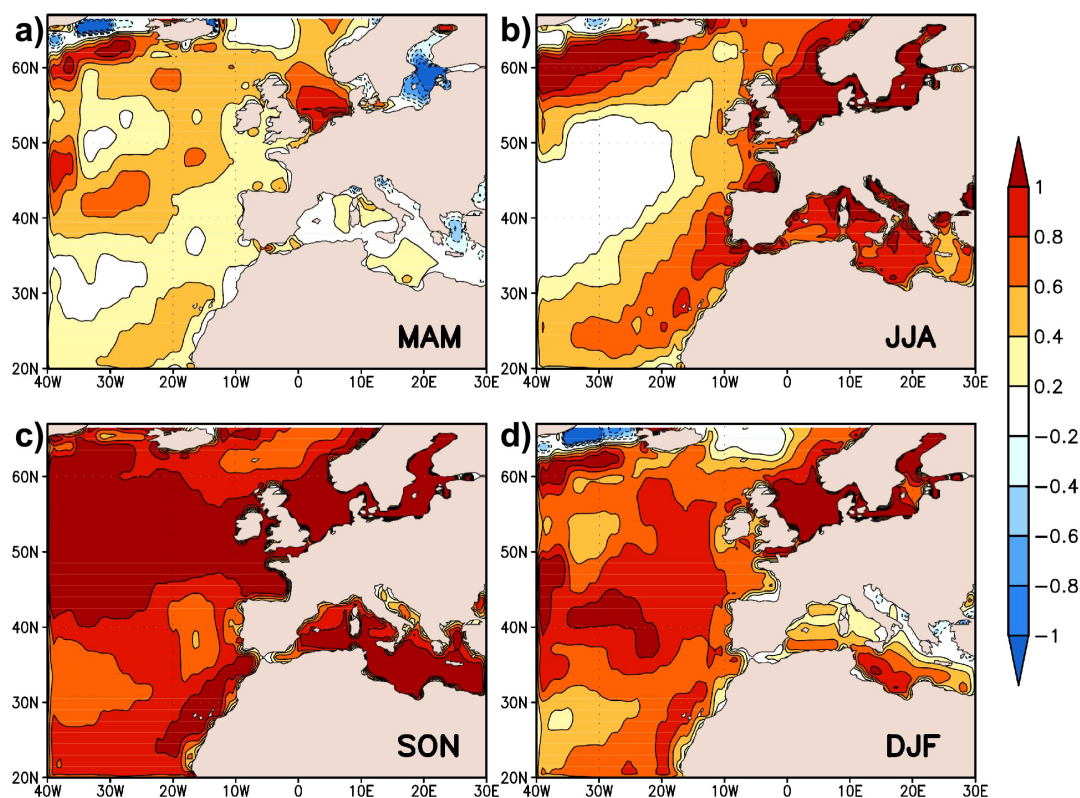


FIGURE 3.7 – MM5 AS – CS differences in the SST forcings, averaged for each season over the period 2003–2007 : a) spring, b) summer, c) autumn and d) winter. That corresponds to the actual 2003–2007 SST anomalies from NCEP. Units : °C.

Since our goal is to quantify the SST influence on the recent continental warming, we perform two sets of simulations for each season of the period 2003–2007, which only differ by their SST forcings. The first ones (hereafter AS) are forced by “Actual” SST (as provided by NCEP 4×daily re-analyses), and the second ones (hereafter CS) by Climatological SST calculated relatively to the 4×daily 1961–1990 mean. Thus the differences of SST forcings between the AS and CS simulations represent exactly the 4×daily SST anomalies. Note that using a 4×daily climatology for CS simulations preserves an intra-seasonal variability in the SST forcing. The mean 2003–2007 AS – CS SST differences are represented in Figure 3.7. The seasonality we found in the amplitude of the recent trend is again illustrated here : the 2003–2007 autumn seasons (resp. springs) witnessed the highest (resp. smallest) SST anomalies.

For each set of simulations, MM5 is restarted at the beginning of the season. All seasonal simulations are initialized with 6 hours of spin-up time, and driven at lateral boundaries by 6-hourly European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) OPERA re-analyses. As in Cattiaux et al. (2009), in order to isolate the SST effect on land temperatures from the circulation effect, we nudge the wind 3D-field by the ECMWF field with a relaxation time of 10^{-4} seconds in both sets of simulations. Since we look at a surface temperature response, no nudging is applied to thermodynamical fields (temperature and humidity).

We first evaluate the skill of the model to reproduce the European land temperatures when

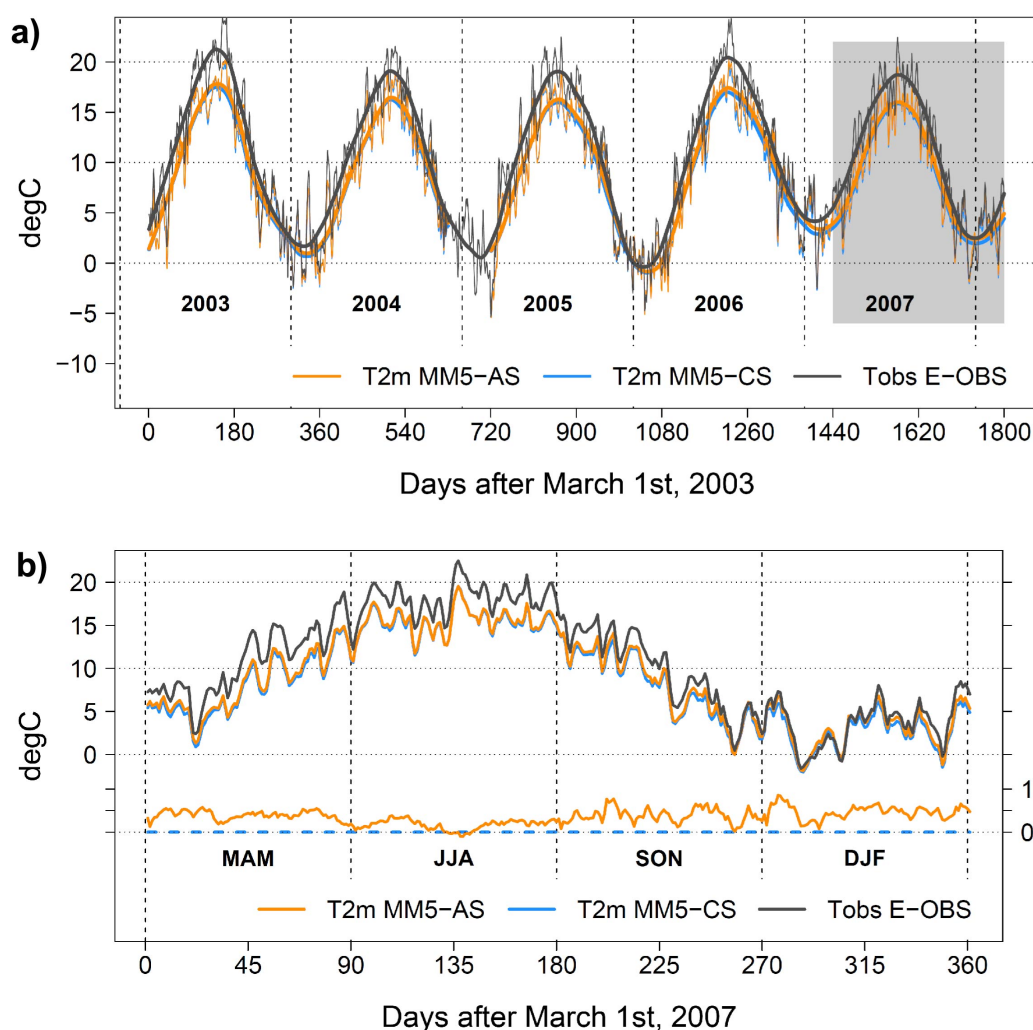


FIGURE 3.8 – a) MM5 AS (orange) and CS (blue) output daily T2m averaged over the area (5°W - 20°E ; 40 - 60°N), compared to the reference ones from E-OBS (Tobs) (black) for the period 2003–2007 (all simulations juxtaposed). A smoothing by splines is added in thick. b) As in a) but for the last 4 simulations (MAM, JJA, SON 2007 and DJF 2007/08, shaded area in a)), and without smoothing. The AS – CS difference is plotted separately below.

forced by actual SST, by comparing the AS 2m-temperature (T2m) outputs to the 2003–2007 Tobs (Figure 3.8a), and focusing on the last four seasons (Figure 3.8b). Since the dynamics is strongly nudged in our simulations, the variability of the Tobs time series is well reproduced by the model in AS output (see Figure 3.8b where the daily variability is more visible). However the model underestimates the amplitude of the annual cycle, and presents a cold bias compared to daily Tobs (see the smooth lines in Figure vivaclifig8a). These biases are not a major problem in our case as we examine differences between the two sets of simulations.

The CS output temperatures are also plotted in Figure 3.8. Since the CS simulations are nudged as well as the AS ones, the daily variability that is due to the daily atmospheric circulation is about the same in both sets. However, the CS T2m are almost constantly below

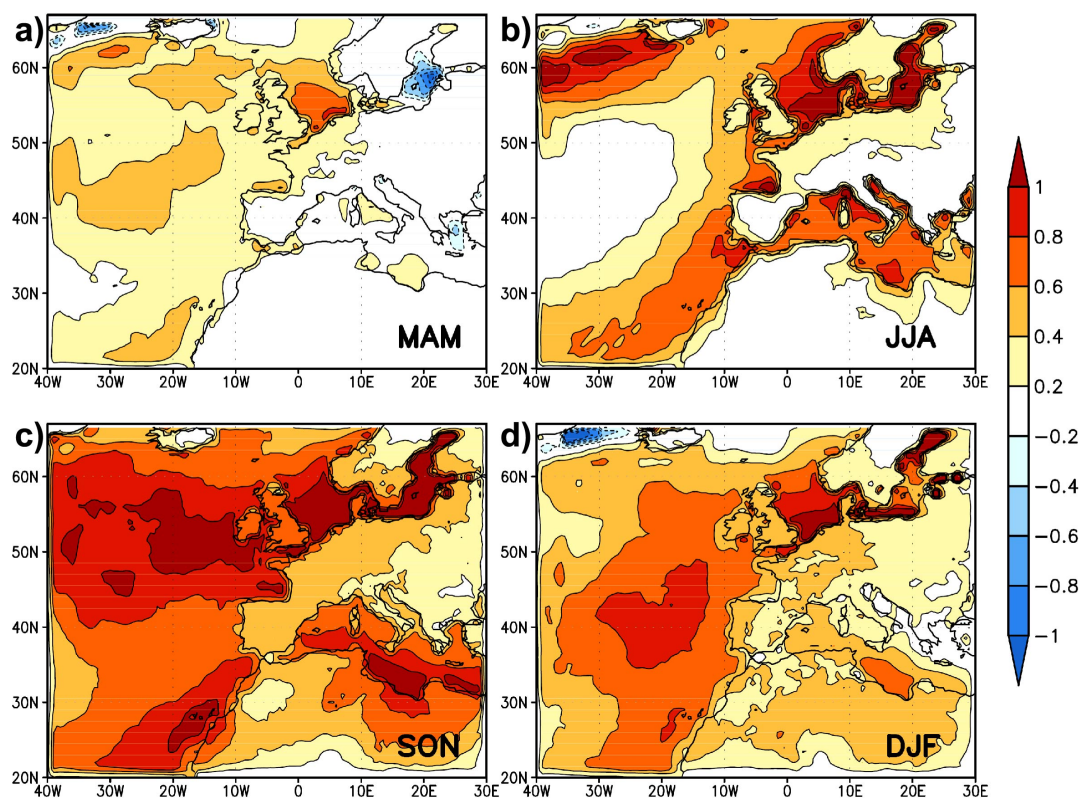


FIGURE 3.9 – MM5 AS – CS differences in the T2m outputs, averaged for each season over the period 2003–2007 : a) spring, b) summer, c) autumn and d) winter. Units : °C.

the AS ones due to cooler SST conditions, except for a days in summer (coinciding with low or negative SST anomalies). The spatial T2m AS – CS differences are presented for each season in Figure 3.9. Not surprisingly, since the SST 2003–2007 anomalies are the strongest (weakest) in autumn (spring), the T2m responses have the same seasonality. T2m responses are higher over ocean, especially over areas of stronger anomalous SST, and propagate over land areas within a North-West/South-East gradient. Such a gradient over the European continent is also found by Laurian et al. (2009) when looking at the global surface cooling caused by a collapse of the thermohaline circulation. This suggests that the SST contribution to the land warming happens through an advection process by the westerlies.

The advective nature of the response in autumn and winter is confirmed by looking at the upper-air temperature and surface energy budget responses (Figures 3.10 and 3.11). When averaged over the five years of simulations, the vertical profile of the air temperature response displays a significant impact of the SST anomalies at all levels from the surface to 500mb in these seasons (Figure 3.10a). Meanwhile, AS simulations show a greater release of latent heat (LH) flux over the North-Atlantic ocean than CS ones, directly due to higher SST. Sensible heat (SH) is also released by surface ocean but with a substantially weaker flux than LH. The greater LH release over ocean is associated with an significantly increased net downward long-wave (LW) radiation, while the response in net downward short-wave (SW) radiation is weak. This suggests that the increased water vapor in AS simulations due to larger evaporation should also amplify the warming of air masses over oceanic areas, as shown by Laurian et al.

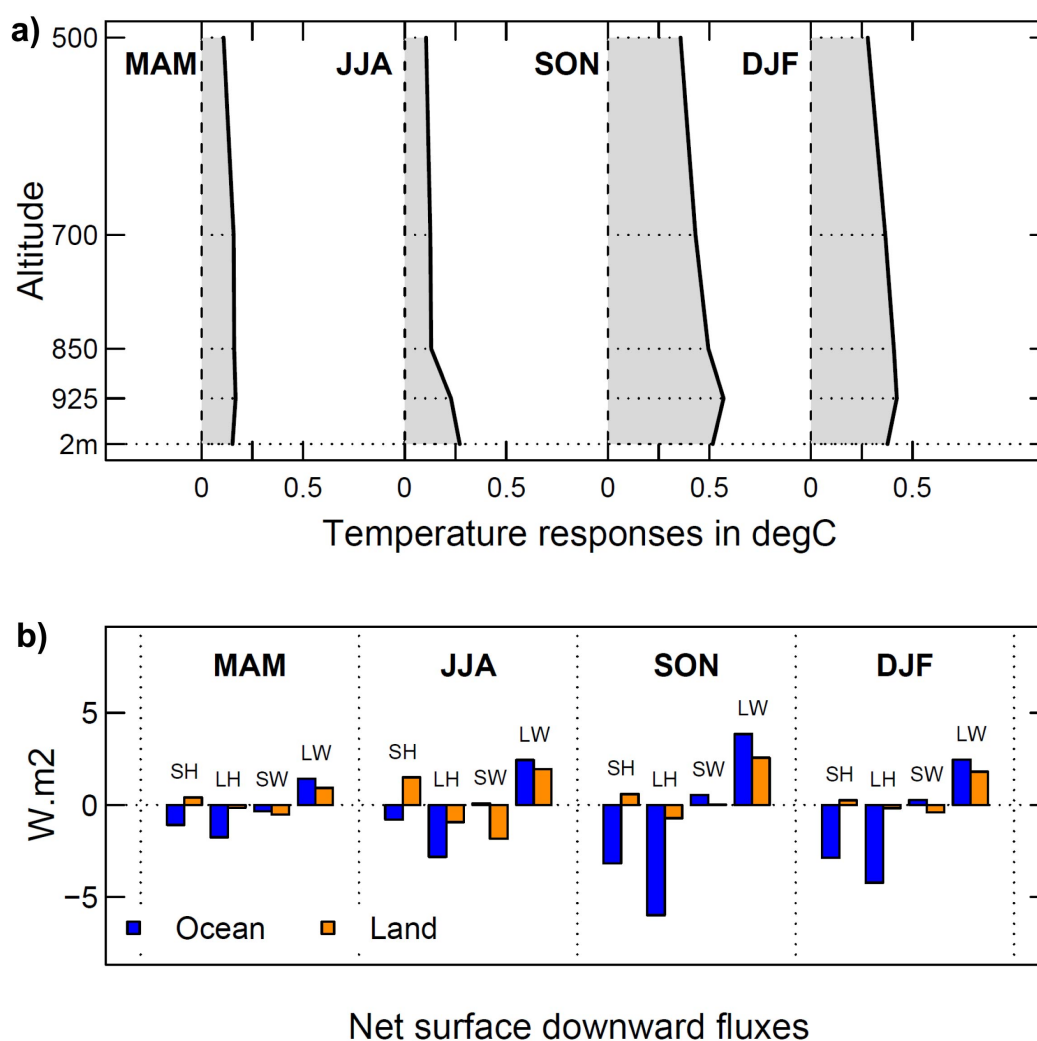


FIGURE 3.10 – a) Vertical profiles of MM5 AS – CS temperature differences averaged for each season over the period 2003–2007. Vertical levels are : 2 meters, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa and 500 hPa. Mean values for each season are indicated in dashed lines. b) MM5 AS – CS differences in downward heat and radiative surface fluxes, averaged for each season over the period 2003–2007, and over oceanic areas of the whole domain (blue bars) and land areas of (5°W-20°E; 40-60°N) (orange bars). Components are sensible heat (SH), latent heat (LH), net short-wave (SW) and net long-wave (LW) fluxes. The energy budget is given by $SH + LH + SW + LW$, since all fluxes are plotted downward. Units : W/m². LH bars over oceanic areas have been reduced by a factor 3.

(2009). Over land areas (Figure 3.10b, orange bars), in autumn and winter, the energy budget response is dominated by LW radiation, while the response in LH fluxes is weak, suggesting an advection response of water vapor from the ocean. Note the positive signs of downward SH fluxes over the continent, which means that in our simulations the response of land surface tends to cool the atmosphere. This excludes warming through local feedbacks only. Net downward SW radiation response is generally reduced in AS runs in autumn and winter, indicating minor changes in cloudiness.

Land surface feedbacks only develop in summer or late-summer, as shown by the higher

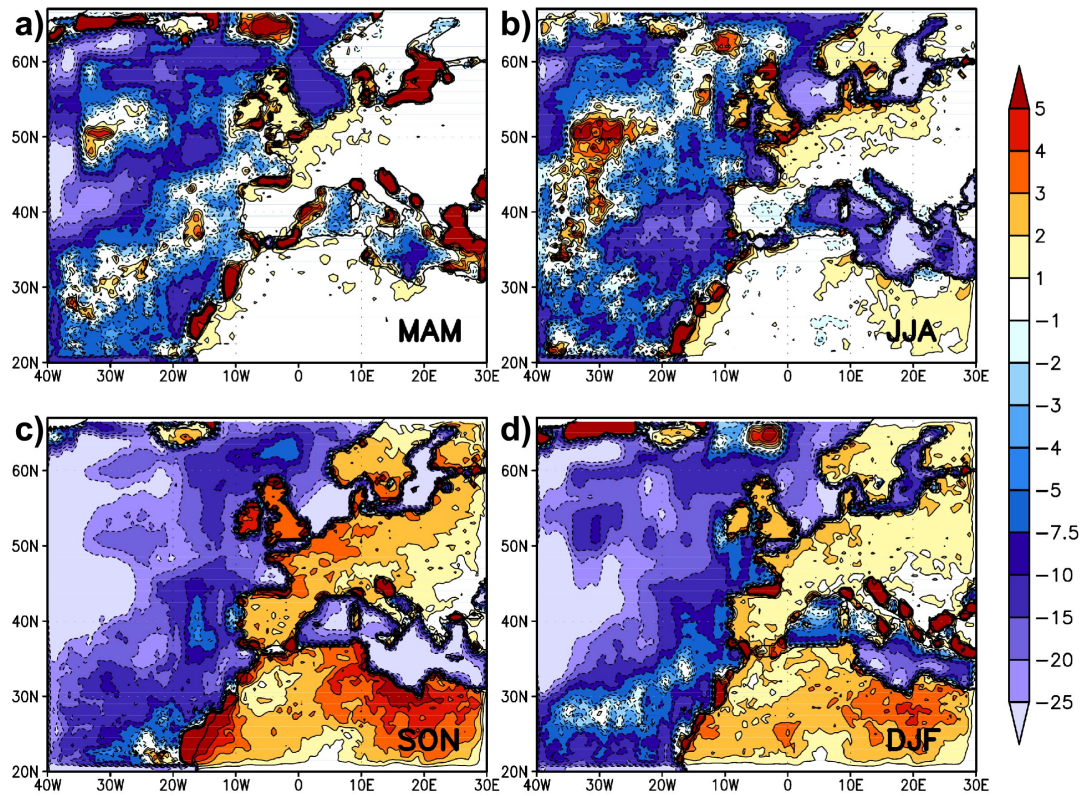


FIGURE 3.11 – MM5 AS – CS differences in the energy budget, as given by $SH+LH+SW+LW$, averaged for each season over the period 2003–2007 : a) spring, b) summer, c) autumn and d) winter. Units : W/m^2 .

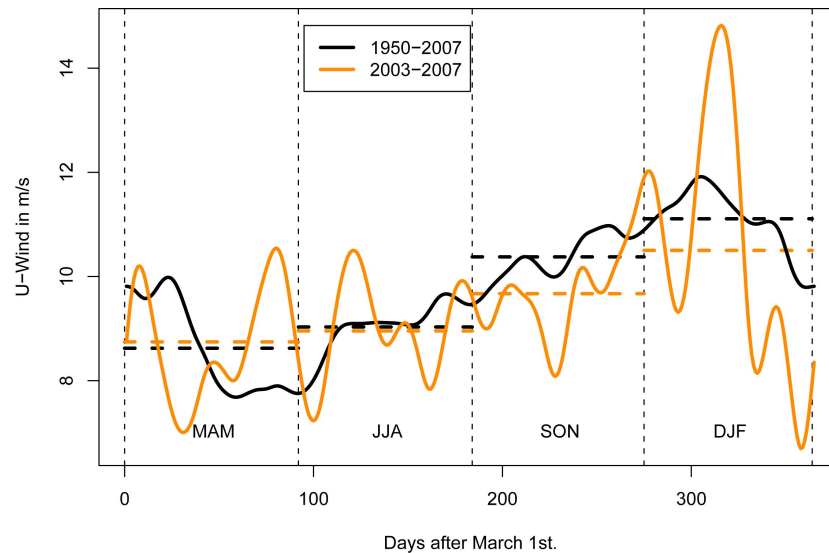


FIGURE 3.12 – Climatologies of 500 mb zonal wind speed (U-Wind from NCEP) averaged over the 40–60°N latitudes of the domain for both periods 1950–2007 and 2003–2007.

amplitudes of SH and SW fluxes (Figure 3.10b) and the stronger temperature response at low altitude for JJA (Figure 3.10a). In this season, the SST anomaly induces a higher cloudiness (reduced SW and increased LW radiation), associated with a lower SH flux and higher LH flux. Spatial patterns of surface energy budgets are shown for each season in Figure 3.11. In all seasons, the SST anomaly induces a net upward energy flux over the ocean and a net downward energy flux over land. The energy of the SST anomaly is therefore advected from the ocean to the land areas. The land response is most pronounced in autumn, with a North-West/South-East gradient similar to that of temperature anomalies (see Figure 3.9). Thus, the extra water vapor released by anomalous SST is advected over the European continent by the synoptic circulation — together with the extra heat —, amplifying the warming response over land through radiative feedbacks. In spring or summer this process is much reduced, since both SST anomalies and westerlies circulation are weaker. Figure 3.12 shows indeed the 1950–2007 and 2003–2007 averages of the zonal component of the 500mb wind speed, as taken from the NCEP reanalyses, over the 40–60°N range of our domain. Since the 500mb westerly flow is stronger in autumn and winter — which is due to less frequent stagnant conditions —, the upper-air advection is more efficient for these seasons, so that recent anomalous SST substantially contribute to the land warming (Figure 3.10a). This contribution in spring and summer is found much smaller.

3.1.2.6 Discussion

There is a relative agreement between the estimates of the SST contributions to the T2m 2003–2007 seasonal anomalies obtained by the MM5 sensitivity experiments and the ones from the statistical method (SDI+SST – SDI reconstructions) (Figure 3.13). While the main driver of the European land temperatures at seasonal time scales remains the atmospheric circulation (see Section 3.1.2.3), our results show that North-East Atlantic SST have contributed to warm the European land surface temperatures over the period 2003–2007. Both statistical and model approaches show a season-dependent response to SST anomalies over the period 2003–2007 : relatively strong in autumn and winter, and rather low in spring and summer. However the statistical method shows a higher sensitivity of land temperatures to SST relative to the MM5 experiments. Concerning extreme seasons, both methods estimate that 30% of the autumn 2006 anomaly is due to the SST (Cattiaux et al., 2009), while the range of SST contribution estimates extends from 10 (MM5) to 25% (statistics) for the summer 2003 (see also Ferranti and Viterbo (2006)). If we assume that MM5 sensitivity experiments quantify more rigorously the causal link between SST and land temperatures — which seems a correct assumption since sets of simulations only differ by SST forcings —, then our statistical method takes into account correlated factors that are not present in MM5 simulations, because not directly caused by SST anomalies. This shows the limits of our statistical linear regression model, which can estimate correlations but not clearly establish causal relationships, as mentioned in Sect. 3.1.2.4. Note that also MM5 experiments also have limitations : by nudging the atmospheric circulation in both sets of simulations, the possible feedback of SST on atmospheric circulation is not taken into account. Besides, prescribing SST in CS simulations independently from the dynamics removes the natural forcing of SST by the atmosphere, which may also explain part of the difference between model and statistical sensitivities.

However both methods clearly show that recent wintertime European land temperatures would have been cooler under climatological SST conditions. This study does not address causes of both SST warming and its seasonality, but this should surely need to be investigated because

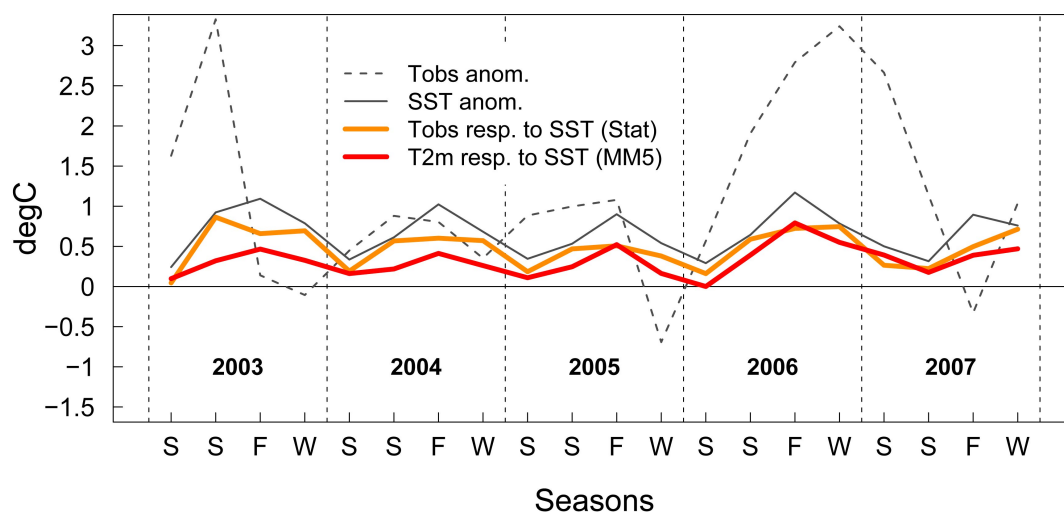


FIGURE 3.13 – 2003–2007 regional averages of seasonal Tobs anomalies (dashed black), SST anomalies (solid black), and land temperature responses to the SST anomalies, estimated from the statistical method (orange) and from the MM5 sensitivity experiments (red).

higher SST anomalies during autumn and winter, seasons of more efficient transport by synoptic westerly winds, should increase the probability of warm episodes in these future seasons, even in the absence of atmospheric circulation changes. Future extreme autumn seasons should therefore be characterized, as in 2006, by the simultaneity of favorable atmospheric conditions and warm North-East Atlantic SST (Cattiaux et al., 2009; Shongwe et al., 2009). As simulations of the fifth IPCC report are performed, this should be one of the directions of investigations in order to understand the mechanisms underlying future extremes. By contrast, summertime and springtime temperature extremes do not appear to be significantly influenced by SST. Other processes like land surface-atmosphere coupling (Fischer et al., 2007; Seneviratne et al., 2006), or local radiative processes, both with clouds (Vautard et al., 2009) or aerosols (Ruckstuhl et al., 2008) should be major amplifying drivers.

3.1.2.7 Conclusions

In this study we have shown that the recent European land warming cannot be explained by changes in the atmospheric circulation only, and we investigated the role of the North-East Atlantic SST anomalies in European warming.

North-Atlantic atmospheric circulation is the main driver of the inter-annual variability of European land surface temperatures, and this influence depends on the season. This seasonality has to be taken into account in the reconstructions of the temperatures from the atmospheric dynamics. That is why an index like the “classical” NAO index, whose definition remains the same for all seasons, poorly explains the seasonal temperature anomalies (except for winter), while other techniques like the circulation analogues perform better. We propose here another index (SDI) that describes Z500 patterns that are best correlated for each season with the European Tobs. A skillful reconstruction of the temperature anomalies from this index is obtained by adjusting a linear regression, which gives a better presentation of the temperature variability than other techniques tested here. However, all the reconstructions from the cir-

ulation fail to reproduce the recent warming trend and the amplitude of the recent extreme seasons (except for spring), suggesting that these are not only due to circulation changes.

We have estimated the influence of the North-Atlantic SST on land surface temperature, which have been recently warming under combined influence of the AMO (natural variability) and enhanced radiative forcings due to human activities. Moreover we found that the SST trend presents a strong seasonality (maximum in autumn, minimum in spring). By adding the SST evolution as a predictor to the linear regression of the SDI index to reconstruct the European land surface temperature, we obtained a statistical estimation of the contribution of SST. This allows a fair reproduction of the trend missing in the reconstruction from the circulation only, so that the European land temperatures can be correctly reconstructed by the circulation and the SST. However, this reconstruction still misses a part of the Tobs variability, probably due to nonlinear amplifications, and fails to clearly depict the causal link between SST and land temperatures. The sensitivity of land surface temperature to North Atlantic SST has then been studied from a deterministic approach using the MM5 model. We found that the wintertime advection by the westerlies of the extra water vapor released by anomalous SST from the ocean onto the continent increases the greenhouse effect and contributes to heat the land surface. In spring or summer the T2m response to SST is much weaker. This season-dependent response of land temperatures to SST is due to (i) the seasonality found in the SST warming trends (maximum in autumn, minimum in spring) and (ii) the more efficient advection by the zonal flow during autumn and winter. In particular, SST had a significant contribution in the recent autumn-winter 2006/07 extreme seasons but not during the summer 2003 heat wave, neither during the hot spring of 2007. The soil-atmosphere feedback is suspected to significantly amplify the temperature response in summer or late summer, as illustrated in 2003. The estimates of SST contribution from the MM5 model are close to those found with the statistical model, albeit slightly lower. The difference between both methods can possibly be attributed to approaches limitations : prescribing SST and boundary conditions independently in MM5 experiments, and assuming causality in the statistical approach.

This recent shift of the temperatures towards warmer values, unexplained by circulation changes only, is probably a prototype of what we can expect under enhanced radiative forcings during the 21st century, especially in autumns and winters where the oceanic influence is stronger. During these seasons the development of cold spells as found during the 20th century should be mitigated by the warmth of the Atlantic Ocean during west flow events. Conversely, we expect that events such as the autumn 2006 should develop more frequently in the future.

ACKNOWLEDGMENTS We wish to thank the two anonymous reviewers for their useful comments. We also acknowledge the E-OBS dataset from the EU-FP6 project ENSEMBLES (<http://www.ensembles-eu.org>) and the data providers in the ECA&D project (<http://eca.knmi.nl>). Finally, we thank NCAR/NCEP for making their re-analysis dataset available, and provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, CO, USA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>). This work was supported by the French ANR CHAMPION project.

3.2 Précisions sur le réchauffement des SST

L’article précédent (voir section 3.1.2.4) utilise les ré-analyses NCEP de *skin temperature* (température de peau) pour l’analyse de la SST sur l’océan Atlantique nord. La température de peau est communément définie comme la température d’émission infra-rouge (LW_{\uparrow}) d’une

surface, i.e. la température T intervenant dans l'équation de rayonnement du corps noir de Stefan-Boltzmann donnée par $LW_{\uparrow} = \sigma_S T^4$ (comme évoqué dans les sections 1.3.3 et 2.3.1). Dans le cas de l'océan, la couche de surface émettant le flux infra-rouge est réduite à quelques microns, et la température de peau est souvent confondue avec la SST³. Les ré-analyses NCEP de température de peau apparaissent donc, du point de vue physique, raisonnablement utilisables pour l'analyse de la SST, comme indiqué dans la documentation de ces ré-analyses (Kalnay et al., 1996).

Comme l'a montré l'étude menée dans l'article (voir section 3.1.2.4), ce jeu de données montre clairement une tendance au réchauffement plus marquée pour l'automne (SON) que pour le printemps (MAM), l'été (JJA) et l'hiver (DJF) étant intermédiaires (voir Figure 3.5). Selon la Figure 3.14, qui compare les climatologies de SST calculées sur plusieurs périodes de 1948 à 2007, ce fait semble résulter d'un retardement du cycle annuel des SST. En particulier le pic chaud de fin d'été intervient de plus en plus tard, ce qui induit un retard dans le refroidissement d'automne.

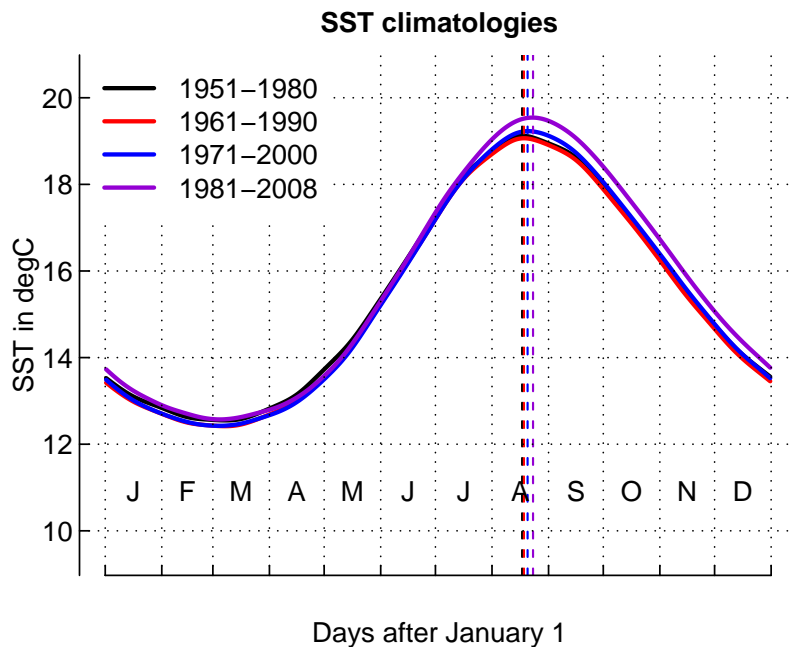


FIGURE 3.14 – Climatologies (cycles annuels) de SST, calculées sur les périodes 1951–1980 (noir), 1961–1990 (rouge), 1971–2000 (bleu) et 1981–2008 (violet). Les barres verticales indiquent la position du pic maximum. Données : NCEP. Unités : °C.

SST climatologies (annual cycles), computed over 1951–1980 (black), 1961–1990 (red), 1971–2000 (blue) and 1981–2008 (violet). Vertical lines indicate the position of maximal peak. Dataset : NCEP. Units : °C.

Nous nous proposons ici d'étudier cette saisonnalité du réchauffement des SST. Dans un premier temps, nous utilisons d'autres jeux de données, issus d'observations, afin de nous assurer qu'elle n'est pas le fruit d'un biais du modèle de ré-analyse utilisé par le NCEP. Les jeux de données utilisés sont les suivants :

³En particulier les satellites fournissant les observations de SST mesurent en réalité, à partir du flux infra-rouge reçu, la température de peau.

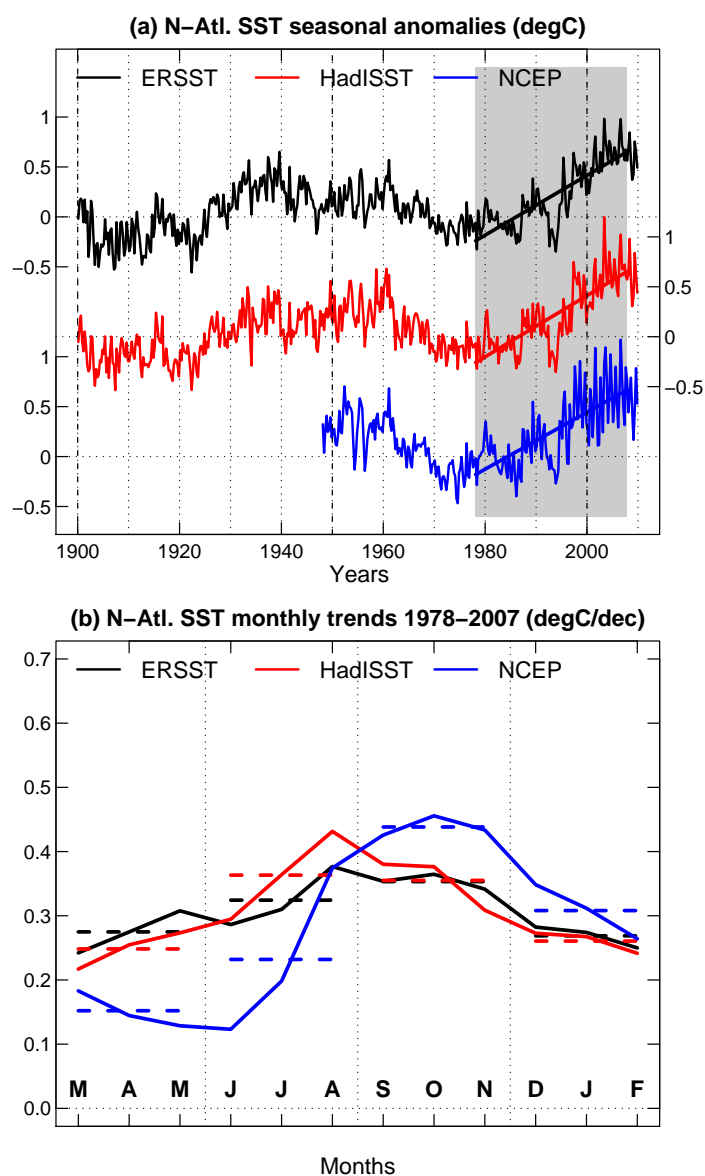


FIGURE 3.15 – (a) Anomalies saisonnières de SST moyennées sur le domaine d’étude, par rapport aux climatologies 1961–1990. Données ERSST (noir) et HadISST (rouge) sur la période 1900–2009, et NCEP (bleu) sur la période 1948–2009. Unités : °C. (b) Tendances mensuelles, calculées sur la période 1978–2007 (zone grisée sur (a)), des trois jeux de données. Unités : °C/décennie.

(a) SST seasonal anomalies averaged over the domain of study, relative to 1961–1990 climatologies. ERSST (black) and HadISST (red) data over 1900–2009, and NCEP (blue) over 1948–2009. Units : °C. (b) Monthly trends, computed over 1978–2007 (gray area in (a)), of the three datasets. Units : °C/decade.

- **ERSST** (v.3b) : moyennes mensuelles de SST fournies par *National Climatic Data Center* (NCDC) de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA)⁴ (Smith et al., 2008). Ce jeu de données couvre la période 1854–présent avec une résolution horizontale

⁴Disponibles à l’adresse : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v3.html>.

de 2×2 ° sur le globe ;

- **HadISST** (v.1) : moyennes mensuelles de SST fournies par le *Hadley Centre*⁵ (Rayner et al., 2003). Ce jeu de données couvre la période 1870–présent avec une résolution horizontale de 1×1 ° sur le globe.

À la différence des ré-analyses NCEP où la SST est un produit du modèle de ré-analyse utilisé, ces deux jeux de données sont des reconstructions de la SST à partir de jeux d’observations⁶. La Figure 3.15a montre les anomalies saisonnières de SST sur la période 1900–2009, et moyennées sur le domaine utilisé dans l’article. Les trois jeux de données sont très bien corrélés (respectivement $r = 0.92$, $r = 0.89$ et $r = 0.86$ pour ERSST–HadISST, ERSST–NCEP et HadISST–NCEP sur les périodes où les jeux de données co-existent), avec des tendances inter-annuelles quasi-identiques. En particulier les tendances 1978–2007 des séries temporelles ERSST, HadISST et NCEP, représentées sur la Figure 3.15a, sont en accord, respectivement de 0.31, 0.30 et 0.28 °/décennie.

En revanche les tendances intra-annuelles de la période 1978–2007 sont légèrement différentes entre les deux jeux d’observations et le jeu NCEP (Figure 3.15b). En effet ce dernier sous-estime (sur-estime) les tendances des mois d’Avril, Mai, Juin et Juillet (Octobre, Novembre et Décembre) par rapport aux observations. À l’échelle saisonnière, le jeu NCEP sous-estime donc les tendances de printemps et d’été, et sur-estime celles d’automne et hiver, avec un écart plus important au printemps. Néanmoins, les deux jeux d’observations affichent également une saisonnalité (moins marquée que le jeu NCEP), avec un réchauffement plus fort en été–automne qu’en hiver–printemps (Figure 3.16 et Table 3.2). Les *patterns* spatiaux des tendances observées sont de plus très proches des *patterns* NCEP (Figure 3.16), le réchauffement étant plus marqué au large au sud du Groenland en automne–hiver, région importante pour la contribution océanique au réchauffement européen (source de chaleur et de vapeur d’eau).

TABLE 3.2 – Tendances saisonnières de SST.

	MAM	JJA	SON	DJF
ERSST	0.26 ^{0.05}	0.33 ^{0.06}	0.34 ^{0.05}	0.27 ^{0.05}
HadISST	0.25 ^{0.05}	0.36 ^{0.06}	0.36 ^{0.06}	0.26 ^{0.05}
NCEP	0.15 ^{0.05}	0.23 ^{0.07}	0.44 ^{0.06}	0.31 ^{0.05}

Tendances linéaires calculées sur la période 1978–2007, pour chaque saison (colonnes) et chaque jeu de données (lignes). Les intervalles de confiance à 90% sont indiqués en exposants. Unités : °C/décennie.

SST seasonal trends : linear trends computed over 1978–2007, for each season (columns) and each dataset (rows). 90% confidence intervals are indicated as exponents. Units : °C/decade.

Rappelons que notre objectif dans ce paragraphe n’est pas d’analyser les différences entre ré-analyses et observations de SST, mais de confirmer que la saisonnalité du réchauffement de

⁵Disponibles à l’adresse : <http://hadobs.metoffice.com/hadisst/>.

⁶L’usage des ré-analyses NCEP pour la SST est principalement motivé par le fait qu’elles sont disponibles au format $4 \times$ journalier, contrairement aux jeux ERSST et HadISST qui sont mensuels. Cela permet notamment de réaliser les simulations de sensibilité MM5 avec un forçage en SST réaliste du point de vue de la variabilité journalière.

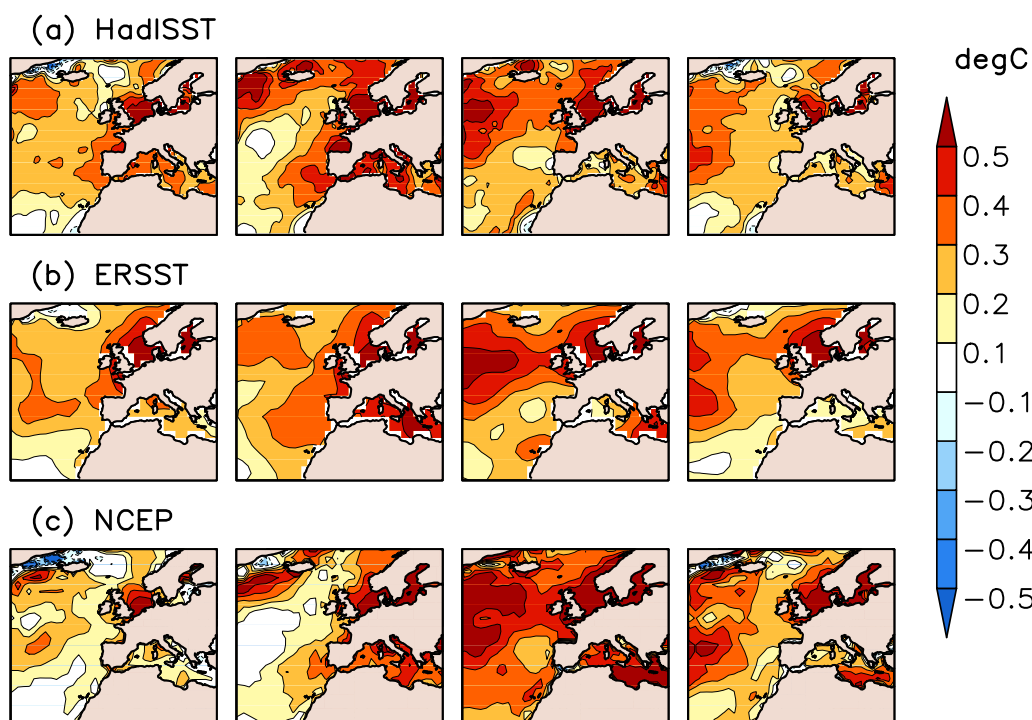


FIGURE 3.16 – Cartes des tendances saisonnières de SST calculées sur la période 1978–2007, pour les données (a) ERSST, (b) HadISST et (c) NCEP. De gauche à droite : MAM, JJA, SON et DJF. Unités : °C/décennie.

Maps of seasonal SST trends, computed over 1978–2007, for (a) ERSST, (b) HadISST and (c) NCEP datasets. From left to right : MAM, JJA, SON and DJF. Units : °C/decade.

la SST nord-atlantique n’est pas un artefact du modèle NCEP. L’utilisation des deux jeux de données ERSST et HadISST permet donc de conclure que :

- les ré-analyses NCEP représentent bien la variabilité inter-annuelle de la SST dans la région nord-atlantique étudiée,
- la saisonnalité du réchauffement récent de la SST présente dans les ré-analyses NCEP (expliquée par un retardement du cycle saisonnier) est également présente dans les observations, mais moins marquée.

L’origine de ce retard du cycle annuel reste à déterminer. La température de surface océanique est liée à l’épaisseur de la *couche de mélange*, couche homogène en température séparée des eaux plus profondes par la *thermocline*, et dans laquelle sont répercutés les échanges de

chaleur avec l'atmosphère. Cette couche est plus épaisse (mince), et donc plus froide (chaude) en hiver (été). Le retardement du pic d'été et du refroidissement d'automne observé à partir des climatologies de la SST peut ainsi s'interpréter comme un retardement de la redescente de la thermocline, i.e. comme un ralentissement de la dynamique de la couche de mélange, après l'été. Ce phénomène récent n'a pas été documenté à notre connaissance jusqu'à maintenant, et une étude plus précise de ses origines sortirait du cadre de cette thèse.

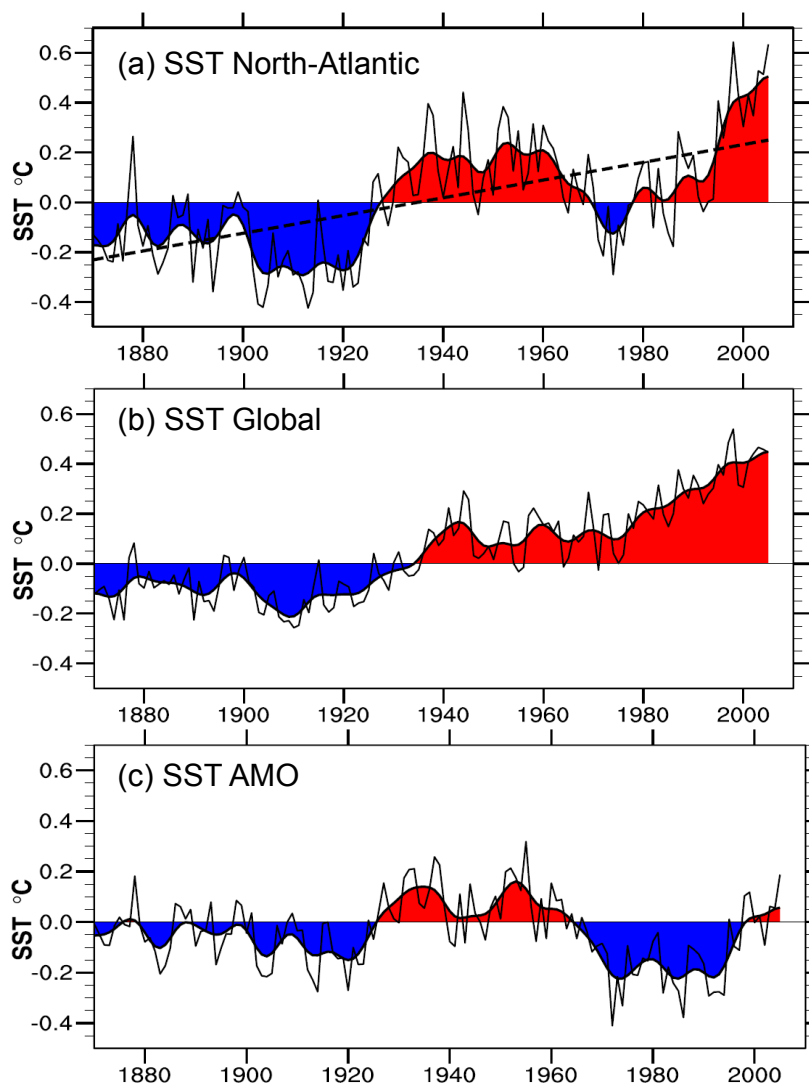


FIGURE 3.17 – (a) Anomalies annuelles de SST moyennées sur l’océan Atlantique nord ($0\text{--}80^\circ\text{W}$; $0\text{--}60^\circ\text{N}$) pour 1870–2005, par rapport à 1901–1970, avec un filtre passe-bas (courbe épaisse) et la tendance linéaire (tiretés). (b) Idem pour l’océan global ($60^\circ\text{S}\text{--}60^\circ\text{N}$). (c) Différence entre (a) et (b), représentant le signal AMO selon Trenberth and Shea (2006). Unités : $^\circ\text{C}$. Données : HadISST. Reproduit de Trenberth and Shea (2006).

(a) Annual SST anomalies averaged over the North Atlantic ($0\text{--}80^\circ\text{W}$; $0\text{--}60^\circ\text{N}$) for 1870–2005, relative to 1901–1970, with a low-pass filter (thick) and the linear trend (dashed). (b) Same for the global oceans ($60^\circ\text{S}\text{--}60^\circ\text{N}$). (c) Difference between (a) and (b), representing the AMO signal according to Trenberth and Shea (2006). Units : $^\circ\text{C}$. Dataset : HadISST. Reproduced from Trenberth and Shea (2006).

Une question immédiate, déjà évoquée lors du chapitre 2 concerne néanmoins la part anthropique de ce récent réchauffement des SST atlantiques. Comme nous l'avons évoqué dans les sections 1.3.1 et 3.1.2.4, l'océan Atlantique nord connaît une oscillation naturelle d'une période d'environ 60 ans répondant au nom de l'*Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO), qui se traduit en surface par une fluctuation multi-décadale de sa SST (Kerr, 2000). Cette oscillation est clairement visible sur la Figure 3.15, où l'on distingue, quelque soit le jeu de données, une période froide jusqu'en ~1925, suivie de chaud jusqu'en ~1970, puis une nouvelle période froide jusque dans les années 1990 où le signe s'inverse à nouveau. Delworth and Mann (2000) suggèrent également que cette oscillation se retrouve dans les reconstructions paléoclimatiques des températures des siècles précédents. Ainsi Knight et al. (2005) ont-ils lié le récent réchauffement des SST atlantiques à la variabilité de cet océan. Cependant il apparaît au vu de la Figure 3.15 que la tendance récente est plus abrupte que les précédentes oscillations, ce qui suggère une contribution anthropique lors des dernières décennies. En fait, Trenberth and Shea (2006) montre, en comparant les anomalies de SST du bassin nord-atlantique avec celles de l'océan global, que la variabilité naturelle du bassin nord-atlantique n'explique qu'un part mineure de son récent réchauffement (Figure 3.17). Ces résultats, cohérents avec ceux de Ting et al. (2009), suggèrent alors que la majeure partie restante est due à un réchauffement global de l'Atlantique, lui-même *très probablement* (selon le terme consacré par l'IPCC-AR4 (Solomon et al., 2007) causé par le forçage anthropique.

Si l'AMO n'a pas encore atteint son prochain « pic » chaud, et qu'elle pourrait revenir à une phase négative dans les années à venir, le fait que le réchauffement abrupt récent des SST nord-atlantiques soit très probablement majoritairement causé par le forçage anthropique nous montre qu'il devrait se poursuivre dans les années à venir. Vis-à-vis des températures européennes, notre étude montre ainsi que l'océan Atlantique nord pourrait s'interpréter comme une mémoire à long-terme du réchauffement global, forçant les conditions aux limites du bilan énergétique européen. Insistons sur le fait que sa contribution au réchauffement continental européen apparaît saisonnière, plus importante en automne-hiver qu'au printemps-été. La section suivante est justement consacré à l'analyse de la contribution atlantique à l'extrême chaud de l'été 2003.

3.3 Cas de l'été 2003 : rôle de la SST

L'article présenté dans la section 3.1 montre que l'influence de la SST de l'Atlantique nord sur les températures continentales européennes est principalement importante en automne-hiver, et qu'elle l'est moins, voire pas, au printemps et en été. Cependant une étude récente, à partir d'observations (Feudale and Shukla, 2010a) et de modélisation (Feudale and Shukla, 2010b), présente la SST comme l'un des acteurs majeurs de l'amplification de la chaleur de l'été 2003. Ces travaux font suite à une étude des mêmes auteurs sur l'influence de la SST méditerranéenne durant le même été 2003 (Feudale and Shukla, 2007). D'autres études (Black and Sutton, 2007; Della-Marta et al., 2007; Jung et al., 2006, parmi d'autres) évoquent également le possible rôle amplificateur de la SST atlantique ou méditerranéenne durant l'été 2003, de manière cependant plus prudente, Jung et al. (2006) concluant même à une contribution nulle de la SST méditerranéenne. Ce paragraphe se propose donc de comparer les résultats de ces travaux aux simulations MM5 réalisées dans ce chapitre.

3.3.1 Été 2003 : une rapide introduction

L'été 2003 — défini en modélisation du climat par les mois Juin - Juillet - Août (JJA) — a été marqué en Europe par deux vagues de chaleur exceptionnelles en juin et août, entraînant des dommages socio-économiques importants (voir section 1.1.3). L'anomalie de température de cette saison atteint 3.4 °C (3.6 σ) sur l'Europe de l'Ouest (5 °W–20 °E; 40–60 °N, région utilisée pour l'article 3.1), et dépasse les 4 σ dans certaines régions françaises (Figure 3.18).

Les origines d'une telle anomalie ont été largement étudiées (Beniston, 2004; Black et al., 2004; Cassou et al., 2005; Ferranti and Viterbo, 2006; Fischer et al., 2007; Stott et al., 2004; Trigo et al., 2005; Vautard et al., 2007, parmi d'autres). La dynamique de l'été 2003 est caractérisée par une situation de blocage anticyclonique persistante sur l'Europe favorable au développement de vagues de chaleur (Figure 3.19). De plus, le début de l'été 2003 étant marqué par un déficit en humidité des sols, une réduction de l'évapo-transpiration (émission de chaleur latente) au profit de la chaleur sensible est observée durant l'été (Black et al., 2004; Vautard et al., 2007; Zampieri et al., 2009). La rétro-action positive humidité des sols – atmosphère apparaît ainsi comme le principal facteur amplificateur de l'anomalie de température durant cette saison exceptionnelle (Ferranti and Viterbo, 2006; Fischer et al., 2007).

3.3.2 Été 2003 et SST

L'anomalie de SST nord-atlantique de l'été 2003 est le record chaud (quelque soit le jeu de données) des anomalies de SST d'été. Elle atteint 0.9 °C (2.5 σ) sur le domaine étudié en anomalie saisonnière d'après les ré-analyses NCEP. Le *pattern* spatial NCEP montre qu'elle concerne la Méditerranée, l'océan Arctique et l'océan Atlantique nord au sud de 40 °N, tandis que le Nord de l'océan Atlantique nord est marqué par une anomalie négative (Figure 3.20a). Les mêmes résultats sont trouvés par Feudale and Shukla (2010a) à partir des données différentes⁷. L'anomalie est la plus forte dans le Nord-Est de la Méditerranée, où elle est record depuis 1854, selon Feudale and Shukla (2010a). La régression linéaire « SDI+SST » effectuée dans l'article (section 3.1.2.4, Figure 3.6b) estime ainsi que 25% de l'anomalie continentale européenne de l'été 2003 peut s'expliquer par l'anomalie de SST. Cependant, comme il est discuté dans cet article (section 3.1.2.6), cette contribution semble sur-estimée puisqu'elle suppose une causalité complète entre SST et températures continentales.

La différence entre les simulations CTL et WNC (AS et CS dans l'article, section 3.1.2.5) fournit une autre estimation de la contribution SST (Figure 3.20a,b) : l'anomalie de SST induit une réponse, moyennée sur l'Europe de l'Ouest, de 0.3 °C, soit ~10% de l'anomalie totale. Parmi cette contribution, la part due à l'anomalie méditerranéenne seule est également estimée, en réalisant une simulation supplémentaire similaire à WNC, mais avec une SST climatologique seulement sur la Méditerranée (notée WNCM, voir Figure 3.20c,d). La réponse en température continentale est surprenante, puisqu'elle est légèrement négative : -0.03 °C (-1%). Ce résultat est cohérent avec une expérience similaire menée par Jung et al. (2006), qui montre que l'anomalie de SST méditerranéenne n'est pas advectée sur l'Europe par la dynamique de l'été 2003, mais qu'elle l'est sur le Nord de l'Afrique et le Sahel, y provoquant l'une des moussons les plus humides des dernières décennies (via le processus décrit par Rowell (2003)). En revanche, nos résultats apparaissent en contradiction avec ceux de Feudale and Shukla (2007), et plus

⁷Cet article utilise en effet les données OI-SST v2, voir Reynolds et al. (2002). Ce jeu de données étant hebdomadaire, les auteurs recrée un jeu de données journalier par interpolation linéaire.

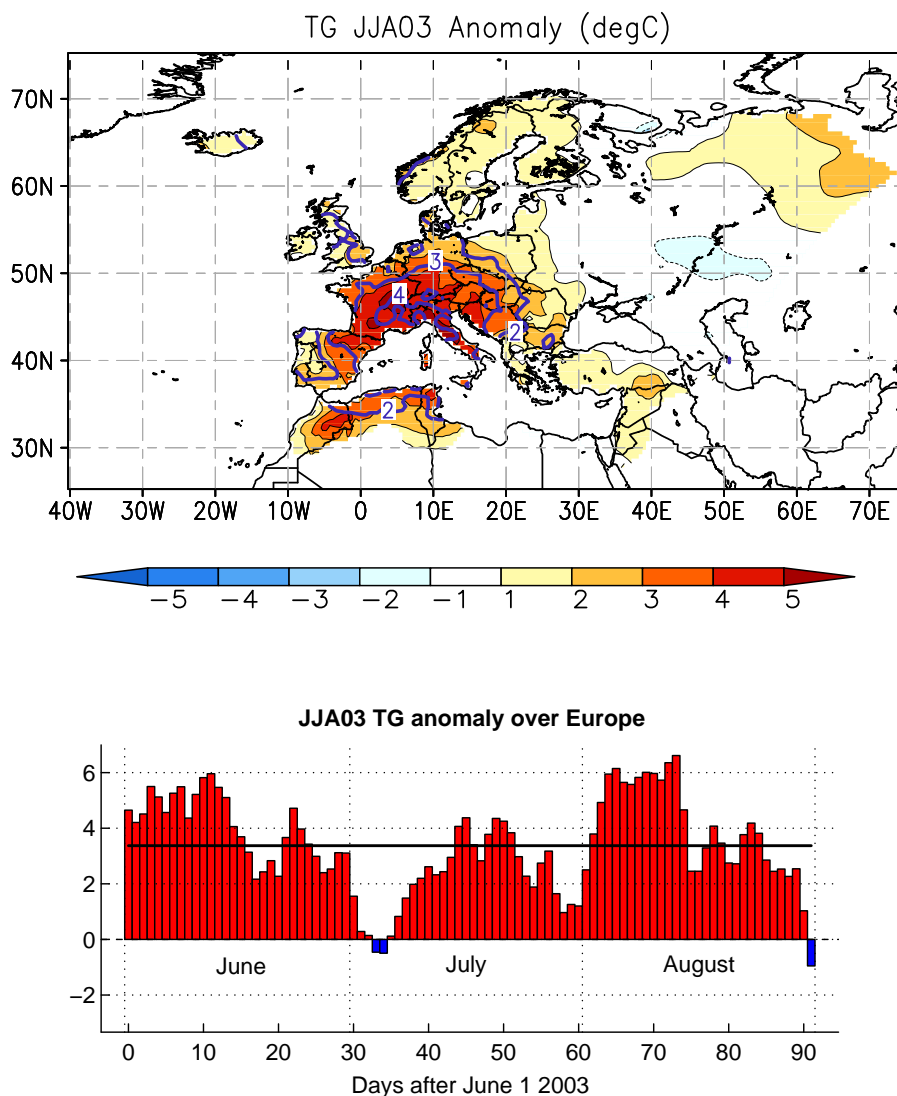


FIGURE 3.18 – (Haut) Anomalie de température de l'été 2003 sur l'Europe, par rapport à la climatologie 1961–1990. Les contours violets indiquent les écarts aux normales supérieurs, en valeur absolue, à 2, 3 et 4 σ . (Bas) Anomalies journalières moyennées sur la région (5 °W–20 °E; 40–60 °N). La moyenne saisonnière est indiquée (ligne horizontale). Données : E-OBS. Unités : °C.

(Top) Temperature anomaly of summer 2003 over Europe, relative to the 1961–1990 climatology. Violet contours indicate departures from standards exceeding, in absolute values, 2, 3 and 4 σ . (Bottom) Daily anomalies averaged over the area (5 °W–20 °E; 40–60 °N). The seasonal mean is indicated (horizontal line). Dataset : E-OBS. Units : °C.

récemment de Feudale and Shukla (2010a) et Feudale and Shukla (2010b). Cette contradiction peut s'expliquer par des différences de *set-up* expérimental et d'interprétation des expériences :

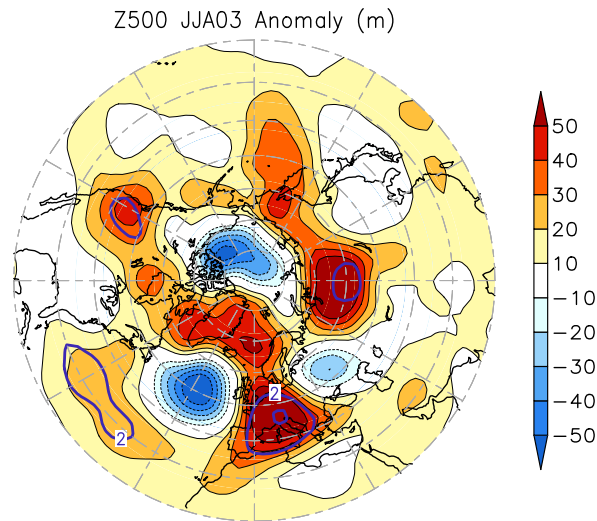


FIGURE 3.19 – Anomalie de hauteur du géopotential à 500 hPa (Z500) de l'été 2003 sur l'hémisphère nord, par rapport à la climatologie 1961–1990. Données : NCEP. Unités : m. Les contours violets indiquent les écarts au normales supérieurs, en valeur absolue, à 2, 3 et 4 σ .

Geopotential height at 500 hPa (Z500) anomaly of summer 2003 over the Northern Hemisphere, relative to the 1961–1990 climatology. Dataset : NCEP. Units : m. Violet contours indicate departures from standards exceeding, in absolute values, 2, 3 and 4 σ .

- le modèle utilisé par Feudale and Shukla (2010b) est un modèle global⁸. Il a donc une résolution plus grossière et ne représente pas les processus physiques de petite échelle, à la différence de MM5. Or, concernant l'été 2003, il apparaît que les processus locaux (ie. de petite échelle) aient été les principaux facteurs amplificateurs ;
- les expériences menées, et la signification qui leur est donnée, sont différentes. En effet les auteurs conduisent deux simulations de Janvier à Septembre 2003 (donc couvrant l'été 2003), la première forcée avec la SST observée, la seconde forcée avec la SST climatologique. La dynamique n'est pas guidée dans ces expériences, et diffère donc d'une simulation à l'autre. Les auteurs attribuent l'ensemble des changements de dynamique à l'anomalie de SST, en particulier durant l'été 2003, affirmant que la SST atlantique est responsable du développement de la situation de blocage atmosphérique sur l'Europe, et que la SST méditerranéenne participe à son maintien. Cependant une expérience similaire menée par Jung et al. (2006) avec un modèle global différent⁹ montre que l'influence de la SST méditerranéenne sur la circulation de l'été 2003 est faible par rapport à la variabilité naturelle de celle-ci.

La réponse de la dynamique atmosphérique et des températures continentales européennes à

⁸Il s'agit du modèle *Atmospheric General Circulation Model* (AGCM), développé par le *Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies* (COLA), et de résolution horizontale T63.

⁹Il s'agit du modèle utilisé pour la prévision au *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), de version 28R1 et de résolution horizontale T159 ($\sim 1.125 \times 1.125$ °).

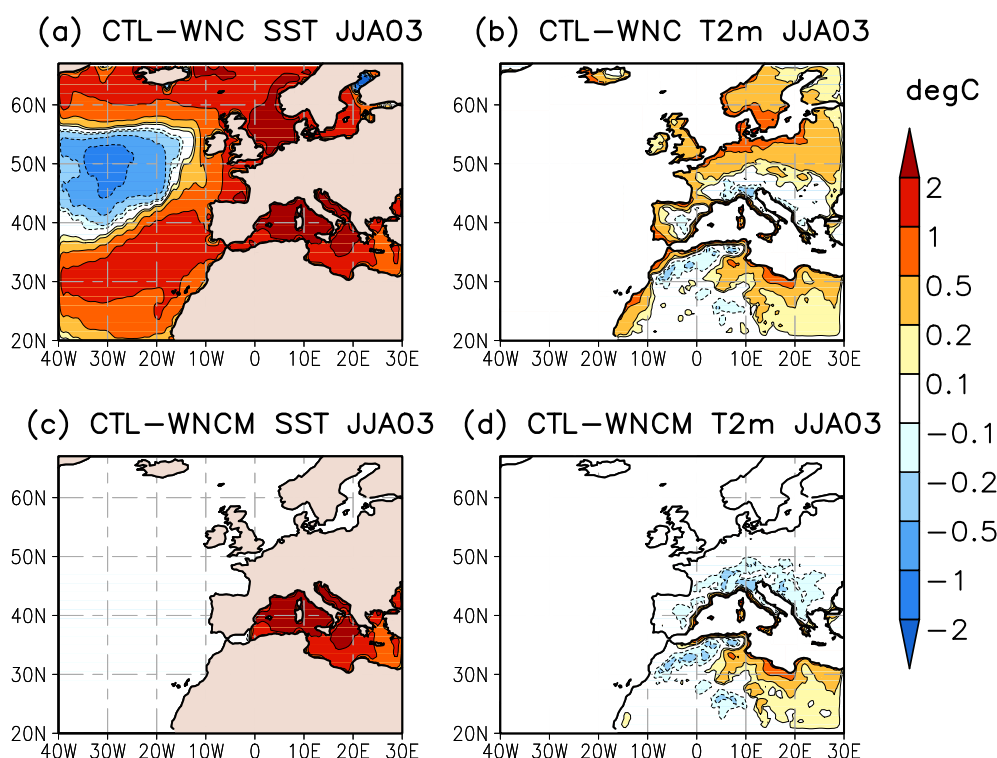


FIGURE 3.20 – (a–b) Différences de SST (a) et de température à 2 m (b) entre les simulations CTL et WNC, durant l’été 2003. Le panel (a) représente donc l’anomalie de SST de l’été 2003. (c–d) Idem pour les simulations CTL et WNCM. Unités : °C.

(a–b) Differences of SST (a) and 2m-temperature (b) between CTL and WNC simulations, for summer 2003. Panel (a) therefore represents the SST anomaly of summer 2003. (c–d) Same for CTL and WNCM simulations. Units : °C.

l’anomalie de SST de l’été 2003 semble alors fortement dépendante du modèle, et des échelles spatio-temporelles considérées. Nous retrouvons ici la difficulté à extraire la signature de la SST atlantique de la variabilité inhérente à la dynamique des moyennes latitudes, comme précédemment évoquée dans la section 1.3.1. Si nos résultats indiquent que la SST de l’été 2003 n’a que minoritairement contribué à l’anomalie de température continentale, nous ne pouvons exclure que les conditions exceptionnellement persistantes de blocage observées tout au long de la saison aient été forcées par la SST atlantique des mois précédents.

3.4 Synthèse et conclusions

Ce chapitre s'est appliqué à généraliser aux autres années, et autres saisons, l'analyse effectuée sur le cas particulier de de l'automne 2006 (chapitre 2). Des méthodes statistiques et des expériences de modélisation régionale y avaient été menées afin de déterminer les contributions respectives de la dynamique atmosphérique et des conditions de SST nord-atlantiques à l'exceptionnelle douceur observée sur le continent tout au long de cette saison, révélant que les transports d'énergie depuis l'océan y avaient joué un grand rôle. Nous avons par conséquent étendu ces mêmes méthodes au-delà de l'étude « d'un » cas, afin d'estimer les rôles de la dynamique et de la SST nord-atlantique dans le récent réchauffement continental observé sur l'Europe, qui s'est notamment illustré en battant tous les records saisonniers de température (voir section 1.1.3).

Suivant le même plan d'étude que lors du chapitre 2, nous avons commencé par estimer ces contributions à l'aide d'un modèle simpliste de régression linéaire à partir d'indices de dynamique et de SST. Si pour l'automne, un indice dynamique approprié était le flux méridien à l'ouest de l'Europe, le cycle saisonnier de la dynamique des moyennes latitudes nous a contraint à définir de nouveaux indices pour lier les températures européennes (Tobs) aux circulations NAE. Ces nouveaux indices (regroupés sous le nom de *Seasonal Dynamics Indices*, SDI), basés sur les corrélations spatiales entre Z500 et Tobs, se sont révélés fortement corrélés aux températures européennes ($r \sim 0.6$). Mais, comme nous l'avions vu pour l'automne dans le chapitre 2, si la dynamique semble ainsi gouverner la variabilité inter-annuelle observée, elle est incapable d'expliquer les tendances chaudes des dernières décennies (voir également Vautard and Yiou, 2009), et par conséquent sous-estime les récents pics chauds pour toutes les saisons. La SST nord-atlantique s'est alors montrée un candidat potentiel pour expliquer ce décalage, surtout en automne et en hiver, puisque son récent réchauffement y est maximal.

Notre modèle simpliste de régression ne permettant pas de conclure à une quelconque causalité, nous avons par la suite mené des expériences de sensibilité à l'aide du modèle régional MM5. Le processus physique établi au chapitre 2 pour le cas de l'automne 2006 s'est révélé être en place lors des autres automnes, mais également des hivers, de la période 2003–2007. Rappelons qu'il suggère qu'une anomalie chaude de SST atlantique contribue à réchauffer à son tour le continent européen via le dégagement, puis l'advection de chaleur latente et sensible depuis l'océan Atlantique sur le continent, ce qui y renforce les échanges radiatifs sol – atmosphère, et en particulier l'effet de serre dû à la vapeur d'eau. Ce processus semble moins excité durant le printemps et l'été, ce qui est dû au fait que (i) les vents d'ouest (*westerlies*) y sont plus faibles sous l'effet du contraste saisonnier du transport méridien de chaleur (voir section 1.2), et (ii) le réchauffement des SST y est moins intense. Enfin, l'accord entre estimations statistique et MM5 s'est montré généralement moins bon que pour le cas de l'automne 2006. En particulier l'estimation statistique sur-estime — par rapport à MM5 — les contributions SST du printemps et d'été, puisqu'elle suppose une causalité qui n'est pas clairement établie par la réalité physique (transport des flux de chaleur peu efficaces). L'analyse de la contribution de la SST atlantique à l'extrême chaleur continentale de l'été 2003, réalisée dans un second temps, a de plus révélé une diversité des conclusions sur un éventuel forçage de la SST nord-atlantique sur la circulation atmosphérique NAE, selon les modèles et les échelles spatio-temporelles retenues.

Des éléments supplémentaires de validation ont également permis de confirmer, mais de manière nuancée, le cycle saisonnier du réchauffement des SST atlantiques. Nous avons également vu que ce réchauffement est aujourd'hui très probablement majoritairement d'origine

anthropique, la contribution de la variabilité naturelle de l'océan Atlantique étant, bien que l'AMO soit dans une phase positive, relativement mineure.

Ce chapitre a ainsi mis en évidence que les tendances récentes des températures européennes ne semblent pas s'expliquer par des modifications de la dynamique atmosphérique NAE, par exemple au profit de conditions favorables à un temps chaud sur l'Europe. Les processus énergétiques, liés aux transferts radiatifs et aux échanges de chaleur, apparaissent comme les acteurs majeurs du réchauffement de surface. Un *feedback* semble ainsi se mettre en place durant l'automne/hiver entre un océan Atlantique plus chaud, dégageant des flux de chaleur plus forts, et un air atmosphérique chargé en vapeur d'eau qui renforce l'effet de serre, et qui à son tour réchauffe la surface. En été, sous l'effet d'une dynamique moins forte, cette rétro-action semblerait être plus limitée spatialement, les interactions sol – atmosphère locales dominant les processus d'advection (ou *conditions aux limites* selon la terminologie employée dans la section 1.3.3).

Ces constats nous amènent naturellement à nous interroger sur le futur de la relation dynamique NAE – températures européennes. Cette question rejoint la problématique originelle de notre étude, et mérite par conséquent l'intérêt qui lui est porté dans le chapitre 4.

Summary

Context and objectives

This chapter investigates the possible SST contribution to the recent land temperature warming in Europe, with a particular focus on recent extreme seasons. This study generalizes to all seasons the analysis developed in chapter 2 on the remarkable case of the autumn 2006.

Methods

The methodology used in this chapter is the same as in chapter 2. A statistical analysis based on linear regressions between dynamics indices, SST and European land temperatures is first performed over 1950–2007, and sensitivity experiments are then conducted with the MM5 model in order to study the physical mechanisms involved in the SST influence over 2003–2007.

Results

From the E-OBS dataset, European temperatures are found to increase over the last three decades, with a faster (slower) warming in summer (autumn). Seasonal indices of atmospheric circulation (SDI) based on correlations between Z500 and European temperatures (T2m) indicate that while the NAE dynamics explains the inter-annual variability of T2m, especially in winter, it misses recent long-term seasonal warmings. As in Chapter 2, adding the North-Atlantic SST as a predictor in the linear regression improves the fit, since SST have been warming over the past decades.

In order to assess the SST – T2m causality and test the heat-advection process proposed in Chapter 2, regional modeling experiences are performed. They reveal a greater contribution of the SST in autumn–winter, where both SST trend and heat advection by the westerlies are enhanced, than in spring–summer, where local processes seem to dominate. For instance, according to our experiments, the SST contribution to the summer 2003 heat-wave only reaches ~10 % of the European T2m anomaly.

Even if the AMO has entered a positive phase in the 1990s, the general increase in SST has been mostly attributed to anthropogenic forcings. However, to our knowledge, so far no precise explanation has been proposed concerning the seasonality of this warming (higher in autumn, lower in spring), which is also found in observational datasets.

The inconsistency observed between European temperatures and NAE dynamics over the past decades will now be investigated in future climate projections in Chapter 4.

Chapitre 4

Dynamique et températures européennes dans les projections futures

Les résultats obtenus lors des chapitres 2 et 3 de cette thèse à partir des données climatiques récemment observées nous amènent naturellement à nous interroger sur le devenir de la relation entre dynamique atmosphérique NAE et températures européennes dans un contexte de changement climatique futur. Parmi les questions qui surgissent alors, citons les suivantes : « La tendance de décrochage observée sur les trente dernières années entre température et dynamique se poursuit-elle ? Les saisons extrêmement chaudes observées depuis 2003 constituent-elles des prototypes du climat moyen des années 2050 ou 2100 ? Comment se développeront les extrêmes chauds des années futures ? ». Les projections climatiques du XXI^e siècle réalisées dans le cadre du quatrième rapport de l'IPCC constituent ici une opportunité majeure pour appréhender de telles questions, et étudier les réponses des variables climatiques régionales à l'augmentation attendue du forçage radiatif global induite par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre. Ce chapitre est ainsi dédié à cette étude. Après une brève revue des projections climatiques considérées (section 4.1), il s'appuiera dans un premier temps sur une analyse des *analogues de circulation*, présentée sous la forme d'un article soumis à publication dans la revue *Climate Dynamics* (Cattiaux et al., 2011) et reproduit dans la section 4.2. La section 4.3 sera ensuite consacrée à une analyse des *régimes de temps* NAE dans le contexte futur. Enfin, la section 4.4 conclura ce chapitre en synthétisant et en discutant les résultats.

Sommaire

4.1	Les projections climatiques futures : une introduction	100
4.2	Article soumis dans <i>Climate Dynamics</i>	102
4.2.1	Résumé	102
4.2.2	Article : DYNAMICS OF FUTURE SEASONAL TEMPERATURE TRENDS AND EXTREMES IN EUROPE : A MULTI-MODEL ANALYSIS FROM IPCC-AR4	103
4.2.2.1	Abstract	103
4.2.2.2	Introduction	104
4.2.2.3	Models, data, periods and domains	106
4.2.2.4	SLP-T2m correlation patterns	107

4.2.2.5	Seasonal European temperatures in flow-analogues	113
4.2.2.6	Focus on unusual seasons	119
4.2.2.7	Discussion and conclusions	127
4.3	Qu'en pensent les régimes de temps ?	128
4.3.1	Généralités sur les régimes de temps	129
4.3.2	Régimes de temps dans les modèles CMIP3 : 20c3m	129
4.3.3	Des changements dans le futur ?	134
4.3.4	Conséquences sur les températures européennes	140
4.4	Synthèse et conclusions	145
<i>Summary</i>	<i>Summary</i>	<i>148</i>

4.1 Les projections climatiques futures : une introduction

L'ampleur des données de projections climatiques réalisées dans le cadre du quatrième rapport de l'IPCC (*IPCC 4th Assessment Report*, ci-après IPCC-AR4) est considérable. Cet exercice s'appuie en effet sur le projet WRCF-CMIP3 (*World Climate Research Programme's Coupled Model Intercomparison Project 3*, noté CMIP3 dans la suite) pendant lequel ont été réunies les simulations climatiques effectuées par une vingtaine de groupes de modélisation du climat à travers le monde. Les modèles climatiques utilisés sont des modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère (*Atmosphere-Ocean coupled General Circulation Models*, AOGCMs, ou *Global Climate Models*, GCMs), eux-mêmes en général constitués de modèles d'atmosphère, d'océan, de sol et de calottes de glace interagissant mutuellement via un système de couplage. Les simulations du climat futur sont ensuite réalisées à partir de différents scénarii d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols pour le XXI^e siècle (issus du *Special Report on Emission Scenarios*, SRES, voir Figure 4.1). Avec vingt modèles climatiques et six scénarii différents, une étude exhaustive paraît impossible. L'approche multi-modèle étant néanmoins indispensable étant donnée la large dispersion des modèles climatiques dans leur représentation du système climatique, nous placerons ici notre limite sur les scénarii d'émissions en n'en étudiant qu'un seul. Nous choisissons logiquement le scénario qui s'accompagne du réchauffement simulé le plus fidèle au réchauffement observé en Europe. Mais étant donné que l'Europe s'est récemment réchauffée plus rapidement que prévu par toutes les projections climatiques (van Oldenborgh et al., 2009), nous n'avons d'autre choix que de considérer le scénario généralement considéré comme le plus « pessimiste » (voir Figure 4.1). Il s'agit du scénario A2, défini à l'origine¹ par :

« A very heterogeneous world with continuously increasing global population and regionally oriented economic growth that is more fragmented and slower than in other storylines. »

TRAD. « Un monde très hétérogène avec une population globale augmentant continûment et un développement économique à orientation régionale, plus fragmenté et plus lent que dans les autres scénarii. »

¹Définition tirée du rapport SRES, disponible à l'adresse : http://www.grida.no/publications/other/ipcc_sr/.

L'utilisation du scénario s'accompagnant du plus grand réchauffement global à la fin du XXI^e siècle fournit en quelque sorte une borne supérieure des éventuelles réponses au changement climatique. Une étude de Giorgi (2008) montre en effet que si les structures spatiales associées au changement climatique sont relativement indépendantes du scénario considéré, leurs intensités varient de façon presque monotone avec le forçage anthropique. En particulier il est très probable qu'une variable qui ne montre pas de changements significatifs selon le scénario A2 n'en montre pas selon les autres scénarii.

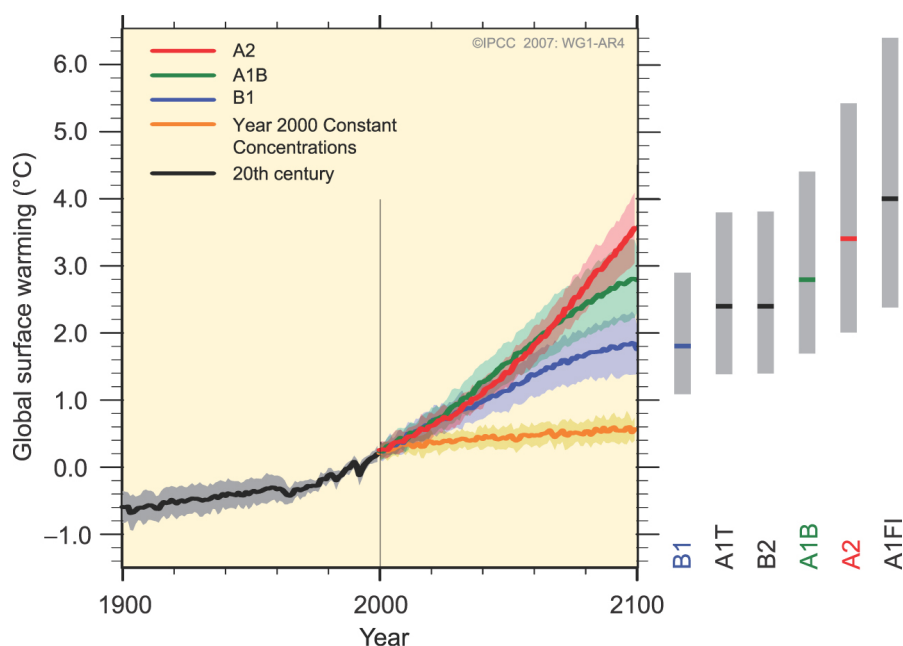


FIGURE 4.1 – Courbes : moyennes globales multi-modèles du réchauffement de surface (par rapport à 1980–1999) pour les scénarii A2, A1B et B1, montrés dans la continuité des simulations du XX^e siècle. Ombrages : fourchette $\pm 1\sigma$ des moyennes annuelles des modèles individuels. Ligne orange : expérience où les concentrations sont gardées constantes aux valeurs de 2000. Barres grises à droite : meilleure estimation et fourchettes pour les six scénarii. Reproduit de l’IPCC-AR4.

Solid lines : multi-model global averages of surface warming (relative to 1980–1999) for the scenarios A2, A1B and B1, shown as continuations of the 20th century simulations. Shading : $\pm 1\sigma$ range of individual model annual averages. Orange line : experiment where concentrations were held constant at year 2000 values. Grey bars at right : best estimate and ranges for the six scenarios. Reproduced from IPCC-AR4.

En plus de se limiter à un seul scénario, nous sommes contraints de réduire le nombre de modèles utilisés dans notre étude puisque seuls treize, sur les vingt initiaux, disposent des variables nécessaires aux résolutions spatiale et temporelle suffisantes. Un tableau récapitulatif des modèles utilisés et de leurs principales caractéristiques est présenté dans la section suivante (Tableau 4.1). Les données journalières disponibles pour notre étude couvrent ainsi trois périodes de temps disjointes : 1961–2000 (souvent notée **20c3m** dans la suite, ce qui désigne le XX^e siècle dans le jargon de l’IPCC-AR4), 2046–2065 et 2081–2100, ce qui nous permet d’analyser les réponses au changement climatique à moyenne (~ 2050) et longue (~ 2100) échéances. Il est naturellement capital d’évaluer les capacités des modèles à représenter les processus observés sur la période 1961–2000, ce que nous ferons en comparant aux ré-analyses ERA-40². Enfin,

²Voir annexe A.

afin de faciliter le processus de traitement des données³, tous les champs sont préalablement renommés et interpolés sur une grille horizontale régulière de $2.5 \times 2.5^\circ$ ⁴.

Ce chapitre se divise en deux sections abordant chacune les questions des futurs changements (i) de dynamique atmosphérique nord-atlantique, (ii) de température européenne, et (iii) de la relation entre dynamique et température, selon des approches différentes. Dans un premier temps, nous reproduisons en effet un article soumis à publication dans la revue *Climate Dynamics* qui appréhende ces changements via la méthode dite des **analogues de circulation** déjà évoquée dans les chapitres précédents. La seconde section s'attarde sur la description et l'analyse des **régimes de temps** présents et futurs, en établissant le lien avec les températures européennes. Ces deux analyses sont menées selon une même procédure : les modèles CMIP3 sont tout d'abord comparés aux ré-analyses sur la période 20c3m, ce qui permet de définir des sous-ensembles à partir des modèles les plus performants, puis les changements futurs sont étudiés à partir des projections climatiques de ces sous-ensembles. Enfin la dernière section de ce chapitre rassemble les principaux résultats et propose une discussion.

Remarque 4.1 *Précisons que si nous avons jusqu'à présent utilisé le Z500 pour décrire la circulation atmosphérique, il nous paraît plus judicieux d'utiliser la pression au niveau de la mer (Sea-Level Pressure, SLP) dans un contexte de changement climatique futur. En effet, en réponse au réchauffement futur de surface, le Z500 est biaisé par la dilatation thermodynamique de la basse atmosphère (il s'élève globalement), tandis que la SLP, qui peut s'interpréter comme le poids d'une colonne d'atmosphère sur une unité de surface, reste globalement constante. S'il est possible de corriger ce biais thermodynamique (comme nous l'avons fait sur la période récente dans le chapitre 3), un autre obstacle se dresse devant l'utilisation du Z500 des projections climatiques : ce n'est pas une sortie de modèle standard à l'échelle journalière, et il n'est donc pas disponible pour tous les modèles. Les deux sections de ce chapitre utilisent donc la SLP des projections climatiques futures, et le lecteur pourra consulter l'annexe A pour plus de détails.*

4.2 Article soumis dans *Climate Dynamics*

4.2.1 Résumé

Cet article soumis à la revue *Climate Dynamics* en janvier 2011 a pour objectif d'étudier si la divergence entre températures et dynamique NAE observée sur les décennies récentes se poursuit dans les projections climatiques. Plus généralement, il se propose d'étudier si le forçage anthropique peut contribuer au réchauffement des températures européennes via des changements de la dynamique NAE. Il analyse ainsi les sorties journalières de pression au niveau de la mer (*Sea-Level Pressure*, SLP) et de température à 2 m (T2m) de treize modèles CMIP3 participant à l'IPCC-AR4, sur les périodes 1961–2000 (notée 20c3m), 2046–2065 et 2081–2100. Des ensembles de modèles sont définis pour chaque saison afin de représenter au mieux les relations SLP–T2m observées dans les ré-analyses. À partir de ces ensembles, nous ne trouvons pas de changements futurs majeurs dans les *patterns* moyens de SLP, mais la

³Les sorties CMIP3 n'étant pas standardisées, les noms des variables, les grilles horizontales et les calendriers (bissextils ou non, voire 30 jours pour tous les mois) diffèrent en général d'un modèle à l'autre. À noter que l'exercice CMIP suivant (CMIP5, à visée 2013) impose une standardisation des sorties.

⁴Je tiens ici à remercier particulièrement Matthieu Lengaigne qui a réalisé ces étapes de traitement des données brutes et de normalisation à un format standard, et m'a ainsi grandement facilité la tâche.

variabilité NAE de la SLP semble en revanche diminuer pour toutes les saisons. Les températures, en plus d'un réchauffement moyen généralisé à toutes les saisons, voient leur variabilité augmenter (diminuer) en été (hiver). Les analogues de circulation calculés pour la première fois dans les projections climatiques, indiquent que le futur réchauffement européen est dissocié d'éventuels changements de la dynamique NAE. Seule une contribution partielle de la dynamique à la tendance des températures apparaît en hiver, sous des conditions de NAO positive plus fréquentes. Dans une dernière partie, nous montrerons que les saisons inhabituelles futures (définies comme dépassant $\pm 1 \sigma$ des distributions de température) semblent associées à des circulations similaires à celles que l'on a pu observer lors des récentes saisons inhabituelles.

4.2.2 Article : DYNAMICS OF FUTURE SEASONAL TEMPERATURE TRENDS AND EXTREMES IN EUROPE : A MULTI-MODEL ANALYSIS FROM IPCC-AR4

Julien CATTIAUX⁵ • Pascal YIOU⁵ • Robert VAUTARD⁵

Submitted 03 January 2011.

Citation : J. Cattiaux et al. (2011), Dynamics of future seasonal temperature trends and extremes in Europe : a multi-model analysis from IPCC-AR4, *Climate Dynamics*, submitted.

4.2.2.1 Abstract

European surface temperatures have increased during the past decades. According to climate projections, this warming is expected to continue in future years under enhanced radiative forcings. In addition to the mean increase, changes in temperature variability are likely to occur, with more frequent extreme seasons such as those recently observed in the past decade (e.g. summer 2003, autumn 2006). Yet, most of the processes driving such long-term tendencies remain unidentified and unexplored. A particularly important issue is how changes in the atmospheric dynamics over the North-Atlantic and Europe (NAE) contribute to trends in both mean and extreme temperatures. While the high frequency of the positive phase of the North Atlantic Oscillation (NAO) in the 1980s–1990s suggested a possible anthropogenic forcing of the NAE dynamics, several studies have highlighted the recent inconsistency between atmospheric circulation conditions and European temperatures. In order to investigate such possible inconsistencies in future years, daily outputs of sea-level pressure (SLP) and 2m-temperature (T2m) are analyzed from 13 models of the Third phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3), over 1961–2000, 2046–2065 and 2081–2100. An objective selection of models with capacity to reproduce the observed seasonal SLP–T2m relationships is made. From this ensemble we first conclude that the distribution of SLP weather patterns does not undergo major changes in future climate, albeit a general decline of the variability for all seasons. Using a flow-analogues method we find that the future European warming appears disconnected from changes in the NAE dynamics. Only in winter a slight increase of positive NAO conditions could partially contribute to the temperature trend. Finally, a focus over unusually warm/cold

⁵IPSL/LSCE, Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ (UMR8212), Orme-des-Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

seasons reveals that future warm/cold extremes should likely to be associated with similar atmospheric circulations as observed during recent warm/cold extremes.

4.2.2.2 Introduction

European surface temperatures have increased during the past decades (e.g., Trenberth et al., 2007). Proxy temperature reconstructions indicate that this recent warming tendency is very likely the strongest of the past 500 years (Luterbacher et al., 2004; Xoplaki et al., 2005). This warming is expected to continue in future years under enhanced radiative forcings according to global climate models (GCMs) projections (e.g., Christensen et al., 2007). In addition to the mean temperature increase, the 21st century is likely to be characterized by changes in both frequency and amplitude of extreme climatic events (Beniston et al., 2007; Christensen et al., 2007; Giorgi and Bi, 2005; Kjellström et al., 2007; Tebaldi et al., 2006, among others), although uncertainties about such changes still remain pretty large. The issue of regional climatic extremes in the climate change context has recently motivated growing interest given the vulnerability of our societies to such events. In particular possible future changes in summer heat-waves have received much attention after the dramatic heat-wave of the summer 2003 (e.g., Schär and Jendritzky, 2004), and several studies suggest that such events may become more frequent and more intense in the next decades (Chase et al., 2006; Meehl and Tebaldi, 2004, among others). Recent record breaking warm events (summer 2003, autumn 2006, winter 2006/07 and spring 2007, see e.g. Cattiaux et al. (2010a)) have been considered as prototypes of future mean climate in Europe (Beniston, 2007; Beniston and Diaz, 2004). While a growing number of evidences attributes projected increases in both mean and extreme temperatures to anthropogenic enhanced radiative forcings, there is a moderate knowledge about mechanisms underlying recently observed and projected European temperature variability. Only summer heat-waves and their amplification by soil moisture deficit have received a growing attention in recent years (Fischer and Schär, 2009; Seneviratne et al., 2010; Zampieri et al., 2009).

European temperature variability is driven by the influence of the North-Atlantic atmospheric dynamics (e.g., Walker, 1924). A well-known illustration is the control of the wintertime European temperatures by the North-Atlantic Oscillation (NAO), classically defined as the difference in surface pressure between the Azores and Iceland (see Hurrell et al. (2003) for a detailed review). The zonal structure of the atmospheric circulation anomaly associated with a positive (negative) phase of the NAO leads the westerlies (easterlies) to carry warm (cold) and moist (dry) air from the Atlantic Ocean (Eurasia) to the European continent (Hurrell, 1995; Thompson and Wallace, 2001, among others). The NAO results from the internal variability of the extra-tropical dynamics linked to the unstable nature of the upper-level westerly jet stream at mid-latitudes. Such instabilities trigger planetary waves participating to the maintenance of large-scale circulation patterns often referred to as weather regimes (Reinhold and Pierrehumbert, 1982; Vautard, 1990, among others). Weather regimes can be interpreted as preferential quasi-stationary states of the daily atmospheric circulation which can persist from a few days to a few weeks (Legras and Ghil, 1985; Michelangeli et al., 1995). Links between occurrence frequencies of weather regimes and the seasonal-to-decadal variability of European temperatures has been largely documented (Cassou et al., 2005; Philipp et al., 2007; Plaut and Simonnet, 2001; Vautard and Yiou, 2009, among others). Recent increases in European temperatures have thus legitimately been suspected to be caused by changes in either structures and/or occurrence frequencies of weather regimes (Corti et al., 1999; Palmer, 1999). For

instance Scaife et al. (2007) attributed much of the observed decrease in extremely cold temperatures between the 1960s and the 1990s to changes in the NAO, characterized by a spate of strong positive NAO winters in the 1980s–1990s. However, the return to less positive NAO winters after 1994/95 did not stop the mean increase in wintertime European temperatures, suggesting an inconsistency between dynamical and temperature changes (e.g., Yiou et al., 2007). This inconsistency climaxed during the winter 2009/10, marked by cold temperatures in Europe, albeit much milder than expected from the concurrent unprecedented negative NAO (Cattiaux et al., 2010b; Wang et al., 2010). More generally, recent studies provided evidence for the inability of the atmospheric dynamics to explain the amplitude of the recent European warming, both in long-term trends (Cattiaux et al., 2010a; Vautard and Yiou, 2009) and in extremely mild seasons, such as the summer 2003 (e.g., Black et al., 2004) and the autumn–winter 2006/07 (e.g., Yiou et al., 2007).

A particularly important issue is whether part of the warming could be due to changes in the weather regime distribution. Such possible changes in the circulations could induce different heat transport properties, providing a regional modulation of global warming. Current and future changes in the North-Atlantic have been investigated in terms of occurrence frequencies of weather regimes (Corti et al., 1999; Hsu and Zwiers, 2001, among others). Most important responses are found in wintertime and generally indicate an increase (decrease) in the occurrence frequency of the positive (negative) NAO regime (see also Goubanova et al., 2010; Terray et al., 2004). However, using a flow-analogue technique, Vautard and Yiou (2009) have shown that part of the European temperature warming could be explained by circulation changes but the rapid temperature increase in the past 3 decades could not.

Whether circulation changes are due to anthropogenic forcing has raised a great debate over the last decade. While Gillett et al. (2003) detected human influence in observed wintertime sea-level pressure (SLP) fields, Rauthe et al. (2004) and Stephenson et al. (2006) only found a small, non-significant and model-dependent response of NAO to increasing atmospheric carbon dioxide.

The contribution of circulation changes to European temperature warming in the future climate has not yet been fully addressed. Here, we use statistical methods applied to future climate projections in order to tackle this issue. Most of our work is based on the flow-analogue method (Lorenz, 1969) to relate SLP and European surface temperatures (Vautard and Yiou, 2009; Zorita and Von Storch, 1999), because an indivisible limit to weather regimes approach is the difficulty in estimating future intra-regime changes, i.e. changes in circulation patterns themselves (Hsu and Zwiers, 2001; Rust et al., 2010; Stone et al., 2001).

The outline of this paper is as follows. Section 4.2.2.3 provides a brief description of data and models used in this study. Section 4.2.2.4 discusses the skill of models in reproducing observed relationships between atmospheric dynamics and European temperatures, selects an ensemble of higher-skill models for each season, and presents model-simulated changes in both individual variables and mutual relationships. The description of the flow-analogues technique and the main results are provided in Section 4.2.2.5, while Section 4.2.2.6 focuses on projected dynamics occurring during future extremely warm/cold seasons.

TABLE 4.1 – Models included in this study : names, abbreviations, originating groups and atmospheric resolutions. References are indicated for further details.

Model name	Short name	Originating Group(s)	Atmospheric Resolution	Reference
CGCM3.1(T47)	CCC47	CCCMA (Canada)	T47 L31	Kim et al. (2002)
CNRM-CM3	CNRM3	CNRM (France)	T63 L45	Salas-Mélaia et al. (2005)
CSIRO-MK3.0	CSI30	CSIRO (Australia)	T63 L18	Gordon et al. (2002)
CSIRO-MK3.5	CSI35	CSIRO (Australia)	T63 L18	Gordon et al. (2002)
ECHAM4/INGV	ECH4	ECMWF (UK)	T42 L19	Roeckner et al. (1996)
ECHAM5/MPI-OM	ECH5	MPI (Germany)	T63 L31	Jungclaus et al. (2006)
ECHO-G/MIUB	ECHOg	MIUB (Germany/Korea)	T30 L19	Min et al. (2005)
GFDL-CM2.0	GFDL20	GFDL (USA)	$2.5^\circ \times 2^\circ$ L24	Delworth et al. (2006)
GFDL-CM2.1	GFDL21	GFDL (USA)	$2.5^\circ \times 2^\circ$ L24	Delworth et al. (2006)
GISS-ER	GISSer	GISS/NASA (USA)	$5^\circ \times 4^\circ$ L20	Schmidt et al. (2006)
IPSL-CM4	IPSL4	IPSL (France)	$3.75^\circ \times 2.5^\circ$ L19	Marti et al. (2005)
MIROC3.2(medres)	MIR32m	CCSR/NIES/FRCGC (Japan)	T42 L20	Hasumi and Emori (2004)
MRI-CGCM2.3.2	MRI232	MRI (Japan)	T42 L30	Yukimoto and Noda (2002)

4.2.2.3 Models, data, periods and domains

Daily 2m-temperature (T2m) and Sea-Level Pressure (SLP) two-dimensional (2D) fields from control simulations (1961–2000, 20c3m) and A2-scenario simulations (2046–2065 and 2081–2100) by 13 coupled ocean-atmosphere Global Climate Models (GCMs) from the Third phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3), and used in the Fourth Assessment of the International Panel for Climate Change (IPCC-AR4), are analyzed. Table 4.1 summarizes all models information, including their short names used in this paper and their atmospheric resolution. Further details are provided by Meehl et al. (2007b) and at the CMIP3 website⁶. Over the period 1961–2000, models data are compared to re-analyses provided by the European Centre for Medium Range Weather Forecasts’ (ECMWF) ERA-40 project⁷, Uppala et al. (2005)). All data sets are interpolated (2-D linear interpolation) onto a regular $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ horizontal grid, as done in Rust et al. (2010), and data are analyzed within a seasonal approach merging months into March – April – May (MAM, spring), June – July – August (JJA, summer), September – October – November (SON, autumn) and December – January – February (DJF, winter).

In order to characterize the North-Atlantic atmospheric circulation, SLP is preferred to the geopotential height at 500mb (Z500), which has been used in many studies, because (i) Z500 is not available for all models on the daily time scale, and (ii) Z500 follows the thermodynamical expansion of the lower troposphere associated with enhanced near-surface air temperature in recent re-analyses and future climate projections, while changes in the SLP only reflect changes in the atmospheric dynamics. This second reason makes the SLP more reliable, and therefore more used, for the investigation of the atmospheric dynamics in climate projections (Stephenson et al., 2006; van Ulden et al., 2007; van Ulden and van Oldenborgh, 2006, among others).

The analysis is carried out in the North-Atlantic – European (NAE) region defined as ($50^\circ W$ – $40^\circ E$; 10 – $80^\circ N$). Surface temperatures (T2m) are considered geographically averaged

⁶http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php

⁷<http://www.ecmwf.int>

over the European continental grid points encompassed in the area ($10^{\circ}W-30^{\circ}E$; $35-70^{\circ}N$), which is hereafter improperly referred to as “Europe”.

For both T2m and SLP 2D-fields of each model, anomalies are computed over the three periods by subtracting the mean annual cycle for every grid point calculated over the reference period 1961–1990, and subsequently smoothed by splines⁸. Climatologies differ from one model to another, since each model develops its own internal variability, but both reference period (1961–1990) and anomalies computation method are common to all models and all periods (control or future).

4.2.2.4 SLP–T2m correlation patterns

20th century : ERA-40

In this section we analyse the relations between seasonal means of large-scale patterns of SLP and European surface temperatures. In order to verify the skill of 20c3m model simulations to represent these relations, we use ERA-40 data over 1961–2000. We base our analysis on spatial correlations between seasonal NAE 2D-fields of seasonal SLP anomalies and time series of geographically averaged seasonal T2m anomalies over Europe, hereafter “SLP–T2m correlation patterns”. Such method is similar to that used in Cattiaux et al. (2010a) for defining their seasonal dynamics index (SDI) from Z500 anomalies. The SLP–T2m correlation patterns are shown in Figure 4.2 for each season in ERA-40 data. The association between the NAE atmospheric dynamics and the European surface temperatures is found the most robust for the winter season (DJF) : Figure 4.2d indeed reveals high correlations between positive (negative) T2m anomalies over Europe and both high (low) SLP anomalies south of $\sim 50^{\circ}N$, and low (high) SLP anomalies north of $\sim 50^{\circ}N$ ($r \sim 0.7$). This confirms that wintertime European temperatures are greatly associated with the strength of the zonal flow, as found in many previous studies (e.g., Slonosky and Yiou, 2001), which is generally linked to the North Atlantic Oscillation (NAO) (Hurrell et al., 2003, for a detailed review). Our pattern however differs from the classical NAO pattern — as defined e.g. by the Climate Prediction Center⁹ — especially because both Southern and Northern structures in Figure 4.2d extend far from the North-Atlantic ocean towards European and Mediterranean areas, while the NAO leading pattern does not.

SLP–T2m correlation patterns in ERA-40 are weaker and less significant for other seasons. Warm summers (JJA) appear nevertheless associated with high (low) pressure systems over Scandinavia (Greenland and Mediterranean Sea, see Figure 4.2b), as illustrated by the consecutive dramatic heat-waves of the summer 2003 due to extremely persistent anticyclonic blockings over Central Europe (Black et al., 2004; Cassou et al., 2005; Schär and Jendritzky, 2004, among others). Spring and autumn seasons are generally considered as transition seasons between summertime and wintertime typical atmospheric dynamics (e.g., Cassou, 2008). The spring (MAM) SLP–T2m correlation pattern is similar to the winter pattern, with main structures conserved east of $10^{\circ}W$ (Figure 4.2a). The autumn (SON) pattern is only characterized by a strong cyclonic anomaly south of Iceland, which could be interpreted as a dynamical structure favorable to the advection of warm air masses over Europe by southerly flow (Figure 4.2c). All patterns in Figure 4.2 are consistent with Z500–temperature patterns found in

⁸Using the `smooth.splines` function with `spar = 0.4` in the R package (<http://www.r-project.org>).

⁹http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao_loading.html

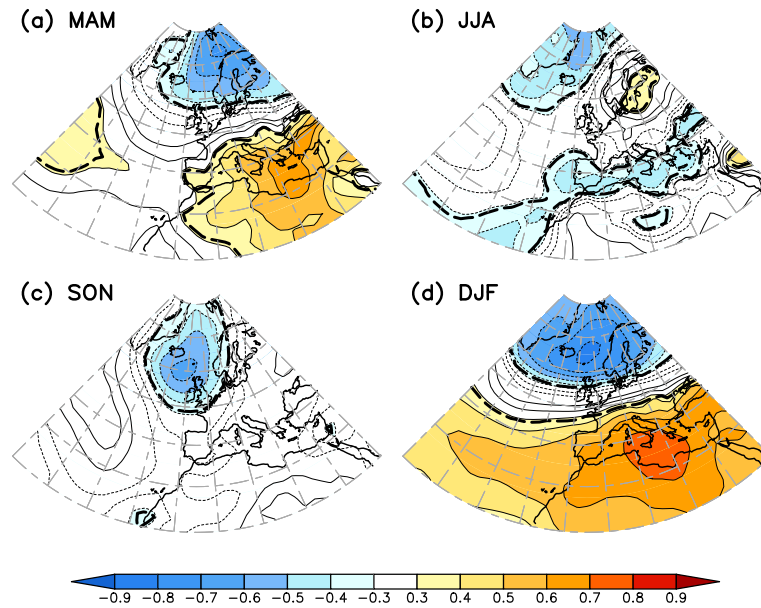


FIGURE 4.2 – SLP–T2m correlation patterns in ERA-40, for (a) spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter. Positive (negative) values are indicated by thin solid (dashed) contours, and by colors from when absolute values exceed 0.3. Thick black contours encompass regions of p -value $< 1\%$.

Cattiaux et al. (2010a), albeit slightly different since data sets, variables, considered areas, and computation periods differ.

20th century : IPCC-AR4 models validation

The SLP–T2m correlation patterns are then computed for all 20c3m (1961–2000) simulations by the 13 models of Table 4.1. Our aim is to select the models that best match the ERA-40 correlation pattern between NAE dynamics and seasonal European temperatures, in order to build skillful model ensembles for each season. Such use of model-ensembles removes the model-dependence. Models are thus ranked, for each season, on the basis of their spatial correlation with ERA-40 SLP–T2m correlation patterns. Table 4.2 gathers all values of these spatial correlations for each season and each model. For this study, we arbitrarily select the five *best* models for each season in Table 4.2 (bold), which are recalled in Table 4.3, to build seasonal model ensembles.

On average, model simulations better reproduce winter and spring SLP–T2m correlation patterns ($r = 0.85$ and $r = 0.79$), than autumn ($r = 0.56$) and summer ($r = 0.37$) patterns. We note that all correlations are nevertheless statistically significant (p -value $< 1\%$ ¹⁰, except one, CSI30 JJA, see Table 4.2) which means that models simulate the position of high and low pressure systems associated with seasonal European temperature anomalies quite well. Figure 4.3 illustrates the difference between the highest (a–d) and the lowest (e–h) correlations of Table 4.2, revealing a large range. For instance, while the main summer structures (high

¹⁰In this paper, correlations between patterns or time series are called statistically significant when p -value $< 1\%$. However linear trends over a time period are called statistically significant when p -value $< 5\%$.

TABLE 4.2 – Spatial correlations between SLP–T2m correlation patterns of IPCC-AR4 models and ERA-40 patterns (Figure 4.2). All values are statistically significant (p – value < 1%) except one indicated in italics (CSI30, JJA). For each season the five highest values are indicated in bold. Mean correlations (averaged over all models) are added (Average), as well as spatial correlations between ensemble mean (see Table 4.3) and ERA-40 patterns (Ensemble).

Model	MAM	JJA	SON	DJF
CCC47	0.94	0.47	0.42	0.97
CNRM3	0.48	0.23	0.74	0.95
CSI30	0.87	<i>0.07</i>	0.70	0.85
CSI35	0.63	0.44	0.26	0.83
ECH4	0.66	0.46	0.54	0.91
ECH5	0.64	0.52	0.35	0.81
ECHOg	0.89	0.19	0.79	0.88
GFDL20	0.84	0.22	0.59	0.96
GFDL21	0.93	0.58	0.72	0.91
GISSer	0.92	0.24	0.46	0.79
IPSL4	0.77	0.36	0.65	0.34
MIR32m	0.86	0.58	0.44	0.84
MRI232	0.89	0.38	0.62	0.93
Average	0.79	0.37	0.56	0.85
Ensemble	0.94	0.59	0.77	0.98

TABLE 4.3 – Model ensembles for each season, selected on the basis of Table 4.2.

	MAM	JJA	SON	DJF
1	CCC47	MIR32	ECHOg	CCC47
2	GFDL21	GFDL21	CNRM3	GFDL20
3	GISSer	ECH5	GFDL21	CNRM3
4	MRI232	CCC47	CSI30	MRI232
5	ECHOg	ECH4	IPSL4	ECH4

over Scandinavia, low over Greenland and Mediterranean Sea) are fairly well reproduced by MIR32, they appear shifted eastward for CSI30 (Figure 4.3bf). In winter, while almost all models, and particularly CCC47, exhibit zonal structures comparable to the ERA-40 one, IPSL4 shows a quite different behavior characterized by a North-West – South-East dipole (Figure 4.3dh). Ensemble mean SLP–T2m patterns — defined as the mean of the five-model patterns (see Table 4.3)— are also shown in Figure 4.3i–l, and Table 4.2 indicates that, for each season, they are better correlated with ERA-40 than the great majority of models. However, since the computation of an ensemble mean reduces the variance, patterns are less pronounced for ensemble than for individual models, for instance in winter. The relatively global ability of IPCC 20c3m simulations to reproduce ERA-40 SLP–T2m correlation patterns enables to study possible changes of the association between European temperatures and NAE atmospheric circulation in the future.

Future changes in SLP–T2m patterns ?

SLP–T2m correlation patterns are computed for both future periods 2046–2065 and 2081–2100 in seasonal model ensembles (in A2-scenario). Before looking at possible changes in these

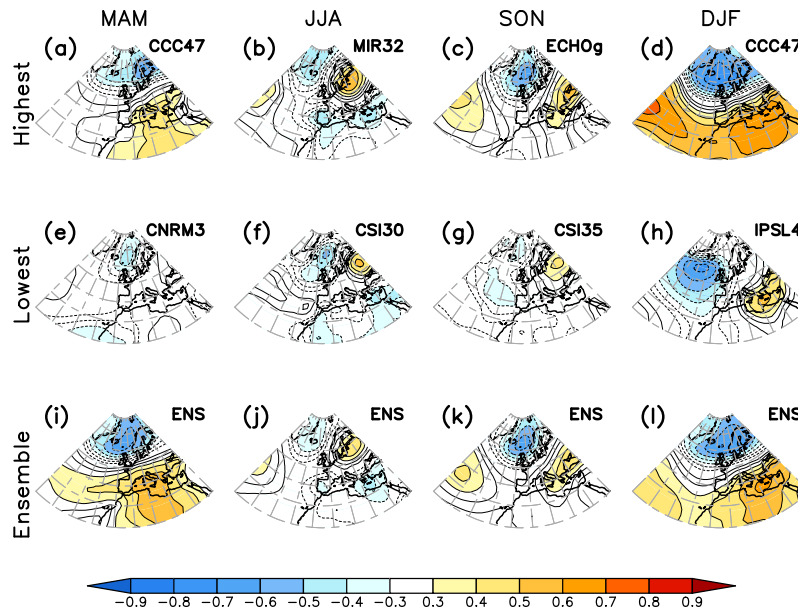


FIGURE 4.3 – SLP–T2m correlation patterns for models with (a–d) highest and (e–h) lowest correlation with ERA-40 patterns of Figure 4.2, and for each season (columns). Model short names are indicated. Positive (negative) values are indicated by thin solid (dashed) contours, and by colors from when absolute values exceed 0.3. (i–l) Same as Figure 4.2 for ensemble mean patterns.

patterns in future periods, we first investigate which changes appear separately in SLP fields and T2m time series.

Previous studies have detailed both skills of model-simulated SLP fields for the 20c3m period and projected changes in future simulations (Meehl et al., 2007a; Miller et al., 2006; Randall et al., 2007; Stephenson et al., 2006; van Ulden and van Oldenborgh, 2006, among others). They commonly found that the great majority of GCMs are able to capture the gross spatial features of SLP mean and variance, especially in winter months (van Ulden and van Oldenborgh, 2006), even if they somewhat underestimate the observed trend in the winter NAO (Gillett et al., 2003; Stephenson et al., 2006). Future changes in SLP fields were generally found very model-dependent (van Ulden and van Oldenborgh, 2006), and the most important occur in winter where a decline (increase) of negative (positive) NAO conditions is often exhibited (e.g., Rauthe et al., 2004), but non-significant according to Stephenson et al. (2006). Here we find similar conclusions from our seasonal model ensembles, i.e. for each season :

- model ensembles properly capture spatial patterns and amplitudes of both mean (Figure 4.4a–d) and variance (Figure 4.5a–d) of ERA-40 SLP fields for the 20c3m period ;
- models reveal a general increase (decrease) in mid-latitudes (high latitudes) mean SLP fields under A2-scenario projections (Figure 4.4e–l), leading to increased westerlies over Northern Europe, with the highest changes occurring in winter (Figure 4.4hl). Such changes suggest an increase in positive NAO conditions and can also be interpreted as a northward shift of the NAO pattern. However, the amplitude of these changes remains rather small : $+2hPa$ over the Atlantic Ocean in winter represent ~ 0.5 standard

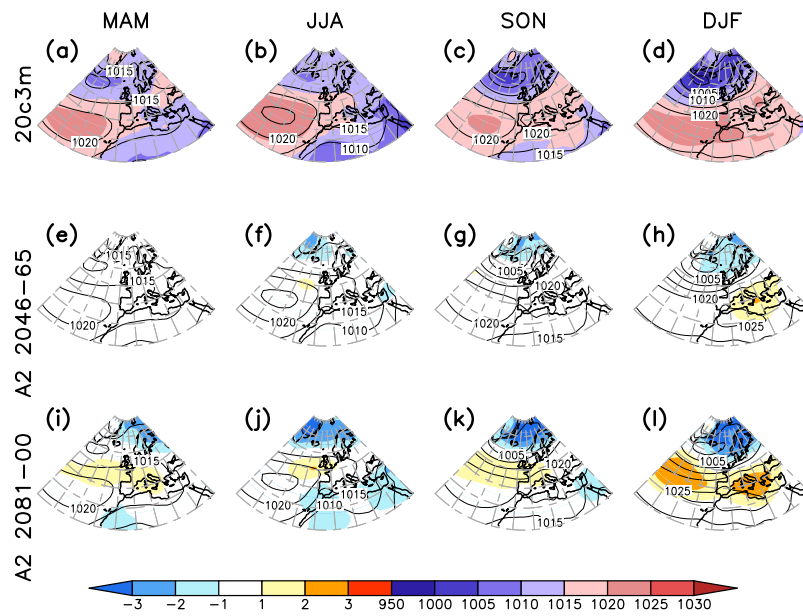


FIGURE 4.4 – (a–d) Contours and labels : means of seasonal SLP (raw) from model ensembles over 20c3m, for each season (columns). Colors : same for ERA-40 SLP fields. (e–h) Contours and labels : same as (a–d) contours for 2046–2065. Colors : differences between 2046–2065 and 20c3m means. (i–l) Same as (e–h) for 2081–2100. Units : hPa. Mind the different color scales for (a–d) and (e–l).

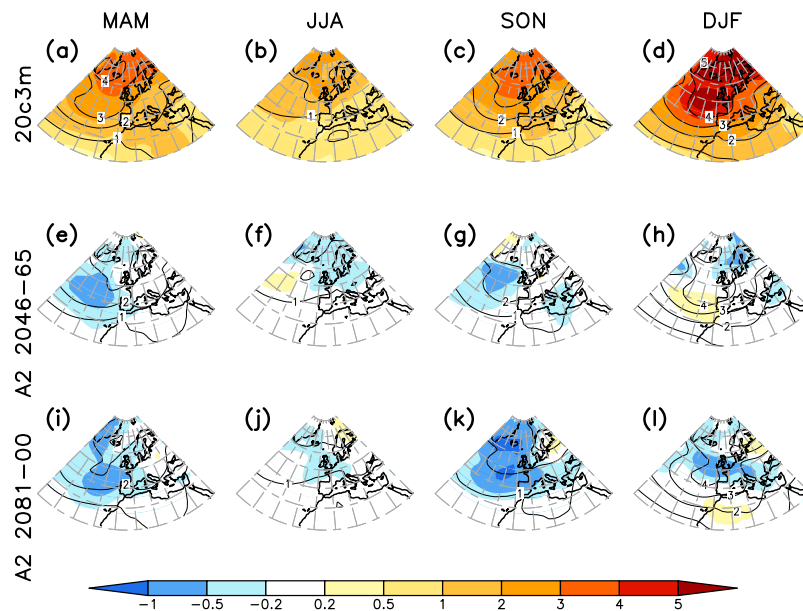


FIGURE 4.5 – (a–d) Contours and labels : standard deviations (σ) of seasonal SLP (raw) from model ensembles over 20c3m, for each season (columns). Colors : same for ERA-40 SLP fields. (e–h) Contours and labels : same as (a–d) contours for 2046–2065. Colors : differences between 2046–2065 and 20c3m σ . (i–l) Same as (e–h) for 2081–2100. Units : hPa.

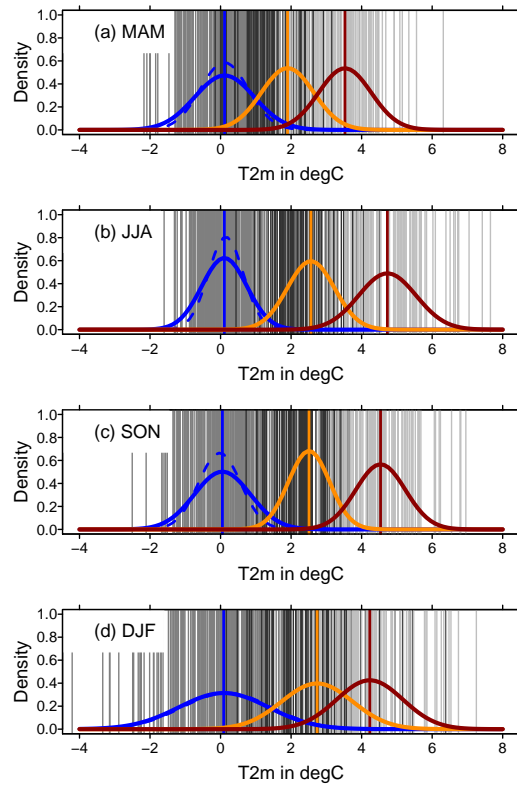


FIGURE 4.6 – Seasonal distributions of European T2m anomalies, for (a) spring (MAM), (b) summer (JJA), (c) autumn (SON) and (d) winter (DJF). Vertical bars indicate the raw value of seasonal anomalies for each year of 1961–2000 (gray, 20c3m), 2046–2065 (black) and 2081–2100 (light gray, A2-scenario), of all models from respective seasonal ensembles. Gaussian distributions are respectively fitted in blue, orange and dark red. ERA-40 Gaussian distributions are added in dashed blue lines.

deviation (σ) of the 20c3m SLP distribution in this region (Figure 4.5a);

- in addition models reveal a general decrease in the SLP variance (Figure 4.5e–l).

Together with these changes in future model-simulated SLP fields, important changes appear in seasonal distributions of European temperatures from model ensembles (Figure 4.6). Unsurprisingly, temperatures are found to increase in all seasons, with the highest (lowest) mean increase in summer (spring). In addition, consistently with Schär et al. (2004), we find an increase of temperature variability in summer, corresponding to a widening of the statistical distribution from $\sigma = 0.6^{\circ}\text{C}$ in 1961–2000 to $\sigma = 0.8^{\circ}\text{C}$ in 2081–2100 (Figure 4.6b). No such significant signal is found in other seasons, and a decrease in the variance of the T2m statistical distribution is even found in winter (from $\sigma = 1.3^{\circ}\text{C}$ to $\sigma = 0.9^{\circ}\text{C}$, see Figure 4.6d). Such results are consistent with e.g. Christensen et al. (2007) who found a faster future increase in warmest (coldest) temperatures in summer (winter), which contributes to widen (tighten) the seasonal temperature distribution range. Such changes in summer have been attributed to the future increased soil–atmosphere amplifying feedback (Fischer and Schär, 2009). Note that model ensembles generally overestimate the temperature variability over 20c3m with respect to ERA-40 (dashed blue in Figure 4.6).

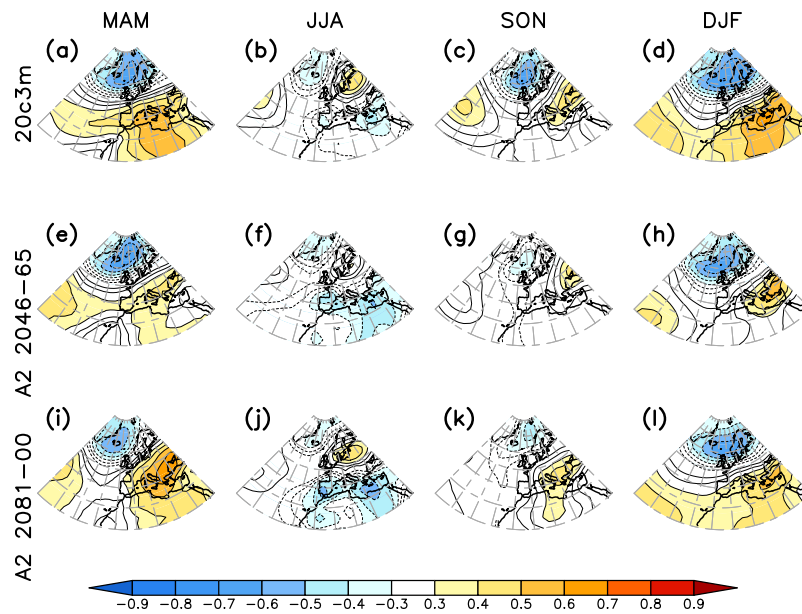


FIGURE 4.7 – (a–d) Same as Figure 4.3i–l. (e–h) Same as (a–d) for SLP–T2m correlation patterns computed over the 2046–2065 period in A2-scenario projections. (i–l) Same as (e–h) for the period 2081–2100.

Finally, Figure 4.7 reveals no major changes in general structures of SLP patterns correlated with European temperatures, which means that future warm or cold seasons (i.e. relative to future mean climatologies) are expected to be associated with seasonal atmospheric circulations similar to 20c3m circulations discussed in Section 4.2.2.4. However amplitudes of high or low poles in Figure 4.7 are generally weaker in future periods than in 20c3m. The latter might either indicate a decrease in the influence of NAE atmospheric dynamics on European temperatures in future periods and/or be caused by the fact that future correlation patterns are only computed over 20-year periods (instead of 40 years for 20c3m, not shown). In order to further investigate whether future periods present a weakening of the NAE dynamics – European temperatures relationship, we analyze in following sections the daily relations between SLP and T2m by using the “flow-analogues” technique described in Section 4.2.2.5.

4.2.2.5 Seasonal European temperatures in flow-analogues

The flow-analogues method

The flow-analogues technique, introduced by Lorenz (1969), consists in estimating temperatures from daily atmospheric circulation conditions only using historical analogy, by a procedure which can be decomposed as follows. For a given day $d \in [1, 365]$ of the year y , each day $d' \in [d - 15, d + 15]$ of years $y' \neq y$ is ranked based on the spatial correlation between daily SLP 2D-fields of days (d, y) and (d', y') . The first N days (d', y') in this ranking are thus called the best N “flow-analogue” days of day (d, y) . Using either spatial correlation, Euclidean distance or explained spatial variance can slightly modify the ranking, but generally does not affect the selection of flow-analogue days, especially when $N > 5$ (not shown). Then the “ana-

log” temperature anomaly is defined as the median of the N daily temperature anomalies of the N flow-analogue days. Using $N > 1$ is preferable in order to isolate the temperature signal associated with the NAE basin-wide atmospheric circulation only from the noise introduced by local effects which can individually affect each of the N temperatures of the flow-analogue days. In this study we arbitrarily take $N = 10$ flow-analogue days, after verifying that having chosen $N = 5$ or $N = 20$ would not have change the results in a significant manner. Using either the median or the mean does not change our results as well, and the median is preferred here since it is a more robust statistical estimate.

This method has been used in recent studies (Cattiaux et al., 2010a,b; Vautard and Yiou, 2009; Yiou et al., 2007), in which analog temperatures are generally found highly correlated with reference ones, albeit the median computation generally leads to a loss of variance. The latter drags up Cattiaux et al. (2010b) to prefer the use of normalized temperature anomalies with respect to their mean and standard deviation (σ), in order to compare amplitudes — in terms of departures from the mean — of both observed and analog anomalies rather than their raw values, for a case study of the cold winter 2009/10 in Europe. Here we opt for the same choice, and normalize all temperature time series with respect to the mean and the standard deviation (σ) of the respective 20c3m (1961–2000) temperature distribution. More precisely, for each model i and each year y the normalized value \widetilde{X}_y^i of a raw value X_y^i is defined as :

$$\widetilde{X}_y^i = \frac{X_y^i - \overline{X_{20c3m}^i}}{\sigma(X_{20c3m}^i)} \quad (4.1)$$

with :

$$\overline{X_{20c3m}^i} = \frac{1}{40} \sum_{y'=1961}^{2000} X_{y'}^i \quad (4.2)$$

and :

$$\sigma^2(X_{20c3m}^i) = \frac{1}{39} \sum_{y'=1961}^{2000} (X_{y'}^i - \overline{X_{20c3m}^i})^2 \quad (4.3)$$

where X can be any time series of temperature anomalies, in particular a model output or an estimate from flow-analogues technique. Thus, future anomalies can be considered as departures from the 20c3m temperature distribution.

Seasonal analog temperatures : present and future

In order to validate the flow-analogues method we first evaluate analog seasonal temperature anomalies of ERA-40 data-set (Figure 4.8). In the following we call “reference” the time series obtained from direct T2m outputs of the model (here ERA-40). In all seasons analog T2m anomalies appear highly correlated with reference ones (all p – values $< 1\%$), which confirms the connection between the NAE atmospheric dynamics and the inter-annual variability of European temperatures. The flow-analogues technique thus appears reliable to estimate reference temperatures by considering the sole atmospheric dynamics. Note that reference–analog correlations are higher (lower) in winter and spring (summer and autumn) seasons, which is consistent with the seasonality found in magnitudes of ERA-40 SLP–T2m correlation patterns (Figure 4.2). Ranges of analog temperatures, defined as the interval between the third and the eighth analog temperatures, behave in opposition to correlations : lower (higher) in winter and spring (summer and autumn) seasons. These elements confirm that the atmospheric dynamics has a greater influence on European temperatures during wintertime.

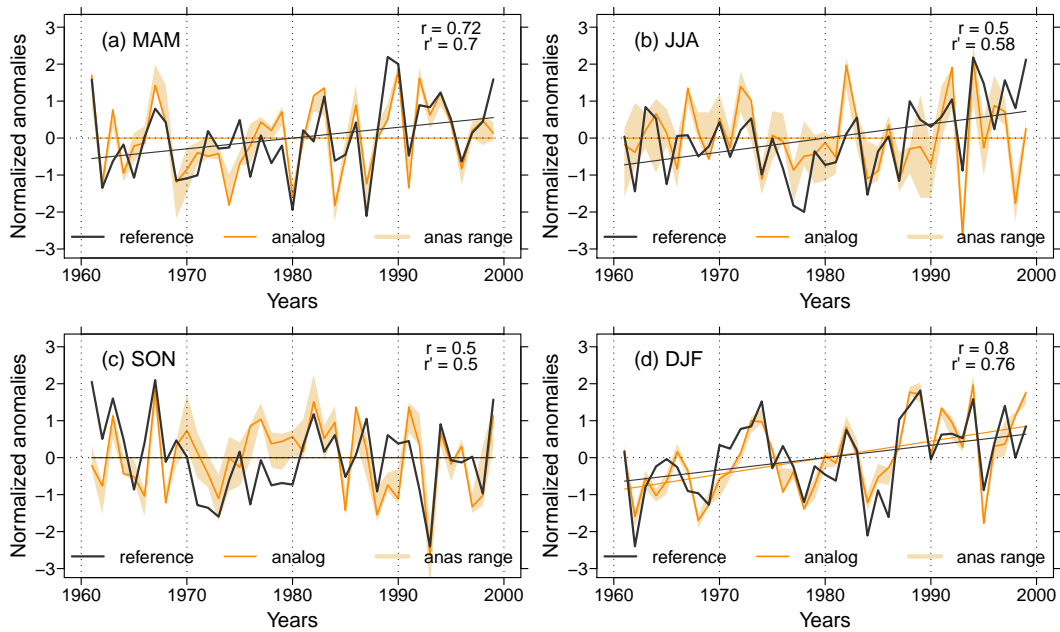


FIGURE 4.8 – Normalized reference (black) and analog (orange) seasonal temperature anomalies over 1961–2000 in ERA-40, for (a) spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter. The light orange shading indicates the range of analog temperatures, see details in text. Correlations between reference and analog (detrended) time series are indicated by r (r').

As shown in Vautard and Yiou (2009), despite the relative good agreement between reference and analog time series, flow-analogues seem generally insufficient to explain long-term trends of ERA-40 T2m anomalies. Linear trends in 1961–2000 reference time series are indeed found to be statistically significant (p – value < 5%) for spring, summer and winter seasons, while analog time series only exhibit significant trend in winter (Figure 4.8abd). The latter is linked with the increasingly positive NAO along the period (e.g., Osborn, 2006), and might disappear when extending the period to the 2000s (characterized by a majority of negative-NAO winters) (Cattiaux et al., 2010b). No significant trend is found in autumn over 1961–2000 (Figure 4.8c), but several studies have highlighted the very recent European warming in that season, particularly illustrated by the exceptional warmth of the autumn 2006 (Cattiaux et al., 2009; Luterbacher et al., 2007; Shongwe et al., 2009; van Oldenborgh, 2007). These elements suggest that the long-term “background” warming in European temperatures is not driven by large-scale circulation changes only. Such a hypothesis has been defended in several previous analysis (Cattiaux et al., 2010a; Stephenson et al., 2006; van Ulden et al., 2007; Vautard and Yiou, 2009; Yiou et al., 2007, among others).

CMIP3 simulations allow an extension of the flow-analogues computation to future years. In order to investigate the contribution of changes in associated atmospheric dynamics to the projected increase of European temperatures, we compute flow-analogues for each individual of seasonal model ensembles, and for each period in 1961–2000 (20c3m), 2046–2065 and 2081–2100 (A2-scenario). For all periods we keep sampling flow-analogue days within the 20c3m period. Thus, if future temperature increase is caused by a tendency towards atmospheric circulations usually favorable to warm weather in the current climate, such an increase should also show up in analog temperatures.

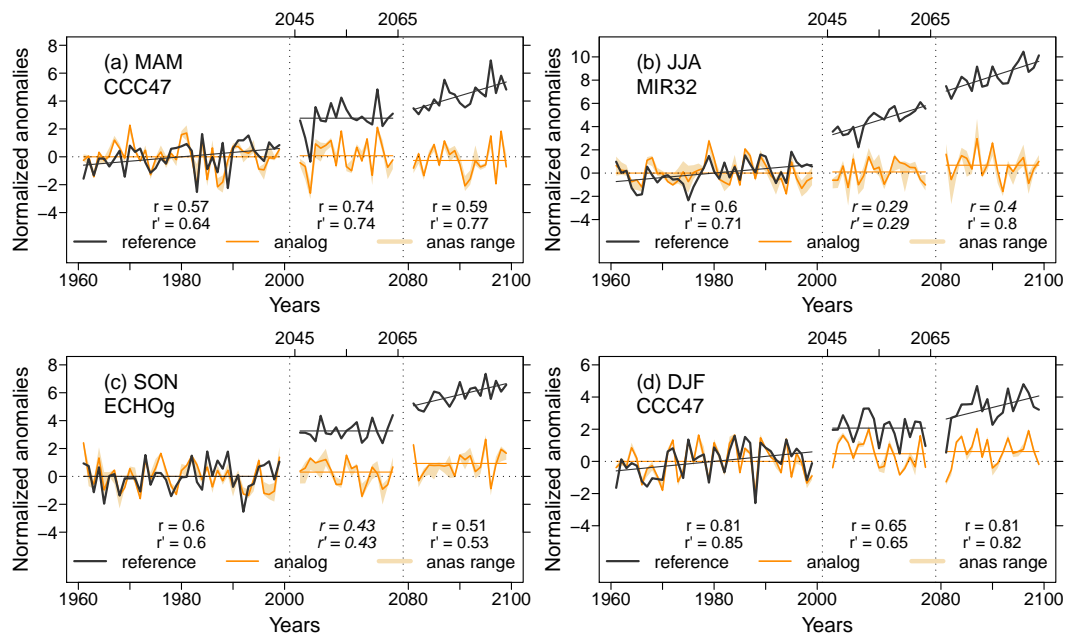


FIGURE 4.9 – Normalized reference (black) and analog (orange) seasonal temperature anomalies over 1961–2000, 2046–2065 and 2081–2100, for (a) spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter for first models of each seasonal ensemble (see Table 4.3). The light orange shading indicates the range of analog temperatures, see details in text. Correlations between reference and analog (detrended) time series are indicated by r (r'), and italics indicates p – values > 1%.

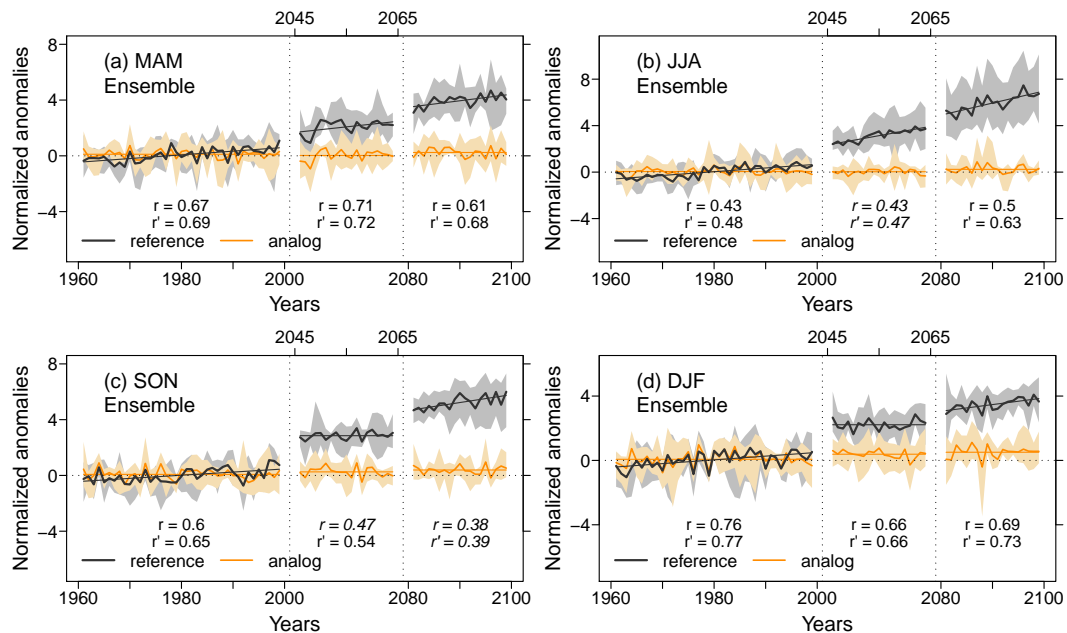


FIGURE 4.10 – Model-ensemble (see Table 4.3) averages of normalized reference (black) and analog (orange) seasonal temperature anomalies over 1961–2000, 2046–2065 and 2081–2100, for (a) spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter. Light shadings indicate model-ensemble ranges. Correlations between reference and analog (detrended) time series are indicated by r (r'), and italics indicates p – values > 1%.

Figures 4.9 and 4.10 reveal that, while European temperatures are expected to increase for all seasons according to both individual models and model ensembles (black), no generalized tendency appears in analog-temperature time series (orange). The increase in European normalized T2m is found to be larger (smaller) in summer (winter), so that temperatures of late 21st century are expected to reach about 8σ (4σ) above the 20c3m average (Figure 4.10bd). From Figure 4.6, 20c3m winter σ is about twice larger than summer σ for both model ensembles and ERA-40, so that the seasonality of the European warming in Figure 4.9 and 4.10 is much reduced when looking at raw values (see Section 4.2.2.4). In addition to the mean shift of seasonal temperature averages towards higher values, statistically significant (p - values $< 5\%$) linear positive trends are found inside the majority of time series (i.e. per period : 20c3m, 2046–2065 and 2081–2100), both for individual (Figure 4.9) and model-ensemble (Figure 4.10) reference temperatures. Analog-temperature time series do not present such large tendencies. Only slight shifts in mean seasonal analog temperatures are found : the largest one occurs in winter, where analog temperatures of late 21st century are about 0.5σ above the 20c3m average (Figure 4.10d). The latter could be due to the projected increase in positive NAO conditions in winter, with the increase (decrease) in mid-latitudes (high latitudes) SLP fields of about 0.5σ found for the late 21st century in Section 4.2.2.4 (Figures 4.4 and 4.5). In addition, no significant trend is found inside any analog time series, for all periods and both individuals and ensembles. Meanwhile, interannual-variability correlations between reference and analog time series remain generally high for future periods, especially in spring and winter. In summer correlation significances are reduced. Note that subtracting linear trends to time series improve both correlation values and significances for all seasons, and both individuals and ensembles (see r' values in Figures 4.9 and 4.10). These elements suggest that while the NAE atmospheric dynamics keeps driving European temperature inter-annual variability in future climate simulations, the long-term warming of seasonal temperature anomalies is dissociated from dynamical causes. In other words, the inconsistency observed in recent years (e.g., Vautard and Yiou, 2009) is suspected to continue and amplify in future years, according to IPCC-AR4 projections.

Quality of future flow-analogues

Conclusions drawn in Section 4.2.2.5 are only valid if future daily atmospheric circulations do have proper analogues in the 20c3m period. Otherwise, the absence of increasing trend in analog temperatures could result from a decrease in analog quality and increase of frequency of new atmospheric circulations, whose relation to daily temperatures cannot be sampled along the 20c3m period. This issue can be addressed by looking at correlation values between the SLP map of each given day (d, y) with SLP maps of its $N = 10$ flow-analogues days ($d', y' \neq y$) (see Section 4.2.2.5). These values indeed measure how close to the atmospheric circulation of day (d, y) the $N = 10$ 20c3m flow-analogues are. A possible replacement of atmospheric circulations by new ones in future periods should therefore result into a decrease of “flow-analogue correlation” values. Figure 4.11 shows the evolution of their seasonal averages for each season and for each of the first, fifth and tenth of the $N = 10$ flow-analogues. For both ERA-40 and model ensembles, no decreasing tendency is found for future years in flow-analogue correlations. In fact, they are rather found to slightly increase for all seasons, with a greater increase for correlations of the tenth and fifth flow-analogue than for the first one (Figure 4.11). This somewhat counter-intuitive fact can be interpreted as a tendency towards daily circulations that often occurs during 20c3m in future years, and therefore a reduction of the spatial variance of daily SLP maps, which is confirmed by Figure 4.5.

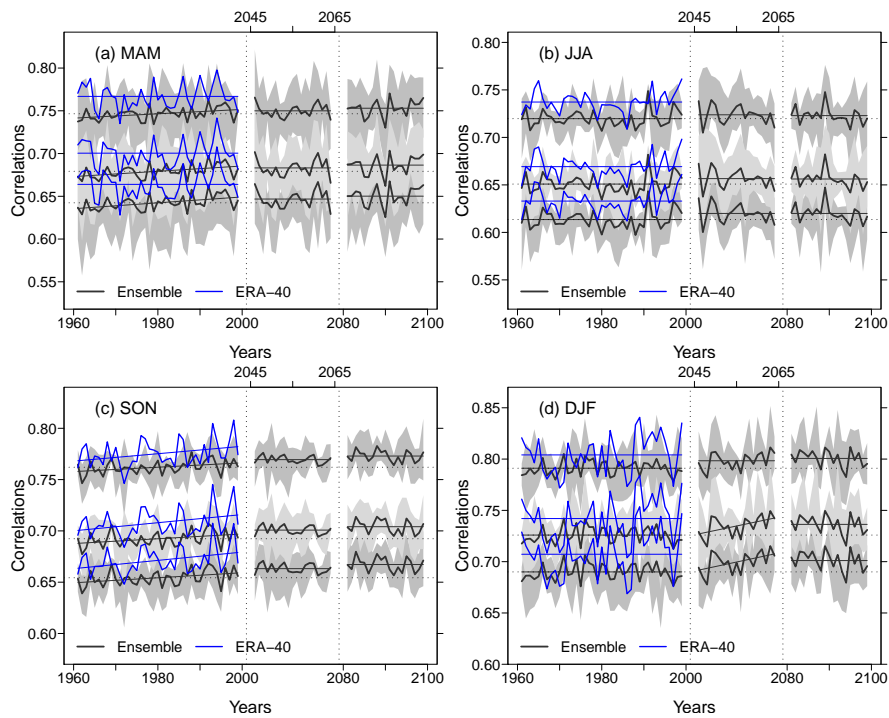


FIGURE 4.11 – Model-ensemble (black) and ERA-40 (orange) seasonal mean correlations of flow-analogues, for (a) spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter. Models range and linear trends are indicated.

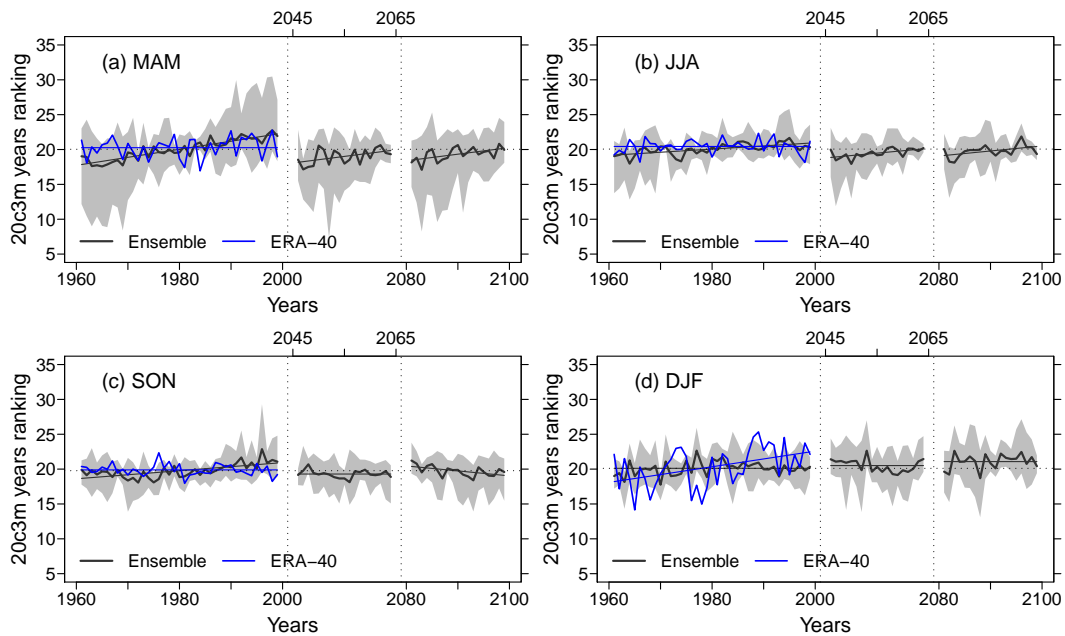


FIGURE 4.12 – Model-ensemble (black) and ERA-40 (orange) seasonal mean rankings of flow-analogues years, from the coldest ($R = 1$) to the warmest ($R = 40$), for (a) spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter. Models range and linear trends are indicated.

If future daily circulations do have robust analogues within the 20c3m period, the absence of increasing trend in analog temperatures (see Section 4.2.2.5) should furthermore indicate that future atmospheric circulations are not characterized by changes in occurrences of warm-associated (cold-associated) circulations. In order to verify this hypothesis we consider years y' of the $N = 10$ flow-analogue days of a given day (d, y) . For each season of a year y , we thus rank the years $y' \neq y$ of 20c3m ($r_{y'}$) from the coldest ($r_{y'} = 1$) to the warmest season ($r_{y'} = 40$). Then we consider the number $n_{y'}$ of occurrences of all years $y' \neq y$ in the flow-analogue days, and compute the mean of years ranking $r_{y'}$ weighted by $n_{y'}$ in order to obtain the mean ranking R_y of flow-analogue years :

$$R_y = \frac{\sum_{y'} n_{y'} r_{y'}}{\sum_{y'} n_{y'}} \quad (4.4)$$

Figure 4.12 reveals no major change in the mean ranking of flow-analogue years, which remains around the twentieth (mean) rank for all seasons and all periods. Only minor tendencies are found in winter season : an upward trend in ERA-40 analog rankings over 1961–2000 and an increase of the mean analog ranking in model ensemble for both future periods (Figure 4.12d). These results are entirely consistent with Figure 4.8d and both Figures 4.9 and 4.10 and linked to the spate of positive NAO winters in the 1980s–1990s and the projected increase of wintertime positive NAO conditions, as discussed in Section 4.2.2.5. Surprising upward trends appear in spring for each period of the model ensemble, but the mean of each time series remains quite constant throughout time (Figure 4.12a). Such trends are likely to be an artefact of the trend computation over relatively short periods (not shown).

These elements thus confirm the robustness of conclusions drawn in Section 4.2.2.5. Future daily circulations have consistent analogues in the sampling period (20c3m), and no tendency is found in the mean ranking of the sampled flow-analogue years, except a minor increase in winter. We conclude that the contribution of atmospheric circulation changes to projected future increases in seasonal European T2m anomalies is minor.

4.2.2.6 Focus on unusual seasons

This last section focuses on unusually warm or cold seasons, defined as seasons whose de-trended T2m anomaly exceeds $\pm 1\sigma$ of the corresponding seasonal distribution. This is not a strong criterion for selecting extremes but otherwise the number of retained seasons would be too low. Since future changes in such events could induce higher socio-economic and environmental impacts than changes in the mean climate, investigating their future underlying dynamics appears crucial. This criterion allows to select $\sim 15\%$ of years as unusually warm or cold for each model, each season and each time period. Precise numbers of warm/cold seasons for ERA-40 and model ensembles are detailed in Table 4.4.

SLP composites of unusual seasons

A first approach in order to characterize the atmospheric dynamics associated with unusual seasons consists in computing the composites of SLP seasonal anomalies over the selected unusual seasons. For each season and each time period, we average the SLP anomalies corresponding to both warm (Figure 4.13) and cold (Figure 4.14) unusual seasons in each individual of model ensembles. Ensemble-mean SLP composites associated to warm seasons over 20c3m resemble the SLP-T2m patterns of Figure 4.7a–d, in particular the NAO-like structure in winter (Figure 4.13d) and the Greenland–Scandinavia dipole in summer (Figure 4.13b). They are

TABLE 4.4 – Number of warm and cold (*italics*) unusual seasons (defined by $|\sigma| > 1$ in the detrended time series), for each individual of model ensembles, each season and each time period. ERA-40 corresponding values are indicated.

	Model	1961–1990		2046–2065		2081–2100	
MAM	ERA-40	6	<i>3</i>	-	-	-	-
	CCC47	3	7	2	<i>2</i>	2	<i>2</i>
	GFDL21	8	<i>6</i>	4	<i>2</i>	1	<i>3</i>
	GISSer	7	7	3	<i>3</i>	3	<i>4</i>
	MRI232	6	7	5	<i>3</i>	5	<i>2</i>
	ECHOg	7	<i>8</i>	4	<i>3</i>	3	<i>3</i>
JJA	ERA-40	6	<i>5</i>	-	-	-	-
	MIR32	7	<i>6</i>	3	<i>2</i>	4	<i>3</i>
	GFDL21	6	<i>6</i>	4	<i>2</i>	2	<i>3</i>
	ECH5	7	<i>5</i>	3	<i>3</i>	3	<i>1</i>
	CCC47	7	<i>9</i>	3	<i>3</i>	5	<i>4</i>
	ECH4	5	<i>6</i>	3	<i>3</i>	3	<i>3</i>
SON	ERA-40	6	<i>5</i>	-	-	-	-
	ECHOg	7	<i>6</i>	4	<i>3</i>	3	<i>3</i>
	CNRM3	5	<i>8</i>	2	<i>3</i>	3	<i>3</i>
	GFDL21	7	<i>6</i>	1	<i>2</i>	3	<i>3</i>
	CSI30	5	<i>4</i>	4	<i>4</i>	4	<i>2</i>
	IPSL4	5	<i>9</i>	4	<i>2</i>	4	<i>3</i>
DJF	ERA-40	6	<i>6</i>	-	-	-	-
	CCC47	4	<i>5</i>	3	<i>4</i>	3	<i>2</i>
	GFDL20	6	<i>6</i>	4	<i>4</i>	4	<i>4</i>
	CNRM3	3	<i>6</i>	2	<i>3</i>	1	<i>3</i>
	MRI232	6	7	3	<i>4</i>	1	<i>4</i>
	ECH4	4	<i>6</i>	3	<i>3</i>	2	<i>4</i>

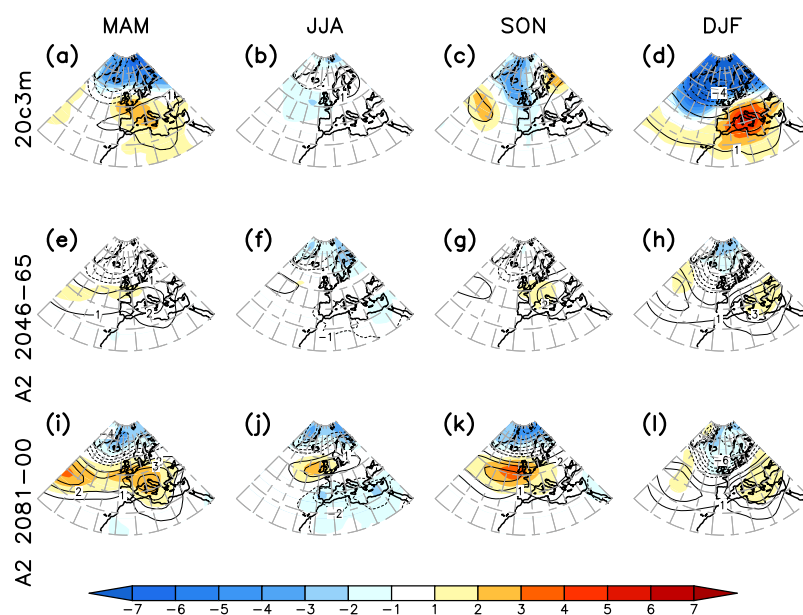


FIGURE 4.13 – (a–d) Contours and labels : model-ensemble SLP composites associated with unusually warm seasons over 20c3m, for each season (columns). Colors : same for ERA-40 SLP composites. (e–h) Contours and labels : same as (a–d) contours for 2046–2065. Colors : differences in model-ensemble SLP composites between 2046–2065 and 20c3m. (i–l) Same as (e–h) for 2081–2100. Units : hPa.

furthermore similar to ERA-40 warm-associated SLP composites, albeit with weaker amplitudes, as shown in Figure 4.13a–d, which confirms the legitimate use of model ensembles to investigate possible future changes. Hence future periods seem to reveal a strengthening of the 20c3m patterns associated with warm seasons, without major changes in the spatial distribution of patterns, especially in spring, autumn and winter (Figure 4.13aei, cgk and dhl). In summer, SLP composites are suggested to become more zonal, with an eastward extension of both Greenland low and West-Atlantic high (Figure 4.13b), which joins the Scandinavian high in Figure 4.13j. In the end, for all seasons, warm-associated circulations tend to more zonal structures in future time periods, which can be interpreted as either a more prominent influence of the NAO, or a stronger and more stable mid-latitude jet stream. Such tendency is consistent with the decreasing variance in future SLP fields (Figure 4.5).

20c3m cold-associated SLP composites (Figure 4.14a–d) have a similar pattern as 20c3m warm-associated ones with opposite polarity (Figure 4.13a–d). Again, we verify that similar patterns were found from ERA-40 SLP (Figure 4.14a–b). Some structural changes appear in future time periods. While a zonal negative-NAO pattern still dominates the winter signal (Figure 4.14dhl), high-latitudes highs on composites of other seasons tend to shift south-westward, while mid-latitudes lows extend more north-eastward, leading to a West–East dipole in spring and summer (Figure 4.14aei and bfj) and a zonal structure in autumn (Figure 4.14cgk). Quite surprisingly, the SLP pattern for this season (autumn) becomes somewhat similar to the warm-associated SLP pattern (Figure 4.13k) in the end of the 21st century. The latter suggests that, in future autumns, some other processes are susceptible to influence European cold events in a more significant manner than atmospheric dynamics.

These results thus suggest no major changes in atmospheric circulations occurring during unusually warm seasons in Europe, while circulation changes are expected in cold-temperature events. In order to investigate whether such changes can be responsible of possible changes in European temperatures, we apply in the following section the flow-analogues procedure to unusual seasons only.

Flow-analogues associated with unusual seasons

In this section we isolate unusual seasons, as defined as in Section 4.2.2.6 and in Table 4.4, from results discussed in Section 4.2.2.5. Indeed, if changes in temperatures of future unusual seasons are caused by changes in warm- or cold-associated circulations, this should show up in temperatures estimated from flow-analogues of unusual seasons. For all seasons, over 1961–2000, analog temperatures associated with flow-analogues of unusually warm (cold) seasons are found to be unusually warm (cold) as well, albeit departures from the analog temperature means appear relatively smaller than for reference temperature (i.e. orange dots are closer to the horizontal orange line than black ones in Figure 4.15). This confirms the fact that estimates from flow-analogues reproduce the temperature variability but miss a part of the variance, which is probably linked to the amplification of unusual temperature events by processes other than large-scale circulation (not shown). In future summers (winters), the increase in temperatures of unusual seasons appears higher (lower) for warm (cold) events (i.e. the slope of the segment between both “warm” and “cold” black dots in Figure 4.15b(d) is more (less) pronounced for 2081–2100 than for 1961–2000), which is consistent with the widening (tightening) of temperature distributions in Figure 4.6. Such finding in summer is consistent with Fischer and Schär (2009).

Analog temperatures of future unusual warm/cold seasons do not exhibit major changes.

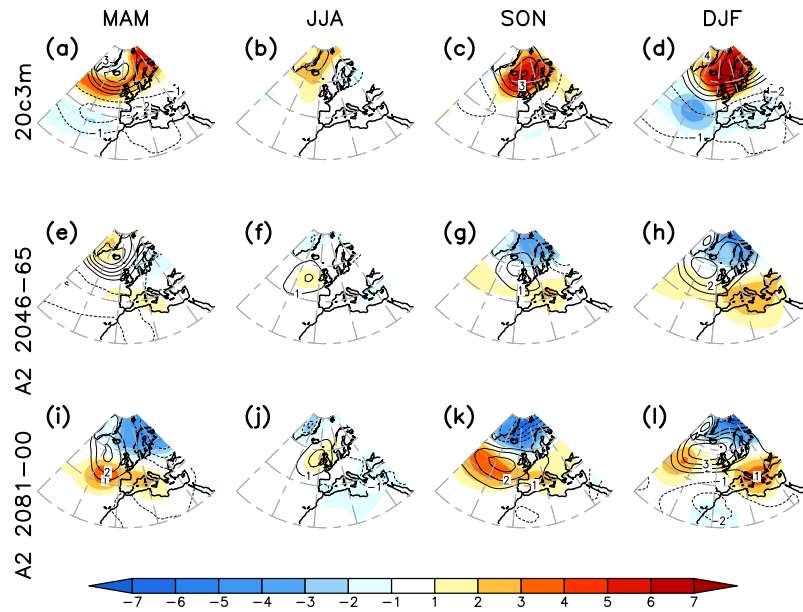


FIGURE 4.14 – Same as Figure 4.13 for unusually cold seasons.

In other terms, analog temperatures of unusual future seasons are unusual as well, for all time periods. This statement must be moderated in autumn, where orange dots clearly approach the horizontal orange line (mean) in future time periods, which must be linked to the reduced influence of the atmospheric circulation on temperatures during unusual seasons suspected from Figure 4.13k. Interestingly, the same behaviour as for reference temperatures is found in the future tendency in the difference between temperatures of warm and cold seasons : an increase (decrease) in summer (winter) season (i.e. the slope of the segment between “warm” and “cold” orange dots in Figure 4.15b(d) is also more (less) pronounced for 2081–2100 than for 1961–2000). The latter indicates that the increase (decrease) of the European temperature variability in summer (winter) observed in Figure 4.6 can possibly be attributed to the atmospheric dynamics. More precisely, since there is no major changes in SLP patterns associated with warm summers or cold winters (Figures 4.13bfj and 4.14dhl), such tendencies can be interpreted as an enhanced (reduced) frequency of warm(cold)-associated atmospheric conditions in summer (winter) in future periods. In winter this hypothesis is consistent with previous studies showing a diminishing frequency of negative NAO conditions (e.g., Terray et al., 2004). Such conclusion would confirm the great influence of the NAE atmospheric dynamics on the inter-annual variability of European temperatures, while the longer-term warming seems disconnected from the dynamics.

Quality of flow-analogues of circulations occurring during unusual seasons

As in Section 4.2.2.5, we test the quality of the flow-analogues associated with unusually warm/cold seasons. Indeed, if the mean correlation of flow-analogues was found to slightly increase in Figure 4.11, it could not be the case when looking at remarkable seasons. Figure 4.16 is thus identical to Figure 4.11, except that all correlations have been averaged over unusually warm (left) and cold (right) seasons. For all seasons, these correlations are found to be very close to the mean ones, for both warm and cold seasons (Figure 4.11), which suggests that

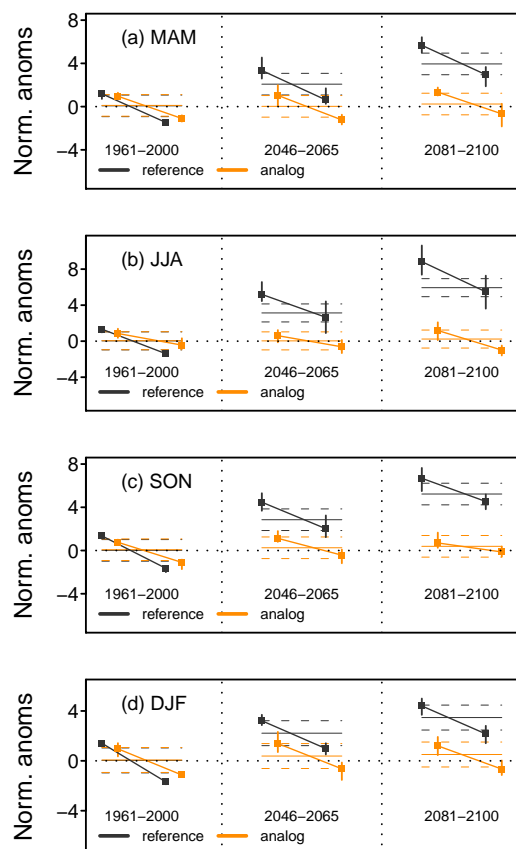


FIGURE 4.15 – Same as Figure 4.10 except reference (black) and analog (orange) normalized time series are averaged over unusually warm (left dots) and cold (right dots) years of each period. Vertical bars indicate model-ensemble ranges. Horizontal solid (dashed) lines indicate mean values ($\pm 1\sigma_{20c3m}$) of whole time series (i.e. averaged over all years of each period) of Figure 4.10. Segments between “warm” and “cold” dots are added.

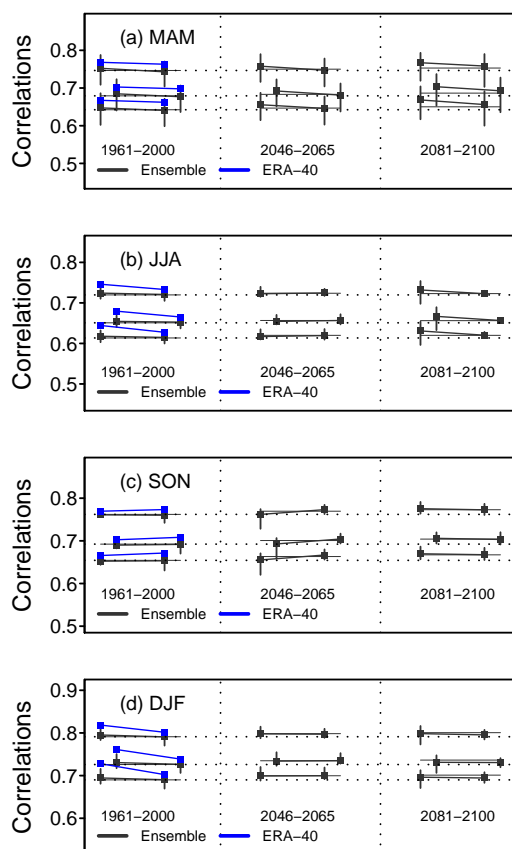


FIGURE 4.16 – Same as Figure 4.11 except model-ensemble (black) and ERA-40 (blue) correlation time series are averaged over unusually warm (left dots) and cold (right dots) years of each period. Vertical bars indicate model-ensemble ranges. Horizontal solid lines indicate mean values of whole time series (i.e. averaged over all years of each period) of Figure 4.11. Segments between “warm” and “cold” dots are added.

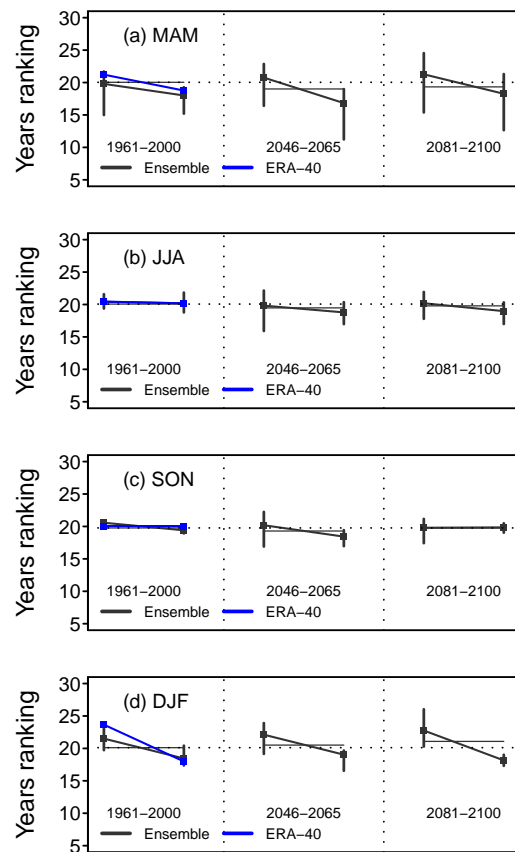


FIGURE 4.17 – Same as Figure 4.12 except model-ensemble (black) and ERA-40 (blue) year-ranking time series are averaged over unusually warm (left dots) and cold (right dots) years of each period. Vertical bars indicate model-ensemble ranges. Horizontal solid lines indicate mean values of whole time series (i.e. averaged over all years of each period) of Figure 4.12. Segments between “warm” and “cold” dots are added.

even circulations occurring during 20c3m and future unusual seasons do have robust flow-analogues in the 20c3m time period. In particular, the slight increase in the correlations found in Figure 4.11 is also present for unusual seasons, which reflects the future decrease of NAE SLP variability suspected from the strenghtening of SLP patterns in Figure 4.13.

Figure 4.17 reveals the mean rankings of years sampled during the flow-analogue procedure for unusual seasons only. As expected, in winter and, to a lesser extent, spring, flow-analogue rankings are higher (lower) than the mean for warm (cold) seasons for both ERA-40 and model ensembles over 20c3m (Figure 4.17ad). In other words, flow-analogues of circulations occurring during warm (cold) seasons are themselves associated with warm (cold) temperatures. Interestingly, this behaviour disappears in summer and autumn, where other processes such as soil moisture feedback might influence the development of extreme temperature, so that similar dynamics may be associated with different temperature. These results are entirely consistent with the decreased variability of the dynamics and the strenghtening of the SLP patterns associated to unusually warm/cold seasons.

4.2.2.7 Discussion and conclusions

In this study we have estimated the contribution of possible future changes in both structures and occurrences of NAE daily atmospheric circulations on the projected increase of European temperatures. First, we have analyzed the skill of CMIP3 models to reproduce the relationship between NAE SLP and European T2m. We found, as in previous studies (e.g., van Ulden and van Oldenborgh, 2006), that models generally perform well. We selected, for each season, the five highest-skilled ones according to their agreement with ERA-40 SLP–T2m correlation patterns, in order to study future periods using a consistent ensemble.

Then we have investigated possible changes in all SLP fields, temperature distributions, and SLP–T2m relationship by using a recently-defined technique (Yiou et al., 2007). Our main conclusions are :

- Models generally project a decrease of the atmospheric circulation (here SLP) variability in future periods. This results in a strengthening of leading patterns, without major changes in their spatial structures. The highest change is found in winter, where an increase of the zonal flow is found, consistently with a highest frequency of positive NAO conditions (e.g., Terray et al., 2004).
- Models reveal a future increase of European surface temperatures, highest (lowest) in summer (spring). In addition with the mean increase, temperature distributions are found to widen (tighten) in summer (winter). These results are consistent with previous studies (e.g., Christensen et al., 2007).
- No significant change is found in the SLP pattern correlated with European temperatures in future periods. For instance, European temperatures keep being associated with the phase of the NAO in winter. Thus, the projected increase of temperatures can not be caused by changes in the SLP–T2m association.
- Temperatures estimated from atmospheric circulation only (flow-analogues) are highly correlated to reference ones, especially in spring and winter, for all time periods. This suggests that the atmospheric dynamics is, and will remain, the main driver of European T2m interannual variability. The lower correlation in summer and spring suggests that the influence of other processes (such as soil moisture) is more important in these seasons. As observed in recent years (e.g., Cattiaux et al., 2010a), recent and future European warming is nevertheless incompatible with changes in the frequency of occurrence of NAE daily atmospheric circulations, since analog temperatures almost completely miss the increasing trend. Only in winter a minor part of the European warming ($\sim 0.5\sigma/4\sigma$) could be explain by the projected increased frequency of positive NAO conditions.
- Daily atmospheric circulations occurring during unusually warm seasons seem to remain unchanged in the future. Their spatial patterns are even projected to slightly strengthen, which is consistent with the expected loss of SLP variance. Substantial changes are found in daily circulations occurring during unusually cold seasons, especially in autumn where other processes might prevail in the future. However, temperatures estimated from flow-analogues of circulations occurring during unusual years only still do not reveal any increase in future years. In addition, we found a increased (decreased) distance between unusually warm and cold temperatures in summer (winter), which is consistent with the projected faster increase of warm summers (cold winters) and the widening (tightening)

of the summer (winter) temperature distribution (e.g., Christensen et al., 2007). The latter could be due to the future increase in the soil–atmosphere amplifying feedback in summer (Fischer and Schär, 2009). Such summer/winter contrast is also found in analog temperatures, and is linked to the fact that flow-analogues of future warm (cold) seasons tend to be sampled in warmer (colder) 20c3m seasons. The latter is again consistent with the expected loss of SLP variance in future.

- Finally, the robustness of the flow-analogue technique was tested by verifying that future daily atmospheric circulations do have analogues in the present period, both for all years and only unusually warm/cold years.

Such conclusions indicate that the European warming is not linked with changes in the atmospheric circulation distribution. If we consider that the increasing greenhouse gases concentrations are mainly responsible for global warming, this would mean that the enhanced radiative forcing does not impact, in a significant manner, the internal variability of the NAE dynamics. Such a statement is in noted contradiction with several studies published in the late 1990s and the beginning of the 2000s (Corti et al., 1999; Gillett et al., 2003; Hsu and Zwiers, 2001; Palmer, 1999, among others). However, we should moderate our interpretation since climate models are known to underestimate the inter-decadal variability of the NAE atmospheric dynamics : Stephenson et al. (2006) indeed showed that the low-frequency variability of the NAO was not sufficiently simulated by the great majority of GCMs. Therefore models could underestimate long-term trends in the SLP fields, which would likely to be associated with changes in European temperatures.

ACKNOWLEDGMENTS We acknowledge the modeling groups, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) and the WCRP’s Working Group on Coupled Modelling (WGCM) for their roles in making available the WCRP CMIP3 multi-model dataset. Support of this dataset is provided by the Office of Science, U.S. Department of Energy. We also would like to truly thank M. Lengaigne who performed the standardization processing from CMIP3 original dataset.

4.3 Qu’en pensent les régimes de temps ?

Comme l’évoque l’article précédent (section 4.2.2.2), l’approche en *régimes de temps* a souvent été utilisée pour caractériser d’éventuels changements de la circulation atmosphérique nord-atlantique dans les projections climatiques futures. Elle apparaît ici complémentaire à l’étude sur les analogues de circulation menée dans la section précédente, puisque son objectif est d’étudier les comportements futurs de l’association entre dynamique NAE et températures à l’échelle *sub-saisonnnière*, en considérant les fréquences d’occurrences des régimes de temps sur les périodes présente et futures. Si cette approche s’appuie sur des études déjà menées précédemment (Boé, 2007; Najac, 2008, parmi d’autres), la méthodologie utilisée est, à notre connaissance, originale¹¹.

¹¹Je tiens à remercier particulièrement Mathieu Vrac pour les nombreuses « café-discussions » qui m’auront été bien utiles dans la réalisation de cette section.

4.3.1 Généralités sur les régimes de temps

Nous ne reviendrons pas ici sur le concept des régimes de temps, déjà décrit dans la section 1.3.2 de cette thèse. Rappelons simplement que les régimes de temps sont considérés comme des états préférentiels de la dynamique atmosphérique, et que la variabilité des températures à l'échelle de l'Europe peut s'interpréter comme une alternance entre ces régimes (e.g., Vautard, 1990). Précisons également que les régimes du bassin nord-atlantique sont principalement définis pour les saisons d'été et d'hiver, le printemps et l'automne étant considérés comme des périodes de transition entre régimes estivaux et hivernaux (e.g., Najac, 2008, section 3.3). Nous étendrons, dans notre analyse, nos définitions usuelles des saisons respectivement aux mois de Mai – Juin – Juillet – Août – Septembre (MJJAS) pour l'été et Novembre – Décembre – Janvier – Février – Mars (NDJFM) pour l'hiver, comme le fait Najac (2008) parmi de nombreux autres.

Comme précisé dans la section 1.3.2, les régimes de temps s'obtiennent par classification d'une variable décrivant la circulation atmosphérique. Rappelons la remarque 4.1 qui nous pousse à préférer la SLP au Z500 dans le contexte des projections climatiques futures. Ainsi, dans la suite, tous les régimes seront calculés à partir de la SLP, ou plus précisément à partir des anomalies de SLP relatives à la climatologie 1961–1990 (comme pour l'article précédent).

La méthode de classification que nous utilisons est décrite en détail dans l'annexe A. Elle s'appuie en particulier sur l'algorithme du *k-means*, tel qu'il est décrit dans Michelangeli et al. (1995), après réduction de la SLP dans l'espace des *fonctions orthogonales empiriques* (*Empirical Orthogonal Functions*, EOFs), dont le nombre est déterminé de manière à retenir au moins 80% de la variance. Nous considérons comme régimes de référence les régimes obtenus à partir de la SLP des ré-analyses ERA-40 sur la période 20c3m (1961–2000). Dans un souci de cohérence avec un grand nombre d'études précédentes (Boé, 2007; Cassou et al., 2005; Cattiaux et al., 2010b; Goubanova et al., 2010; Najac, 2008; Terray et al., 2004), nous choisissons de retenir quatre régimes pour chacune des saisons, choix discutable puisque d'autres études en retiennent cinq (Plaut and Simonnet, 2001; Rust et al., 2010). Rappelons néanmoins que ce nombre de quatre apparaît comme le plus robuste selon l'étude de Michelangeli et al. (1995). Les régimes ainsi obtenus à partir de la SLP d'ERA-40 sont présentés sur les Figures 4.18 (été) et 4.19 (hiver).

Nous retrouvons bien, pour chaque saison, les quatre régimes classiques utilisés par les études mentionnées précédemment. Une description plus précise de ces régimes est présentée dans la section 1.3.2 de cette thèse. Cette section se propose à présent d'appliquer une analyse en régimes de temps aux données des modèles CMIP3 en suivant un plan d'étude similaire à celui de l'étude sur les analogues de circulation de l'article précédent (section 4.2) : comparaison des régimes CMIP3 aux régimes ERA-40 sur 20c3m, changements futurs éventuels, et conséquences sur la température européenne.

4.3.2 Régimes de temps dans les modèles CMIP3 : 20c3m

Afin de comparer la variabilité journalière de la SLP des simulations CMIP3 à celle des ré-analyses ERA-40, deux possibilités s'offrent à nous. En effet, pour chacun des modèles CMIP3 :

- soit nous classons sa SLP journalière sur 20c3m entre les régimes ERA-40 présentés dans la section 4.3.1, et nous comparons les fréquences d'occurrence ainsi obtenues aux

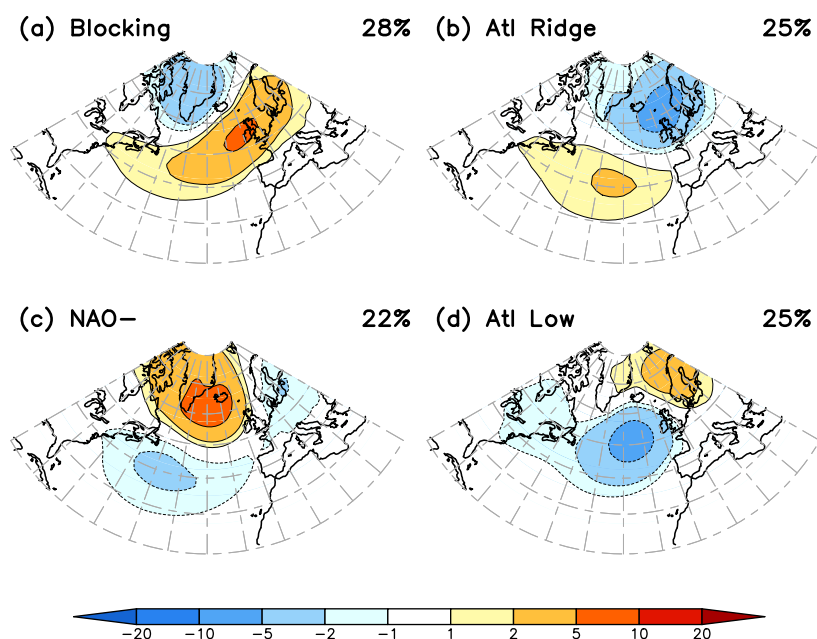


FIGURE 4.18 – Anomalies de SLP associées aux régimes ERA-40 d’été : (a) *Blocking*, (b) *Atlantic Ridge*, (c) *NAO-* et (d) *Atlantic Low*. Les fréquences d’occurrence sur 20c3m sont indiquées pour chaque régime. Unités : hPa.

SLP anomalies associated with ERA-40 summer weather regimes : (a) Blocking, (b) Atlantic Ridge, (c) NAO- and (d) Atlantic Low. Frequencies of occurrence over 20c3m are indicated for each regime. Units : hPa.

fréquences d’occurrence ERA-40 de référence ;

- soit nous re-calculons des régimes à partir de sa SLP journalière sur 20c3m, et nous comparons les régimes obtenus aux régimes ERA-40 de référence.

La première possibilité a l’avantage d’utiliser les mêmes régimes pour tous les modèles, ce qui permet une inter-comparaison immédiate des différences de fréquences d’occurrence. En revanche, elle fait l’hypothèse *a priori* que les régimes ERA-40 sont les modes dominants de la variabilité de la PSL des simulations CMIP3. Cette hypothèse est forte, surtout lorsque l’on souhaite appliquer la méthode des régimes de temps aux températures européennes, car comme nous l’avons vu dans l’article (section 4.2.2.4), chaque modèle développe sa propre dynamique atmosphérique et sa propre relation entre dynamique et températures. La seconde possibilité ne fait pas d’hypothèse *a priori* sur la dynamique des modèles CMIP3, c’est la raison pour laquelle nous la choisissons. À notre connaissance, la méthodologie que ce choix entraîne, et qui est présentée dans la suite, est originale.

Ainsi, pour chaque modèle CMIP3, nous calculons quatre régimes d’été (MJJAS) et quatre régimes d’hiver (NDJFM) à partir des données 20c3m de SLP journalière, selon la même méthode que celle utilisée pour le calcul des régimes ERA-40. L’objectif étant de tester la qualité des modèles à reproduire les régimes de référence, nous calculons ensuite, pour chaque

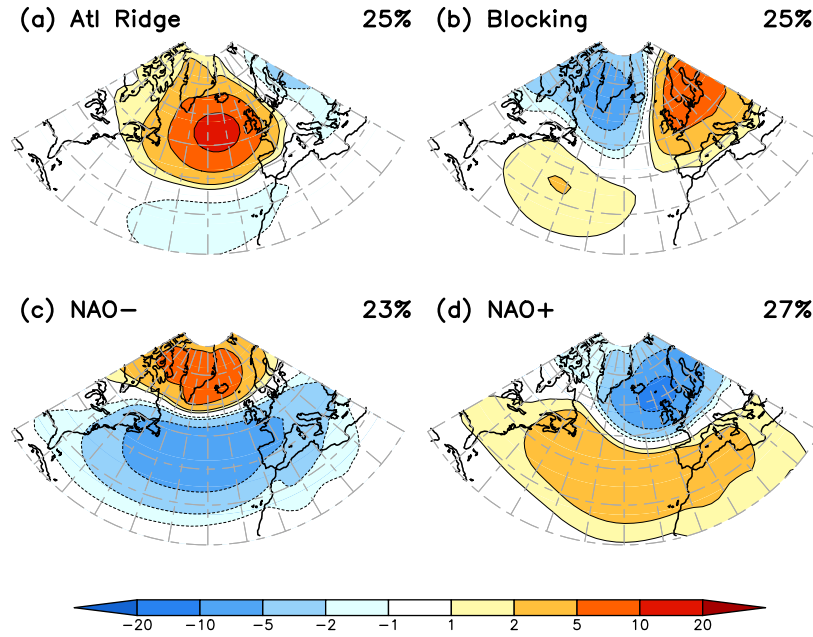


FIGURE 4.19 – Anomalies de SLP associées aux régimes ERA-40 d’hiver : (a) *Atlantic Ridge*, (b) *Blocking*, (c) *NAO-* et (d) *NAO+*. Les fréquences d’occurrence sur 20c3m sont indiquées pour chaque régime. Unités : hPa.

SLP anomalies associated with ERA-40 winter weather regimes : (a) Atlantic Ridge, (b) Blocking, (c) NAO- and (d) NAO+. Frequencies of occurrence over 20c3m are indicated for each regime. Units : hPa.

modèle m , la *matrice de corrélations croisées* R^m entre les quatre régimes ERA-40 (notés α_i , $i = 1..4$) et les quatre régimes du modèle m (notés β_j^m , $j = 1..4$). Les coefficients R_{ij}^m de cette matrice sont ainsi données par la corrélation spatiale¹² entre les cartes d’anomalies de SLP des régimes α_i et β_j^m . Nous considérons qu’un régime α_i peut être *identifié* à un régime β_j^m lorsque la corrélation R_{ij}^m est maximale pour la ligne i et la colonne j simultanément. Deux cas de figure se présentent alors :

- soit l’on peut identifier chaque α_i à un β_j^m , i.e. :

$$\forall i \in 1..4, \exists j \in 1..4 \text{ tel que } \begin{cases} R_{ij}^m = \max_{i' \in 1..4} R_{i'j}^m \\ \text{et } R_{ij}^m = \max_{j' \in 1..4} R_{ij'}^m \end{cases} \quad (4.5)$$

C’est par exemple le cas pour le modèle CCC47¹³ en hiver, dont la matrice de corrélation avec ERA-40¹⁴ vaut :

¹²Rappelons que cette corrélation spatiale entre deux cartes est pondérée par le *cosinus* de la latitude, voir détails dans l’annexe A.

¹³Voir le tableau récapitulatif des modèles utilisé dans la section 4.2.2.3, Tableau 4.1.

¹⁴Dans notre notation, les régimes ERA-40 α_i sont « en lignes » dans la matrice R_{ij}^m , et les régimes du modèle β_j^m sont « en colonnes ».

$$R^{CCC47}(win) = \begin{pmatrix} \mathbf{0.90} & -0.31 & -0.12 & -0.27 \\ -0.52 & -0.41 & 0.05 & \mathbf{0.93} \\ 0.23 & \mathbf{0.94} & -0.80 & -0.39 \\ -0.54 & -0.42 & \mathbf{0.94} & -0.16 \end{pmatrix}$$

Ici, nous identifions respectivement les régimes 1, 2, 3 et 4 d'ERA-40 aux régimes 1, 4, 2 et 3 de CCC47 (cf. valeurs en gras), et l'on dira que les régimes ERA-40 d'hiver sont *bien représentés* dans le modèle CCC47 ;

- soit il existe au moins un régime α_i qu'on ne peut identifier à un β_j^m , i.e. la condition 4.5 n'est pas vérifiée. C'est par exemple le cas du modèle CCC47 en été, dont la matrice de corrélation avec ERA-40 vaut :

$$R^{CCC47}(sum) = \begin{pmatrix} 0.10 & -0.12 & -0.72 & \mathbf{0.91} \\ \mathbf{0.60} & 0.53 & -0.47 & -0.51 \\ -0.90 & 0.23 & \mathbf{0.72} & -0.19 \\ 0.19 & -0.73 & 0.65 & -0.33 \end{pmatrix}$$

Ici, si les régimes 1, 2 et 3 d'ERA-40 sont bien identifiés comme les régimes 4, 1 et 3 du modèle (gras), le régime 4 s'identifie lui aussi comme le régime 3 du modèle (italique). Nous ne pouvons donc identifier les quatre régimes ERA-40 dans les régimes CCC47, et l'on dira que les régimes ERA-40 d'été sont *mal représentés* dans le modèle CCC47.

Pour les modèles m pour lesquels les régimes ERA-40 sont bien représentés, nous pouvons ensuite ré-ordonner les β_j^m en $\tilde{\beta}_j^m$ de façon à avoir les corrélations maximales sur la diagonale de la matrice de corrélation ré-ordonnée (notée \tilde{R}^m). Par exemple la matrice R^{CCC47} d'hiver devient ainsi :

$$\tilde{R}^{CCC47}(win) = \begin{pmatrix} \mathbf{0.90} & -0.27 & -0.31 & -0.12 \\ -0.52 & \mathbf{0.93} & -0.41 & 0.05 \\ 0.23 & -0.39 & \mathbf{0.94} & -0.80 \\ -0.54 & -0.16 & -0.42 & \mathbf{0.94} \end{pmatrix}$$

Comme pour l'étude sur les analogues de circulation, et afin de réduire notre ensemble de modèles CMIP3 à un sous-ensemble des modèles représentant le mieux les régimes ERA-40 sur 20c3m, nous classons ensuite les modèles CMIP3 en fonction de leur corrélation moyenne (notée r^m) avec les régimes ERA-40, définie comme la moyenne de la diagonale de la matrice \tilde{R}^m :

$$r^m = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \tilde{R}_{ii}^m \quad (4.6)$$

Remarque 4.2 À noter que cette corrélation moyenne r^m ne peut être définie pour les modèles pour lesquels les régimes ERA-40 sont mal représentés, puisqu'on ne peut ré-ordonner la matrice R^m .

TABLE 4.5 – Corrélations moyennes r^m des régimes CMIP3 avec ERA-40.

	CCC47	CNRM3	CSI30	CSI35	ECH4	ECH5	ECHOg
Summer	-	-	-	0.76	-	0.74	0.85
Winter	0.93	0.68	-	0.86	0.72	-	0.85
	GFDL20	GFDL21	GISSer	IPSL4	MIR32	MRI232	Ensemble
Summer	-	-	-	0.77	-	0.84	0.89
Winter	-	0.89	0.73	0.84	-	0.67	0.95

Colonnes : modèles CMIP3. Lignes : été/hiver. Les cinq meilleures corrélations sont indiquées en gras, et les corrélations des régimes moyens des ensembles de modèles (voir Tableau 4.6) sont indiquées dans la dernière colonne. Voir détails dans le texte.

Mean correlations r^m of CMIP3 regimes with ERA-40. Columns : CMIP3 models. Rows : summer/winter. Bold is for the five best correlations. Mean correlations of regimes from model-ensembles (see Table 4.6) are indicated in the last column. See details in text.

Le Tableau 4.5 présente ainsi les corrélations moyennes r^m des modèles CMIP3 pour les deux saisons d'été et d'hiver. Comme nous l'avons noté dans la section 4.2.2.4 (voir Tableau 4.2), les modèles représentent généralement mieux la circulation d'hiver que celle d'été : ici nous pouvons en effet identifier les régimes ERA-40 pour neuf modèles (sur treize) en hiver, et seulement pour cinq en été. Ce dernier point nous conforte dans notre choix de ne pas avoir fait l'hypothèse *a priori* que les régimes ERA-40 représentaient la dynamique des modèles, car, si cette hypothèse semble raisonnable en hiver, ce n'est clairement pas le cas en été. Dans un souci de cohérence avec l'étude sur les analogues de circulation, nous réduisons, pour chaque saison, notre ensemble de modèles aux cinq « meilleurs » modèles en termes de r^m . La sélection est particulièrement rapide en été, puisque nous prenons les cinq modèles pour lesquels r^m existe. Pour les deux saisons, les modèles sélectionnés sont présentés dans le Tableau 4.6.

Il est à noter que les corrélations r^m sont relativement élevées pour les deux sous-ensembles de modèles sélectionnés ($\forall m, r^m > 0.7$ selon le Tableau 4.5). Cela signifie que les régimes β_j^m sont, non seulement identifiables, mais aussi relativement proches des régimes α_i . Ceci peut se vérifier en traçant les régimes $\tilde{\beta}_j^m$ (i.e. ordonnés selon les régimes ERA-40), ce qui est réalisé sur les Figures 4.20 (été) et 4.21 (hiver) pour le « meilleur » modèle selon r^m (première ligne) et le cinquième (« dernier » de l'ensemble, deuxième ligne). Nous y retrouvons bien les structures « grande échelle » caractéristiques des régimes ERA-40 (voir Figures 4.18 et 4.19), même si les régimes peuvent différer légèrement d'un modèle à l'autre. L'avantage d'une approche multi-modèles est justement de traiter ce problème de « modèle-dépendance », en utilisant les moyennes d'ensemble plutôt que les modèles individuels. Notons ainsi que les régimes ordonnés $\tilde{\beta}_j^m$ moyennés sur les cinq modèles des sous-ensembles du Tableau 4.6 (notés $\tilde{\beta}_j^{ens}$ dans la suite), sont mieux corrélés aux régimes ERA-40 que les régimes des modèles individuels (Tableau 4.5). Les *patterns* obtenus en moyennant sur les sous-ensembles de modèles (Figures 4.20 et Figures 4.21, dernières lignes) sont en effet plus proches des *patterns* ERA-40 de référence (Figures 4.18 et 4.19).

TABLE 4.6 – Sous-ensembles de modèles pour l’étude des régimes de temps.

	Summer	Winter
1	ECHOg	CCC47
2	MRI232	GFDL21
3	IPSL4	CSI35
4	CSI35	ECHOg
5	ECH5	IPSL4

Classement des modèles CMIP3 selon leur corrélation moyenne r^m aux régimes ERA-40 (voir Tableau 4.5).

Model-ensembles for the study of weather regimes. Ranking of CMIP3 models according their mean correlation r^m with ERA-40 regimes (see Table 4.5).

Enfin, en termes de fréquence d’occurrence des régimes obtenus par moyenne sur les sous-ensembles (indiquées sur les Figures 4.20 et Figures 4.21, dernières lignes), on note des comportements en accord avec les fréquences ERA-40 (Figures 4.18 et 4.19) : une légère prédominance du *Blocking* en été, et de la *NAO+* en hiver. En revanche les régimes *NAO-* d’été et de *Blocking* d’hiver apparaissent sur-représentés dans les sous-ensembles CMIP3, l’*Atlantic Ridge* hivernal étant lui sous-représenté. Précisons également qu’une forte modèle-dépendance apparaît dans ces fréquences d’occurrence, comme l’illustrent les différences entre « premier » et « cinquième » modèle sur les Figures 4.20 et Figures 4.21.

Pour conclure cette partie, nous avons vu que les modèles CMIP3 développent leur propre dynamique atmosphérique, qui s’éloigne, pour à peu près la moitié d’entre eux et surtout en été, des régimes ERA-40. Afin d’étudier d’éventuels changements futurs de structure ou de fréquence d’occurrence des régimes de temps, il apparaît donc indispensable de travailler individuellement sur chaque modèle, sans hypothèse *a priori* sur les régimes. La suite de cette section est consacrée à cette étude, à partir des sous-ensembles de modèles qui représentent au mieux les régimes ERA-40, et qui ont été définis dans le Tableau 4.6.

4.3.3 Des changements dans le futur ?

D’éventuels changements futurs des régimes de temps peuvent intervenir à la fois dans la structure des régimes elle-même, i.e. les états préférentiels de la dynamique atmosphérique peuvent évoluer, et/ou dans la fréquence d’occurrence des régimes, certains régimes pouvant être davantage excités à l’avenir. Cette section se propose d’analyser ces deux types de changements possibles.

Afin de déterminer si d’éventuels changements apparaissent dans le futur dans la structure des régimes de temps, nous calculons les régimes à partir de la SLP journalière des périodes 2046–2065 et 2081–2100 pour chacun des modèles des ensembles définis dans la section 4.3.2. La méthode de calcul des régimes est la même que lors des calculs précédents. Pour chaque modèle, nous testons la similarité entre les régimes obtenus pour les périodes 2046–2065 et

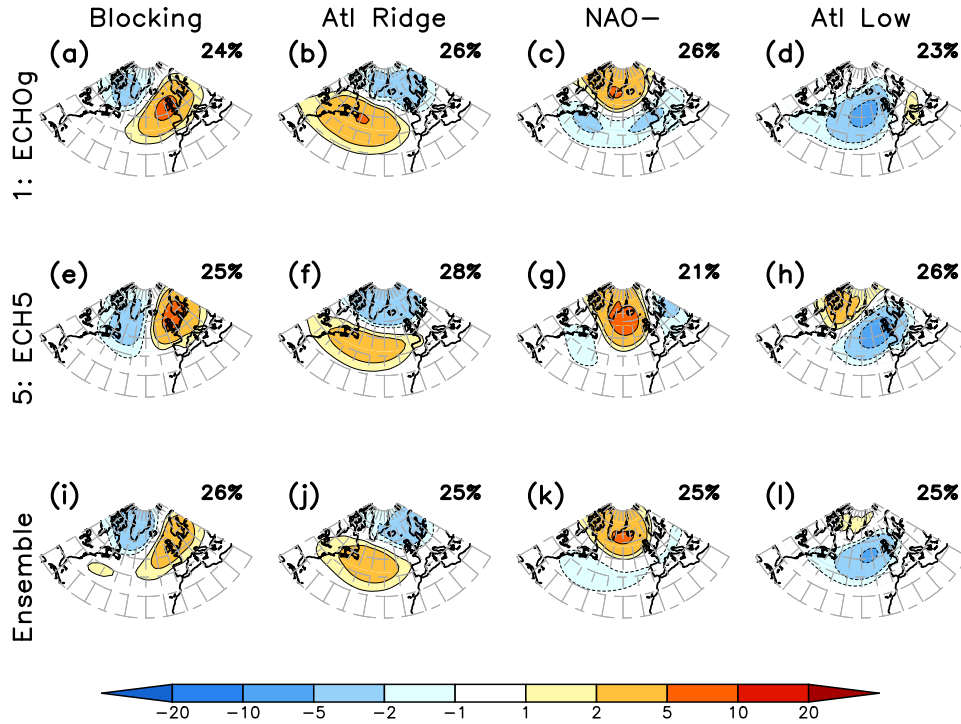


FIGURE 4.20 – Anomalies de SLP associées aux régimes d’été : *Blocking*, *Atlantic Ridge*, *NAO-* et *Atlantic Low*. (a–d) Régimes obtenus à partir du modèle ECHOG, et ré-ordonnés selon la procédure d’identification aux régimes ERA-40 (voir détails dans le texte). (e–h) Idem pour ECH5. (i–l) Idem pour les régimes moyennés sur les modèles composant le sous-ensemble défini dans le Tableau 4.6. Les fréquences d’occurrence sur 20c3m sont indiquées pour chaque régime. Unités : hPa.

SLP anomalies associated with summer weather regimes : Blocking, Atlantic Ridge, NAO- and Atlantic Low. (a–d) Régimes obtained from ECHOG, and re-ordered according to ERA-40 regimes identification (see details in text). (e–h) Same for ECH5. (i–l) Same for regimes averaged over the model-ensemble defined in Table 4.6. Frequencies of occurrence over 20c3m are indicated for each regime. Units : hPa.

2081–2100 (notés respectivement ${}^1\beta_j^m$ et ${}^2\beta_j^m$, $j \in 1..4$) avec les régimes ré-ordonnés obtenus pour 20c3m ($\tilde{\beta}_i^m$, $i \in 1..4$) de la même manière que nous avons comparé les régimes 20c3m aux régimes de référence ERA-40, à savoir en calculant les matrices de corrélations croisées ${}^1R^m$ et ${}^2R^m$. Nous considérons ensuite qu’il n’y a pas de changement majeur de structure des régimes si les quatre régimes obtenus sur 20c3m peuvent être identifiés parmi les régimes futurs, selon la condition 4.5. Si tel est le cas, les régimes ${}^1\beta_j^m$ et ${}^2\beta_j^m$ sont à leurs tours ré-ordonnés en ${}^1\tilde{\beta}_j^m$ et ${}^2\tilde{\beta}_j^m$ de façon à placer les corrélations maximales sur la diagonale de la matrice de corrélations (devenue ${}^k\tilde{R}^m$), et à définir les corrélations moyennes comme la moyenne de cette diagonale :

$$\forall k \in 1..2 \quad {}^k r^m = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 {}^k \tilde{R}_{ii}^m \quad (4.7)$$

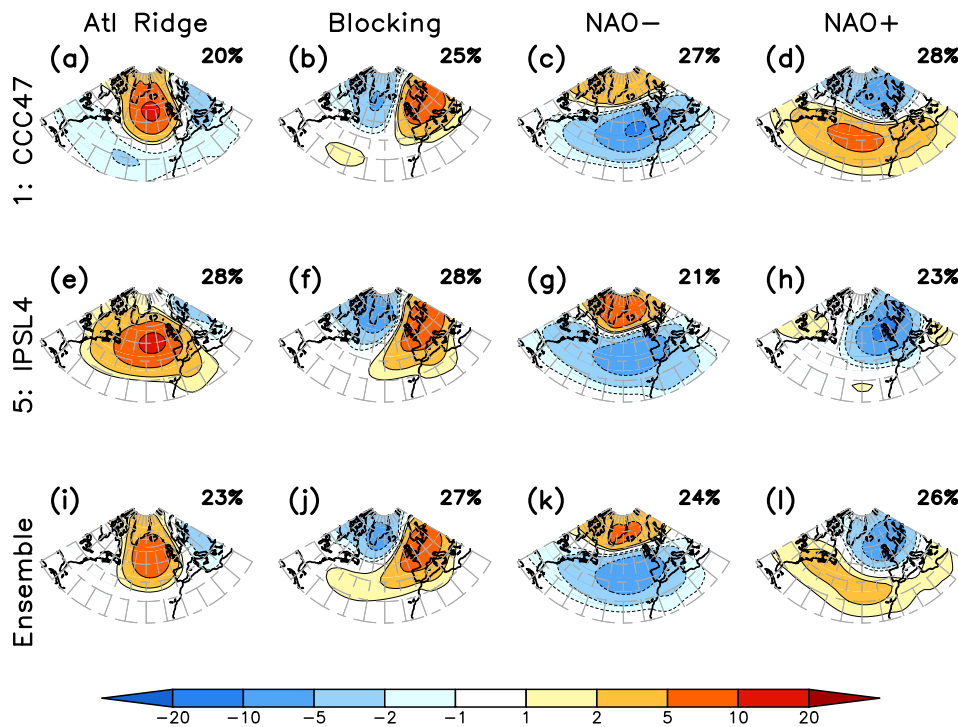


FIGURE 4.21 – Anomalies de SLP associées aux régimes d’hiver : *Atlantic Ridge*, *Blocking*, *NAO-* et *NAO+*. (a–d) Régimes obtenus à partir du modèle CCC47, et ré-ordonnés selon la procédure d’identification aux régimes ERA-40 (voir détails dans le texte). (e–h) Idem pour IPSL4. (i–l) Idem pour les régimes moyennés sur les modèles composant le sous-ensemble défini dans le Tableau 4.6. Les fréquences d’occurrence sur 20c3m sont indiquées pour chaque régime. Unités : hPa.

SLP anomalies associated with winter weather regimes : Atlantic Ridge, Blocking, NAO- and NAO+. (a–d) Régimes obtained from CCC47, and re-ordered according to ERA-40 regimes identification (see details in text). (e–h) Same for IPSL4. (i–l) Same for regimes averaged over the model-ensemble defined in Table 4.6. Frequencies of occurrence over 20c3m are indicated for each regime. Units : hPa.

Ces corrélations moyennes sont indiquées dans le Tableau 4.7 pour chacun des modèles des sous-ensembles. En hiver, pour tous les modèles, les régimes présents peuvent être identifiés parmi les régimes futurs, ce qui indique que, selon notre critère, les régimes hivernaux ne présentent pas de changement structurel majeur. En été seuls trois modèles sur les cinq du sous-ensemble montrent le même comportement (MRI232, IPSL4 et CSI35). ECHOg est étonnant, car ses régimes 20c3m d’été ne sont plus identifiables dans la période intermédiaire 2046–2065 mais le redeviennent à la fin du siècle, sur la période 2081–2100. Un coup d’œil à ses matrices de corrélations¹⁵ indique que le régime *Atlantic Low* « disparaît » des régimes ${}^1\beta_j^m$, puis réapparaît dans les régimes ${}^2\beta_j^m$:

¹⁵Dans notre notation, les régimes 20c3m ré-ordonnés $\tilde{\beta}_j^m$ sont « en lignes » dans les matrices ${}^k R_{ij}^m$, et les régimes futurs ${}^k \beta_j^m$ sont « en colonnes ».

TABLE 4.7 – Corrélations moyennes ${}^{kr^m}$ des régimes futurs avec les régimes 20c3m.

Summer	ECHOg	MRI232	IPSL4	CSI35	ECH5
2046–2065	-	0.89	0.8	0.71	-
2081–2100	0.8	0.77	0.8	0.77	-
Winter	CCC47	GFDL21	CSI35	ECHOg	IPSL4
2046–2065	0.74	0.93	0.79	0.83	0.88
2081–2100	0.82	0.74	0.73	0.78	0.89

Colonnes : modèles des sous-ensembles définis dans le Tableau 4.6. Lignes : périodes 2046–2065 et 2081–2100 pour chacune des saisons été/hiver. Voir détails dans le texte.

Mean correlations ${}^{kr^m}$ of future regimes with 20c3m regimes. Columns : models from ensembles defined in Table 4.6. Rows : 2046–2065 and 2081–2100 periods for both summer/winter seasons. See details in text.

$${}^1R^{ECHOg} = \begin{pmatrix} -0.37 & \mathbf{0.78} & -0.78 & 0.60 \\ \mathbf{0.90} & 0.41 & -0.44 & -0.72 \\ -0.48 & -0.85 & \mathbf{0.93} & 0.11 \\ -0.07 & -0.30 & \mathbf{0.24} & 0.07 \end{pmatrix}$$

et :

$${}^2R^{ECHOg} = \begin{pmatrix} -0.17 & \mathbf{0.92} & -0.82 & 0.19 \\ -0.86 & 0.03 & -0.10 & \mathbf{0.79} \\ 0.48 & -0.35 & \mathbf{0.80} & -0.89 \\ \mathbf{0.67} & -0.66 & 0.01 & -0.04 \end{pmatrix}$$

Le fait que les régimes soient identifiables sur 2081–2100 nous invite à penser que la « disparition » de l'*Atlantic Low* durant 2046–2065 est probablement due à un « accident » de la méthode de calcul des régimes, peut-être lié à la taille réduite de la période de calcul (20 ans pour chacune des période futures). Mais on ne peut totalement exclure un changement intrinsèque de la structure des régimes ECHOg durant cette période intermédiaire.

Quant au modèle ECH5, pour lequel les régimes 20c3m ne sont plus identifiables dans le futur, l'analyse de ses matrices de corrélations indique que les régimes obtenus pour les périodes futures sont en réalité anti-corrélés aux régimes 20c3m, si bien que l'on pourrait parfaitement — du moins si le terme existait — les anti-identifier (cf. valeurs en italiques) :

$${}^1R^{ECH5} = \begin{pmatrix} 0.55 & 0.62 & -0.11 & -0.90 \\ 0.65 & 0.00 & -0.95 & 0.46 \\ -0.85 & 0.34 & 0.56 & -0.08 \\ -0.47 & -0.89 & 0.59 & 0.48 \end{pmatrix}$$

et :

$${}^2R^{ECH5} = \begin{pmatrix} -0.95 & 0.41 & -0.16 & 0.60 \\ 0.38 & 0.54 & -0.92 & 0.13 \\ 0.08 & -0.97 & 0.62 & 0.23 \\ 0.47 & -0.12 & 0.56 & -0.91 \end{pmatrix}$$

Du point de vue dynamique, le fait de trouver des régimes opposés démontre un changement certain. Néanmoins, du point de vue mathématique, cela peut découler d'une décomposition en EOFs opposées, mais qui traduisent la même variance des SLP journalières. On ne peut donc pas réellement parler de changement de structure des régimes, d'autant plus que les valeurs absolues de ces anti-corrélations sont très hautes ($|k_r^{ECH5}| > 0.9$).

Au final, il apparaît ainsi que les régimes des sous-ensembles de modèles CMIP3 ne semblent pas révéler de changements majeurs, selon notre critère, dans les périodes futures. Néanmoins, soyons conscients que, d'une part, notre critère basé sur la possibilité d'identifier les régimes peut être discutable (en particulier il devient caduque dans le cas d'ECH5 en été où les régimes obtenus sont opposés aux régimes de référence), et que, d'autre part, notre étude dépend de l'hypothèse forte que le nombre de régimes est — et reste — égal à quatre (pas d'apparition ou disparition de régimes). Gardons à l'esprit que certains travaux se basent sur cinq régimes de temps pour 20c3m (e.g., Plaut and Simonnet, 2001).

Sous notre hypothèse que les régimes d'un modèle donné n'évoluent pas de manière importante dans le futur, il est légitime de considérer que l'on peut représenter la dynamique atmosphérique future de ce modèle à partir des régimes obtenus sur 20c3m. Nous pouvons alors nous intéresser à d'éventuels changements dans l'occurrence de ces régimes au cours des périodes futures. Nous classons ainsi, pour chaque modèle des sous-ensembles, chaque jour de 2046–2065 et 2081–2100 dans l'un des quatre régimes 20c3m du modèle, en se basant sur un critère de distance euclidienne décrit dans l'annexe A.

L'évolution des fréquences d'occurrence est ainsi synthétisée sur la Figure 4.22. En été (Figure 4.22a), on observe une augmentation du *Blocking* au détriment de la *NAO-* pour quasiment tous les modèles de notre sous-ensemble, malgré une assez forte dispersion inter-modèle : en particulier le modèle CSI35 simule une augmentation de la *NAO-* d'été. Les évolutions des régimes *Atlantic Ridge* et *Atlantic Low* sont peu perceptibles : si l'on observe dans l'ensemble une légère augmentation de la fréquence du premier au détriment du deuxième, les modèles sont loin de s'accorder. Ces résultats sont cohérents avec les études de Boé (2007) et Najac (2008), qui calculaient les fréquences d'occurrence des modèles CMIP3 à partir d'une classification unique (et non modèle-dépendante) sur respectivement les régimes ERA-40 et les régimes obtenus à partir de la SLP de tous les modèles CMIP3.

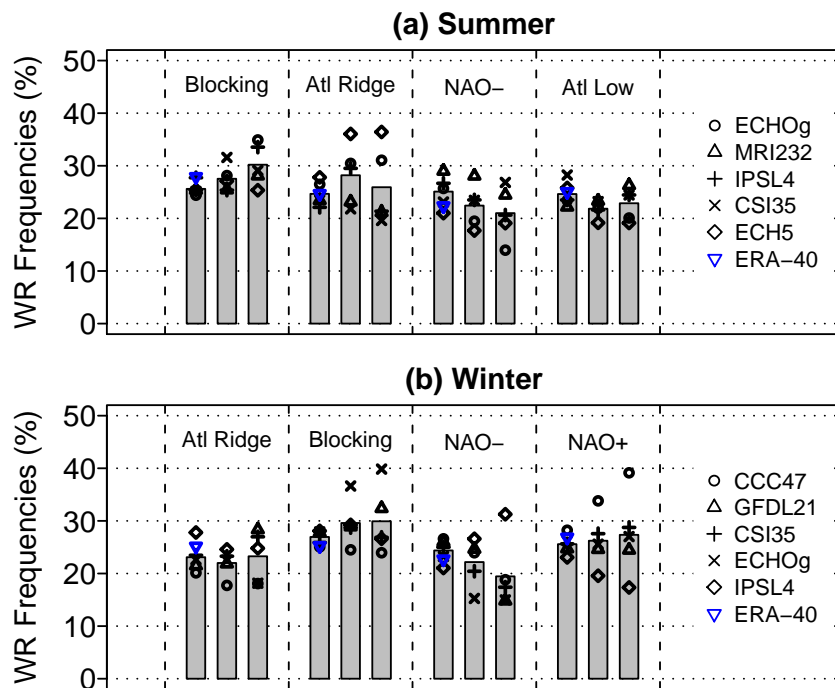


FIGURE 4.22 – Fréquences d’occurrence des régimes (a) d’été et (b) d’hiver, pour chacune des périodes 20c3m, 2046–2065 et 2081–2100 (colonnes respectivement de gauche, du milieu et de droite). Chaque point représente un modèle des sous-ensembles CMIP3 définis au Tableau 4.6, et les fréquences ERA-40 (20c3m) sont en bleu. Les barres représentent les fréquences moyennes.

Frequencies of (a) summer and (b) winter regimes occurrence, for each period 20c3m, 2046–2065 and 2081–2100 (respectively left, middle and right columns). Each point represents one model from CMIP3 ensembles defined in Table 4.6, and ERA-40 frequencies (20c3m) are in blue. Bars represent mean frequencies.

En hiver, tous les modèles du sous-ensemble s’accordent sur une baisse de la fréquence du régime *NAO-* (Figure 4.22b). Tous ? Non ! Le modèle IPSL4 simule à l’inverse une très nette augmentation. En revanche la redistribution sur les autres régimes apparaît moins claire, avec, à l’image des régimes d’été, une forte modèle-dépendance. Si les modèles CCC47 et IPSL4 répercutent leurs respectives diminution et augmentation de la fréquence de la *NAO-* de façon symétrique sur la *NAO+*, ce n’est pas le cas des trois autres modèles. En particulier, ECHOg favorise la fréquence du *Blocking*, et GFDL21 celle de l’*Atlantic Ridge*. Là encore, ces résultats sont cohérents avec les travaux de Boé (2007) et Najac (2008).

Retenons ainsi que si la structure la structure intrinsèque des régimes ne semble pas évoluer de façon significative dans les projections climatiques, leurs fréquences d’occurrences respectives révèlent une tendance à la baisse, quelque soit la saison, de la *NAO-*, qui se traduit par une augmentation du *Blocking* d’été, et par une augmentation conjointe, en hiver, de la *NAO+*, du *Blocking*, et même de l’*Atlantic Ridge* pour certains modèles. Insistons enfin sur la grande dispersion inter-modèle qui caractérise ces changements de fréquences d’occurrences, et qui entraîne une grande source d’incertitude en ce qui concerne les changements de circulation dans le futur.

4.3.4 Conséquences sur les températures européennes

Dans cette dernière partie, nous nous proposons de discuter du lien entre régimes de temps nord-atlantiques et températures européennes, afin de vérifier les résultats obtenus dans l'étude précédente sur les analogues de circulation (section 4.2). Rappelons dans un premier temps les liens observés entre régimes de temps et températures, déjà présentés dans la section 1.3.2 de cette thèse. Les Figures 4.23 et 4.24 présentent ainsi les *composites* d'anomalies de température à 2 m (*2m-temperature*, T2m) associés à chaque régime, calculés à partir des données ERA-40. Pour chaque régime, le composite est obtenu en moyennant les anomalies journalières de T2m sur les jours appartenant à ce régime. On retrouve les caractéristiques évoquées dans la section 1.3.2, que nous nous contenterons de rappeler brièvement ici :

- en été, le régime *Blocking* est associé à des anomalies chaudes dans le Nord-Ouest de l'Europe, et froides dans le Sud-Est, tandis que la *NAO-* a une influence quasi-inverse. L'*Atlantic Ridge* et l'*Atlantic Low* sont associés à des anomalies respectivement froides/chaudes et chaudes/froides sur l'Ouest/Est de l'Europe ;
- en hiver, l'*Atlantic Ridge* est associé à des températures légèrement froides sur la quasi-totalité de l'Europe, tandis que la *NAO+* entraîne des anomalies chaudes. La *NAO-* induit un gradient froid/chaud nord/sud, et le *Blocking* des anomalies froides sur la majorité de l'Europe, et chaudes sur la Scandinavie.

Il est également à noter que les anomalies composites de T2m sont davantage marquées en hiver qu'en été, ce qui confirme la plus grande influence de la dynamique nord-atlantique sur les températures européennes pendant cette saison (régulièrement notée au cours de cette thèse). Enfin, ces composites sont cohérents avec les études précédentes, en particulier celles de Cassou et al. (2004) et Cassou et al. (2005) dont nous empruntons la terminologie des régimes.

Schématiquement, le réchauffement européen simulé dans le futur par les projections climatiques CMIP3 (voir section 4.2.2.4, et plus précisément la Figure 4.6) peut ainsi être causé :

- par une augmentation des fréquences d'occurrence des régimes associés à des anomalies chaudes sur l'Europe ; dans ce cas on parlera de changements **inter-régimes**,
- par une modification des anomalies de températures associées à chacun des régimes, qui conduirait en moyenne à une augmentation des anomalies composites ; dans ce cas on parlera de changements **intra-régimes**.

Si les changements inter-régimes sont relativement rapides à interpréter, les changements intra-régimes peuvent résulter de différentes causes. Nous diviserons ces causes en deux catégories : les changements *spécifiques* à chacun des régimes (par exemple une modification du lien entre dynamique et température à l'intérieur d'un régime), et les changements *communs* à tous les régimes (par exemple une augmentation globale des températures, elle-même causée par l'augmentation du forçage radiatif lié à la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère). La suite de cette partie est consacrée au détail de ces différents changements possibles.

Pour commencer, les composites de T2m peuvent être calculés pour chacun des modèles de nos sous-ensembles sur les trois périodes 20c3m, 2046–2065 et 2081–2100, en conservant, au vu des résultats de la section 4.3.3, les régimes 20c3m dans le calcul des occurrences futures.

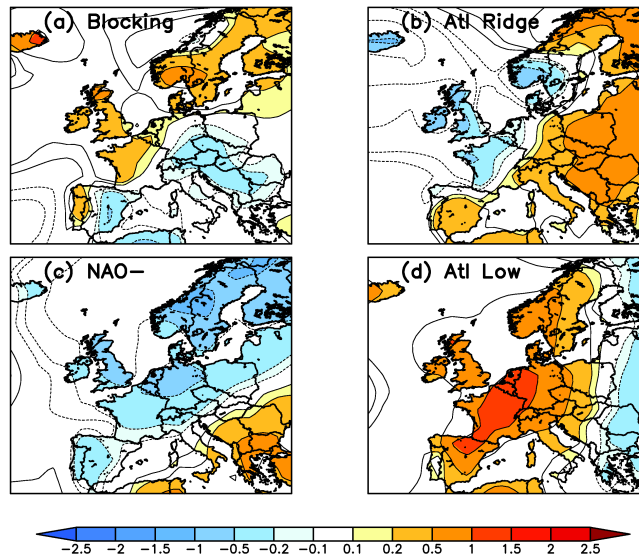


FIGURE 4.23 – Composites des anomalies de T2m associées aux régimes ERA-40 d'été. Unités : °C.

Composites of T2m anomalies associated with ERA-40 summer weather regimes. Units : °C.

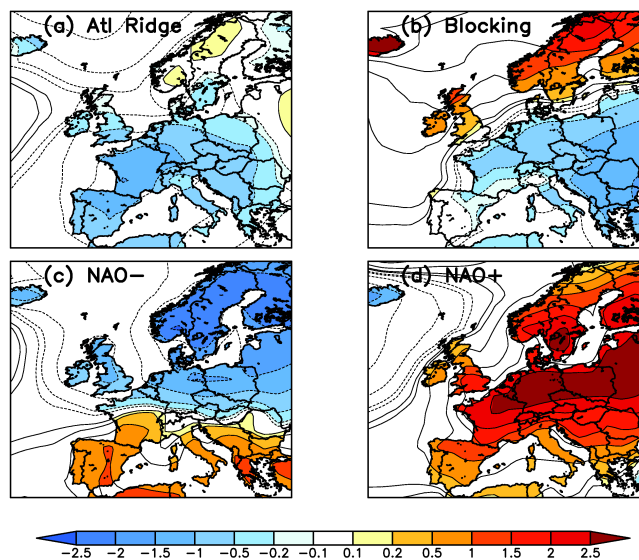


FIGURE 4.24 – Idem que Figure 4.23 pour l'hiver. Unités : °C.

Same as Figure 4.23 for winter. Units : °C.

Les Figures 4.25 et 4.26 synthétisent les composites ainsi obtenus et moyennés sur les sous-ensembles respectifs d'été et d'hiver. Il apparaît que ces composites, sur la période 20c3m (premières lignes), présentent des structures très similaires aux composites ERA-40, ce qui

confirme une nouvelle fois que le lien dynamique-température est correctement représenté dans les modèles CMIP3 (voir aussi section 4.2.2.4). À noter toutefois que les intensités des composites CMIP3 sur 20c3m sont légèrement plus faibles que celles des composites ERA-40, ce qui peut s'expliquer par la perte habituelle de variance qui se produit lorsqu'on moyenne un ensemble.

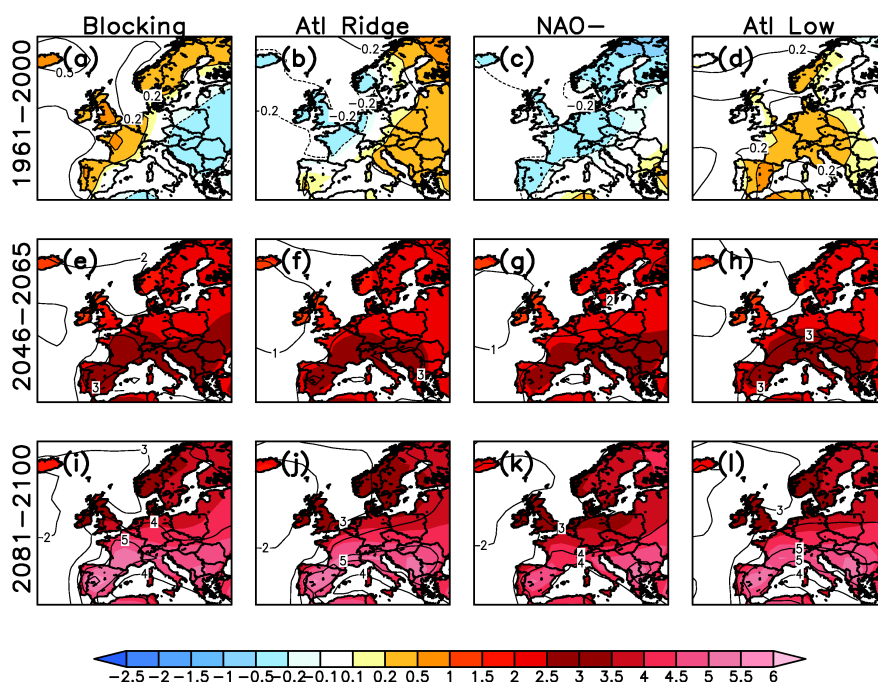


FIGURE 4.25 – (a–d) Composites des anomalies de T2m associées aux régimes CMIP3 d’été sur la période 20c3m, moyennés sur les cinq modèles du sous-ensemble défini dans la section 4.3.2. (e–h) Contours : idem pour les composites de la période 2046–2065. Couleurs : différence entre les composites 2046–2065 et 20c3m. (i–l) Idem que (e–h) pour la période 2081–2100. Unités : °C.

(a–d) Composites of T2m anomalies associated with CMIP3 summer weather regimes over the 20c3m period, averaged over the model-ensemble defined in section 4.3.2. (e–h) Contours : same for composites of period 2046–2065. Colors : difference between 2046–2065 and 20c3m composites. (i–l) Same as (e–h) for the period 2081–2100. Units : °C.

Les changements futurs des composites sont frappants (Figures 4.25e–l et 4.26e–l). Pour les deux périodes futures, et quelque soit le régime, les composites de T2m apparaissent nettement plus chauds, ce qui signifie que les changements intra-régimes sont importants. De plus, le réchauffement futur semble quasi-indépendant du régime, ce qui signifierait que les changements intra-régimes communs dominent les changements intra-régimes spécifiques. Pour mieux rendre compte de ces conclusions, appliquons la décomposition décrite dans Najac (2008, section 3.3) ou Goubanova et al. (2010) en considérant que les changements moyens d’une variable X (ici la T2m) entre la période présente P (ici 20c3m) et une période future F ¹⁶ peuvent être décrits

¹⁶Nous considérerons seulement 2081–2100 dans la suite, mais les résultats sont analogues pour 2046–2065.

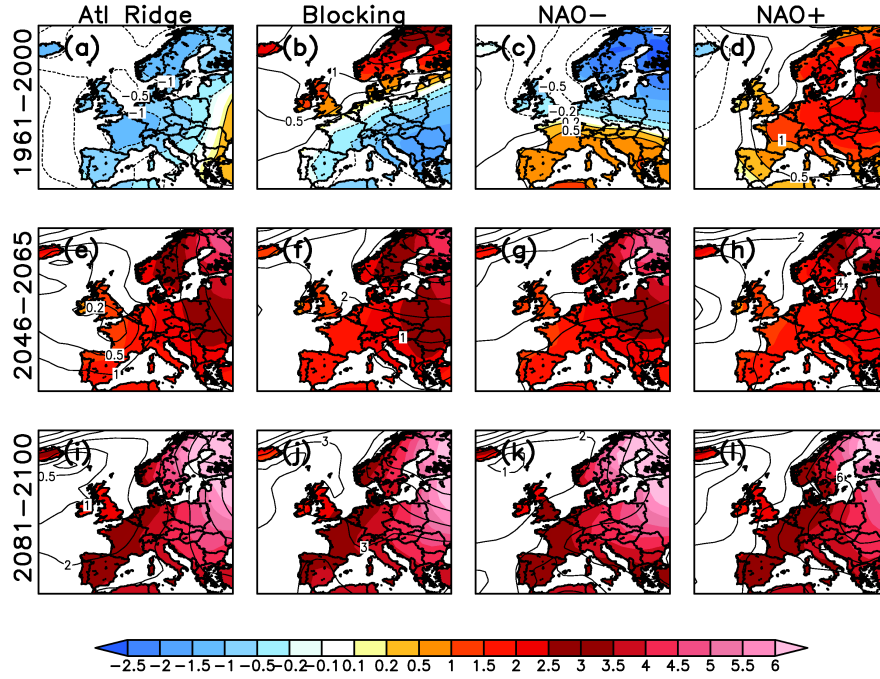


FIGURE 4.26 – Idem que Figure 4.25 pour l'hiver. Unités : °C.

Same as Figure 4.25 for winter. Units : °C.

par :

$$\Delta X = X^F - X^P = \sum_{i=1}^N (f_i^F x_i^F - f_i^P x_i^P) \quad (4.8)$$

où N est le nombre de régimes, f_i la fréquence d'occurrence du régime i et x_i le composite d'anomalie de X associé au régime i . Si l'on reformule l'équation 4.8 selon :

$$\begin{aligned} \Delta X &= \sum_{i=1}^N [(f_i^F - f_i^P) x_i^F + f_i^P x_i^F - f_i^P x_i^P] \\ &= \sum_{i=1}^N [(f_i^F - f_i^P) (x_i^P - x_i^P + x_i^F) + f_i^P (x_i^F - x_i^P)] \\ &= \sum_{i=1}^N [(f_i^F - f_i^P) x_i^P + f_i^P (x_i^F - x_i^P) + (f_i^F - f_i^P) (x_i^F - x_i^P)] \end{aligned} \quad (4.9)$$

on obtient :

$$\Delta X = \underbrace{\sum_{i=1}^N (\Delta f_i \cdot x_i^P)}_{\text{Inter}} + \underbrace{\sum_{i=1}^N (f_i^P \cdot \Delta x_i)}_{\text{Intra}} + \underbrace{\sum_{i=1}^N (\Delta f_i \cdot \Delta x_i)}_{\text{Residu}} \quad (4.10)$$

dans laquelle trois termes se dégagent : le premier qui dépend du changement de fréquence d'occurrence (changements inter-régimes), le second du changement des composites (change-

ments intra-régimes) et le troisième qui est un terme de résidu produit des deux changements inter et intra. Enfin, ajoutons que les changements intra-régimes caractérisés par Δx_i peuvent être décomposés en changements communs ($\overline{\Delta x}$) et spécifiques ($\Delta x'_i$), selon :

$$\forall i \in 1..N \quad \Delta x_i = \overline{\Delta x} + \Delta x'_i \quad (4.11)$$

où, par définition :

$$\overline{\Delta x} \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta x_i \quad (4.12)$$

Finalement, en introduisant ceci dans l'équation 4.10, et sachant que $\sum_{i=1}^N f_i^P \equiv 1$, nous obtenons la décomposition suivante :

$$\Delta X = \underbrace{\sum_{i=1}^N (\Delta f_i \cdot x_i^P)}_{Inter} + \underbrace{\overline{\Delta x}}_{Intra-com} + \underbrace{\sum_{i=1}^N (f_i^P \cdot \Delta x'_i)}_{Intra-spe} + \underbrace{\sum_{i=1}^N (\Delta f_i \cdot \Delta x_i)}_{Residu} \quad (4.13)$$

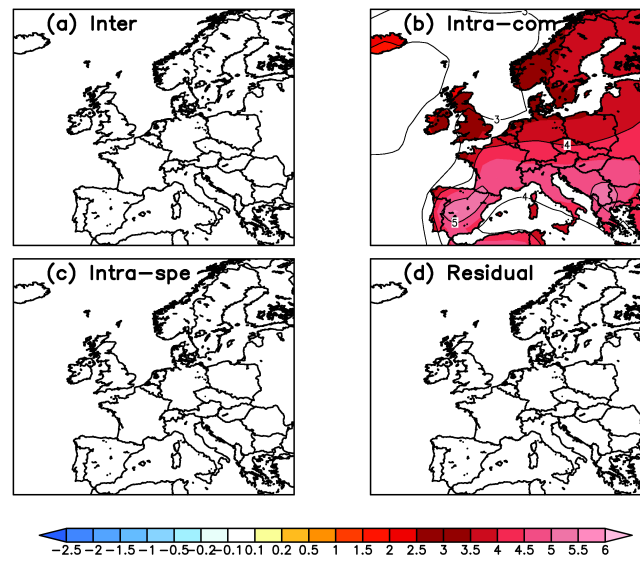


FIGURE 4.27 – Décomposition du changement moyen des températures d’été entre 2081–2100 et 20c3m selon l’équation 4.13. Changements (a) inter-régimes, (b) intra-régimes communs, (c) intra-régimes spécifiques et (d) résiduels. Unités : °C.

Partitioning of mean summer temperature change between 2081–2100 and 20c3m according to the equation 4.13. (a) Inter-regime, (b) common intra-regime, (c) specific intra-regime et (d) residual changes. Units : °C.

Les termes de cette décomposition appliquée aux changements de température entre 2081–2100 et 20c3m sont présentés sur les Figures 4.27 et 4.28, respectivement pour l’été et l’hiver. Le constat est immédiat : le réchauffement européen est très largement dominé par les changements intra-régimes communs à tous les régimes (panels b), que l’on peut très probablement considérer causés par l’augmentation globale du forçage radiatif dû aux émissions croissantes

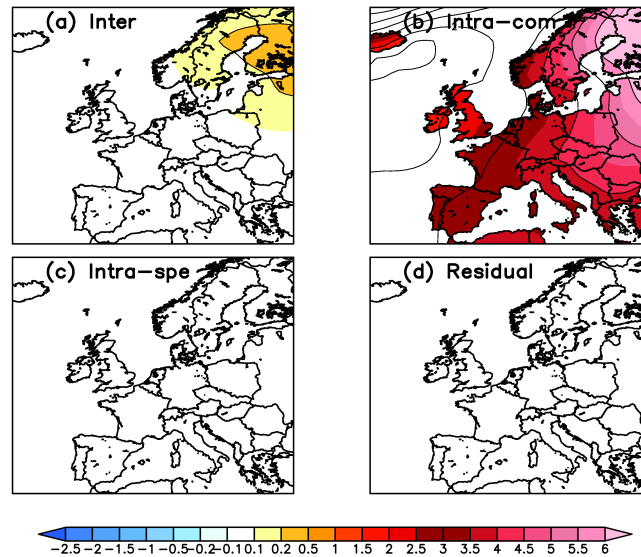


FIGURE 4.28 – Idem que Figure 4.27 pour l’hiver. Unités : °C.

Same as Figure 4.27 for winter. Units : °C.

de gaz à effet de serre. On ne distingue pas de changement intra-régime spécifique, i.e. pas de modification claire de la relation dynamique–températures à l’intérieur des régimes, ce qui rejoint les conclusions de la section 4.2. De légers changements inter-régimes apparaissent en hiver, puisque la diminution de la fréquence d’occurrence du régime *NAO-* au profit des régimes *Blocking* et *NAO+* induit un réchauffement du Nord de l’Europe. Si ce réchauffement est cohérent avec plusieurs travaux précédents (Gillett et al., 2003; Terray et al., 2004), il est à noter qu’il reste largement inférieur au réchauffement intra-régime commun. Notons également que ce résultat est également en accord avec les conclusions de la section 4.2, qui montrent qu’en hiver, une petite partie du réchauffement futur se retrouve dans les températures obtenues à partir des analogues de circulation.

4.4 Synthèse et conclusions

L’objectif de ce chapitre était d’étudier si le changement climatique peut s’interpréter, à l’échelle de l’Europe, comme un glissement des conditions de circulation atmosphérique vers des conditions associées à des températures chaudes, ou bien si le réchauffement est, à l’inverse, dissocié de la dynamique atmosphérique et peut s’interpréter comme un glissement des températures vers des valeurs plus chaudes, sans que la relation dynamique–température ne soit modifiée. Si les chapitres 2 et 3 de cette thèse nous faisaient déjà pencher pour la seconde hypothèse à partir de l’analyse des tendances récemment observées, les résultats de ce chapitre nous confortent largement dans cette direction, et ce à partir de deux diagnostics différents des projections climatiques multi-modèles réalisées dans le cadre de l’IPCC-AR4.

Nous avons en effet utilisé dans un premier temps l’approche dite des *analogues de circulation* (Yiou et al., 2007), afin d’analyser si, d’une part, les périodes futures se caractérisent

par des changements de circulation atmosphérique sur le bassin nord-atlantique, et si d'autre part, le réchauffement simulé par les modèles climatiques au XXI^e siècle peut s'expliquer par ces changements de dynamique éventuels. Cette étude, soumise à publication dans la revue *Climate Dynamics*, a montré que seule une partie mineure du futur réchauffement européen hivernal peut s'expliquer par une augmentation de la fréquence d'occurrence de la phase positive de la NAO, mais que globalement, le réchauffement européen à long-terme est dissocié de la dynamique atmosphérique. En revanche, comme nous l'avons observé lors des chapitres 2 et 3, la variabilité des températures des échelles journalière à inter-annuelle reste largement dominée par les fluctuations de la dynamique nord-atlantique, surtout durant la période hivernale. Si ces résultats sont en accord avec d'autres analyses des projections climatiques IPCC-AR4 (Stephenson et al., 2006; van Ulden and van Oldenborgh, 2006), ils remettent en question un certain nombre d'études de la fin des années 1990 et du début des années 2000 qui suggéraient que le réchauffement européen était lié à une réorganisation des états préférentiels de la dynamique atmosphérique nord-atlantique (Corti et al., 1999; Gillett et al., 2003; Palmer, 1999).

Les conclusions tirées de cette première approche ont été confirmées dans la seconde partie de ce chapitre, à partir d'une analyse basée sur le concept de *régimes de temps*. Ce concept, présenté dans la section 1.3.2 nous a en effet permis de constater que les périodes futures ne révèlent pas de changement majeur dans les états préférentiels de la dynamique atmosphérique nord-atlantique d'été et d'hiver. En revanche, des légers changements dans la fréquence d'occurrence des régimes de temps sont apparus, et l'on retrouve en particulier l'augmentation du régime *NAO+* d'hiver, qui conjointement à l'augmentation des conditions de *Blocking*, vient contre-balancer la diminution de fréquence du régime *NAO-*. Ces changements de fréquence d'occurrence des régimes, bien que fortement modèle-dépendants, expliquent dans l'ensemble une partie mineure du futur réchauffement européen hivernal tel que simulé par les modèles climatiques, comme nous l'avons observé à partir de l'étude des analogues de circulation. Cependant, la quasi-totalité du réchauffement européen apparaît dans la contribution que nous avons qualifiée d'*intra-régime commune*, i.e. la contribution des facteurs extérieurs à la dynamique.

Une question majeure de ce chapitre était de déterminer si les saisons chaudes records, voire extrêmes, observées en Europe depuis 2003 peuvent être considérées comme des « prototypes » du climat standard des années à venir. Si la réponse à cette question ne fait pas de doute en termes de température uniquement — car, dans un contexte de réchauffement européen continu, l'on peut facilement considérer que la température atteinte lors de l'été 2003 deviendra « un jour » la température estivale standard —, les conclusions de ce chapitre nous invitent à répondre *non* en termes de dynamique. En effet, nos résultats suggèrent que les situations de dynamique atmosphérique associées aux températures « standard » futures seront similaires aux situations récemment observées durant les saisons... standard. Parallèlement, des situations persistantes de blocage telles qu'observées durant l'été 2003, devraient être également associées à des étés extrêmement chauds dans le futur. En résumé il apparaît que les extrêmes de température européens futurs se développeront dynamiquement de la même manière que les extrêmes récemment observés, mais seront plus chauds compte tenu du glissement « global » de la distribution des températures vers des valeurs plus chaudes.

Précisons enfin que si la dynamique des extrêmes semble inchangée dans le futur, les processus amplificateurs évoqués précédemment sont en revanche susceptibles d'évoluer. En particulier, en été, les rétro-actions des températures avec l'humidité de sols peuvent s'intensifier

dans le contexte du changement climatique avec l'assèchement des régions méditerranéennes (Fischer and Schär, 2009). En hiver, la réduction attendue de couverture de neige pourrait également inhiber les vagues de froid, voire amplifier les températures printanières en cas de fonte précoce. L'étude de ces mécanismes dans le contexte du XXI^e siècle nécessiterait la réalisation d'expériences de modélisation régionale à partir des simulations futures des modèles CMIP3. Si cette thèse a constitué l'occasion de développer les outils nécessaires à de telles expériences, via le développement de l'interface entre le modèle IPSL4 et notre modèle régional MM5¹⁷, elle n'a en revanche pas laissé le temps d'en exploiter les résultats. Cette exploitation constitue à présent une piste d'étude prometteuse pour de futures analyses.

Concluons ce chapitre sur un point encourageant, car nos résultats le sont du point de vue de la prévisibilité des événements extrêmes de température en Europe : nous indiquons en effet que la prévision d'un événement futur peut se faire à partir de la compréhension des mécanismes ayant causé les événements observés, puisque la dynamique de développement semble ne pas se modifier. Les exemples récents nous fournissent ainsi un bon terrain d'apprentissage.

¹⁷Quelques éléments décrivant le développement de cette interface sont indiqués dans l'annexe B. Je tiens à remercier ici Sébastien Denvil et Tamara Salameh pour leurs contributions à ce développement.

Summary

Context and objectives

This chapter aims to investigate whether recently observed inconsistencies between seasonal NAE dynamics and European temperatures could continue in future years according to IPCC-AR4 climate projections. In particular the question how future extremes can be compared to recent ones is addressed.

Methods

Two approaches are conducted from Sea-Level Pressure (SLP) and 2m-temperature (T2m) of 13 CMIP3 models. The first one, known as the flow-analogues technique, consists in estimating seasonal T2m of future periods (2046–2065 and 2081–2100) from SLP by looking at present (20c3m) relationships between both daily variables. Then, in order to address the sub-seasonal scale issue, a multi-model analysis of NAE weather regimes and their interplay with European T2m is carried out. As a first step, both approaches isolate seasonal five-model ensembles by testing 20c3m models skills wrt. ERA-40 re-analyses.

Results

Over 20c3m, CMIP3 models appear generally skillful in reproducing SLP–T2m relationships observed in ERA-40. They perform better in winter than summer, where the identifying process of weather regimes is less obvious. For the 21st century, model-ensembles generally suggest a decrease in the SLP variability, resulting in a strengthening of the leading NAO pattern, especially in winter where the *NAO+* (*NAO-*) regime is expected to become more (less) frequent. Concurrently, T2m are projected to warm, with a faster (slower) increase and a widening (tightening) of the statistical distribution in summer (winter).

No major change is found in SLP patterns correlated to European T2m in future periods. The projected increase of T2m occurs for all regimes, and appears therefore dissociated with potential changes in the circulation. Only a small part of the wintertime warming could be attributed to an enhanced frequency of positive NAO conditions. Therefore, general future increases in mean European T2m should result from changes in radiative forcings.

Flow-analogues of unusually warm/cold future seasons were also associated with warm/cold conditions during 20c3m. This means that projected future extremes might develop, in terms of atmospheric dynamics, as recent ones. In summer (winter), the future increase (decrease) in the T2m variability should therefore result from changes in local processes (e.g., an increased (decreased) soil moisture (snow) feedback). Representing such processes in climate models appears as a major challenge for future regional projections.

Chapitre 5

Hiver 2009/10 : un extrême froid dans un climat chaud

Ce dernier chapitre est consacré à l'analyse de l'hiver 2009/10, qui a particulièrement frappé les esprits suite à ses températures relativement froides et ses chutes de neige fréquentes, notamment en Europe. La section 5.1 sera ainsi consacrée à une analyse statistique des anomalies observées pendant cette saison, et veillera à replacer l'événement régional européen dans un contexte plus global. Nous reproduirons ensuite, dans la section 5.2, un article paru dans la revue *Geophysical Research Letters* qui étudie l'association entre les températures européennes et la dynamique Atlantique Nord – Europe (NAE) qui révèle une persistance exceptionnelle de conditions NAO négatives (Cattiaux et al., 2010b). L'éventuel forçage de cet extrême de NAO par les conditions de surface fera l'objet de la section 5.3, avant que la section 5.4 n'analyse la rétro-action neige – température mise en jeu en Europe pendant l'hiver 2009/10. Une dernière discussion proposera une approche probabiliste simpliste afin d'appréhender le destin de tels épisodes froids dans le climat plus chaud du XXI^e siècle (section 5.5).

Sommaire

5.1	Un hiver froid, mais surtout neigeux !	150
5.2	Article publié dans <i>Geophysical Research Letters</i>	155
5.2.1	Résumé	155
5.2.2	Article : WINTER 2010 IN EUROPE : A COLD EXTREME IN A WARMING CLIMATE	155
5.2.2.1	Abstract	155
5.2.2.2	Introduction	156
5.2.2.3	Data and methods	157
5.2.2.4	Extreme persistence of daily NAO– conditions during winter 2010	157
5.2.2.5	How cold was winter 2010 in Europe?	159
5.2.2.6	Flow-analogues temperatures of winter 2010	160
5.2.2.7	Discussion and conclusions	161
5.3	Pourquoi une telle NAO négative ?	162
5.3.1	Un record à l'échelle de l'hémisphère	162
5.3.2	Un Niño intense	164

5.3.3	Un Atlantique tropical exceptionnellement chaud	166
5.3.4	L'Eurasie sous la neige en octobre	167
5.3.5	Le récent recul de la glace de mer en Arctique	168
5.3.6	Et le facteur « chance » !	170
5.4	Couverture de neige et températures pendant l'hiver 2009/10	172
5.4.1	Neige, froid et amplitude diurne	172
5.4.2	Couverture de neige en Europe : observations et analogues	174
5.4.3	Température et couverture de neige : que dit MM5 ?	176
5.4.4	Conclusions sur la neige	181
5.5	L'hiver 2009/10 sera-t-il le plus froid du siècle ?	182
5.6	Synthèse et conclusions	185
	<i>Summary</i>	187

5.1 Un hiver froid, mais surtout neigeux !

L'hiver 2009/10 — ici défini comme Décembre 2009 - Janvier 2010 - Février 2010 (DJF) — a été particulièrement froid et neigeux en Europe, notamment en France. L'image satellite reproduite sur la Figure 5.1¹ en est une illustration spectaculaire : elle montre le Royaume-Uni et le Nord-Ouest de la France totalement recouverts de neige au matin du 7 janvier 2010. Ainsi, dans son bulletin saisonnier², MÉTÉO-FRANCE a rapporté que :

« Avec une température moyenne sur la France située 1.2 °C sous la normale saisonnière, l'hiver 2009–2010 se positionne parmi les hivers froids, mais non exceptionnels, de ces dernières années. [...] Il s'est cependant singularisé par la succession de trois vagues de froid bien marquées mi-décembre, début janvier et mi-février.

Ces basses températures associées à un temps plutôt perturbé ont favorisé de fréquentes chutes de neige en plaine sur l'ensemble du pays. En terme d'occurrences de neige, l'hiver 2009–2010 se positionne ainsi comme l'un des plus neigeux de ces trente dernières années. Toujours en raison du froid persistant, la neige a fréquemment tenu au sol. Les épaisseurs ont été parfois conséquentes, mais cependant assez loin des records historiques. [...] Si les épaisseurs n'ont pas été exceptionnelles, la neige a cependant très souvent tenu au sol en raison du froid. [...] A l'échelle de la France, il faut sans doute remonter à l'hiver 1986–1987 pour trouver autant de jours avec de la neige au sol. »

A l'échelle mondiale, les États-Unis et la Sibérie ont également présenté des températures saisonnières anormalement froides durant cette saison (Figure 5.2³). En particulier les États-Unis connaissent une vague de froid intense pendant la période du 28 décembre 2009 au 13 janvier 2010, pendant laquelle certains records de température minimale journalière sont battus, comme à Miami où les 36 °F (~2 °C) relevés le 11 janvier 2010 effacent un record vieux de

¹Disponible à l'adresse : <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/2010007-0107/GreatBritain.A2010007.1150.1km.jpg>.

²Source : http://france.meteofrance.com/jsp/site/Portal.jsp?page_id=12631.

³Comme au chapitre 2, cette figure est obtenue à partir de l'outil de visualisation en ligne de la NASA et du GISS, disponible à l'adresse : <http://data.giss.nasa.gov/cgi-bin/gistemp/>. Voir également l'annexe A.

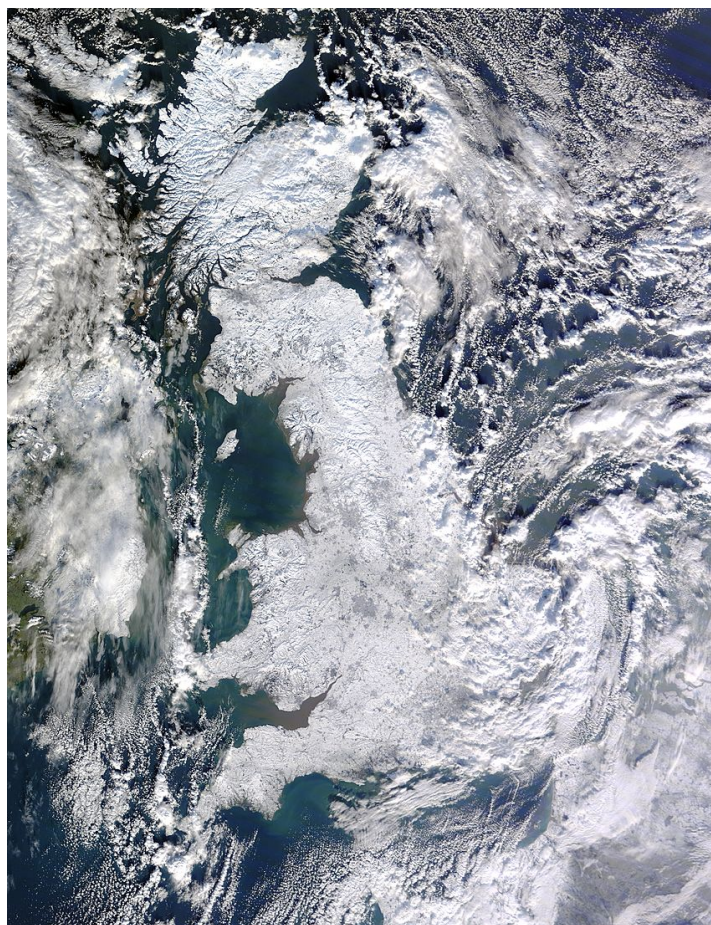


FIGURE 5.1 – Image satellite de la Grande Bretagne et du Nord de la France, 7 janvier 2010. Crédits : NASA (voir note 1).

Satellite image of UK and Northern France, January 7th 2010. Credits : NASA (see footnote 1).

82 ans pour 1 °F (Wang et al., 2010). Cette période amènera même un journaliste anglais du *Daily Mail* à titrer « *The mini ice age starts here* »⁴. À l'image de l'Europe, ces températures glaciales sont associées à des chutes de neige plus importantes que la normale. La couverture de neige du mois de décembre 2009 sur la côte Est des États-Unis constitue ainsi un record depuis au moins décembre 1950, et elle atteint par exemple 73.2 *inches* (soit 1.86m) cumulée sur l'hiver entier dans la ville de Washington (Seager et al., 2010). Les états américains allant de la Pennsylvanie à la Virginie connaissent même des tempêtes de neige « records »⁵ entre le 5 et le 10 février 2010, baptisées avec une sobriété typiquement américaine « *Snowmageddon* » et « *Snoverkill* ».

Ces événements sont intervenus pendant et après les négociations internationales sur le climat au sommet des Nations Unies de Copenhague, en décembre 2009 (COP15⁶), alimentant ainsi les controverses sur la question scientifique de réchauffement global. Il est cependant

⁴Source : <http://www.dailymail.co.uk/sciencetech/article-1242011/>.

⁵Source : National Weather Service (<http://www.nws.noaa.gov/>).

⁶Voir <http://www.denmark.dk/en/menu/Climate-Energy/COP15-Copenhagen-2009/>.

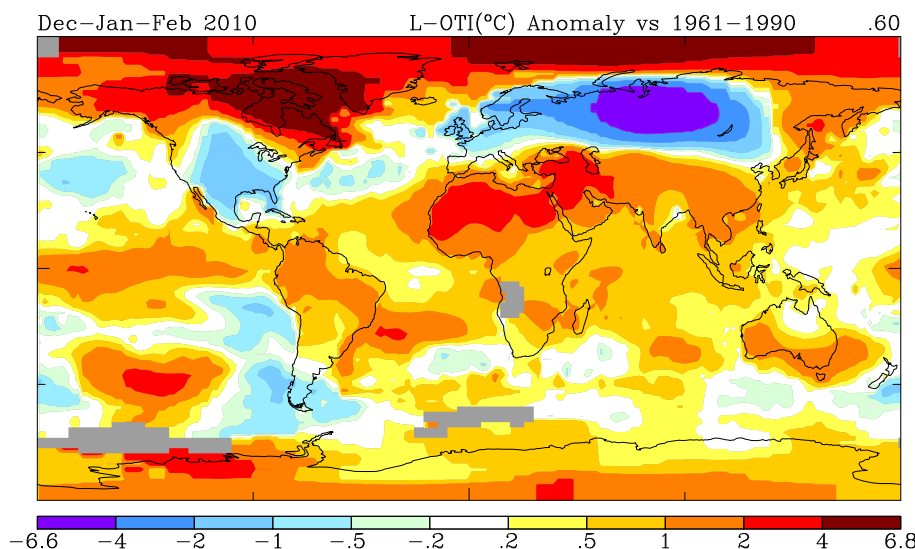


FIGURE 5.2 – Anomalie globale de température de l’hiver 2009/10, par rapport à la climatologie 1961–1990. Données : NASA/GISS (voir note 3). Unités : °C.

Global temperature anomaly of winter 2009/10, relative to the 1961–1990 climatology. Dataset : NASA/GISS (see footnote 3). Units : °C.

capital de noter que si l’hiver 2009/10 a été froid sur quelques régions, il a été chaud à l’échelle globale (Figure 5.2). Les anomalies chaudes les plus marquées se situent au niveau de la mer du Labrador, entre le Nord-Est du Canada et le Sud-Ouest du Groenland, où elles dépassent les 4 °C ($\sim 2 \sigma$), ainsi que sur l’Afrique du Nord et le Moyen Orient. Un bulletin de Geert Jan VAN OLDENBORGH, du KNMI⁷, rapporte même que :

« If the climate would not be changing we would not be able to call the winter very cold in many areas : return times are less than once every ten years in Europe, 10-50 years in the southern US and reach 100 years in Siberia. The warm extremes would be much more unusual : up to 200 year in northeastern Canada and southern Greenland, and much higher still in North Africa and the Middle East. »

TRAD. : « Si le climat n’était pas en train de changer, nous ne pourrions pas qualifier cet hiver de très froid dans beaucoup de régions : les temps de retour sont inférieurs à dix ans en Europe, 10–50 ans au sud des États-Unis et atteignent cent ans en Sibérie. Les extrêmes chauds seraient, eux, bien plus inhabituels : les temps de retour atteignent 200 ans au nord-est du Canada et au sud du Groenland, et

⁷Source : <http://www.knmi.nl/cms/content/79165>.

sont même bien plus élevés sur l’Afrique du Nord et le Moyen-Orient. »

Et tenant compte de la tendance des dernières années liée au changement climatique :

« *The return time of the winter temperature of 2010 relative to the trend [...] becomes 10 to 20 years [in the Netherlands], rising to 100 years in Scotland. In the US the return times relative to the trend are similar, as the winter trend is small compared to the variability. The return times in North Africa and the Middle East [...] still reach thousands of years. It should be noted that these extrapolations from 60 years of data have large uncertainties. [However] statistically the high temperatures [observed during winter 2010] in North Africa and the Middle East were very rare.* »

TRAD. « Le temps de retour de la température de l’hiver 2010 par rapport à la tendance [...] devient 10 à 20 ans [sur les Pays-Bas], augmentant jusqu’à 100 ans en Écosse. Sur les États-Unis les temps de retour avec ou sans tendance sont similaires, puisque la tendance hivernale est faible comparée à la variabilité. Les temps de retour sur l’Afrique du Nord et le Moyen-Orient [...] atteignent toujours des milliers d’années. Il est à noter que ces extrapolations à partir de 60 ans de données ont de grandes incertitudes. [Cependant] statistiquement les températures élevées sur l’Afrique du Nord et le Moyen-Orient [observées pendant l’hiver 2010] peuvent être qualifiées de très rares. »

Cette perspective globale illustre bien la difficulté à distinguer les événements ponctuels et localisés des tendances globales à long terme. Si l’hiver 2010 a été ressenti comme inhabituel et glacial par la grande majorité des européens et des américains, il n’en reste pas moins qu’il se classe parmi les cinq plus chauds depuis 1950 à l’échelle de la planète (Cohen et al., 2010). Néanmoins, même si les anomalies froides n’ont frappé qu’une minorité de la surface du globe durant l’hiver 2009/10, il convient d’en étudier les causes et mécanismes afin d’en favoriser la compréhension et la prévisibilité. Plusieurs travaux récents ont ainsi contribué à l’étude de l’hiver 2009/10 dans l’hémisphère nord. Wang et al. (2010) montrent qu’à l’échelle nord-atlantique, la structure quadri-polaire de l’anomalie de température (chaude sur la mer du Labrador et l’Afrique du Nord / Moyen Orient, et froide sur les États-Unis et l’Eurasie, voir Figure 5.2) est directement liée à la circulation atmosphérique caractérisée par une NAO très négative (voir aussi Figure 5.4). En effet la NAO est spatialement corrélée à ce type de quadripole des températures (Hurrell, 1996; Kapala et al., 1998; Rogers, 1997; Slonosky and Yiou, 2002, parmi d’autres), ce qui est la conséquence directe de son action sur le *jet stream*⁸. De manière similaire, Seager et al. (2010) analysent l’anomalie de couverture de neige de l’hiver 2009/10, principalement aux États-Unis, et concluent à une influence prépondérante de la NAO négative cumulée avec un épisode Niño dans le Pacifique tropical (ENSO). À noter qu’à la différence des températures froides, la couverture de neige est rapportée comme exceptionnelle dans plusieurs régions des États-Unis et de l’Europe (Écosse, Allemagne et Nord de l’Espagne), avec des temps de retour estimés à 20 à 50 ans d’après le bulletin du KNMI⁷. La Figure 5.3 montre en effet que ces régions ont subi des couvertures neigeuses anormales tout au long de l’hiver, d’après les données satellitaires du *Global Snow Lab / Rutgers University* (GSL/RU)⁹,

⁸Voir section 1.2.2.

⁹Données fournies par Thomas Estilow, du GSL/RU, que je tiens à remercier chaleureusement. Voir détails à l’adresse <http://climate.rutgers.edu/snowcover/>.

et Cohen et al. (2010) évoque même la possibilité que l'hiver 2009/10 aie été le plus enneigé enregistré en Amérique du Nord. Pour l'anecdote, selon ces mêmes données, le mois d'avril montre un comportement totalement inverse dans cette région, puisqu'il y établit un record d'absence de neige depuis 1966 d'après le GSL/RU...

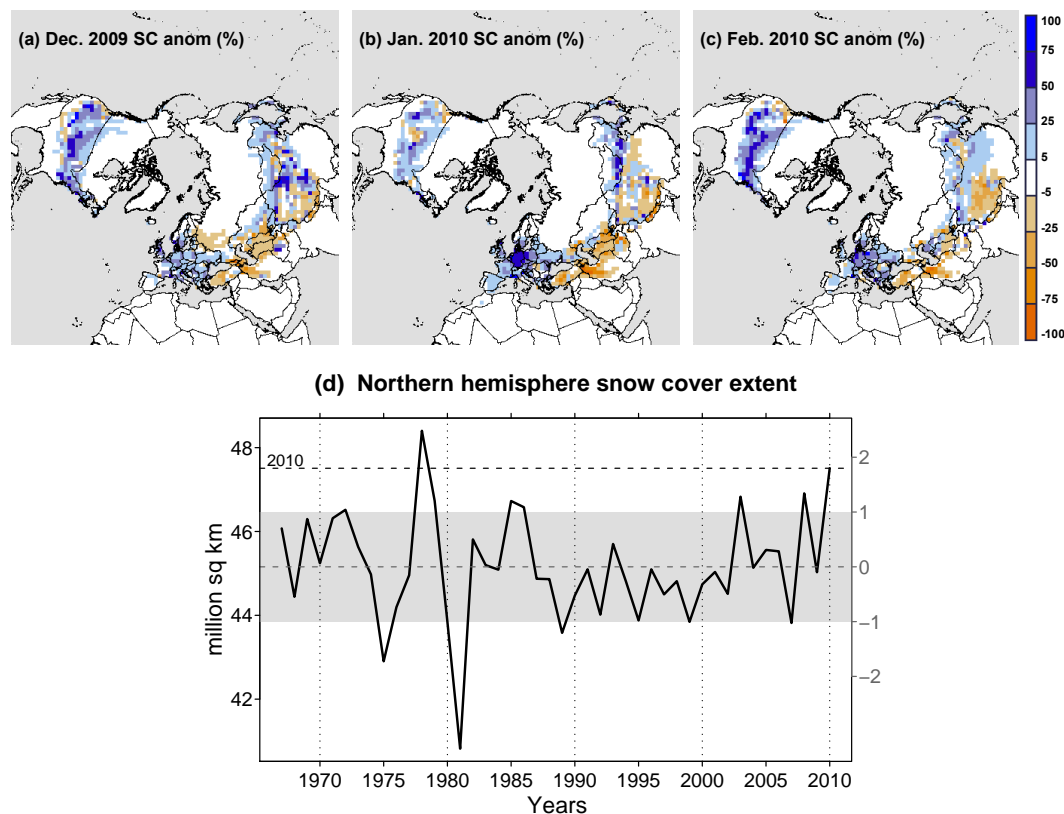


FIGURE 5.3 – (a–c) Anomalies mensuelles de couverture neigeuse de l'hiver 2009/10, pour (a) décembre 2009, (b) janvier 2010 et (c) février 2010, par rapport aux climatologies 1971-2000 (en %). (d) Série temporelle des moyennes d'hiver (DJF) sur l'hémisphère nord (en millions de km^2). L'échelle de droite représente les anomalies normalisées, et la zone grisée couvre les écarts de $\pm 1 \sigma$ par rapport à la moyenne (ligne horizontale grise). Données : GSL/RU.

(a–c) Monthly snow cover anomalies of winter 2009/10, for (a) December 2009, (b) January 2010 et (c) February (2010), relative to 1971–2000 climatologies (in %). (d) Time series of wintertime (DJF) means over the Northern Hemisphere (in millions of km^2). The scaling of the right axis represents normalized anomalies, and the gray area encompasses departures of $\pm 1 \sigma$ from the mean (horizontal gray line). Dataset : GSL/RU.

Ce chapitre se propose ainsi d'étudier les origines des températures et chutes de neige inhabituelles de l'hiver 2009/10 en Europe. Nous reproduisons dans un premier temps un article paru dans la revue *Geophysical Research Letters*, qui montre que le froid en Europe — qui n'a rien d'exceptionnel au regard des soixante dernières années — est directement lié à la persistance exceptionnelle de conditions NAO négatives, et que compte tenu de cette persistance, il aurait pu (dû ?) être nettement plus marqué. En particulier cet article compare l'hiver 2009/10 à l'hiver 1962/63, similaire en termes de dynamique atmosphérique, mais près de 3°C plus froid. Dans un second temps, nous revenons sur le développement de la persistance de conditions NAO négatives, ainsi que sur les causes et conséquences de la couverture neigeuse

sur l'Europe. Enfin, nous concluerons ce chapitre en évoquant la probabilité d'occurrence de tels hivers froids au cours du XXI^e siècle, à l'aide des résultats du chapitre 4.

5.2 Article publié dans *Geophysical Research Letters*

5.2.1 Résumé

L'objectif de cet article, publié dans la revue *Geophysical Research Letters* en octobre 2010, est d'analyser les mécanismes dynamiques ayant conduit au froid européen de l'hiver 2009/10, et de discuter de la survenue de cet épisode froid dans le contexte du réchauffement européen à long terme. En premier lieu, notre étude caractérise la circulation atmosphérique nord-atlantique de l'hiver 2009/10 en utilisant plusieurs indices (indice NAO, fréquence de blocages, et indice SDI défini au chapitre 3) ainsi qu'une décomposition en régimes de temps. Il ressort de cette analyse que cette saison est marquée par une exceptionnelle persistance de conditions NAO négatives, illustrée notamment par un indice NAO très négatif et « sans précédent » depuis les années 1820. En second lieu, cet article analyse l'anomalie de température observée sur les stations européennes, et montre que, bien que froid, l'hiver 2009/10 n'est pas exceptionnel sur les soixante dernières années. Enfin nous verrons que les analogues des circulations atmosphériques de l'hiver 2009/10, pris parmi les hivers des soixante dernières années, étaient associés à des températures bien plus sévères, proches des valeurs de l'hiver glacial de 1962/63. L'hiver 2009/10 peut alors être considéré comme une illustration d'un pic froid dans un climat déjà plus chaud, et soulève la question du devenir de telles vagues de froid au XXI^e siècle.

5.2.2 Article : WINTER 2010 IN EUROPE : A COLD EXTREME IN A WARMING CLIMATE

Julien CATTIAUX¹⁰ • Robert VAUTARD¹⁰ • Christophe CASSOU¹¹ • Pascal YIOU¹⁰ • Valérie MASSON-DELMOTTE¹⁰ • Francis CODRON¹²

Received 07 July 2010; Accepted 27 August 2010; Published 22 October 2010.

©2010 by the American Geophysical Union.

Citation : J. Cattiaux et al. (2010b), Winter 2010 in Europe : A cold extreme in a warming climate, *Geophysical Research Letters*, 37, pp. L20704. DOI: [10.1029/2010GL044613](https://doi.org/10.1029/2010GL044613)

5.2.2.1 Abstract

The winter of 2009/2010 was characterized by record persistence of the negative phase of the North-Atlantic Oscillation (NAO) which caused several severe cold spells over Northern and

¹⁰IPSL/LSCE, Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ (UMR8212), Orme-des-Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

¹¹CNRS/Cerfacs, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France.

¹²IPSL/LMD, Unité mixte CNRS-Ecole Polytechnique-ENS-UPMC, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.

Western Europe. This somehow unusual winter with respect to the most recent ones intruded in the public debate on climate change, during and after the Copenhagen climate negotiations. We show however that the cold European temperature anomaly of winter 2010 was (i) not extreme relative to winters of the past six decades, and (ii) warmer than expected from its record-breaking seasonal circulation indices such as NAO or blockings frequency. Daily flow-analogues of winter 2010, taken in past winters, were associated with much colder temperatures. The winter 2010 thus provides a consistent picture of a regional cold event mitigated by long-term climate warming.

5.2.2.2 Introduction

The period December 2009 – January 2010 – February 2010 (hereafter winter 2010) was punctuated by series of cold weather events and unusual snow accumulation in several Northern Hemisphere countries (see <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/>). In Europe, three successive cold outbreaks and unusual persistence of snow cover were observed (see <http://www.knmi.nl/cms/content/79165>), which shaped the public perception of an exceptionally intense winter. Several states of Eastern United States also recorded their snowiest winter ever (Seager et al., 2010) while a few cities witnessed record-breaking cold daily temperatures (Wang et al., 2010). These weather events occurred during and after intense media activity covering international climate negotiations in Copenhagen, and raised up questioning about global warming. A global perspective nevertheless highlights that winter 2010 was marked by a mean warm anomaly at global scale, especially over Greenland, Canada, North-Africa and Middle East (see <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/>). Understanding and improving the predictability of such mid-latitude cold spells is a key societal issue, since their fate in both frequency and intensity in a warming climate directly impacts sectors of energy demand, transport disruption and social emergency protection systems.

This paper focuses on European cold temperatures of winter 2010. The European winter-time climate is mostly driven by atmospheric dynamics over the North-Atlantic – European (NAE) area (Walker, 1924), characterized by a baroclinic instability of the westerly jet stream which generates planetary waves traveling from North-Eastern America to the European continent (e.g. Charney, 1947). The unstable nature of the jet also triggers quasi-stationary circulation patterns of larger scale, often referred to as “weather regime”, which can persist from a few days to a few weeks (Legras and Ghil, 1985; Reinhold and Pierrehumbert, 1982; Vautard, 1990). The seasonal-to-decadal variability in European temperatures has often been considered as driven by the frequency of occurrence of each regime (Philipp et al., 2007; Vautard and Yiou, 2009). For instance the positive (negative) phase of the North Atlantic Oscillation (NAO) is generally associated with rather warm (cold) temperatures (e.g. Hurrell, 1995), while the persistence of a high-pressure system over Northern Europe or the British Isles, often referred to as “European blocking” conditions, leads to cold and dry weather over Western Europe (Yiou and Nogaj, 2004).

Our aim is to investigate which weather regimes were associated to the cold winter 2010, and their interplay with the temperature anomaly. In particular we use the “flow-analogues” approach developed in Yiou et al., 2007 to analyze this temperature anomaly based on past relationships between atmospheric circulation and temperatures.

5.2.2.3 Data and methods

The daily atmospheric dynamics is analyzed through re-analyses of geopotential height at 500hPa (Z500) provided by National Centers for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) (Kistler et al., 2001) over the period 1948–2010 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). Anomalies are computed by removing at each grid point the 1961–1990 daily climatology.

Several indices are used for the statistical analysis of winter 2010 seasonal dynamics : (i) the seasonal NAO index (NAOi) defined as the difference between Azores and Iceland normalized surface pressures (Jones et al., 1998; Osborn, 2006) (computed from monthly values downloaded from <http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/datapages/naoi.htm>), (ii) the frequency of blocking days throughout the winter season as defined by Tibaldi and Molteni, 1990 (computed over $30^{\circ}W$ ($\pm 10^{\circ}$)), (iii) the winter Seasonal Dynamics Index (SDI) defined in Cattiaux et al., 2010a and based on optimal correlation between European atmospheric circulation and temperatures, and (iv) the seasonal frequency of daily occurrences of North-Atlantic “weather regimes” obtained by Cassou, 2008 from a “k-means” clustering method computed in the Empirical Orthogonal Functions phase space (Michelangeli et al., 1995) over the NAE domain and the period 1974–2007.

Temperature data are from the European Climate Assessment and Data-set (ECA&D) project (Klein-Tank et al., 2002), which provides daily minimum, maximum and mean temperatures (respectively Tmin, Tmax and Tavg) at European stations (<http://eca.knmi.nl/dailydata/>). The data set is geographically homogenized by selecting the stations on the basis of (i) the simultaneous availability of Tavg, Tmin and Tmax data, (ii) the availability of more than 80% of daily values between 1 January 1948 and 28 February 2010, (iii) a selection of only one station per grid cell of $0.75^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ size. This method is similar to that used in previous studies (Vautard and Yiou, 2009; Yiou et al., 2007), and retains here 230 stations over Europe. Anomalies are computed by removing at each station the 1961–1990 daily climatology, and in order to better quantify their amplitude, normalized anomalies relative to the mean and the standard deviation (σ) of the 1949–2010 anomalies distribution are used.

The “flow-analogues” method, used in section 5.2.2.6 to estimate daily temperatures observed during similar flow conditions in past winters, was developed in Yiou et al., 2007 and consists as follows : for each day of winter 2010, ten flow-analogues are selected among winters 1949 to 2009 in a 30-day window centered on this given day. The selection is made on the basis of maximizing the Spearman’s correlation of daily Z500 NAE maps. Then, for each station, the daily “analog” temperature anomaly is defined as the median of daily temperature anomalies of the ten flow-analogue days. Using rather Euclidean distance or linear correlation for Z500 ranking, five or twenty flow-analogues, and the mean in analogue temperature computation does not change our results in a significant manner.

5.2.2.4 Extreme persistence of daily NAO– conditions during winter 2010

Winter 2010 is characterized by an exceptional Northern Hemisphere mean atmospheric circulation (Wang et al., 2010). The Z500 anomaly exhibits a strong zonal hemispheric pattern, with anomalously high (low) pressures over the pole (mid-latitudes) (Figure 5.4a). Such a structure corresponds to a negative phase of the Arctic Oscillation (AO) (Thompson and Wallace, 1998). In particular L’Heureux et al., 2010 highlighted that the negative AO of December

2009 was a record.

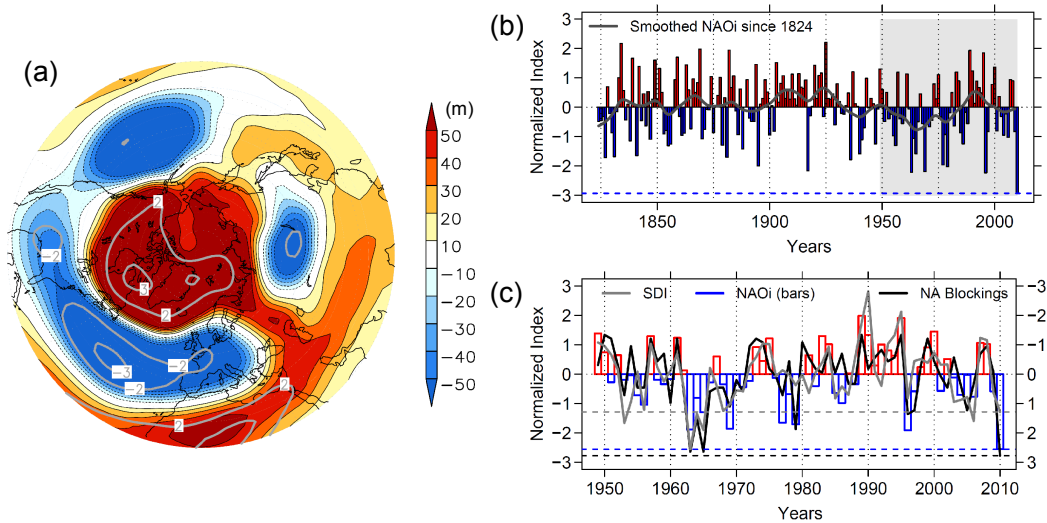


FIGURE 5.4 – (a) Geopotential height at 500mb (Z500) anomaly averaged over winter 2010 above $20^{\circ}N$ (from NCEP). Units : m. Light (dark) grey contours indicate 2 (3) standard deviations levels. (b) Normalized 1824–2010 time series (bars) and spline-smoothing (line) of NAO index. Winter 2010 is indicated by the blue dashed line. (c) Normalized 1949–2010 time series of NAO index (bars), SDI (gray) and North-Atlantic blocking days frequency (black). Winter 2010 values are indicated by dashed lines. Levels are inverted for blockings, see right axis. NAOi differ from (b) to (c) since normalizing periods differ.

Wintertime European temperatures are largely controlled by the NAO (Hurrell, 1995; van Loon and Rogers, 1978, among others), which can be interpreted, even if controversial, as the regional signature of the AO (e.g. Ambaum et al., 2001). Over the NAE domain, the winter 2010 hemispheric zonal structure is associated with an extremely negative phase of the NAO, even constituting a record of NAOi since winter 1824, almost 3σ below average (Figure 5.4b). Negative NAO events usually favor the development and persistence of North-Atlantic atmospheric blockings (e.g. Shabbar et al., 2001). This is the case of winter 2010 which has the 2^{nd} highest blocking frequency since 1949 (Figure 5.4c, $freq = 33\%$), close to the record of the winter 1963 ($freq = 34\%$). Moreover the winter 2010 SDI value is the 6^{th} lowest recorded since 1949, which confirms the exceptional character of the winter 2010 dynamics at European scale (Figure 5.4c). Blocking frequency and SDI are significantly correlated with NAOi (respectively $r = -0.73$ and $r = 0.73$, $p - value < 1\%$).

Seasonal values of NAOi are closely linked to daily occurrences of NAE weather regimes presented in Figure 5.5. The first (third) regime is indeed generally connected to the positive (negative) phase of the NAO, the second one is referred to as Scandinavian Blocking and the fourth one as Atlantic Ridge (e.g. Michelangeli et al., 1995). Winter 2010 extreme NAO is thus caused by both a record frequency of NAO– occurrences over winters 1958–2010 (63/90 days, 8 more days than the previous record in winter 1966) and a very low frequency of NAO+ occurrences (5/90 days, the 3^{rd} lowest after 1969, 3/90, and 1963, 4/90). Although referring to very different quantifications of the NAO, seasonal NAOi and frequencies of NAO+(NAO–) regimes are highly correlated ($r = 0.8$ (-0.75), $p - values < 1\%$). In addition, while positive (negative) phases of the NAO dominate winters 1980–1995 (1995–2010), we found no signifi-

cative ($p - values < 5\%$) trends in any seasonal index or weather regime frequency over the last three decades.

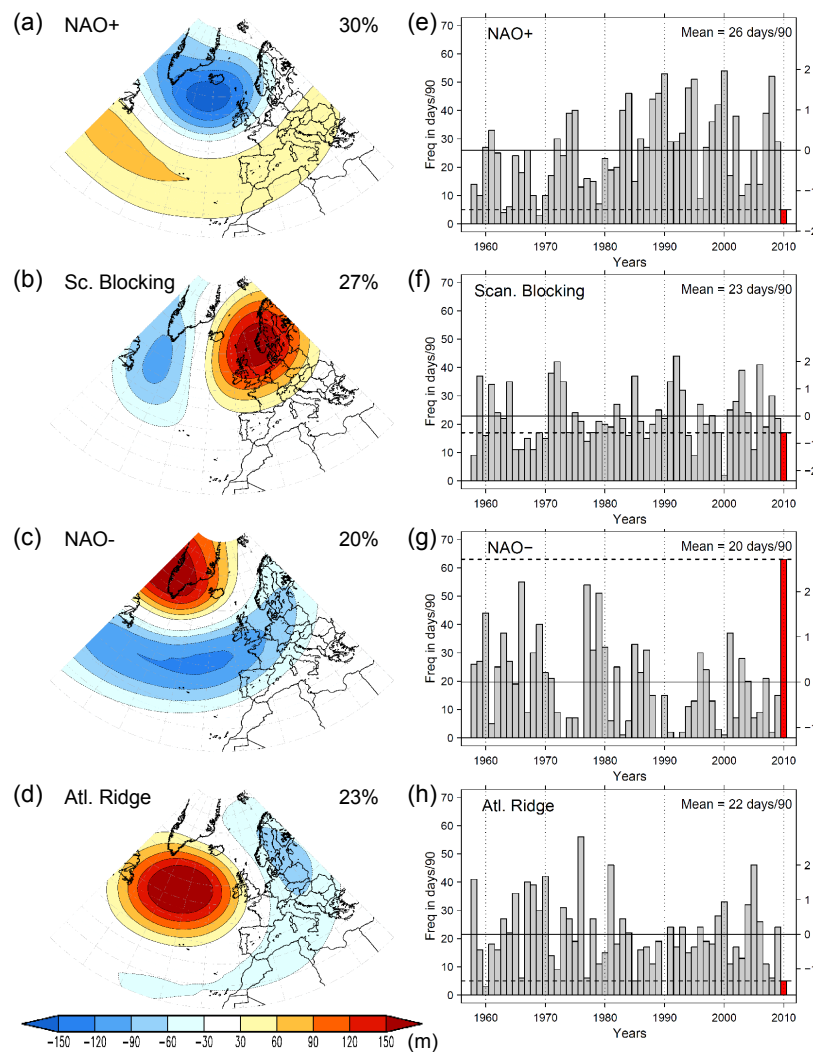


FIGURE 5.5 – (a-d) Winter weather regimes as computed from Z500 by Cassou, 2008 : NAO+, Scandinavian Blocking, NAO– and Atlantic Ridge. Units : m. Percentages represent each regime frequency over the comparison period (1974–2007) (e-h) Frequencies of occurrence of each regime over 1958–2010. Units : days/90 (left axis) and σ (right). Winter 2010 values are highlighted in red and mean 1950–2010 frequencies are indicated.

5.2.2.5 How cold was winter 2010 in Europe ?

Winter 2010 European temperatures were on average anomalously cold (Figure 5.6a), with largest negative anomalies (about -1.5σ) over North-Western Europe while milder conditions prevailed over Southern Europe. This seesaw latitudinal pattern is entirely consistent with the canonical signature of the negative NAO (Hurrell, 1995). More generally, Wang et al., 2010 showed that the winter 2010 negative NAO was responsible for the quadrupole structure in NAE temperature anomalies (warm over Canada/Greenland and North Africa/Middle East,

cold over United States and Eurasia).

Averaged over all European stations the winter 2010 anomaly of daily mean temperature is -1.3°C , corresponding to a departure of -0.9σ from the 1949–2010 distribution (Figure 5.6c). As in previous studies (e.g. van Loon and Rogers, 1978), we find high correlations between European temperatures and both the phase and amplitude of the NAO (e.g. $r = 0.70$ for Tav_g–NAOi and $r = 0.75$ for Tav_g–NAO+ regime frequency, both p –values $< 1\%$), and that most of cold peaks are associated with significantly low NAOi or NAO+ frequency (not shown). Note that the frequency of NAO– regime is less significantly anti-correlated with temperatures ($r = -0.56$, p –value $< 1\%$) since cold events can also be linked to Scandinavian blockings or Atlantic Ridge conditions (Figure 5.5).

Winter 2010 ranks as the 13th coldest winter since 1949 over Europe, far behind the cold record of 1963 (-4.0°C , -2.9σ) despite comparable atmospheric dynamics indices. Winter 1963 indeed experienced the 3rd lowest NAOi since 1824 (Figure 5.4b), and the 2nd lowest NAO+ regime frequency (Figure 5.5e). However cold temperatures of winter 1963 seem caused by both NAO– and strong Scandinavian blockings, while NAO– largely dominates in winter 2010 (Figure 5.5).

5.2.2.6 Flow-analogues temperatures of winter 2010

For almost all stations flow-analogues sampled in past winters were associated with significantly colder daily mean temperature (Tav_g) anomalies than observed in winter 2010 (Figure 5.6b,c). Only a few stations in Southern Europe exhibit a higher analog temperature than observed. The maximal departure is found over the Alps region, where observed temperatures were close to average while analog anomalies reach -2σ . Averaged over all stations, past flow-analogues of winter 2010 were associated with a negative temperature normalized anomaly reaching -2.1σ , the 2nd coldest analog anomaly close behind winter 1963 (-2.3σ , see Figure 5.6d). In other words the daily atmospheric dynamics of the winter 2010 was favorable to a temperature anomaly comparable in amplitude to the cold record of winter 1963.

Analog temperatures of winters 1949 to 2010 are well correlated to observed ones ($r = 0.85$, p –value $< 1\%$) but miss the recent warming trend (linearly estimated to $0.44\sigma/\text{decade}$ over 1980–2009, p –value = 3%), since no significant tendency is found in recent circulations (Figure 5.6d). Nine of the past ten winters exhibit positive differences between observed and analog temperatures, and winter 2010 departure is the 3rd highest of the whole period, behind 2008 and 2000. This inconsistency between recent European temperatures and changes in the North Atlantic atmospheric dynamics has been recently highlighted in other studies (Cattiaux et al., 2010a; Vautard and Yiou, 2009; Yiou et al., 2007) and is also found in future climate projections (Stephenson et al., 2006; van Ulden et al., 2007). Subtracting the 1980–2009 trend from observed Tav_g time series ranks winter 2010 in 2nd position with -2.1σ , close to winter 1963 (-2.7σ , see Figure 5.6e). Such a ranking is similar to analog anomalies, suggesting the long-term trend in European temperatures to cause the departure between temperatures and dynamics in winter 2010.

Winter 2010 cold anomaly is stronger for maximal (daytime, -1.2σ) than minimal (night-time, -0.7σ) temperatures, which even constitutes a negative record in terms of diurnal range (-2.2σ of the Tmax–Tmin distribution) within a longer-term decreasing tendency ($-0.37\sigma/\text{decade}$ over 1980–2009, Figure 5.6f). This observed reduction of wintertime diur-

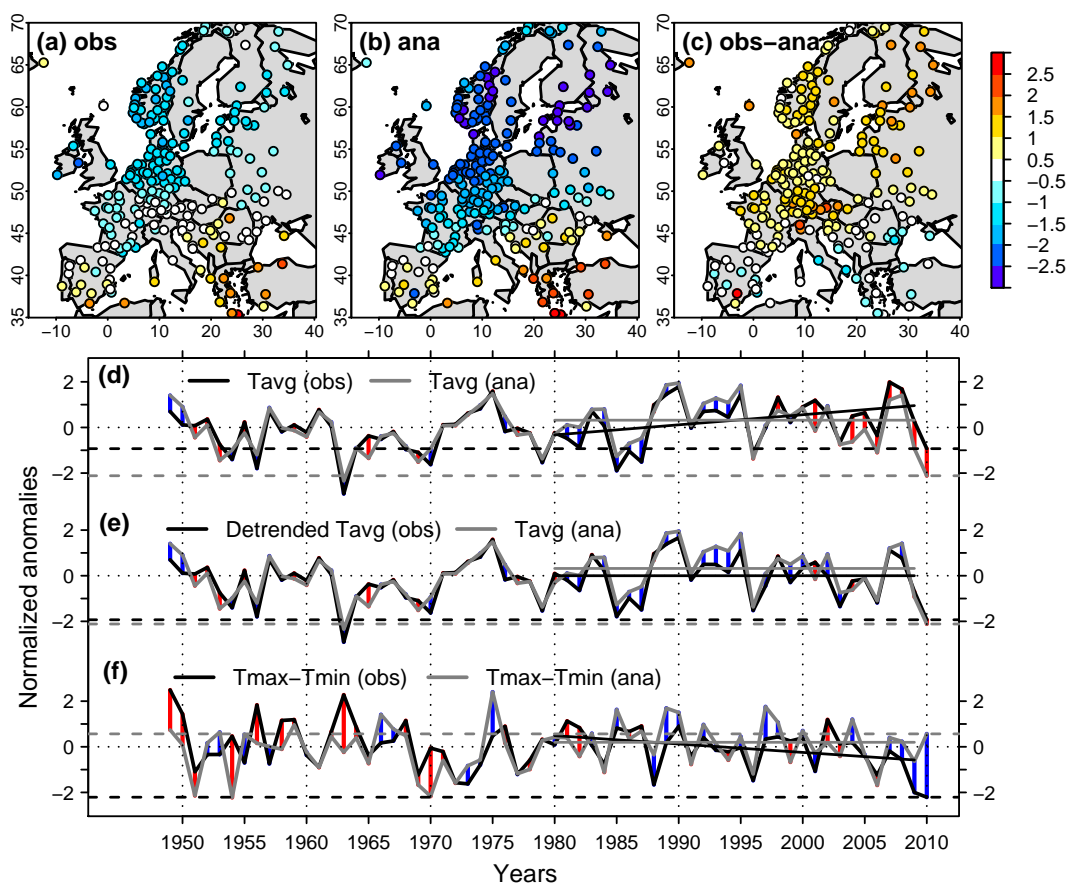


FIGURE 5.6 – (a-b) Winter 2010 normalized (a) observed and (b) analog Tavg anomaly (from ECA&D stations). (c) Difference between (a) and (b). (d) Normalized 1949–2010 time series of observed (analogue) Tavg anomaly in black (grey) line. Red (blue) segments indicate positive (negative) observed–analogue differences. Winter 2010 values are indicated by dashed lines. 1980–2009 linear trends are added. (e) Same as (d) with the 1980–2009 linear trend removed from observed Tavg time series. (f) Same as (d) for normalized Tmax–Tmin time series.

nal range is consistent with future climate projections that generally suggest a higher warming in minimal than maximal winter temperatures, due to the higher increase in long-wave than short-wave net downward surface radiative flux (Vose et al., 2005). Analog temperatures do not exhibit any significant tendency in recent diurnal ranges, and even exhibit a higher maximal than minimal temperature anomaly in winter 2010 (Figure 5.6f). The record diurnal range of winter 2010 may be linked to the unusual snow cover highlighted by Seager et al., 2010, modifying albedo and daytime surface energy budget (not shown).

5.2.2.7 Discussion and conclusions

Our findings indicate that the cold – albeit not exceptional – temperature anomaly of winter 2010 was mostly caused by an extreme persistence of the negative phase of the NAO. However similar dynamics were generally associated with even colder temperatures in past winters, so that the winter 2010 mean temperature expected from the sole atmospheric circulation is

comparable to the cold record of winter 1963. Winter 2010 appears to be a remarkable event within a longer-term tendency : observed temperature anomalies have been quasi-systematically warmer than flow-analogues ones over the past two decades, which probably results from background climate warming (Cattiaux et al., 2010a; Yiou et al., 2007). The fact that the positive departure of observed temperatures from flow-analogues is larger for minimal than for maximal temperatures is consistent with radiative consequences of increasing greenhouse gases concentrations.

Thus winter 2010 can be considered as an example of a cold extreme superimposed on a warming climate. Since (i) climate projections suggest the European warming will continue in future decades, and (ii) the extreme dynamics of winter 2010 was one of the most favorable to cold weather since the 1820s, this winter could be one of the coldest of the 21st century.

ACKNOWLEDGMENTS We thank R. Seager and two anonymous referees for insightful remarks that helped clarify the manuscript. This work was supported by the French ANR CHEDAR project.

5.3 Pourquoi une telle NAO négative ?

L'article de la section 5.2 a notamment mis en évidence le caractère exceptionnel des conditions NAO négatives de l'hiver 2009/10, probablement sans précédent depuis les années 1820. En réalité, comme nous le verrons dans la première partie de cette section, ce record s'étend au-delà du bassin NAE, puisque l'hémisphère nord entier est concerné par un extrême de conditions NAM/AO¹³ négatives. Cette section est ainsi dédiée à l'analyse des causes de cet NAO (ou NAM/AO) extrême de l'hiver 2009/10. Comme nous l'avons vu lors de la section 1.3.1, si la NAO/AO est le fruit des fluctuations inhérentes à la dynamique des moyennes latitudes qui rendent sa prévision difficile, voire impossible (Kushnir et al., 2006), ses phases peuvent néanmoins être favorisées par certaines conditions de surface, comme par exemple la SST tropicale. Nous détaillerons plusieurs mécanismes de forçages au cours de cette section¹⁴.

5.3.1 Un record à l'échelle de l'hémisphère

La NAO est-elle un mode de variabilité propre à l'Atlantique nord, ou bien « seulement » la partie nord-atlantique du mode annulaire hémisphérique NAM/AO ? Cette question déjà évoquée dans la section 1.3.1 apparaît telle un éternel débat dans la littérature des dix dernières années (Ambaum et al., 2001; Hurrell et al., 2003; Thompson and Wallace, 1998; Thompson et al., 2000, sont des exemples parmi d'autres). Une fois encore, nous n'entrerons pas dans cette discussion (sans fin ?), car comme le montrent les définitions respectives des *patterns* dominants de l'AO et de la NAO par la NOAA¹⁵, il semble bien que nous ayons affaire à deux frères jumeaux sur la région NAE.

Comme illustré par la Figure 5.4, la NAO extrêmement négative de l'hiver 2009/10 a pris

¹³*Northern Annular Mode / Arctic Oscillation*, voir détails dans la section 1.2.2.

¹⁴Je tiens ici à remercier tout particulièrement Christophe Cassou, Francis Codron et Valérie Masson-Delmotte, l'étude menée dans cette section étant le fruit de nos nombreuses discussions...

¹⁵La définition du pattern de l'AO par la NOAA est la première EOF des anomalies mensuelles de hauteur de géopotential à 1000 hPa (Z1000) sur l'hémisphère nord et la période 1979–2000. Celle de la NAO est identique, sauf qu'elle concerne le géopotential à 500 hPa (Z500), sur l'Atlantique nord seulement, et la période 1950–2000. Détails à l'adresse : <http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/>.

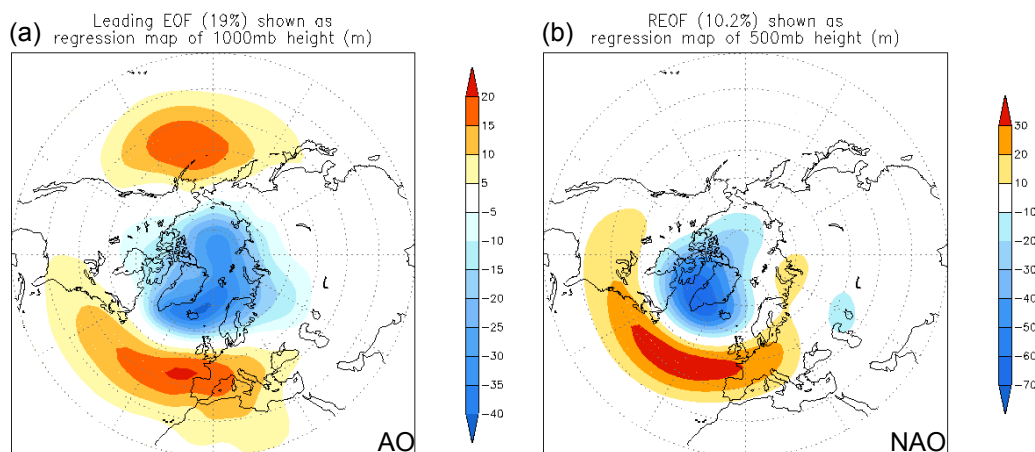


FIGURE 5.7 – Patterns dominants de (a) l'AO (Z1000) et (b) la NAO (Z500). Voir détails dans la note 15. Source : NOAA. Unité : m.

Loading patterns of (a) the AO (Z1000) and (b) the NAO (Z500). See details in footnote 15. Source : NOAA. Units : m.

place dans une structure plus large, à l'échelle de l'hémisphère entier. En ajoutant à la série temporelle de l'indice NAOi¹⁶, utilisé dans l'article de la section 5.2, un indice caractérisant le NAM/AO (noté AOi) fourni par la NOAA¹⁷, il apparaît que le record du NAOi lors de l'hiver 2009/10 s'accompagne d'un record de l'AOi (-2.8σ de la distribution DJF 1950–2010, voir Figure 5.8). Plus généralement, l'étude de L'Heureux et al. (2010) montre que l'année 2009 se démarque en battant des records d'AO négative (depuis 60 ans) pour quatre mois sur douze (juin, juillet, octobre et décembre), série impressionnante que l'on peut même compléter avec le mois de février 2010 qui établit lui aussi un record. Enfin, notons la forte corrélation entre indices NAOi et AOi ($r = 0.82$, p -value < 1%) sur la Figure 5.8, ce qui suggère que l'étude des mécanismes responsables de la NAO négative de l'hiver 2009/10 peut également se faire via l'étude des mécanismes influençant le NAM/AO, et donc en particulier le vortex polaire stratosphérique.

Les sections suivantes se proposent donc d'étudier plusieurs types de forçages de la NAO/AO de l'hiver 2009/10. Nous en retiendrons quatre principaux, listés comme suit :

- la variabilité de l'**ENSO**¹⁸ : plusieurs études suggèrent en effet une télé-connexion entre l'ENSO et la NAO via un forçage de la PNA¹⁹ pacifique (e.g., Cassou and Terray, 2001) ou un affaiblissement du vortex polaire stratosphérique par des échanges avec la stratosphère lors d'un épisode Niño (e.g., Bell et al., 2009) ;
- la **SST atlantique tropicale** : Robertson et al. (2000) ou Czaja and Frankignoul (2002) montrent qu'un réchauffement de la SST dans la bande atlantique tropicale peut induire une NAO négative au début de l'hiver ;

¹⁶Moyenne d'hiver (DJF) calculée d'après les données mensuelles fournies depuis 1824 par Jones et al. (1998) et Osborn (2006), disponibles à l'adresse <http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/datapages/naoi.htm>.

¹⁷Moyenne d'hiver (DJF) calculée d'après les données mensuelles fournies par la NOAA depuis 1950, disponibles à l'adresse http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/.

¹⁸Voir section 1.2.2.

¹⁹Voir section 1.3.1.

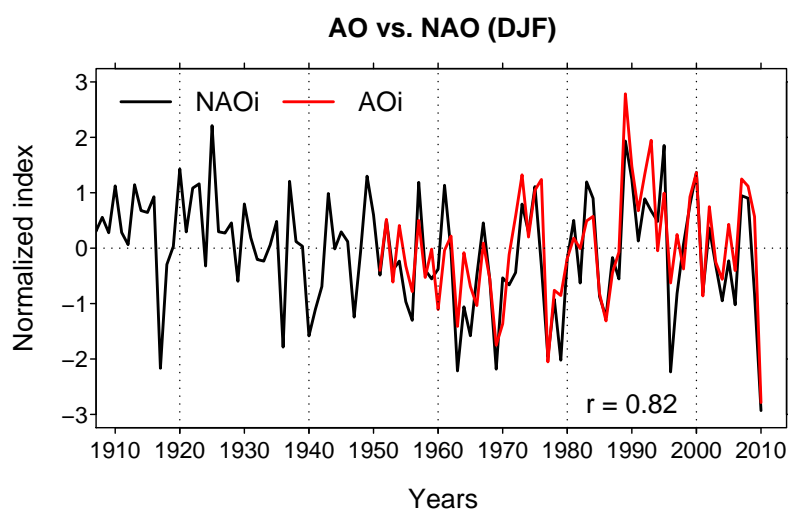


FIGURE 5.8 – Séries temporelles normalisées des indices NAO¹⁷ (NAOi, noir) et AO¹⁷ (AOi, rouge). Données : Jones et al. (1998) et Osborn (2006) pour le NAOi, NOAA pour l’AOi, voir détails dans le texte.

Normalized time series of NAO¹⁷ (NAOi, black) and AO¹⁷ (AOi, red) indices. Dataset : Jones et al. (1998) and Osborn (2006) for NAOi, NOAA for AOi, see details in text.

- la **couverture de neige** sur les continents des moyennes et hautes latitudes de l’hémisphère nord en automne : en particulier Cohen et al. (2007) décrivent un mécanisme en six étapes montrant qu’une couverture de neige étendue en octobre sur la Sibérie crée une anomalie négative de l’AO en janvier.
- le **recul de glace de mer** en Arctique en fin d’été, qui s’est accéléré depuis les années 2000, et qui peut influencer la circulation d’hiver en maintenant des hautes pressions sur le pôle (e.g., Francis et al., 2009).

5.3.2 Un Niño intense

L’hiver 2009/10 est caractérisé par un Niño intense, mais pas exceptionnel, si l’on se réfère à l’indice SOI²⁰) défini classiquement comme la différence normalisée de pression de surface (*Sea-level pressure*, SLP) entre Tahiti, à l’ouest du bassin pacifique tropical, et Darwin (Australie), à l’est. En atteignant -1.4σ sous la normale, le SOI de l’hiver 2009/10 est en effet le dixième le plus négatif depuis 1867, et le sixième depuis 1950 (Figure 5.9), ce qui correspond respectivement aux dixième et sixième épisodes Niño les plus intenses.

Comme nous l’avons évoqué lors de la section 1.3.1, un événement Niño est susceptible d’agir sur la NAO/AO via son forçage sur le mode PNA²¹ de la région Pacifique – Amérique du Nord (e.g., Cassou, 2001). Dans un premier temps, la PNA caractérisée par une structure

²⁰ *Southern Oscillation Index*, ici en moyennes d’hiver (DJF) calculées d’après les données mensuelles fournies par le NCAR depuis 1867, disponibles à l’adresse <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html>.

²¹ *Pacific North America*, voir section 1.3.1.

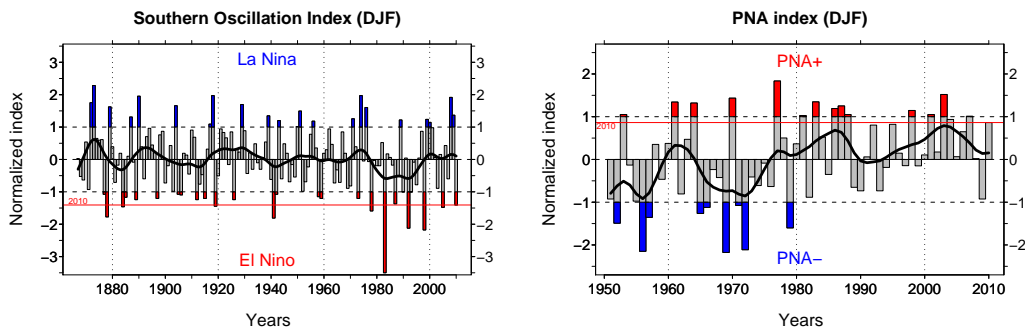


FIGURE 5.9 – Séries temporelles normalisées des indices (**Gauche**) SOI²⁰ et (**Droite**) PNAi²² (bâtons). Les années dépassant les $\pm 1 \sigma$ sont coloriées en rouge ou bleu, pour le SOI elles correspondent aux années de Niño/Niña intenses. Un lissage par *splines* est ajouté (courbe noire), ainsi que la valeur de l’hiver 2010 (ligne rouge horizontale). Données : NCAR et NOAA.

Normalized time series of (Left) SOI²⁰ and (Right) PNAi²² indices (bars). Years exceeding $\pm 1 \sigma$ are filled in red or blue : for the SOI they correspond to years of intense Niño/Niña. A smoothing by splines is added (black line), as well as the winter 2010 value (horizontal red line). Dataset : NCAR and NOAA.

quadripolaire des pressions de surface (voir Figure 1.15 et Wallace and Gutzler (1981) pour une revue détaillée) est en effet favorisée dans sa phase positive (négative) lors d’un épisode Niño (Niña), via un mécanisme de propagation d’une onde de Rossby synoptique depuis la cellule de Hadley tropicale (Hoskins and Pearce, 1983, pour une revue détaillée). Ce forçage ENSO – PNA, largement documenté et bien établi (Bjerknes, 1969; Cassou and Terray, 2001; Horel and Wallace, 1981, parmi d’autres), n’est toutefois pas systématique, la PNA étant un mode atmosphérique et donc sujet à l’activité chaotique de la dynamique atmosphérique. Les mécanismes permettant dans un deuxième temps à la PNA de forcer la NAO/AO sont plus complexes, puisque noyés dans les fluctuations du *jet stream* des moyennes latitudes. Une approche simpliste peut néanmoins considérer que le faible (fort) dipôle de pression Canada/Floride associé à une phase positive (négative) de la PNA (Figure 1.15c), s’il s’étend à l’Atlantique, entretient une phase négative (positive) de la NAO.

La Figure 5.9 montre que le Niño intense de l’hiver 2009/10 est associé à une phase positive de PNA, mais peu intense selon l’indice utilisé par la NOAA (PNAi²²) qui se classe au seizième rang depuis 1950, sans dépasser les 1σ d’écart à la distribution (0.9σ). Ce signal de PNA positive, bien que favorable à une phase négative de l’AO, semble ainsi trop faible pour expliquer à lui seul l’amplitude record de la NAO– de l’hiver 2009/10. Notons en particulier que l’association « Niño / PNA+ / NAO– » est loin d’être systématique. La meilleure illustration en est sans doute l’hiver 1997/98, marqué par le Niño le plus intense des quinze dernières années se traduisant notamment par une PNA positive (Figure 5.9), mais associé à une NAO légèrement positive (Figure 5.2bc).

Évoquons enfin une possible influence de l’ENSO sur l’AO via un processus stratosphérique décrit notamment dans Bell et al. (2009). Malheureusement la contribution d’un tel mécanisme durant l’hiver 2009/10 ne sera pas étudiée ici faute des données stratosphériques suffisantes,

²²Moyenne d’hiver (DJF) calculée d’après les données mensuelles fournies par la NOAA depuis 1950, disponibles à l’adresse <http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/pna.shtml>.

mais il est clair qu'elle mériterait d'être approfondie lors d'études futures.

Finalement, nous conclurons cette section sur ce constat : si le Niño de l'hiver 2009/10 a très probablement contribué, via la PNA et/ou la stratosphère, à favoriser la phase négative de la NAO/AO, il ne peut être tenu pour seul responsable du record frôlant les 3σ que constitue la NAO négative de cette saison. Cette conclusion est en particulier en accord avec les études de Cohen et al. (2010) et Wang and Chen (2010).

5.3.3 Un Atlantique tropical exceptionnellement chaud

À l'image de son cousin pacifique, l'Atlantique peut voir sa dynamique des moyennes latitudes, et donc sa NAO, forcée par la SST tropicale via le mécanisme des ondes de Rossby (voir section 1.3.1). Cependant, l'Atlantique étant moins étendu, le développement de telles ondes à partir des signaux tropicaux y est plus faible que lors des phases Niño/Niña du Pacifique. L'influence des SST atlantiques tropicales sur la NAO a néanmoins souvent été évoquée (Cassou et al., 2004; Czaja and Frankignoul, 2002; Robertson et al., 2000; Terray and Cassou, 2002, parmi d'autres). Évoquons en particulier l'étude de Rowntree (1976), qui en réalisant des expériences de sensibilité à la SST de l'Atlantique tropical nord dans un GCM, parvient à recréer la forte NAO négative de l'hiver 1963. Également Cassou (2001) montre que la SST de la partie Nord de l'Atlantique tropical joue un rôle dans la variabilité atmosphérique de la région Atlantique Nord – Europe (NAE) à partir d'expériences dans le modèle ARPEGE²³. Comme évoqué dans la section 1.3.1, ces études indiquent qu'une anomalie chaude de SST atlantique tropicale favorise un affaiblissement de l'Anticyclone des Açores, et donc une phase négative de la NAO.

Or la SST atlantique de l'hiver 2009/10²⁴ se caractérise par une forte anomalie chaude sur l'ensemble de la bande tropicale nord (i.e. entre 0 et 30 °N), dépassant les 2σ sur l'Est du bassin et au nord des côtes brésiliennes (Figure 5.10a). En moyenne sur cette bande, entre 90 et 0 °W, l'anomalie de SST atteint tout juste 2σ et se place au second rang derrière celle de l'hiver 1997/98 (Figure 5.10b). La SST atlantique tropicale apparaît ainsi comme un candidat sérieux pour expliquer le caractère exceptionnel de la NAO négative de l'hiver 2009/10.

À noter que le précédent record de 1997/98 coïncide avec un Niño très marqué (le deuxième plus important enregistré, voir Figure 5.9), ce qui suggère un lien entre l'ENSO et la SST atlantique tropicale (voir aussi Klein et al., 1999). Pourtant, même si l'ENSO est le mode dominant de la ceinture tropicale, son influence sur la variabilité de la SST atlantique semble relativement faible, car noyée dans la dynamique propre aux caractéristiques (taille, forme, etc.) du bassin atlantique (Cassou, 2001). En particulier l'anti-corrélation entre l'indice SOI et la SST atlantique tropicale des hivers 1948/49 à 2009/10, bien que relativement significative, reste faible ($r = -0.31$, p -value = 1.4%).

Enfin, si les conditions de SST atlantique tropicale semblent favoriser une phase négative de la NAO pendant l'hiver 2009/10, rappelons que cette association n'est en aucun cas systématique. Le meilleur exemple, comme pour le lien ENSO – NAO (section 5.3.2), est probablement l'hiver 1997/98 : record chaud des SST atlantique tropicale (Figure 5.10), mais NAO positive (Figure 5.2bc). De plus, si la SST atlantique tropicale semble avoir renforcé la NAO négative au

²³Modèle (GCM) développé à MÉTÉO-FRANCE.

²⁴Nous utilisons ici les ré-analyses NCEP (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001), voir l'annexe A et la section 3.2 pour une discussion détaillée des jeux de données de SST.

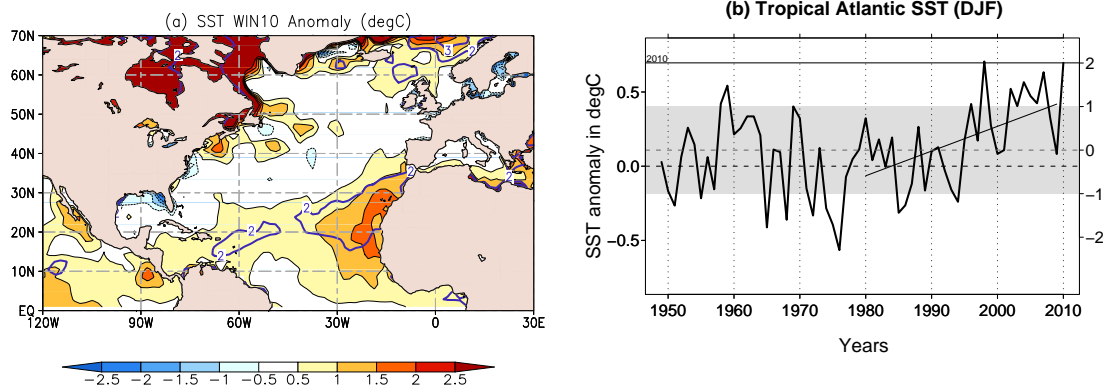


FIGURE 5.10 – (a) Anomalie de SST atlantique de l’hiver 2009/10 (DJF). Unités : °C. Données : NCEP. (b) Série temporelle des anomalies de SST atlantique moyennées sur la région « tropicale » de (a) (90–0 °W ; 0–30 °N) pour les hivers de 1948/49 à 2009/10. L’échelle de droite représente les anomalies normalisées, et la zone grisée couvre les écarts de $\pm 1 \sigma$ par rapport à la moyenne (ligne horizontale grise).

(a) *Winter 2010 (DJF) Atlantic SST anomaly. Units : °C. Dataset : NCEP. (b) Time series of Atlantic SST anomalies averaged over the « tropical » region of (a) (90–0 °W ; 0–30 °N) for winters 1949 to 2010. The scaling of the right axis represents normalized anomalies, and the gray area encompasses departures of $\pm 1 \sigma$ from the mean (horizontal gray line).*

cours de l’hiver 2009/10, l’inverse peut également être vrai, car la dynamique nord-atlantique est susceptible de forcer la SST dans le Nord de la bande tropicale atlantique (e.g., Sutton et al., 2000). Nous en revenons au fameux problème « de la poule et de l’œuf », récurrent dans les mécanismes climatiques...

5.3.4 L’Eurasie sous la neige en octobre

Un autre candidat sérieux au renforcement de la phase négative de l’AO en hiver a été identifié par plusieurs études récentes comme une progression avancée de l’étendue de couverture de neige en octobre sur l’Eurasie (Cohen et al., 2007; Fletcher et al., 2007). Ces études décrivent ce processus selon précisément six étapes, faisant intervenir successivement les interactions entre troposphère et basse stratosphère et vice-versa. Brièvement²⁵, ces six étapes suggèrent qu’une couverture anormale de neige en Sibérie en octobre renforce les hautes pressions au-dessus de cette région, induisant un réchauffement de la basse stratosphère qui se propage à son tour vers le pôle et finit par réduire le vortex polaire stratosphérique, et donc l’AO, vers la mi-janvier (voir Cohen et al., 2007, pour une revue détaillée).

En octobre 2009, l’Eurasie est en effet anormalement enneigée comme le montrent les données du GSL/RU (Figure 5.11). Cohen et al. (2010) affirment que le processus en six étapes est excité consécutivement à deux reprises, dans une durée habituellement nécessaire

²⁵Nous n’entrerons pas ici dans les détails d’un tel processus, car les interactions troposphère-stratosphère impliquées dépassent le cadre de cette thèse. Le lecteur est donc invité à se référer à l’étude de Cohen et al. (2007).

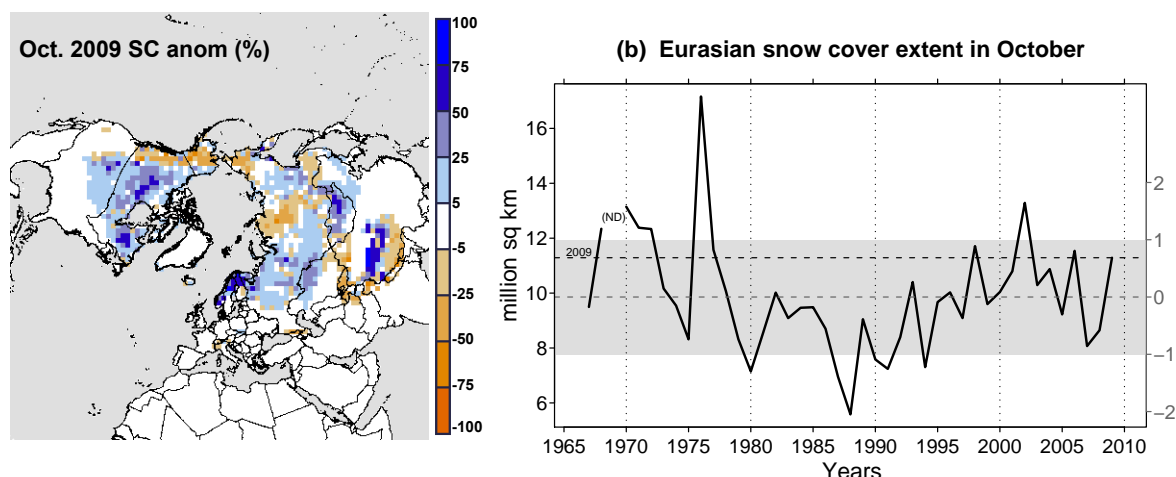


FIGURE 5.11 – (a) Anomalie mensuelle de couverture neigeuse d’octobre 2009 par rapport à la climatologie 1971-2000 (en %). (b) Série temporelle des moyennes d’octobre sur l’Eurasie (en millions de km²). Données : GSL/RU.

(a) Monthly snow cover anomalies of October 2009 relative to 1971–2000 climatology (in %). (b) Time series of October means over Eurasia (in millions of km²). Dataset : GSL/RU.

à un cycle uniquement. Utilisant un modèle linéaire fonction de la prévision hivernale de l’ENSO de l’étendue de couverture de neige d’octobre en Eurasie, cette étude parvient même à « prévoir » le *pattern* des températures de l’hiver 2009/10 sur l’hémisphère nord, et souligne que l’influence de l’ENSO est principalement restreinte à l’Amérique du Nord (Cohen et al., 2010). Ce résultat est cohérent avec l’étude de Wang and Chen (2010) qui montrent que l’AO très négative de décembre 2009 (voir aussi L’Heureux et al., 2010) est principalement liée à des causes stratosphériques (Niño et/ou autres).

5.3.5 Le récent recul de la glace de mer en Arctique

Ajoutons enfin que de récentes études semblent indiquer une possible influence du récent recul de la glace de mer Arctique d’été sur la tendance des toutes dernières années qui semble pousser l’AO/NAO vers des phases négatives (Figure 5.8). Si l’influence de la glace de mer Arctique sur la circulation atmosphérique de l’hémisphère nord avait déjà été évoquée dans les années 1990 (e.g., Slonosky et al., 1997), les reculs spectaculaires des étés 2002, 2005, puis 2007 et 2008 ont vivement attiré l’attention de la communauté scientifique (e.g., Comiso et al., 2008). Ainsi Francis et al. (2009) ou Honda et al. (2009) montrent qu’une étendue anormalement faible de glace de mer à la fin de l’été favorise des anomalies chaudes des températures des basses couches (en augmentant d’une part l’énergie reçue par l’océan par réduction de l’albédo, et en favorisant d’autre part les échanges de chaleur de l’océan vers l’atmosphère), ce qui retarde la formation de glace de mer au début de l’hiver et s’accompagne d’un ralentissement du *jet stream* qui peut persister jusqu’en mars. Ces études, confirmées par les travaux de Simmonds and Keay (2009); Zhang et al. (2008), lient ainsi la récente succession de phases négatives de l’AO/NAO d’hiver au recul de la glace de mer d’été, et certains travaux indiquent que cette association pourrait se poursuivre dans le futur à partir des projections climatiques (Deser et al., 2010; Seierstad and Bader, 2009).

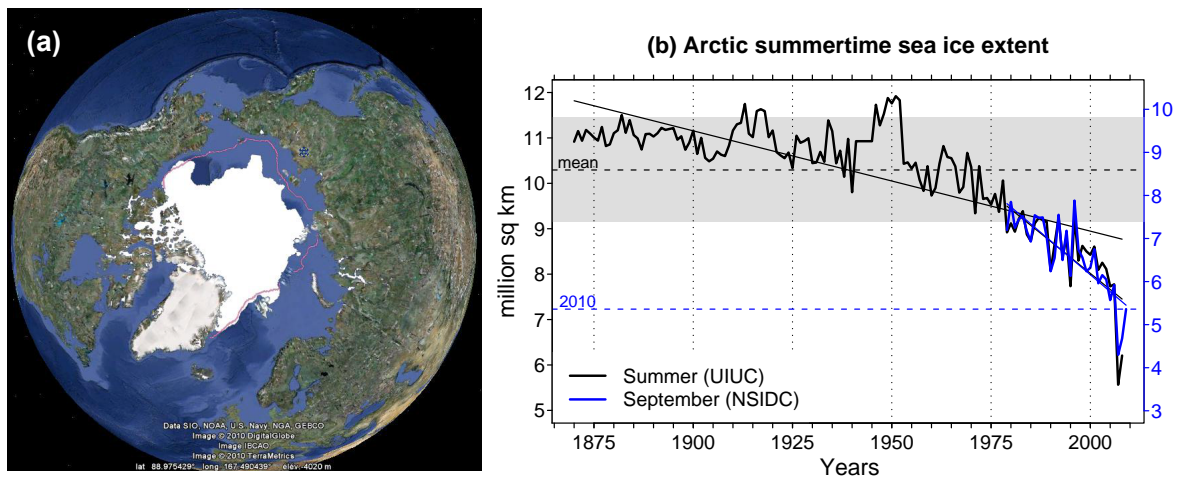


FIGURE 5.12 – (a) Étendue de glace de mer du mois de septembre 2009 (en blanc). Le contour violet indique l'étendue moyenne de la période 1979–2009. Source : NSIDC²⁶. Carte réalisée grâce au logiciel *Google™ Earth*. (b) Série temporelle des surfaces de glace de mer arctique d'été (en noir, données UIUC sur la période 1870–2008²⁷) et de septembre (en bleu, données NSIDC sur la période 1979–2009²⁶, échelle sur l'axe de droite). La zone grisée couvre les écarts de $\pm 1 \sigma$ par rapport à la moyenne d'été 1870–2008 (tiretés noirs horizontaux). Les tendances linéaires 1870–2008 et 1979–2008 sont ajoutées pour les données UIUC (noir). La tendance linéaire 1979–2009 ainsi que la valeur de 2009 sont ajoutées pour les données NSIDC (bleu). Unités : millions de km^2 .

(a) Sea ice extent during september 2009 (white). The violet contour indicates the 1979–2009 mean extent. Source : NSIDC²⁶. Map drawn using *Google™ Earth* software. (b) Time series of Arctic sea ice extent for summer (in black, from UIUC data over 1870–2008²⁷) and september (in blue, from NSIDC data over 1979–2009²⁶, see scale on the right axis). The gray area encompasses departures of $\pm 1 \sigma$ from the 1870–2008 mean (horizontal black dashed line). 1870–2008 and 1979–2008 linear trends are added for UIUC data (black). The 1979–2009 linear trend and the 2009 value are added for NSIDC data (blue). Units : millions of km^2 .

Le minimum de glace de mer arctique en été est généralement observé au mois de septembre. À l'image des étés précédents, l'étendue de glace de mer est anormalement faible en septembre 2009 par rapport à la moyenne des trente dernières années²⁶ (Figure 5.12a). L'étendue de septembre 2009 est la troisième la plus faible depuis 1979 (après 2007 et 2008, et devant 2005 et 2006), et s'inscrit dans une tendance à long terme qui voit la glace de mer de septembre reculer de $0.8(\pm 0.1)10^6 \text{ km}^2/\text{décennie}$ sur les trente dernières années (Figure 5.12b, courbe bleue). Nous pouvons même remonter plus loin en utilisant les données de glace de mer d'été de l'Université de l'Illinois²⁷, très fortement corrélée aux données NSIDC de septembre sur la période commune 1979–2008, et qui semblent indiquer que jamais depuis 1870 de tels reculs n'avaient été observés (Figure 5.12b, courbe noire).

Les conditions de glace de mer arctique, à la fin de l'été 2009, étaient donc favorables au développement d'une AO/NAO négative durant l'hiver suivant. Notons cependant que les

²⁶Nous utilisons ici les données satellitaires fournies en moyennes mensuelles sur la période 1979–présent par le *National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado* (NSIDC), et disponibles à l'adresse : http://nsidc.org/data/seaice_index. Nous ne conservons que le mois de septembre dans cette analyse.

²⁷Ces données sont fournies en moyennes saisonnières sur la période 1870–2008 (et ne comprennent donc pas 2009) par la *University of Illinois at Urbana-Champaign* (UIUC), et disponibles à l'adresse : <http://arctic.atmos.uiuc.edu/SEAICE/>. Nous ne conservons que la saison d'été dans cette analyse.

conditions de 2007 et 2008 étaient encore plus favorables (Figure 5.12b), mais que l'AO/NAO fut positive pendant les deux hivers 2007/08 et 2008/09 (Figure 5.7). Ceci nous montre une nouvelle fois qu'un seul facteur ne peut expliquer la NAO négative record de l'hiver 2009/10, car aucun des mécanismes que nous avons détaillés ici ne force de manière systématique les phases positive ou négative de l'AO/NAO.

5.3.6 Et le facteur « chance » !

Arrivés à ce point, nous avons montré que l'hiver 2009/10 constitue le point de rendez-vous d'un Niño intense dans le Pacifique tropical, d'une SST exceptionnellement chaude dans l'Atlantique tropical, et de conditions de surface particulièrement favorables dans l'hémisphère nord durant l'automne (neige en Sibérie, recul de la glace de mer en Arctique). Tous ces éléments sont rassemblés dans la Figure 5.13a qui reprend les séries temporelles des Figures 5.8 (AOi), 5.9 (SOI), 5.10b (SST atlantique tropicale), 5.11b (neige eurasienne) et 5.12b (glace de mer arctique). Rappelons qu'aucun de ces quatre facteurs ne nous permet cependant d'expliquer l'amplitude record de la NAO/AO négative observée durant cette saison. Peut-on alors y parvenir en réunissant les quatre ?

Réponse : toujours pas ! En effet, l'ajustement de leurs quatre séries temporelles normalisées respectives sur l'indice AOi (sur la période commune des données, i.e. 1980–2010), via un modèle de régression linéaire de type :

$$AOi' = a \text{ SOI} + b \text{ SST}_{\text{AtlTr}} + c \text{ Snow}_{\text{Eura}} + d \text{ SeaIce}_{\text{Arct}} \quad (5.1)$$

sous-estime largement la valeur négative de l'hiver 2009/10 (Figure 5.13b). À noter qu'un tel modèle linéaire désignerait néanmoins l'AOi de l'hiver 2009/10 comme le deuxième le plus négatif derrière celui de l'hiver 2002/03, ce qui montre que la concordance des quatre facteurs a très probablement contribué à faire de la NAO/AO de l'hiver 2009/10 un extrême.

La corrélation relativement faible, mais significative ($r = 0.42$, p -value $\sim 1\%$), entre l'indice AOi (en noir sur la Figure 5.13b) et son estimation AOi' (bleu), indique que le forçage de la NAO/AO par les conditions de surface considérées dans l'équation 5.1 est décelable, mais qu'il est largement modulé par la variabilité interne de la dynamique des moyennes latitudes. Le facteur « chance » apparaît ainsi comme prépondérant dans le développement de la NAO/AO record de l'hiver 2009/10.

Finalement, la grande question implicite à cette étude concernait la possibilité de prévoir la NAO hivernale. Si le facteur chance évoqué ci-dessus paraît difficile à appréhender, avouons que l'obtention d'une corrélation significative à 99 % avec notre modèle linéaire simpliste est encourageante, étant donné que ses quatre prédicteurs peuvent être connus avant l'hiver²⁸ ! L'utilisation d'un tel modèle linéaire est de plus commode pour isoler les contributions individuelles de chaque prédicteur : ici elle suggérerait une contribution plus grande de la neige eurasienne d'octobre ($c = -0.32$ dans l'équation 5.1), devant l'ENSO ($a = 0.13$), et la SST atlantique tropicale et la glace de mer arctique d'été (respectivement $b = -0.07$ et $d = 0.06$)²⁹. Si ces derniers éléments doivent ici être considérés avec une extrême prudence, étant donné que

²⁸Ceci est évident pour la neige eurasienne d'octobre et la glace de mer arctique de septembre. Pour l'ENSO et la SST atlantique tropicale, rappelons le caractère déterministe de la dynamique tropicale qui en permet des prévisions saisonnières relativement fiables (voir section 1.2.2).

²⁹Les coefficients a , b , c et d sont sans unité, et peuvent être inter-comparés puisque les prédicteurs utilisés dans l'équation 5.1 sont normalisés.

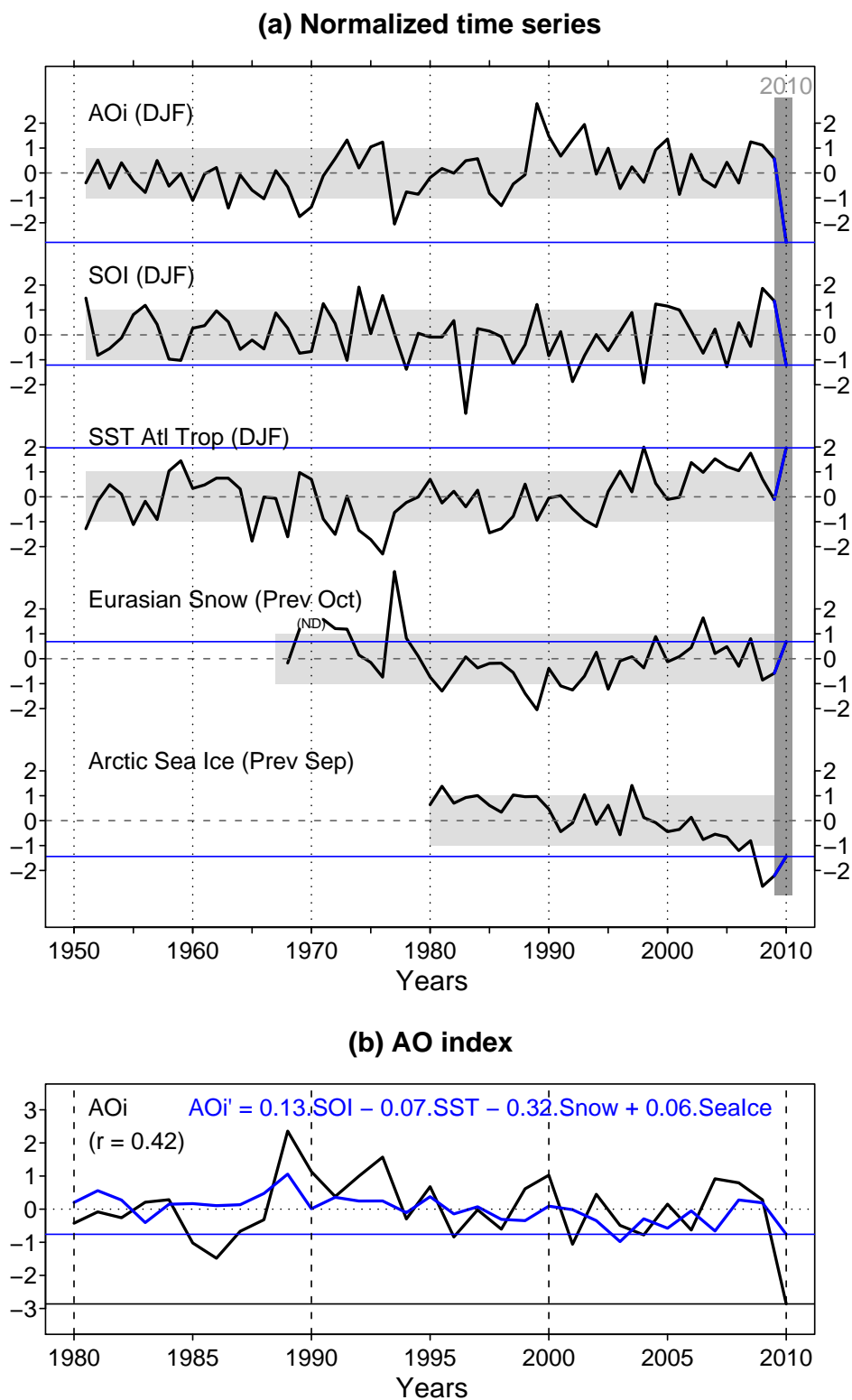


FIGURE 5.13 – Voir légende page suivante. – See caption in next page.

FIGURE 5.13 – (a) Résumé des séries temporelles discutées dans la section 5.3 : séries normalisées des indices AOi (Figure 5.8) et SOI (Figure 5.9) d’hiver, de la SST atlantique tropicale d’hiver (Figure 5.10b), et des étendues de couverture de neige eurasienne du mois d’octobre précédent (Figure 5.11b) et de glace de mer arctique du mois de septembre précédent (Figure 5.12b). La zone grisée couvre les écarts de $\pm 1 \sigma$ par rapport aux moyennes (tiretés gris horizontaux), et les valeurs de 2010 sont indiquées (lignes bleues horizontales). (b) Indices AOi d’hiver observé (noir) et estimé par régression linéaire à partir des quatre autres séries temporelles de (a) sur la période commune 1980–2010 (bleu). Les valeurs de 2010 et les coefficients de la régression sont indiqués, ainsi que la corrélation entre indices observé et estimé.

(a) Summary of time series discussed in section 5.3 : normalized series of wintertime AOi (Figure 5.8) and SOI (Figure 5.9) indices, wintertime tropical Atlantic SST (Figure 5.10b), and extents of Eurasian snow cover of previous October (Figure 5.11b) and Arctic sea ice of previous September (Figure 5.12b). The gray area encompasses departures of $\pm 1 \sigma$ from means (horizontal gray dashed line) and 2010 values are indicated (horizontal blue lines). (b) Wintertime AOi indices : observed (black) and estimated by linear regression from the four other time series in (a) on the common period 1980–2010 (blue). 2010 values and linear regression coefficients are indicated, as well as correlation between observed and estimated indices.

les quatre prédicteurs de l’équation 5.1 ne sont pas forcément indépendants, et que la période sur laquelle sont estimés les coefficients a , b , c et d est relativement courte (trente hivers), notre étude ouvre des pistes éventuelles pour de futures expériences de modélisation.

Concluons cette étude en citant la dernière phrase de l’article de Seager et al. (2010) : « *Until the NAO can be predicted (which may not be possible (Kushnir et al., 2006), such snow anomalies as closed down Washington D.C. for a week will remain a seasonal surprise* ». Après tout, ne nous plaignons pas, c’est bien ce qui fait le charme de notre climat. . .

5.4 Couverture de neige et températures pendant l’hiver 2009/10

5.4.1 Neige, froid et amplitude diurne

Après avoir étudié les causes de l’exceptionnelle NAO négative de l’hiver 2009/10 dans la section précédente, cette section se propose d’étudier le lien entre température froide et couverture de neige anormale en Europe lors de cette même saison. Comme évoqué dans la section 1.3.3, la neige au sol, initialement causée par des températures froides, inhibe les échanges énergétiques sol – atmosphère par son fort albédo et sa faible conductivité thermique, et tend ainsi à refroidir les températures de surface. Cette rétro-action positive est particulièrement efficace en journée puisque le flux solaire reçu y est plus important.

Or l’étude présentée dans l’article de la section 5.2 montre que l’amplitude du cycle diurne des températures (écart entre températures journalières maximale et minimale) a été considérablement réduite durant l’hiver 2009/10 en Europe, constituant même un record. Dans le détail, ce record est dû à une anomalie froide davantage marquée pour les températures maximales (en journée) que minimales (de nuit) (Figure 5.14adg). Il est intéressant de noter que les températures associées aux analogues de circulation affichent un comportement différent au nord de 50 °N, avec des anomalies de température minimale plus froides que les anomalies de température maximale, et donc une augmentation de l’amplitude du cycle diurne sur ces

régions (Figure 5.14beh). De manière générale, comme le suggérait la Figure 5.6f, les analogues sur-estiment donc l'amplitude du cycle diurne. Seules quelques stations au sud-ouest de l'Europe font figure d'exception (Figure 5.14i).

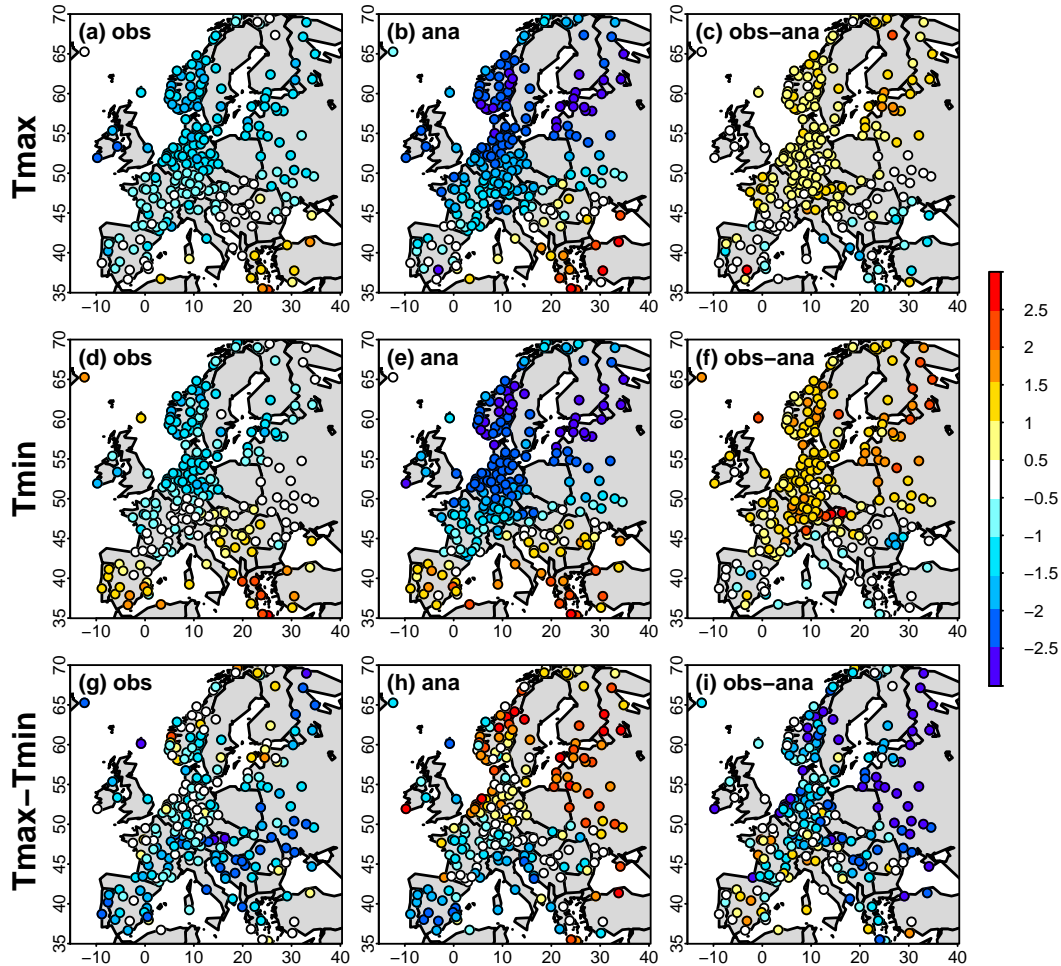


FIGURE 5.14 – (a–c) Idem que Figure 5.6a–c pour T_{max} , i.e. anomalies normalisées de T_{max} (a) observée et (b) analogue de l'hiver 2010, et (c) différence entre (a) and (b). (d–f) Idem que (a–c) pour T_{min} . (g–i) Idem que (a–c) pour $T_{max}-T_{min}$. Données : ECA&D.

(a–c) Same as Figure 5.6a–c for T_{max} , i.e. winter 2010 normalized (a) observed and (b) analog T_{max} anomaly (from ECA&D stations), and (c) difference between (a) and (b). (d–f) Same as (a–c) for T_{min} . (g–i) Same as (a–c) for $T_{max}-T_{min}$. Dataset : ECA&D.

Cette réduction de l'amplitude diurne des températures, à la fois par rapport à la normale, mais aussi par rapport aux analogues, peut-elle s'expliquer par un excès de couverture de neige³⁰ ? Plus généralement, quel rôle a joué la couverture de neige sur les températures européennes de l'hiver 2009/10 ? Cette section tentera d'apporter les réponses à ces questions, à partir des observations de neige disponibles à l'ECA&D, et d'expériences de modélisation à l'aide du modèle MM5.

³⁰Voir la Figure 5.3 et les études de Cohen et al. (2010) et Seager et al. (2010).

5.4.2 Couverture de neige en Europe : observations et analogues

Certaines stations de l'ECA&D disposent de données de hauteur de neige. Malheureusement, elles ne sont que peu nombreuses : en appliquant la même procédure de sélection que dans l'article précédent (voir section 5.2.2.3), seules 81 stations sont retenues, parmi lesquelles seulement 68 disposent conjointement de données de température. Ces stations étant situées en Allemagne, Suisse, ex-Yougoslavie et Finlande (Figure 5.15), leur couverture géographique est certes partielle, mais relativement étendue pour représenter les contrastes nord/sud observés sur la Figure 5.14. Ajoutons également qu'un nombre conséquent de données manque sur les six premières années de la période 1949–2010, ce qui restreint l'analyse des données de neige aux hivers 1955/56–2009/10.

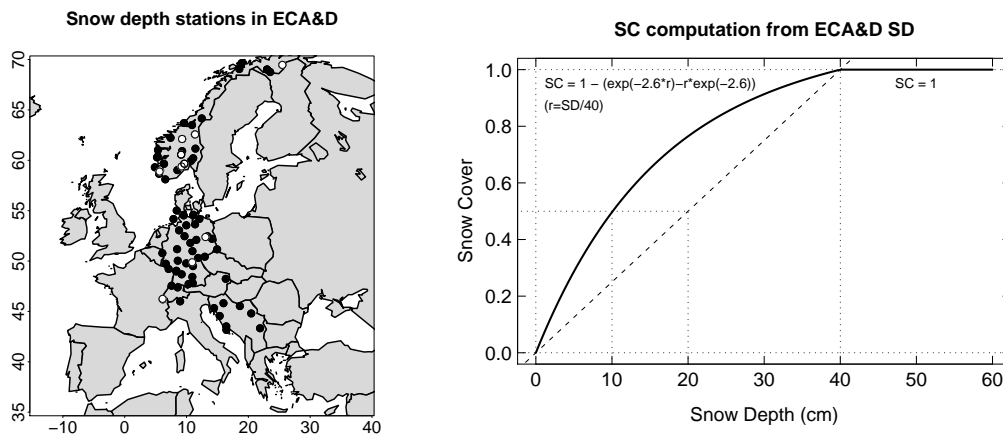


FIGURE 5.15 – (Gauche) Stations ECA&D disposant de données de hauteur de neige. Les stations disposant également de données de température sont coloriées en noir. (Droite) Fonction appliquée aux données de hauteur de neige des stations ECA&D (SD , en cm) pour calculer la couverture de neige (SC , sans unité). Voir équation 5.2 et détails dans le texte.

(Left) ECA&D stations providing snow depth data. Stations also providing temperature are filled in black. (Right) Function applied to snow depth data from ECA&D stations (SD , in cm) to compute snow cover (SC , unitless). See equation 5.2 and details in text.

Comme nous nous intéressons à l'effet radiatif de la neige, et donc à la modification d'albédo de surface induite par la neige au sol, il est nécessaire de convertir les données de hauteur de neige (*Snow Depth*, SD , en cm) en données de couverture de neige (*Snow Cover*, SC , sans unité). Nous définissons la couverture de neige comme une fraction comprise entre 0 (sol nu) et 1 (sol totalement enneigé), en convenant qu'un sol est totalement enneigé ($SC = 1$) si la hauteur de neige y est supérieure à 40 cm ($SD \leq 40$). La paramétrisation de la couverture de neige entre 0 et 1 n'est pas linéaire, afin de tenir compte des effets réalistes de la hauteur de neige. Nous utilisons ainsi la paramétrisation du modèle MM5, définie par l'équation 5.2, et illustrée par la courbe de la Figure 5.15. Elle diffère d'une simple paramétrisation linéaire en se rapprochant plus rapidement de $SC = 1$: $SC = 0.5$ est par exemple atteint pour une hauteur de neige de 10 cm au lieu de 20 cm (Figure 5.15). Nous considérons ainsi que la couverture de neige d'une station i (SC_i) s'obtient à partir de la hauteur de neige en cm (SD_i) par l'équation suivante :

$$\forall i \quad SC_i = 1 - (e^{-2.6r_i} - r_i e^{-2.6}) \quad (5.2)$$

où :

$$\forall i \quad r_i = \begin{cases} \frac{SD_i}{40} & \text{si } SD_i \leq 40 \\ 1 & \text{sinon.} \end{cases} \quad (5.3)$$

Nous considérons ensuite que la modification d'albédo de surface induite par la neige au sol est proportionnelle à la fraction de couverture de neige, ce qui là encore est une paramétrisation utilisée dans le code du modèle MM5. Cela signifie en particulier qu'un sol couvert par 40 cm, 1 m ou 10 m de neige verra son albédo modifié de la même manière, i.e. égal à l'albédo de la neige (noté α^S), puisque dès 40 cm sa fraction de couverture de neige est égale à 1. L'albédo d'une station i est ainsi donné en présence (ou non) de neige par :

$$\forall i \quad \alpha_i = (1 - SC_i) \alpha^S + SC_i \alpha_i^0 \quad (5.4)$$

où α_i^0 est l'albédo de la surface nue de la station i .

L'analyse menée dans l'article de la section 5.2 sur les températures peut alors également être menée sur les couvertures de neige. Ainsi la Figure 5.16 s'inspire de la Figure 5.6 et montre les anomalies normalisées de couverture de neige observée (Figure 5.16a) et analogue (Figure 5.16b) sur les stations de la Figure 5.15 durant l'hiver 2009/10. Cette figure révèle que la couverture de neige observée durant cet hiver est anormalement importante (1.5σ au-dessus de la distribution sur l'ensemble de l'Europe, la cinquième plus haute depuis 1955 et la plus haute depuis 1982, voir courbe noire sur la Figure 5.16c), atteignant même les 3σ sur quelques stations du Nord de l'Allemagne (Figure 5.16a). À l'image des températures dont les analogues étaient encore plus froides que les anomalies observées (Figure 5.6ab), les couvertures de neige associées aux analogues de circulation de l'hiver 2009/10 sont plus importantes que celles observées sur la grande majorité des stations (ici 72 %, 58 stations sur 81, voir Figure 5.16c). En moyenne sur l'Europe, l'anomalie analogue de couverture de neige atteint 2.3σ et constitue un record sur la période 1955–2010 (voir courbe grise sur la Figure 5.16c). En d'autres termes, même si la couverture de neige de l'hiver 2009/10 a été anormale, cela aurait pu (dû ?) être pire !

Ce résultat est directement à relier avec les conclusions sur la température journalière (Tavg) de l'article de la section 5.2. En effet, comme pour la température, il est intéressant de noter à partir de la Figure 5.16c que, pour la couverture de neige, l'hiver 2009/10 est un cas particulier dans une tendance à plus long terme. Huit des dix hivers précédents présentent également une couverture de neige observée moins importante que celle associée aux analogues de circulation. La corrélation entre couvertures observée et analogue est haute ($r = 0.70$, $p - \text{value} < 1\%$) mais la tendance linéaire significative des couvertures de neige de 1980 à 2009 ($-0.5 (\pm 0.22) \sigma/\text{décennie}$, voir droite de régression noire sur la Figure 5.16c) n'est pas représentée par les analogues (pas de tendance linéaire significative, voir droite de régression grise sur la Figure 5.16c). À plus long terme, l'écart entre couvertures de neige observée et analogue semble osciller périodiquement : négatif jusqu'en 1970, puis positif jusqu'en 1995, et à nouveau négatif depuis (segments bleus ou rouges sur la Figure 5.16). Cette « oscillation », qui se retrouve également sur les séries des températures (Figure 5.6de) n'est pas sans nous rappeler l'oscillation multi-décadale de l'océan Atlantique (AMO³¹), et donc l'influence des SST atlantiques sur les divergences entre températures (ou couvertures de neige, ici) et dynamique NAE que nous avons étudiées aux chapitres 2 et 3. Ainsi, ce qui ne relève ici que du simple constat mériterait sans doute une étude plus approfondie.

³¹ *Atlantic Multidecadal Oscillation*, voir section 3.2.

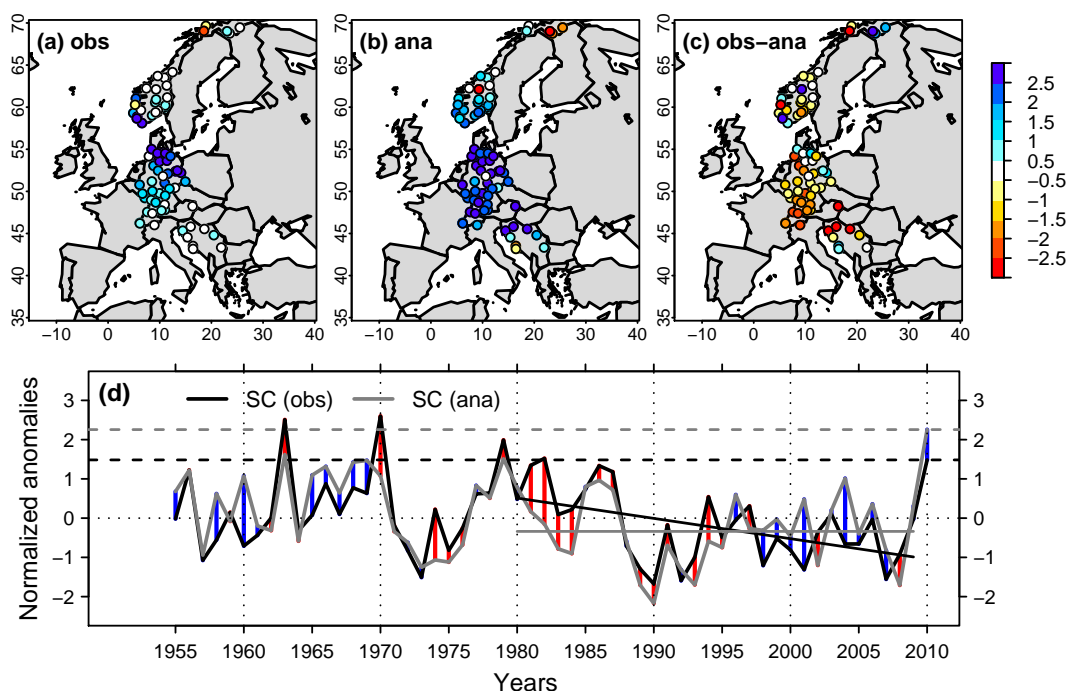


FIGURE 5.16 – (a–c) Idem que Figure 5.6a–c pour la couverture de neige, i.e. anomalies normalisées de couverture de neige (a) observée et (b) analogue de l’hiver 2009/10 et (c) différence entre (a) et (b). Données : ECA&D.

(a–c) Same as Figure 5.6a–c for snow cover, i.e. winter 2010 normalized (a) observed and (b) analog snow cover anomaly, and (c) difference between (a) and (b). Dataset : ECA&D.

Pour conclure cette étude de la couverture de neige dans les observations, relier les éléments de la Figure 5.16 à nos interrogations premières sur le lien température – couverture de neige. Ainsi, notons que sur l’ensemble des stations possédant simultanément des données de neige et de température, la corrélation entre anomalies de température moyenne journalière et couverture de neige est élevée : $r = -0.89$ ($p\text{-value} < 1\%$) sur les hivers 1955/56–2009/10. En revanche, le lien entre neige et amplitude diurne des températures n’est pas statistiquement significatif : nous obtenons $r = 0.03$ ($p\text{-value} \sim 80\%$) entre anomalies « Tmax–Tmin » et couverture de neige. Enfin, comme lors des études des chapitres 2 et 3, rappelons qu’une corrélation statistique ne renseigne en aucun cas sur la causalité de la relation : c’est la raison pour laquelle des expériences de sensibilité sont menées dans la section suivante.

5.4.3 Température et couverture de neige : que dit MM5 ?

Afin d’étudier l’influence de la couverture de neige sur les températures journalières européennes et leur amplitude diurne, nous réalisons une expérience de sensibilité à la neige à l’aide du modèle MM5³². Nous considérons ainsi deux simulations du mois de janvier 2010 (période centrale de l’hiver 2009/10), qui ne diffèrent que par la façon dont est traitée la neige au sol :

³²Modèle utilisé dans les chapitres 2 et 3, voir annexe B pour les détails.

- **CTL** : une simulation de contrôle de 25 jours, du 4 au 28 janvier 2010 (période choisie arbitrairement) ;
- **TRS** : une simulation identique à la simulation CTL à ceci près que la paramétrisation de la neige est modifiée dans le code, de telle sorte que la neige tombée au sol n'en modifie pas l'albédo. Autrement dit la neige est rendue transparente (*Transparent Snow*, TRS) par une modification du code de MM5 indiquée dans l'annexe B, et l'albédo de la simulation TRS est donc constant tout au long de la simulation : c'est l'albédo de la surface nue.

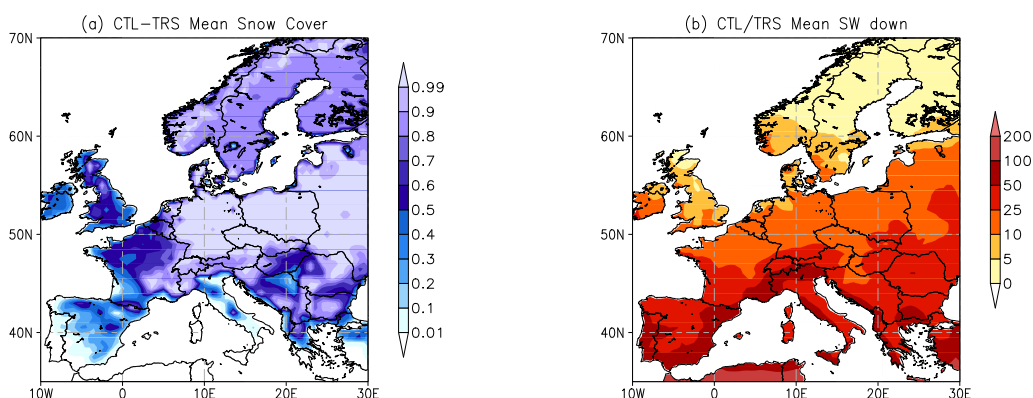


FIGURE 5.17 – (a) Différence moyenne de couverture de neige entre les simulations CTL et TRS de Janvier 2010. Voir détails dans le texte pour la définition et le calcul de la couverture de neige. Unités : Fraction normalisée. (b) Flux solaire à la surface (SW_{\downarrow}) moyen des simulations CTL et TRS de Janvier 2010 (flux identiques au premier ordre, voir détails dans le texte). Unités : W/m^2 .

(a) Mean difference of snow cover between CTL and TRS simulations of January 2010. See details in text for both definition and computation of snow cover. Units : Normalized fraction. (b) Mean surface solar flux (SW_{\downarrow}) of CTL and TRS simulations of January 2010 (fluxes identical at first order, see details in text). Units : W/m^2 .

Ces simulations sont toutes deux guidées (ou *nudgées*, selon le terme consacré) par les ré-analyses de l'ECMWF sur le champ tridimensionnel de vent, mais les variables thermodynamiques de température et d'humidité sont laissées libres³³. La différence entre les deux simulations peut alors être considérée comme l'influence de l'albédo de la neige, puisque, d'une part, toutes les autres propriétés physiques de la couverture de neige sont identiques et, d'autre part, la circulation atmosphérique est quasi-identique³⁴. En chaque point de grille du domaine, nous relierons la différence d'albédo (α) entre les simulations CTL et TRS à une notion de couverture de neige (SC), en considérant que la couverture vaut 0 lorsque la différence d'albédo vaut 0, et 1 lorsque l'albédo de la simulation CTL vaut l'albédo de la neige (α_S), égal à 0.6 dans la paramétrisation de MM5. Le calcul de la couverture de neige de la simulation CTL (SC^{CTL}) par rapport à la simulation « nue » TRS (i.e. $SC^{TRS} \equiv 0$) est ainsi donné en chaque

³³Voir détails sur le *set-up* expérimental dans l'annexe B.

³⁴Malgré le *nudging*, de faibles différences de vent peuvent apparaître, et le terme « identique » ne serait pas rigoureux.

point de grille (i, j) par la relation :

$$\forall(i, j) \quad SC_{i,j}^{CTL} = \frac{\alpha_{i,j}^{CTL} - \alpha_{i,j}^{TRS}}{\alpha_S - \alpha_{i,j}^{TRS}} = \frac{\alpha_{i,j}^{CTL} - \alpha_{i,j}^{TRS}}{0.6 - \alpha_{i,j}^{TRS}} \quad (5.5)$$

La couverture de neige ainsi calculée et moyennée sur les 25 jours de simulation de janvier 2010 est présentée sur la Figure 5.17a. Sur cette période, et dans les simulations MM5, la région allant de l'Allemagne aux pays baltes et certains reliefs finlandais sont constamment enneigés, tandis que le reste de l'Europe voit la couverture de neige (maximale au 10 janvier) disparaître aux alentours du 20 janvier, avant de réapparaître à la fin du mois (non montré ici).

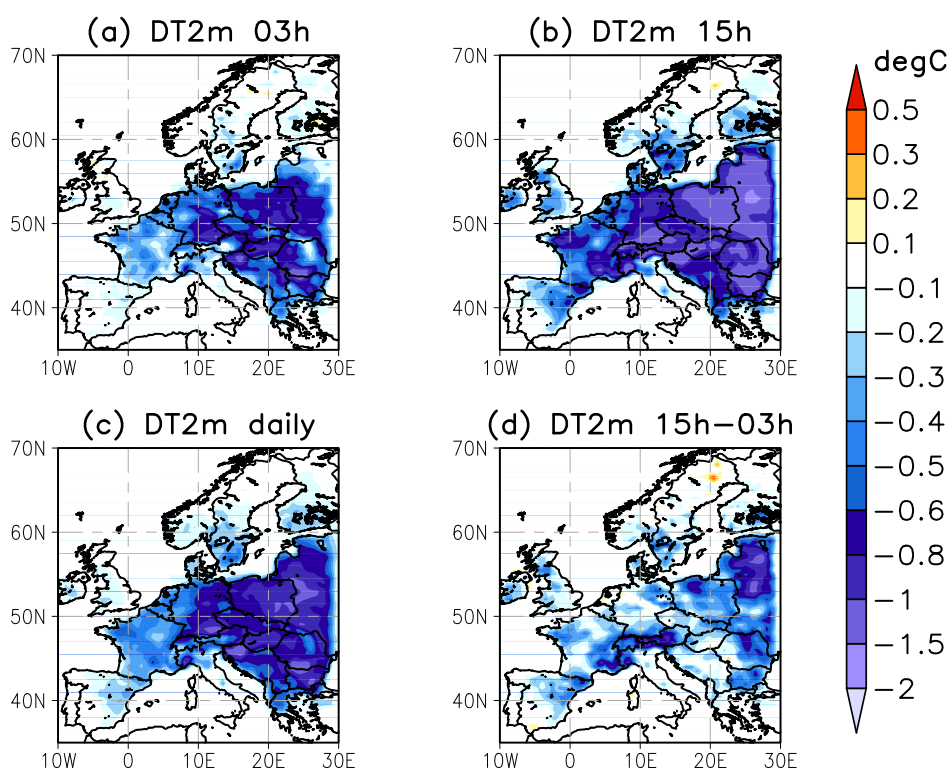


FIGURE 5.18 – (a–c) Différence moyenne de température à 2 m entre les simulations CTL et TRS de janvier 2010, (a) à 3 h, (b) 15 h et (c) en moyenne journalière. (d) Différence entre (b) et (a). Unités : °C.

(a–c) Mean 2m-temperature difference between CTL and TRS simulations of January 2010, (a) at 3 am, (b) 3 pm and (c) daily averaged. (d) Difference between (b) and (a). Units : °C.

L'étude de la rétroaction de l'albédo de la neige sur les températures doit naturellement prendre en compte l'ensoleillement, puisque le cœur du processus fait intervenir la réflexion du flux solaire sur la surface. Or l'ensoleillement (assimilé ici au flux SW_{\downarrow} , voir équation 1.5) de

janvier est bien entendu dépendant de l'inclinaison de la Terre³⁵, et présente donc un gradient sud/nord très clair. En particulier le rayonnement solaire est très faible sur les régions situées au dessus de 60 °N — il fait nuit ! — (Figure 5.17b), fait notable à garder à l'esprit dans la suite de l'analyse.

Les différences de température à 2 m entre les deux simulations CTL et TRS sont indiquées sur la Figure 5.18a–c, moyennées sur les 25 jours de simulations respectivement à 3 h (nuit, a), 15 h (jour, b) et en moyenne journalière (c). Conformément à nos attentes, les températures de la simulation CTL sont globalement plus froides que celles de TRS sur les régions qui présentent des différences de couverture de neige entre ces deux simulations (voir Figures 5.17a et 5.18c). Cette différence négative étant davantage marquée en journée (15 h, Figure 5.18b) que la nuit (3 h, Figure 5.18a), et quasi-inexistante dans les régions situées au nord de 60 °N (très peu ensoleillées en janvier) malgré une différence de couverture de neige (voir Figures 5.17), l'effet semble bien lié à la modification de l'albédo par la présence, ou non, de neige. Ainsi la température moyenne journalière et l'amplitude de l'écart journalier de température (ici la différence entre 3 h et 15 h) sont respectivement diminuées de 0.43 et 0.25 °C en moyenne sur l'Europe (au sud de 60 °N) dans la simulation CTL (avec neige). À noter que ces deux différences atteignent même 1 °C sur les pays baltes, constamment enneigés durant janvier 2010 (Figure 5.18d).

La sensibilité de la température à 2 m à la couverture de neige (ou à l'albédo) peut être étudiée en chaque point de grille (i, j) en calculant la régression linéaire entre les différences de température à 2 m CTL–TRS (simplement notées $\Delta T_{2,i,j}$) et les différences de couverture de neige ($\Delta SC_{i,j} \equiv SC_{i,j}^{CTL}$ puisque $SC_{i,j}^{TRS} \equiv 0, \forall(i, j)$), au long des 25 jours de simulation, en faisant l'hypothèse extrêmement simpliste que :

$$\forall(i, j) \quad \Delta T_{2,i,j} = a_{i,j} SC_{i,j}^{CTL} \quad (5.6)$$

Étant donné que certains points sont constamment enneigés en janvier 2010, nous ne pouvons y calculer une régression linéaire significative. Pour palier ce problème, nous réalisons de plus les simulations CTL et TRS sur les mois de janvier 2008 et janvier 2009 (25 jours chacune également), et calculons les coefficients de régression $a_{i,j}$ de l'équation 5.19 pour les températures à 3 h, 15 h, et en moyenne journalière, ainsi que pour l'amplitude du cycle journalier (15 h–3 h) sur l'ensemble des 75 jours des mois de janvier 2008, 2009 et 2010 (Figure 5.19).

Il apparaît que les réponses de température à 2 m sont fortement corrélées à la couverture de neige sur la plupart des régions européennes situées au sud de 60 °N, puisque les régressions linéaires y sont significatives, sauf pour les régions montagneuses (e.g., Alpes) toujours enneigées (Figure 5.19c). Sur les points significatifs, on obtient la relation :

$$\Delta T_2 = -0.63 SC^{CTL} \quad (5.7)$$

pour la température à 2 m en moyenne journalière (Figure 5.19c). De plus, les coefficients de régression sont, comme on pouvait l'attendre, plus forts pour les températures à 15 h (en moyenne -0.93 °C/fraction, voir Figure 5.19b) qu'à 3 h (en moyenne -0.53 °C/fraction, voir Figure 5.19a). En conséquence, l'amplitude du cycle diurne des températures est négativement corrélée à la couverture de neige (Figure 5.19d), avec des coefficients de régression significatifs

³⁵Voir section 1.2.1.

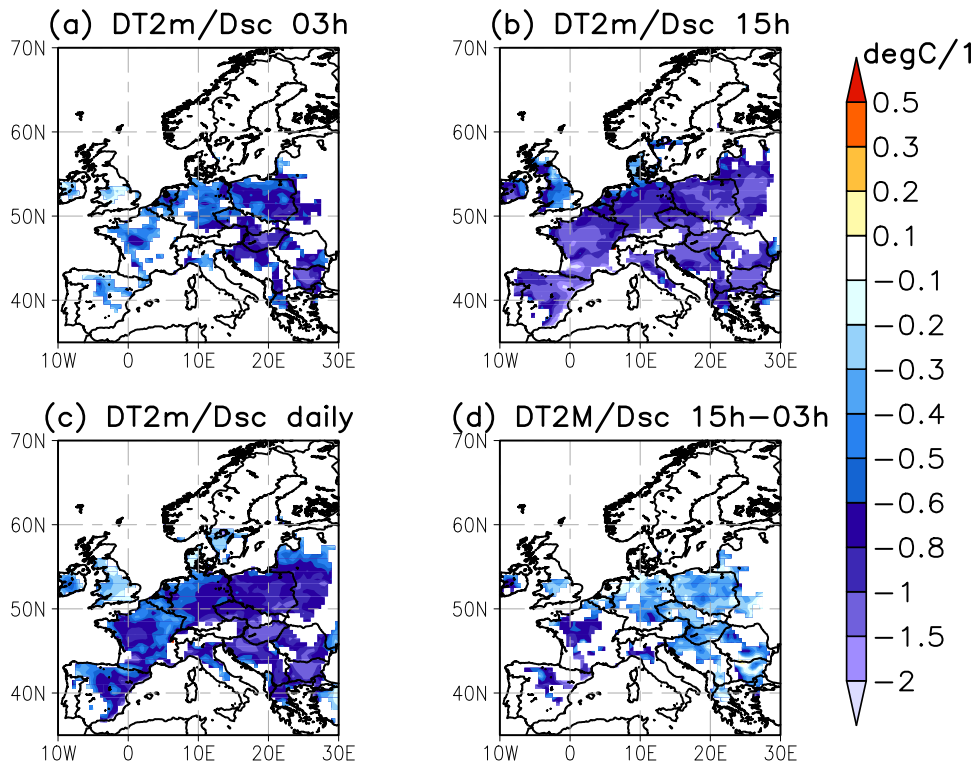


FIGURE 5.19 – (a–c) Coefficients de régression linéaire entre les réponses journalières CTL–TRS de température à 2 m (a) à 3 h, (b) 15 h et (c) en moyenne journalière, et les différences CTL–TRS de couverture de neige, calculées sur les séries temporelles de 75 jours des mois de janvier 2008, 2009 et 2010. (d) Idem pour la régression entre amplitude du cycle diurne (15 h–3 h) et couverture de neige. Seuls les points de grille statistiquement significatifs (p -value < 1%) sont tracés. Unités : °C / fraction de couverture de neige (sans unité).

(a–c) Coefficients of linear regression between daily CTL–TRS responses in 2m-temperature (a) at 3 am, (b) 3 pm and (c) daily averaged, and CTL–TRS snow cover differences, computed on the 75-day time series of months of January 2008, 2009 and 2010. (d) Same for the regression between the amplitude of daily cycle (3 pm–3 am) and snow cover. Only statistically significant (p -value < 1%) grid points are plotted. Units : °C / snow cover fraction (unitless).

donnant la relation moyenne³⁶ de :

$$\Delta \left(T_{2^{15h}} - T_{2^{3h}} \right) = \Delta T_{2^{15h}} - \Delta T_{2^{3h}} = -0.44 SC^{CTL} \quad (5.8)$$

³⁶Cette relation n'étant calculée que sur les points de grille où les coefficients sont significatifs pour 15 h (panel b) et pour 3 h (panel a), la valeur obtenue est différente de la simple soustraction entre la valeur pour 15 h, calculée sur les points significatifs du panel b (−0.93), et la valeur pour 3 h, calculée sur les points significatifs du panel a (−0.53), différence qui donnerait −0.40.

Précisons que nous avons conscience de l'approche très simpliste utilisée ici qui consiste à considérer comme linéaire l'influence de l'albédo de la neige au sol sur les températures journalières. Par exemple une première limite évidente de cette hypothèse est que la rétroaction de l'albédo dépend de manière naturelle du flux solaire reçu par la surface, seulement pris en compte ici pour expliquer qu'aucune relation n'est trouvée au nord de 60 °N du fait du peu d'ensoleillement moyen. Nous nous limitons ici à l'utilisation de la relation 5.8, qui est cependant à considérer avec une extrême prudence.

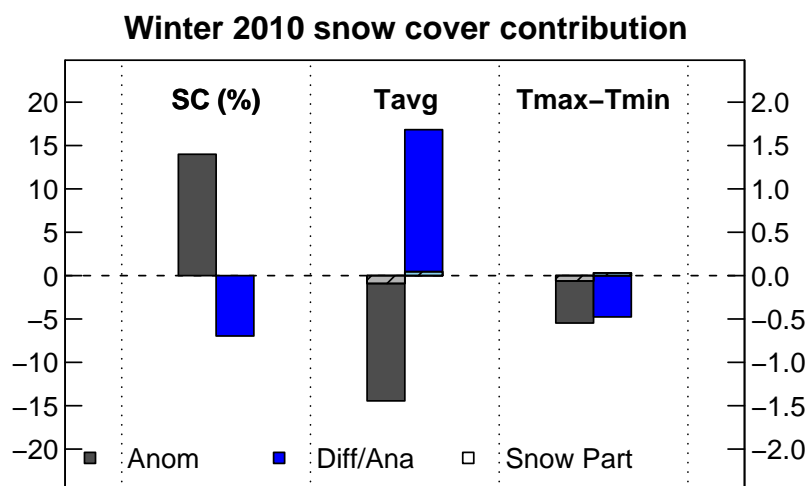


FIGURE 5.20 – Anomalies (gris) et différences avec anomalies analogues (bleu) de couverture de neige (en %, axe de gauche), température journalière et amplitude diurne (en °C, axe de droite) pendant l'hiver 2009/10. Les estimations des contributions de la couverture de neige aux températures (via MM5) sont hachurées.

Anomalies (gray) and differences wrt. analog anomalies (blue) of snow cover (in %, left axis), daily temperature and diurnal range (in °C, right axis), during winter 2010. Shading indicated estimates of snow cover contributions to temperatures (from MM5).

5.4.4 Conclusions sur la neige

Quel a donc été le rôle de la couverture de neige sur les températures de l'hiver 2009/10 ? En valeur absolue (non normalisée), l'anomalie de couverture de neige moyennée sur stations ECA&D au sud de 60 °N, et disposant simultanément de données de neige et de température (Figure 5.15), est de 14 %, alors que la couverture analogue serait de 21 %. La Figure 5.20 indique alors les contributions de ces éléments aux anomalies observées, et aux différences avec les analogues, de température journalière et d'amplitude diurne, à partir des valeurs de régression estimée à l'aide des simulations MM5 de la section 5.4.3. Nous pouvons ainsi retenir de cette étude que, d'après les estimations « MM5 » :

- la couverture de neige a contribué à l'anomalie de température observée à hauteur de 6 %, et à l'anomalie de réduction de l'amplitude diurne des températures à hauteur de 11 %;

- elle n'explique pas en revanche les écarts entre valeurs de température observées et analogues : seulement 3 % pour les différences de température journalière et même -6 % pour l'amplitude diurne.

Cette étude très simpliste, notamment parce qu'elle ne prend pas en compte les conditions d'ensoleillement, nous montre finalement que si la neige a très légèrement pu jouer sur les températures de l'hiver 2009/10, à la fois sur la moyenne journalière et l'amplitude diurne, elle n'explique pas les écarts entre températures observées et analogues. Ce second point nous conforte dans l'hypothèse que la divergence entre observations et analogues de circulation est principalement liée au réchauffement à grande échelle, et à long terme, de l'Europe.

5.5 L'hiver 2009/10 sera-t-il le plus froid du siècle ?

Les sections précédentes montrent que l'hiver 2009/10 constitue en Europe un extrême froid d'un climat « déjà plus chaud ». En d'autres termes il semblerait que le récent réchauffement européen ait empêché l'hiver 2009/10 d'être glacial ! Nous avons en effet vu que les analogues des circulations NAE de cet hiver étaient par le passé associées à des anomalies de température bien plus froides (proches de celles de l'hiver glacial de 1962/63, Figure 5.6), et des couvertures de neige qui auraient pu faire de l'hiver 2009/10 le plus enneigé depuis cinquante ans (Figure 5.16). La cause principale d'un tel épisode semble avoir été une NAO saisonnière extrêmement négative, due à une occurrence du régime *NAO-* pendant 70 % des jours de DJF (63/90, voir Figure 5.5g). Or les résultats du chapitre 4 à partir des projections climatiques futures indiquent que, d'une part, le récent réchauffement européen va très probablement se poursuivre dans les prochaines années (Figure 4.6), et que, d'autre part, les conditions de NAO hivernale négative risquent de devenir moins fréquentes (Figure 4.22). Nous sommes dès lors en droit de nous interroger : le froid de l'hiver 2009/10 pourra-t-il être battu au XXI^e siècle ? Plus précisément, quelle est la probabilité d'observer une température hivernale européenne plus froide dans les années futures ?

Apporter une réponse précise à cette question est impossible : cela supposerait que l'on puisse exactement prévoir les températures hivernales du XXI^e siècle. Néanmoins, une estimation simpliste peut être réalisée à partir de l'évolution des distributions statistiques de température hivernale des modèles CMIP3 entre les périodes 20c3m, 2046–2065 et 2081–2100³⁷. En effet, si l'on réduit la période de référence des observations ECA&D aux hivers 1961/62–1999/2000 (i.e. 20c3m), l'anomalie froide de l'hiver 2009/10 représente -0.8σ . Dans l'ensemble des treize modèles CMIP3 (voir Tableau 4.1), un tel écart dans la distribution 20c3m correspondrait à un écart de -3.7σ en moyenne (entre -5.8 et -2.3 selon le modèle) dans la distribution 2046–2065, atteignant -6.1σ (entre -9.2 et -4.2) dans la distribution 2081–2100 (Figure 5.21).

Sous l'hypothèse forte³⁸ que les distributions de probabilité des températures hivernales puissent être considérées gaussiennes, la probabilité de survenue à l'année y d'une anomalie \bar{T}_y

³⁷Rappelons que nous nous plaçons dans le scénario d'émission A2 de l'IPCC-AR4 (voir 4.1).

³⁸Si cette hypothèse est raisonnable pour les faibles écarts à la moyenne, des lois plus robustes sont généralement utilisées pour décrire les valeurs extrêmes (queues des distributions).

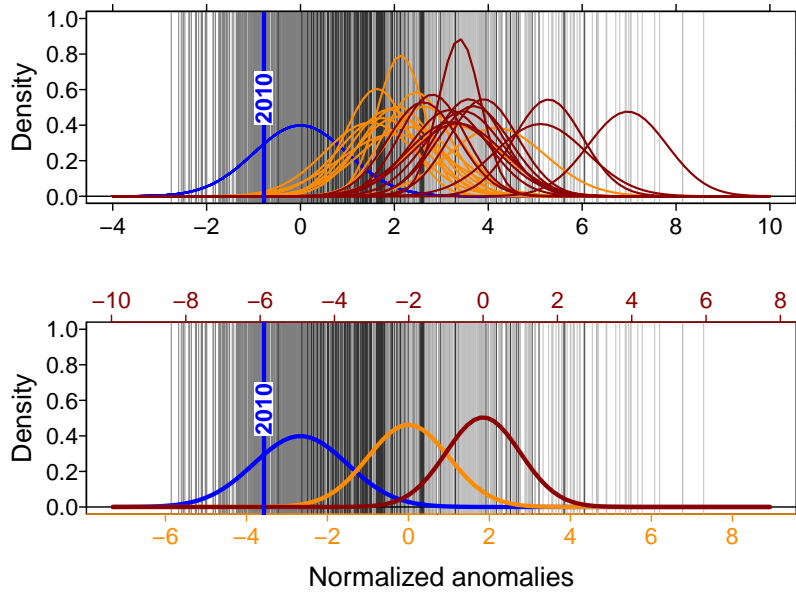


FIGURE 5.21 – **(Haut)** Distributions statistiques des anomalies de température hivernale européenne pour 20c3m (gris), 2046–2065 (noir) et 2081–2100 (gris clair), pour les treize modèles CMIP3 du Tableau 4.1. Chaque segment vertical représente un hiver d’un modèle. Les anomalies sont normalisées, pour chaque modèle, par rapport à la moyenne et l’écart-type de la période 20c3m. Les densités de probabilité gaussiennes sont ajustées pour les trois périodes, respectivement en bleu, orange et rouge. L’anomalie normalisée de l’hiver 2009/10 (des données ECA&D) est indiquée en bleu. **(Bas)** Idem sauf que les paramètres des lois normales individuelles sont moyennés pour obtenir la loi normale de l’ensemble. L’axe du bas (haut) correspond aux niveaux σ de la période 2046–2065 (2081–2100).

(Top) Statistical distributions of European wintertime temperature anomalies over 20c3m (gray), 2046–2065 (black) and 2081–2100 (light gray), for all thirteen CMIP3 models of Table 4.1. Each vertical segment represents one winter from one model. Anomalies are normalized, for each model, wrt. the mean and standard deviation of the period 20c3m. Gaussian PDFs are fitted for the three periods, respectively in blue, orange and red. The winter 2010 normalized anomaly (from ECA&D dataset) is indicated in blue. **(Bottom)** Same except that individual Gaussian PSFs parameters are averaged in order to obtain the Gaussian PDF of the model-ensemble. Upper (lower) axis corresponds to σ levels of the period 2046–2065 (2081–2100).

égale à celle de l’hiver 2009/10 serait ainsi estimée à :

$$\Pr\left(\widetilde{T}_y \leq -0.8 \sigma_{20c3m}\right) \begin{cases} = 0.21 & \text{si } y \in 20c3m \\ \leq 0.01 & \text{si } 2046 \leq y \leq 2065 \\ \ll 0.001 & \text{si } 2081 \leq y \leq 2100 \end{cases} \quad (5.9)$$

Remarque 5.1 Ces valeurs, ainsi que les densités de la Figure 5.21 sont obtenues en considérant que la distribution des températures hivernales de chaque modèle m suit une loi normale ϕ_m de paramètres (μ_m, σ_m) :

$$\phi_m(x) = \frac{1}{\sigma_m \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x-\mu_m}{\sigma_m}\right)^2}$$

Remarque 5.2 La densité « moyenne » de l'ensemble des N_m modèles est définie, selon l'hypothèse que les modèles sont équi-probables (pas de pondération), comme la loi normale $\bar{\phi}$ de paramètres $(\bar{\mu}, \bar{\sigma})$ où :

$$\bar{\mu} = \frac{1}{N_m} \sum_m \mu_m \quad \text{et} \quad \bar{\sigma} = \frac{1}{N_m} \sum_m \sigma_m$$

Remarque 5.3 Enfin, rappelons que la probabilité $\Pr(\widetilde{T}_y \leq x_\sigma)$ est donnée par la fonction de répartition de la loi normale, ici centrée réduite puisque les anomalies sont normalisées à $(\mu, \sigma) = (0, 1)$:

$$\Pr(\widetilde{T}_y \leq x_\sigma) = \Phi(x_\sigma) = \int_{-\infty}^{x_\sigma} \phi(x) dx = \int_{-\infty}^{x_\sigma} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2}} dx$$

On notera à partir de la Figure 5.21 que le fait qu'une anomalie de température égale à celle de l'hiver 2009/10 devienne moins probable à l'avenir est principalement dû à la translation des distributions de température CMIP3 vers des valeurs plus chaudes. Ce fait est également très légèrement amplifié par la réduction de variabilité (i.e. resserrement de la gaussienne), que l'on observe pour tous les modèles, sans exception. L'amplitude du réchauffement moyen et de la diminution de variabilité sont en revanche sujets à une large dispersion inter-modèles. Cette dispersion est ici considérée comme une mesure de l'incertitude des changements futurs, ce qui constitue à nouveau une hypothèse forte.

Enfin, afin d'estimer l'évolution transitoire de la probabilité de l'équation 5.9 au cours du XXI^e siècle, nous nous proposons d'extrapoler linéairement le niveau σ représenté par la température de l'hiver 2009/10 à toute la période 1980–2100, à partir des trois paramètres des distributions statistiques obtenues pour les trois périodes 20c3m, 2046–1065 et 2081–2100 (Figure 5.21). Ainsi nous réduisons chaque période à son année médiane (respectivement 1980, 2055 et 2090), et ajustons une droite entre ces trois points. Le cône obtenu sur la Figure 5.22a montre que cet ajustement est trop simpliste, car le réchauffement européen hivernal n'apparaît pas linéaire, mais qu'il couvre néanmoins la dispersion inter-modèle de la Figure 5.21. La probabilité de survenue estimée à partir de cette extrapolation, et sous l'hypothèse de distributions gaussiennes, montre ainsi que l'hiver 2009/10 pourrait devenir « improbable » à 99 % dès les années 2020 (moyenne des modèles), voire 2040 (modèle au réchauffement le moins fort). À noter que cette probabilité augmenterait avec l'utilisation de lois aux queues plus lourdes : par exemple le même calcul utilisant des lois de STUDENT à deux degrés de liberté conduirait à une probabilité de ~ 1 % (0.5–2 %) en 2100.

Pour conclure, insistons sur le fait que cette analyse probabiliste extrêmement simpliste ne doit être considérée qu'à titre qualitatif. Nous avons conscience que les hypothèses sous-jacentes sont fortes : lois de température normales, équi-probabilité entre les modèles, extrapolation linéaire du niveau σ , et utilisation de la dispersion inter-modèles comme une mesure de l'incertitude. Néanmoins, malgré ses hypothèses fortes, notre étude soulève l'interrogation plus générale du devenir des vagues de froid hivernales dans un climat plus chaud, problématique qui mériterait assurément une étude plus approfondie.

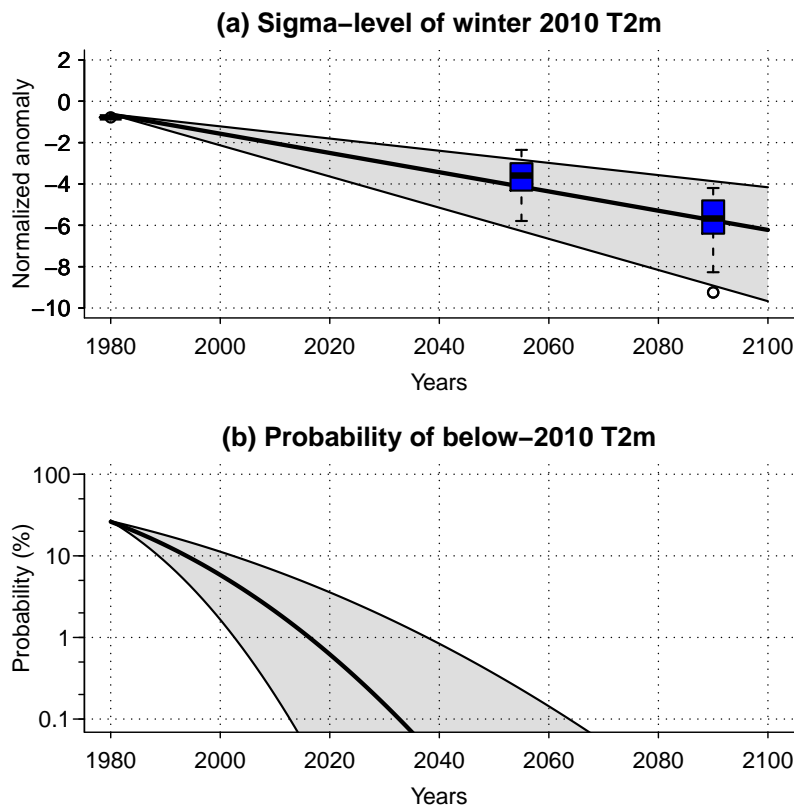


FIGURE 5.22 – (a) Extrapolation linéaire du niveau σ que représente l’anomalie de température de l’hiver 2009/10 (données ECA&D) par rapport à l’année de survenue, à partir des distributions statistiques des modèles CMIP3 (Figure 5.21). La fourchette grise indique la dispersion inter-modèles, dont la droite noire épaisse est la moyenne. Les *boxplots* bleus correspondent aux valeurs de la Figure 5.21 pour les périodes 20c3m (tracé en 1980), 2046–2065 (2055) et 2081–2100 (2090). (b) Probabilité de survenue (en %) d’une anomalie inférieure à celle de l’hiver 2009/10, obtenue à partir du (a) sous l’hypothèse de distributions de température gaussiennes dans les modèles CMIP3. L’axe vertical est en échelle logarithmique.

(a) *Linear extrapolation of the σ level represented by the winter 2010 anomaly (ECA&D dataset) wrt. the year of occurrence, from statistical distributions of CMIP3 models (Figure 5.21). Gray shading indicates the inter-model range, and the thick black line is the mean. Blue boxplots correspond to values of Figure 5.21 for periods 20c3m (plotted in 1980), 2046–2065 (2055) and 2081–2100 (2090).* (b) *Probability of occurrence (in %) of an anomaly lower than the winter 2010 one, obtained from (a) under the assumption of Gaussian temperature PDFs in CMIP3 models. Vertical axis is in log-scale.*

5.6 Synthèse et conclusions

Ce chapitre avait pour objectif l’étude de l’hiver européen relativement froid de 2009/10. Tout d’abord, nous avons vu que cet épisode se place dans un contexte de froid plus général, allant de l’Est des États-Unis à la Sibérie, et qu’il se caractérise surtout par ses fortes chutes de neige (section 5.1). Néanmoins « plus général » ne signifie pas global, au contraire : l’hiver 2009/10 compte parmi les cinq plus chauds depuis 1950 à l’échelle de la planète (Cohen et al.,

2010). En Europe, les résultats de la section 5.2 ont montré que (i) le froid observé durant cet hiver n'a pas été exceptionnel par rapport aux dernières décennies, et que (ii) il a été moins froid qu'attendu compte tenu des caractéristiques de la circulation atmosphérique (Cattiaux et al., 2010b). Cette étude a notamment fait appel aux méthodes d'analogues de circulation et de régimes de temps détaillées dans le chapitre 4.

En effet, la dynamique NAE de l'hiver 2009/10 est marquée par une NAO négative record, probablement jamais observée depuis les années 1820. Cette configuration exceptionnelle, qui s'étend à l'échelle de l'hémisphère (NAM/AO) est principalement due au « hasard » des fluctuations de la dynamique des moyennes latitudes. Cependant, l'étude menée dans la section 5.3 montre que plusieurs facteurs extérieurs ont probablement contribué à favoriser des conditions négatives de NAO : ainsi l'épisode Niño du Pacifique tropical, l'anomalie exceptionnellement chaude de SST atlantique tropicale, et les conditions automnales de neige en Eurasie et de glace de mer arctique étaient-ils tous au rendez-vous avant et pendant cet hiver particulier.

Revenant à l'Europe, la section 5.4 a été dédiée au lien entre couverture de neige, températures journalières et amplitude diurne des températures pendant l'hiver 2009/10. À partir des maigres observations disponibles et d'expériences de sensibilité à l'aide du modèle MM5, nos conclusions suggèrent que l'anomalie positive de couverture de neige a très légèrement contribué à entretenir les anomalies froides de températures ($\sim 6\%$) et à réduire l'amplitude diurne des températures ($\sim 11\%$) via la rétro-action liée à l'albédo de la neige. En revanche, la couverture de neige n'explique pas les différences entre températures observées et analogues, qui semblent davantage reliées au réchauffement à long terme de l'Europe.

L'hiver 2009/10 en Europe apparaît ainsi comme un événement extrême froid surgissant dans un climat déjà plus chaud. Il pose ainsi la question de l'avenir des vagues de froid hivernal au XXI^e siècle, étant donné que d'une part, le réchauffement devrait se poursuivre, et que d'autre part, les conditions négatives de NAO devraient devenir moins fréquentes (voir chapitre 4). Des pistes éventuelles afin d'appréhender les aspects statistiques de cette problématique ont ainsi été amorcées dans la section 5.5, qui montre que la probabilité de survenue d'un hiver aussi froid que 2009/10, qui était de l'ordre de 20 % sur la période 1961–2000, pourrait tomber sous les 1 % d'ici 2040.

Summary

Context and objectives

This last chapter focuses on the particular case of winter 2009/10, particularly cold and snowy in Europe. Within the context of climate change, such an event raises up questionings about the fate of wintertime cold spells in future. This chapter thus investigates how to consider the winter 2009/10 in such a warming context.

Methods

In order to identify the driving mechanisms of this cold European event, several circulation indices, as well as a weather regimes and flow-analogues approaches are used. A statistical analysis is carried out concerning potential forcings of the NAE dynamics, and sensitivity experiments (using MM5) are also performed in order to study the snow – temperature feedback during this season. A more probabilistic discussion based on simplistic assumptions is also provided.

Results

Seasonal circulation indices (NAOi, blocking index and SDI, see Chapter 3), as well as frequencies of winter weather regimes (see Chapters 1 & 4) indicate that winter 2009/10 was characterized by a extremely negative NAO (even NAM/AO at the hemispheric scale). While the NAO is mostly driven by the chaotic disturbances of the jet stream, further investigations reveal that several surface conditions could have contributed to such a record : strong Niño, very warm tropical Atlantic SST, early snow cover over Eurasia and strong decline of late-summer Arctic sea-ice.

The cold European temperatures during winter 2009/10 appear therefore caused by the extremely negative NAO. However, the flow-analogues method shows that observed temperatures (i) were not extreme relative to past decades, and (ii) have been warmer than expected from the daily NAE circulations. In addition flow-analogues are unable to explain the record reduction of the diurnal range of daily temperatures observed during winter 2009/10. Sensitivity experiments suggest that the snow cover could have slightly contribute to maintain the cold temperatures and reduce the diurnal range. However, since flow-analogues to winter 2009/10 were associated with snowier conditions over Europe, snow cover does not explain the discrepancy between observed and analog temperatures.

These elements suggests that the long-term European warming may have mitigated the winter 2009/10, which appears to be a cold extreme in an « already warmer » climate. Under simplistic assumptions, the probability of occurrence of such cold temperatures ($\sim 20\%$ in 2010) could fall below 1% by 2050s.

Conclusions et perspectives

Synthèse

L'objectif de cette thèse était d'identifier les mécanismes physiques responsables des extrêmes saisonniers de température en Europe, et d'étudier leurs réponses au changement climatique actuel. Par définition ces événements exceptionnels ne sont que rarement observés, ce qui rend leur compréhension, et donc leur prévision, difficile. *A fortiori*, leur avenir dans un climat plus chaud, comme le prévoient les modèles climatiques, demeure à l'heure actuelle encore largement incertain. Cette question est pourtant cruciale étant donné que les extrêmes de température s'accompagnent généralement d'impacts socio-économiques, environnementaux et humains parmi les plus importants. Ainsi avons-nous cherché par cette thèse à contribuer à la compréhension de ces événements, en démarrant notre cheminement scientifique à partir du cas particulier de l'automne exceptionnellement doux de 2006, puis en généralisant peu à peu au récent réchauffement observé, et enfin aux projections climatiques futures. Au cours de ce travail, nous avons constamment mêlé analyses statistiques et expériences de modélisation, les secondes venant tester les mécanismes physiques suggérés par les premières.

Cette thèse était motivée par la succession d'épisodes exceptionnellement chauds qui a affecté l'Europe durant la décennie 2000–2010. Nous avons ainsi constaté dès le chapitre 1 que tous les records saisonniers de température, établis depuis 1950, ont été battus entre 2003 et 2007. Comme nous l'avons vu, ce constat prend place dans un contexte spatio-temporel plus large : celui du réchauffement global. Afin d'appréhender au mieux la compréhension des mécanismes responsables des récents extrêmes et tendances de la température européenne, nous avons consacré la suite du chapitre 1 à la description des acteurs du climat de la région « Atlantique Nord – Europe » (NAE), y isolant une dynamique atmosphérique fluctuante autour de l'oscillation nord-atlantique (NAO) et certains mécanismes énergétiques locaux.

Notre travail s'est alors focalisé, dans un premier temps, sur le cas particulier de l'automne 2006 en Europe (chapitre 2). Cette saison marquée par une exceptionnelle douceur constitue en effet l'automne le plus chaud depuis 1950, voire depuis le XVI^e siècle selon Luterbacher et al. (2007). Si la dynamique atmosphérique NAE de cette saison, caractérisée par un flux record venant du sud-ouest de l'Europe, était favorable à un temps chaud sur l'Europe, nous avons estimé qu'elle n'explique que $\sim 50\%$ de l'anomalie de température, mettant ainsi en évidence l'intervention de processus amplificateurs. Notre regard s'est alors porté sur la SST nord-atlantique, également record pendant cette saison. Les deux approches statistique et dynamique (i.e. par la modélisation régionale) ont indiqué que l'anomalie chaude de SST a contribué à $\sim 30\%$ de l'anomalie continentale. Nous avons expliqué cette contribution par un renforcement des échanges de flux de chaleur sensible et latente (évaporation) depuis l'océan

vers l'atmosphère (océan anormalement chaud), puis par l'advection de cet excès d'énergie vers le continent européen par les *westerlies*, et enfin par le renforcement du flux de chaleur sensible de l'atmosphère vers le sol, et de l'effet de serre dû à la vapeur d'eau évaporée.

Le chapitre 3 a ensuite cherché à généraliser cette étude de cas aux autres saisons, et autres années, en appliquant une procédure d'analyse similaire et en conservant l'approche saisonnière. Ainsi, à partir de la définition d'un nouvel indice saisonnier de dynamique atmosphérique NAE (nommé SDI), il est apparu que le récent réchauffement européen à long terme, observé pour toutes les saisons depuis les années 1970–1980, ne semble pas s'expliquer par des changements dans cette dynamique NAE. En revanche, les fluctuations inter-annuelles des températures européennes demeurent fortement corrélées aux fluctuations de la circulation atmosphérique, ce qui suggère que la tendance à long terme des températures est davantage liée à des processus lents, à forte inertie. Nous avons ainsi cherché à estimer la contribution de l'océan Atlantique nord — qui se réchauffe depuis les années 1970 — au réchauffement européen via le mécanisme d'advection d'énergie décrit dans le chapitre 2. Si ce processus s'est avéré particulièrement efficace pendant les saisons de forts vents d'ouest (automne–hiver), qui coïncident avec les réchauffements saisonniers de la SST nord-atlantique les plus forts, il est apparu moins prépondérant au printemps et en été, en particulier durant l'été exceptionnellement chaud de 2003. Ces saisons, caractérisées par une dynamique NAE moins intense, nous ont semblé davantage influencées par les processus physiques locaux (e.g., liés à l'humidité des sols, aux nuages, ou aux aérosols). De manière générale, ce chapitre conclut que **le récent réchauffement européen ne semble pas piloté par des changements de dynamique NAE, mais plutôt par des processus énergétiques de grande échelle** très probablement liés à l'augmentation du forçage anthropique.

Fort de ce constat sur la période observée, le chapitre 4 s'est consacré aux projections climatiques futures, réalisées dans le cadre du quatrième exercice de l'IPCC. À partir de deux études complémentaires, l'une utilisant la méthode de analogues de circulation, l'autre analysant les régimes de temps de la région NAE, il a montré que cette divergence entre températures européennes et dynamique NAE se poursuivra très probablement au XXI^e siècle. L'interrogation majeure de ce chapitre concernait la possibilité de déceler un forçage anthropique sur la dynamique NAE, comme les fréquentes conditions de NAO positive dans les années 1980–1990 l'avaient alors suggéré. Or, à l'exception d'une légère tendance vers des conditions NAO positive en hiver, ni les régimes de temps (structures ou fréquences), ni les analogues de circulation ne révèlent de changements majeurs dans les circulations atmosphériques NAE futures. **Les conclusions des chapitres 2 et 3 semblent ainsi se confirmer sur la période future : le réchauffement européen futur apparaît dissocié de changements dans la variabilité interne de la dynamique NAE.** Dans ce contexte, les futurs événements extrêmes de température semblent se développer de la même manière que sur la période récente, ce qui est quelque peu encourageant dans l'optique de leur prévision.

Enfin, notre ultime étude s'est portée sur l'épisode froid et neigeux de l'hiver 2009/10 en Europe (chapitre 5). Nous avons montré que cet événement, associé à une phase NAO extrêmement négative (record depuis 1820), a été moins froid qu'attendu compte tenu des caractéristiques de ses circulations atmosphériques journalières. Il constitue ainsi une illustration concrète d'un événement froid dans un climat qui se réchauffe. Plus généralement, il pose la question du destin des vagues de froid hivernales au XXI^e siècle, sous des conditions plus chaudes et des phases NAO négative moins fréquentes (cf. chapitre 4). Une approche probabiliste simpliste suggère en effet que la température moyenne observée lors de l'hiver 2009/10

pourrait devenir très peu probable ($\text{Pr} \leq 1\%$) dès les années 2040.

Perspectives

À l'issue de ce travail, plusieurs pistes de perspectives éventuelles semblent se dessiner. Tout d'abord, un certain nombre de questions subsistent après nos études : à commencer par l'analyse menée sur le cas de l'automne 2006 (chapitre 5), et après laquelle 20 % de l'anomalie de température continentale restent inexpliqués. Cette part est-elle due à des processus locaux (humidité des sols, nuages, aérosols), ou bien aux conditions aux limites des façades « non-océaniques » de l'Europe ? En particulier, quelle pourrait être la contribution de la baisse générale de la fréquence des épisodes de brouillard (van Oldenborgh et al., 2010; Vautard and Yiou, 2009), particulièrement cruciaux en automne puisqu'ils conditionnent les phénomènes d'inversion du profil de température dans la couche de surface ? Ces questions peuvent par ailleurs se généraliser aux autres saisons au vu des résultats du chapitre 3, puisque, quelque soit la saison, nous n'expliquons que partiellement les tendances chaudes européennes par la tendance chaude de l'océan Atlantique nord. Or les processus radiatifs locaux liés aux nuages ou aérosols constituent à l'heure actuelle l'une des sources d'incertitudes les plus importantes des projections climatiques, puisqu'ils concernent des petites échelles spatiales souvent non-résolues dans les modèles globaux, et requièrent dès lors l'usage de paramétrisations empiriques. Nous saisissons ici toute l'importance de l'étude des événements observés dans le processus de compréhension des mécanismes et de leur implémentation dans les modèles climatiques.

Rejoignant cette idée, l'étude simple de la rétro-action neige – température sur le cas de l'hiver 2009/10 (chapitre 5) mériterait d'être approfondie, afin d'étudier en particulier la contribution de la probable disparition de ce *feedback* à l'avenir (tendance à la baisse des conditions de neige) dans la réduction de la variabilité des températures hivernales observée dans les projections climatiques. Plus généralement, l'étude du devenir des vagues de froid hivernales, qui tendent à devenir de plus en plus rares dans un contexte plus chaud, apparaît capitale. L'exemple de l'hiver 2009/10, pourtant modéré par rapport aux hivers froids des décennies précédentes, illustre en effet la vulnérabilité de nos sociétés de moins en moins « habituées » aux épisodes froids. Ajoutons enfin que les épisodes chauds estivaux sembleraient devenir plus fréquents et/ou intenses au XXI^e siècle d'après les résultats du chapitre 4. Comme le montrent Fischer and Schär (2009), la rétro-action humidité des sols – atmosphère est pressentie pour expliquer cette amplification des vagues de chaleur. À nouveau, l'étude de la contribution de cette rétro-action à l'augmentation de variabilité des températures d'été apparaît comme capitale dans la compréhension des réponses des événements extrêmes au changement climatique.

La poursuite de ces études requiert dès lors la réalisation d'expériences de simulations régionales, car les échelles mises en jeu apparaissent trop fines pour être complètement résolues par les modèles globaux. Dans cet objectif, et comme nous l'avons évoqué au chapitre 4, cette thèse a constitué l'occasion de développer l'interface entre le modèle IPSL-CM4 et le modèle MM5 (voir annexe B), sans malheureusement laisser le temps d'en exploiter les résultats. Mais une telle exploitation apparaît à présent prometteuse dans le cadre plus général de la régionalisation des projections climatiques. La multiplication récentes des projets de recherche nationaux ou européens consacrés à ces thématiques³⁹, favorisée par la prise de conscience des

³⁹Citons en particulier le projet DRIAS (GICC, voir <http://www.gip-ecofor.org/>), qui permettra d'exploiter ces simulations IPSL-CM4/MM5 sur la France.

impacts climatiques dans les secteurs de l'énergie ou de la santé, constitue à l'heure actuelle un cadre privilégié pour le développement d'outils de modélisation régionale.

L'un des horizons plus lointains de cette thèse concernait la possibilité éventuelle d'appréhender, voire de prévoir, les événements extrêmes de température européens à l'échéance d'une saison. Dans cette optique, nos conclusions générales semblent relativement encourageantes. En premier lieu, nous avons vu que la dynamique atmosphérique NAE associée aux saisons exceptionnelles semble ne pas changer au fil du XXI^e siècle dans les projections climatiques. Cela implique que la connaissance des circulations atmosphériques responsables des récents extrêmes de température peut permettre d'appréhender des situations similaires dans le futur. Si la dynamique NAE, et en particulier les phases NAO, apparaissent difficilement prévisibles à l'échéance saisonnière du fait de la variabilité interne des moyennes latitudes, nous avons vu que certains forçages (e.g., SST tropicales, conditions de neige ou de glace de mer, voir chapitre 5) peuvent néanmoins permettre d'en anticiper les fluctuations les plus fortes. En second lieu, notons que les principaux processus amplificateurs des récents événements extrêmes de température européenne font appel à des composantes à forte inertie du système climatique : l'advection d'énergie depuis l'océan Atlantique en hiver, le déclenchement de la rétro-action sol – atmosphère à partir de sols européens secs en été, dus à des déficits de précipitations printaniers. Ces éléments « précurseurs » peuvent être considérés comme des conditions nécessaires au développement de saisons exceptionnelles, et leur surveillance « opérationnelle » pourrait permettre de prévenir les impacts climatiques associés aux épisodes de température les plus extrêmes.

Au-delà d'un éventuel développement des outils de prévision opérationnelle, cette thèse s'inscrit dans les travaux visant à anticiper l'évolution future des principales caractéristiques statistiques des extrêmes régionaux de température. Lors des chapitres 4 et 5, nous avons pris conscience des nombreuses sources d'incertitudes qui accompagnent les projections futures des modèles climatiques globaux (GCMs). En réalité, en nous concentrant uniquement sur le scénario d'émissions anthropiques A2, nous avons peut-être contourné la première, liée aux différents scénarii socio-économiques définis par l'IPCC pour le XXI^e siècle. De plus, étant donné que le récent réchauffement européen semble plus rapide qu'attendu par les projections climatiques (van Oldenborgh et al., 2009), se pose la question de savoir si la gamme des scénarii de l'IPCC représente bien l'incertitude que l'on a sur les émissions futures. Ensuite, concernant les changements futurs des principales caractéristiques statistiques des températures européennes (e.g., moyenne et variance), nous avons vu que la dispersion inter-modèle est large. Cette dispersion semble être le fruit de différences dans la représentation (i) de la dynamique NAE, (ii) de l'association dynamique NAE – températures européennes et (iii) des processus énergétiques régionaux. Notons qu'à cette incertitude inter-modèle vient s'ajouter une incertitude intra-modèle, liée aux différentes composantes des GCMs, et qui peut être estimée par l'utilisation d'un ensemble de simulations par modèle. Enfin, une dernière source d'incertitude majeure rencontrée lors de ce travail de thèse réside dans la méthode probabiliste adoptée pour « combiner » les informations de simulations individuelles (d'un ou plusieurs modèles) en une information d'ensemble. Ce point a particulièrement été évoqué au chapitre 5, qui a montré les limites de certaines hypothèses simples (lois normales, équi-probabilité) dans l'anticipation des événements extrêmes futurs.

Notons que cette thèse se positionne, en termes de calendrier, entre deux exercices de l'IPCC (et du projet CMIP) : l'IPCC-AR4 (CMIP3, 2007) et l'IPCC-AR5 (CMIP5, 2013). Quelles avancées peut-on ainsi attendre des futures projections CMIP5 ? Si la constante amé-

lioration des scénarii d'émissions futures et des différentes composantes des GCMs permettra vraisemblablement d'améliorer le réalisme des simulations climatiques, les incertitudes liées à des modèles plus complexes ne seront pas nécessairement réduites. En particulier, comme nous l'avons vu, l'amélioration de la représentation des processus énergétiques de petite échelle mis en jeu lors des extrêmes de température (e.g., humidité des sols, neige) nécessite une complexification des paramétrisations initiales des GCMs, voire l'utilisation d'outils de descente d'échelle (*downscaling*) en aval des simulations globales. Or, comme l'ont montré les nombreux projets⁴⁰ impliqués dans l'évaluation de méthodes de descente d'échelle statistique ou dynamique (via des modèles régionaux), celles-ci s'accompagnent généralement de grandes incertitudes méthodologiques. La nécessité d'améliorer les méthodes probabilistes permettant (i) de combiner les ensembles de projections climatiques, et (ii) d'estimer les incertitudes associées, apparaît dès lors primordiale. Cette nécessité prend tout son sens dans le cadre non-gaussien des événements extrêmes (notamment de température, chapitre 5), qui repose sur le socle mathématique de la théorie des valeurs extrêmes (*Extreme Value Theory, EVT*). Le développement de méthodologies multi-modèles appliquées aux événements extrêmes, déjà en cours⁴¹, constitue ainsi une piste d'étude prometteuse.

Enfin, comme nous l'avons vu au cours de cette thèse, soulignons que l'amélioration du réalisme des projections climatiques est dépendante de la disponibilité des données, car elle nécessite de pouvoir sans cesse confronter observations et sorties de modèles. Les nombreux efforts de standardisation et de mise à disposition des données qui accompagnent la préparation de l'IPCC-AR5 ne peuvent que nous encourager à poursuivre notre compréhension des impacts du changement climatique et de leurs incertitudes.

⁴⁰Citons, dans une liste non-exhaustive, les projets PRUDENCE, ENSEMBLES, ou REGYNA.

⁴¹On peut évoquer ici le projet PEPER.

Bibliographie

- Ambaum, M.H.P., B.J. Hoskins, and D.B. Stephenson (2001), Arctic oscillation or North Atlantic oscillation?, *Journal of Climate*, *14*, pp. 3495–3507.
- Barsugli, J.J. and D.S. Battisti (1998), The Basic Effects of Atmosphere–Ocean Thermal Coupling on Midlatitude Variability, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*, pp. 477–493.
- Bell, C.J, L.J Gray, A.J Charlton-Perez, M.M Joshi, and A.A Scaife (2009), Stratospheric Communication of El Niño Teleconnections to European Winter, *Journal of Climate*, *22*, pp. 4083–4096. DOI: [10.1175/2009JCLI2717.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI2717.1).
- Beniston, M. (2004), The 2003 heat wave in Europe : A shape of things to come ? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations, *Geophysical Research Letters*, *31* (2), pp. L02202. DOI: [10.1029/2003GL018857](https://doi.org/10.1029/2003GL018857).
- Beniston, M. (2007), Entering into the “greenhouse century” : Recent record temperatures in Switzerland are comparable to the upper temperature quantiles in a greenhouse climate, *Geophysical Research Letters*, *34* (16), pp. 16710. DOI: [10.1029/2007GL030144](https://doi.org/10.1029/2007GL030144).
- Beniston, M. and H.F. Diaz (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* (1-4), pp. 73–81.
- Beniston, M., D.B. Stephenson, O.B. Christensen, C.A.T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, et al. (2007), Future extreme events in European climate : an exploration of regional climate model projections, *Climatic Change*, *81*, pp. 71–95.
- Bjerknes, J. (1969), Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, *97*, pp. 163–172.
- Black, E. and R. Sutton (2007), The influence of oceanic conditions on the hot European summer of 2003, *Climate Dynamics*, *28* (1), pp. 53–66. DOI: [10.1007/s00382-006-0179-8](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0179-8).
- Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins, and J. Methven (2004), Factors contributing to the summer 2003 European heatwave, *Weather*, *59* (8), pp. 217–223.

BIBLIOGRAPHIE

- Blackmon, M.L., J.M. Wallace, N.C. Lau, and S.L. Mullen (1977), An Observational Study of the Northern Hemisphere Wintertime Circulation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *34* (7), pp. 1040–1053.
- Boé, J. (2007), *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*, edited by Université Paul Sabatier Toulouse III, PhD Thesis.
- Bolton, D. (1980), The computation of equivalent potential temperature, *Monthly weather review*, *108* (7), pp. 1046–1053.
- Cassou, C. (2001), *Rôle de l’Océan dans la Variabilité Basse Fréquence de l’Atmosphère sur la Région Nord Atlantique–Europe*, edited by Université Paul Sabatier Toulouse III, PhD Thesis.
- Cassou, C. (2008), Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation, *Nature*, *455* (7212), pp. 523–527. DOI: [10.1038/nature07286](https://doi.org/10.1038/nature07286).
- Cassou, C. and L. Terray (2001), Oceanic forcing of the wintertime low-frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector : A study with the ARPEGE model, *Journal of Climate*, *14*, pp. 4266–4291.
- Cassou, C., L. Terray, J.W. Hurrell, and C. Deser (2004), North Atlantic winter climate regimes : Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing, *Journal of Climate*, *17*, pp. 1055–1068.
- Cassou, C., L. Terray, and A.S. Phillips (2005), Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves, *Journal of Climate*, *18* (15), pp. 2805–2811.
- Cattiaux, J., R. Vautard, and P. Yiou (2009), Origins of the extremely warm European fall of 2006, *Geophysical Research Letters*, *36* (6), pp. L06713. DOI: [10.1029/2009GL037339](https://doi.org/10.1029/2009GL037339).
- Cattiaux, J., R. Vautard, and P. Yiou (2010a), North-Atlantic SST amplified recent wintertime European land temperature extremes and trends, *Climate Dynamics*, published online. DOI: [10.1007/s00382-010-0869-0](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0869-0).
- Cattiaux, J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte, and F. Codron (2010b), Winter 2010 in Europe : A cold extreme in a warming climate, *Geophysical Research Letters*, *37*, pp. L20704. DOI: [10.1029/2010GL044613](https://doi.org/10.1029/2010GL044613).
- Cattiaux, J., P. Yiou, and R. Vautard (2011), Dynamics of future seasonal temperature trends and extremes in Europe : a multi-model analysis from IPCC-AR4, *Climate Dynamics*, submitted.
- Charney, JG (1947), The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *4* (5), pp. 136–162.
- Chase, T.N., K. Wolter, R.A. Pielke Sr, and I. Rasool (2006), Was the 2003 European summer heat wave unusual in a global context, *Geophysical Research Letters*, *33* (23), pp. L23709.

DOI: [10.1029/2006GL027470](https://doi.org/10.1029/2006GL027470).

- Chen, F. and J. Dudhia (2001), Coupling an Advanced Land Surface--Hydrology Model with the Penn State--NCAR MM5 Modeling System. Part I : Model Implementation and Sensitivity, *Monthly Weather Review*, *129* (4), pp. 569—585.
- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.T. Kwon, R. Laprise, et al. (2007), Regional climate projections, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 848–940, Cambridge University Press.
- Ciais, P., M. Reichstein, N. Viovy, A. Granier, J. Ogee, V. Allard, M. Aubinet, N. Buchmann, C. Bernhofer, A. Carrara, et al. (2005), Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003, *Nature*, *437* (7058), pp. 529—533. DOI: [10.1038/nature03972](https://doi.org/10.1038/nature03972).
- Cohen, J., M. Barlow, P.J. Kushner, and K. Saito (2007), Stratosphere–troposphere coupling and links with Eurasian land surface variability, *Journal of Climate*, *20*, pp. 5335–5343.
- Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones (2010), Winter 2009/10 : A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophysical Research Letters*, *in press*.
- Comiso, J.C., C.L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock (2008), Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, *Geophys. Res. Lett*, *35* (1), pp. L01703. DOI: [10.1029/2007GL031972](https://doi.org/10.1029/2007GL031972).
- Corti, S., F. Molteni, and T.N. Palmer (1999), Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature*, *398* (6730), pp. 799—802. DOI: [doi:10.1038/19745](https://doi.org/10.1038/19745).
- Czaja, A. and C. Frankignoul (2002), Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, *15*, pp. 606–623.
- Davin, E.L., N. de Noblet-Ducoudré, and P. Friedlingstein (2007), Impact of land cover change on surface climate : Relevance of the radiative forcing concept, *Geophysical Research Letters*, *34* (13), pp. L13702. DOI: [10.1029/2007GL029678](https://doi.org/10.1029/2007GL029678).
- Della-Marta, P.M., J. Luterbacher, H. von Weissenfluh, E. Xoplaki, M. Brunet, and H. Wanner (2007), Summer heat waves over western Europe 1880–2003, their relationship to large-scale forcings and predictability, *Climate Dynamics*, *29* (2), pp. 251–275. DOI: [10.1007/s00382-007-0233-1](https://doi.org/10.1007/s00382-007-0233-1).
- Delworth, T.L. and M.E. Mann (2000), Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere, *Climate Dynamics*, *16* (9), pp. 661–676.
- Delworth, T.L., A. Rosati, R.J. Stouffer, K.W. Dixon, J. Dunne, K.L. Findell, P. Ginoux, A. Gnanadesikan, C. T. Gordon, S. M. Griffies, et al. (2006), GFDL’s CM2 Global Coupled Climate Models. Part I : Formulation and Simulation Characteristics, *Journal of Climate*,

BIBLIOGRAPHIE

- 19 (5), pp. 643–674. DOI: [10.1175/JCLI3629.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3629.1).
- Deser, C., R. Tomas, M. Alexander, and D. Lawrence (2010), The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century, *Journal of Climate*, 23, pp. 333–351. DOI: [10.1175/2009JCLI3053.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI3053.1).
- Diaz, H.F. and V. Markgraf (2000), *El Niño and the Southern Oscillation : multiscale variability and global and regional impacts*, Cambridge University Press.
- Doblas-Reyes, F.J., V. Pavan, and D.B. Stephenson (2003), The skill of multi-model seasonal forecasts of the wintertime North Atlantic Oscillation, *Climate Dynamics*, 21 (5), pp. 501–514.
- Dudhia, J. (1993), A Nonhydrostatic Version of the Penn State--NCAR Mesoscale Model : Validation Tests and Simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front, *Monthly Weather Review*, 121 (5), pp. 1493—1513.
- Ferranti, L. and P. Viterbo (2006), The European summer of 2003 : sensitivity to soil water initial conditions, *Journal of Climate*, 19 (15), pp. 3659—3680.
- Feudale, L. and J. Shukla (2007), Role of Mediterranean SST in enhancing the European heat wave of summer 2003, *Geophysical Research Letters*, 34, pp. L03811. DOI: [10.1029/2006GL027991](https://doi.org/10.1029/2006GL027991).
- Feudale, L. and J. Shukla (2010a), Influence of sea surface temperature on the European heat wave of 2003 summer. Part I : an observational study, *Climate Dynamics*, pp. 1–13. DOI: [10.1007/s00382-010-0788-0](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0788-0).
- Feudale, L. and J. Shukla (2010b), Influence of sea surface temperature on the European heat wave of 2003 summer. Part II : a modeling study, *Climate Dynamics*, pp. 1–11. DOI: [10.1007/s00382-010-0789-z](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0789-z).
- Fischer, E.M. and C. Schär (2009), Future changes in daily summer temperature variability : driving processes and role for temperature extremes, *Climate dynamics*, 33 (7), pp. 917–935.
- Fischer, EM, SI Seneviratne, D. Lüthi, and C. Schär (2007), Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves, *Geophysical Research Letters*, 34, pp. L06707. DOI: [10.1029/2006GL029068](https://doi.org/10.1029/2006GL029068).
- Fletcher, C.G., P.J. Kushner, and J. Cohen (2007), Stratospheric control of the extratropical circulation response to surface forcing, *Geophysical Research Letters*, 34, pp. L21802. DOI: [10.1029/2007GL031626](https://doi.org/10.1029/2007GL031626).
- Folland, C.K., J. Knight, H.W. Linderholm, D. Fereday, S. Ineson, and J.W. Hurrell (2009), The Summer North Atlantic Oscillation : Past, Present, and Future, *Journal of Climate*, 22 (5), pp. 1082—1103.

- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, et al. (2007), Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 129–234, .
- Fraedrich, K. (1994), An ENSO impact on Europe? A review, *Tellus. Series A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, *46* (4), pp. 541–552.
- Francis, J.A., W. Chan, D.J. Leathers, J.R. Miller, and D.E. Veron (2009), Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent, *Geophysical Research Letters*, *36* (7), pp. L07503. DOI: [10.1029/2009GL037274](https://doi.org/10.1029/2009GL037274).
- Garnier, E. (2010), *Les Dérangements du Temps : 500 ans de chaud et de froid en Europe*, Plon.
- Gillett, N.P., F.W. Zwiers, A.J. Weaver, and P.A. Stott (2003), Detection of human influence on sea-level pressure, *Nature*, *422* (6929), pp. 292–294. DOI: [10.1038/nature01487](https://doi.org/10.1038/nature01487).
- Giorgi, F. (2008), A simple equation for regional climate change and associated uncertainty, *Journal of Climate*, *21* (7), pp. 1589–1604.
- Giorgi, F. and X. Bi (2005), Updated regional precipitation and temperature changes for the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations, *Geophysical Research Letters*, *32* (21), pp. L21715. DOI: [10.1029/2005GL024288](https://doi.org/10.1029/2005GL024288).
- Giorgi, F., X. Bi, and JS Pal (2004), Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. I. Present-day climate (1961–1990), *Climate Dynamics*, *22* (6), pp. 733–756. DOI: [10.1007/s00382-004-0409-x](https://doi.org/10.1007/s00382-004-0409-x).
- Gordon, HB, LD Rotstayn, JL McGregor, MR Dix, EA Kowalczyk, SP O’Farrell, LJ Waterman, AC Hirst, SG Wilson, MA Collier, et al. (2002), The CSIRO Mk3 climate system model, *Tech. Rep. 60, CSIRO Atmospheric Research, Aspendale*.
- Goubanova, K., L. Li, P. Yiou, and F. Codron (2010), Relation between large-scale circulation and European winter temperature : does it hold under warmer climate?, *Journal of Climate*, pp. 3752–3760. DOI: [10.1175/2010JCLI3166.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3166.1).
- Grell, G.A. (1993), Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, *Monthly Weather Review*, *121* (3), pp. 764–787.
- Grell, GA, J. Dudhia, and DR Stauffer (1994), A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). Tech. Note TN-398+ IA, *National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO*.
- Hasumi, H. and S. Emori (2004), K-1 coupled model (MIROC) description, *Center for Climate System Research, University of Tokyo, K-1 Tech. Rep, 1*, pp. 34.

BIBLIOGRAPHIE

- Haylock, MR, N. Hofstra, AMG Klein Tank, EJ Klok, PD Jones, and M. New (2008), A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006, *Journal of Geophysical Research*, *113*, pp. 20119. DOI: [10.1029/2008JD10201](https://doi.org/10.1029/2008JD10201).
- Hirschi, J.J.M. (2008), Unusual North Atlantic temperature dipole during the winter of 2006/2007, *Weather*, *63* (1), pp. 4–11.
- Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane (2009), Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophysical Research Letters*, *36* (8), pp. L08707. DOI: [10.1029/2008GL037079](https://doi.org/10.1029/2008GL037079).
- Horel, JD and JM Wallace (1981), Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the interannual variability of sea surface temperature in the equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, *109*, pp. 813–829.
- Hoskins, B. and R. Pearce (1983), *Large-scale dynamical processes in the atmosphere*, pp. 412p, Academic Press London.
- Hsu, C.J. and F. Zwiers (2001), Climate change in recurrent regimes and modes of Northern Hemisphere atmospheric variability, *Journal of Geophysical Research*, *106* (D17), pp. 20145. DOI: [10.1029/2001JD900229](https://doi.org/10.1029/2001JD900229).
- Hurrell, J.W. (1995), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation, *Science*, *26*, pp. 676–679.
- Hurrell, J.W. (1996), Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature, *Geophysical Research Letters*, *23* (6), pp. 665–668.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (2003), *The North Atlantic Oscillation : climatic significance and environmental impact*, American Geophysical Union Washington, DC.
- Jones, PD, T. Jonsson, and D. Wheeler (1998), Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland, *International Journal of Climatology*, *17* (13), pp. 1433–1450.
- Jung, T., L. Ferranti, and A.M. Tompkins (2006), Response to the summer of 2003 Mediterranean SST anomalies over Europe and Africa, *Journal of Climate*, *19*, pp. 5439–5454.
- Jungclauss, JH, N. Keenlyside, M. Botzet, H. Haak, J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz, and E. Roeckner (2006), Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM, *Journal of Climate*, *19* (16), pp. 3952–3972.
- 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.

- Kapala, A., H. Mächel, and H. Flohn (1998), Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part II : Associations with regional climate anomalies, *International Journal of Climatology*, 18 (1), pp. 23–36.
- Kerr, R.A. (2000), A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Science*, 288 (5473), pp. 1984–1985. DOI: [10.1126/science.288.5473.1984](https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1984).
- Kharin, V.V. and F.W. Zwiers (2005), Estimating Extremes in Transient Climate Change Simulations, *Journal of Climate*, 18 (8), pp. 1156–1173.
- Kiehl, J.T. and K.E. Trenberth (1997), Earth's annual global mean energy budget, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78 (2), pp. 197–208.
- Kim, S.J., G. Flato, G. Boer, and N. McFarlane (2002), A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 1 : transient multi-decadal response, *Climate Dynamics*, 19 (5), pp. 515–537. DOI: [10.1007/s00382-002-0243-y](https://doi.org/10.1007/s00382-002-0243-y).
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, et al. (2001), The NCEP/NCAR 50-year reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82 (2), pp. 247–268.
- Kjellström, E., L. Bärring, D. Jacob, R. Jones, G. Lenderink, and C. Schär (2007), Modelling daily temperature extremes : recent climate and future changes over Europe, *Climatic Change*, 81 (Suppl 1), pp. 249–265. DOI: [10.1007/s10584-006-9220-5](https://doi.org/10.1007/s10584-006-9220-5).
- Klein, S.A., B.J. Soden, and N.C. Lau (1999), Remote sea surface temperature variations during ENSO : Evidence for a tropical atmospheric bridge, *Journal of Climate*, 12 (4), pp. 917–932.
- Klein-Tank, A., JB Wijngaard, GP Konnen, R. Bohm, G. Demaree, A. Gocheva, M. Mileta, S. Pashiardis, L. Hejkrlik, C. Kern-Hansen, et al. (2002), Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment, *International Journal of Climatology*, 22, pp. 1441–1453. DOI: [10.1002/joc.773](https://doi.org/10.1002/joc.773).
- Knight, J.R., R.J. Allan, C.K. Folland, M. Vellinga, and M.E. Mann (2005), A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate, *Geophysical Research Letters*, 32, pp. 10–1029. DOI: [10.1029/2005GL024233](https://doi.org/10.1029/2005GL024233).
- Knight, J.R., C.K. Folland, and A.A. Scaife (2006), Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation, *Geophysical Research Letters*, 33 (17), pp. L17706. DOI: [10.1029/2006GL026242](https://doi.org/10.1029/2006GL026242).
- Kotlarski, S., A. Block, U. Bahm, D. Jacob, K. Keuler, R. Knoche, D. Rechid, and A. Walter (2005), Regional climate model simulations as input for hydrological applications : evaluation of uncertainties, *Advances in Geosciences*, 5, pp. 119–125.
- Kushnir, Y., W.A. Robinson, P. Chang, and A.W. Robertson (2006), The physical basis for predicting Atlantic sector seasonal-to-interannual climate variability, *Journal of Climate*,

19 (23), pp. 5949–5970.

Laurian, A., S.S. Drijfhout, W. Hazeleger, and B. van den Hurk (2009), Response of the Western European climate to a collapse of the thermohaline circulation, *Climate Dynamics*, pp. 1–9. DOI: [10.1029/2009GL040938](https://doi.org/10.1029/2009GL040938).

Legras, B. and M. Ghil (1985), Persistent anomalies, blocking and variations in atmospheric predictability, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42 (5), pp. 433–471.

L’Heureux, M., A. Butler, B. Jha, A. Kumar, and W. Wang (2010), Unusual extremes in the negative phase of the Arctic Oscillation during 2009, *Geophysical Research Letters*, 37 (10), pp. L10704. DOI: [10.1029/2010GL043338](https://doi.org/10.1029/2010GL043338).

Lorenz, E.N. (1969), Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26 (4), pp. 636–646.

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

Luterbacher, J., M.A. Liniger, A. Menzel, N. Estrella, P.M. Della-Marta, C. Pfister, T. Rutishauser, and E. Xoplaki (2007), The exceptional European warmth of autumn 2006 and winter 2007 : Historical context, the underlying dynamics and its phenological impacts, *Geophysical Research Letters*, 34, pp. L12704. DOI: [10.1029/2007GL029951](https://doi.org/10.1029/2007GL029951).

Marti, O., P. Braconnot, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, S. Denvil, JL Dufresne, et al. (2005), The new IPSL climate system model : IPSL-CM4, *Note du Pôle de Modélisation*, 26, pp. 1288–1619.

Mathieu, PP, RT Sutton, B. Dong, and M. Collins (2004), Predictability of winter climate over the North Atlantic European region during ENSO events, *Journal of Climate*, 17, pp. 1953–1974.

Meehl, G.A. and C. Tebaldi (2004), More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century, *Science*, 305 (5686), pp. 994–997. DOI: [10.1126/science.1098704](https://doi.org/10.1126/science.1098704).

Meehl, GA, TF Stocker, WD Collins, AT Friedlingstein, AT Gaye, JM Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, JM Murphy, A. Noda, et al. (2007a), Global climate projections, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 747–845, Cambridge University Press.

Meehl, G.A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J.F.B. Mitchell, R.J. Stouffer, and K.E. Taylor (2007b), The WCRP CMIP3 multimodel dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc*, 88, pp. 1383–1394.

- Michelangeli, P.A., R. Vautard, and B. Legras (1995), Weather regimes : Recurrence and quasi stationarity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *52* (8), pp. 1237–1256.
- Miller, RL, GA Schmidt, and DT Shindell (2006), Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models, *J. Geophys. Res.*, *111*, pp. D18101. DOI: [10.1029/2005JD006323](https://doi.org/10.1029/2005JD006323).
- Min, S.K., S. Legutke, A. Hense, and W.T. Kwon (2005), Internal variability in a 1000-yr control simulation with the coupled climate model ECHO-G-I. Near-surface temperature, precipitation and mean sea level pressure, *Tellus A*, *57* (4), pp. 605–621. DOI: [10.1111/j.1600-0870.2005.00133.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2005.00133.x).
- Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono, and S.A. Clough (1997), Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research*, *102* (16), pp. 663–16.
- Mo, K. and M. Ghil (1988), Cluster analysis of multiple planetary flow regimes, *Journal of Geophysical Research*, *93* (D9), pp. 10927.
- Najac, J. (2008), *Impact du changement climatique sur le potentiel éolien en France : une étude de régionalisation*, edited by Université Paul Sabatier Toulouse III, PhD Thesis.
- Neelin, J.D., D.S. Battisti, A.C. Hirst, F.F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S.E. Zebiak (1998), ENSO theory, *Journal of Geophysical Research*, *103* (C7), pp. 14261.
- Osborn, T.J. (2006), Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation, *Weather*, *61* (12), pp. 63.
- Palmer, TN (1999), A nonlinear dynamical perspective on climate prediction, *Journal of Climate*, *12*, pp. 575–591.
- Philander, S.G. (1990), *El Nino, La Nina, and the southern oscillation*, Academic Press.
- Philipp, A., PM Della-Marta, J. Jacobeit, DR Fereday, PD Jones, A. Moberg, and H. Wanner (2007), Long-term variability of daily North Atlantic-European pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering, *Journal of Climate*, *20* (16), pp. 4065–4095.
- Piao, S., P. Ciais, P. Friedlingstein, P. Peylin, M. Reichstein, S. Luyssaert, H. Margolis, J. Fang, A. Barr, A. Chen, et al. (2008), Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming, *Nature*, *451* (7174), pp. 49. DOI: [10.1038/nature06444](https://doi.org/10.1038/nature06444).
- Plaut, G. and E. Simonnet (2001), Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe, *Climate Research*, *17* (3), pp. 303–324.
- Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, et al. (2007), Climate models and their evaluation, in *Climate*

BIBLIOGRAPHIE

- Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 589–662, Cambridge University Press.
- Rauthe, M., A. Hense, and H. Paeth (2004), A model intercomparison study of climate change-signals in extratropical circulation, *International Journal of Climatology*, *24* (5), pp. 643–662. DOI: [10.1002/joc.1025](https://doi.org/10.1002/joc.1025).
- Rayner, NA, DE Parker, EB Horton, CK Folland, LV Alexander, DP Rowell, EC Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research*, *108* (D14), pp. 4407. DOI: [10.1029/2002JD002670](https://doi.org/10.1029/2002JD002670).
- Reinhold, BB and RT Pierrehumbert (1982), Dynamics of weather regimes : quasi-stationary waves and blocking., *Monthly Weather Review*, *110*, pp. 1105–1145.
- Reisner, J., RM Rasmussen, and RT Brientjes (1998), Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *124* (548), pp. 1071–1107.
- Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *Journal of Climate*, *15*, pp. 1609–1625.
- Robertson, A.W., C.R. Mechoso, and Y.J. Kim (2000), The Influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, *13*, pp. 122–138.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christof, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, and U Schulzweida (1996), The atmospheric general circulation model ECHAM-4 : model description and simulation of present-day climate, *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No.218*, pp. 90pp.
- Rogers, J.C. (1997), North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe, *Journal of Climate*, *10*, pp. 1635–1647.
- Rowell, D.P. (2003), The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season, *Journal of Climate*, *16*, pp. 849–862.
- Rowntree, PR (1976), Response of the atmosphere to a tropical Atlantic Ocean temperature anomaly, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *102* (433), pp. 607–625.
- Rowntree, P.R. and J.A. Bolton (1983), Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *109* (461), pp. 501–526.
- Ruckstuhl, C., R. Philipona, K. Behrens, M.C. Coen, B. Dürr, A. Heimo, C. Mätzler, S. Nyeki, A. Ohmura, L. Vuilleumier, et al. (2008), Aerosol and cloud effects on solar

- brightening and the recent rapid warming, *Geophysical Research Letters*, 35 (12), pp. 1–L12708. DOI: [10.1029/2008GL034228](https://doi.org/10.1029/2008GL034228).
- Rust, H.W., M. Vrac, M. Lengaigne, and B. Sultan (2010), Quantifying Differences in Circulation Patterns Based on Probabilistic Models, *Journal of Climate*, *in press*. DOI: [10.1175/2010JCLI3432.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3432.1).
- Salameh, T., P. Drobinski, and T. Dubos (2010), The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modelling : Application to the Mediterranean basin, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, pp. 170–182. DOI: [10.1002/qj.518](https://doi.org/10.1002/qj.518).
- Salas-Mélia, D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, JF Gueremy, P. Marquet, S. Planton, JF Royer, and S. Tyteca (2005), Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, *CNRM working note*, 103.
- Scaife, A.A., C.K. Folland, L.V. Alexander, A. Moberg, and J.R. Knight (2007), European climate extremes and the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, 21 (1), pp. 72–83.
- Schär, C. and G. Jendritzky (2004), Hot news from summer 2003, *Nature*, 432 (7017), pp. 559–60.
- Schär, C., P.L. Vidale, D. Luethi, C. Frei, C. Haerberli, M.A. Liniger, and C. Appenzeller (2004), The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves, *Nature*, 427 (6972), pp. 332–336. DOI: [10.1038/nature02300](https://doi.org/10.1038/nature02300).
- Scherrer, S.C., C. Appenzeller, and MA Liniger (2007), Distribution changes of seasonal mean temperature in observations and climate change scenarios, in *Climate Variability and Extremes During the Past 100 Years*, 33, pp. 251–267, edited by S. Brönnimann, Springer, New York. DOI: [10.1007/978-1-4020-6766-2](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6766-2).
- Schmidt, G.A., I. Aleinov, N. Bell, M. Bauer, S. Bauer, B. Cairns, G. Faluvegi, Y. Hu, N.Y. Kiang, D. Koch, et al. (2006), Present-Day Atmospheric Simulations Using GISS ModelE : Comparison to In Situ, Satellite, and Reanalysis Data, *Journal of Climate*, 19 (2), pp. 153–192. DOI: [10.1175/JCLI3612.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3612.1).
- Seager, R., Y. Kushnir, M. Visbeck, N. Naik, J. Miller, G. Krahnmann, and H. Cullen (2000), Causes of Atlantic Ocean climate variability between 1958 and 1998, *Journal of Climate*, 13 (16), pp. 2845–2862.
- Seager, R., Y. Kushnir, J. Nakamura, M. Ting, and N. Naik (2010), Northern Hemisphere winter snow anomalies : ENSO, NAO and the winter of 2009/10, *Geophysical Research Letters*, 37, pp. L14703. DOI: [10.1029/2010GL043830](https://doi.org/10.1029/2010GL043830).
- Seierstad, I.A. and J. Bader (2009), Impact of a projected future Arctic Sea Ice reduction on extratropical storminess and the NAO, *Climate dynamics*, 33 (7), pp. 937–943. DOI:

[10.1007/s00382-008-0463-x](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0463-x).

- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and Teuling A. J. (2010), Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate : A review, *Earth-Science reviews*, *99*, pp. 125–161.
- Seneviratne, S.I., D. Luethi, M. Litschi, and C. Schär (2006), Land-atmosphere coupling and climate change in Europe, *Nature*, *443* (7108), pp. 205–209. DOI: [10.1038/nature05095](https://doi.org/10.1038/nature05095).
- Shabbar, A., J. Huang, and K. Higuchi (2001), The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic, *International Journal of Climatology*, *21* (3), pp. 355–369. DOI: [10.1002/joc.612](https://doi.org/10.1002/joc.612).
- Shongwe, M.E., R.G. Graversen, G.J. van Oldenborgh, B.J.J.M. van den Hurk, and F.J. Doblas-Reyes (2009), Energy budget of the extreme Autumn 2006 in Europe, *Climate Dynamics*, pp. 1–12. DOI: [10.1007/s00382-009-0689-2](https://doi.org/10.1007/s00382-009-0689-2).
- Simmonds, I. and K. Keay (2009), Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationships with storm behavior over 1979–2008, *Geophysical Research Letters*, *36*, pp. L19715. DOI: [10.1029/2009GL039810](https://doi.org/10.1029/2009GL039810).
- Slonosky, V. and P. Yiou (2002), Does the NAO index represent zonal flow? The influence of the NAO on North Atlantic surface temperature, *Climate Dynamics*, *19* (1), pp. 17–30. DOI: [10.007/s00382-001-0211-y](https://doi.org/10.007/s00382-001-0211-y).
- Slonosky, V.C. and P. Yiou (2001), The North Atlantic Oscillation and its relationship with near surface temperature, *Geophys Res Lett*, *28*, pp. 807–810.
- Slonosky, V.C., L.A. Mysak, and J. Derome (1997), Linking Arctic Sea-Ice and Atmospheric Circulation Anomalies on Interannual and Decadal Timescales, *Atmosphere Ocean*, *35*, pp. 333–366.
- Smith, T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson, and J. Lawrimore (2008), Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006), *Journal of Climate*, *21* (10), pp. 2283–2296. DOI: [10.1175/2007JCLI2100.1](https://doi.org/10.1175/2007JCLI2100.1).
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller, et al. (2007), *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.
- Stephenson, D.B., V. Pavan, M. Collins, M.M. Junge, and R. Quadrelli (2006), North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate : a CMIP2 multi-model assessment, *Climate Dynamics*, *27* (4), pp. 401–420. DOI: [10.1007/s00382-006-0140-x](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0140-x).

- Stone, D.A., A.J. Weaver, and R.J. Stouffer (2001), Projection of climate change onto modes of atmospheric variability, *Journal of Climate*, *14*, pp. 3551–3565.
- Stott, PA, DA Stone, and MR Allen (2004), Human contribution to the European heatwave of 2003., *Nature*, *432* (7017), pp. 559–60. DOI: [10.1038/nature03089](https://doi.org/10.1038/nature03089).
- Sutton, R.T. and D.L.R. Hodson (2005), Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate, *Science*, *309* (5731), pp. 115–118. DOI: [10.1126/science.1109496](https://doi.org/10.1126/science.1109496).
- Sutton, RT, SP Jewson, and DP Rowell (2000), The elements of climate variability in the tropical Atlantic region, *Journal of Climate*, *13*, pp. 3261–3284.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl (2006), Going to the extremes, *Climatic Change*, *79* (3), pp. 185–211. DOI: [10.1007/s10584-006-9051-4](https://doi.org/10.1007/s10584-006-9051-4).
- Terray, L. and C. Cassou (2002), Tropical Atlantic sea surface temperature forcing of quasi-decadal climate variability over the North Atlantic–European region, *Journal of Climate*, *15*, pp. 3170–3187.
- Terray, L., M.E. Demory, M. Déqué, G. de Coetlogon, and E. Maisonave (2004), Simulation of late-twenty-first-century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes, *Journal of Climate*, *17*, pp. 4630–4635. DOI: [10.1175/JCLI-3244.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-3244.1).
- Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace (1998), The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, *25* (9), pp. 1297–1300.
- Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace (2001), Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode, *Science*, *293* (5527), pp. 85.
- Thompson, D.W.J., J.M. Wallace, and G.C. Hegerl (2000), Annular modes in the extratropical circulation. Part II : Trends, *Journal of Climate*, *13*, pp. 1018–1036.
- Tibaldi, S. and F. Molteni (1990), On the operational predictability of blocking, *Tellus A*, *42* (3), pp. 343–365.
- Ting, M., Y. Kushnir, R. Seager, and C. Li (2009), Forced and Internal Twentieth-Century SST Trends in the North Atlantic, *Journal of Climate*, *22* (6), pp. 1469–1481.
- Trenberth, K.E. and J.W. Hurrell (1994), Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Climate Dynamics*, *9* (6), pp. 303–319.
- Trenberth, K.E. and D.J. Shea (2006), Atlantic hurricanes and natural variability in 2005, *Geophysical Research Letters*, *33*, pp. L12704. DOI: [10.1029/2006GL026894](https://doi.org/10.1029/2006GL026894).
- Trenberth, K.E., G.W. Branstator, and D. Karoly (1998), Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical, *Journal of*

BIBLIOGRAPHIE

Geophysical Research, 103 (C7), pp. 14–291.

Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein-Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, et al. (2007), Observations : Surface and Atmospheric Climate Change, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 235–336, Cambridge University Press.

Trigo, R.M., T.J. Osborn, J.M. Corte-Real, et al. (2002), The North Atlantic Oscillation influence on Europe : climate impacts and associated physical mechanisms, *Climate Research*, 20 (1), pp. 9–17.

Trigo, R.M., R. García-Herrera, J. Díaz, I.F. Trigo, and M.A. Valente (2005), How exceptional was the early August 2003 heatwave in France, *Geophysical Research Letters*, 32 (10), pp. L10701. DOI: [10.1029/2005GL022410](https://doi.org/10.1029/2005GL022410).

Uppala, S.M., P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, et al. (2005), The ERA-40 Reanalysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, pp. 2961–3012. DOI: [10.1256/qj.04.176](https://doi.org/10.1256/qj.04.176).

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

Van Oldenborgh, G.J. (2005), Comments on“Predictability of Winter Climate over the North Atlantic European Region during ENSO Events”., *Journal of Climate*, 18, pp. 2770–2772.

Van Oldenborgh, G.J. (2007), How unusual was autumn 2006 in Europe?, *Climate of the Past*, 3 (3), pp. 659–668.

Van Oldenborgh, G.J., S. Drijfhout, A. van Ulden, R. Haarsma, A. Sterl, C. Severijns, W. Hazeleger, and H. Dijkstra (2009), Western Europe is warming much faster than expected, *Climate of the Past*, 5 (1), pp. 1–12.

Van Oldenborgh, G.J., P. Yiou, and R. Vautard (2010), On the roles of circulation and aerosols in the decline of mist and dense fog in Europe over the last 30 years, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, pp. 4597–4609. DOI: [10.5194/acp-10-4597-2010](https://doi.org/10.5194/acp-10-4597-2010).

Van Ulden, A., G. Lenderink, B. van den Hurk, and E. van Meijgaard (2007), Circulation statistics and climate change in Central Europe : Prudence simulations and observations, *Climatic Change*, 81, pp. 179–192.

Van Ulden, A.P. and G.J. van Oldenborgh (2006), Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, pp. 863–881.

- Vautard, R. (1990), Multiple weather regimes over the North Atlantic- Analysis of precursors and successors, *Monthly Weather Review*, *118* (10), pp. 2056–81.
- Vautard, R. and B. Legras (1988), On the source of midlatitude low-frequency variability. Part II : Nonlinear equilibration of weather regimes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *45* (20), pp. 2845–2867.
- Vautard, R. and P. Yiou (2009), Control of recent European surface climate change by atmospheric flow, *Geophysical Research Letters*, *36* (22), pp. L22702. DOI: [10.1029/2009GL040480](https://doi.org/10.1029/2009GL040480).
- Vautard, R., C. Honore, M. Beekmann, and L. Rouil (2005), Simulation of ozone during the August 2003 heat wave and emission control scenarios, *Atmospheric Environment*, *39* (16), pp. 2957—2967.
- 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, *Geophysical Research Letters*, *34* (7), pp. L07711. DOI: [10.1029/2006GL028001](https://doi.org/10.1029/2006GL028001).
- Vautard, R., P. Yiou, and G.J. Van Oldenborgh (2009), Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years, *Nature Geoscience*, *2* (2), pp. 115—119. DOI: [10.1038/ngeo414](https://doi.org/10.1038/ngeo414).
- Vautard, R., J. Cattiaux, P. Yiou, J.N. Thépaut, and P. Ciais (2010), Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness, *Nature Geoscience*, *3*, pp. 756–761. DOI: [10.1038/NGE0979](https://doi.org/10.1038/NGE0979).
- Von Storch, H. and F.W. Zwiers (2001), *Statistical analysis in climate research*, Cambridge University Press.
- Vose, R.S., D.R. Easterling, and B. Gleason (2005), Maximum and minimum temperature trends for the globe : An update through 2004, *Geophysical Research Letters*, *32* (23), pp. L23822. DOI: [10.1029/2005GL024379](https://doi.org/10.1029/2005GL024379).
- Walker, GT (1924), Correlation in seasonal variation of weather, IX., *Memoirs of India Meteorological Department*, *24* (9), pp. 275–332.
- Walker, GT and EW Bliss (1932), World weather V., *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, *4* (36), pp. 53–84.
- Wallace, J.M. and D.S. Gutzler (1981), Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Monthly Weather Review*, *109* (4), pp. 784–812.
- Wallace, J.M., Y. Zhang, and L. Bajuk (1996), Interpretation of Interdecadal Trends in Northern Hemisphere Surface Air Temperature, *Journal of Climate*, *9* (2), pp. 249—259.
- Wang, C., H. Liu, and S.K. Lee (2010), The record-breaking cold temperatures during the winter of 2009/2010 in the Northern Hemisphere, *Atmospheric Science Letters*, *2010*. DOI:

[10.1002/asl.278](https://doi.org/10.1002/asl.278).

- Wang, L. and W. Chen (2010), Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009, *Geophysical Research Letters*, *37*, pp. L09707. DOI: [10.1029/2010GL042659](https://doi.org/10.1029/2010GL042659).
- WHO, World Health Organization (2003), The health impacts of 2003 summer heat waves, *WHO Briefing Note for the Delegations of the 53rd session of the WHO Regional Committee for Europe, Vienna, Austria, 8 to 11 September 2003*; available at www.euro.who.int/document/Gch/HEAT{-}WAVES{%}20RC3.pdf..
- Xoplaki, E., J. Luterbacher, H. Paeth, D. Dietrich, N. Steiner, M. Grosjean, and H. Wanner (2005), European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium, *Geophysical Research Letters*, *32*, pp. L15713. DOI: [10.1029/2005GL023424](https://doi.org/10.1029/2005GL023424).
- Yiou, P. and M. Nogaj (2004), Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic : When and where, *Geophysical Research Letters*, *31* (7). DOI: [10.1029/2003GL019119](https://doi.org/10.1029/2003GL019119).
- 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*, pp. L21808. DOI: [10.1029/2007GL031981](https://doi.org/10.1029/2007GL031981).
- Yukimoto, S. and A. Noda (2002), Improvements of the Meteorological Research Institute Global Ocean-atmosphere Coupled GCM (MRI-CGCM2) and its climate sensitivity, *CGER's Supercomputer Activity Report*, *10*, pp. 37–44.
- Zampieri, M., F. D'Andrea, R. Vautard, P. Ciais, N. de Noblet-Ducoudré, and P. Yiou (2009), Hot European summers and the role of soil moisture in the propagation of Mediterranean drought, *Journal of Climate*, *22*, pp. 4747–4758. DOI: [10.1175/2009JCLI2568.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI2568.1).
- Zhang, X., A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, and J.C. Comiso (2008), Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system, *Geophysical Research Letters*, *35* (22), pp. L22701. DOI: [10.1029/2008GL035607](https://doi.org/10.1029/2008GL035607).
- Zorita, E. and H. Von Storch (1999), The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods, *Journal of Climate*, *12* (8), pp. 2474–2489.
- Zorita, E., J.P. Hughes, D.P. Lettemaier, and H. von Storch (1995), Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation, *Journal of Climate*, *8* (5), pp. 1023–1042.

Liste des principaux acronymes

- AO** Oscillation Arctique.
Arctic Oscillation.
- DJF** Décembre–Janvier–Février (hiver).
December–January–February (winter).
- CMIP3** 3rd Phase of Coupled Model Intercomparison Project.
- ECA&D** European Climate Assessment and Dataset.
- ECMWF** European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- ENSO** Oscillation El-Niño, dans l’Hémisphère Sud.
El-Niño Southern Oscillation.
- E-OBS** Observations interpolées sur une grille régulière à partir des stations ECA&D
Observational dataset interpolate on a regular grid from ECA&D stations.
- ERA-40** Ré-analyses de l’ECMWF.
ECMWF re-analyses.
- IPCC** Groupement International d’Experts au Climat (GIEC).
International Panel on Climate Change.
- JJA** Juin–Juillet–Août (été).
June–July–August (summer).
- LH** Flux de chaleur latente.
Latent Heat flux.
- LW** Flux radiatif infra-rouge.
Long-Wave radiative flux.
- MAM** Mars–Avril–Mai (printemps).
March–April–May (spring).
- MM5** Modèle méso-échelle de 5^e génération, développé par le NCAR/PSU.
Mesoscale Model of 5th Generation.
- NAE** Domaine Nord-Atlantique / Europe. *North-Atlantic / European area.*
- NAM** Northern Annular Mode.

Liste des principaux acronymes

- NAO** Oscillation Nord-Atlantique.
North-Atlantic Oscillation.
- NCAR** National Center for Atmospheric Research.
- NCEP** National Centers for Environmental Predictions.
- PNA** Pacific – North-America.
- PSU** Penn State University.
- SC** Couverture de neige.
Snow Cover.
- SD** Hauteur de neige.
Snow Depth.
- SDI** Seasonal Dynamics Index.
- SLP** Pression au niveau de la mer.
Sea-Level Pressure.
- SON** Septembre–Octobre–Novembre (automne).
September–October–November (autumn).
- SST** Température de surface océanique.
Sea-Surface Temperature.
- SH** Flux de chaleur sensible.
Sensible Heat flux.
- SW** Flux radiatif ultra-violet.
Short-Wave radiative flux.
- T2m** Température à 2m.
2m-temperature.
- Tavg** Température journalière moyenne du jeu de données de stations ECA&D.
Daily averaged temperature from ECA&D stations dataset.
- Tmax** Température journalière maximale du jeu de données de stations ECA&D.
Daily maximum temperature from ECA&D stations dataset.
- Tmin** Température journalière minimale du jeu de données de stations ECA&D.
Daily minimum temperature from ECA&D stations dataset.
- Tobs** Température observée de jeu de données E-OBS.
Observed temperature from E-OBS dataset.
- Z500** Hauteur du géopotential à 500hPa.
Geopotential height at 500hPa.

Annexe A

Données et méthodes

A.1 Jeux de données utilisés pour l'analyse du passé récent

Les sections suivantes détaillent les jeux de données utilisés dans cette thèse. Tous ces jeux sont récapitulés dans le Tableau [A.1](#).

A.1.1 Température de surface continentale

Sur l'Europe, le jeu le plus utilisé est le jeu E-OBS, qui fournit des températures interpolées à partir des stations de l'ECA&D (chapitres [1](#), [2](#), et [3](#)). Cependant, ce jeu n'ayant été disponible qu'en 2008, et n'allant — au moment de la rédaction de cette thèse — que jusque fin 2008, les études de la section [2.2](#) et du chapitre [5](#) utilisent respectivement les ré-analyses NCEP/NCAR et les données *in situ* des stations de l'ECA&D. Enfin, pour des raisons de commodité dans le traitement informatique des données, le chapitre [4](#), qui analyse les températures des modèles CMIP3, utilise les ré-analyses ERA-40 sur la période 1961–2000 comme températures de référence. La Figure [A.1](#) montre les séries temporelles d'anomalies saisonnières européennes de ces différents jeux de référence sur la période récente. À noter la sous-estimation de la tendance chaude 1978–2007 dans les ré-analyses NCEP/NCAR.

Plusieurs analyses du chapitre [1](#) concernent les températures de l'hémisphère nord entier : elles sont faites à partir des ré-analyses NCEP/NCAR. Les cartes de température globale aux chapitres [2](#) et [5](#) sont tracées grâce à l'outil de visualisation en ligne du NASA-GISS (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>).

A.1.2 Température de surface océanique (SST)

Faute de données d'observations disponibles en format « 4×journalier » (nécessaire pour pouvoir forcer le modèle MM5, voir annexe [B](#)), seules les ré-analyses NCEP/NCAR de température de peau (*skin temperature*) sont utilisées dans cette thèse, à la fois pour les analyses statistiques et pour les expériences de modélisation des chapitres [2](#) et [3](#). Une discussion est néanmoins menée dans la section [3.2](#) afin de comparer ces ré-analyses aux observations mensuelles ERSST (v.3b, NCDC/NOAA) et HadISST (v.1, Hadley Centre). Nous reproduisons ici

TABLE A.1 – Jeux de données utilisés dans cette thèse, avec leurs spécificités.

Datasets used in this thesis, with their main characteristics.

Short Name	Type	Region	Resolution	Time	Periods
Surface land temperature					
E-OBS ¹	Interp. observations	Europe	$0.5 \times 0.5^\circ$	day	1950–2008
ECA&D ²	<i>In situ</i> observations	Europe	Stations	day	1948–2010
NCEP/NCAR ³	Re-analyses T2m	N. hem.	$\sim 2 \times 2^\circ$	day	1948–2010
ERA40 ⁴	Re-analyses T2m	Globe	$2.5 \times 2.5^\circ$	day	1961–2000
CMIP3 ⁵	Model outputs T2m	Globe	$2.5 \times 2.5^\circ$	day	1961–2000
—	—	—	—	day	2046–2065
—	—	—	—	day	2081–2100
Sea-surface temperature					
NCEP/NCAR ³	Re-analyses skin temp.	N. hem.	$\sim 2 \times 2^\circ$	day	1948–2010
ERSST ⁶	Interp. observations	Globe	$2 \times 2^\circ$	month	1854–2010
HadISST ⁷	Interp. observations	Globe	$1 \times 1^\circ$	month	1870–2010
Geopotential height					
NCEP/NCAR ³	Re-analyses Z500	N. hem.	$\sim 2 \times 2^\circ$	day	1948–2010
Sea-level pressure (SLP)					
ERA40 ⁴	Re-analyses	Globe	$2.5 \times 2.5^\circ$	day	1961–2000
CMIP3 ⁵	Model outputs	Globe	$2.5 \times 2.5^\circ$	day	1961–2000
—	—	—	—	day	2046–2065
—	—	—	—	day	2081–2100
Radiative & heat fluxes					
NCEP/NCAR ³	Re-analyses	N. hem.	$\sim 2 \times 2^\circ$	day	1948–2010

¹ Haylock et al. (2008), available at KNMI : <http://eca.knmi.nl/dailydata/>.² Klein-Tank et al. (2002), available at KNMI : <http://eca.knmi.nl/dailydata/>.³ Kalnay et al. (1996) & Kistler et al. (2001), available at NOAA :<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.⁴ Uppala et al. (2005), available at ECMWF : <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-40>.⁵ Meehl et al. (2007b), available at PCMDI :http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php.⁶ Smith et al. (2008), available at NCDC/NOAA :<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v3.html>⁷ Rayner et al. (2003), available at Hadley Centre : <http://hadobs.metoffice.com/hadisst/>

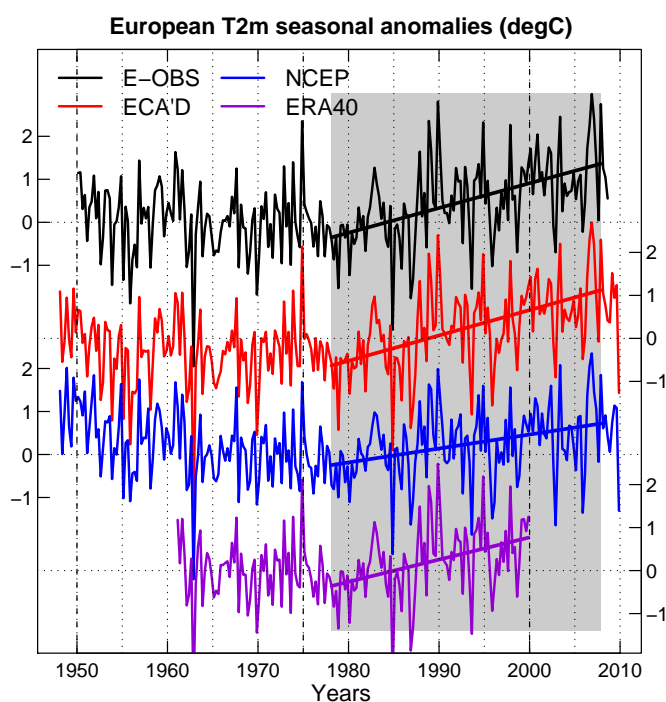


FIGURE A.1 – Anomalies saisonnières de température de surface continentale moyennées sur le domaine « Europe » utilisé dans cette thèse (10°W – 30°E ; 35 – 70°N), par rapport aux climatologies 1961–1990. Données E-OBS (noir) sur la période 1950–2008, ECA&D (rouge) et NCEP/NCAR (bleu) sur la période 1948–2009, et ERA-40 (violet) sur la période 1961–2000. Unités : $^{\circ}\text{C}$.

Seasonal anomalies of surface land temperature averaged over the domain « Europe » used in this thesis (10°W – 30°E ; 35 – 70°N), relative to 1961–1990 climatologies. E-OBS (black) data over 1950–2008, ECA&D (red) and NCEP/NCAR (blue) data over 1948–2009, and ERA-40 (violet) data over 1961–2000. Units : $^{\circ}\text{C}$.

la Figure 3.15 qui compare les séries temporelles des anomalies saisonnières nord-atlantiques de ces différents jeux (Figure A.2).

A.1.3 Circulation atmosphérique

Plusieurs variables ont été utilisées dans cette thèse pour caractériser la circulation atmosphérique. Sur la période récente, nous avons utilisé la hauteur de géopotential à 500 hPa (Z500), fourni par les ré-analyses NCEP/NCAR (chapitres 2, 3 et 5). L'étude de la section 2.2 utilise de manière analogue le champ de vent à 500 hPa, également issu des ré-analyses NCEP/NCAR. Ces variables d'altitude décrivent bien la circulation atmosphérique de grande échelle, et, contrairement à la pression au niveau de la mer (SLP), elles ne sont pas perturbées par des effets locaux de surface.

L'étude du chapitre 4 utilise en revanche le champ de SLP, et cela pour deux raisons : (i) parce que le géopotential n'est pas une sortie standard des modèles CMIP3, et (ii) parce que le Z500 est biaisé par la dilatation thermique des basses couches de l'atmosphère dans le contexte du réchauffement global. À nouveau, pour des raisons de commodité, ce chapitre utilise les

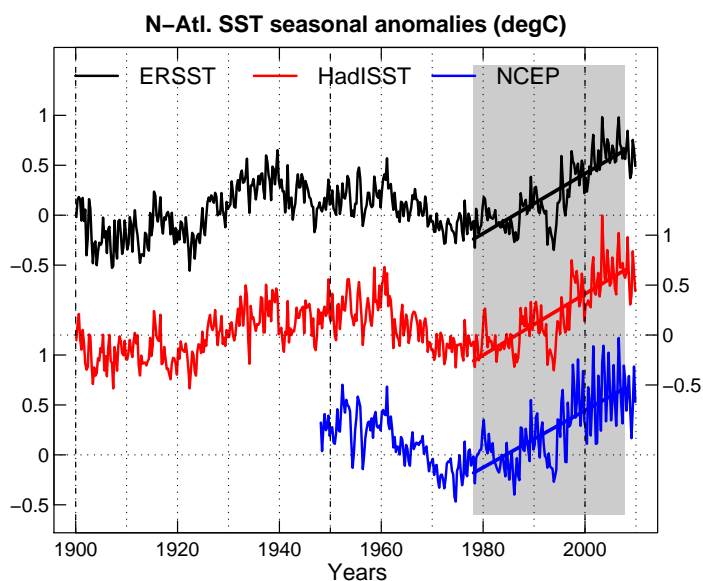


FIGURE A.2 – Anomalies saisonnières de SST moyennées sur le domaine d’étude des chapitres 2 et 3, par rapport aux climatologies 1961–1990. Données ERSST (noir) et HadISST (rouge) sur la période 1900–2009, et NCEP (bleu) sur la période 1948–2009. Unités : °C.

SST seasonal anomalies averaged over the domain of study in chapters 2 and 3, relative to 1961–1990 climatologies. ERSST (black) and HadISST (red) data over 1900–2009, and NCEP (blue) over 1948–2009. Units : °C.

ré-analyses ERA-40 comme référence.

A.1.4 Autres variables

Listons enfin quelques jeux de données utilisés de façon plus anecdotique dans cette thèse, le lecteur étant invité à consulter les sections correspondantes pour les détails :

- les ré-analyses NCEP/NCAR des flux énergétiques à la surface sont également utilisées dans la section 2.3 ;
- l’étude de la section 5.3 fait intervenir des données de neige eurasienne et de glace de mer arctique ;
- l’étude de la section 5.4 fait appel à des données de hauteur de neige fournies par les stations de l’ECA&D.

A.2 Méthodes

Nous détaillons ici les étapes importantes du traitement de nos données, ainsi que des méthodes d’analogues de circulation et de régimes de temps souvent utilisées dans cette thèse. Dans la pratique, ces différentes opérations ont été réalisées à l’aide du logiciel **R**, disponible

en *open-source* à l'adresse : <http://www.r-project.org>. Les principales fonctions R utilisées sont indiquées.

A.2.1 Traitement des données

A.2.1.1 Calcul des anomalies

Comme évoqué dans la section 1.1.1, les données d'une variable X sont régulièrement exploitées en termes d'anomalies X' par rapport à une climatologie (ou normale) \bar{X} . La normale d'un jour de l'année $d \in 1..365$ est ici arbitrairement définie comme la moyenne 1961–1990 de la variable, obtenue en un point i (point de grille ou station selon le jeu de données) selon :

$$\bar{X}_i(d) = \frac{1}{40} \sum_{y=1961}^{1990} X_i(d)$$

Afin d'obtenir un signal non-bruité, la climatologie est lissée par *splines* (fonction *smooth.splines* de R, avec *spar* = 0.4). L'application d'une moyenne glissante de type :

$$\bar{X}_i(d) = \frac{1}{40} \sum_{y=1961}^{1990} \left[\frac{1}{2n+1} \sum_{d'=d-n}^{d+n} X_i(d') \right]$$

conduirait au même résultat.

Une fois les anomalies journalières obtenues, pour chaque jour $d \in 1..365$ d'une année y , par :

$$X'_i(d, y) = X_i(d, y) - \bar{X}_i(d)$$

les anomalies mensuelles ou saisonnières sont directement obtenues en moyennant les $X'_i(d, y)$ sur les mois ou saisons correspondants.

A.2.1.2 Moyennes spatiales

La moyenne spatiale d'une carte d'anomalie X'_{ij} (où $i \in 1..m$ est l'indice des longitudes lon_i et $j \in 1..n$ est l'indice des latitudes lat_j), doit être pondérée par un *cosinus* de la latitude (noté cos_j) afin de tenir compte de la sphéricité de la Terre. Elle s'écrit alors :

$$[X'_{ij}] = \frac{1}{m \times n} \sum_j \sum_i \frac{cos_j X'_{ij}}{\sum_j cos_j}$$

Notons qu'il est trivial de vérifier que les moyennes spatiales et temporelles sont commutatives.

A.2.1.3 Anomalies normalisées

Les anomalies normalisées d'une série temporelle d'anomalies X'_t , où $t \in 1..N_t$ sont définies par :

$$\widetilde{X}'_t = \frac{X'_t - \mu_{X'}}{\sigma_{X'}}$$

où :

$$\mu_{X'} = \frac{1}{N_t} \sum_t X'_t \text{ et } \sigma_{X'}^2 = \frac{1}{N_t - 1} \sum_t (X'_t - \mu_{X'})^2$$

À noter que la moyenne spatiale d'anomalies normalisées $\widetilde{X'_{ij_t}}$ n'est pas nécessairement égale à l'anomalie normalisée de la moyenne spatiale $[X'_{ij}]_t$. Autrement dit :

$$[\widetilde{X'_{ij_t}}] \neq [\widetilde{X'_{ij}}]_t$$

C'est pourquoi nous veillons dans cette thèse à toujours normaliser après avoir calculé les moyennes spatiales.

A.2.2 Analogues de circulation

La méthode des analogues de circulation est appliquée aux chapitres 3, 4 et 5 de cette thèse. Introduite par Lorenz (1969), elle consiste à rechercher, pour un jour $(d, y) \in (1..365, P)$ (P étant la période), les N jours les plus proches, en termes de circulation atmosphérique, parmi les jours $(d', y' \neq y) \in (d - n..d + n, P')$ où n est une largeur de fenêtre à définir et P' la période de référence de laquelle l'année y est exclue si nécessaire. Ainsi, dans nos travaux :

- nous choisissons arbitrairement $n = 15$ et $N = 10$, i.e. nous cherchons les 10 analogues d'un jour parmi les jours du même « mois » (fenêtre glissante) des autres années. D'autres choix ont été testés sans conséquence majeure sur nos résultats ($n = 30$, $N = 5$ ou $N = 20$) ;
- nous classons les circulations des jours (d', y') selon leur corrélation spatiale (fonction R_{cor} par défaut), pondérée par le *cosinus* de la latitude (cos_j), à la circulation du jour (d, y) , i.e. :

$$Cor [Z_{ij}(d', y'), Z_{ij}(d, y)] = \frac{\sum_j \sum_i cos_j Z_{ij}(d', y') Z_{ij}(d, y)}{\sqrt{\sum_j \sum_i cos_j Z_{ij}(d', y')^2} \sqrt{\sum_j \sum_i cos_j Z_{ij}(d, y)^2}} \in [-1, 1]$$

Les choix éventuels de distance euclidienne et de corrélation par rang ont été testés, sans grande incidence sur la sélection des jours analogues ;

- nous utilisons le Z500 (chapitres 3 et 5) ou la SLP (chapitre 4), pour caractériser les circulations atmosphériques.

Enfin, la température analogue T^a d'un jour (d, y) est obtenue par la médiane des températures des N jours analogues (d', y') . Utiliser la médiane plutôt que la moyenne permet une estimation statistique plus robuste.

A.2.3 Régimes de temps

Les régimes de temps sont utilisés dans les chapitres 1, 4 et 5. Dans le chapitre 5, les régimes utilisés ont été calculés par Christophe CASSOU (l'un des auteurs de l'étude de Cattiaux et al.

(2010b)) via la méthode décrite dans Cassou (2008). Le lecteur est ainsi invité à se référer à cette étude pour les détails. Concernant les deux autres chapitres, la méthode de classification que nous utilisons pour déterminer les régimes de temps d'un modèle m et d'une période P s'inspire de Michelangeli et al. (1995) ou Cassou (2008) et est la suivante :

- nous considérons le champ 2-D des anomalies de SLP journalières de ce modèle, selon les mois MJJAS (été) ou NDJFM (hiver), comme précisé dans le texte. Nous travaillons sur le domaine (90 °W–30 °E ; 20–80 °N) et pondérons à nouveau nos données par le *cosinus* de la latitude ;
- nous travaillons dans l'espace des phases défini par les *Empirical Orthogonal Functions* (EOFs) de la SLP. Nous choisissons arbitrairement un nombre de 14 EOFs et composantes principales (PCs) ce qui retient pour la quasi-totalité des modèles CMIP3 80 % de la variance de la SLP quelque soit la saison et la période. Nous utilisons ici la fonction R *prcomp*.
- afin de déterminer les états préférentiels (*clusters*) dans l'espace réduit des EOFs, nous utilisons ensuite l'algorithme du « k-means » (Michelangeli et al., 1995), qui minimise le ratio entre la variance à l'intérieur d'un *cluster* et la variance entre les centroïdes des *clusters*, en faisant l'hypothèse a priori de quatre *clusters* (régimes). Nous utilisons ici la fonction R *kmeans*, à partir des 14 premières PCs de la fonction *prcomp* précédente, et avec l'argument *centers* = 4 ;
- enfin, revenant dans l'espace physique de la SLP, nous classons chaque jour des mois MJJAS (NDJFM) parmi l'un des quatre régimes MJJAS (NDJFM) obtenu par *kmeans*, selon un critère de distance euclidienne. Nous utilisons ici l'algorithme des « plus proches voisins », soit la fonction R *knn* (en réalité nous recherchons *le* plus proche voisin parmi les régimes).

Les fréquences d'occurrence des régimes sont définies, pour une saison donnée, comme le nombre de jours passés dans chaque régime ramené au nombre total de jours de la saison. Par construction, la somme des fréquences d'occurrence des régimes est égale à 1.

Enfin, le composite de température associé à un régime donné est défini comme la moyenne des températures journalières observées lors des jours classés dans ce régime.

Annexe B

Modèle régional MM5

B.1 Présentation générale et schémas utilisés

Le modèle MM5 est un modèle régional (ou méso-échelle) développé à *Penn State University* (PSU) et au *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Il est à aire limitée, non-hydrostatique, et selon les coordonnées verticales σ qui suivent le relief du domaine considéré. Le code du modèle est écrit en FORTRAN, et le lecteur est invité à consulter la page <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/> pour de plus amples informations.

Schématiquement, toute simulation MM5 doit être forcée par des conditions aux limites (température, humidité, vents, SST), et initialisée par des conditions de surface (température et humidité de sols). Lors des simulations effectuées dans cette thèse, ces conditions proviennent des ré-analyses opérationnelles 4×journalières de l'ECMWF, notées OPERA, qui couvrent la période 2001–2010 (« suite » des ré-analyses ERA-40). Le choix de ces données de forçage a été purement dépendant de la configuration du code source MM5 utilisé.

Au cours de la simulation, les conditions de température, humidité et vents provenant des ré-analyses OPERA peuvent être assimilées par MM5 à l'intérieur du domaine, on parle alors de guidage (*nudging*). La configuration de ce *nudging* est capitale lors d'expériences de sensibilité : dans nos simulations, il pourra être activé, ou non, pour chacune des trois variables. Lorsqu'il sera activé, les coefficients associés au vent, à la température et au rapport de mélange seront respectivement 10^{-4} , 10^{-4} et 2.10^{-5} .

Enfin, le code MM5 permet de choisir plusieurs options concernant les schémas physiques à utiliser dans la description des processus de petite échelle. Le Tableau B.1 présente les schémas utilisés dans les simulations de cette thèse.

B.2 Modifications lors des expériences de sensibilité

Plusieurs expériences de sensibilité ont été menées au cours de cette thèse à l'aide du modèle MM5. Cette section détaille les modifications apportées au code lors de ces expériences.

TABLE B.1 – Schémas et paramétrisations utilisées dans les simulations MM5 de cette thèse.

MM5 scheme and parametrizations used in simulations performed in this thesis.

Schema	MM5 name	MM5 code
Microphysics	Graupel Reisner 2	IMPHYS = 7
Cumulus	Grell	ICUPA = 3
Boundary Layer	MRF (Hong & Pan)	IBLTYP = 5
Atmospheric Radiation	RRTM (Mlawer)	FRAD = 4
Land-surface model	Noah	ISOIL = 2

B.2.1 Forçage en SST

Les chapitres 2 et 3 s'intéressent à l'influence de la SST nord-atlantique sur les températures européennes. Ils utilisent donc des simulations MM5 avec différents forçages de SST. Dans une simulation MM5, la SST est une condition aux limites et doit être renseignée toutes les 6 heures à partir d'un fichier d'entrée (données 4×journalières). Il suffit donc de modifier le fichier d'entrée pour modifier le forçage. Ainsi :

- les simulations notées CTL ou AS sont forcées par les ré-analyses NCEP/NCAR 4×journalières d'origine (« observées ») ;
- les simulations notées WNC ou CS sont forcées par les climatologies 4×journalières calculées au préalable à partir des ré-analyses NCEP/NCAR sur la période 1961–1990 ;
- les simulations notées WNCN, WNCS et WNCM sont « hybrides », respectivement forcées par des climatologies seulement au nord du domaine, seulement au sud et seulement sur la Méditerranée ;
- la simulation notée WNCC est intermédiaire, forcée par une climatologie 1996–2005.

Toutes ces simulations sont *nudgées* en vent, mais pas en humidité/température, de façon à ce que leurs différences traduisent seulement l'influence de la SST via des processus thermodynamiques.

B.2.2 *Nudging* du vent

Le chapitre 2 propose une expérience supplémentaire (WFC) à partir de SST climatologiques (type WNC ou CS), mais pour laquelle le vent n'est pas *nudgé*. La différence WFC–WNC, forcée par les mêmes SST, reflète ainsi l'effet des changements de circulation atmosphérique.

B.2.3 Couverture de neige et albédo

Le chapitre 5 propose une expérience de sensibilité à la couverture de neige en hiver. La neige au sol étant une variable dynamique dans le code MM5, il faut ici « casser » la physique du système. Plutôt que de systématiquement enlever la neige tombée au sol, ce qui entraîne

des ruptures irréalistes du cycle de l'eau (testé), nous optons pour une solution plus douce : rendre la neige transparente. Cette opération est réalisée en modifiant directement le code MM5 lui-même, et en y indiquant que, pour la simulation notée TRS, la neige tombée au sol n'en modifie pas l'albédo. La différence avec la simulation CTL indique alors l'influence de la rétro-action thermodynamique liée à l'albédo de la neige, puisque le vent est *nudgé* de la même manière dans les deux simulations.

B.2.4 Hauteur de rugosité

Une dernière expérience de sensibilité a été menée lors de cette thèse, pour une étude sur le vent à la surface de la région eurasienne. Cette étude est présentée dans l'annexe C. MM5 y a été utilisé pour tester l'effet de la hauteur de rugosité de surface sur la vitesse des vents à 10 m. Les rugosités de surface sont définies en fonction des types de végétation dans le code MM5, et nous avons ici artificiellement augmenté ces hauteurs pour tous les types de végétations de respectivement 0, 50 et 100%. Bien entendu, le vent n'est pas nudgé dans ces simulations, et la température et l'humidité ne le sont pas non plus.

B.3 Développement de l'interface avec IPSL-CM4

Cette thèse aura également été l'occasion de développer l'interface entre le modèle global IPSL-CM4 et MM5, i.e. la possibilité de forcer MM5 non plus par OPERA mais par des projections climatiques, afin d'appréhender les problématiques du changement climatique à l'échelle régionale. Si le temps aura manqué pour exploiter pleinement ce nouveau développement, nous présentons ici les principales étapes de l'interface et évoquons les premières limites.

B.3.1 Correspondance variables d'entrées/sorties

Comme le montre le Tableau B.2, plusieurs variables nécessaires au forçage de MM5 sont directement fournies par les sorties du modèles IPSL-CM4. Pour les autres, nous détaillons dans les sections suivantes les calculs qui permettent d'aboutir à un forçage complet de MM5 par IPSL-CM4.

B.3.2 Calcul des variables manquantes

B.3.2.1 Humidité relative

L'humidité relative H_R est calculée à partir de la variable d'humidité spécifique (H_S) des sorties IPSL-CM4 (ovap), et nécessite la connaissance du champ 3D de température T . On calcule d'abord le rapport de mélange ω , défini par :

$$\omega = \frac{H_S}{1 - H_S}$$

puis la pression partielle en vapeur d'eau p_v :

$$p_v = \frac{\omega p}{\omega + \delta}$$

TABLE B.2 – Correspondance entre variables nécessaires en entrée de MM5 et variables de sortie IPSL-CM4.

MM5 input variables compared to available output variables from IPSL-CM4.

Long name	ERA-40 short name	Units	IPSL-CM4 short name
<i>Pressure level variables (3D)</i>			
Air temperature	ta	K	temp
Zonal wind component	u	m s ⁻¹	vitu
Meridional wind component	v	m s ⁻¹	vtiv
Relative humidity	r	%	-
Geopotential	geopt	m ² s ⁻²	-
<i>Surface variables (2D)</i>			
2-meter temperature	t2	K	t2m
2-meter dewpoint temperature	d2	K	-
10-meter zonal wind component	u10	m s ⁻¹	u10m
10-meter meridional wind component	v10	m s ⁻¹	v10m
Mean sea-level pressure	msl	Pa	slp
Snow depth	sd	m	snow_mass**
Soil temperature in layers 1–4*	stl1–4	K	-
Volumetric soil water in layers 1–4*	swvl1–4	m ³ m ⁻³	-
Sea ice fraction	ci	%	sicf***
Land-sea mask	lsm	-	contfrac
Surface geopotential	geopt	m ² s ⁻²	-
Skin temperature	skt	K	tsol

* Soil layers as defined in ERA-40 in cm : (1) 0–7, (2) 7–28, (3) 28–100 & (4) 100–289.

** snow_mass is in kg per surface unit. Snow depth is obtained by dividing by the density.

*** snow_mass and sicf are daily outputs. 4×daily is obtained by repeating each day 4 times.

où p est la pression de l'air local (i.e. pression du niveau auquel l'on effectue le calcul) et $\delta = R_d/R_v = 0.622$ est le rapport des constantes d'air sec (*dry*) et de vapeur d'eau. Enfin l'humidité relative H_R est le rapport de la pression partielle à la pression de vapeur saturante p_v^* :

$$H_R = \frac{p_v}{p_v^*} \times 100\%$$

avec la pression de vapeur saturante dépendant de la température T , selon par exemple la formulation de Bolton (1980) :

$$p_v^*(T) = C \exp\left(\frac{AT}{B+T}\right)$$

où $A = 17.67$, $B = 243.50$ et $C = 6.112$ sont les constantes empiriques utilisées lorsque T est exprimée en °C et p_v^* en hPa.

B.3.2.2 Géopotential

Le géopotential Φ est calculé de proche en proche à partir de la variable de géopotential à 500 hPa (ϕ_{500}) des sorties IPSL-CM4, et nécessite la connaissance des champs 3D de température T et d'humidité spécifique H_S , ainsi que leurs valeurs à la hauteur 500 hPa. On exprime la pression selon la loi des gaz parfaits :

$$p = \rho RT = \rho R_d T_v$$

où ρ est la masse volumique de l'air, $R = 8.314 \text{ J kg}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ la constante des gaz parfaits, $R_d = 287.058 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ est la constante de l'air sec, et T_v est la température virtuelle (température que l'air sec devrait avoir pour être aux mêmes densité et pression que l'air humide) définie par :

$$T_v = T \left(\frac{1 + \omega/\delta}{1 + \omega} \right)$$

où ω est le rapport de mélange et $\delta = R_d/R_v = 0.622$. Comme, par définition :

$$\omega \equiv \frac{H_S}{1 - H_S}$$

T_v devient :

$$T_v = T \left[1 + H_S \left(\frac{1}{\delta} - 1 \right) \right]$$

Ensuite, à partir de l'équation de l'hydrostatique $dp = -\rho g dz$ (où g est la constante de gravité), on a :

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T_v} dz$$

d'où, en intégrant entre les hauteurs (p_1, z_1) et (p_2, z_2) :

$$z_2 = z_1 - \frac{R_d T_v}{g} \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right)$$

équation dite *hypsométrique*. Enfin, le géopotential étant défini par $\Phi = gz$, on a :

$$\Phi_2 = \Phi_1 - R_d T_v \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right)$$

ce qui permet le calcul de proche en proche à partir du niveau 500 hPa (on calcule H_S , puis T_v , et enfin Φ).

B.3.2.3 Température de rosée à 2 m

La température de rosée à 2 m T_{d2} , qui correspond à la température à laquelle il faudrait descendre à pression constante pour que l'air condense, se calcule à partir de la température T_2 et de l'humidité spécifique H_{S2} à 2 m (variables t2m et q2m dans IPSL-CM4), cette dernière étant transformée en humidité relative H_{R2} selon la procédure présentée précédemment. On utilise à nouveau la formulation de Bolton (1980) pour déterminer la pression partielle de vapeur saturante p_v^* :

$$p_v^*(T_2) = C \exp\left(\frac{AT_2}{B + T_2}\right)$$

où $A = 17.67$, $B = 243.50$ et $C = 6.112$ (T_2 en °C et $p_v^*(T_2)$ en hPa). La pression partielle à T_{d2} est donnée par la formule similaire de MAGNUS-TETENS :

$$p(T_{d2}) = C \exp\left(\frac{\alpha T_{d2}}{\beta + T_{d2}}\right)$$

où $\alpha = 17.27$, $\beta = 237.3$ et $C = 6.112$ (T_{d2} en °C et $p(T_{d2})$ en hPa). Par définition l'humidité relative H_{R2} (en %) est donnée par :

$$H_{R2} \equiv \frac{p(T_{d2})}{p_v^*(T_2)} \times 100\%$$

d'où :

$$\frac{H_{R2}}{100} = \exp\left[\alpha \frac{T_{d2}}{\beta + T_{d2}} - A \frac{T_2}{B + T_2}\right]$$

et la température de rosée peut enfin être obtenue avec :

$$T_{d2} = \frac{\beta \varphi(T_2, H_{R2})}{\alpha - \varphi(T_2, H_{R2})}$$

où :

$$\varphi(T_2, H_{R2}) = \frac{AT_2}{B + T_2} + \ln \frac{H_{R2}}{100}$$

B.3.2.4 Les variables des couches de sol

Comme le montre le Tableau B.2, les variables de sol (température, humidité) nécessaires à l'initialisation du modèle MM5 ne sont pas fournies par le modèle IPSL-CM4 à une échelle spatio-temporelle suffisante. Cette interface est l'une des principales limites à l'utilisation des simulations IPSL-CM4/MM5 à l'heure actuelle, puisque les tests préliminaires effectués pendant cette thèse ont dû être initialisés, pour le sol, à partir de climatologies OPERA. L'étude des événements extrêmes chauds d'été, liés à des effets de mémoire des sols, apparaît alors compromise. Néanmoins la version CMIP5 du modèle de l'IPSL (IPSL-CM5), bientôt disponible, devrait solutionner ce problème d'interface.

Annexe C

Récent *stilling* et hauteur de rugosité

C.1 Brève introduction

Cette thèse aura également été l'occasion de contribuer à une étude, présentée ici sous forme d'un article paru dans la revue *Nature Geoscience* en octobre 2010 (Vautard et al., 2010), qui a mené une analyse statistique approfondie des enregistrements de plus de 800 stations de mesure du vent à 10 m depuis 1979. Cette étude a ainsi révélé un déclin de la vitesse du vent (*stilling*) sur la plupart des régions des latitudes tempérées des surfaces terrestres de l'hémisphère nord au cours des trois dernières décennies. La circulation atmosphérique de grande échelle, et surtout l'augmentation de la rugosité de surface due à des vagues successives de reforestation pourraient partiellement expliquer cette tendance.

C.2 Article publié dans *Nature Geoscience*

C.2.1 Article : NORTHERN HEMISPHERE ATMOSPHERIC STILLING PARTLY ATTRIBUTED TO AN INCREASE IN SURFACE ROUGHNESS

Citation : R. Vautard et al. (2010), Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness, *Nature Geoscience*, 3, pp. 756–761. DOI: [10.1038/NGE0979](https://doi.org/10.1038/NGE0979)

Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness

Robert Vautard^{1*}, Julien Cattiaux¹, Pascal Yiou¹, Jean-Noël Thépaut² and Philippe Ciais¹

Surface winds have declined in China, the Netherlands, the Czech Republic, the United States and Australia over the past few decades^{1–4}. The precise cause of the stilling is uncertain. Here, we analyse the extent and potential cause of changes in surface wind speeds over the northern mid-latitudes between 1979 and 2008, using data from 822 surface weather stations. We show that surface wind speeds have declined by 5–15% over almost all continental areas in the northern mid-latitudes, and that strong winds have slowed faster than weak winds. In contrast, upper-air winds calculated from sea-level pressure gradients, and winds from weather reanalyses, exhibited no such trend. Changes in atmospheric circulation that are captured by reanalysis data explain 10–50% of the surface wind slowdown. In addition, mesoscale model simulations suggest that an increase in surface roughness—the magnitude of which is estimated from increases in biomass and land-use change in Eurasia—could explain between 25 and 60% of the stilling. Moreover, regions of pronounced stilling generally coincided with regions where biomass has increased over the past 30 years, supporting the role of vegetation increases in wind slowdown.

The decline of surface wind observed in many regions of the world is a potential concern for wind power electricity production⁵, and has been shown to be the main cause of decreasing pan evaporation^{6–8}. In China, a persistent decrease of monsoon winds was observed in all seasons^{3,9}. Stilling winds were also evidenced over the Netherlands², in the Czech Republic¹⁰, over the conterminous US (refs 1,11) and most of Australia⁴. In Mediterranean regions, wind trends were non-monotonic over the past decades¹². At high latitudes, the surface winds were found to increase^{13,14}.

Such surface wind trends can be due to (1) changes in mean circulation^{15,16} and/or to the decrease of synoptic weather system intensity, both as a consequence of climate change, (2) changes in near-surface wind due to increasing surface roughness in the near field of each station^{2,4,11} and/or in boundary layer structure, and/or (3) instrumental or observational drifts^{17,18}. Over China, wind decline was attributed to a north–south warming gradient in winter, and to sunlight dimming caused by air pollution lingering over central areas^{3,9} in summer. No clear explanation was given for the wind decline in other studied regions of interest.

The attribution of the stilling drivers requires a global investigation of available surface and upper-air wind data, which has not been conducted so far. Here we use global data sets of *in situ* wind measurements (see the Methods section and Supplementary Information). A set of 822 worldwide surface stations with continuous wind records was selected after careful elimination of stations with obvious breaks and large gaps. This data set covers most of the northern mid-latitudes over the 1979–2008 period.

We found that annual mean wind speeds have declined at 73% of surface stations over the past 30 years (Fig. 1a). In Europe, Central Asia, Eastern Asia and in North America (Fig. 1a) the annual mean surface wind speed has decreased on average at a rate of -0.09 , -0.16 , -0.12 and -0.07 m s^{-1} decade⁻¹, respectively (-2.9 , -5.9 , -4.2 and -1.8% per decade), that is, a decrease of about 10% in 30 years and up to almost 20% in Central Asia, where wind speed trends have not been studied so far. These numbers are all statistically significant ($p < 0.1\%$ for the regression coefficient). Tropical areas are not well covered by the data set. However the wind decline over South Asia is also about -5% per decade, and -0.08 m s^{-1} per decade.

Zonal means of wind trends exhibit a rather homogeneous behaviour across latitudes, in the range of -0.06 to -0.11 to m s^{-1} decade⁻¹. A higher frequency of positive trends is found only over the ~ 15 northern polar latitude stations. A few wind series starting earlier (after 1959) further indicate that stilling actually started at least as early as in the 1960s (Supplementary Fig. S1). Negative trends were also found in mid to high percentiles of the wind speed distribution (see Supplementary Table S1), as well as in the frequency of observations above fixed mid to high thresholds (5 – 15 m s^{-1} , see Fig. 2). Trend results are robust to changes in the station selection method and parameters (see Supplementary Table S1).

If we assume that the primary cause of the surface wind stilling is a slowdown in atmospheric general circulation and/or a weakening in synoptic weather activity, then a stilling trend should also show up (1) in the reanalyses of three-dimensional wind fields of the National Centers for Environmental Prediction/National Center of Atmospheric Research (NCEP/NCAR) and European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF)—because observations of upper-air winds are used in the reanalysis procedure and there is a high connectivity between winds at 10 m and at 850 hPa, see Supplementary Fig. S2, (2) in upper-air wind observations from rawinsonde and (3) in geostrophic winds deduced from pressure gradients.

NCEP/NCAR reanalysis¹⁹ does not exhibit any trend in surface (10 m) winds over land (Fig. 1b), as found in previous studies^{2,4,11}. The recent ECMWF ERA-interim reanalysis²⁰ exhibits negative trends with magnitudes between 10% (for North America) and 50% (for Europe) of the observed ones over the past two decades, with quite different spatial patterns (Fig. 1c, Supplementary Fig. S1 and Table S1). Over Australia similar weak trends (-0.02 m s^{-1} decade⁻¹) were obtained by ERA-interim as by ERA40 in a previous study⁴. In contrast the inter-annual variability of surface winds is fairly well reproduced in both reanalyses (Supplementary Figs S2 and S3). This indicates that part of the wind trend changes, captured in the ERA-interim reanalyses, is due to large-scale circulation changes, but the reanalysis

¹LSCE/IPSL, Laboratoire CEA/CNRS/UVSQ, 91191 Gif/Yvette Cedex, France, ²ECMWF, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK.
*e-mail: robert.vautard@lscce.ipsl.fr.

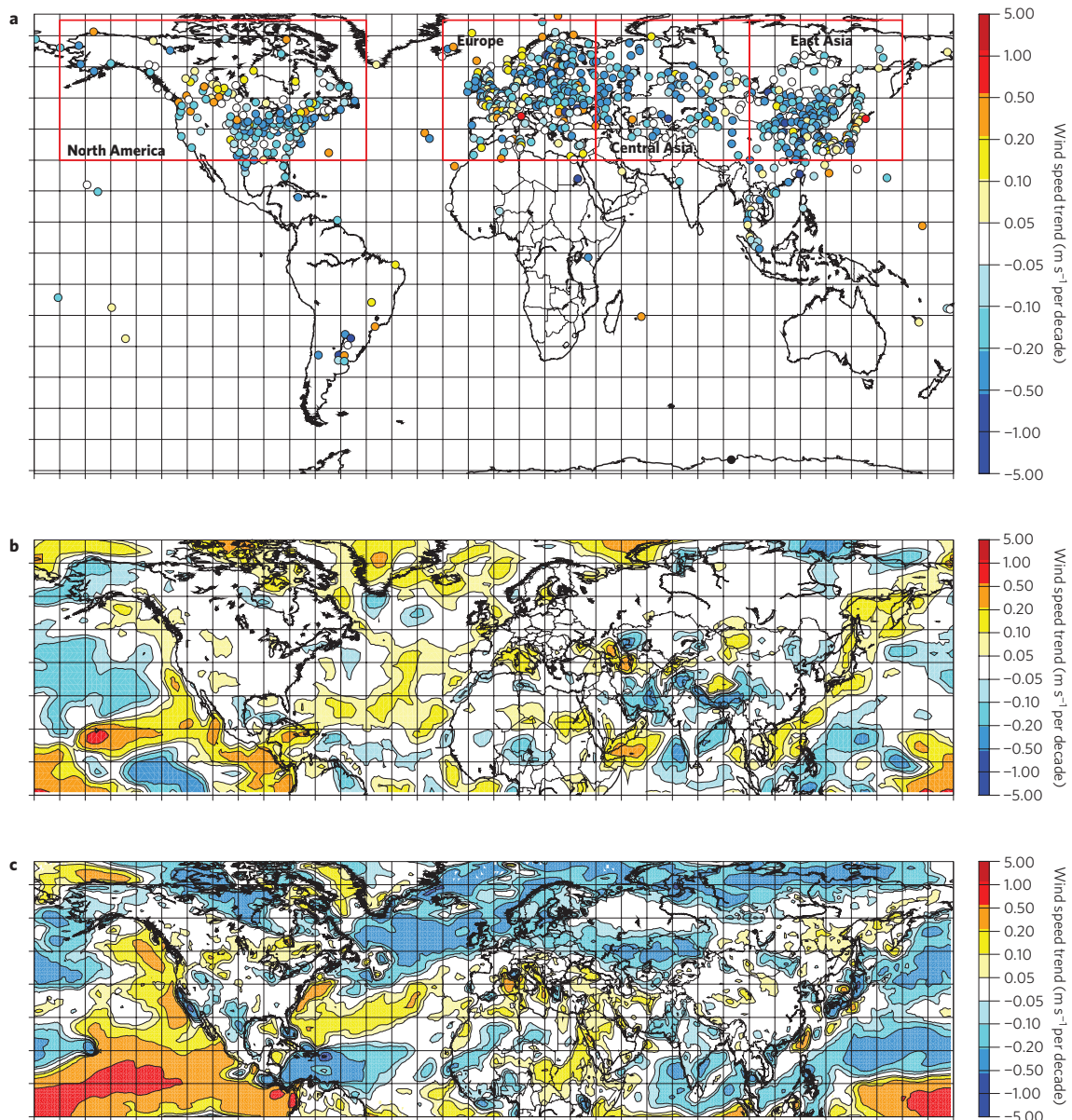


Figure 1 | Observed and reanalysis surface wind speed trends. a, 30-year surface (1979–2008) wind speed linear trend calculated over all of the available observations and each of the selected stations, in m s^{-1} per decade. The specific regions studied in this Letter are shown by rectangles delimiting the areas over which statistics are calculated. **b**, NCEP/NCAR reanalyses trends calculated using mean daily 10 m wind speed values available over a grid of 193×47 grid points over the Northern Hemisphere (data available at <http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). **c**, The same as in **b** for ERA-interim reanalyses trends calculated over the past 20 years alone. The area boundaries for the four regions of focus are: Europe 20°W – 40°E , 30° – 75°N , 276 stations; Central Asia 40° – 100°E , 30° – 75°N , 96 stations; Eastern Asia 100° – 160°E , 30° – 75°N , 190 stations; North America, 170° – 50°W , 30° – 75°N , 170 stations. The South Asia area quoted in the main text covers 40° – 160°E , 0° – 30°N , 40 stations.

models/procedures have deficiencies and/or missing key processes that prevent the surface wind trends from being fully resolved^{2,4,11}. Land-use changes, not taken into account in reanalyses, are potential candidates of such processes.

Upper-air (850 hPa and above) wind speed observations from rawinsonde data do not either exhibit such a systematic wind decline pattern (Fig. 3), and even show large regions with increasing trends (Western Europe, North America). At nearly collocated sites,

winds normalized by their grand mean have trends with much higher amplitudes at the surface than above (Fig. 3c). However, regionally coherent negative trends are found over Eastern Asia at 850 hPa, where surface trends could be linked with upper-air trends, as a result of regional monsoon decline due to climate change and air pollution³. However, reanalyses over China do not exhibit trends, which remains unexplained and points towards uncertainties in models.

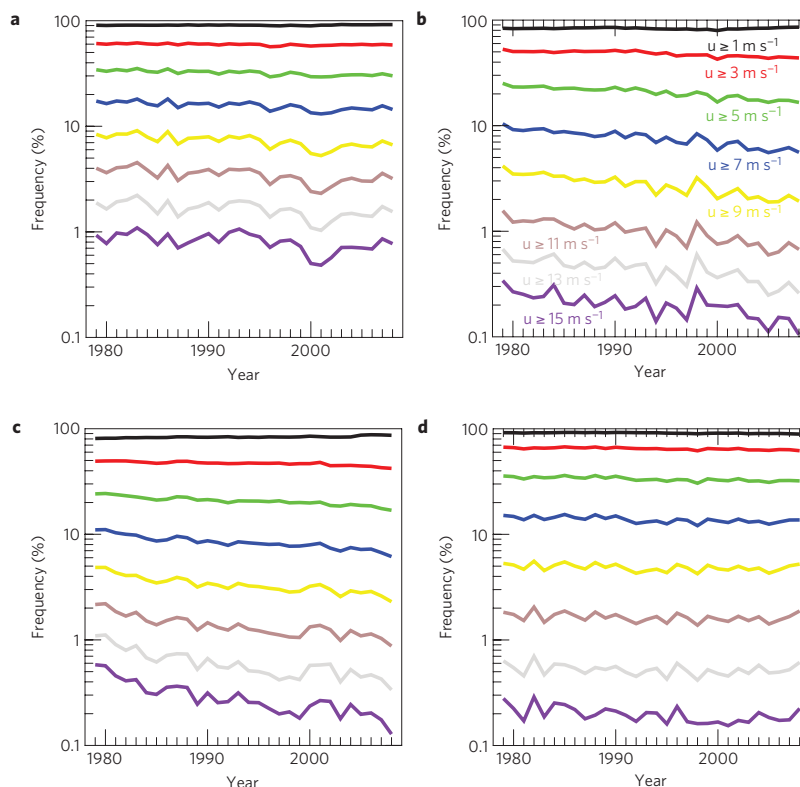


Figure 2 | Wind speed distribution evolution. **a–d**, Evolution, as a function of year, of the annual frequency of wind exceeding a given threshold (various curves, see legend), for each of the four regions identified in Fig. 1: Europe (**a**), Central Asia (**b**), Eastern Asia (**c**), North America (**d**). The numbers take into account all stations in the domains together, as well as all hours and seasons. The linear regression trend coefficients, respectively for the frequency (in % per decade) of winds stronger than 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 and 15 m s⁻¹ are: Europe: 0, -1, -5, -7, -11, -12, -11, -12; Central Asia: 0, -6, -13, -18, -23, -24, -22, -23; Eastern Asia: 2, -4, -10, -15, -19, -23, -30, -37; Northern America: -1, -2, -4, -5, -3, -3, -3, -11.

Geostrophic winds estimated from observed sea-level pressure gradients also show a negligible stilling trend^{2,8} (Supplementary Fig. S3). However, their interannual variations are consistent with observed surface winds. These findings suggest that large-scale wind changes should not be the dominant drivers of observed surface wind decline.

Despite our stringent station selection procedure of rejecting stations with large data gaps and obvious breaks (see the Methods section and Supplementary Information), some time series may still exhibit heterogeneities, which could explain a widespread wind stilling trend only if they would be coherent over all regions, which is unlikely. Systematical instrumental drifts, such as anemometer performance degradation, especially for near-calm winds, have been suggested¹⁷, but anemometers were replaced over the past decades (O. Mestre and S. Jourdain, Météo-France, personal communication), and trends are more pronounced for stronger winds. A systematic change of observation systems or round-off procedures¹⁸ also could have introduced artificial trends. However, at most stations the decreasing wind trend was gradual throughout the past 30 years, as shown for instance in Fig. 4a for the Central Asian stations with wind trends in the lowest tercile of the data. It is therefore unlikely that generalized instrumental heterogeneities and observational procedures explain the systematic trends.

These findings suggest that changes in surface processes could play a major role in the surface wind stilling. Surface winds are sensitive to changes in (1) surface roughness and

(2) sensible heat fluxes modifying vertical momentum fluxes through boundary layer convection. Wind trends do not exhibit strong diurnal variations (see Supplementary Table S1), suggesting that roughness changes should dominate over sensible heat flux changes as a cause of stilling.

Increase of surface roughness can be associated with factors such as urbanization, growth of forests, changes in trees and forest distribution or changes in agricultural practices. To estimate the sensitivity of surface wind to roughness changes, we carried out sensitivity simulations with the MM5 model²¹. Starting from a control simulation (with standard roughness height z_{0c}), changes in roughness height z_0 (from a factor 1 to 2) have been applied in the model surface boundary conditions during a single year (2007) over an area covering Eastern Europe and Central Asia, where the negative wind trends are most pronounced. When averaged over the area considered (Supplementary Fig. S4), the 10 m wind speed decrease δU between an enhanced roughness simulation and a control simulation fits the relation $\delta U = -a \ln(z_0/z_{0c})$, where $a = 0.48 \text{ m s}^{-1}$ when surface roughness is uniformly changed and $a = 0.37 \text{ m s}^{-1}$ when only grassland roughness is changed and the effect is averaged over grassland areas (as defined by MM5 land-cover data). Thus, about a doubling of roughness height would lead to a decrease of 10 m wind by $0.26\text{--}0.33 \text{ m s}^{-1}$, which is in the range of observed wind decreases over the past three decades (see Supplementary Table S1). Over Central Asia, where trends are most pronounced, a tripling of the roughness height would be required to fully reach observed stilling, which seems fairly unrealistic.

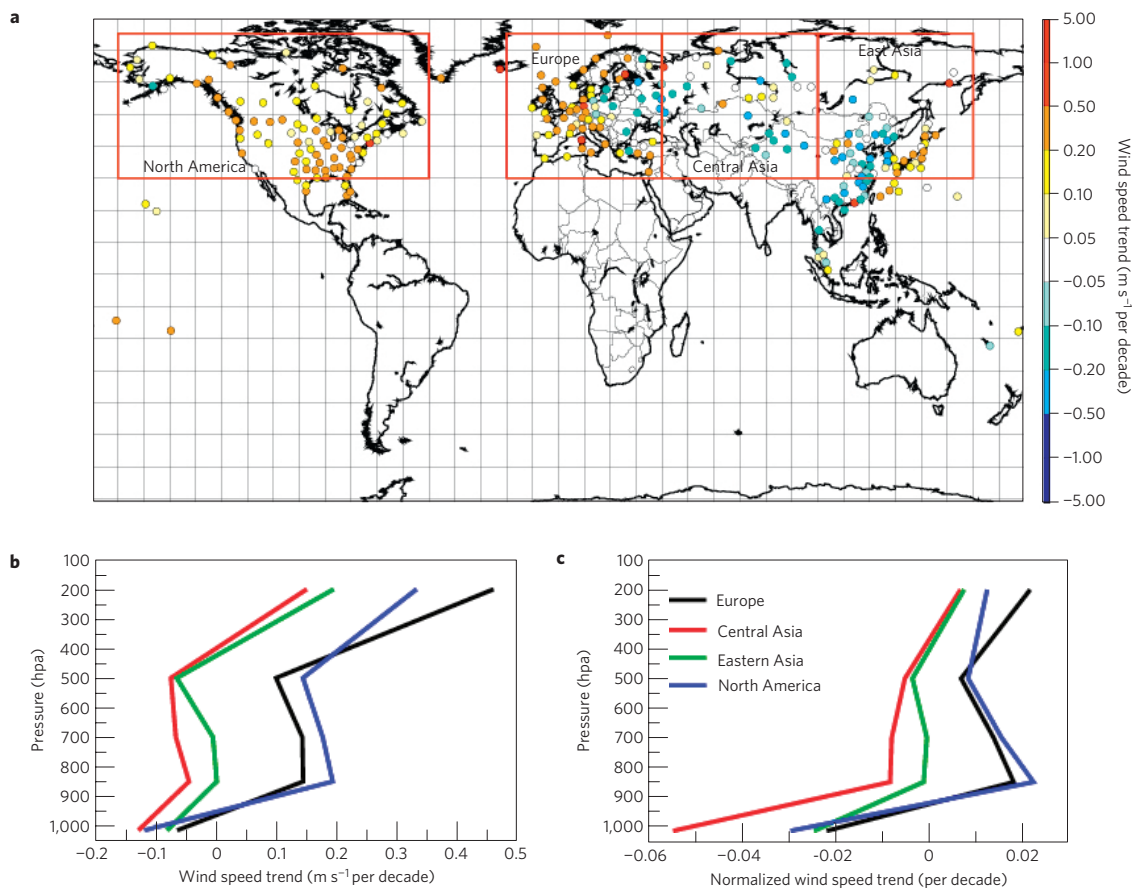


Figure 3 | Upper-air wind speed trends. a, Trends of the 850 hPa wind measured by rawinsonde data, over stations having at least half of the yearly data over more than 15 years during the two-decade period between 1979 and 2008, in m s^{-1} per decade. **b**, Mean vertical profile of wind speed trend obtained from monthly averaged rawinsonde measurements (850 hPa and above) and closest surface site, averaged over all sites in each region of Fig. 1a. **c**, The same as in **b** for wind speed trends normalized by mean wind speed at each site. Surface values are arbitrarily set to 1,015 hPa pressure in the profile.

An average increase of about 1.1% per year of forest carbon sink at mid to high latitudes of the Northern Hemisphere band has been deduced from two-decade-long remote-sensed normalized difference vegetation index (NDVI) data²². Over Russia, estimates of the yearly carbon sink to carbon pool ratio vary between 1.2 and 1.3%. Using a theory developed to link tree properties and roughness^{23,24}, applied to areas with only sparse roughness elements (which is generally the case for anemometer neighbourhoods), the roughness height should scale as $z_0 \sim h\lambda^{1.33}$, where h is the height and λ is the frontal area index of roughness elements. Assuming an isotropic development of the volume V of roughness elements and their constant density per area, h scales as $V^{1/3}$ and λ scales as $V^{2/3}$, implying that z_0 scales as $V^{1.22}$. Conversely, assuming only an increase in the density of roughness elements without any change in their volume, the increase of z_0 should scale as the increase of V . From this scaling one can deduce that the increase of biomass over Russia would have induced, over 30 years, an increase of roughness height of 36–50%, explaining 25–40% of the observed wind stilling. This is also supported by the cropland abandonment in southwestern Russia²⁵. The contribution of biomass growth to wind stilling should be higher in other areas such as Europe or China, where forest growth reaches 1.5% per year (refs 26,27). In such cases, the induced wind decline could reach between 40% and 60% of the observed one over the past three decades.

Several studies based on the NDVI showed a widespread increase of vegetation in many northern areas²⁸. Using the Global Inventory Modelling and Mapping Studies (GIMMS) database²⁹, obtained from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) remote-sensed observations over 1982–2006, we found that 62% of wind sites witnessed a positive spring–summer NDVI trend (Fig. 4b). Moreover, the negative wind trend has a median amplitude about three times larger over sites with a NDVI trend in the upper 10% than over sites in the lower 10% of its distribution (Fig. 4c). This also supports the influence of vegetation increase on surface winds, but a quantitative relationship between NDVI and roughness is difficult to establish. Note also that the declining wind trends are found across the entire day (Supplementary Table S1), suggesting that dynamic roughness changes dominate over sensible heat flux changes.

Therefore, atmospheric circulation changes captured by the ERA-interim reanalysis explain between 10 and 50% of wind stilling in the northern mid-latitudes, and our analysis suggests that 25–60% could be due to a roughness increase due to vegetation. Urbanization may be an extra roughness increase factor, although recent observations do not directly support this mechanism³. However, even a gross estimate of roughness increase due to urbanization could not be found. To formally attribute the causes of declining winds, a sensitivity analysis

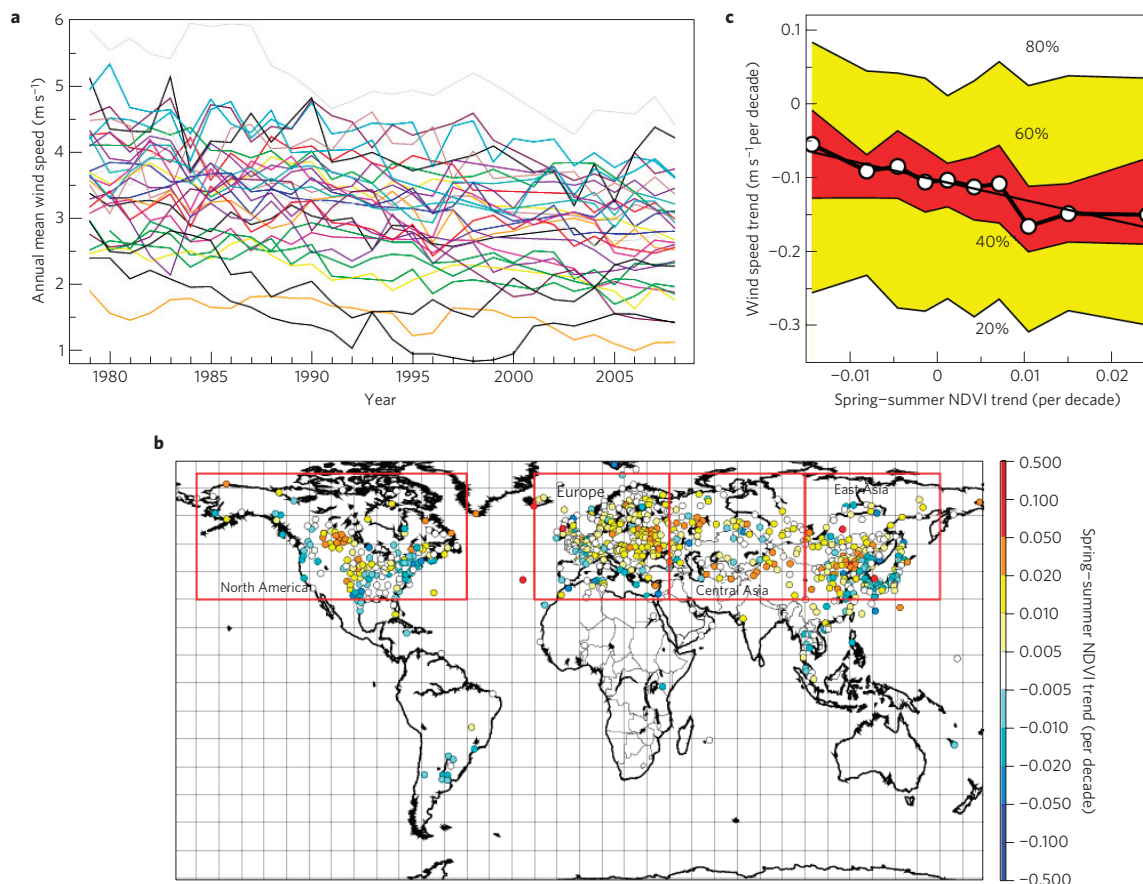


Figure 4 | Surface wind trends and their relationship with NDVI trends. **a**, Time evolution of annual average surface wind speed for each of the stations with the trend in the lower tercile of the wind trend distribution over the Central Asia area. Each curve corresponds to a station. The mean trend is $-0.31 \text{ m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$. **b**, Spring-Summer (April-September) trends (in decade^{-1}), of the average over a $24 \times 24 \text{ km}$ area around the surface wind stations of the NDVI (as obtained from the GIMMS AVHRR product). **c**, Median surface wind trends over the stations of each decile of the NDVI trend distribution, together with the corresponding wind trend distribution (20–40% and 60–80% in yellow, 40–60% in red), versus the median of each decile of NDVI trends. The regression line for the median ($y = -0.104 - 2.65x$) is shown.

using a model of surface wind speeds driven by all potential variables is required.

An important question is whether wind power energy production is likely to be affected by wind stilling in the future. Over the past 30 years surface winds underwent an average 10% decrease, with larger trends at stronger winds (Fig. 2). As wind electricity production is much more efficient at stronger winds, a continuation of such trends would lead to a major loss of wind power production. However, wind power is not taken at the surface but between 50 and 100 m, where trends should be weaker according to our three-dimensional analysis. In any case, the strong influence of land-cover change on wind speed trends is good news because land use can much more easily be controlled locally than the large-scale circulation.

Methods

Surface winds. Observation data sets come from the Research Data Archive, which is maintained by the Computational and Information Systems Laboratory at NCAR (sponsored by the National Science Foundation). The original data were taken from the Research Data Archive (<http://dss.ucar.edu>).

Surface winds are obtained from two global data sets of this archive, gathering hourly or three-hourly meteorological information on several parameters including wind speed and direction from anemometers. The first data set (DS463.2) covers

the period 1901–2003. The second data set (DS461.0) covers the period 2000–2008. Both contain hourly or three-hourly reports from about 10,000 observation sites worldwide. The database includes data originating from various sources such as synoptic, airways, Meteorological Routine Weather Report and Supplementary Marine Reporting Station. A full description of the data sets can be found on the websites <http://dss.ucar.edu/datasets/ds463.2/docs/td9956.200301.pdf> and <http://dss.ucar.edu/datasets/ds461.0/docs/>. In particular, care was taken to correct some heterogeneities induced by changes in wind speed units in this data set (see related documentation on this latter website).

A stringent objective procedure is applied here to remove stations with gaps or heterogeneities in the data, as described in the Supplementary Information, leaving a subset of 822 worldwide stations, most of which are located in the Northern Hemisphere.

Upper-air winds from rawinsondes. We used the rawinsonde monthly averages of wind gathered in the Integrated Global Radiosonde Archive¹⁰ (IGRA). These data were available for comparison with surface data over the three-decade period from 1979 to 2008, and we used values taken at standard levels of 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa and 200 hPa. A site selection procedure is also applied as for surface data, see Supplementary Information. IGRA also includes surface wind speed taken near the site. However, we did not use these data because the pairing would have led to less complete profiles than if using the NCAR surface wind data and a criterion of 300 km for distance. We however checked that the IGRA surface wind speed had similar trends to the NCAR data.

NCEP/NCAR and ERA-interim reanalyses. Reanalyses issued at NCEP/NCAR are used, and made available at a $2.5 \times 2.5^\circ$ resolution on the

<http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> website. Only the 4 × daily data set of wind at 10 m is used, for the Northern Hemisphere over the period 1979–2008. The new ECMWF ERA-interim²⁰ is a global atmospheric reanalysis covering the period from 1989 until real time. The production of ERA-interim began in summer 2006. Increased computer power enabled several enhancements of ERA-interim over ERA-40. In particular, ERA-interim uses a model version that was operational for weather forecast in the autumn of 2006, with improved model physics. It also uses a 12-h 4D-VAR data assimilation system, a horizontal resolution of ~80 km, a more extensive use and better treatment of satellite radiances, a better formulation of background error constraints and a new humidity analysis. The long-term homogeneity has improved substantially over that of ERA-40. The reader is referred to <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/index> for a description of reanalysis activities and products at ECMWF.

NDVI from AVHRR. NDVI data from the GIMMS database²⁹, obtained from the AVHRR remote-sensed observations, were used. These data cover the 25-year period 1982–2006 and were carefully calibrated. They were originally provided on a 8 km × 8 km grid, but averages over available NDVI data over the nine cells surrounding the station were used for plotting Fig. 4b,c. We then calculated linear trends from six-month NDVI averages (April–September).

Received 22 April 2010; accepted 9 September 2010;
published online 17 October 2010

References

- Klink, K. Trends in monthly maximum and minimum surface wind speeds in the coterminous United States, 1961 to 1990. *Clim. Res.* **13**, 193–205 (1999).
- Smits, A., Klein-Tank, A. M. G. & Können, G. P. Trends in storminess over the Netherlands, 1962–2002. *Int. J. Climatol.* **25**, 1331–1344 (2005).
- Xu, M. *et al.* Steady decline of East Asian monsoon winds, 1961–2000: Evidence from direct measurements of wind speed. *J. Geophys. Res.* **111** doi:10.1029/2006JD007337 (2006).
- McVicar, T. R. *et al.* Wind speed climatology and trends for Australia, 1975–2006: Capturing the stilling phenomenon and comparison with near-surface reanalysis output. *Geophys. Res. Lett.* **35** doi:10.1029/2008GL035627 (2008).
- Pryor, S. C., Barthelme, R. J. & Schoof, J. T. Interannual variability of wind indices across Europe. *Wind Energy* **9**, 27–38 (2005).
- Roderick, M. L., Rotstain, L. D., Farquhar, G. D. & Hobbins, M. T. On the attribution of changing pan evaporation. *Geophys. Res. Lett.* **34**, L17403 (2007).
- Roderick, M. L., Hobbins, M. T. & Farquhar, G. D. Pan evaporation trends and the terrestrial water balance II. Energy balance and interpretation. *Geogr. Compass* **3**, 761–780 (2009).
- Rayner, D. P. Wind run changes: The dominant factor affecting pan evaporation trends in Australia. *J. Clim.* **20**, 3379–3394 (2007).
- Hua, G., Ming, X. & Qi, H. Changes in near-surface wind speed in China: 1969–2005. *Int. J. Climatol.* **30** doi:10.1002/joc.2091 (2010).
- Brazdil, R. *et al.* Climate fluctuations in the Czech Republic during the period 1961–2005. *Int. J. Climatol.* **29**, 223–242 (2009).
- Pryor, S. C. *et al.* Wind speed trends over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.* **114**, D14105 (2009).
- Pirazzoli, P. A. & Tomasin, A. Recent near-surface wind changes in the Central Mediterranean and Adriatic areas. *Int. J. Climatol.* **23**, 963–973 (2003).
- Aristidi, E. *et al.* An analysis of temperatures and wind speeds above Dome C, Antarctica. *Astron. Astrophys.* **430**, 739–746 (2005).
- Lynch, A. H., Curry, J. A., Brunner, R. D. & Maslanik, J. A. Toward an integrated assessment of the impacts of extreme wind events on Barrow, Alaska. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **85**, 209–221 (2004).
- Lu, J., Vecchi, G. A. & Reichler, T. Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophys. Res. Lett.* **34**, L06805 (2007).
- Seidel, D. J., Fu, Q., Randel, W. J. & Reichler, T. J. Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nature Geosci.* **1**, 21–24 (2008).
- DeGaetano, A. T. Identification and implications of biases in US surface wind observation, archival, and summarization methods. *Theor. Appl. Climatol.* **60**, 151–162 (1998).
- McKee, T. B., Doesken, N. J., Davey, C. A. & Pielke, R. A. Climate data continuity with ASOS: Report for period April 1996 through June 2000, 82. Colo. Clim. Cent., Fort Collins (2000).
- Kalnay, E. *et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**, 437–471 (1996).
- Uppala, S., Dee, D., Kobayashi, S., Berrisford, P. & Simmons, A. Towards a climate data assimilation system: Status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsl.* **115**, 12–18 (2008) (Available at: <http://www.ecmwf.int/publications/newsletters/>).
- Dudhia, J. A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Weath. Rev.* **121**, 1493–1513 (1993).
- Myneni, R. B. *et al.* A large carbon sink in the woody biomass of Northern forests. *Proc. Natl Acad. Sci.* **98**, 14784–14789 (2001).
- Raupach, M. R. Drag and drag partition on rough surfaces. *Bound. Layer Meteorol.* **60**, 375–395 (1992).
- Raupach, M. R. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as a function of canopy height and area index. *Bound. Layer Meteorol.* **71**, 211–216 (1994).
- Vuichard, N. *et al.* Carbon sequestration due to the abandonment of agriculture in the former USSR since 1990. *Glob. Biogeochem. Cycles* **22**, GB4018 (2008).
- Ciais, P. *et al.* Carbon accumulation in European forests. *Nature Geosci.* **1**, 425–429 (2008).
- Kauppi, P. E. *et al.* Returning forests analysed with the forest identity. *Proc. Natl Acad. Sci.* **103**, 17574–17579 (2006).
- Donohue, R. J., McVicar, T. R. & Roderick, M. L. Climate-related changes in Australian vegetation cover as inferred from satellite observations for 1981–2006. *Glob. Change Biol.* **15**, 1025–1039 (2009).
- Tucker, C. J. *et al.* An extended AVHRR 8-km NDVI data set compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data. *Int. J. Remote Sens.* **26**, 4485–5598 (2005).
- Durre, I., Russell, S., Vose, & Wuertz, D. B. Overview of the integrated global radiosonde archive. *J. Clim.* **19**, 53–68 (2006).

Acknowledgements

We thank X. Wang for his help with extraction of NDVI fields at the stations. We benefited from fruitful discussions with F.-M. Bréon at LSCE.

Author contributions

R.V. designed the experiments and carried out the observation analysis, J.C. did all model experiments and analysis of outputs, as well as NCEP/NCAR reanalysis calculations. J.-N.T. extracted and analysed all data from ERA-interim reanalyses. P.Y. initially suggested systematic wind trends in observations, and P.C. suggested that land-cover changes due to vegetation could be a major driver of wind stilling and helped design the experiments with NDVI. All co-authors substantially contributed to the paper writing.

Additional information

The authors declare no competing financial interests. Supplementary information accompanies this paper on www.nature.com/naturegeoscience. Reprints and permissions information is available online at <http://npg.nature.com/reprintsandpermissions>. Correspondence and requests for materials should be addressed to R.V.

Supplementary Methods

Surface wind stations selection

The station selection procedure used in this research to is designed to :

1. remove stations that have moved from one place to a distant other place;
2. remove stations with large gaps;
3. remove stations with obvious breaks; and
4. remove stations with heterogeneities in the wind statistics.

Station coordinates are provided with the data, but can change with time due to the station displacement. For each station, we kept in the analysis only the data periods for which coordinates differ by less than 0.01 degree (about 1 km horizontally) and 10m in elevation from the location found most of the time in the record.

Only 00, 06, 12 and 18 UTC hours are considered. Only years with sufficient coverage for each hour and season (JFM, AMJ, JAS or OND) are kept. A minimum of 3/4 of data available, i.e. 63 observations per season and hour is required. If one of the season or hour does not fulfill this requirement the full year is removed from the data, because statistics presented in this article are based on annual averages of percentiles.

Then obvious breaks in wind speed are removed using the following method. Surface wind annual averages are calculated, and each period p from year y_1 to y_2 (between 1979 and 2008), long by less than half of the series (15 years) is tested against the rest of the time series (period q before and after period p), by comparing annual averages of years belonging to period p with statistics of mean m_q , and standard deviation s_q of annual averages during the complementary period q . The rule used here is that all annual averages during p are

SUPPLEMENTARY INFORMATION

DOI: 10.1038/NGE0979

removed when they all are above $m_q + 3s_q$ or below $m_q - 3s_q$. This removes heterogeneous data in the time series that would result from major breaks.

Another test is used, that detects major changes in the shape of the distribution of surface wind individual values that could arise from instrumental or site configuration changes. The test is based on the assumption that, for a given site and whatever the height or exposure of the measurement station, the ratio between mean and standard deviation should remain almost constant¹ and be a characteristic of the meso-scale environment.

For each year, wind annual average and standard deviation is calculated, and their ratio. Then the trend of this ratio is calculated over the stations retained from above selection. If this trend, over the whole series, lies within plus or minus 10%/Decade, the station is selected, and otherwise the station is rejected (to test the robustness with respect to this parameter, we also used a threshold of 5%/decade, this is Sensitivity selection test A in Supp. Table 1). It is noteworthy that a group of U.S. stations are eliminated by this procedure. This is due in particular to the different statistics of calm wind frequency in the early and later part of the records, probably due to changes in the observation system¹. This occurs only for U.S. stations and not for Eurasian stations.

Finally, stations are removed when less than $\frac{3}{4}$ of the years (23 years among 30) are available, in order not to have large gaps in the data. A sensitivity experiment (B) keeping stations with 90% years (instead of 75%) available is also performed. The complete procedure selects 822 stations across the world, most of which lying in the Northern hemisphere. We also tested the robustness of the results to this choice by removing all stations having less than 90% of the years (27 years, sensitivity experiment B). Results are presented in Supplementary Table 1.

For constructing the graphs of Supplementary Figure 1, the same procedure is applied (with the same parameter values) for the full period 1959 – 2008 (50 years), instead of 30 years. This keeps only a few tens of stations in each sub continent.

Upper-air winds from rawinsondes

Processing of rawinsonde data was made in a similar manner, the data being however provided for 2 synoptic hours (being 00 and 12 UTC) instead of 4. We used values taken at standard levels of 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa and 200 hPa, because lower levels had too few data. As for surface winds, a site selection procedure has been applied. Before this selection, all data of the month of January 1981 have been removed because many suspicious data were present over North America sites. Sites are rejected when less than half (16 years, instead of $\frac{3}{4}$ for surface data) of the years. In order to keep a sufficient number of sites, the criterion of data frequency within each season and hour is relaxed to $\frac{1}{2}$ instead of $\frac{3}{4}$. Data from a given year are not considered in the trend analysis when less than $\frac{1}{2}$ of the data is absent in either one season, one hour of the day or one level (including collocated surface wind data). Collocated surface data are taken from the surface data from the station closest to the rawinsonde site when closer than 300 km. If no such station can be found the rawinsonde site is removed from analysis. It is to be noticed that wind speed from rawinsonde data can have heterogeneities².

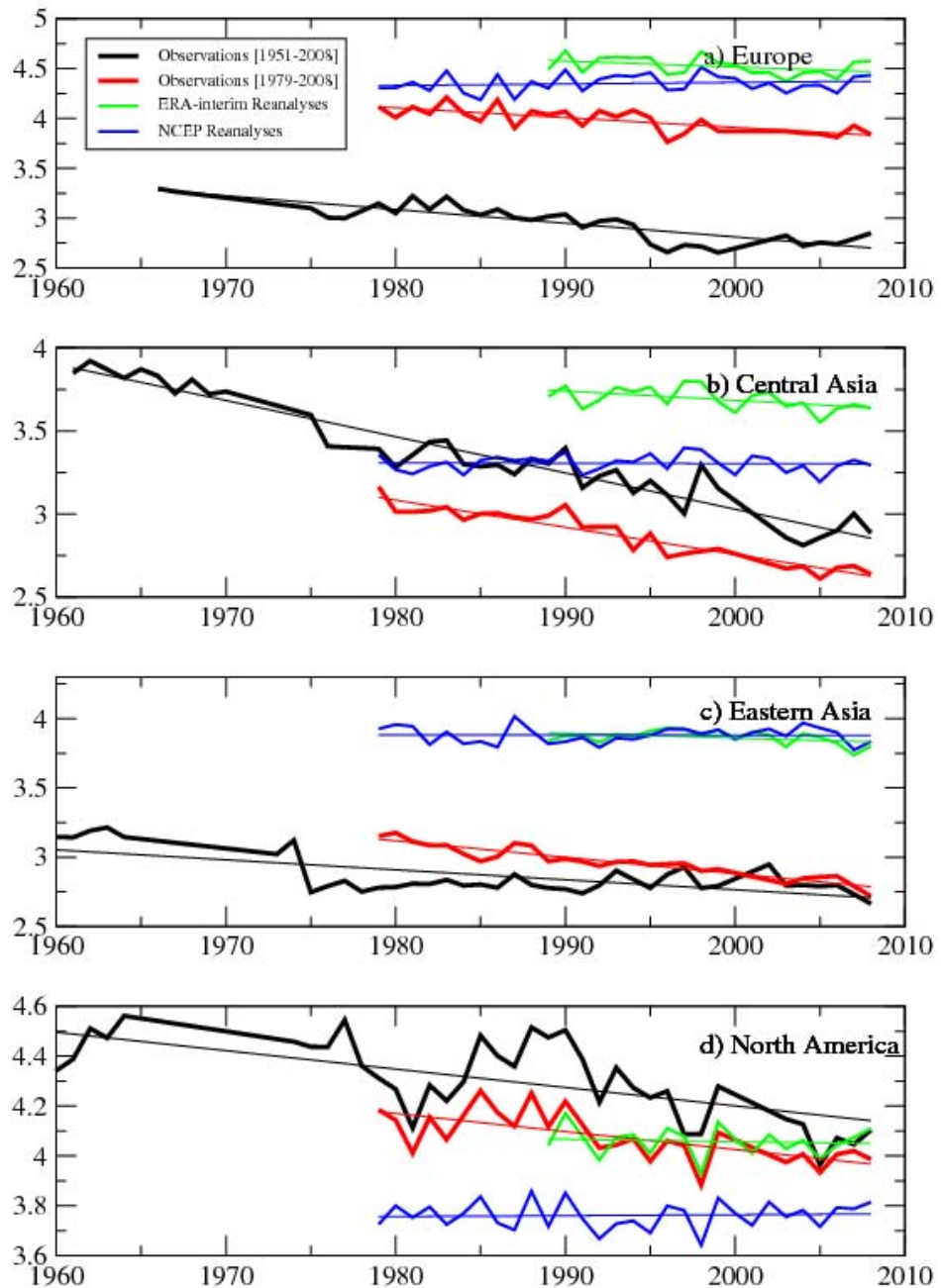
References

1. Verkaik, J. W. Evaluation of two gustiness models for exposure corrections calculations. *J. App. Meteorol.*, **39**, 1613-1626 (2000).
2. Gruber, C. and Haimberger, L. On the homogeneity of radiosonde wind time series. *Meteorologische Zeitschrift*, **17**, 631-643 (2008).

SUPPLEMENTARY INFORMATION

DOI: 10.1038/NGE0979

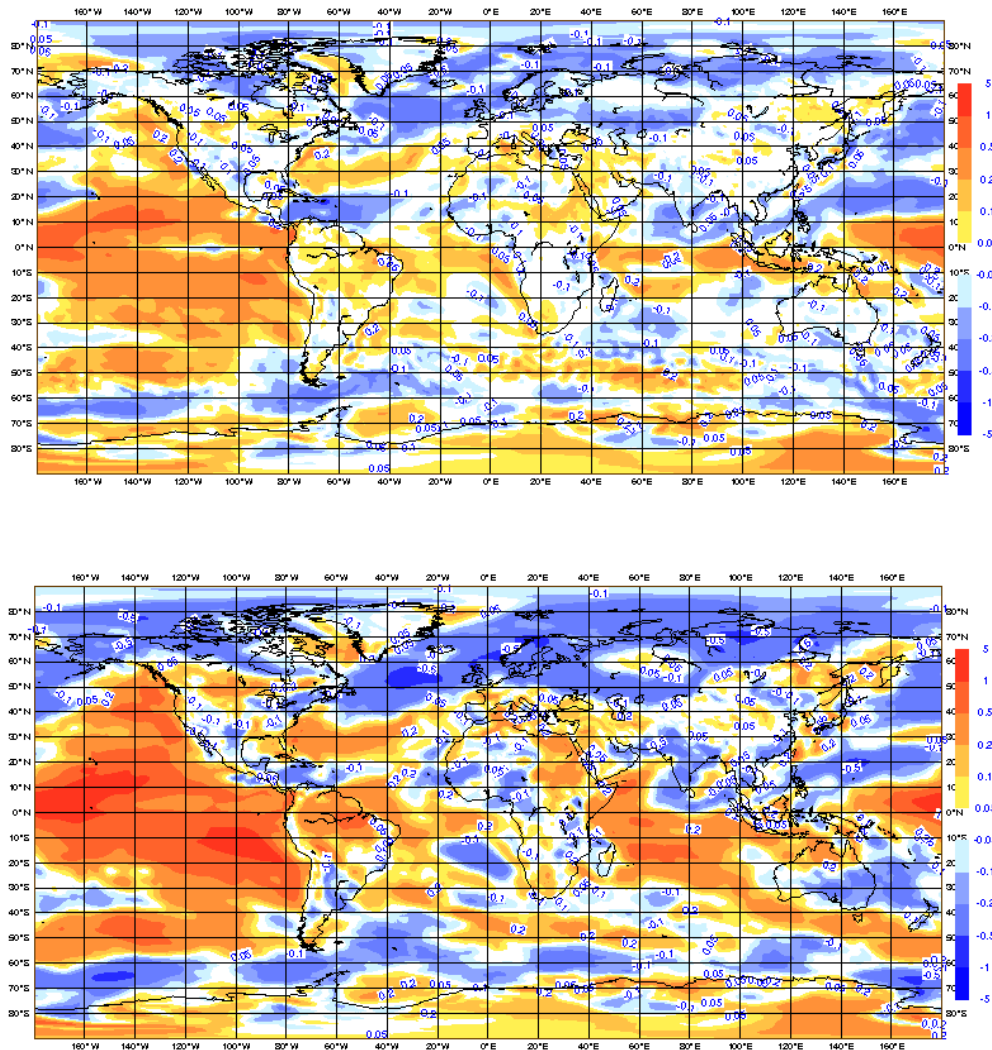
Supplementary Figure 1



Supplementary Figure 1: Regional evolutions of observed and reanalysis wind speed:

Evolution of the normalized annual mean wind speed anomaly in the four regions shown in Figure 1, averaged over available stations, and for years having at least 75% of the available stations per year, over the past 3 decades (red curves), the past 5 decades (black thin curves), and the past 3 decades for NCEP/NCAR (green curves) and ECMWF ERA-interim reanalyses (blue curves) interpolated at the same locations. Before averaging over stations the mean wind speed is calculated over the 30 (or 60) years and the series is normalized by this mean wind for each station. The respective trend values can be found in Supplementary Table 1.

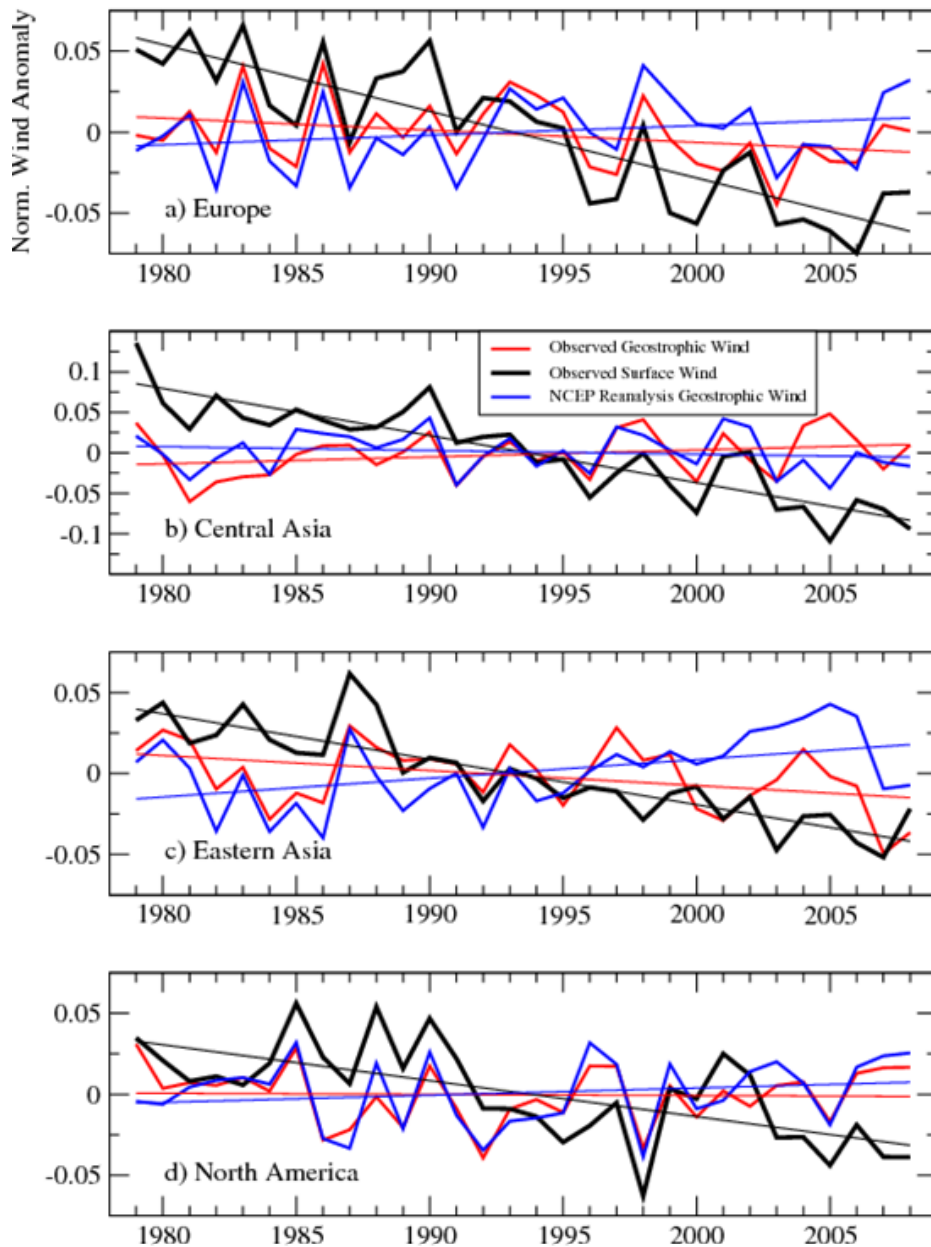
Supplementary Figure 2



Supplementary Figure 2: ERA-interim wind speed trends at 10m and 850 hPa

Global distribution of the wind velocity trend, in $\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$, at surface level (10m, top panel), and at 850 hPa (bottom panel), obtained from the global ERA-interim reanalysis of the European Centre for Medium range weather forecast.

Supplementary Figure 3

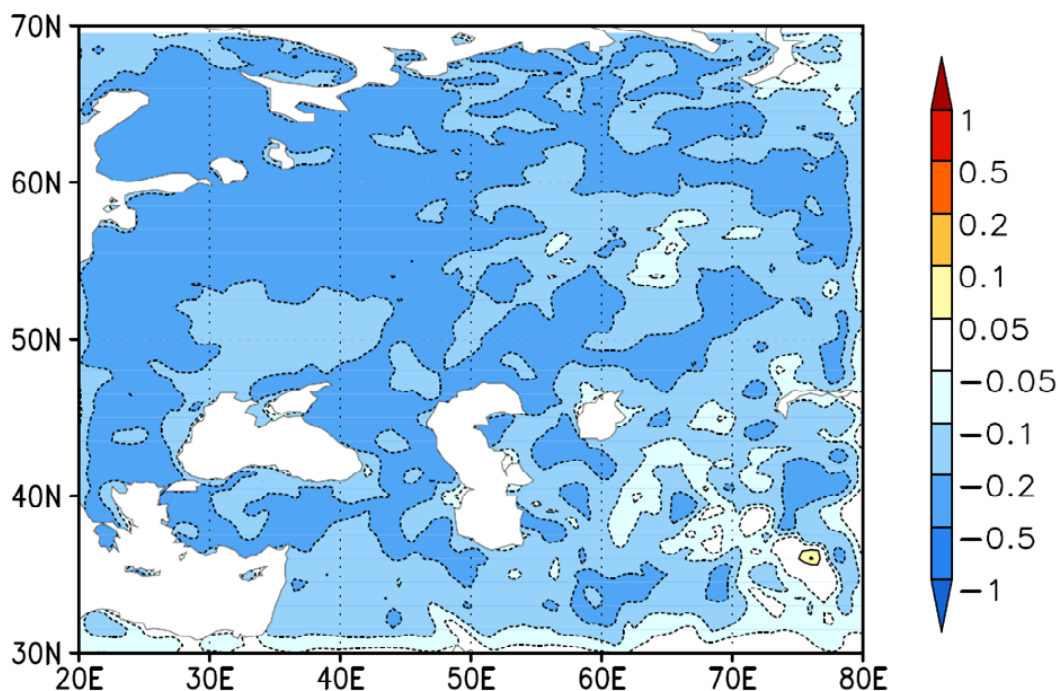


SUPPLEMENTARY INFORMATION

DOI: 10.1038/NGE0979

Supplementary Figure 3: Evolution of normalized observed, reanalyzed and geostrophic wind speed : Time evolution of annual averages of normalized mean geostrophic wind speed anomalies (red solid curve), as calculated from mean sea level pressure differences between adjacent pairs of stations (distant by less than 300 km), together with averages of the corresponding observed normalized wind speed between the pairs of stations (black solid curves) and the equivalent geostrophic wind calculated from NCEP/NCAR reanalyzed sea level pressure fields taken at the same locations and times, for the 4 regions (from top to bottom: Europe, Central Asia, Eastern Asia, North America). Normalization is performed by dividing the anomalies by the mean wind speed calculated over the whole period.

Supplementary Figure 4



Supplementary Figure 4: Wind reduction due to a 50% roughness increase: Distribution of the differences between mean simulated 10m wind speed (m.s⁻¹) with a uniform increase of roughness height of 50% and that of a control simulation. Simulated wind speed is averaged over a full year of simulation (2007) in each case before the difference is calculated. The MM5 simulations are driven by operational analyses from the European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) at the domain boundaries, but are not nudged inside the domain.

SUPPLEMENTARY INFORMATION

DOI: 10.1038/NGE0979

Supplementary Table 1

	ALL	Europe	Central Asia	Eastern Asia	N. America
1 Number of stations	822 544 421	276 215 129	129 96 61	191 129 125	170 90 90
2 Fraction of stations with negative annual average trend (%)	73 72 72	71 74 73	84 89 85	72 76 72	72 60 71
3 Negative Trend 10% fraction (%)	38 39 39	37 42 40	43 49 48	21 26 20	61 48 64
4 Negative Trend 25% fraction (%)	52 56 52	56 63 58	52 57 45	45 53 44	66 51 68
5 Negative Trend Median fraction (%)	66 69 68	68 72 71	76 79 78	65 71 65	73 61 76
6 Negative Trend 75% fraction (%)	75 74 74	72 74 71	82 84 83	80 81 79	72 61 73
7 Negative Trend 90% fraction (%)	76 76 77	78 80 80	89 90 85	85 84 86	59 50 61
8 Fraction (%) of stations with absolute trend less than $-0.098 \text{ ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$	50	49	67	48	49
9 Fraction (%) of stations with absolute trend less than $-0.324 \text{ ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$	10	12	11	12	5
10 Trend of annual average wind, for the period 1979-2008 ($\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$) and relative trend ($\%.\text{decade}^{-1}$)	-0.11 / -3.0	-0.10 / -2.4	-0.16 / -5.4	-0.12 / -3.9	-0.07 / -1.8
11 Trend of annual average wind, for the period 1989-2008 ($\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$) and relative trend ($\%.\text{decade}^{-1}$)	-0.12 / -3.5	-0.12 / -3.0	-0.19 / -6.8	-0.10 / -3.6	-0.08 / -2.0
12 Trend of annual average ERA-interim reanalyses ($\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$) and relative trend ($\%.\text{decade}^{-1}$)	-0.04 / -0.9	-0.06 / -1.3	-0.06 / -1.5	-0.03 / -0.9	-0.01 / -0.2
13 Trend of annual average NCEP/NCAR reanalyses ($\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$) and relative trend ($\%.\text{decade}^{-1}$)	0.1 / 0.2	0.02 / 0.4	0.0 / -0.1	0.0 / 0.0	0.0 / 0.1
14 Trend of annual average wind, for the period 1959-2008 ($\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$) and relative trend ($\%.\text{decade}^{-1}$)		-0.14 / -4.7	-0.22 / -6.5	-0.07 / -2.5	-0.07 / -1.7
15 Trend of annual average for 00/06/12/18 UTC ($\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$)	-----	-0.10 / -0.10 / -0.11 / -0.10	-0.16 / -0.15 / -0.17 / -0.16	-0.11 / -0.16 / -0.12 / -0.11	-0.07 / -0.07 / -0.08 / -0.06
16 Trend of annual average for each of the four seasons JFM/AMJ/JAS/OND ($\text{ms}^{-1}\text{decade}^{-1}$)	-0.10 / -0.11 / -0.09 / -0.14	-0.08 / -0.08 / -0.09 / -0.18	-0.13 / -0.17 / -0.15 / -0.20	-0.10 / -0.16 / -0.10 / -0.15	-0.09 / -0.05 / -0.06 / -0.07

Supplementary Table 1: Wind trend statistics for all stations, and stations of the four separated regions defined in Figure 1. In each column, most statistics are calculated for the base case of station selection (left numbers), for the more stringent selection sensitivity experiment A (trend of the normalized average/standard deviation less than 5% instead of 10%) (middle numbers), and for sensitivity case B (stations with more than 90% of the years) (right number). Boldface numbers denote statistically significant numbers at the 95% level. The first row shows the number of stations in each case. Rows #2 to #7 contain the fraction (%) of stations with negative trends of wind annual averages, 10%, 25%, 50%, 75% and 90% yearly percentiles. Rows #8 and #9 show the fraction of stations with absolute trends smaller than two thresholds (the grand median and the grand 10% centile). Row #10 shows (for the standard case only) the average and normalized mean annual wind trend. Row #11 shows the same as Row #10 for observational trends along the 20-year ERA-interim period only. Rows #12 and #13 show the same as #10 and #11 for ERA-interim (1989-2008) and NCEP/NCAR (1979-2008) reanalyses. Row #14 shows the same as Row #10 for observational trends along the 1959-2008 period. Rows #15 and #16 show observational trends (absolute average only) for each hour of the day (UT) and season separately.