

**THÈSE de DOCTORAT de L'UNIVERSITÉ PARIS 6**

spécialité : SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

présentée par

**Goubanova Katerina**

pour obtenir le grade de Docteur de l'UNIVERSITÉ de PARIS 6

**Une étude des événements climatiques extrêmes  
sur l'Europe et le bassin Méditerranéen  
et de leur évolution futur**

soutenance prévue pour le 21 novembre 2007 devant le jury composé de :

Présidente : Mme Katia Laval  
Rapporteurs : M. Michel Déqué  
M. Laurent Terray  
Examineurs : M. Martin Beniston  
M. Pascal Yiou  
M. Laurent Li

*Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, IPSL  
Université Pierre et Marie Curie  
Paris, France*



# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>3</b>
<b>1 Généralités</b>	<b>5</b>
1.1 Qu'est-ce qu'un événement climatique extrême ?	5
1.2 Méthodes de l'analyse des extrêmes climatiques	8
1.3 Dans le contexte du réchauffement planétaire	9
1.3.1 Les événements extrêmes, deviennent-ils plus fréquents et/ou plus in tense ?	9
1.3.2 Estimation du changement futur dans le régime des extrêmes	10
1.4 Rôle de la circulation atmosphérique	12
<b>2 Base théorique et outils d'investigation</b>	<b>15</b>
2.1 Théorie statistique des valeurs extrêmes	15
2.1.1 La distribution Généralisée des Valeurs Extrêmes (GEV)	16
2.1.2 La Distribution Généralisée de Pareto (GPD)	18
2.1.3 Niveau de retour	21
2.1.4 Estimation des paramètres	21
2.1.5 Test d'adéquation de Kolmogorov-Smirnov	22
2.2 Présentation du modèle LMDZ et des simulations	23
2.2.1 LMDZ - modèle de circulation générale à maille variable	23
2.2.2 Simulations utilisées	24
<b>3 Analyse du climat actuel : réel et modèle. Approche statistique</b>	<b>27</b>
3.1 Introduction	27
3.2 Le climat observé à la fin du 20 <sup>ème</sup> siècle	28
3.2.1 Sélection des données	28
3.2.2 La climatologie des événements extrêmes	29
3.3 Les extrêmes dans le modèle LMDZ	34
3.3.1 Difficultés de la validation	34
3.3.2 Notre stratégie	34
3.3.3 Climats simulés et prétraitement	35
3.3.4 Température maximale	35
3.3.5 Température minimale	38
3.3.6 Précipitation	41
3.3.7 Paramètre de queue	44
3.4 Synthèse	46

<b>4</b>	<b>Evolution des températures et des précipitations extrêmes</b>	<b>47</b>
4.1	Introduction . . . . .	47
4.2	Changement des événements extrêmes observés en 20 <sup>ème</sup> siècle . . . . .	47
4.3	Changements futurs des extrêmes : Article publié dans <i>Global and Planetary Change</i> . . . . .	49
4.3.1	Résumé de l'article . . . . .	49
4.3.2	Introduction . . . . .	52
4.3.3	Model and simulations . . . . .	53
4.3.4	Methodology . . . . .	54
4.3.5	Results . . . . .	58
4.3.6	Summary . . . . .	68
4.3.7	Quelques remarques postérieures . . . . .	70
4.4	Synthèse . . . . .	71
<b>5</b>	<b>Approche dynamique : influence de la circulation atmosphérique à grande échelle</b>	<b>73</b>
5.1	Introduction . . . . .	73
5.2	Régimes de temps . . . . .	74
5.2.1	Détection des états préférentiels de l'atmosphère . . . . .	75
5.2.2	Régimes de temps sur la région l'Europe - Nord Atlantique . . . . .	76
5.3	Méthode d'attribution des événements extrêmes aux régimes de temps . . . . .	77
5.4	Régimes de temps favorables aux extrêmes . . . . .	80
5.4.1	Températures chaudes hivernales . . . . .	80
5.4.2	Températures froides . . . . .	81
5.4.3	Précipitations . . . . .	82
5.4.4	Rémarques . . . . .	82
5.5	Dynamique atmosphérique dans LMDZ . . . . .	83
5.5.1	L'état moyen et sa variabilité . . . . .	83
5.5.2	Les principaux modes de variabilité . . . . .	84
5.5.3	Etats préférentiels de l'atmosphère dans LMDZ. . . . .	86
5.5.4	Représentations des régimes observés . . . . .	87
5.6	La stabilité des régimes de temps et leur influence sur le climat européen dans le futur . . . . .	91
5.6.1	Le nombre de régimes est-il constant ? . . . . .	92
5.6.2	Le lien établi pour le climat actuel reste-il valable dans le futur ? . . . . .	93
5.7	Synthèse . . . . .	98
	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>100</b>
	<b>Annexes</b>	<b>105</b>
<b>A</b>	<b>Acronymes</b>	<b>105</b>
<b>B</b>	<b>Forçages</b>	<b>107</b>
<b>C</b>	<b>La classification automatique « k-moyennes »</b>	<b>109</b>
	<b>Références bibliographiques</b>	<b>111</b>

# Introduction

Le climat a toujours réglé le mode de vie des êtres vivants, y compris les humains. Au cours de son histoire l'homme a su s'y adapter en exploitant les ressources naturelles desquelles il tire de l'énergie et se nourrit. En outre, depuis un peu plus un siècle l'homme est devenu acteur de la machine climatique. Par ses activités il modifie le climat. En changeant la couverture végétale du sol, par exemple, il modifie ses capacités d'absorption et de réflexion du rayonnement solaire, et influe ainsi le bilan radiatif et hydrologique. En émettant des polluants il change la composition chimique de l'atmosphère, et donc ses propriétés d'absorption des radiations solaires ou du rayonnement terrestre. En particulier, l'augmentation de la concentration de dioxyde de carbone due, en majeure partie, à l'utilisation des combustibles fossiles, augmente l'effet de serre naturel et entraîne une hausse de la température du globe.

Le Quatrième Rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) conclut, sur la base des faits observés, que de nombreux systèmes naturels, sont touchés par des changements climatiques régionaux, particulièrement par des augmentations de température. Le réchauffement du climat est révélé par les changements concernant le niveau de la mer, la couverture neigeuse, la superficie des glaciers et les précipitations. Les changements climatiques ont également eu des incidences importantes sur le système socio-économique. En fait, notre vulnérabilité aux phénomènes climatiques s'accroît avec l'augmentation des populations, l'urbanisation et notre dépendance croissante aux infrastructures de transport, de communication et de distribution d'énergie. Dans ce contexte la région de l'Europe et du bassin Méditerranéen est particulièrement sensible aux variations et changements du climat.

Ce sont plutôt les phénomènes climatiques extrêmes qui affectent davantage l'écosystème et la société. Au cours de ces dernières années les extrêmes climatiques ne cessent pas de battre des records. Les canicules estivales sur l'Europe centrale et d'ouest en 2003 et sur l'Europe centrale et du sud-est en 2007, l'ouragan Katrina en 2005, l'inondation en Grande-Bretagne en juin-juillet 2007, la vague de froid en juillet 2007 en Argentine... Tous ces événements peuvent, sans exagération, être qualifiés d'historiques, du moins à l'échelle régionale. L'accumulation apparente des phénomènes extrêmes, provient-elle du hasard ou de la variabilité naturelle ? ou peut-être représente-elle une tendance liée au réchauffement climatique ? Selon le rapport du GIEC, depuis cinquante ans, des indices d'un changement pour différents types d'événements climatiques extrêmes ont été détectés dans plusieurs régions du monde. Cependant, il n'est à ce jour pas possible de démontrer que les événements météorologiques récents sont le signe d'un changement climatique. L'absence de réponse claire est en partie due à la difficulté méthodologique d'étudier ce type d'événements qui, par définition, sont rares. Une meilleure compréhension de la nature statistique et physique des événements climatiques extrêmes est une

étape nécessaire avant de pouvoir répondre à cette interrogation.

Notre étude se situe dans ce contexte. Le principal outil statistique que nous allons utiliser dans cette thèse est la théorie des valeurs extrêmes. Elle nous aidera à étudier les propriétés statistiques des températures et des précipitations extrêmes sur l'Europe et le bassin Méditerranéen, ainsi qu'à évaluer leur lien avec la circulation atmosphérique sur l'Atlantique du Nord. L'évolution future du climat sera examinée en utilisant le modèle de circulation générale du LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) .

La thèse est organisée en cinq chapitres. La **premier partie** introduit de divers concepts liés au sujet de la thèse et nécessaires pour mettre en contexte les questions de l'étude. Le **second chapitre** est dédié à la présentation de la théorie des valeurs extrêmes, ainsi que du modèle du LMD. Les trois chapitres suivants décrivent les principaux résultats obtenus au cours de la thèse. Nous avons emprunté au projet IMFREX (<http://medias.dsi.cnrs.fr/imfrex>) l'idée de réaliser cette étude en deux étapes : dans un premier temps, une analyse statistique permet de décrire les propriétés des extrêmes, et dans un deuxième temps une approche, dite dynamique, permet de relier les extrêmes à la circulation grande échelle. Les chapitres trois et quatre sont basés sur l'approche statistique, qui consiste à ajuster des lois théoriques aux distributions empiriques des valeurs extrêmes observées (ou simulées) afin de quantifier et qualifier ces dernières. Le **chapitre trois** est consacré à l'évaluation du régime des extrêmes dans le climat actuel. Dans ce but nous allons examiner les données des stations météorologiques couvrant toute l'Europe. Ensuite, les températures et précipitations extrêmes simulées par LMDZ sont comparées avec les valeurs observées. Ce travail est destiné à évaluer la capacité du modèle LMDZ à reproduire des aspects locaux du climat européen, et notamment les événements extrêmes. L'évolution future du climat européen sera présentée dans le **chapitre quatre**. Nous allons, par ailleurs, évoquer des questions concernant des incertitudes sur la projection future des extrêmes, la linéarité de la réponse des extrêmes au changement climatique, ainsi que l'hypothèse de l'attribution du changement récent du régime des extrêmes à l'effet de serre. Le **chapitre cinq** repose sur l'approche dynamique. Cette approche consiste à identifier les situations météorologiques sur le secteur Atlantique Nord-Europe qui favorisent les événements extrêmes sur le continent européen. Cette étude sera réalisée avec deux objectifs sous-jacents. Le premier est d'établir le lien entre la circulation atmosphérique à grande échelle et les variables climatiques locales. La seconde concerne la possibilité d'utiliser un tel lien dans les études du climat régional basées sur une des méthodes de *downscaling* statistique. Nous allons vérifier si le modèle LMDZ peut fournir l'information à grande échelle pour ce type d'études, c'est-à-dire, s'il représente correctement la dynamique atmosphérique. Ensuite nous examinerons la stabilité de la relation entre les régimes de circulation et les variables climatiques locales dans le climat futur par rapport au climat présent. Enfin, nous résumerons les principales **conclusions** du travail effectué, et proposerons quelques perspectives.

# Chapitre 1

## Généralités

### 1.1 Qu'est-ce qu'un événement climatique extrême ?

Par climat, nous entendons communément l'état moyen de l'atmosphère associé à des conditions moyennes dans l'océan, la cryosphère, la végétation, etc. Le régime climatique d'une région se caractérise également par les variations autour de l'état moyen stable. Ces variations, appelés les anomalies climatiques, déterminent la variabilité du climat en un lieu donné.

La vision globale des anomalies climatiques significatives au cours d'une année (par exemple 2006, Fig.1.1) montre des types d'événements très variés sur toutes les régions de la Terre : sécheresses, inondations, canicules, tempêtes, vagues de froid et de chaleur, pluies fortes, chutes de neige...

Ces événements apparaissent à des échelles spatiales et temporelles différentes. Les orages et les tornades, par exemple, se produisent à courte échelle de temps (de l'ordre de la journée). L'échelle synoptique d'une durée de quelques jours est typiquement associé à des systèmes de haute ou de basse pression, qui apportent généralement des conditions météorologiques respectivement stables (chaudes/froides et sèches) ou instables (humides et venteuses). Au-delà de l'échelle synoptique on trouve les anomalies climatiques telles que les étés secs et chauds ou les hivers humides et orageux. Les événements climatiques se différencient également par leur échelle spatiale, du phénomène local comme la tornade jusqu'au phénomène étendu comme la sécheresse.

On distingue en outre des événements simples et complexes. Alors que les phénomènes climatiques simples se décrivent par une seule variable (par exemple, la température) qui atteint une certaine valeur, les phénomènes complexes impliquent un ensemble de variables associées à un événement climatique particulier. Le passage d'un cyclone par exemple, se caractérise à la fois par des précipitations intenses et un vent violent.

Tous ces différents types d'événements climatiques peuvent représenter des écarts importants à la normale climatologique, et être qualifiés comme extrêmes. Cependant, il n'est pas possible de donner une définition universelle de l'événement climatique extrême. La définition appropriée ne peut être choisie qu'en fonction du contexte dans lequel on considère tel ou tel phénomène.

Beniston and Stephenson (2004) proposent trois définitions du phénomène climatique extrême, qui reposent sur différentes notions.

- La définition peut être basée sur la rareté d'un phénomène climatique ; on doit donc





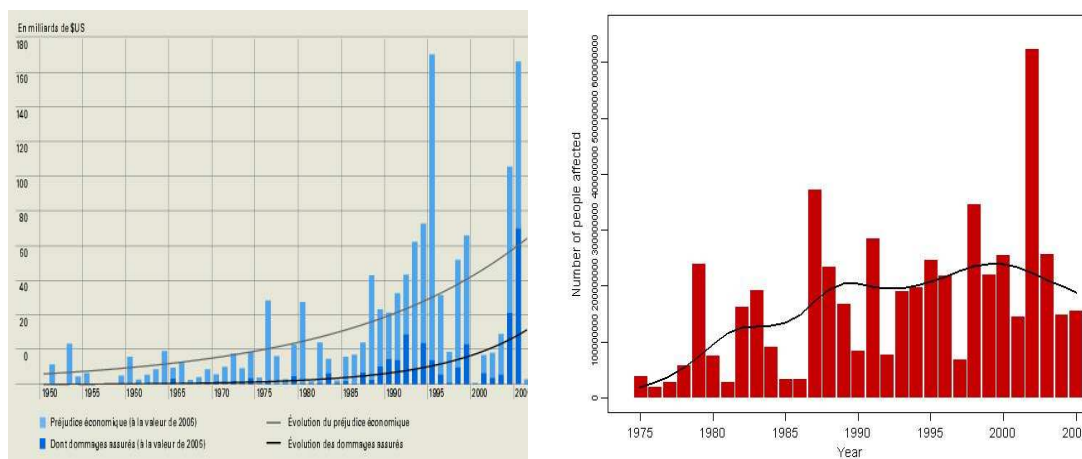


FIG. 1.2 – A gauche : l'évolution du préjudice économique et des dommages assurés par an causés par les catastrophes naturelle pour la période de 1950-2006 (source : Munich Re, 2006) ; A droite : nombre de gens affectés par les catastrophes naturelles pour la période 1975-2005 (source : <http://www.em-dat.net>)

considérer sa fréquence d'occurrence.

- Elle peut également être basé sur l'intensité d'un phénomène ; ceci implique la considération des dépassement d'un seuil par des variables climatiques associées à ce phénomène.
- Enfin on peut introduire la notion d'impact et s'appuyer sur des dégâts socio-économiques causés par un phénomène.

En effet, l'intérêt récent de la communauté scientifique porté aux événements extrêmes est lié, en partie, à l'augmentation quasi-exponentielle des pertes économiques attribuées à ces événements, ainsi qu'à l'augmentation apparente du nombre de victimes de ces phénomènes au cours des trente dernières années<sup>1</sup> (Fig. 1.2). Néanmoins la notion d'extrêmes qui repose sur les impacts socio-économiques n'est pas pertinente pour cette thèse qui est, en effet, une étude climatique. Nous considérerons « seulement » des événements climatiques exceptionnels qui n'ont pas nécessairement d'impact sévère (sans oublier néanmoins ce dernier). L'étude de ces événements a tout d'abord pour objectif de mieux comprendre les processus dans le système climatique. On va ainsi adopter la définition donnée par les climatologues dans le dernier rapport du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC)(IPCC, 2007) : « Un phénomène climatique extrême est un phénomène qui est rare dans le cadre de sa distribution de référence statistique à un endroit spécifique. Les définitions de « rare » varient, mais un phénomène climatique extrême serait normalement aussi rare ou plus rare que le 10<sup>ème</sup> ou 90<sup>ème</sup> percentile ». Cette définition permet de considérer deux caractéristiques importantes des extrêmes : leur fréquence et leur intensité.

<sup>1</sup>Il est important, cependant, de distinguer la croissance des pertes dues à la fréquence accrue des événements extrêmes, de celle reliée à l'augmentation de notre vulnérabilité

## 1.2 Méthodes de l'analyse des extrêmes climatiques

Pour analyser les extrêmes les études climatiques recourent très souvent aux « indicateurs des extrêmes » ou indices. Ces derniers sont dérivés de la distribution empirique annuelle ou saisonnière des variables climatiques considérées. Les définitions et formules mathématiques de ces indices ont été proposées par plusieurs groupes de recherche (STARDEX, <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>; ECA&D, <http://eca.knmi.nl/>; CLIVAR/ETCCDMI, <http://www.clivar.org/organization/etccdi/etccdi.php>; Jones et al., 1999; Frich et al., 2002; Klein Tank and Können, 2003; Kiktev et al., 2003; Alexander et al., 2006) afin d'évaluer l'évolution éventuelle des événements extrêmes pendant le 20<sup>ème</sup> siècle. Voici quelques exemples d'indices :

- maximum du nombre de jours consécutifs de gel ;
- pourcentage de jours climatologiquement chauds (journées où la température maximale est supérieure au dernier décile calculée sur une période donnée) ;
- nombre maximal de jours secs consécutifs ;
- décile supérieur des précipitations quotidiennes ;
- fraction des précipitations supérieures au 95<sup>ème</sup> quantile des précipitations quotidiennes.

Comme les indices permettent de décrire de nombreux aspects des extrêmes, ils sont des indicateurs importants pour la détection et la surveillance des changements climatiques sur tout le globe. De plus, ils sont faciles à calculer, à actualiser et à comprendre. Malheureusement, les propriétés statistiques de ces indicateurs sont très peu documentées, alors que les indices sont affectés par l'erreur d'échantillonnage. Zhang et al. (2005) montrent par exemple, que les indices de température basés sur un quantile de distribution observée peuvent contenir des discontinuités artificielles au début et à la fin de la période pour laquelle le quantile est calculé (le quantile est généralement calculé sur une période de base commune, telle que 1961-90, pour toutes les stations afin de simplifier la comparaison entre les séries avec les longueurs différentes). Dans l'étude citée, une procédure de rééchantillonnage qui enlève efficacement l'inhomogénéité est proposée. Cependant la méthode des indices reste une méthode descriptive et ne permet pas d'évaluer les propriétés statistiques des événements extrêmes.

La théorie des valeurs extrêmes (EVT, en anglais), développée par les statisticiens, fournit une base statistique pour traiter les plus grandes observations d'un jeu de données. Ces dernières années, les climatologues ont commencé à faire appel à la EVT (Zwiers and Kharin, 1998; Nogaj et al., 2006; Goubanova and Li, 2006; Kharin et al. 2007). Naveau et al. (2005) montrent que la EVT est tout à fait appropriée pour résoudre un éventail de problèmes liés aux extrêmes climatiques. Dans cette thèse nous utilisons la EVT pour étudier les extrêmes des températures et des précipitations. Un aperçu de la EVT sera présenté dans le deuxième chapitre.

## 1.3 Dans le contexte du réchauffement planétaire

### 1.3.1 Les événements extrêmes, deviennent-ils plus fréquents et/ou plus in tense ?

De nombreuses études récentes (Alexandersson et al., 2000 ; Groisman et al., 2005 ; Webster et al., 2005 ; Alexander et al., 2006) constatent que l'évolution du climat au cours des cinquante dernières années marquée par un réchauffement exceptionnel, a été accompagnée par des changements dans différents types de phénomènes extrêmes. Les changements principaux peuvent être résumés ainsi :

- une augmentation du nombre des vagues de chaleur et des nuits chaudes ;
- une augmentation de l'étendue des régions affectées par des sécheresses ;
- une augmentation du nombre d'événements de précipitations intenses aux latitudes moyennes ;
- une augmentation de l'intensité et de la durée des tempêtes tropicales depuis 1970 ;
- un déplacement des *storm tracks* vers les pôles. Dans l'hémisphère nord, une augmentation de leur activité. Ces changements reflètent les variations de la circulation atmosphérique, en particulier de la NAO.

Est-ce que les modifications observées dans le régime des extrêmes peuvent être attribuées au réchauffement planétaire et donc à l'effet de serre anthropique ? Notre compréhension des processus physiques ne permet pas pour le moment de répondre explicitement à cette question. Cependant, d'après l'état actuel des connaissances, il semblerait que la fréquence et l'intensité des événements extrêmes puissent réagir de façon particulièrement sensible au réchauffement global.

Premièrement, nos connaissances sur les processus physiques dans l'océan et l'atmosphère permettent d'entrevoir un éventuel lien entre les changements climatiques et les événements extrêmes. Les gaz à effet de serre, naturellement présents dans l'atmosphère, contribuent à retenir la chaleur et maintiennent ainsi des conditions propices à la vie sur Terre. L'augmentation de leurs concentrations occasionne un déséquilibre du bilan énergétique terrestre, avec un chauffage additionnel de 2,65 W/m<sup>2</sup> (forçage positif). L'augmentation de la température favorise l'évaporation de l'eau, ce qui fournit d'avantage de chaleur latente dans l'atmosphère. Cette énergie pourrait d'une part agir sur la dynamique des systèmes météorologiques tels que les zones de basse pression (Lambert and Fyfe, 2006). D'autre part, cette situation peut donner naissance à de fortes rétroactions sur le cycle hydrologique (Allen and Ingram, 2002). Dans le cadre de ces raisonnements physiques très simples, il a donc quelques raisons pour supposer que le régime des événements extrêmes puisse changer.

Deuxièmement, certains effets statistiques font que les changements climatiques pourraient se manifester de façon plus prononcée dans la fréquence des événements météorologiques extrêmes, que dans celle des événements météorologiques « normaux ». Considérons une variable climatique, par exemple la température, dont la densité de probabilités appartient à la distribution gaussienne (Fig. 1.3). Soit les extrêmes sont définis comme des dépassements d'un seuil fixe. Ils se regroupent dans les queues de la distribution (les surfaces bleues et rouges sous la courbe correspondent respectivement aux extrêmes froids et chauds). Une simple hausse de la température moyenne (Fig. 1.3a) signifie qu'il fait plus souvent extrêmement chaud et plus rarement extrêmement froid. Les changements des fréquences des extrêmes peuvent être importants pour, en apparence, de faibles varia-

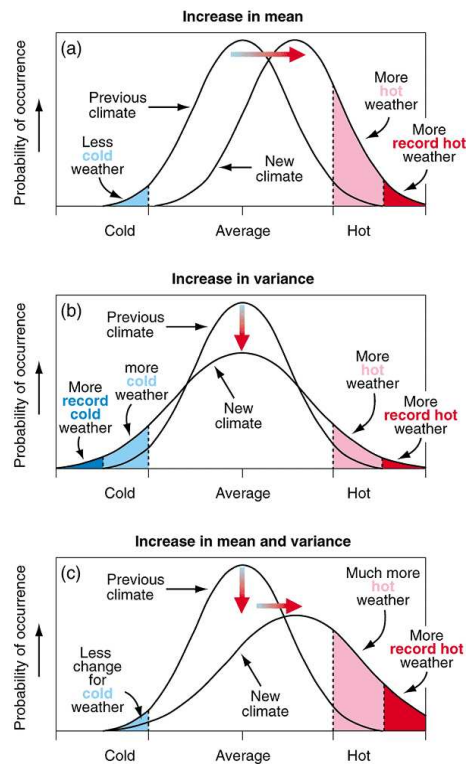


FIG. 1.3 – Représentation schématique de l'effet possible du changement climatique sur les extrêmes de température : (a) croissance de la température moyenne, (b) augmentation de variance et (c) combinaison des deux (source : IPCC, 2001)

tions de la moyenne. Une augmentation de la variabilité sans changement de la moyenne (Fig. 1.3b) peut engendrer un accroissement de la fréquence de deux type des extrêmes de température ainsi que l'importance de ces extrêmes. Une hausse de la moyenne et de la variabilité (Fig. 1.3c) est aussi possible et peut occasionner des épisodes de chaleur plus fréquents et moins d'épisodes de froid. Plusieurs autres types et combinaisons des changements de distribution des variables climatiques sont possibles et peuvent avoir des conséquences climatiques différentes. Ces conséquences sont encore plus complexes pour les variables qui ne se rapprochent pas d'une distribution gaussienne.

### 1.3.2 Estimation du changement futur dans le régime des extrêmes

#### Scénarii d'émission

Le problème de l'estimation des changements potentiels des extrêmes climatiques liés au réchauffement, renvoie au problème plus général de la prédiction du climat futur. La modélisation numérique permet de simuler comment le climat évolue en réponse à différents forçages, comme par exemple l'augmentation de la concentration en CO<sub>2</sub>. Les modèles actuels ne peuvent pas expliquer l'accroissement des températures de surface au cours des dernières décennies seulement par la variabilité naturelle du climat. En revanche, les simulations avec le forçage radiatif supplémentaire, qui représente la contribution des gaz à effet de serre, reproduisent correctement les changements observés à grande échelle. Ainsi il est acquis que la concentration du dioxyde de carbone, le prin-

cial gaz à effet de serre anthropique, joue un rôle déterminant dans l'évolution future du climat. Les émissions futures de CO<sub>2</sub> dépendent du mode de développement socio-économique de notre planète. L'équipe spéciale du GIEC a élaboré un jeu de scénarii d'émissions pour évaluer l'amplitude du réchauffement global et donc des changements climatiques attendus si aucune politique spécifique n'est mise en oeuvre. Dans cette thèse nous considérerons l'évolution futur du climat selon l'hypothèse du scénario d'émission GIEC-A2. C'est la famille des scénarios les plus pessimistes qui décrivent un monde très hétérogène.

### **Modèles climatiques et régionalisation des scénarios d'évolution du climat**

Les modèles couplés océan - atmosphère sont certainement les outils les plus puissants pour simuler le système climatique. Plusieurs études de validation montrent leurs capacités à reproduire beaucoup d'aspects du climat observé non seulement en termes de moyennes mais aussi de variabilité naturelle (Meehl et al., 2000). Certaines de ces études sont consacrées à la validation des extrêmes simulés. Kharin et al. (2005) trouvent que alors que les modèles individuels peuvent avoir des biais importants par rapport aux observations, la moyenne de plusieurs modèles fournit typiquement une bien meilleure estimation. Le désaccord des modèles est le moins fort pour les extrêmes chauds. La disparité est un peu plus importante pour les extrêmes froids, surtout sur les régions couvertes par la neige ou la glace. Les précipitations sont reproduites de manière moins réaliste que la température, bien que la concordance entre les modèles est meilleure dans les régions de moyenne latitude que dans les tropiques.

Malgré des immenses progrès fait dans le domaine de la modélisation, la résolution spatiale des modèles globaux reste faible pour résoudre des processus physiques importants sous-maille. Les modèles récents ont une résolution horizontale de 100 à 300 km. Elle peut être relativement suffisante pour décrire la circulation atmosphérique de grande échelle responsable de nombreux épisodes pluvieux, ainsi que pour représenter les extrêmes de température qui couvrent généralement de vastes régions. Mais cette résolution n'est pas suffisamment fine pour simuler les processus météorologiques entraînant les précipitations intenses qui sont souvent fortement localisés dans l'espace et dans le temps. L'utilisation des modèles de circulation générales (GCM, General Circulation Model) à très haute résolution couvrant tout le globe est souvent trop coûteuse en temps calcul et ne permet pas actuellement de faire des simulations suffisamment longues pour étudier les événements rares. Les techniques de régionalisation sont ainsi nécessaires pour effectuer des études détaillées des extrêmes climatiques.

Une méthode largement utilisée dans ce but consiste à utiliser des modèles à aire limitée (Limited Area Model, LAM) emboîtés dans les GCMs à plus basse résolution (Giorgi et al., 2004a). L'idée de cette approche est que le LAM initié et forcé aux bords du domaine d'intérêt par un GCM simule les phénomènes météorologiques à une échelle plus fine que celle de GCM et fournit donc l'information régionale. Cependant les LAMs se contentent généralement de recevoir l'information de GCM sans influencer, en retour, le GCM. Autrement dit, il n'y pas de rétroaction du LAM vers le GCM (voir Lorenz and Jacob, 2005, comme contre exemple). Cela implique entre autres que le LAM ne peut pas corriger d'éventuelles erreurs systématiques du GCM, même sur l'aire limitée considérée.

De plus, l'emboîtement du LAM dans le GCM entraîne « des problèmes de bords » liés à « un saut » de résolution.

Une autre manière de faire de la régionalisation climatique repose sur l'utilisation des GCMs à maille variable qui permettent d'augmenter localement la résolution horizontale (zoomer) sur une région d'intérêt particulier, par distorsion de la grille en longitude et/ou en latitude. Une partie des inconvénients des modèles zoomés est similaire à celle des modèles à aire limités : les défauts à grande échelle du GCM peuvent avoir un impact local important ; d'un autre côté il n'y a pas d'impact d'un éventuel effet à haute résolution venant d'une autre région (téléconnexion) car la régionalisation n'est réalisée que sur une partie du globe. Les modèles à maille variable sont généralement en retard en terme de finesse de résolution par rapport aux modèles à aire limités, notamment parce que ces derniers permettent un grand rapport de résolution LAM/GCM. En revanche, la couverture globale d'un modèle zoomé permet de s'affranchir de la nécessité de fournir des conditions aux limites aux bords du domaine d'intérêt. De plus les simulations zoomées sont moins lourdes à gérer. Elles présentent également l'avantage que la zone de haute résolution est toujours cohérente avec le reste du globe (cela équivaut à une interaction à double sens entre le LAM et le GCM forceur). Très peu de modèles à maille variable existent dans le monde. L'un d'eux a été développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Ce modèle est connu sous le nom LMDZ (Z pour « zoom »). La version récente, LMDZ4, sera utilisée dans notre étude.

En plus des méthodes de régionalisation précédentes, pour les modèles dynamiques, il existe également des méthodes de régionalisation statistique, comme le downscaling (Wilby et al., 2004). Elles reposent sur l'idée que le climat régional est conditionné par deux facteurs : l'état climatique à grande échelle et le cadre physiographique régional/local (par exemple, le relief, la répartition terre-mer, etc. ; von Storch, 1999). Le downscaling statistique ne demande pas de grandes capacités de calcul, car il est fondé sur des modèles statistiques quantitatifs du rapport entre des variables climatiques locales et des variables à grande échelle. Ce rapport est établi à partir des observations du climat actuel. En l'appliquant ensuite aux sorties des modèles de circulation générale, on peut estimer l'évolution des variables climatiques à l'échelle locale.

## 1.4 Rôle de la circulation atmosphérique

La circulation atmosphérique est un élément essentiel pour déterminer le climat d'une région et ses variations aux différentes échelles temporelles. Prenons l'exemple de l'oscillation nord-atlantique (NAO, voir l'encadré 1.1) qui est le mode de variabilité dominant sur le bassin nord-atlantique, et qui exerce une influence considérable sur le climat en Europe-Méditerranée. L'impact de la NAO sur les champs moyens de température et de précipitation est rapporté par de nombreuses études (Marshall et al., 2001 ; Trigo et al., 2002 ; Castro-Díez et al., 2002 ; Hurrell et al., 2003 ; Xoplaki et al., 2003). Or ces études révèlent que la NAO, qui est certes le mode de variabilité dominant, n'explique au maximum que la moitié de la variance totale.

Quant aux liens entre l'occurrence des extrêmes climatique en Europe et la circulation atmosphérique, quelques études récentes abordent leurs relations statistiques. En analysant les extrêmes froids hivernales et les extrêmes chauds estivaux sur l'Europe centrale



et méridionale pour la période 1901-98, Domonkos et al. (2003) trouvent une variabilité importante dans la fréquence de ces deux types d'extrêmes, qui est fortement liée à la variabilité de la circulation à grande échelle. Haylock et Goodess (2004) étudient deux indices des précipitations extrêmes (le nombre maximale de jours pluvieux consécutifs et le nombre de jours avec une précipitation totale au-dessus du 90<sup>ème</sup> percentile) pour les hivers de la période 1958 au 2000 sur l'ensemble de l'Europe. En considérant des liens avec plusieurs variables atmosphériques, ils identifient la NAO comme un facteur d'influence très important, et attribuent une grande part des tendances dans les indices des précipitations extrêmes au changement de la NAO. En considérant les types de temps à l'aide de l'indice « großwetterlagen » (Gerstengarbe et al., 1999), Kyselý (2002b) détecte un lien important entre la circulation d'atmosphère et la fluctuation des vagues de chaleurs en été pour la station Prague-Klementinum (République Tchèque).

Ces exemples montrent que la description complète de la dynamique de l'atmosphère et l'évaluation de son influence sur le climat régional est essentielle pour une meilleure compréhension des fluctuations climatiques autour du secteur Nord Atlantique - Europe, y compris les événements extrêmes.

Une des approches permettant de décrire l'évolution du système atmosphérique est basée sur le paradigme des régimes de temps. (Vautard and Legras, 1988 ; Vautard et al., 1988 ; Vautard, 1990 ; Cheng and Wallace, 1993 ; Michelangeli et al., 1995 ; Ghil and Robertson, 2002). Ce paradigme repose sur la possibilité de définir un petit nombre d'états préférentiels de circulation (régimes de temps) qui sont caractérisés par l'une ou plusieurs des propriétés suivantes : quasi-stationnarité, récurrence et persistance. La variabilité climatique intrasaisonnière est ainsi interprétée comme les changements de l'intensité des régimes ou les transitions entre eux.

La relation entre les régimes de temps et les événements extrêmes locaux de température et précipitation a été évaluée dans plusieurs études précédentes<sup>2</sup> (Robertson and Ghil, 1999 ; Plaut et al., 2001 ; Plaut and Simonnet, 2001 ; Yiou and Nogaj, 2004 ; Cassou et al., 2005 ; Yiou et al., 2006).

La connaissance explicite du lien entre les régimes et les phénomènes extrêmes locaux permettrait d'estimer le risque de ces derniers à partir des cartes de la circulation atmosphérique. En outre, une des théories du changement climatique affirme que les changements récents de température peuvent être expliqués, au moins en partie, par une réorganisation des régimes de circulation (Corti et al., 1999, Palmer, 1999).

La possibilité de prédire le temps localement en utilisant de l'information sur la grande échelle peut être étendu au problème de prévision du climat futur. En effet, il s'agit d'une des méthodes de downscaling, et plus particulièrement du downscaling statistique - dynamique basé sur les types de temps (Frey-Buness et al., 1995). L'approche de ce type de downscaling implique une hypothèse forte selon laquelle la relation entre les variables climatiques locales et la circulation atmosphérique détectée pour le climat actuel reste valable dans le futur. En appliquant la relation établie à partir des observations aux sorties des modèles de circulation générale, cette hypothèse permet d'estimer les changements des variables climatiques à l'échelle locale en termes de changements de l'intensité et de la fréquence des régimes. Cependant, d'un point de vue générale, l'hypothèse de base du downscaling statistique-dynamique ne peut pas être vérifiée, sans utiliser les modèles dynamiques.

---

<sup>2</sup>Généralement, pour définir les extrêmes, ces études utilisent les distributions empiriques des variables climatiques sans appliquer les résultats de la EVT



# Chapitre 2

## Base théorique et outils d'investigation

### 2.1 Théorie statistique des valeurs extrêmes

La statistique classique s'intéresse essentiellement à la caractérisation de grandeurs « centrales » de la distribution d'une variable considérée. Le théorème de la limite centrale en est une illustration typique (Bacro, 2006) : lorsque le nombre d'échantillons de variables aléatoires (v.a.) indépendants et identiquement distribués (i.i.d.)<sup>1</sup>, est suffisamment grand, la loi de l'estimateur de la moyenne arithmétique sur l'échantillon peut être approchée par une loi normale, ceci indépendamment de la loi des v.a. considérées.

Lorsque l'on s'intéresse à des caractéristiques « non-centrales », les grandeurs d'intérêt concernent les queues de distribution et la loi normale n'est plus adaptée. Un autre cadre théorique est donc nécessaire pour décrire les queues d'une distribution, c'est-à-dire ses extrêmes.

La Théorie des Valeurs Extrêmes (EVT, en anglais) traite du comportement stochastique la queue supérieure ou inférieure de la distribution initiale des v.a. i.i.d. Elle permet ainsi d'établir les propriétés de distribution des extrêmes (maxima ou minima), des statistiques d'ordre extrême ou intermédiaire, et des excès au-dessus (au-dessous) d'un seuil élevé (bas).

#### Un peu d'histoire...

L'histoire de la EVT commence dans les années 1920, quand plusieurs scientifiques essayent d'obtenir une base théorique pour les valeurs extrêmes. Dans une des plus importantes études menées sur cette problématique, deux statisticiens britanniques, R.A. Fisher et L.H.C. Tippett, ont déduit la forme limite de la fonction de répartition des maxima de l'échantillon des variables aléatoires (Fisher et Tippett, 1928). En 1943, Gnedenko a présenté un fondement rigoureux pour la EVT et apporté des conditions nécessaires et suffisantes pour la convergence faible des statistiques d'ordre extrême (Gnedenko, 1943). Beaucoup de contributions pratiques dans la EVT ont été faites par Gumbel qui a écrit en 1958 son ouvrage devenu classique « Statistical theory of extreme values and some practical applications ». Les développements théoriques ont donné lieu à de nombreuses applications dans des domaines les plus divers : la durée de vie humaine, les émissions radioactives, la résistance des matériaux, l'analyse sismique, etc. L'hydrologie est toutefois

---

<sup>1</sup>Une suite des variables aléatoires est indépendante et identiquement distribuée si ces variables sont indépendantes et suivent la même loi de probabilité. L'abréviation i.i.d. est commune en statistiques.

l'un des applications les plus importantes de l'EVT (Katz et al., 2002). Réciproquement, certaines idées venues de l'hydrologie ont contribué au développement méthodologique de la EVT. Il s'agit, avant tout, de la méthode des dépassements de seuil (ou POT : Peaks Over Threshold), qui améliore l'analyse des extrêmes en exploitant plus d'information sur les plus grandes valeurs de distribution (Todorovic et Zelenhasic, 1970).

Dans ce chapitre nous présentons un aperçu relativement court de la EVT. Le lecteur intéressé par plus de détails et d'éventuelles démonstrations pourra se référer aux ouvrages de Coles (2001) ou de Leadbetter et al. (1983).

### 2.1.1 La distribution Généralisée des Valeurs Extrêmes (GEV)

Comme il est mentionné plus haut, l'étude des extrêmes passe par l'analyse du maximum d'un échantillon de taille  $n$  donnée. Soit  $X_1, X_2, \dots, X_n$  un échantillon de variables aléatoires i.i.d., par exemple des observations de la température moyenne journalière durant un an ( $n = 365$ ), et  $M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$  est la plus grande valeur de l'échantillon. L'analyse des maxima d'échantillons de taille  $n$  est également appelée analyse des maxima par bloc (Fig. 2.1). Dans notre exemple, un bloc correspond à un an et  $M_n$  est le maximum annuel. On s'intéresse alors à la loi de distribution du maximum  $M_n$ .

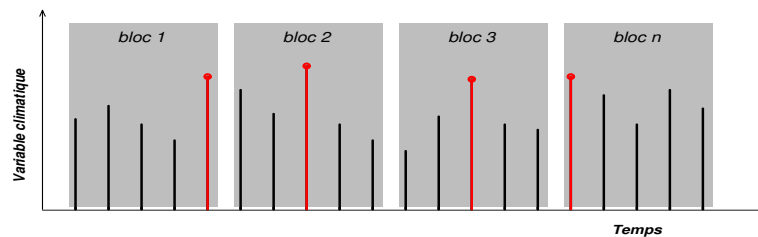


FIG. 2.1 – Schéma de la méthode des maxima par bloc. Les maxima des blocs suivent une loi GEV.

Si  $F$  est la fonction de répartition des  $X_t$ , i.e.  $F(x) = P(X_t < x)$ , alors la distribution de  $M_n$  est connue exactement :

$$P(M_n < x) = P(\max\{X_1, X_2, \dots, X_n\} < x) = P(X_1 < x, X_2 < x, \dots, X_n < x) = F_n(x)$$

Mais en pratique  $F$  est inconnue et la relation évoquée ci-dessus n'est pas utilisable directement.

La distribution du maximum provient d'un raisonnement asymptotique. La EVT montre que sous certaines conditions de régularité sur la fonction de répartition  $F$  il existe des suites réelles  $\{a_n\} > 0$  et  $\{b_n\}$  telles que

$$P((M_n - b_n)/a_n < x) \rightarrow G(x), \text{ pour } n \rightarrow \infty,$$

avec une distribution  $G$  - non dégénérée (c'est-à-dire non concentrée en un point).

La loi de la distribution limite du maximum  $G$  peut être déduite en s'appuyant sur la propriété de max-stabilité (e.g., Leadbetter et al, 1983), c'est-à-dire que l'on cherche  $G$  seulement parmi les distributions pour lesquelles la fonction de répartition du maximum d'un échantillon fini des variables aléatoires i.i.d. appartient au même type de distribution

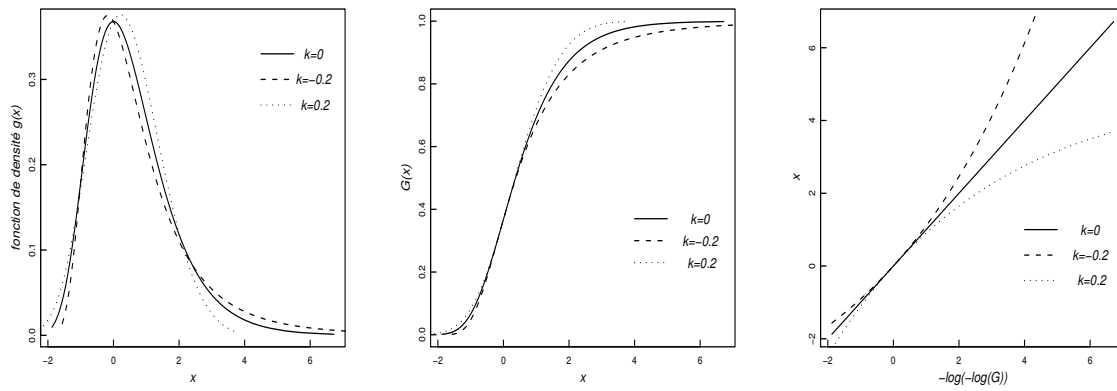


FIG. 2.2 – Allure des fonctions de densité de probabilité (à gauche) et des fonctions de répartition (en échelle linéaire, au milieu, et en échelle logarithmique, à droite) des lois GEV pour différentes valeurs du paramètre de forme  $k$  (paramètre de position  $\xi = 0$ , paramètre d'échelle  $\alpha = 1$ ).

que la fonction de répartition des variables aléatoires. C'est la même logique qui mène à la distribution normale dans le théorème limite centrale (Katz et al., 2005) (la moyenne des observations distribuées normalement suit une loi normale).

Le résultat fondamental de la EVT affirme que  $G$  appartient à la famille des distributions Généralisées des Valeurs Extrêmes (GEV), et sa fonction de densité de probabilité est :

$$G(x) = \begin{cases} \exp(-[-1 - k(x - \xi)/\alpha]^{1/k}), & \text{pour } k \neq 0 \\ \exp(-\exp[-(x - \xi)/\alpha]), & \text{pour } k = 0 \end{cases} \quad (1)$$

$G(x)$  est définie sur  $\{x \in \mathbb{R} : (1 - k(x - \xi)/\alpha) > 0\}$ , avec  $\xi \in \mathbb{R}, \alpha > 0, k \in \mathbb{R}$  étant respectivement les paramètres de position, d'échelle et de forme de  $G$ . **La distribution du maximum d'un échantillon de taille suffisamment grande se rapproche donc asymptotiquement d'une distribution GEV.** Remarquons que la loi pour le minimum peut être déduite des résultats obtenues pour le maximum en tenant compte de la relation :  $\min\{X_1, X_2, \dots, X_n\} = -\max\{-X_1, -X_2, \dots, -X_n\}$ .

D'une façon similaire à la moyenne et l'écart-type de la distribution normale, le paramètre de position de GEV détermine où la distribution se concentre et le paramètre d'échelle détermine la « largeur » de distribution. Si une variable aléatoire a une distribution GEV, alors la variable standardisée  $(x - \xi)/\alpha$  a une distribution qui ne dépend ni de  $\xi$ , ni de  $\alpha$ , mais uniquement de  $k$ . Le comportement des extrêmes est alors contrôlé par le signe et la valeur de  $k$ . Suivant le signe du paramètre de forme, on définit trois types de GEV :

- (i)  $k = 0$ , lois à queue légère (ou distribution de Gumbel) ;
- (ii)  $k < 0$ , lois à queue lourde (ou distribution de Fréchet) ;
- (iii)  $k > 0$  ; distribution bornée (ou distribution de Weibull).

On parle de la queue d'une loi pour dénoter la vitesse à laquelle la probabilité des grandes valeurs décroît. Les densités et les répartitions des probabilités des trois types de distributions sont présentées dans la Figure 2.2, respectivement à gauche et au milieu. L'utilisation de l'échelle logarithmique pour le graphe de répartition de probabilité facilite l'interprétation du comportement des extrêmes en fonction de paramètre de forme (Fig.2.2, à droite). La distribution de  $k = 0$  possède une queue non bornée avec une décroissance relativement rapide, de type exponentiel. La queue de distribution du type

$k < 0$  est elle aussi non bornée, mais sa décroissance est plus lente, équivalente à une loi de puissance. Plus  $k$  est élevé en valeur absolue, plus le poids des extrêmes dans la distribution initiale est important. Le  $k > 0$  de distribution se caractérise par une borne finie à  $x = \xi - (\alpha/k)$ .

En pratique l'analyse des maxima par bloc implique certaines restrictions. Considérons par exemple les observations journalières d'une variable climatique. On souhaite décrire le comportement des extrêmes en appliquant la GEV aux maxima annuels, les années sont les blocs. Mais du fait de l'échantillonnage, il peut arriver qu'une année contienne une ou plusieurs valeurs extrêmes supplémentaires qui sont plus grandes que les maxima d'autres années. En prenant dans ce cas un seul maximum par an pour décrire le comportement des extrêmes, on perd une quantité d'information qui pourrait contribuer à une meilleure compréhension des extrêmes. C'est particulièrement vrai pour les séries temporelles courtes (moins de 10 ans).

### 2.1.2 La Distribution Généralisée de Pareto (GPD)

Pour pouvoir exploiter plus de données et non seulement les maxima des blocs plusieurs approches alternatives à l'analyse des maxima ont été développées. L'une de ces approches consiste à considérer les dépassements d'un seuil élevé (Fig. 2.3).

Soit  $X_1, X_2, \dots$  un échantillon de variables aléatoires i.i.d. de loi  $F$  et  $M_n = \max\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ . Supposons que  $F$  satisfasse le théorème de limite de GEV, c'est-à-dire pour un grand  $n$

$$P(M_n < x) \approx G(x),$$

ou  $G(x)$  appartient à la famille des distributions GEV avec des paramètres de position, d'échelle et de forme notés  $\xi, \alpha, k$ .

Pickands (1975) a montré que pour un seuil suffisamment élevé, c'est-à-dire lorsque  $u \rightarrow \infty$ , la distribution de dépassement  $X_u$ , conditionnelle à  $X > u$ , est approximativement :

$$H(x) = \begin{cases} 1 - [1 - k/\alpha_u(x - u)]^{1/k}, & k \neq 0, \\ 1 - \exp(-(x - u)/\alpha_u), & k = 0 \end{cases} \quad (2)$$

définie sur  $\{x : x - u > 0 \text{ et } (1 - k(x - u)/\alpha_u) > 0\}$ .

La famille de distribution  $H$  est appelée Distribution de Pareto Généralisée (GPD, Generalized Pareto Distribution), de paramètre d'échelle  $\alpha_u$  et de forme  $k$ .

Le résultat ci-dessus implique que, si les maxima des blocs ont une distribution limite  $G$ , alors **les dépassements de seuil ont approximativement une distribution de la famille de Pareto généralisée** correspondante. En outre, les paramètres de la distribution GPD sont uniquement déterminés par ceux de la distribution GEV associée. En particulier, le paramètre d'échelle, régissant la largeur de distribution, est défini par la relation :

$$\alpha_u = \alpha - k(u - \xi) \quad (3)$$

et le paramètre de forme  $k$  dans (2) est égal à celui de la distribution GEV correspondante. Si une variable aléatoire  $Y$  suit une distribution GPD alors la variable  $Y/\alpha_u$  suit une distribution qui ne dépend pas de  $\alpha_u$ , mais seulement de  $k$ . Comme pour la GEV, le paramètre de forme détermine le comportement qualitatif de la distribution généralisée de Pareto. Dans ce cas, les trois types possibles sont (Fig. 2.4) :

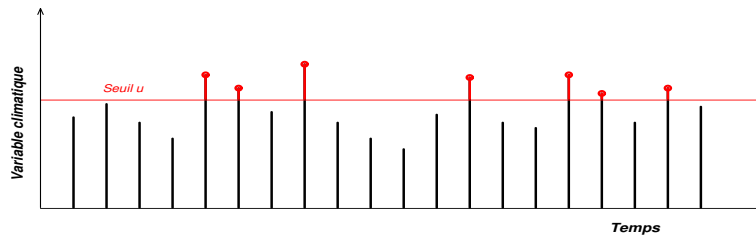


FIG. 2.3 – Schéma de la méthode des dépassements d'un seuil. Les excès au seuil suivent une loi GPD.

- (i)  $k = 0$ , lois à queue légère non bornée (ou distribution exponentielle);
- (ii)  $k < 0$ , lois à queue lourde (ou distribution de Pareto);
- (iii)  $k > 0$ ; distribution bornée (ou distribution bêta).

### Choix du seuil

Il existe différentes méthodes pour choisir le seuil  $u$  au dessus duquel les observations peuvent être approchées par une loi GPD. En effet, le choix du seuil adéquat n'est pas une tâche triviale et est souvent le résultat d'un compromis. Un seuil trop élevé produit très peu de valeurs pour l'analyse. Un seuil trop bas assure une série avec plus d'observations, mais dans ce cas le fondement asymptotique de la loi GPD risque de ne pas être assuré ce qui mène à une analyse biaisée.

On décrit ci-dessous une méthode graphique qui permet de sélectionner les seuils *à priori*, sans avoir estimé les paramètres de distribution. Cette méthode est fondée sur la moyenne de la loi GPD. Supposons que la distribution de  $X - u_0$  conditionnellement au seuil  $u_0$  puisse être approchée par une loi GPD avec les paramètres d'échelle  $\alpha_{u_0}$  et de forme  $k$ , alors sa moyenne prend la forme

$$E(X - u_0 | X > u_0) = \frac{\alpha_{u_0}}{1 + k}, \text{ avec } k > -1.$$

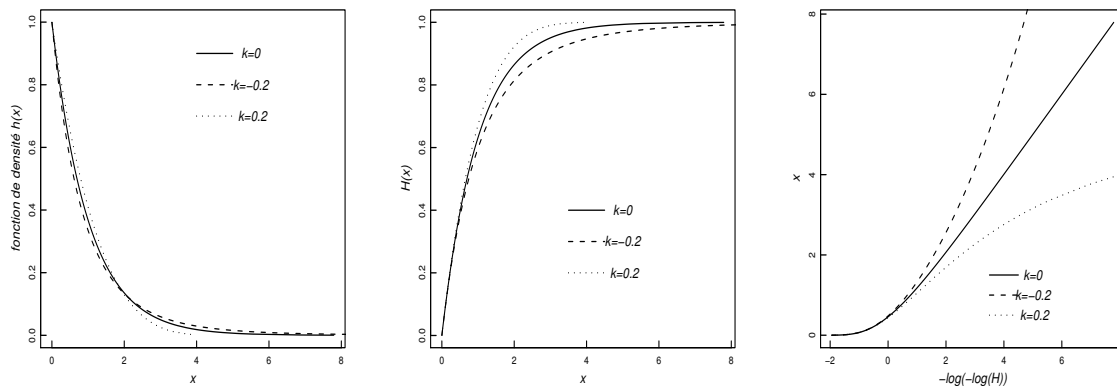


FIG. 2.4 – Allure des fonctions de densité de probabilité (à gauche) et des fonctions de répartition (en échelle linéaire, au milieu, et en échelle logarithmique, à droite) des lois GPD pour différentes valeurs du paramètre de forme  $k$  (seuil  $u = 0$ , paramètre d'échelle  $\alpha = 1$ )

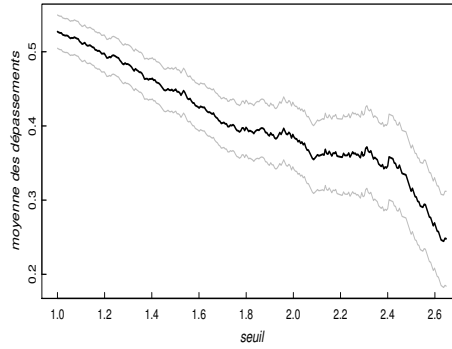


FIG. 2.5 – Exemple de « mean residual life plot »

Si la loi GPD est valide pour un seuil  $u_0$ , alors elle devra l'être pour tout seuil  $u > u_0$  avec le même paramètre de forme, et d'après Eq. (3), le paramètre d'échelle vérifie  $\alpha_u = \alpha_{u_0} - k(u - u_0)$ . Dans ce cas pour la moyenne on a

$$E(X - u | X > u) = \frac{\alpha_u}{1 + k} = \frac{\alpha_{u_0} - k(u - u_0)}{1 + k}.$$

Ainsi  $E(X - u | X > u)$  est une fonction linéaire en  $u$  et peut être estimée simplement par la moyenne empirique des dépassements observés de  $u$ . La recherche du seuil  $u_0$  à partir duquel la loi GPD est valide, se fait graphiquement. Le graphe de la fonction  $E(X - u | X > u)$  estimée empiriquement par rapport à  $u$  représente les points

$$\left\{ \left( u, \frac{1}{n_u} \sum_{i=1}^{n_u} (X_i - u) \right) : u \leq X_{max} \right\},$$

où  $(X_1, X_2, \dots, X_n)$  sont  $n_u$  observations qui dépassent le seuil  $u$  et  $X_{max}$  est la plus grande valeur de  $X$ . Ce graphe est appelé *mean residual life plot* (Coles, 2001). La fonction  $E(X - u | X > u)$  représente la valeur moyenne des dépassement au-dessus du seuil  $u$ . Ainsi, en se basant sur le fait que la moyenne échantillonnale suivie une loi normale (théorème de la limite centrale) on peut estimer les intervalles de confiance pour cette fonction. Un exemple de « mean residual life plot » pour les données de température journalière maximale est présenté dans la Figure 2.5. A partir de  $u = 2.4$  le graphe est approximativement linéaire. On choisit ainsi le seuil  $u = 2.4$  afin d'approcher les observations données par une loi GPD.

Toutes les autres méthodes existantes de choix du seuil adéquat pour la loi GPD sont également basées sur l'analyse visuelle, souvent très subjective. Plusieurs d'entre elles ont été implémentées en langage R par Ribatet (2006) avec le package POT. Malheureusement, les méthodes graphiques ne sont pas applicables lorsqu'un grand nombre de séries d'observations doit être analysé : il est impossible d'examiner individuellement le graphe pour chaque série.

Dans ce cas, le seuil est généralement déterminé comme étant un quantile élevé (Nogaj et al, 2006 ; Parey et al., 2007). Il est important de noter qu'une telle approche nécessite de vérifier si la distribution des dépassements obtenue est compatible avec une loi GPD.

### 2.1.3 Niveau de retour

Pour quantifier les extrêmes à partir de leur fonction de distribution il est naturel de considérer les quantiles supérieures d'un ordre élevé. De façon générale, le quantile d'ordre  $p$  (ou  $p$  - quantile) d'une fonction de distribution  $F$  est une valeur  $x_p$  tel que la probabilité de dépasser  $x_p$  est  $p$ , c'est-à-dire  $F(x_p) = p$ . Alors, les  $p$  - quantiles des fonctions GEV et GPD peuvent être obtenues par inversion respectivement des équations (1) et (2) :

$$x_p^{GEV} = G^{-1}(p, \xi, \alpha, k) \quad (4)$$

$$x_p^{GPD} = H^{-1}(p, u, \alpha_u, k) \quad (5)$$

Dans les applications, pour une meilleure facilité d'interprétation, les quantiles élevés sont exprimés en fonction de période de retour plutôt qu'en termes de probabilité, et appelés niveaux de retour. On dit qu'un événement a une période de retour de dix ans si cet événement est attendu, statistiquement parlant, tous les dix ans. Il existe une relation simple entre la probabilité d'occurrence d'un événement correspondant au  $p$  - quantile et sa période de retour  $T$  ( $T \geq 2$ ) :

$$p = 1 - 1/T \quad (6)$$

Alors, d'après (1), (4) et (6) le niveau de retour de  $T$  ans de la fonction GEV avec les paramètres de position, d'échelle et de forme ( $\xi, \alpha, k$ ) est définie par :

$$x_p^{GEV} = G^{-1}(1 - 1/T, \xi, \alpha, k) = \begin{cases} \xi + \alpha(1 - [-\ln(1 - 1/T)]^k)/k, & k \neq 0, \\ \xi - \alpha \ln[-\ln(1 - 1/T)], & k = 0. \end{cases}$$

Comme dans l'analyse des maxima annuel, on utilise une valeur par an, le niveau de retour de  $T$  ans est lié à un période de retour  $1 * T = T$ . Par exemple, le niveau de retour de 100 ans est lié à la probabilité  $p = 1 - 1/100 = 0.99$ .

Lorsqu'on s'intéresse au dépassement d'un seuil, on a généralement plus qu'une seule valeur par an. Le niveau de retour de  $T$  ans est donc basée sur le quantile des dépassements, lié à une période de retour  $\lambda T$ , où  $\lambda$  est le nombre moyen de dépassement par an. Si  $N$  est le nombre d'année dans la série d'observation examinée et  $m$  est le nombre total de dépassements du seuil donné, alors  $\lambda = m/N$ . L'équation (6) prend donc la forme :

$$p = 1 - N/(mT) \quad (7)$$

et ainsi le niveau de retour de  $T$  ans de la fonction de distribution GPD pour le seuil  $u$  et avec les paramètres d'échelle et de forme notés  $\alpha_u$  et  $k$  est définie par :

$$x_p^{GPD} = H^{-1}(1 - N/(mT), u, \alpha_u, k) = \begin{cases} u + \alpha_u/k[(1 - (N/(mT)))^k], & k \neq 0, \\ u - \alpha_u \ln(N/(mT)), & k = 0 \end{cases}$$

### 2.1.4 Estimation des paramètres

Le problème de l'estimation des quantiles d'une distribution des extrêmes repose sur l'estimation de ses paramètres sur la base de l'échantillon disponible. Deux principales techniques pour estimer les paramètres des lois GEV et GPD sont le maximum de vraisemblance (Davison, 1984 ; Smith, 1984 ; Hosking and Wallis, 1987 ; Davison and Smith, 1990 ; Wilks, 1995) et la méthode des moments pondérés (Hosking and Wallis, 1987 ;

Abild et al., 1992 ; Stedinger et al., 1993).

L'idée fondamentale de l'estimation par maximum de vraisemblance est de trouver un ensemble d'estimations de paramètres, telles que la probabilité d'obtenir les valeurs observées soit maximisée. La méthode de moments, quant à elle, est basée sur la possibilité d'évaluer n'importe quel moment statistique d'une distribution par ses moments empiriques correspondants, et d'exprimer ensuite les paramètres en fonction des moments.

Le maximum de vraisemblance, dont la justification primordiale survient de ses propriétés asymptotiques (c'est-à-dire l'estimation est efficace pour les échantillons de grande taille), est instable et peut produire des estimation irréalistes de paramètre de forme pour les échantillons de petite taille (par exemple, Hosking and Wallis, 1997 ; Coles and Dixon, 1999 ; Martins and Stedinger, 2000 et 2001). La méthode des moments pondérés, en comparant avec l'estimateur de maximum de vraisemblance, est au contraire inefficace asymptotiquement, mais donne de meilleurs résultats pour des tailles d'échantillon inférieures ( $< 100$  pour la loi GEV et  $< 500$  pour la loi GPD, pour un paramètre de forme  $k > 0$ , voir, par exemple Hosking et al., 1985 ; Hosking and Wallis, 1997).

En partant du fait que la taille des séries climatiques utilisées dans cette thèse se limite généralement à 60 ans, c'est la méthode de moments pondérés que nous allons appliquer pour estimer les paramètres des distributions d'extrêmes.

### 2.1.5 Test d'adéquation de Kolmogorov-Smirnov

Le test d'ajustement nous permettra de vérifier si la loi de probabilité d'un échantillon des extrêmes observés appartient à la famille de lois théorique choisie pour l'analyse des extrêmes. Soit  $X_1, X_2, \dots, X_n$  les valeurs d'un échantillon des extrêmes (des maxima par bloc ou des dépassement d'un seuil) rangées par ordre croissant, et  $G$  la fonction de répartition théorique correspondante (respectivement, une GEV ou une GPD) avec les paramètres estimés à partir de l'échantillon considéré. On cherche alors à tester l'hypothèse  $H_0$  selon laquelle l'échantillon  $X$  relève de la loi  $G$ . Le principe du test d'adéquation de Kolmogorov-Smirnov consiste simplement à trouver la différence entre les distributions de répartition empirique et théorique :

$$D = \max_{-\infty < x < \infty} |F(x) - G(x)|,$$

où la fonction de répartition empirique  $F$  est définie comme  $F(X_j) = j/(n + 1)$ . Quand ce maximum dépasse une certaine valeur  $D_{KS}^\alpha$ , associée à une valeur de risque  $\alpha$ , l'hypothèse  $H_0$  est rejetée au niveau  $\alpha \times 100\%$ . La distribution d'échantillonnage de  $D_{KS}$ , appelée statistique de Kolmogorov-Smirnov, est connue et fournie par des tables statistiques. Cependant, dans notre cas, quand les paramètres de distribution théorique sont estimés à partir des données empiriques, la valeur critique ne peut pas être obtenue à partir des tables (Durbin, 1976).

La procédure de *bootstrap* est une méthode alternative pour obtenir une estimation de la valeur critique  $D_{KS}^\alpha$ . Elle consiste à tirer des échantillons de même taille que l'échantillon observé de la loi théorique. Pour chaque nouvel échantillon on trouve la loi théorique avec les nouveaux paramètres de distribution et on estime la différence  $D_i$ . On obtient par conséquent une suite de  $\{D_i\}$ , d'où on peut déduire l'intervalle de confiance de  $D$ .

Dans cette thèse pour effectuer le test d'ajustement nous avons généré généralement 1000 échantillons de *bootstrap* et utilisé comme valeur critique, le 95<sup>ème</sup> percentile de la suite



$\{D_i\}$  correspondante. Alors, si le  $D$  calculé pour l'échantillon observé est supérieur au 95<sup>ème</sup> percentile de la suite  $\{D_i\}$  trouvée par le *bootstrap*, la différence entre les fonctions de répartition empirique  $F$  et théorique  $G$  est significative et on rejette l'hypothèse selon laquelle notre échantillon observé relève de la loi  $G$ , au niveau 5%.

## 2.2 Présentation du modèle LMDZ et des simulations

Pour étudier l'évolution du climat l'utilisation des modèles de circulation générale est devenue largement répandue et incontournable. La prévision du climat futur et le changement climatique repose exclusivement sur l'application des GCMs. De plus, les modèles offrent un avantage pour l'étude du climat actuel en permettant de réaliser des simulations couvrant plusieurs dizaines et même centaines d'années. Cette utilité est évidente lorsque l'on considère les aspects climatiques extrêmes qui représentent des événements rares. Il faut néanmoins remarquer que la résolution des modèles doit être assez fine pour simuler les processus physiques entraînant les événements extrêmes hautement localisés dans l'espace et dans le temps.

### 2.2.1 LMDZ - modèle de circulation générale à maille variable

LMDZ est la deuxième génération du modèle de circulation générale atmosphérique développé dans le Laboratoire de Météorologie Dynamique (Sadourny and Laval, 1984). Il est la composante atmosphérique du modèle globale couplé océan-atmosphère de l'IPSL qui a participé aux exercices du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC.

Un GCM atmosphérique comme LMDZ est basé sur le noyau dynamique qui intègre les équations primitives formées par les lois régissant le mouvement d'un fluide en rotation (une version simplifiée des équations de Navier Stokes). Ces équations sont discrétisées spatialement sur une grille horizontale rectangulaire dans le plan longitude - latitude. Les processus physique dont l'échelle est bien inférieure à l'échelle de la grille constituent le noyau physique du modèle. Ils ne sont pas résolus explicitement mais paramétrés. L'ensemble de paramétrisations physique inclus actuellement dans le LMDZ est présenté dans Hourdin et al. (2006).

Une particularité importante de LMDZ est la possibilité de travailler avec une grille variable, ciblée (« zoomée », d'où vient le Z de LMDZ) sur une région donnée. Sur la zone ciblée le modèle avec la version zoom représente plus de détails qu'en basse résolution. Sur le reste du globe il est comparable avec la version à basse résolution. LMDZ peut être donc utilisé pour des études climatiques à l'échelle globale (Li, 1999 ; Li and Conil, 2003) ainsi que régionale (Genthon et al., 2002 ; Zhou and Li, 2002 ; Krinner et al. 2004 ; Goubanova and Li, 2006).

Dans cette thèse nous avons utilisé la version 4.0 de LMDZ zoomée sur la Méditerranée (Hourdin et al., 2006). Le facteur de grossissement appliqué est de 2. La résolution globale du modèle est de 96 points en longitude et 73 points en latitude avec 19 couches verticales. La résolution effective est donc de l'ordre de 150x150 km<sup>2</sup> sur la région du zoom. Une image de la grille physique est présentée dans la Figure 2.6 avec 1 point par point de grille.

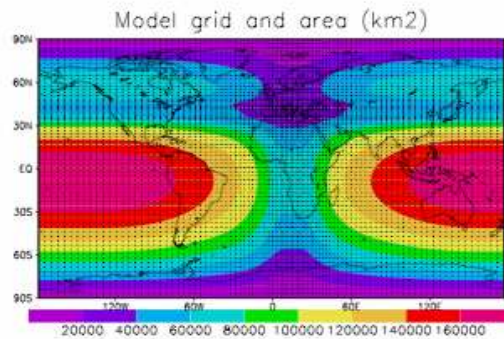


FIG. 2.6 – Grille de LMDZ avec le zoom de facteur 2 sur la Méditerranée (un point par maille) et l'aire correspondant des mailles (couleur)

### 2.2.2 Simulations utilisées

LMDZ décrit l'évolution de l'atmosphère pour un état de l'océan prescrit. Il peut être couplé à un modèle d'océan/glace de mer. Nous avons utilisé ici la version « autonome » du LMDZ en le forçant par des conditions aux limites fixes, et notamment par la température de l'océan superficiel (SST, en anglais), l'extension de la glace de mer, ainsi que la concentration des gaz à effet de serre. Nous avons effectué 7 simulations de 60 ans (une année comprend 360 jours, divisés en 12 mois de 30 jours) : une simulation pour le climat actuel, trois simulations pour le milieu et trois simulations pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. Toutes les expériences ont été réalisées en mode climatologique, c'est-à-dire, les conditions aux limites du modèle représentent une situation moyenne pendant la période considérée. Tableau 2.1 récapitule les simulations utilisées.

Pour la simulation de contrôle (ci-après LMDZ/CTRL) supposée reproduire le climat actuel, les conditions aux limites observées de 1970 à 1999 ont été appliquées. Les climats futurs sont présentés par deux période : de 2030 à 2059 et de 2070 à 2099. Les conditions aux limites pour ces périodes ont été extraites des sorties de trois AOGCMs tournés à l'IPSL (Dufresne et al., 2002), au Centre Nationale de Recherches Météorologique, CNRM (Gibelin and Déqué, 2003) et à Geophysical Fluid Dynamics Laboratory,

Simulation	Périod	Conditions aux limites
exp00	1970/1999	SST et glace de mer observées
exp101	2030/2059	Scénario A2 de IPSL
exp102		CNRM
exp103		GFDL
exp03	2070/2099	Scenario A2 de IPSL
exp04		CNRM
exp05		GFDL

TAB. 2.1 – List of simulations conducted with LMDZ-Mediterranean for different periods and with different boundary conditions.

GFDL (Delworth et al., 2002). Les simulations correspondantes sont notées respectivement LMDZ/IPSL, LMDZ/CNRM et LMDZ/GFDL. L'émission anthropique des gaz à effet de serre est imposée dans les modèles suivant le scénario A2 du GIEC.

### Prétraitement des sorties des modèles couplés

L'utilisation directe des conditions aux limites pour le futur produites par les modèles couplés pose certain problème si l'on souhaite ensuite comparer les résultats des forçages différents. En effet, les climats actuels simulés par trois AOGCM ne sont pas tout à fait identiques, ce qui s'explique principalement par les *physiques* différentes des modèles. Afin de corriger les biais des modèles globaux dans leur reproduction du climat actuel nous avons adopté l'approche en « anomalies ». L'idée est simple : pour obtenir les conditions aux limites futures à partir d'un modèle couplé on ajoute aux conditions aux limites observées pour le climat actuel la différence entre l'état futur et l'état présent du modèle considéré. D'une telle manière on n'a besoin de produire qu'une seule simulation de contrôle pour tous les trois scénarios globaux.

Cette approche différentielle, qui manipule les variables en anomalie, peut s'appliquer facilement à la température de l'océan superficiel et la concentration des gaz à effet de serre. Mais elle pose parfois des difficultés pour traiter la glace de mer qui est une variable bornée entre 0 et 1 pour chaque maille du modèle.

La méthode d'analogie a été utilisée pour résoudre ce problème. On divise la terre en  $N$  secteurs géographiques et calcule la couverture englacée de chaque secteur et tous les mois (sans considérer les saisons) pour la période 1970/2000 pour laquelle l'observation existe. Ainsi on a, pour chaque secteur, une relation de correspondance entre un tableau « indice » contenant la superficie englacée et un autre tableau « carte » contenant la distribution géographique de la glace. En connaissant la couverture de glace simulée pour le climat actuel, la couverture simulée du climat futur et la couverture observée du climat actuel, on peut proportionnellement calculer la couverture future à utiliser comme forçage. Avec cette dernière et la relation de correspondance, on déduit la distribution géographique de la glace à utiliser dans le modèle de régionalisation comme forçage du climat futur. Le choix des secteurs devrait considérer la distribution actuelle de la glace et sa dynamique de variation. Actuellement, nous utilisons seulement deux secteurs : hémisphère nord et hémisphère sud. Quand la plage dynamique offerte par la variation saisonnière et inter-annuelle de la glace de mer n'est plus suffisante pour se servir d'une analogie, c'est-à-dire, la superficie de glace est supérieure à la valeur maximale ou inférieure à la valeur minimale, on est amené à faire artificiellement progresser ou diminuer le volume de glace suivant la géométrie longitudinale de chaque point du front de glace.

Les variations de la SST et de la fraction de glace de mer dans trois scénarios globaux IPSL, CNRM et GFDL sont présentées dans l'annexe B.



# Chapitre 3

## Analyse du climat actuel : réel et modèle. Approche statistique

### 3.1 Introduction

L'Europe est généralement caractérisée par trois différents types de climat : climat océanique doux et humide en bordure de l'océan Atlantique, climat continental aux longs hivers froids au centre et à l'est du continent et le climat méditerranéen aux étés chauds et secs. Plus localement, l'Europe possède une multitude de climats régionaux dus à la présence du relief complexe (surtout au sud du continent), de plusieurs mers intérieures et d'autres facteurs formants des particularités climatiques. Les régimes de température et de précipitations peuvent ainsi varier beaucoup d'un endroit à l'autre même à relativement faible distance. Cette variabilité spatiale est particulièrement forte pour les événements extrêmes surtout en matière de précipitations. La variabilité temporelle (journalière, saisonnière ou interannuelle) des variables climatiques est également très importante. Néanmoins le régime climatique d'un lieu donné a ses propres caractéristiques assez bien définies et souvent stables dans le temps à l'échelle de quelques décennies (Sauquet et al., 2006). Cela conforte l'approche probabiliste basée sur la EVT (section 2.1). L'étude des événements extrêmes de température et de précipitations consiste donc à analyser, en tenant compte des variations saisonnières du climat, les séries historiques avec des lois de distribution de valeurs extrêmes.

L'analyse du régime des extrêmes à partir des données instrumentales est cependant limitée par la contrainte de la disponibilité des séries longues et homogènes en nombre suffisant pour couvrir la région d'intérêt. En complément de l'analyse des observations on peut utiliser les modèles numériques du climat qui permettent de réaliser des simulations sans rupture d'homogénéité sur le domaine d'étude couvrant plusieurs dizaines d'années. La résolution du modèle doit être suffisamment fine pour pouvoir simuler les processus physiques entraînant les événements extrêmes. Les modèles régionaux présentent donc un certain avantage pour l'étude des événements rares. Cependant les modèles régionaux (comme les modèles globaux) ne sont pas une copie exacte de la réalité mais une simplification de celle-ci. Il est donc toujours indispensable de valider le modèle avant son utilisation.

Dans ce chapitre nous allons diagnostiquer les caractéristiques des événements extrêmes en température et en précipitations pour la période allant de 1970 à 1999 à partir des distributions GEV des maxima/minima saisonniers/annuels. Nous allons tout d'abord examiner la compatibilité des données (les observations des stations météorologiques) avec la théorie statistique des valeurs extrêmes. Les climatologies moyennes et extrêmes de température et de précipitations observées seront ensuite présentées. Nous évaluerons un lien éventuel entre les valeurs de retour de 30 ans et les valeurs moyennes. La capacité d'un modèle climatique à reproduire la queue supérieure (ou inférieure) de distribution des variables climatiques considérées sera testée dans la deuxième partie de ce travail.

## 3.2 Le climat observé à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle

### 3.2.1 Sélection des données

La difficulté essentielle de l'étude du climat récent repose sur la disponibilité très limitée en séries fiables de données quotidiennes. Bien que l'Europe soit l'une des régions du monde à disposer d'un réseau dense de postes météorologiques depuis une centaine d'années, un tel réseau est encore au stade de développement dans le sud de la région méditerranéenne, et plus précisément en Afrique du Nord. D'autres problèmes viennent du fait que les séries d'observations quotidiennes nécessaires pour analyser les extrêmes, possèdent généralement de nombreuses données manquantes qui sont difficiles à rétablir. Il est également malaisé de distinguer une valeur erronée ponctuelle d'une valeur hors normes qui peut porter une information importante sur le comportement des extrêmes d'une variable considérée. C'est particulièrement vrai pour les variables non gaussienne (Moisselin et Dubuisson, 2006). Enfin, les séries longues existantes peuvent aussi être affectées par des facteurs « non climatiques ». Par exemple, une analyse des données finlandaises (Tuomenvirta, 2001) montre que les extrêmes de température sont plus sensibles aux déplacements, aux changements d'abri ou aux changements d'environnement local que les températures moyennes. Cependant l'éventuelle absence d'homogénéité dans certaines séries n'est pas un facteur très invalidant dans ce travail car l'estimation de la tendance et des changements climatiques récents ne fait pas l'objet de notre étude.

Afin de caractériser les extrêmes climatiques à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle nous avons utilisé la banque de données du projet ECA&D (European Climate Assessment & Dataset) (Klein Tank et al., 2002). Ce projet a pour but, entre autres, de rassembler les séries d'observations des stations météorologiques européennes et méditerranéennes, avec un certain nombre de contrôles de qualité effectués. Il fournit de longues séries quotidiennes de température et de précipitations remontant pour certaines jusqu'en 1880 environ, avec ou sans changement de poste d'observation. Le contrôle de qualité appliqué aux séries observées a permis de qualifier chaque donnée individuelle comme « ok », « suspecte » ou « manquante ».

Dans cette section nous étudions les données observées sur les trois dernières décennies du 20<sup>ème</sup> siècle par l'analyse des maxima par bloc. Nous nous intéressons ainsi aux distributions GEV des maxima annuels de la température maximale journalière, des minima annuels de la température minimale journalière et des maxima saisonniers des

précipitations journalières sur la période de 1970 à 1999. Les extrema de température ont été extraits des saisons allant respectivement de mai à septembre pour les maxima et de novembre à mars pour les minima. Les extrêmes de précipitations ont été analysés pour l'hiver (DJF), le printemps (MAM), l'été (JJA) et l'automne (SON). Nous avons adopté les critères suivants afin de retenir une série dans l'étude présente :

- la série couvre les années de 1970 à 1999 ;
- cette période ne contient pas plus de 2 « mauvaises » saisons ;
- une saison est considérée comme « mauvaise » si elle comporte plus de 10% de données manquantes ou suspectes.

Pour chaque série sélectionnée nous avons estimé les paramètres de distribution GEV et appliqué le test d'ajustement aux distributions obtenues. Tous les échantillons pour lesquels la loi GEV s'est avérée inappropriée ont été examinés minutieusement. Dans certains cas, nous avons pu identifier facilement les valeurs évidemment erronées. Il s'agit d'une ou deux données individuelles dans plusieurs séries de température qui sont notablement plus grandes (plus petites) du maximum (minimum) de l'échantillon considéré sans ces valeurs. L'élimination de telles données de la série a mené à une distribution des extrêmes compatible à une loi GEV. Cependant dans la plupart des situations, l'incompatibilité avec la distribution théorique était due à des problèmes d'échantillonnage ou à d'autres raisons liées au comportement particulier des données réelles, que nous ne pouvons pas corriger. Ces séries n'ont pas été considérées dans l'analyse présente. La sélection finale contient

- 166 stations pour la température maximale ;
- 165 stations pour la température minimale ;
- 206, 208, 193 et 196 stations pour les précipitations respectivement d'hiver, de printemps, d'été et d'automne.

Nous avons choisi d'exprimer les extrêmes en termes de niveau de retour de 30 ans estimé à partir de la distribution des maxima ou minima correspondante. En effet la sélection de durée de retour doit offrir un compromis entre la rareté d'événement climatique et les incertitudes liés à son estimation. Le choix de durée de 30 nous paraît équilibré lorsque l'on étudie le climat sur la période de 30 ans. Les valeurs des extrêmes climatiques attendues, statistiquement parlant, une fois tous les 30 ans représentent un écart important par rapport au climat moyen. Pour avoir une idée de l'ordre de grandeur de cet écart nous avons calculé les valeurs moyennes saisonnières de la température et des précipitations sur la période de temps considérée. Les moyennes de précipitations ont été estimées à partir des mêmes séries que les extrêmes, alors que les moyennes de température ont été évaluées en utilisant les observations de température moyennes de la journée (et non à partir des données de la température maximale/minimale journalière comme dans le cas des valeurs extrêmes). Seulement les séries qui ne contiennent pas plus de 10% de données manquantes ou suspectes sur la saison considérée ont été examinées. Cette dernière condition est beaucoup moins stricte que les critères appliqués pendant la sélection des séries appropriées pour l'analyse de maxima par bloc. Cela implique que l'on dispose plus d'information concernant les moyennes que pour les extrêmes.

### 3.2.2 La climatologie des événements extrêmes

Compte tenu de la répartition inégale des stations d'observations et de la variation spatiale importante des valeurs extrêmes (surtout pour les précipitations), nous présentons

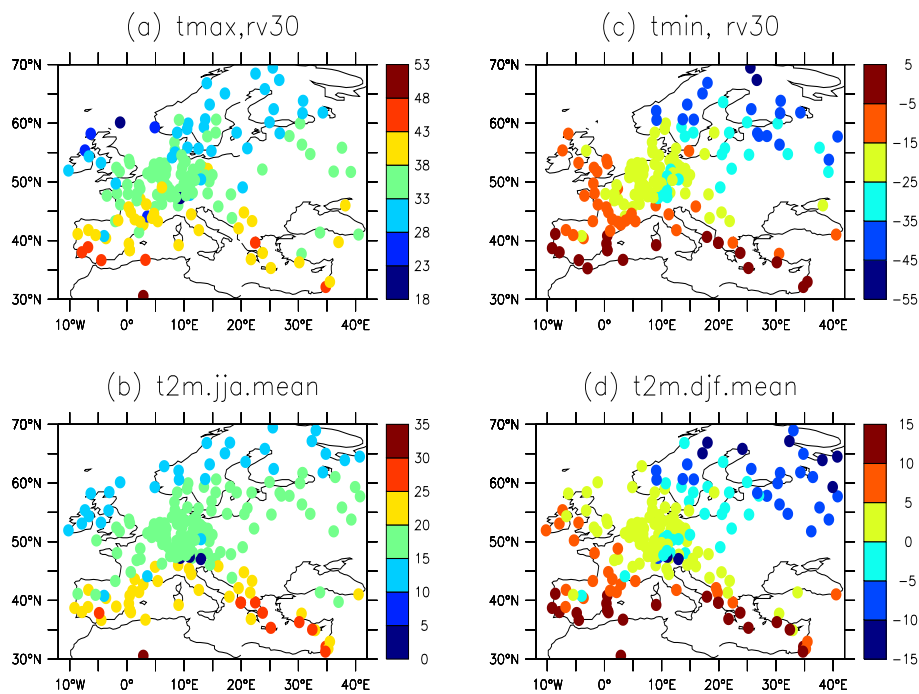


FIG. 3.1 – Valeurs de retour de 30 ans (en haut) et moyennes de température journalière maximale (en bas) en été (à gauche) et minimale en hiver (à droite) pour la période 1970-1999. Unité °C

ici les cartes de la climatologie de la fin du 20<sup>ème</sup> siècle station par station, sans interpoler les données sur une grille régulière.

### Température

La distribution spatiale des valeurs de retour de 30 ans de température maximale (Fig. 3.1a) présente clairement un gradient en fonction de la latitude et correspond bien à la répartition de température moyenne en été (Fig. 3.1b). Les extrêmes chauds varient généralement entre 38 et 48°C pour l'Europe du Sud, entre 33 et 38°C pour l'Europe Centrale, de l'Est et de l'Ouest, et peuvent descendre jusqu'à 28°C sur le Nord de l'Europe. Dans les Alpes les températures extrêmement chaudes montent jusqu'à 30°C.

La comparaison quantitative des cartes dans les Fig. 3.1a et Fig. 3.1b révèle une particularité intéressante : la différence entre les valeurs extrêmes et les moyennes est quasiment constante pour tous les points considérés. Figure 3.2a donne un diagramme de dispersion des points entre ces deux quantités. Elle montre une forte relation linéaire ( $R^2=0.81$ ) avec une pente proche de l'unité entre les moyennes de température journalière estivale et les extrêmes de température maximale annuelle. L'ordonnée à l'origine d'environ 17°C définit ainsi la différence moyenne entre les maxima et les moyennes climatologiques sur l'Europe.

La variation géographique des extrêmes froids est plus importante que celle des extrêmes chauds. La température minimale annuelle dépend de la latitude mais aussi fortement de la distance à l'océan. Les valeurs de retour de 30 ans (montrées sur la Fig. 3.1c)



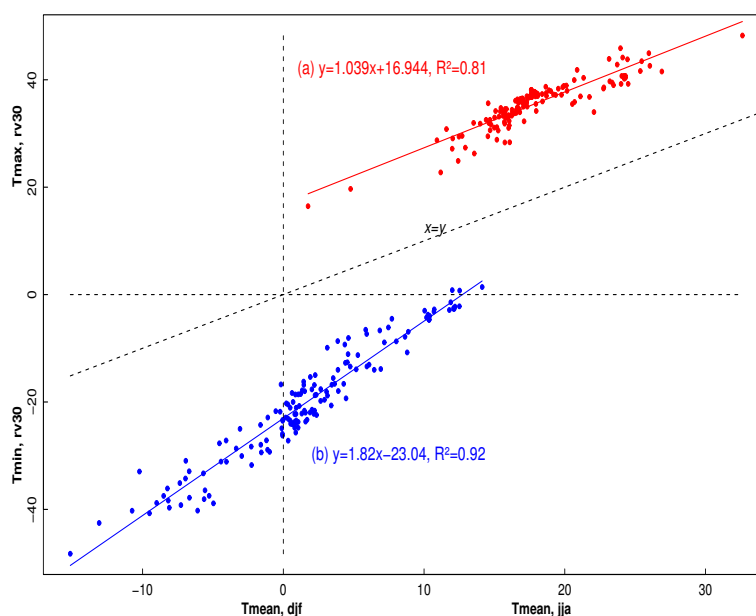


FIG. 3.2 – Rélation entre les valeurs moyennes et les valeurs de retour de 30 ans pour la température journalière maximale en été (rouge) et minimale en hiver (bleue).

diminuent du Sud-Ouest (de  $-15$  à  $-5$  °C) au Nord-Est (de  $-50$  à  $-40$ °C) sur le continent européen. Sur la zone Méditerranéenne elles varient entre  $-5$  et  $5$ °C et descendent jusqu'à environ  $-30$ °C dans les Alpes. La relation entre les extrêmes froids annuels (Fig. 3.1c) et les températures moyennes d'hiver (Fig. 3.1d) est plus complexe que celle entre les extrêmes chauds annuels et les moyennes estivales. La différence entre les extrêmes et les moyennes est plus importante au Nord de l'Europe que dans le Sud. Néanmoins, le diagramme de dispersion (Fig. 3.2) montre toujours une forte relation linéaire ( $R^2 = 0.92$ ) entre les extrêmes froids et les températures moyennes hivernales. La pente de  $1.82$  et l'ordonnée de  $-23.04$ °C illustrent le fait que l'écart entre les valeurs moyennes et les valeurs de retour de 30 ans augmente avec la latitude en suivant la diminution de la température moyenne.

### Précipitations

La climatologie des précipitations pour quatre saisons est présentée sur la Fig. 3.3 avec les précipitations extrêmes (valeurs de retour de 30 ans) en haut et les précipitations moyennes en bas. Une première observation de ces cartes révèle une forte variation géographique des précipitations extrêmes (Fig. 3.3a-d) ainsi que des moyennes (Fig. 3.3 e - h).

Les régions où règne un climat continental (l'Europe de l'Est et partiellement l'Europe du Nord et Central) connaissent un régime de précipitations intenses correspondant au régime des moyennes : les pluies sont maximales en été et minimales en hiver (Fig. 3.3). En général, les moyennes estivales varient entre  $2$  et  $3$  mm/jour et les moyennes hivernales varient de  $1$  à  $2$  mm/jour. Les extrêmes respectifs ont des grandeurs de  $50$  à  $70$  mm/jour et de  $10$  à  $30$  mm/jour. Malheureusement l'estimation de pluies avec le temps de récurrence de 30 ans est basée sur un petit nombre de stations, car la qualité des données d'observations n'est pas fiable sur la majeure partie de l'Europe de l'Est.

Le climat océanique qui caractérise la façade occidentale de l'Europe depuis le nord

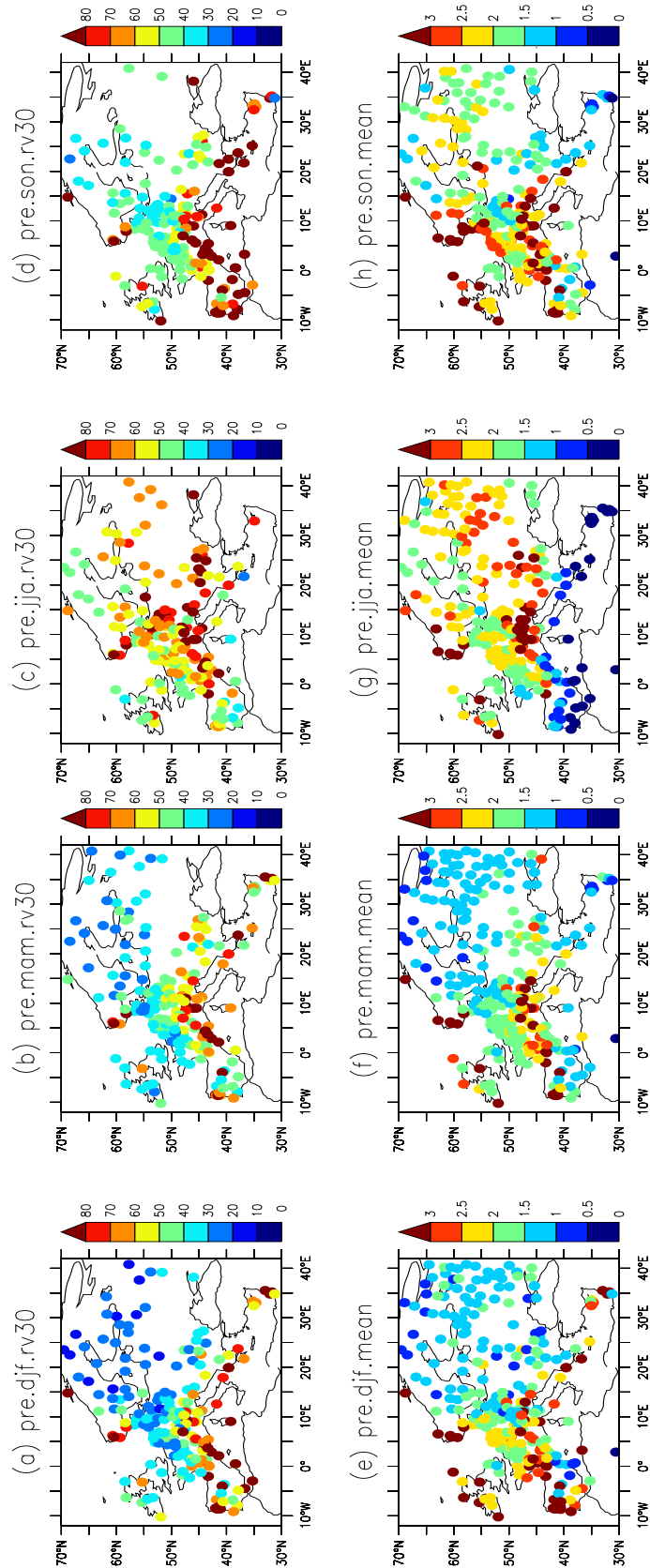


FIG. 3.3 – Valeurs de retour de 30 ans (en haut) et moyennes (en bas) saisonnières de précipitation journalière pour la période 1970-1999. Unité mm/jour

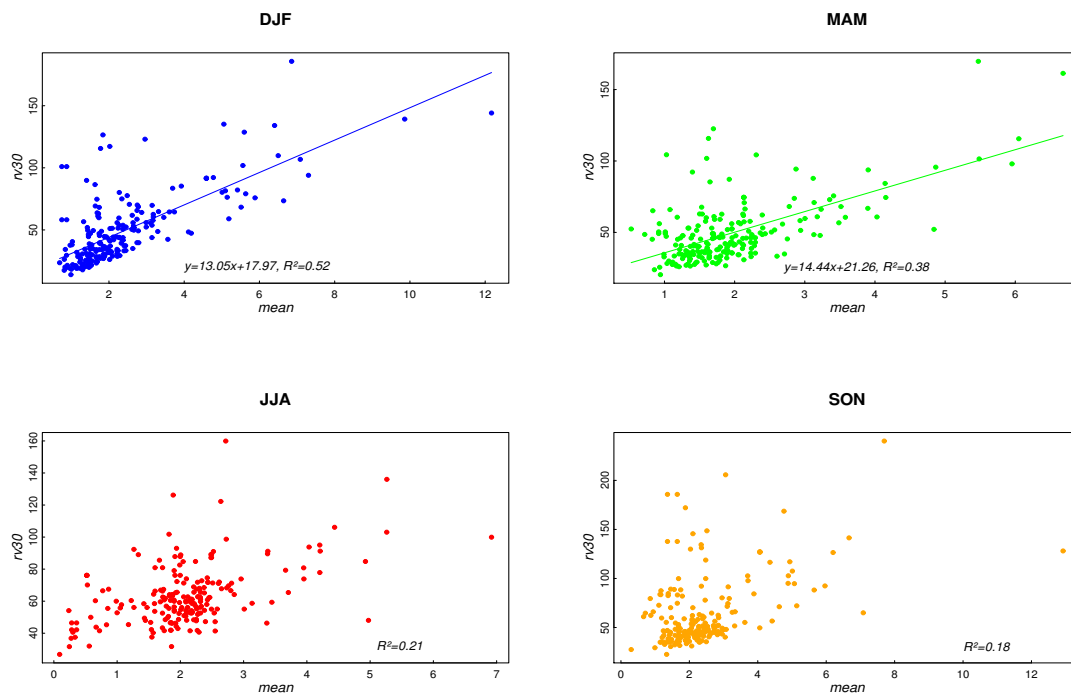


FIG. 3.4 – Relation entre les valeurs moyennes et les valeurs de retour de 30 ans de précipitation journalière pour quatre saisons

de la presqu'île Scandinave jusqu'au Golf de Gascogne, apporte sur le continent une quantité de précipitations non négligeables quelle que soit la saison. La répartition des précipitations le long de la côte est très irrégulière. Les côtes se trouvent sous un climat océanique pur : les pluies moyennes sont les plus abondantes en automne et dépassent 2.5 mm/jour sur la majeure partie du littoral. Les précipitations extrêmes connaissent généralement leur maximum en été et leur minimum en hiver. La région située à l'ouest de la chaîne des Alpes Scandinaves est une des régions les plus humides en Europe : pendant toute l'année elle reçoit en moyenne plus de 3 mm/jour de précipitations ; les valeurs de retour de 30 ans sont généralement supérieures à 70 mm/jour.

Le climat méditerranéen est connu pour son fort contraste pluviométrique entre l'hiver et l'été. Les moyennes estivales de précipitations sont très proches de zéro. Pendant la période hivernale l'Europe méditerranéenne est caractérisée par un maximum de précipitations. En revanche les précipitations extrêmes sont les plus importantes en automne. Pendant cette saison les valeurs de retour de 30 ans dépassent généralement 100 mm/jour sur toute la région.

La figure 3.4 donne des diagrammes de dispersion des valeurs extrêmes en fonction des valeurs moyennes. En général on observe une corrélation modérée entre les pluies extrêmes et les pluies moyennes en hiver et au printemps. L'été et l'automne se caractérisent par un comportement des extrêmes plus complexe qui ne peut pas être expliqué par les seules valeurs moyennes.

### 3.3 Les extrêmes dans le modèle LMDZ

Avant d'étudier des phénomènes climatiques avec le modèle numérique, il est essentiel de passer par une phase de validation. Ceci est particulièrement indispensable quand on examine des aspects délicats du climat tels que les extrêmes.

#### 3.3.1 Difficultés de la validation

La validation des extrêmes sur de vastes régions comprenant de nombreux climats locaux, telle que l'Europe et la Méditerranée, est une tâche difficile car les données journalières fiables comparables aux sorties du modèle ne sont pas facilement disponibles. L'utilisation des données de stations pour la validation du modèle est toujours limitée en raison des problèmes de disponibilité des observations, de leur densité et de leur qualité. En outre, en étant par nature discrètes les données de stations ne sont pas directement comparables aux sorties de modèle qui fournissent l'information sur la maille de grille. Un autre type d'information relativement utile pour la validation des extrêmes de température et de précipitation sont les réanalyses. L'avantage évident des réanalyses est qu'elles sont calculées sur une grille et peuvent alors être comparées aux sorties de modèle ; de plus, en couvrant tout le globe elles permettent la validation dans les endroits où les séries d'observations suffisamment longues n'existent pas ou ne sont pas disponibles. Cependant la confiance que l'on peut attribuer aux précipitations des réanalyses est beaucoup plus faible, que la confiance que l'on attribue aux températures de surface. A la différence de la température, les observations pluviométriques ne sont généralement pas assimilées dans les réanalyses (au moins dans la pratique actuelle). Les précipitations « réanalysées » sont produites purement par le système de prévision numérique de temps et souffrent ainsi des mêmes défauts que les précipitations de modèle climatique.

#### 3.3.2 Notre stratégie

Connaissant les limitations mentionnées dans le paragraphe précédent nous présentons ici la comparaison des extrêmes simulés par LMDZ pour le climat actuel (1970-1999) et ceux observés/« réanalysés » sur la même période de temps. En tenant compte de la résolution du modèle, nous ne nous attendons pas à obtenir une concordance parfaite avec les valeurs de retour observées (surtout pour les précipitations). Nous souhaitons plutôt analyser la capacité du modèle à reproduire la queue supérieure (ou inférieure) de la distribution des variables climatiques considérées.

La première étape de l'analyse présente consiste ainsi à estimer les paramètres de distribution GEV des maxima/minima annuels/saisonniers dans chaque point d'espace de chaque jeu de données disponible. Nous allons considérer les distributions des mêmes variables que dans l'analyse du climat observé (paragraphe 3.2.1). Il ne nous faut donc examiner que les données des réanalyses et du modèle car pour les données de stations nous allons utiliser les résultats de la section précédente. Le test d'ajustement appliqué ensuite aux distributions obtenues permet de vérifier si l'analyse des maxima par bloc peut être appliquée aux variables simulées. Le résultat négatif de ce test mène à la correction de l'échantillon initial ou, si la correction n'était pas possible, à son élimination de l'analyse. Enfin, à partir des distributions GEV nous estimons les valeurs de retour de 30

ans et comparons les extrêmes du LMDZ avec les réanalyses et les observations. Afin de mieux appréhender la nature des différences trouvées pendant la comparaison nous allons examiner les paramètres des distributions. Un paragraphe individuel à la fin de cette section sera consacré au paramètre de forme qui définit le type de queue de distribution et influence donc fortement le comportement des extrêmes.

### 3.3.3 Climats simulés et prétraitement

La simulation de contrôle a été réalisée en mode climatologique, c'est-à-dire, que les conditions aux limites du modèle (la température de surface de la mer et l'étendue des glaces de mer) correspondant à un cycle moyen pour la période 1970-1999. Ces conditions sont issues de l'observation compilée pour AMIP2 (Atmospheric Model Intercomparison Project, <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/>).

Pour comparer les données de stations ECA&D, présentées dans le paragraphe 3.2.1, avec les données sur grille de LMDZ, chaque station a été initialement associée au point de grille continental du modèle la plus proche, par le calcul de la distance du grand cercle jusqu'au centre de maille. Dans les cas quand plusieurs stations ont été rapprochées du même point de grille la comparaison a été faite individuellement pour chaque série observée. Afin de tenir compte des différences d'élévation, nous avons ajusté les températures du modèle au niveau de station en supposant un gradient vertical moyen de température de  $-6.5$  K/km.

Pour évaluer LMDZ, nous avons également utilisé les réanalyses ERA40 (Uppala et al., 2005) du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (ECMWF, en anglais). Les données ERA40 couvrent les années 1957 à 2001 et sont disponibles à une résolution de  $1.125 \times 1.125$  degrés toutes les 6 heures. La température journalière maximale et minimale à 2 mètres et les précipitations journalières, en ont été extraites pour la période de 1970 à 1999 correspondant à la simulation de contrôle du LMDZ.

### 3.3.4 Température maximale

La figure 3.5 (partie supérieure) présente les valeurs de retour de 30 ans de la température maximale annuelle simulés par LMDZ et celles de ERA40. Le modèle produit des extrêmes plus chauds que les réanalyses sur la plupart de la région. Le paramètre de position (Fig. 3.5, partie au milieu) de distribution des maxima annuels est également plus élevé pour LMDZ que pour ERA40. Les répartitions spatiales du paramètre d'échelle (Fig. 3.5, partie inférieure) sont assez différentes pour les deux jeux de données, mais cette différence ne semble pas être responsable de la disparité des valeurs extrêmes. LMDZ, comme les réanalyses, donne des valeurs du paramètre d'échelle peu variées (de 1 à  $3^{\circ}\text{C}$  sur le continent). Cela indique une faible variabilité interannuelle des extrêmes chauds. Les distributions du paramètre de forme sont caractérisées par une forte variabilité spatiale (non montré) et sont difficiles à comparer.

L'histogramme présenté en Fig. 3.6 montre la distribution des différences entre les extrêmes chauds simulés par LMDZ et ceux observés dans les stations météorologiques. On remarque que les différences absolues dépassent fréquemment  $1^{\circ}\text{C}$ , mais elles dépassent rarement  $5^{\circ}\text{C}$ . Le poids total des valeurs positives de différence (le modèle surestime les

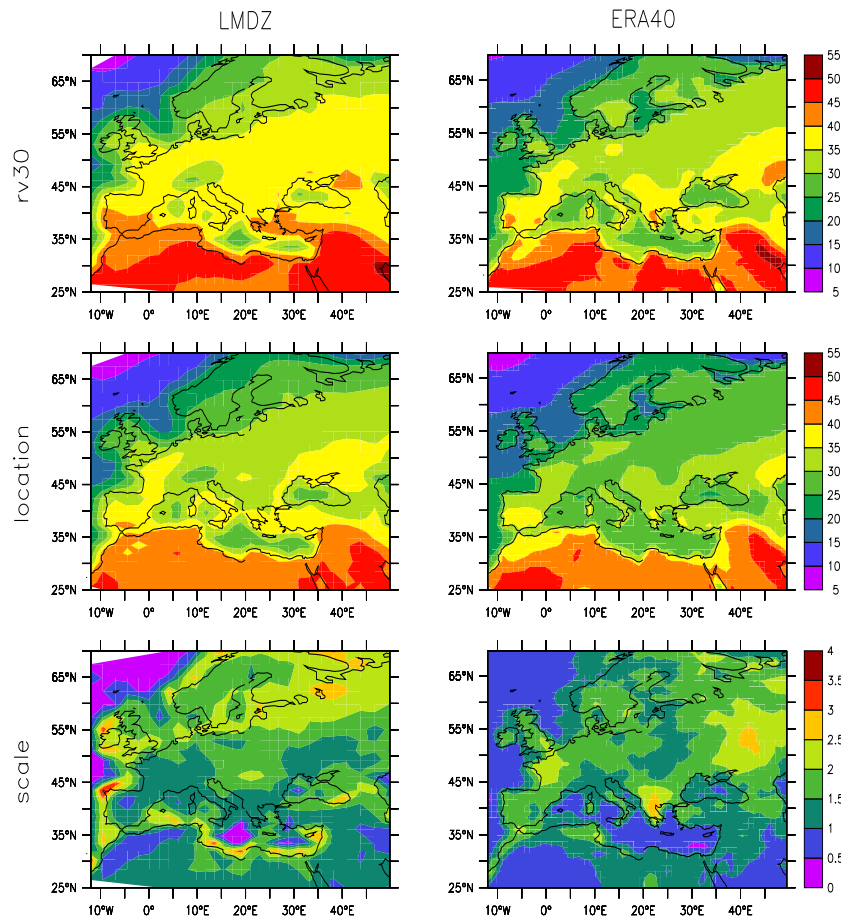


FIG. 3.5 – De haut en bas, valeurs de retour de 30 ans, paramètre de position et paramètre d'échelle de la distribution GEV de Tmax pour LMDZ (à gauche) et ERA40 (à droite). Unité °C

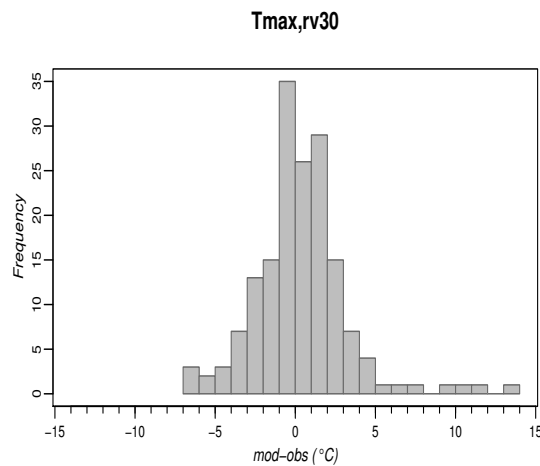


FIG. 3.6 – Histogramme des différences entre les valeurs de retour de 30 ans de Tmax estimées à partir de LMDZ et des données de stations

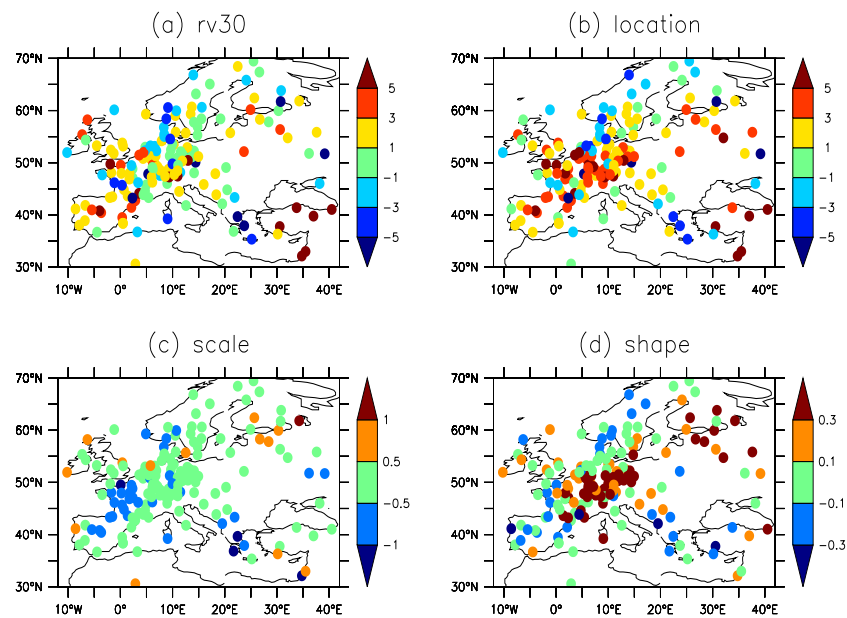


FIG. 3.7 – Différences entre (a) les valeurs de retour de 30 ans, (b) paramètres de position, (c) paramètres d'échelle ( $^{\circ}\text{C}$ ) et (d) paramètre de forme des distributions GEV de  $T_{\text{max}}$  estimées à partir de LMDZ et des données de stations

extrêmes) est légèrement plus élevé que le poids des valeurs négatives (le modèle sous-estime les extrêmes). La figure 3.7 montre les distributions géographiques de l'écart entre LMDZ et l'observation, pour les valeurs de retour de 30 ans et des trois paramètres caractérisant la fonction de probabilité GEV. La variation géographique des écarts dans les extrêmes (Fig. 3.7a) peut être principalement expliquée par les écarts dans le paramètre de positions qui montre en général une répartition spatiale similaire (Fig. 3.7b). Cependant sur l'Europe Centrale, de l'Ouest et du Nord-Est la différence entre les valeurs simulées et observées est plus importante pour le paramètre de position que pour les niveaux de retour de 30 ans. Le paramètre d'échelle, caractérisant la variabilité interannuelle des extrêmes, est plutôt bien reproduit par le modèle (Fig. 3.7c), sauf pour plusieurs points côtiers où il est surestimé et quelques régions de France et Grèce où il est nettement sous-estimé. Les grandeurs du paramètre de queue sont élevées par rapport aux observations sur l'Europe Centrale et du Nord-Est (Fig. 3.7d). Il apparaît qu'une relativement bonne représentation des valeurs de retour de 30 ans des distribution des extrêmes chauds est liée à l'effet de compensation entre le paramètre de position surestimé et soit le paramètre d'échelle sous-estimé, soit le paramètre de forme surestimé. En d'autres termes, la position totale élevée des distributions est « corrigée » par la variabilité interannuelle trop faible (des régions sur la France) ou par la queue trop légère (l'Europe Centrale et du Nord-Est).

A titre d'exemple, Figures 3.8a et 3.8b illustrent de telles « corrections » pour deux points respectivement en France et en Europe Centrale. Les écarts d'environ  $3^{\circ}\text{C}$  entre les centres des distributions observées (noire) et simulées (bleue) sont déterminés par les différences entre les paramètres des positions correspondants. Ces écarts diminuent vers les queues supérieures. Dans le premier cas, cela mène à une différence de  $0.7^{\circ}\text{C}$  entre les niveaux de retour de 30 ans et, est dû à la largeur moins importante de la distribution simulé

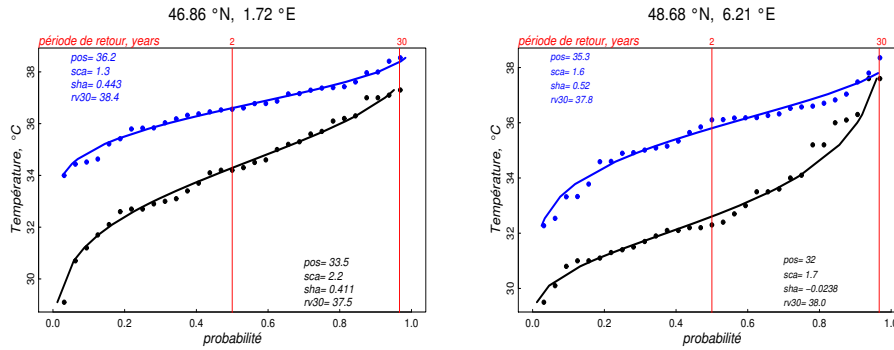


FIG. 3.8 – Distributions GEV de Tmax estimées à partir des données observées (noir) et de LMDZ (bleu) pour deux stations européenne (respectivement, à gauche et à droite)

(1.3°C pour le paramètre d'échelle simulé et 2.2°C pour celui observé). Dans le deuxième cas la différence entre les valeurs avec la période de récurrence de 30 ans devient même légèrement négative, de -0.2°C. Ceci peut être expliqué par une petite différence entre les largeurs de deux distributions (le paramètre d'échelle simulé est 0.1°C inférieur à celui observé), mais surtout par les différentes formes des queue des distributions. La queue trop « basse » de distribution bleue par rapport à la distribution noire est définie par la grandeur surestimée de son paramètre de forme (0.52 versus -0.0238).

### 3.3.5 Température minimale

La partie supérieure de la Fig. 3.9 montre la répartition géographique des extrêmes froids dans ERA40 et LMDZ. On peut observer un gradient décroissant du Sud-Ouest au Nord-Est sur le continent européen. Ce gradient est plus fort dans ERA40 que dans LMDZ. Pour l'Europe Centrale et Méridionale, les deux jeux de données présentent des grandeurs des extrêmes froids assez similaires qui varient entre 0 et -25°C.

Pour l'Europe du Nord-Est les extrêmes dans ERA40 descendent jusqu'à -45°C, tandis qu'ils atteignent environ -37°C dans LMDZ. En Afrique du Nord ERA40 donne, au contraire, des valeurs plus élevées que LMDZ. Les mêmes structures spatiales, mais un peu moins prononcées, sont aussi observables sur les paramètres de position (Fig. 3.9 partie au milieu). La variabilité interannuelle des extrêmes froids, caractérisée par le paramètre d'échelle de distribution des minima annuels, est beaucoup plus importante dans ERA40 (Fig. 3.9, partie inférieure). Dans LMDZ le paramètre d'échelle varie de 1.5 à 4°C sur le continent, alors que dans la réanalyse il peut atteindre 5-6°C sur le Nord et Nord-Est de la région. Les structures spatiales des paramètres de forme sont bruités et complexes (figure non montrée); on constate néanmoins que les valeurs produites par ERA40 sont généralement plus grandes.

La figure 3.10 montre l'histogramme des différences entre les extrêmes froids modélisés et observés (données de stations). LMDZ surestime les valeurs de retour de 30 ans pour la plupart de points (extrêmes insuffisamment froids).



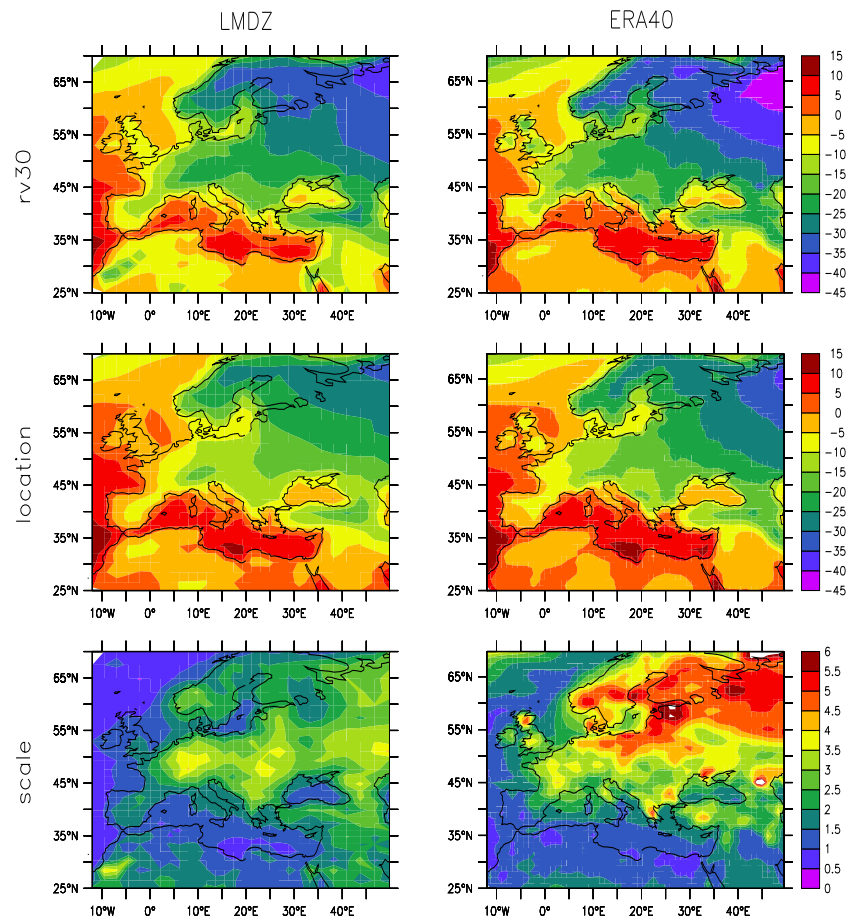


FIG. 3.9 – De haut en bas, valeurs de retour de 30 ans, paramètre de position et paramètre d'échelle de la distribution GEV de  $T_{min}$  en été pour LMDZ (à gauche) et ERA40 (à droite). Unité °C

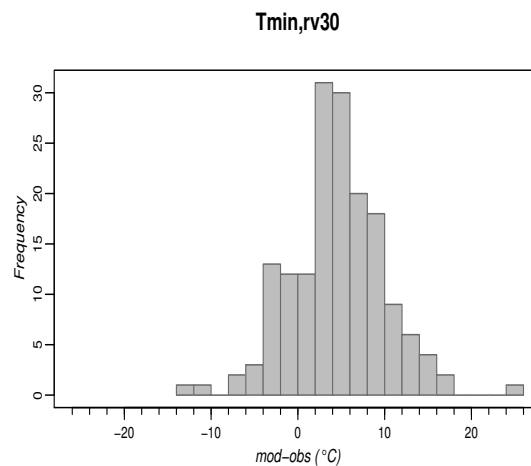


FIG. 3.10 – Histogramme des différences entre les valeurs de retour de 30 ans de  $T_{min}$  estimées à partir de LMDZ et des données de stations

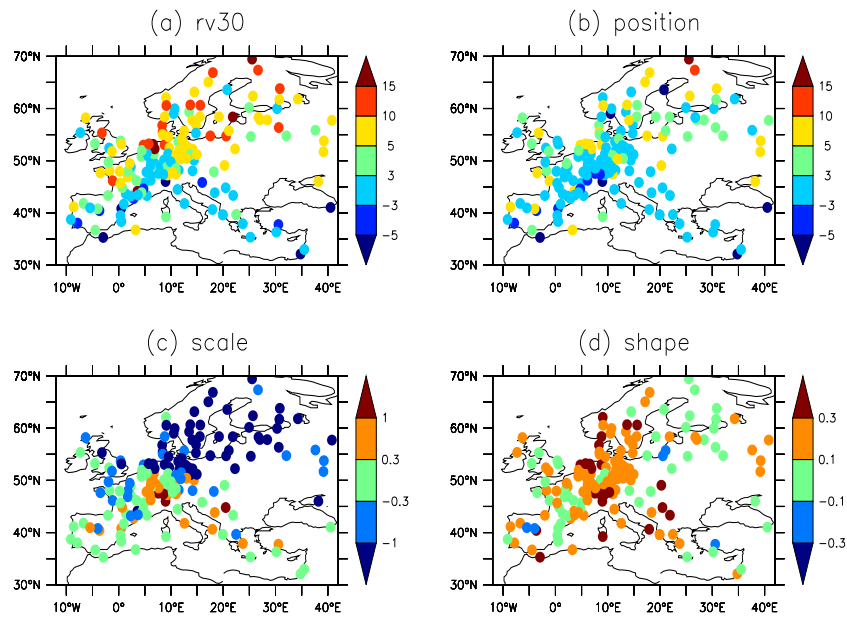


FIG. 3.11 – Différences entre (a) les valeurs de retour de 30 ans, (b) paramètres de position, (c) paramètres d'échelle ( $^{\circ}\text{C}$ ) et (d) paramètre de forme des distributions GEV de  $T_{\min}$  estimées à partir de LMDZ et des données de stations.

La figure 3.11a présente les variations géographiques de cette distribution. Les extrêmes sont trop élevés (généralement plus de  $5^{\circ}\text{C}$ ) sur l'Europe de l'Ouest, du Nord et de l'Est, alors qu'ils sont relativement bien représentés sur la plupart de l'Europe Centrale et l'Europe du Sud. La différence entre les paramètres de position simulés et observés (Fig. 3.11b) est moins importante et n'explique pas la disparité entre les températures extrêmes basses. En revanche le paramètre d'échelle est nettement sous-estimé dans le modèle sur une grande partie de l'Europe de l'Ouest et surtout sur le Nord-Est de l'Europe (Fig. 3.11c). Cela semble indiquer une faible variabilité des minima annuels dans LMDZ par rapport aux observations sur ces régions, et montre pourquoi les extrêmes simulés ne sont pas aussi froids que ceux observés. Le modèle produit un paramètre de forme surestimé sur l'Europe Centrale et l'Ouest et généralement sous-estimé sur la partie Est de la région (Fig. 3.11d).

En considérant le fort contraste entre l'Europe du nord et l'Europe du sud, nous choisissons deux points représentatifs pour examiner le comportement des fonctions de distribution respectives. Les résultats sont présentés dans les Figs. 3.12a et 3.12b. Rappelons que l'on s'intéresse maintenant aux extrêmes de la queue inférieure de la distribution. Dans le premier cas la disparité entre les valeurs de retour de 30 ans est relativement faible et correspond environ à la distance entre les centres des deux courbes. Quant au point au Nord, la différence importante entre les queues inférieures des distributions est la résultante de l'écart entre les positions totales (c'est-à-dire entre les paramètres de position) des deux courbes mais surtout de la différence dans leurs « largeurs » (c'est-à-dire de leurs paramètres d'échelle).

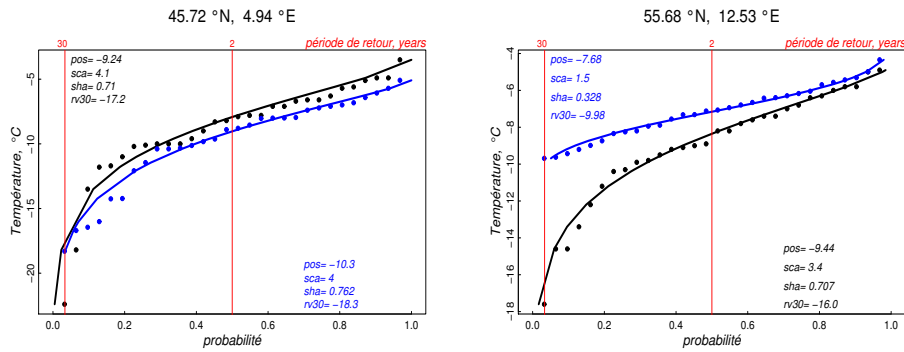


FIG. 3.12 – Distributions GEV de Tmin estimées à partir des données observées (noir) et de LMDZ (bleu) pour une stations du Sud (à gauche) et l'autre du Nord (à droite).

### 3.3.6 Précipitation

Comme il est mentionné plus haut les propriétés statistiques des précipitations sont les plus difficiles à reproduire et donc les plus incertaines dans les modèles climatiques. Cela est aussi vrai pour les réanalyses où les précipitations sont simulées par le système de prévision numérique. Zolina et al. (2004) examinent les fortes pluies dans les réanalyses et trouvent que ERA40 sous-estime considérablement les 99<sup>ème</sup> centiles de précipitations. Le tableau 3.1 illustre, à titre d'exemple, leurs résultats pour trois régions de l'Europe en hiver (DJF) ; en été la représentation des extrêmes est encore moins fiable.

	Iberian Peninsula	Central Europe	SouthEast Europe
Station	34.2	18.1	19.1
ERA40	12.6	11.5	9.3

TAB. 3.1 – 99<sup>ème</sup> centiles de précipitations hivernales (mm/jour) pour trois régions européennes estimés à partir des données de stations et de ERA40 (Extrait du Tableau 3 dans Zolina et al., 2004)

La Figure 3.13 montre les précipitations extrêmes avec une période de retour de 30 ans pour LMDZ et ERA40, pour les quatre saisons. On peut voir que les valeurs extrêmes des précipitations maximales saisonnières simulées par LMDZ sont supérieures à celles produites par les réanalyses ERA40. Cependant la comparaison avec les stations indique que généralement ces valeurs ne sont pas assez élevées pour être réalistes : les histogrammes des distributions saisonnières des différences entre les extrêmes simulés et observés (Fig. 3.14) montrent une forte sous-estimation des précipitations dans le modèle. En hiver, par rapport aux autres saisons, ces différences sont les moins importantes ; et en été elles sont les plus grandes.

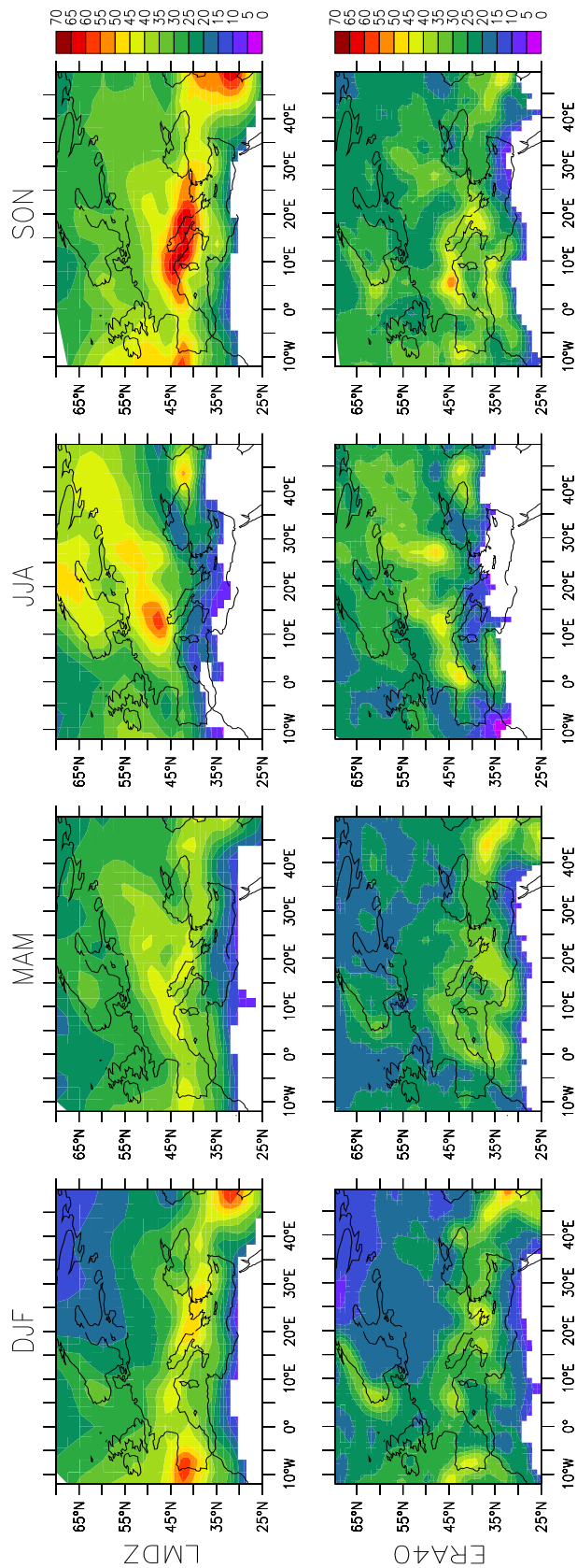


FIG. 3.13 – Valeurs de retour de 30 ans des précipitations pour LMDZ (en haut) et ERA40 (en bas). Unité mm/jour

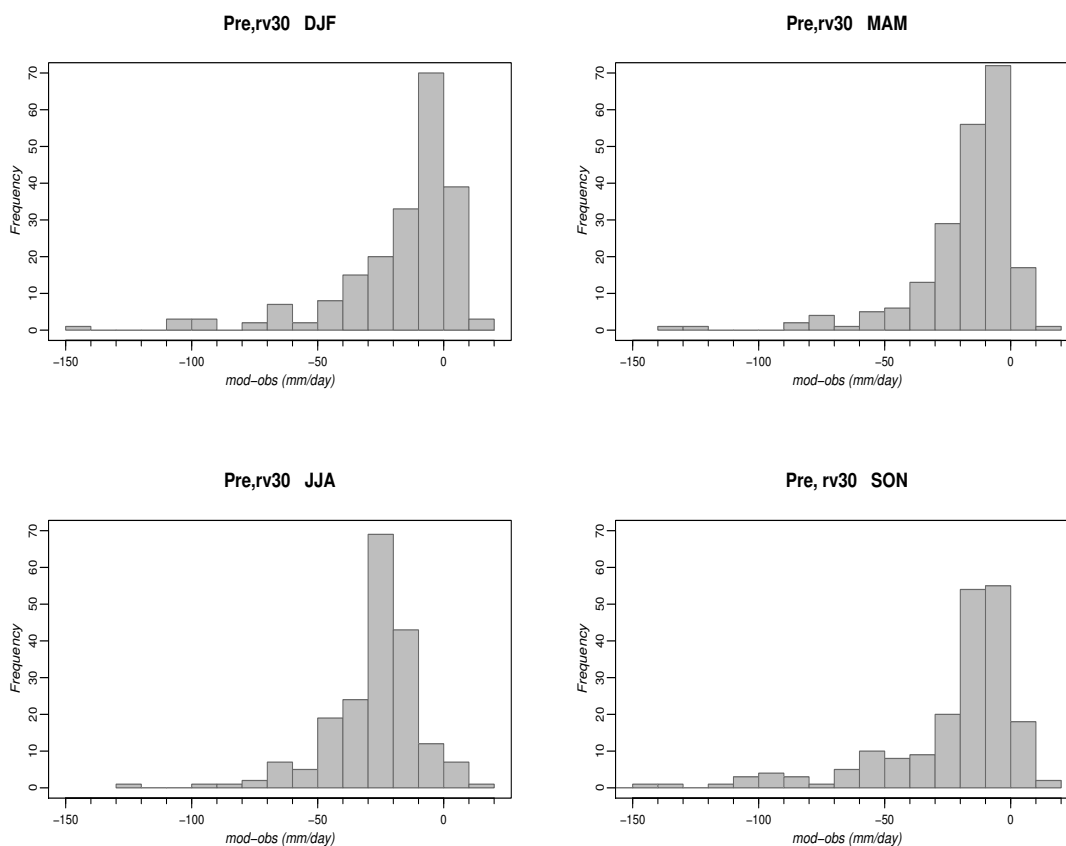


FIG. 3.14 – Histogramme des différences entre les valeurs de retour de 30 ans de précipitations estimées à partir de LMDZ et des données de stations

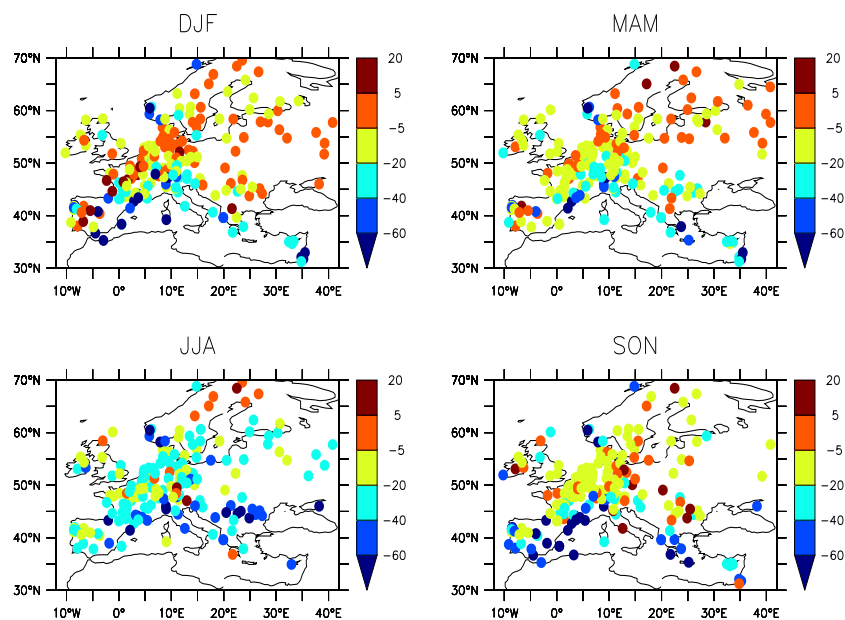


FIG. 3.15 – Différences entre les valeurs de retour de 30 ans des distributions GEV de précipitations estimées à partir de LMDZ et des données de stations

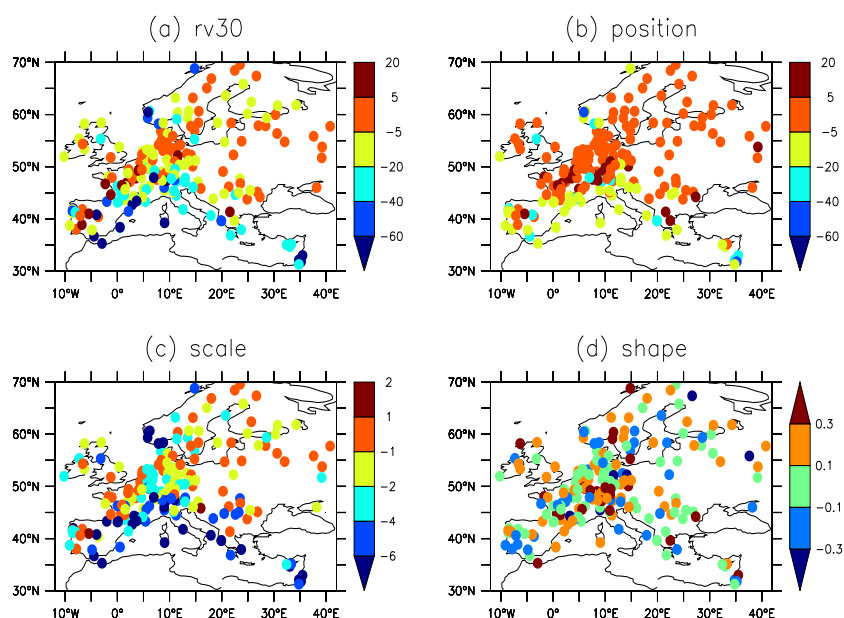


FIG. 3.16 – Différences entre (a) les valeurs de retour de 30 ans, (b) paramètres de position, (c) paramètres d'échelle ( $^{\circ}\text{C}$ ) et (d) paramètre de forme des distributions GEV de précipitations hivernales estimées à partir de LMDZ et des données de stations

Les répartitions spatiales (Fig. 3.15) des écarts présentés sur les histogrammes révèlent que pour toutes les saisons la disparité avec les observations est la plus forte sur l'Europe Méditerranéenne et sur le Sud-Ouest de la Scandinavie.

La Figure 3.16 illustre qu'en hiver le paramètre de position est également sous-estimé par LMDZ mais mieux représenté que les niveaux de retour de 30 ans. Le paramètre d'échelle, et donc la variabilité interannuelle, est considérablement moins importante dans le modèle que dans les observations, surtout sur l'Europe Méditerranéenne et sur le Sud-Ouest de la Scandinavie. La différence entre les paramètres de forme simulés et observés ne révèle pas de structure spatiale évidente : les valeurs positives et négatives de ces différences sont réparties régulièrement sur la région. Ces résultats sont également vrais pour les autres saisons (non montré). Ainsi la disparité importante entre les extrêmes de précipitations simulés et observés est liée à la sous-estimation des paramètres de position et surtout d'échelle des distributions des maxima saisonniers.

### 3.3.7 Paramètre de queue

Au cours de la validation du modèle LMDZ présentée ci-dessus le paramètre de forme n'est pas apparu comme une source majeure des incertitudes sur la représentation des extrêmes. La contribution des deux autres paramètres semble être beaucoup plus importante, du moins en ce qui concerne les valeurs extrêmes avec une période de retour modérée de 30 ans. Cependant le comportement asymptotique des extrêmes est défini par le paramètre de forme.

En raison des incertitudes importantes liées à son estimation et sa variabilité spatiale extrêmement forte, nous avons décidé d'examiner globalement sur la région seulement le signe du paramètre de forme. Rappelons que ce paramètre reflète le poids des extrêmes

dans la distribution d'une variable. Une valeur positive du paramètre de forme indique une distribution bornée, c'est-à-dire que les extrêmes n'ont pas de rôle important. Une valeur nulle signifie relativement peu d'extrêmes alors qu'une valeur négative implique un plus grand nombre d'extrêmes.

Le tableau 3.2 présente le pourcentage des points où le paramètre de forme des distributions des maxima ou minima simulés et observés est négatif. Plusieurs études montrent que les distributions des extrêmes de température ont généralement la queue bornée (Katz, 2002, Parey et al., 2007). Notre analyse confirme cette conclusion pour les maxima de température maximale observée. Il est intéressant cependant de constater qu'environ un tiers des données de stations de température minimale est caractérisé par des distributions des minima annuels à queue lourde (le paramètre de forme est négatif). Ces points se trouvent, en majeure partie, sur la France et la Suisse. Les 4% des points de LMDZ avec un paramètre de forme négatif sont également concentrés sur la France et la Suisse.

Tmax		Tmin		Pre,DJ F		Pre,MAM		Pre,JJA		Pre,SON	
lmdz	eca	lmdz	eca	lmdz	eca	lmdz	eca	lmdz	eca	lmdz	eca
1	3	4	27	29	50	65	67	89	68	57	60

TAB. 3.2 – Pourcentage des points où le paramètre de forme des distributions GEV de variables climatiques est négatif. Lmdz denote les données du modèle, eca - données observées de stations

Pour les distributions des extrêmes de précipitations on trouve souvent un paramètre de forme négatif dans beaucoup de régions du monde (par exemple, l'étude de Katz, 2002 ; Koutsoyiannis, 2004). Notre analyse des observations confirme ce résultat. Plus de la moitié des distributions observées de pluies extrêmes est caractérisée par une queue lourde. Le modèle a également une tendance à produire des distributions de précipitations à queue lourde, bien qu'il sous-estime le pourcentage de points avec le paramètre de forme négatif en hiver et les surestime en été.

A la fin de ce paragraphe nous voudrions encore une fois rappeler que l'estimation du paramètre de forme est entachée de grandes incertitudes, surtout pour les échantillons de petite taille comme ceux considéré ici.

### 3.4 Synthèse

L'objectif de ce chapitre était d'étudier, avec l'aide de la EVT, les particularités des extrêmes du climat actuel et de tester la capacité du modèle LMDZ à les reproduire. Tout d'abord, nous avons montré, en se basant sur le test d'ajustement, que les distributions annuelles ou saisonnières des maxima/minima des températures maximale et minimale et des précipitations sont généralement compatibles avec la loi GEV sur la région de l'Europe et de la Méditerranée. La seule exception concerne l'Afrique du Nord qui se caractérise par extrêmement peu de pluies, où la EVT ne peut pas être employé (du moins selon la réanalyse et le modèle).

L'analyse de données des observations nous a permis d'évaluer la climatologie des événements extrêmes, en particulier par rapport à la climatologie moyenne.

Une forte relation linéaire a été établie entre les températures extrêmes et moyennes. Elle peut être expliquée par la queue bornée de distribution des extrêmes de température qui ne permet pas aux valeurs élevées de s'éloigner beaucoup du centre de distribution. Ainsi les valeurs moyennes de température sur la région Européenne peuvent être utilisées comme un indicateur des valeurs extrêmes.

Un lien entre les moyennes et les extrêmes, mais beaucoup moins prononcé, a été également détecté pour les précipitations en hiver et au printemps. La variation géographique très importante trouvée pour les précipitations intenses souligne la nécessité d'utiliser un modèle régional à résolution fine pour étudier l'évolution des extrêmes.

La validation du modèle LMDZ a démontré sa capacité à reproduire certains aspects des extrêmes. En particulier, le signe du paramètre de forme qui définit le type de queue de distribution est généralement bien représenté. Les principaux résultats de la validation peuvent être résumés comme suit :

- Les valeurs de retour de 30 ans de température maximale sont généralement réalistes. Cependant le comportement des extrêmes chauds n'est pas parfait dans le modèle, en particulier le paramètre de position est généralement surestimé. Une représentation réaliste des valeurs de retour semble être liée à l'effet de compensation : la position élevée des distributions GEV est "contrebalancée" par une faible variabilité interannuelle des extrêmes (paramètre d'échelle) ou par leur poids total insuffisant (paramètre de forme).
- Les extrêmes froids sont relativement bien présentés dans le Sud de l'Europe. Au Nord ils sont sous-estimés à cause de la variabilité interannuelle très faible des minima annuels.
- Les valeurs de retour de 30 ans des précipitations maximales saisonnières ne sont pas suffisamment importantes dans le LMDZ. Le modèle sous-estime la position totale des distributions correspondantes, mais surtout la variabilité interannuelle des maxima pluviométrique de saison. Les extrêmes de précipitation sont les moins réalistes en été et sur l'Europe Méditerranée.

Ainsi LMDZ se caractérise par les incertitudes « typiques » des modèles climatiques sur les événements extrêmes (par exemple Déqué, 2007 ; Kharin et al., 2005 ; Frei et al., 2003). Au même titre que d'autres modèles, il peut être utilisé pour des études de l'évolution des extrêmes.



# Chapitre 4

## Evolution des températures et des précipitations extrêmes

### 4.1 Introduction

Dans ce chapitre nous allons étudier l'évolution des extrêmes climatiques. Notre objectif principal est d'évaluer l'impact du réchauffement global sur le régime des températures et des précipitations extrêmes. Le chapitre est constitué essentiellement de l'article de Goubanova, K. et Li, L. « Extremes in temperature and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations » publié dans *Global and Planetary Change*. Cet article est consacré à l'estimation des changements possibles des événements extrêmes sous l'hypothèse de scénario d'émission A2 du GIEC. En analysant deux périodes futures (milieu et fin du 21<sup>ème</sup> siècle) et trois scénarios globaux nous évoquons des questions liées respectivement à la linéarité de réponse des extrêmes aux émissions de gaz à effet de serre et aux incertitudes sur les projections du climat du 21<sup>ème</sup> siècle.

Nous souhaitons également savoir si le renforcement récent des événements extrêmes observé sur l'Europe peut être considéré comme signe précurseur d'une tendance climatique générale liée à l'effet de serre. Ainsi, dans un premier temps, avant la présentation de l'article, nous donnerons un aperçu des études précédentes consacrées à l'évolution des extrêmes au cours du 20<sup>ème</sup> siècle. Bien que ces études ne fassent généralement pas appel à la EVT et définissent les extrêmes à partir de la fonction de distribution empirique, elles donnent une idée globale de l'évolution des événements extrêmes depuis au moins 50 ans. Cela nous permettra d'évaluer la correspondance entre la tendance des changements observés et le caractère des changements estimés à partir des simulations du climat futur.

### 4.2 Changement des événements extrêmes observés en 20<sup>ème</sup> siècle

Le troisième rapport du GIEC (IPCC, 2001) a mis en évidence qu'un climat plus chaud conduit très probablement à un accroissement de la fréquence et/ou l'intensité de certains types d'événement extrêmes. Depuis, un nombre considérable d'auteurs ont étudié le problème de l'évolution des extrêmes. Comme il était mentionné plus haut, ces

études examinent généralement différents indices des extrêmes, dérivés des distributions empiriques des variables climatiques considérées.

Frich et al. (2002) analysent les changements relatifs des indices des extrêmes de température et de précipitation d'un ensemble des données couvrant tout le globe pour la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. Sur la plupart de l'Europe, ils détectent une diminution du nombre de jours de gel, un accroissement des vagues de chaleurs et une augmentation de la fraction des précipitations totales au-dessus du 95<sup>ème</sup> percentile. Alexander et al. (2006) actualisent cette étude en ajoutant plus de données et en étendant l'analyse à tout le siècle. Ils confirment que tous les indices de température globale montre un réchauffement. Pour l'Europe, comme pour tout l'hémisphère nord, une augmentation particulièrement prononcée de la température minimale caractérise la période 1979-2003. Les indices de précipitation indiquent généralement une tendance vers des conditions plus humides. Groisman et al. (2005) ciblent leurs efforts sur les précipitations observées partout dans le monde pendant la période du 1950 au 2000. Sur l'Europe du Nord ces auteurs détectent une augmentation de la fréquence des pluies intenses de 60% pour l'été (la saison avec les pluies les plus fortes) et de 40% pour toute l'année.

Klein Tank et Können (2003) examinent les séries de température et de précipitation journalières de plus de 100 stations européennes couvrant la période 1946-99. Ils trouvent un réchauffement « asymétrique » des queues froides et chaudes de distribution de température pour deux périodes consécutives : 1946-75 et 1976-99. Une diminution de la variabilité de température est détectée pour la période de 1946-75 et un accroissement correspondant est attribué à la période de 1976-99. Ils confirment que cette dernière période est un épisode du réchauffement bien marqué pour lequel l'augmentation de nombre annuel des extrêmes chauds est deux fois plus élevée que la diminution respective dans les extrêmes froids. Tous les indices de précipitation, moyennés sur l'Europe, augmentent pendant la période 1946-1999, mais la cohérence spatiale des tendances est basse. Moberg et al. (2006) estiment les tendances des indices des extrêmes en Europe au cours du 20<sup>ème</sup> siècle. Ils constatent une croissance de température plus forte en hiver qu'en été, et mentionnent des différences régionales du réchauffement. La tendance moyenne des précipitations (totales et extrêmes) est positive en hiver et légèrement négative en été. Les pluies estivales deviennent un peu plus intenses mais moins fréquentes.

De nombreuses études portant sur les extrêmes climatiques se sont focalisées sur des régions particulières en Europe. A titre d'exemple, nous en mentionnons quelques-unes. Alpert et al. (2002) examinent les données de 256 stations couvrant les cinquante dernières années sur toute la région méditerranéenne. Ils détectent d'une part une tendance négative dans les précipitations totales qui est associée à une diminution du nombre des jours pluvieux et une augmentation de la durée des périodes de sécheresse, et d'autre part une tendance positive dans l'intensité des précipitations extrêmes. Brunetti et al. (2004) confirment ces résultats pour les stations météorologiques en Italie disponibles depuis la fin du 19<sup>ème</sup> siècle. Hundsdoerfer and Bárdossy (2005) analysent les données des stations situées sur le côté allemand du bassin du Rhin pour la période du 1958 au 2001. Ils trouvent une augmentation des températures maximales et minimales journalières avec les amplitudes de changement indiquant la tendance saisonnière. Les extrêmes froids augmentent plus rapidement que les extrêmes chauds. Les précipitations extrêmes montrent

un accroissement de l'intensité et de la fréquence pour toutes les saisons, sauf l'été où la tendance est inversée. Moberg and Jones (2005) étudient les tendances dans des indices des extrêmes « modérés » sur l'Europe centrale et d'ouest pour le 20<sup>ème</sup> siècle. Ils révèlent une caractéristique remarquable pour les précipitation en hiver : alors que les pluies augmentent pour la plupart des stations en termes de moyenne et de extrêmes « modérés », la durée d'épisodes de sécheresse (dry spell) augmentent aussi. La tendance de réchauffement domine pour les deux queues extrêmes des distributions de température maximale et minimale, en été et en hiver. La plus grande augmentation est observée pour la queue froide de température minimale en deuxième moitié du siècle. En été, le refroidissement dans la queue froide de température maximale, conjointement au réchauffement dans la queue chaude, implique un élargissement de la distribution de la température maximale journalière. Kostopoulou and Jones (2005) pour leur part se focalisent sur l'est de Méditerranée pendant la période 1958-2000. Ils trouvent, entre autres, une augmentation de précipitation intense au centre de la Méditerranée (Italie) et une tendance opposée sur les Balkans.

Plusieurs articles évaluent les aspects différents de la vague de chaleur européenne de 2003. Prenant en considération les incertitudes de la reconstruction de température, Luterbacher et al. (2004) montrent qu'il est très probable que l'été de 2003 était le plus chaud depuis les dernières 1500 années. Beniston (2004) examine les caractéristiques statistiques de ce phénomène pour Bâle (Suisse) et signale qu'elle annonce les conditions que les modèles régionaux projettent pour la saison estivale de la fin de ce siècle. Schär et al. (2004) montrent que la vague de chaleur de 2003 peut être due au changement de la variabilité de distribution de température car le simple changement de la moyenne n'explique pas la probabilité d'occurrence d'un tel événement.

L'une des quelques études considérant les extrêmes observées dans le cadre de la EVT est celle de Nogaj et al. (2006). Afin d'estimer de tendances à long terme des paramètres de distribution des valeurs extrêmes, les auteurs appliquent la notion de non-stationnarité aux séries de température des réanalyses NCEP. Leurs résultats montrent que la fréquence des extrêmes chauds croît sur une majeure partie de l'Europe, alors que leur force ne varie pas aussi systématiquement. A part quelques zones au-dessus de la Scandinavie, les caractéristiques des extrêmes froids hivernaux présentent des tendances décroissantes ou non-significatives.

## **4.3 Changements futurs des extrêmes : Article publié dans *Global and Planetary Change***

### **4.3.1 Résumé de l'article**

Après une introduction résumant les motivations de l'étude, le modèle de circulation générale LMDZ et les simulations utilisées sont présentés. La version 4.0 de LMDZ avec un zoom local sur la Méditerranée est employée pour régionaliser l'impact potentiel des changements climatiques sur les événements extrêmes.

Le changement du régime des extrêmes de températures minimale annuelle et maximale annuelle, ainsi que des extrêmes de précipitation maximale saisonnière sont exa-

minés sous l'hypothèse d'émission GIEC-A2. Trois périodes ont été simulées : la fin du 20<sup>ème</sup> siècle, le milieu et la fin du 21<sup>ème</sup> siècle, la première consacrée au climat de contrôle et les deux dernières au climat du futur. Les conditions aux limites ont été extraites des sorties de trois modèles climatiques couplés : celui de l'IPSL, du CNRM et du GFDL. Ces trois scénarios globaux sont utilisés pour évaluer les incertitudes sur l'évolution du climat futur liées à l'utilisation des différentes conditions aux limites. Les événements extrêmes sont exprimés en termes de niveaux de retour estimés à partir des distributions généralisées des valeurs extrêmes (GEV) . Les changements des distributions correspondantes sont analysés afin d'élucider la nature des changements des extrêmes.

Il existe généralement une bonne concordance entre les résultats de trois scénarios globaux. La réponse des extrêmes à l'augmentation des gaz à effet de serre à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle est cohérente avec celle au milieu du siècle. On observe un réchauffement maximal au nord-est de l'Europe pour la température minimale et au sud du continent pour la température maximale. En moyenne, l'accroissement des extrêmes froids est plus grande que celui des extrêmes chauds. Les changements des températures extrêmes sont associés au déplacement de la position de leur distribution et, pour les extrêmes froids, au changement de leur variabilité interannuelle, mesurée par le paramètre d'échelle. Les changements des précipitations moyennes diminuent significativement sur la Méditerranée et l'Europe du Sud en hiver, printemps et été. Les précipitations extrêmes augmentent sur toute la région pour toutes les saisons sauf l'été. Ces changements sont essentiellement associés aux changements de l'échelle de distribution des valeurs extrêmes, mais aussi aux changements de la position et même de la forme de distribution. En résumé, nos résultats suggèrent que le bassin Méditerranéen subira un climat plus chaud avec moins de précipitation totale, mais plus d'événements de précipitations extrêmes.

## Article

# Extremes in temperature and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations

K. Goubanova\*, L. Li

*Laboratoire de Météorologie Dynamique, LMD/IPSL/CNRS/UPMC, Paris, France*

Available online 29 December 2006

## Abstract

A variable-grid atmospheric general circulation model, the LMDZ, with a local zoom over the Mediterranean is used to investigate potential future changes in climate extremes around the Mediterranean basin. Changes in extremes of annual minimum and maximum temperature, winter and summer 24-h maximum precipitation are discussed under the IPCC-A2 emission scenario. Three time slices of 30 years are chosen to represent respectively the end of the 20th century, the middle and the end of the 21st century. The boundary conditions were taken from the outputs of three global coupled climate models : from the Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) and Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL). These three global scenarios were used to estimate uncertainties associated with climate models. Extreme events are expressed in terms of return values, estimated from a Generalized Extreme Value distribution fitted to annual or seasonal extremes. The changes in distribution of extremes are analyzed to elucidate the nature of the change in extremes. Magnitudes and main spatial patterns of the changes in extremes show a quite good consistency among three global scenarios. Comparison between changes in the middle and at the end of the 21st century does not reveal any remarkable discontinuity in future climate evolution. The maximum of warming occurs over Northeastern Europe for annual minimum temperature and over South Europe for annual maximum temperature. Averaged over the region, increase in cold extremes exceeds that in warm extremes. Changes in temperature extremes are mostly associated with shift of whole distribution (location parameter change) and in addition, for cold extremes, with changes in inter-annual variability, measured by the scale parameter. Mean precipitation changes are characterized by strong reduction belt over the Mediterranean and South Europe in winter, spring and summer. Precipitation extremes increase in all seasons except summer. These changes are predominantly associated with changes in the scale, but also with changes in the position and shape of the distribution. In general terms, it is suggested that the Mediterranean basin will experience a warmer climate with less total precipitation but more intense precipitation events.

*Keywords* : climate change ; climate extremes ; mediterranean basin ; generalized extreme value distribution

### **4.3.2 Introduction**

The Mediterranean basin is particularly vulnerable to present and future climate variability and climate change. Due to its unique geographic location, this region is a transition zone between the very hot and dry African climate regime in the South and the mild and humid European climate in the North, having hence large climate variations. It is characterized by winter rains and summer droughts. The strong difference between the wet winters and the dry summer is caused by the seasonal alternation of the dominance of cyclonic storms in winter and subtropical high pressure cells over adjacent ocean causing dry conditions in summer.

There is a general agreement that impacts of climate changes on society and ecosystem are likely to result rather from changes in climate variability and extremes than from changes in mean climate (Kunkel et al., 1999). The recent extreme events over the Mediterranean basin (flooding in Algeria in November 2001 ; European summer heatwave in 2003 ; 2004 winter coldwave in Turkey ; heavy snow in Balkan in 2005) pose us the question whether the climate in this region is becoming more variable and more extreme. Along last decades, the climate extremes changes registered in the Mediterranean basin consist in an increase in heavy precipitations and a raise of extreme temperatures. Frich et al.(2002) reported a relative increase in the duration of heat waves and a relative decrease in the number of frost days during the second half of the 20th century over most of the Mediterranean basin. Klein Tank and Können (2003) found that pronounced warming between 1976 and 1999 is primarily associated with increase in warm extremes rather than with a decrease in cold extremes and that in wet areas the changes in extreme precipitation are disproportionately larger than relative changes in the total amount. Alpert (2002) analysed Mediterranean station records for the period 1951-1995 and showed an increase of daily rainfall together with a decrease in the mean values. A number of previous studies of future climate (Sánchez et al., 2004, Palutikof and Holt, 2004, Giorgi et al, 2004b, Gao et al., 2006 ) revealed significant changes in extremes over the Mediterranean.

Global ocean-atmosphere coupled models are certainly the best tool that we have to make future climate scenario projections. Due to their coarse spatial resolution, they can be hardly used in impact-oriented studies for which a downscaling procedure is necessary. A widely used approach to do it is to use a high-resolution limited-area model nested into the global models. This approach allows implementation of much detailed physical parameterizations in regional climate models (RCM) to ensure a better simulation of local weather and climate events. Another existing approach is based on the use of variable grid (zoomed) general circulation models (GCM) with closer resolution for the study region. This provides an improved downscaling of information from large scale to regional scale, but the maximum resolution is currently strongly limited, due to either computing capacity or physical parameterizations implemented in such GCMs.

Most of the recent research programmes on climate variability and change over Europe (STARDEX, <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/> ; MICE, <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/mice/> ; PRUDENCE, Christensen et al., 2002) and related studies include only partially the Mediterranean basin as the southmost part of their considered domain. Due to the marginal effects, simulated climates over the Mediterranean basin are often biased by the prescription of the boundary conditions. This decreases largely the validity of such studies on the Mediterranean climate.

In this paper we estimate future changes of temperature and precipitation in the Me-

diterranean basin by using a variable resolution GCM with a stretched grid. The main objective of our study is to document simulated changes of extremes around the Mediterranean basin for both temperature and precipitation. Extremes are expressed in terms of return values derived from a Generalized Extreme Value (GEV) distribution. We analyse changes in the distribution parameters to understand the nature of changes in extremes and the changes in variability of the climate variables. The middle and the end of the 21st century were analyzed to determine whether the response of climate variables to global warming is monotone during the 21st century or the primary warming can further induce abrupt changes. We address the issue of uncertainties by performing three scenarios from three different global coupled GCMs.

Section 2 presents the used model and the performed climate change experiments. Section 3 describes the methodology for estimating extreme values and significance of their changes in future climate. The temperature and precipitation extreme changes are examined in Section 4. This section also discusses the distribution parameters changes. Conclusions are summarized in Section 5.

### **4.3.3 Model and simulations**

The model used to evaluate the Mediterranean climate change behaviours is the LMDZ-Mediterranean, a global variable-grid atmospheric GCM with zoom over the Mediterranean Sea. The effective resolution of the model is about  $150 \times 150 \text{ km}^2$ . In this study, the version 4.0 of LMDZ is used. It is derived from the standard version described in Sadourny and Laval (1984). A brief presentation of the current physical parameterization is in Li (1999). The convection schema has been changed, since then, to that developed by Emanuel (1991).

The LMDZ-Mediterranean employs, as lower boundary conditions and driving forcing, the sea-surface temperature (SST), sea-ice extension and greenhouse-gas concentrations to make regionally-oriented simulations. Unlike the nesting approach that needs to incorporate a regional model into a large-scale global model, our approach with a variable-grid GCM is operating in a standalone manner. For the control simulation (referred to as LMDZ/CTRL, hereafter) dedicated to reproduce the current climate, the observed climatological conditions from 1979 to 1999 are used. For future climate evolution, we use outputs from three global coupled climate models run in the Institut Pierre-Simon Laplace, IPSL (Dufresne et al., 2002), Centre National de Recherches Météorologiques, CNRM (Gibelin and Déqué, 2003) and Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL (Delworth et al, 2002). Simulations with outputs of these global models will be referred to as LMDZ/IPSL, LMDZ/CNRM and LMDZ/GFDL respectively. All of them give the future climate projection under the hypothesis of A2 emission scenario (IPCC, 2001). The three global models are state-of-the-art ocean-atmosphere coupled models. Their dispersion comes mainly from differences in their physics and the parameterization of physical processes. This will permit us to assess uncertainty related to the physics of global climate models. This uncertainty is currently believed to represent half of the total uncertainty in future projection of global climate, the other half being related to the emission scenarios of green-house gases (IPCC, 2001). Furthermore we use here a regionally-oriented model to refine the climate projection at regional scale, this may introduce another uncertainty, but we can not evaluate this uncertainty since only one model is used.

Simulation	Period	Boundary conditions
exp00	1970/1999	Observed SST and sea-ice
exp101	2030/2059	A2 scenario from IPSL
exp102		CNRM
exp103		GFDL
exp03	2070/2099	A2 scenario from IPSL
exp04		CNRM
exp05		GFDL

TAB. 4.1 – List of simulations conducted with LMDZ-Mediterranean for different periods and with different boundary conditions.

To make the results from the three global scenarios easily comparable, we have adopted the approach of "anomalies" in constructing the boundary conditions to be used in LMDZ-Mediterranean, i.e., we calculated firstly the differences of forcing variables (SST and sea ice extension) between the future state and the present-day state of the global models. We then added such anomalies to observed values of current climate. In such a manner, we need to produce only one control simulation for all scenarios. We select two future periods for our study, one is the average conditions from 2070 to 2099 (the middle is the year 2085) which is intended to represent the end of the 21st century, another is from 2030 to 2059 (the middle is the year 2045) which is to represent the middle of the 21st century. A list of LMDZ experiments analyzed in this work is shown in Table 4.1.

### 4.3.4 Methodology

One commonly-used method to describe extreme climate events is to use some high quantiles for the annual or seasonal empirical distribution of examined climate variable. But high quantiles are much affected by sampling uncertainties. Furthermore it is usually required to estimate the probability of events that are more extreme than any that have been observed. Using a theoretic distribution function to fit a sample of extremes is therefore a more appropriate way to describe rare events. In our study we apply the Generalized Extreme Value (GEV) distribution, as described in Zwiers and Kharin (1998) and Kharin and Zwiers (2000).

The GEV distribution is very largely used in meteorology and hydrology to describe extreme values. The theoretical background for this approach is the extremal limit theorem (Fisher and Tippett, 1928) saying that the maximum or minimum of a sample asymptotically follow a GEV distribution that combines the three possible extreme value distribution predicted by large sample theory, i.e. the Gumbel, Fréchet and Weibull distributions (see Coles, 2001 for a more detailed description on the related statistical theory). The cumulative distribution function of the GEV is given by :

$$F(x) = \begin{cases} \exp(-[-1 - k(x - \xi)/\alpha]^{1/k}), & k < 0, & x > \xi + \alpha/k \\ \exp(-\exp[-(x - \xi)/\alpha]), & k = 0 \\ \exp(-[-1 - k(x - \xi)/\alpha]^{1/k}), & k > 0, & x < \xi + \alpha/k, \end{cases}$$



where  $\xi$  is location parameter representing the overall position of the distribution,  $\alpha$  is a scale parameter, that characterizes the spread of the distribution and  $k$  is the shape parameter determining type of extreme value distribution. The special case of the GEV distribution with  $k=0$  defines the Gumbel distribution, which is a limiting distribution of extremes drawn from many standard distributions, including the normal and exponential distributions. The Weibull distribution ( $k>0$ ) has bounded upper tail. The Fréchet distribution ( $k<0$ ) is heavy-tailed, that is, the upper tail of its probability density function converges to 0 at a slower rate than that of the other two distributions.

There are two most commonly used methods to estimate the distribution parameters : maximum likelihood estimators and L-moments. Because of their computational simplicity and good performance for small samples we employed the method of L-moments (Hosking, 1990, 1992) following the procedure outlined by Zwiers and Kharin (1998). Extremes will be expressed in terms of return values. The return value associated with the desired period  $T$  is given by inverting the fitted GEV distribution :

$$X_T = \begin{cases} \hat{\xi} + \hat{\alpha}(1 - [-\ln(1 - 1/T)]^{\hat{k}}) / \hat{k}, & \hat{k} \neq 0 \\ \hat{\xi} - \hat{\alpha} \ln[-\ln(1 - 1/T)], & \hat{k} = 0 \end{cases}$$

This is the threshold that is expected to be exceeded once every  $T$  years.

To examine the feasibility of the GEV distribution to simulated extremes the standard Kolmogorov-Smirnov test was applied. The idea of this goodness-of-fit test is simply to find the maximum difference between empiric and theoretic cumulative distribution functions :

$$D = \max_{-\infty < x < \infty} |F(x) - G_N(x)|,$$

where  $F(x)$  is the fitted distribution function and  $G_N(x)$  the empirical distribution function estimated from the sample. When this maximum exceeds a certain value the null hypothesis that the extremes are drawn from the fitting function is rejected. Since the location, scale, and shape parameters are estimated from the data, this critical value should not be obtained from statistical tables (Durbin, 1976). Consistent estimate of the critical value can be found by the parametric bootstrap procedure (Babu and Rao, 2004). We generated 1000 samples of the same size as modelling series of extremes from each fitted GEV distribution. The 95th quantile of  $\{D_i\}_{i=1}^{1000}$  derived from resulting family was employed as the critical value for the rejection of the null hypothesis that the simulated sample of extremes descends from the GEV distribution at the 5% significant level. Table 4.2 shows the percentage of grid points where the null hypothesis that the samples of temperature and precipitation extremes in control run are drawn from the GEV distribution is rejected at the 5% significance level. The GEV distribution fits the temperature extremes much better than the precipitation ones. In Fig. 4.1 the spread of the grid points where the null hypothesis is rejected is shown for annual maximum temperature, annual minimum temperatures and precipitation in winter and summer seasons. In spring and autumn the spread for the precipitation is similar to those in winter. In the case of the temperature the "bad" points are randomly scattered whereas the rejecting of the null hypothesis that the seasonal precipitation extremes originate from the GEV distribution takes place mainly over the area with too small rainfalls (the most of annual maximums are zero, and the assumption of data independence of the extremal limit theorem is not fulfilled). It is worthy

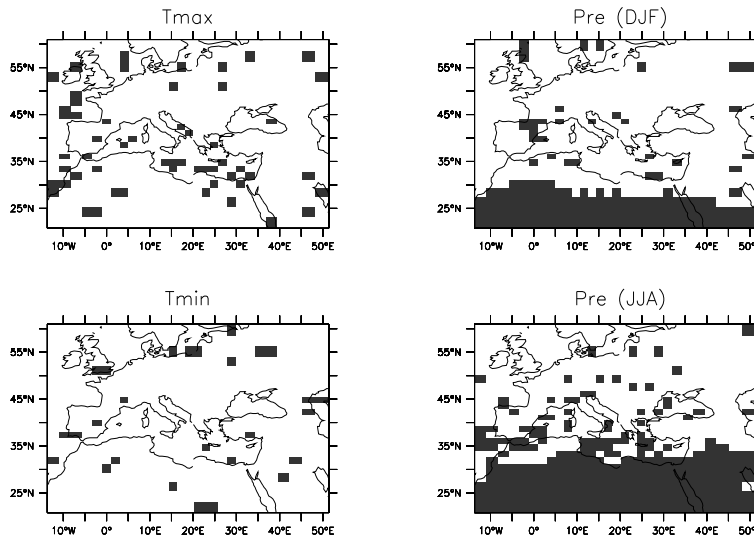


FIG. 4.1 – Kolmogorov-Smirnov test for GEV distribution fitted to samples of extremes in control run. Shading indicates areas where the null hypothesis that the samples originated from GEV distribution is rejected at the 5% significance level.

to note that this area mainly expands in the future climate in summer season for all the simulations (not shown).

In the following we will present the changes in the extremes (the difference between the 30-yr return values in each future climate simulation and the control simulation) only for the grid points where the null hypothesis is not rejected. To estimate the statistic significance of these changes, the 90% confidence intervals of the present-climate return values are calculated by the parametric bootstrap procedure where 1000 samples (of size 30) are generated from the fitted GEV distribution. The 5th and 95th percentiles of the set of the return value estimates derived from each generated sample are used as lower and upper 90% confidence bounds for the return value of the initial sample. The changes in  $T$ -yr return values is said to be statistically significant when the future-climate return value do not fall in the 90% confidence intervals of the present-climate return value, that corresponds to a 10% statistical significance level. The significance of changes in location,

	LMDZ/Control	$\Delta\overline{2045}$	$\Delta\overline{2085}$
Tmax	4.5	8.1	7.9
Tmin	7.9	5.1	7.4
Pre DJF	19.3	20.1	19.8
JJA	36.1	41.6	44.0
MAM	22.7	22.5	24.6
SON	21.8	22.2	22.6

TAB. 4.2 – Percentage of grid points where the null hypothesis (the samples of extremes in control run are drawn from the GEV distribution) is rejected at the 5% significance level. Results are averaged over the three global scenarios and for all the simulations, control and two future periods.

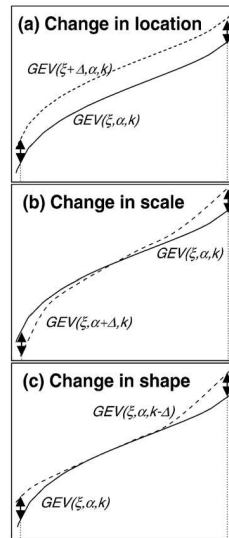


FIG. 4.2 – Schematic diagram representing how changes in parameters of GEV distribution can affect changes in extremes at both ends of the distribution function.

scale and shape parameters is defined in the same manner. Table 4.3 shows the percentage of area where the difference between the control and future return values is significant in the sense described above. We will again refer to this table in next section.

We used the GEV distribution parameter changes to better understand the nature of changes in extremes and estimate the modification of their distribution function. Figure 4.2 presents a schematic diagram depicting how changes in parameters modify distribution function, implicating changes in the extremes values. The solid curve represents the GEV cumulative distribution function of a climate variable. Dashed curves indicate the same function when one of the three distribution parameter changed. The corresponding changes in extreme values at both ends of curves are indicated by the arrows. Changes in location parameter (Fig. 4.2a) lead to a simple shift of the distribution and suggest change of the mean value. Scale parameter (Fig. 4.2b), being a measure of variability, "stretch" and "shrink" the distribution. Shape parameter (Fig. 4.2c) determines the heaviness of the tail of the distribution.

		$\Delta\overline{2045}$				$\Delta\overline{2085}$			
		rv30	$\xi$	$\alpha$	$k$	rv30	$\xi$	$\alpha$	$k$
Tmax		74.4	92.4	28.4	24.9	94	99.3	31.5	28.2
Tmin		75.4	84	25.2	23.1	99.1	99.7	25.8	30
Pre	DJF	34.8	35.7	32.9	22.3	49.5	56.6	42.6	26
	JJA	31.4	41.3	32.9	24.8	32.4	52.1	34.5	28.1
	MAM	27.4	31.6	25	21.9	31.4	49.7	34.1	28.1
	SON	34	31.7	30	23.8	44	47.4	37.7	25.5

TAB. 4.3 – Percentage of grid points where the changes in return values and in GEV distribution parameters are statistically significant at the 10% significance level. Results are the ensemble average for the three global scenarios.

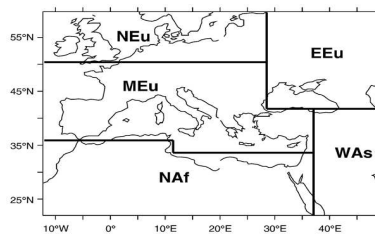


FIG. 4.3 – Definition of subregions.

To display maps of future change of seasonal precipitation extremes that show a great deal of spatial noise we apply the procedure of spatial smoothing similar to that used in Kharin and Zwiers (2000). The GEV distribution parameters for each grid box are estimated from L-moments weight-averaged over 9 (3x3) adjacent grid boxes. Given the variable model grid, the average is calculated with weights defined by each grid box area. This smoothing procedure implicitly makes assumption that precipitation extremes at a given grid box have statistical characteristics similar to those of extremes at the nearest neighbours. Although the smoothing procedure has certain effect on the regional-scale structure, it allows to estimate the character of the spatial distribution of precipitation extremes.

### 4.3.5 Results

The most disastrous effects of climate extreme events in a region are often related to unusual temperature values or precipitation amounts over different temporal scales. Therefore we estimated the changes in means and extremes (expressed as 30-year return values) of the annual-minimum-temperature, annual-maximum-temperatures and seasonal precipitation in 2039-2059 and in 2070-2099 relative to 1970-1999 for the three global scenarios. We identified the seasons as December-February (DJF), March-May (MAM), June-August (JJA) and September-November (SON). In order to better describe the spatial features of the estimated changes the region was then divided into 5 subregions named NEu (Northern Europe), EEu (Eastern Europe), MEu (Mediterranean/Europe), NAF (Northern Africa), and WAs (Western Asia) as outlined in Fig. 4.3. Since we dealt with a variable grid model we calculated the subregion averages with weights equal to the grid box area divided by the total area of the subregion. Further we estimated changes of the GEV distribution parameters and calculated the spatial correlation between these changes and changes in return values to better understand the nature of variation in extremes.

#### Temperature

Changes for the annual-maximum-temperature are characterized by a high degree of consistency among the three global scenarios, between the middle and the end of the 21st century, as well as between extreme and mean values (Fig. ??, Table 4.4). Mean annual-maximum-temperature increases, on average over the region, by 1.5°C in 2030/2059 and by 3.2°C in 2070/2099 and have the greatest magnitudes over southern Europe. Changes in the extremes, expressed as 30-yr return value, are slightly larger (1.6°C in 2030/2059

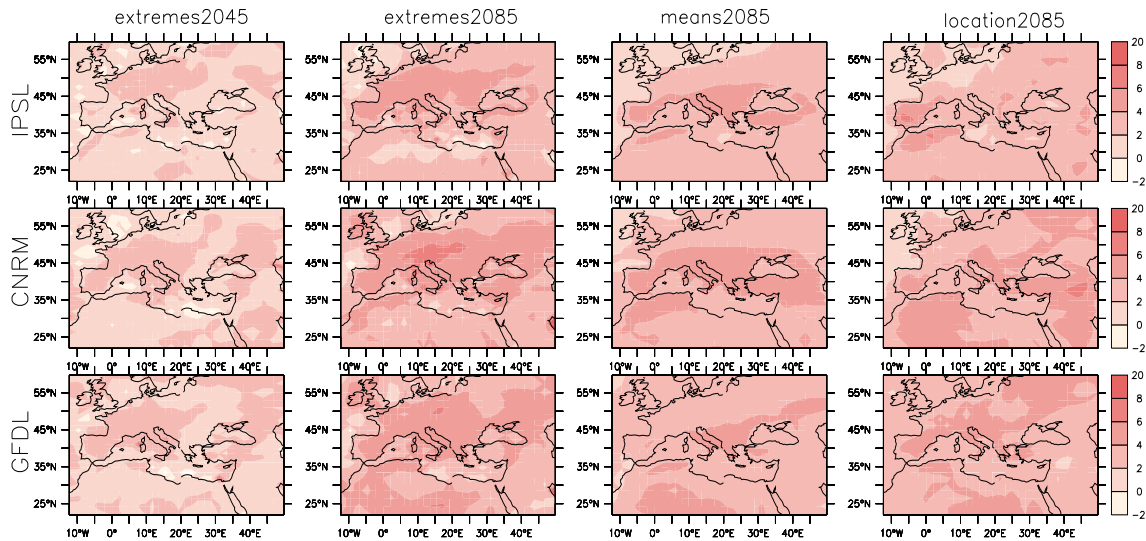


FIG. 4.4 – Future changes of the annual-maximum-temperature simulated by LMDZ with A2 emission scenario with the three global climate scenarios (IPSL, CNRM and GFDL respectively from top to bottom) relative to 1970/1999 : 30-yr return values in 2030/2059, 30-yr return values in 2070/2099, mean values in 2070/2099 and changes in location parameter of the GEV distribution in 2070/2099 respectively from left to right. Units are °C.

		$\Delta 2045$			$\Delta 2085$			
		LMDZ/Control	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
NEu	Mean	21.6	1.1	1	1.6	2.1	2.5	3.1
	rv30	33.4	1.7	1.1	1.8	2.8	3.8	4
EEu	mean	27.4	1.5	1.5	1.8	3.2	3.7	3.5
	rv30	37.1	1.5	2.2	2	3.7	4.7	4.2
MEu	mean	26.9	1.6	1.9	1.7	3.4	4.1	3.4
	rv30	36.8	1.4	2	2	3.7	4.3	4
NAf	mean	36.6	1.5	1.7	1.6	2.9	3.7	3.6
	rv30	44.6	1.3	1.3	1.6	2.7	3.3	3.9
WAs	mean	35.4	1.6	2	1.6	3.3	4	3
	rv30	43.6	1.4	2	1.4	2.6	3.9	3.2

TAB. 4.4 – Changes in mean values (°C) and in 30-yr return values (°C) for the annual-maximum-temperature, and for 5 sub-regions as indicated in Fig. 4.3. Under the label LMDZ/CTRL are given the parameters themselves for the control simulation.

	$\Delta\overline{2045}$			$\Delta\overline{2085}$		
	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
$(\Delta r_{p30}, \Delta \xi)$	<b>0.14</b>	<b>0.16</b>	<b>0.15</b>	<b>0.3</b>	<b>0.24</b>	<b>0.34</b>
$(\Delta r_{p30}, \Delta \alpha)$	0.01	0.07	0.08	0.01	-0.03	0.04
$(\Delta r_{p30}, \Delta k)$	0.03	-0.03	0.01	0.01	-0.02	0.05

TAB. 4.5 – Spatial correlation coefficients between changes in extreme (30-yr return values) and changes in distribution parameters for the annual-maximum-temperature. The values significant at the 5% significance level are emphasized in bold.

and by 3.4°C in 2070/2099), with a small shift of the maximum to Central Europe. Three global scenarios produce similar features for the changes in the location parameter (Fig. 4.4, right column). The scale and shape parameter changes are noisy and have a large dispersion (not shown). Changes in extremes are weakly associated with changes in the location parameter, as shown in Table 4.5.

Figure 4.5 and Table 4.6 present the annual-minimum-temperature changes. In general all three global scenarios give similar results revealing increase everywhere with the greatest magnitudes of the warming over Eastern and Northern Europe. Changes are more pronounced in 2070/2099 than in 2030/2059, but have the same spatial features. Changes in extreme agree well with changes in mean but have greater absolute magnitudes (2.4°C versus 1.5°C in the middle of the century and 4.5°C versus 3.3°C at the end of the century, averaged over the region).

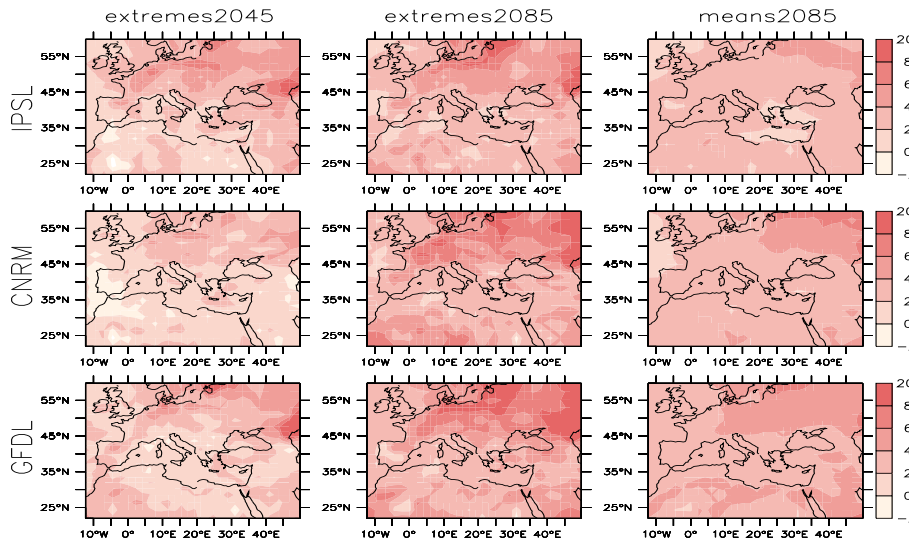


FIG. 4.5 – Future changes of the annual-minimum-temperature simulated by LMDZ with A2 emission scenario with the three global climate scenarios (IPSL, CNRM and GFDL respectively from top to bottom) relative to 1970/1999 : 30-yr return values in 2030/2059 (left panel), 30-yr return values in 2070/2099 (middle panel) and mean values in 2070/2099 (right panel). Units are °C.

		$\Delta\overline{2045}$			$\Delta\overline{2085}$			
		LMDZ/Control	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
NEu	Mean	1.6	1.8	1.2	1.9	2.8	3.1	3.8
	rv30	-12.4	4	2.4	3.1	4.8	5.1	5.8
EEu	Mean	-0.7	2.1	1.1	1.8	3	4	4.1
	rv30	18.4	4.8	2.2	4.2	5.2	6.3	7.3
MEu	Mean	6.7	1.2	0.6	1.5	2.3	2.6	3.2
	rv30	-5.3	2.2	1.2	1.6	2.9	3.5	3.6
NAf	Mean	7.9	1.2	0.8	1.8	2.5	3	3.7
	rv30	-2.9	1.4	0.9	2	3	3.9	3.7
WAs	Mean	3.4	1.9	1	1.9	3.1	3.4	4
	rv30	-11.4	3.1	0.7	1.9	3.4	3.7	4.4

TAB. 4.6 – Same as in Table 4.4, but for annual minimum temperature ( $^{\circ}\text{C}$ )

We can see that changes in extremes are only a little larger than changes in means for annual-maximum temperature and considerably exceed changes in means for annual minimum temperature. We can further observe that, averaged for the whole domain, changes in means of annual-maximum and annual-minimum temperature have similar magnitudes (this is true for the absolute values of the changes presented in Tables 4.4 and 4.6, as well as for these values expressed as percentage relative to the control climate values). However, the increase in mean maximum temperature is greater than that in mean minimum temperature over the Mediterranean and Southern Europe and the inverse is found over North and East Europe. Changes in cold extremes exceed respective changes in warm

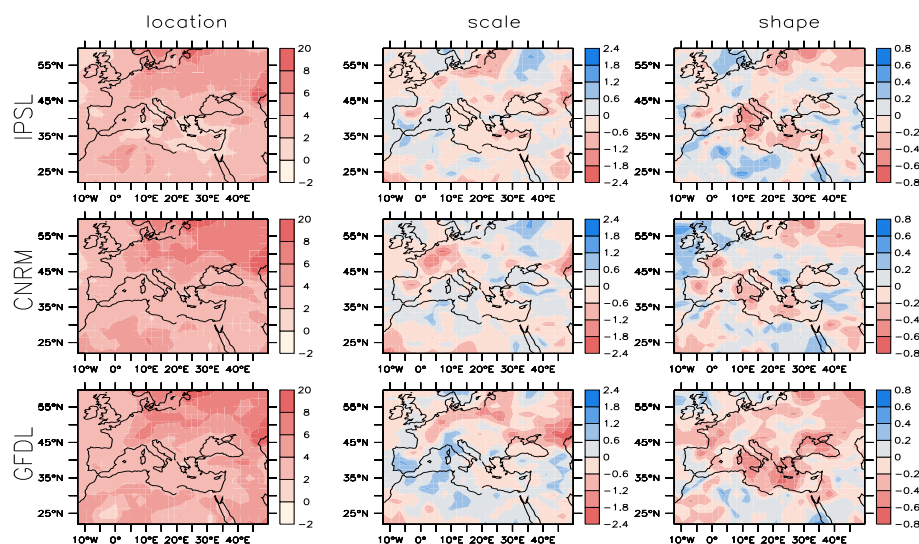


FIG. 4.6 – Changes in location (left panel), scale (middle panel) and shape (right panel) parameters of the GEV distribution of annual-minimum temperature simulated by LMDZ with A2 emission scenario with the three global climate scenarios (IPSL, CNRM and GFDL respectively from top to bottom) in 2070/2099 relative to 1970/1999.

extremes all over the region, except the Mediterranean and Southern Europe. Figure 4.6 shows changes in the location, scale and shape parameters of the GEV distribution for the annual-minimum-temperature in 2070/2099. Magnitudes and spatial features of changes in location parameter that defines the position of distribution are similar to those of changes in extremes. Changes in the scale and shape parameters are noisier and have greater dispersion among the three global scenarios. However all the scenarios suggest noticeable decrease of the scale parameter, which is a measure of inter-annual variability, over the areas where large increase in extremes is found (northwestern coast of Europe and the region north from the Caspian Sea). An increase in mean value of annual-minimum-temperature and a simultaneous decrease in its inter-annual variability result in the largest increase of the cold extremes. It is worth to note that this feature is even more pronounced in 2030/2059 (not shown). Previous studies (McGuffie et al., 1999 ; Meehl et al., 2000 ; Kharin and Zwiers, 2005) found that the largest changes in minimum temperature occur over world land areas where snow retreat, exposing a lower albedo surface which accelerates in turn warming at the surface. Our results seems to confirm this explanation and suggest further the greatest decrease of the variability of annual cold extremes takes place in such areas that are snow-covered in some years and snow-free in other years in control climate but almost snow- free in future climate.

Table 4.7 presents spatial correlation between the changes in extremes of annual minimum temperature and changes in the GEV distribution parameters. Changes in extremes are strongly correlated with changes in location parameters for the two periods and changes in scale parameter in the middle of the century. There is a moderate correlation between changes in extremes and changes in scale parameter at the end of the century. Correlation between changes in extremes and changes in shape parameter is weak but also statistically significant.

Percentage of grid points where the changes in warm and cold annual extremes are significant at 10% significance level averaged over the three global scenarios is shown in Table 4.3. The most significant changes are found for the location parameter. The changes in extreme temperature are significant almost everywhere at the end of the century.

	$\Delta 2045$			$\Delta 2085$		
	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
$(\Delta r_{p30}, \Delta \xi)$	0.85	0.67	0.88	0.84	0.9	0.88
$(\Delta r_{p30}, \Delta \alpha)$	-0.82	-0.83	-0.72	-0.61	-0.5	-0.75
$(\Delta r_{p30}, \Delta k)$	-0.28	-0.3	-0.33	-0.25	-0.31	-0.24

TAB. 4.7 – Same as in Table 4.5, but for the annual-minimum-temperature. All the values are statistically significant at the 5% significance level.

### Precipitation

Mean precipitation changes in 2030/2059 and 2070/2099 are presented in Figs.4.7 and 4.8, respectively. The patterns of the changes show a quite good degree of consistency among the three global scenarios within each season, except the intermediate season of



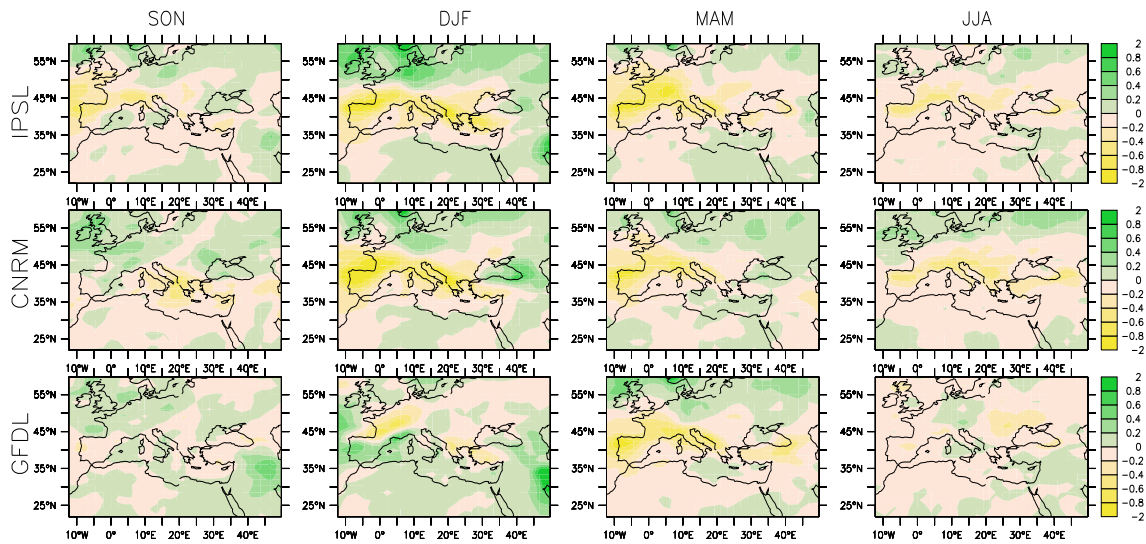


FIG. 4.7 – Future changes in mean precipitation in 2030/2059 relative to 1970/1999 simulated by LMDZ with A2 emission scenario with the three global climate scenarios (IPSL, CNRM and GFDL respectively from top to bottom). Units are mm/day.

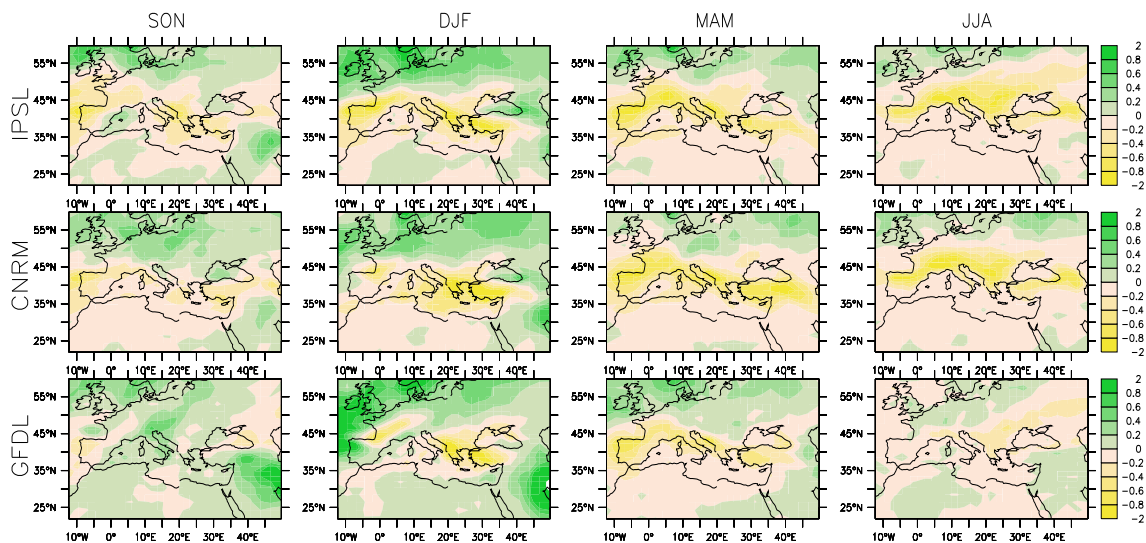


FIG. 4.8 – Same as in Fig.4.7, but for 2070/2099 relative to 1970/1999.

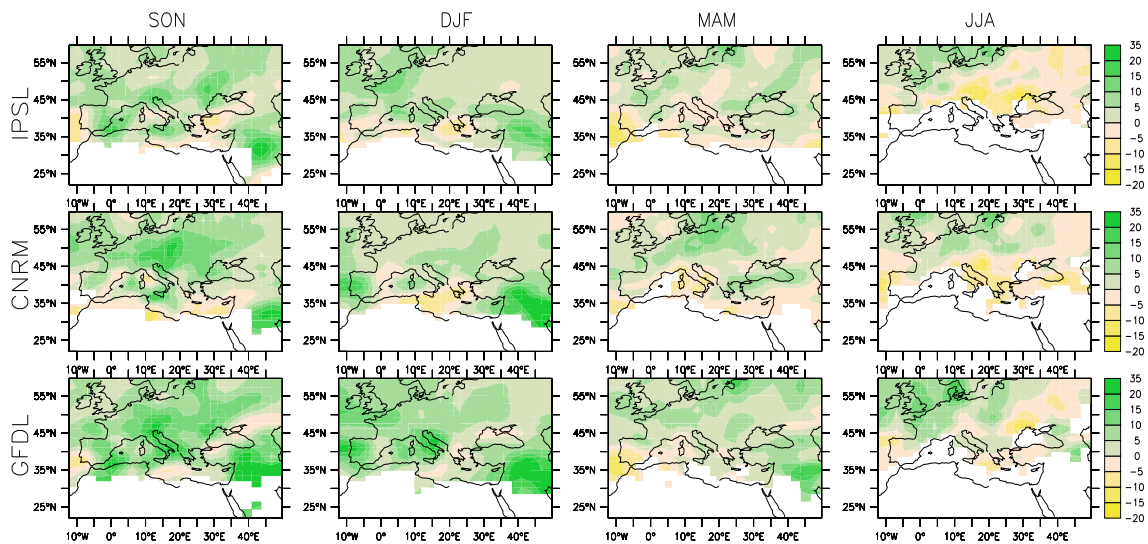


FIG. 4.9 – Future changes of 30-yr return values of extreme precipitation in 2070/ 2099 relative to 1970/1999 simulated by LMDZ with A2 emission scenario with the three global climate scenarios (IPSL, CNRM and GFDL respectively from top to bot tom). Units are mm/day.

autumn. Spatial features of the mean precipitation changes at the end of the century are similar to those in the middle of the century but have greater magnitudes. Mean changes are characterized by a strong reduction belt (up to -2 mm/day in 2070/2099) over the Mediterranean and South Europe for the DJF, JJA and MAM seasons (Figs. 4.7, 4.8, Tables 4.8,4.9,4.10). There is a small zone of increase over North Europe in summer and a large one for other seasons over the North of our domain and central Europe with the greatest magnitudes (up to 2 mm/day in 2070/2099) in winter.

Spatial patterns of extreme precipitation changes in 2039-2050 are similar to those in 2070/2099 in winter and autumn, but less pronounced (Table 4.8, 4.11). In spring and summer there is a lower consistency between two future periods (Table 4.10, 4.9) as well as there is no good consistency among the three global scenarios in the middle of the century. This does not necessarily imply discontinuities in evolution of extreme precipitation. This seems to indicate that one needs a longer time period to have a reliable response for precipitation extremes than for mean precipitation or temperature, especially for seasons when regional effects and influences are large. Figure 4.9 presents changes in 2070/2099, showing main feature similar for three global scenarios. Extremes of precipitation generally increase all over the region in DJF, MAM and SON (Table 4.8, 4.10, 4.11). The most (in term of absolute values) considerable changes occur in autumn, the season of most intense precipitation over the region. The winter extreme precipitation is characterized by an important increase over the areas where mean precipitation decreases, except in Greece with decreasing extremes. Increase of intense precipitation in spite of decrease in mean values over the Mediterranean was found by many previous studies (Alpert et al. 2002 ; Giorgi et al., 2004, Sanchez et al., 2004).

		$\Delta\overline{2045}$				$\Delta\overline{2085}$		
		LMDZ/Control	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
NEu	Mean	3.0	0.4	0.1	-0.0	0.5	0.4	0.5
	rv30	25.8	2.7	2.5	3.4	5.4	3.4	7.4
EEu	Mean	2.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.1	-0.0
	rv30	26.3	1.1	1.6	1.3	3.0	4.2	3.6
MEu	Mean	2.4	-0.3	-0.4	0.0	-0.3	-0.3	-0.1
	rv30	37.0	2.4	0.2	5.2	3.0	3.0	8.2
NAf	Mean	0.1	-0.0	-0.0	0.0	-0.0	-0.0	0.0
WAs	Mean	1.5	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.5
	rv30	35.6	5.7	5.7	8.6	9.0	17.7	17.0

TAB. 4.8 – Same as in Table 4.4, but for winter precipitation(mm/day)

		$\Delta\overline{2045}$				$\Delta\overline{2085}$		
		LMDZ/Control	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
NEu	Mean	1.2	0.0	0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0
	rv30	38.4	1.0	3.8	1.7	2.9	4.9	7.9
EEu	Mean	0.7	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1
	rv30	27.8	0.5	-0.5	-0.6	-4.2	-1.9	-0.3
MEu	Mean	0.7	-0.1	-0.2	-0.1	-0.3	-0.3	-0.1
	rv30	26.4	-3.9	0.9	0.2	-0.8	-4.1	-1.1
NAf	Mean	0.0	-0.0	-0.0	-0.0	-0.0	-0.0	-0.0
WAs	Mean	0.3	-0.0	-0.1	-0.0	-0.1	-0.1	0.0

TAB. 4.9 – Same as in Table 4.4, but for summer precipitation(mm/day)

		$\Delta\overline{2045}$				$\Delta\overline{2085}$		
		LMDZ/Control	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
NEu	Mean	2.1	-0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2
	rv30	31.1	-0.3	2.0	2.1	3.1	5.6	6.0
EEu	Mean	1.4	-0.1	0.1	-0.0	-0.0	-0.1	-0.1
	rv30	30.2	2.2	1.5	3.2	3.2	2.2	3.6
MEu	Mean	1.6	-0.3	-0.2	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3
	rv30	33.2	0.4	1.0	-0.3	0.0	0.5	1.2
NAf	Mean	0.1	-0.0	-0.0	-0.0	-0.0	-0.0	-0.0
WAs	Mean	1.2	-0.0	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	0.0
	rv30	29.8	4.6	5.1	0.6	3.5	2.2	10.8

TAB. 4.10 – Same as in Table 4.4, but for spring precipitation(mm/day)

		$\Delta\overline{2045}$			$\Delta\overline{2085}$			
		LMDZ/Control	LMDZ/	LMDZ/	LMDZ/	LMDZ/	LMDZ/	
			IPSL	CNRM	GFDL	IPSL	CNRM	GFDL
NEu	Mean	2.5	0.0	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2
	rv30	35.1	0.9	2.8	2.9	3.6	9.1	7.4
EEu	Mean	1.1	0.0	0.1	-0.0	-0;0	0.1	-0.1
	rv30	33.3	1.5	5.1	1.8	4.6	5.2	6.0
MEu	Mean	1.6	-0.1	-0.1	-0.0	-0.2	-0.1	0.1
	rv30	43.5	2.4	1.2	3.3	4.4	5.1	8.6
NAf	Mean	0.1	-0.0	-0.0	0.0	-0.0	-0.0	0.0
WAs	Mean	0.8	0.0	-0.1	0.2	0.1	-0.0	0.4
	rv30	40.9	7.7	5.7	8.0	8.3	10.1	22.1

TAB. 4.11 – Same as in Table 4.4, but for autumn precipitation(mm/day)

These results suggest that precipitation events are rarer in future than at present but characterized by larger daily amounts. Giorgi et al. (2004) and Rodwell et al., (1999) associate the decrease in mean precipitation over southern Europe with a more frequent anticyclonic circulation in this region in future climate. Increasing of heavy precipitation events in the global warming context is suggested to be due to the increased atmospheric water vapour and warmer air (IPCC, 2001). Meehl et al. (2005) found that in northern Europe the increase of precipitation intensity is also enhanced by advective effects associated with changes in atmospheric circulation.

Figures 4.10 and 4.11 show changes in the parameters of GEV distribution in two seasons (JJA and SON) for intense precipitation in 2070/2099. There is a quite good consis-

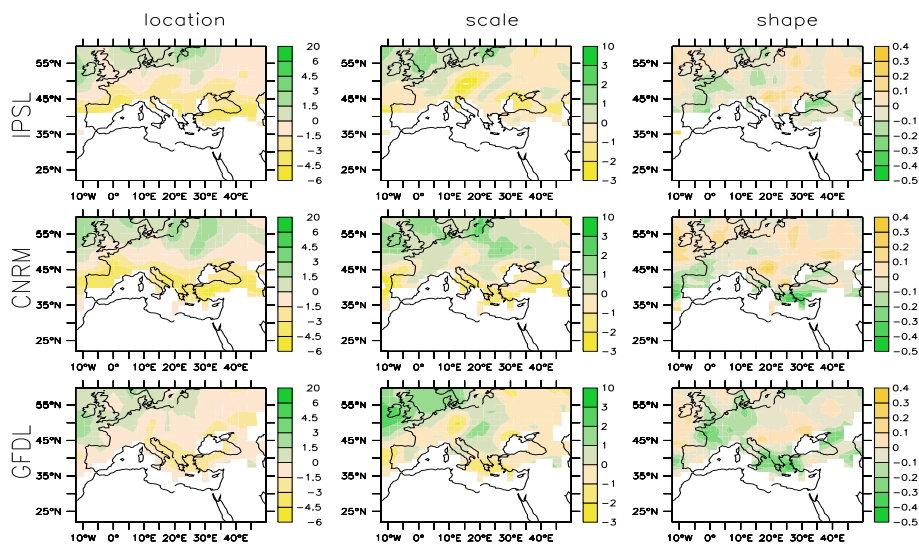


FIG. 4.10 – Changes in location (left panel), scale (middle panel) and shape (right panel) parameters of the GEV distribution of summer precipitation extremes simulated by LMDZ with A2 emission scenario with the three global climate scenarios(IPSL, CNRM and GFDL respectively from top to bottom) in 2070/2099 relative to 1970/1999.

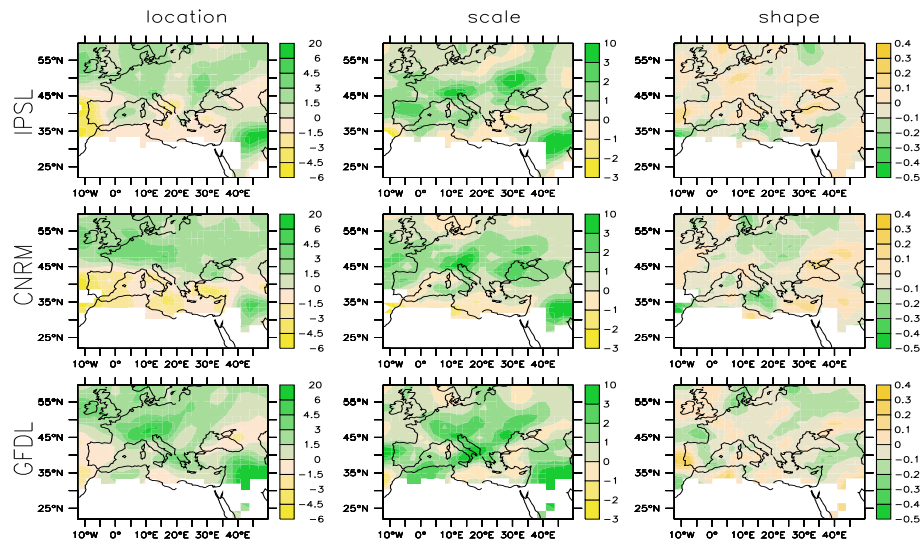


FIG. 4.11 – Same as in Fig.4.10 but for the parameters of the distribution of autumn precipitation extremes.

tency among the three global scenarios for the location and scale parameters. Shape parameter changes are noisy and have a large dispersion among the global scenarios. In summer (Fig.4.10) location parameter decreases everywhere (except Northwest cost of Europe) suggesting decrease of intense precipitation mean values. Scale parameter increases over the Northwest cost of Europe and does not show any regular pattern over the rest of the region. In autumn (Fig.4.11) and winter (not shown) location parameter increase over most of the region, except the Mediterranean for the LMDZ/IPSL and LMDZ/CNRM scenarios. In general scale parameters increase considerably all over the region in SON

		$\Delta 2045$			$\Delta 2085$		
		LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL	LMDZ/ IPSL	LMDZ/ CNRM	LMDZ/ GFDL
Pre DJF	$(\Delta rp30, \Delta \xi)$	0.31	0.28	0.46	0.34	0.42	0.44
	$(\Delta rp30, \Delta \alpha)$	0.51	0.44	0.56	0.44	0.63	0.66
	$(\Delta rp30, \Delta k)$	-0.49	-0.54	-0.46	-0.55	-0.43	-0.43
Pre JJA	$(\Delta rp30, \Delta \xi)$	0.25	0.35	0.3	0.36	0.35	0.3
	$(\Delta rp30, \Delta \alpha)$	0.5	0.55	0.52	0.58	0.58	0.53
	$(\Delta rp30, \Delta k)$	-0.55	-0.56	-0.59	-0.49	-0.33	-0.52
Pre MAM	$(\Delta rp30, \Delta \xi)$	0.33	0.31	0.36	0.38	0.38	0.41
	$(\Delta rp30, \Delta \alpha)$	0.34	0.42	0.5	0.48	0.54	0.49
	$(\Delta rp30, \Delta k)$	-0.67	-0.62	0.61	-0.55	-0.54	-0.57
Pre SON	$(\Delta rp30, \Delta \xi)$	0.14	0.3	0.14	0.31	0.35	0.44
	$(\Delta rp30, \Delta \alpha)$	0.54	0.56	0.49	0.53	0.55	0.6
	$(\Delta rp30, \Delta k)$	-0.57	-0.59	-0.59	-0.51	-0.51	-0.48

TAB. 4.12 – Same as in Table 4.5 or Table 4.7, but for precipitation. All the values are statistically significant at the 5% significance level.

(Fig.4.11)), DJF and MAM (not shown), indicating an increase in inter-annual variability of extreme precipitation.

Table 4.12 shows that changes in extreme precipitation are weakly correlated with changes in location parameter and moderately correlated with changes in scale and shape parameters for both periods in all the seasons and all the global scenarios.

Changes in 30-year return values are most significant in winter and summer at the end of 21st century, but even in these cases the percentage of grid points where changes are significant at the 10% significance level do not exceeds 50% (Table 4.3). As for temperature the changes in the location parameter are somewhat more significant.

### **4.3.6 Summary**

In this paper we analyzed potential future changes of the extreme temperature and precipitation around the Mediterranean region for two future period, 2030/2059 and 2070/2099, respective to the control period 1970/1999 under the A2 emission scenario. The simulations were performed with the variable-grid AGCM LMDZ with zoom over the Mediterranean. The boundary conditions were taken from three different AOGCM (IPSL, CNRM and GFDL) scenarios to estimate uncertainties associated with climate models. Generally speaking, there is a good consistency among the three global scenarios, showing that our results are robust.

Extreme events were described in terms of return values estimated from the GEV distribution of annual or seasonal extremes. We analyzed also changes in the distribution parameters to better understand the nature of the changes in extremes. The following conclusions can be drawn.

1. All the scenarios suggest increase in both annual minimum and annual maximum temperature. For the minimum temperature, the largest warming occurs over Northeast Europe and changes in extremes are a little greater than changes in means. For the maximum temperature, the largest warming is found over South Europe and changes in extremes exceed considerably changes in means. Cold extremes increase more substantially than warm extremes do all over the region, except for the Mediterranean and Southern Europe. Changes in temperature extremes are mainly due to shift of the whole distribution to warmer values. In addition changes in annual cold extremes are also associated with changes in its inter-annual variability, measured by the scale parameter.
2. Mean precipitations decrease over the Mediterranean and South Europe for the DJF, JJA and MAM seasons. Precipitation extremes, as well as the scale parameter and the interannual variability, generally increase all over the region in DJF, MAM and SON. Changes in precipitation extremes are mostly associated with changes in the scale of the distribution, but also correlated with changes in the location parameter. This result is in agreement with those of Kharin and Zwiers (2005) for global scenarios. Further, we find that precipitation extreme changes are also significantly correlated to changes in shape parameter.
3. For both temperature and precipitation, the response to a global warming is consistent for the two time periods representing the middle and the end of the 21st century. We can thus tentatively conclude that there are not abrupt changes for the Mediterranean region during the 21st century and that the changes at the end of the 21st

century are a further amplification of those in the middle of the century.

### **Acknowledgement**

Computer resources were allocated by the IDRIS, the computer centre of the CNRS. This work is supported by the National French Programme GICC. IPSL data are kindly provided by Jean-Louis Dufresne and Laurent Fairhead. Météo-France data are provided by Michel Déqué, David Salas and Jean-Francois Royer. GFDL data are obtained from : <http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/climate.html>. Comments from two anonymous reviewers are acknowledged to improve the manuscript.

### 4.3.7 Quelques remarques postérieures

L'étude de deux périodes futures nous a permis de constater une réponse monotone des événements extrêmes au réchauffement futur : les changements observés à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle sont cohérents avec ceux observés au milieu du 21<sup>ème</sup> siècle en représentant la même tendance mais renforcée. On peut néanmoins remarquer que pour la température minimale la vitesse de croissance n'est pas la même pendant la première et la deuxième moitié du siècle (Fig.4.5). De plus, les trois scénarios globaux utilisés comportent des caractéristiques de réchauffement différentes. Sur l'Europe du Nord, par exemple, les scénarios LMDZ/IPSL et LMDZ/CNRM montrent pratiquement les mêmes grandeurs des changements vers la fin du 21<sup>ème</sup> siècle : 4.8 et 5.1°C respectivement pour LMDZ/IPSL et LMDZ/CNRM (Tab.4.6 ). Cependant, LMDZ/IPSL produit un réchauffement de 4°C déjà vers le milieu du siècle, tandis que dans LMDZ/CNRM la croissance de température pour cette période n'est que 2.4°C. Ces particularités sont valables pour toute la région : l'augmentation de température minimale est plus rapide au cours de la première moitié du siècle dans LMDZ/IPSL et au cours de la deuxième moitié dans LMDZ/CNRM.

Les scénarios globaux différents ont été utilisés afin d'évaluer les incertitudes de LMDZ sur l'évolution future des extrêmes. Rappelons que ces scénarios représentent trois ensembles des conditions aux limites produites par trois modèles couplés, qui étaient forcés par les concentrations des gaz à effet de serre suivant le scénario A2 du GIEC. Il s'agit donc des incertitudes liées à l'utilisation des modèles couplés différents. Nos résultats montrent, en général, un bon accord entre les trois scénarios globaux. La dispersion qui, néanmoins, existe entre les résultats, est plutôt quantitative que qualitative. Le changement des extrêmes froids décrit ci-dessus ou l'augmentation des précipitations extrêmes hivernales et automnales plus importante dans LMDZ/GFDL que dans les deux autres scénarios (Fig.4.9) en sont des illustrations. L'explication de cette disparité doit, au moins en partie, être liée à la SST et aux fractions de glace de mer dont les variations entre les trois scénarios sont assez importantes (Fig.B.1 dans l'annexe B). En particulier, en hiver, quand le climat européen est très affecté par les conditions environnantes de surface de mer, la différence entre les résultats doit provenir dans la majeure partie des forçages différents. Cependant, l'analyse visuelle des simulations utilisées n'est pas suffisante pour établir explicitement le lien entre la différence dans les forçages et celle dans les sorties. Une étude de sensibilité doit être effectuée afin de comprendre le rôle des conditions de surface de mer dans la réponse des événements extrêmes.



## 4.4 Synthèse

L'objectif de ce chapitre était d'estimer l'impact potentiel du changement climatique sur le régime des températures et des précipitations extrêmes dans la région Europe-Méditerranée. Dans ce but, nous avons utilisé l'analyse des maxima par bloc. Les simulations du climat futur ont été effectuées avec le modèle à maille variable LMDZ sous l'hypothèse de scénario d'émission GIEC-A2.

On a pu constater qu'en ce qui concerne des incertitudes liées à l'utilisation des modèles couplés différents, LMDZ se caractérise, en général, par un signal robuste du changement climatique sur les événements extrêmes. Ce signal paraît monotone au cours du 21<sup>ème</sup> siècle : les changements dans le régime des extrêmes à la fin du siècle apparaissent comme une « simple » amplification de ceux au milieu du siècle. On peut donc conclure que le réchauffement initial observé pour la période 2030-2059 n'induit pas de changements conséquents abrupts, au moins jusqu'à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle.

Les principaux changements dans le régime des températures et précipitations extrêmes peuvent être résumés comme suit :

- Le maximum du réchauffement est observé sur l'Europe de Nord-Est pour la température minimale et sur l'Europe du Sud pour la température maximale. La croissance des extrêmes froids est plus importante que celle des extrêmes chauds ;
- Les changements des températures extrêmes sont associés à l'augmentation du paramètre de position des distributions correspondantes des valeurs extrêmes. De plus, pour les extrêmes froids, ces changements sont associés à la diminution du paramètre d'échelle mesurant la variabilité interannuelle des extrêmes ;
- Les précipitations totales décroissent sur la Méditerranée et l'Europe du Sud pour toutes les saisons sauf automne. Les extrêmes de précipitation augmentent sur toute la région en hiver, printemps et automne ;
- Les changements des précipitations extrêmes sont essentiellement liés aux changements du paramètre d'échelle, mais aussi aux modifications du paramètre de position et même du paramètre de forme.

Les modifications du régime des extrêmes détectées dans le climat futur et liées à l'effet de serre sont cohérentes avec les changements qui ont accompagné l'évolution du climat au 20<sup>ème</sup> siècle. Cette concordance suggère que les changements récents des extrêmes sont des conséquences directes du réchauffement climatique.



# Chapitre 5

## Approche dynamique : influence de la circulation atmosphérique à grande échelle

### 5.1 Introduction

Dans les chapitres précédents nous avons analysé les propriétés statistiques des températures et précipitations, actuelles et futures, sur le continent Européen et le bassin Méditerranéen. L'approche utilisée dans ce but a été basée sur la théorie des valeurs extrêmes. Or, cette approche ne fait pas la lumière sur la nature physique des événements rares. Quelles sont les conditions climatiques favorables à l'occurrence de températures et précipitations extrêmes sur l'Europe et la Méditerranée ? C'est la question principale que nous soulevons dans ce chapitre.

Pour y répondre nous allons étudier la circulation atmosphérique, qui est un élément essentiel pour déterminer le climat d'une région et ses variations aux différentes échelles temporelles.

La description de la dynamique atmosphérique sera basée sur le concept de régime de circulation (ou régime de temps). En effet, la circulation de l'atmosphère dans les régions extra-tropicales peut être caractérisée par un petit nombre d'états préférentiels, nommés régimes de temps. La variabilité climatique est ainsi interprétée comme une alternance entre ces régimes de temps.

Afin d'établir le lien entre la circulation à grande échelle et les extrêmes climatiques locaux nous allons rechercher les régimes qui favorisent les températures et précipitations extrêmes. Ce lien permettrait d'estimer le risque des événements extrêmes à partir des cartes de la circulation atmosphérique.

D'un autre côté, la possibilité de prédire le temps local en utilisant l'information de grande échelle peut être étendue au problème de prévision du climat futur, suivant une méthode alternative à l'analyse directe des variables climatiques locales simulées par les modèles climatiques. Il est généralement admis que la circulation atmosphérique à grande échelle est une des plus robustes sorties des modèles, après la température moyenne (Covey et al., 2003). C'est la raison pour laquelle elle est souvent utilisée dans les approches de downscaling et plus particulièrement dans le downscaling statistique - dynamique basé sur les types de temps (Frey-Buness et al., 1995). L'idée est d'établir une relation entre les

variables locales d'intérêt observées et les types de circulation (régimes de temps) définis à grande échelle. En appliquant ensuite cette relation aux sorties des modèles climatiques on peut évaluer les changements futurs à l'échelle locale. L'application efficace de cette méthode nécessite

- de vérifier la capacité du modèle climatique utilisé à reproduire la variabilité atmosphérique ;
- de définir les régimes dans le modèle ;
- d'examiner les changements de la circulation dans le climat futur.

Il est aussi clair que cette approche de downscaling repose sur l'hypothèse que la relation entre les variables locales et les régimes de temps, définie dans le climat actuel, est aussi valable dans le climat futur. Cette hypothèse, sans doute raisonnable, ne peut néanmoins pas être vérifiée sans utiliser les modèles dynamiques régionaux. En outre, elle implique que le changement climatique futur se traduit comme un changement de fréquence ou d'intensité des régimes. Bien entendu, cette approche se heurte à des difficultés si le futur changement se manifeste par une modification des structures de la circulation atmosphérique, ou par l'apparition/disparition de régimes.

Ce chapitre est organisé comme suit. Tout d'abord nous introduisons le concept de régime de temps. Les régimes de circulation hivernaux sur la région Nord Atlantique - Europe seront ensuite présentés. Les relations entre les régimes et les extrêmes seront établies pour la température et les précipitations observées sur l'Europe. Puis nous allons analyser la dynamique atmosphérique dans le modèle LMDZ. Les hypothèses de base de l'approche de downscaling statistique - dynamique seront examinées avec l'aide de LMDZ à la fin de ce chapitre.

## 5.2 Régimes de temps

La théorie des systèmes dynamiques fournit une description de l'atmosphère en se basant sur le paradigme de chaos. Selon ce paradigme les systèmes non-linéaires peuvent présenter une propriété d'instabilité, à savoir de « sensibilité aux conditions initiales », qui les rend non prévisibles en pratique sur le « long » terme. Mais le chaos ne signifie pas ici le hasard : la nature déterministe d'un système « trop » complexe se manifeste dans l'existence d'attracteurs, c'est-à-dire d'ensembles vers lesquels le système évolue en l'absence de perturbations. Ainsi la théorie du chaos, apparue sur la scène scientifique dans les années 1970, décrit *qualitativement* les comportements des systèmes dynamiques. Dans ce cadre on ne met pas l'accent sur la recherche de solutions précises des équations du système dynamique (ce qui, de toute façon, est souvent sans espoir), mais plutôt on essaye de répondre à des questions comme « Le système convergera-t-il vers un état stationnaire à long terme, et dans ce cas, quels sont les états stationnaires possibles ? ».

Les multiples états quasi-stationnaires détectés dans les solutions chaotiques de certains systèmes non-linéaires d'ordre bas (Charney and DeVore, 1979) ont motivé de nombreux efforts afin d'identifier de tels états pour le système atmosphérique observé. D'un point de vue synoptique, l'existence d'anomalies persistantes de la circulation de l'atmosphère (avec un temps de transition beaucoup plus court que le temps de résidence) a été établie par les météorologues dès les années 1950. En effet, c'est pour expliquer le phéno-

mène de blocage atmosphérique que les premières théories non-linéaires de l'atmosphère ont été formulées.

Le premier article qui a montré une concordance entre les études théoriques et les observations est celui de Hansen et Sutera (1986). Ils ont trouvé une déviation de la gaussianité (ou unimodalité) dans la fonction de distribution de la probabilité des amplitudes des ondes planétaires. Ce fait a été interprété comme la possibilité d'existence de plusieurs maxima dans la répartition de la probabilité (probability density function, PDF) des états de l'atmosphère. Depuis, différentes techniques ont été employées pour identifier directement ces maxima, ou pour détecter des structures d'équilibre stationnaires ou quasi-stationnaires (par exemple, Mo and Ghil, 1988 ; Vautard, 1990 ; Cheng and Wallace, 1993 ; Kimoto and Ghil, 1993 ; Michelangeli et al., 1995). Les états correspondants aux maxima de la PDF ou aux états d'équilibre de la circulation atmosphérique sont habituellement appelés les régimes de temps.

### 5.2.1 Détection des états préférentiels de l'atmosphère

Afin d'examiner la variabilité atmosphérique sur le secteur Euro - Atlantique ( $60^{\circ}\text{W}$  -  $50^{\circ}\text{E}$ ,  $30^{\circ}$  -  $70^{\circ}\text{N}$ ) nous avons analysé les données du géopotential à 700 hPa pour les hivers de 1970 à 1999 fournies par les réanalyses ERA40.

L'atmosphère est considérée comme un ensemble discret des points (ou d'états) dans l'espace des phases multidimensionnel. Ces points sont représentés par les cartes journalières des anomalies du géopotential. La dimension de l'espace correspond ainsi au nombre de points de grille. Pour chaque instant donné, le système atmosphérique est caractérisé par un point (une carte) de l'espace des phases correspondant. A l'instant suivant, il sera caractérisé par un autre point (une autre carte) et ainsi de suite. On définit les régimes comme les états qui correspondent à la probabilité d'occurrence la plus élevée. Pour trouver ces états on peut estimer directement la PDF des points observés dans l'espace des phases (Kimoto and Ghil, 1993 ; Corti et al., 1999) ou appliquer une des méthodes de classification qui localise les fortes concentrations de ces points (Cheng and Wallace, 1993 ; Michelangeli et al., 1995). Nous avons choisi de classer les états d'atmosphère par l'analyse en clusters « k-moyennes » suivant l'algorithme décrit par Michelangeli et coauteurs (1995) (cf. Annexe C). L'avantage de la méthode de « k-moyennes » réside dans sa simplicité et sa rapidité d'exécution. Les régimes obtenus avec cette méthode sont comparables à ceux détectés par les études utilisant d'autres techniques (Michelangeli, 1995).

L'analyse en clusters peut être réalisée directement sur les champs bruts des anomalies journalières. Nous avons pourtant préféré l'effectuer dans l'espace réduit des Fonctions Orthogonales Empiriques (EOF). Ainsi dans un premier temps nous avons décomposé les anomalies du géopotential par l'analyse en composantes principales (ACP). Cela nous a permis de réduire le nombre de dimensions sans grande perte d'information. Nous avons préservé les 10 premières composantes qui expliquent environ 90% de la variance totale du géopotential.

La classification par « k-moyennes » repose sur un algorithme permettant de regrouper les états en les agglomérant avec ceux qui leurs sont les plus proches. L'idée est d'introduire dans nos données k états-centroïdes initialisés aléatoirement ou non, où k représente le nombre de régimes désirés, et de recalculer ces centroïdes au fur et à mesure des itéra-

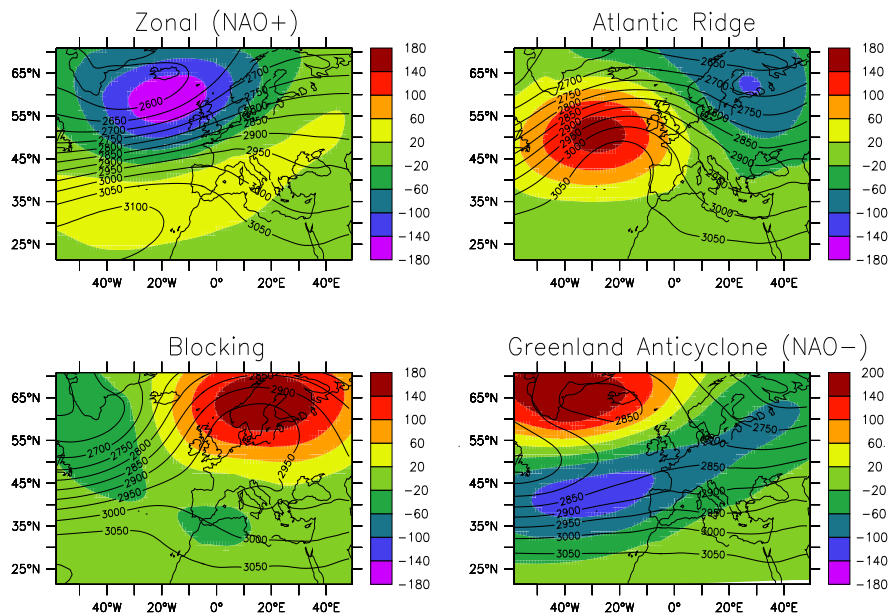


FIG. 5.1 – Régimes de temps observés sur la région Nord Atlantique - Europe pour la période 1970-1999 (les couleurs indiquent les anomalies des régimes et les contours représentent les composites de la hauteur de géopotentiel).

tions en fonction des nouvelles points introduits dans l’algorithme. Le but est de trouver une partition de l’ensemble des données en  $k$  clusters qui minimisent la somme des variances à l’intérieur des clusters. Il s’avère que l’algorithme converge toujours vers une partition qui *a priori* ne dépend pas du choix des centroïdes initiales. L’inconvénient majeur des «  $k$ -moyennes » consiste en un manque de critères appropriés pour le choix du nombre de clusters. Pour résoudre ce problème Michelangeli et al. (1995) ont élaboré une méthode qui se base sur la significativité statistique de la partition finale. Nous avons décrit les détails de cette méthodologie dans l’annexe C car elle sera utilisée plusieurs fois dans ce chapitre.

### 5.2.2 Régimes de temps sur la région l’Europe - Nord Atlantique

L’application de l’algorithme «  $k$ -moyenne » au géopotentiel à 700 hPa nous a permis d’identifier les quatre clusters qui correspondent aux quatre régimes de temps communément obtenues (Vautard, 1990 ; Michelangeli et al., 1995 ; Kageyama et al., 1999 ; Cassou, 2004) sur le secteur Europe - Nord Atlantique (Fig. 5.1) : l’état zonal (ZO), la dorsale atlantique (AR : Atlantic Ridge), le blocage (BL) et l’anticyclone de Groenland (GA). Les régimes en état zonal et avec l’anticyclone du Groenland captent respectivement les phases positive et négative de la NAO et sont caractérisés par un dipôle méridien de pression entre l’anticyclone des Açores et la dépression d’Islande. Le régime avec la dorsale atlantique montre une cellule anticyclonique situé au centre du bassin Nord Atlantique. Le régime du blocage représente une forte anomalie positive sur la Scandinavie.

Une fois que les quatre clusters sont identifiés, la méthode de classification «  $k$ -moyennes » associe chaque jour à l’un de ces quatre régimes de temps, comme pendant une

Régime	Nombre de jours	Nombre relatif de jours (%)	Durée moyenne d'un épisode (jours)	Nombre d'épisodes
ZO	502	18.6	5	100
AR	446	16.5	5.4	82
BL	461	17.1	5.5	84
GA	345	12.8	6.8	51

TAB. 5.1 – La statistique des régimes de temps présentés dans la Fig. 5.1

opération d'étiquetage ou de coloriage. Les variables de tous les hivers entrent dans la classification sous la forme d'une super-série séquentielle. Pour éviter des éventuels épisodes d'un même régime enchaînés entre deux saisons, nous éliminons le premier jour et le dernier jour de chaque saison. Pour garantir la persistance des régimes et donc la robustesse des résultats, nous sélectionnons seulement les épisodes dont la durée de vie est supérieure ou égale à 3 jours. Le premier et le dernier jour de ces épisodes sont aussi exclus de notre analyse. Ainsi environ 16% des jours n'ont été classés dans aucun des régimes dominants sur la région de notre intérêt. Le Tableau 5.1 donne un récapitulatif statistique des régimes de temps obtenus pour la période de 1970 à 1999, y compris le nombre et la durée moyenne des épisodes pour chaque régime.

### **5.3 Méthode d'attribution des événements extrêmes aux régimes de temps**

Afin d'étudier la relation entre les régimes de circulation et les valeurs extrêmes en température et en précipitation, nous utilisons tout d'abord les données de stations météorologiques, obtenues dans le cadre du projet ECA&D. Les séries journalières de température maximale, température minimale et précipitations pour les hivers de 1970 à 1999 en sont extraites. Puis chaque série est décomposée en quatre sous-séries correspondant respectivement aux quatre régimes de temps suivant l'étiquetage ou le coloriage du calendrier obtenu par la méthode de classification. La Figure 5.2a montre cette décomposition pour la température journalière maximale observée à une station d'Europe Centrale.

Nous pouvons maintenant effectuer une analyse en valeur extrême à l'intérieur de chaque régime de circulation, en analysant individuellement les sous-séries. Cependant la loi GEV (paragraphe 2.1.1) que nous avons appliquée dans les chapitres précédents ne semble pas appropriée pour cette étude. Rappelons que la distribution GEV est adoptée à l'analyse des maxima par bloc. Précédemment, un an ou une saison a été considéré comme bloc. La période de 30 ans nous garantissait 30 maxima correspondants à 30 blocs de la même taille. Maintenant nous avons des sous-séries qui ne couvrent pas entièrement la période considérée, mais qui représentent des épisodes isolés de tailles différentes sur cette période. La définition du bloc pose problème dans ce cas (Naveau, communication personnelle).

Nous avons ainsi décidé d'utiliser la méthode des dépassements de seuil (paragraphe 2.1.2). Il a déjà été mentionné plus haut que le grand nombre des données ne permettait pas de chercher le seuil approprié individuellement pour chaque série. Pour décrire le comportement des extrêmes d'une variable climatique à l'intérieur de chacun des régimes

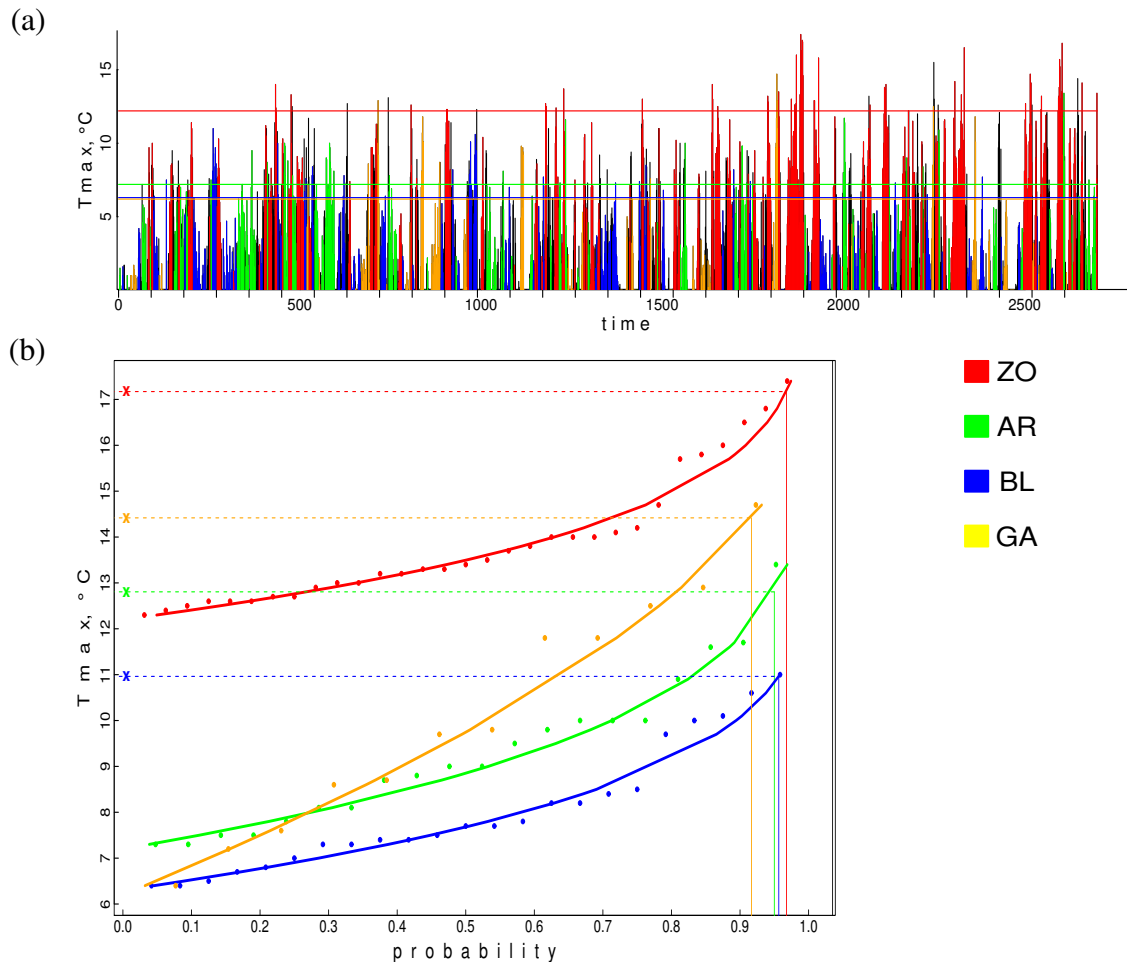


FIG. 5.2 – Méthode de l’attribution des événements extrêmes aux régimes de temps. (a) - la série journalière décomposée en quatre sous-séries correspondantes respectivement aux jours de quatre régimes de temps (rouge-ZO, vert-AR, bleu-BL, jaune-GA). (b) - les distributions GPD et les niveaux de retour de 30 ans des quatre sous-séries pour Tmax. Les détails sont présentés dans le texte.

nous avons donc considéré les dépassements du 90<sup>ème</sup> quantile de la sous-série correspondante. Les paramètres des GPD (des distributions des dépassements) ont été estimés par la méthode de L-moments (paragraphe 2.1.4)

Ensuite afin de vérifier si les distributions obtenues sont compatibles avec une loi GPD nous avons effectué le test d’ajustement de Kolmogorov - Smirnov. Toutes les sous-séries pour lesquelles la loi GPD s’est avérée inappropriée ont été examinées précisément. Dans certains cas nous avons pu améliorer la situation en relevant le seuil jusqu’au 95 - 98<sup>ème</sup> quantile : la nouvelle distribution apparaissait compatible avec une GPD.

Les événements extrêmes sont exprimés en termes de niveau de retour de 30 ans estimé à partir des distributions des dépassements du seuil approprié. Nous avons montré dans la section 2.1.3 que le niveau de retour de  $T$  ans est associé à la probabilité  $1 - 1/(\lambda T)$ , où  $\lambda$  est le nombre moyen de dépassement par an. Ainsi, étant donné le seuil fixé au 90<sup>ème</sup> quantile, la valeur de retour de 30 ans pour un régime donné correspond à la probabilité qui dépend du nombre de jours dans ce régime. Plus grand est le nombre de



jours dans le régime, plus élevée est la probabilité.

Afin d'associer les événements extrêmes d'une variable climatique à un régime nous avons comparé les niveaux de retour de 30 ans de quatre sous-séries. Le régime favorable à l'occurrence des extrêmes dans un point donné a été défini comme le régime correspondant au plus grand niveau de retour.

Reprenons la Figure 5.2 dans laquelle la série journalière représentant les hivers de 1970 à 1999 est décomposée en quatre sous-séries correspondant respectivement aux jours des quatre régimes de temps (Fig. 5.2a). Pour chacun des quatre cas le seuil a été défini comme 90<sup>ème</sup> percentile de la sous-série correspondante et les paramètres de la GPD ont été estimés. La Figure 5.2b montre les distributions GPD et les niveaux de retour de 30 ans correspondant aux quatre sous-séries. Le seuil estimé pour les jours de Blocage (BL) est 6°C et le niveau de retour de 30 ans est d'environ 11°C. Pour le régime de la Dorsale Atlantique (AR) on obtient un seuil et une valeur correspondant à une période de retour de 30 ans un peu plus grands, respectivement 7 et 13°C. Le régime de l'Anticyclone du Groenland (GA), étant le régime le moins fréquent, est caractérisé par la distribution avec un paramètre d'échelle plus grand que ceux des deux cas précédents ; cela se manifeste par la largeur importante de cette distribution : le seuil est presque le même que pour le Blocage (5.9°C), tandis que le niveau de retour de 30 ans est 14.5°C. Enfin, le régime de l'état Zonal (ZO) donne des extrêmes beaucoup plus élevés que les trois autres régimes : le 90<sup>ème</sup> percentile de cette sous-série est environ 12°C et la valeur de retour de 30 ans est 17.1°C. Ainsi pour le point considéré nous définissons le régime de l'état Zonal comme le régime le plus favorable aux extrêmes de la température journalière maximale.

La méthodologie ci-dessus est généralisée à l'ensemble des stations d'observation disponibles. Les variables analysées comprennent la température journalière maximale, la température journalière minimale et les précipitations. Nous examinons également les variables climatiques des réanalyses ERA40 afin d'avoir une représentation plus complète des zones de l'influence des régimes de temps sur le continent Européen. Nous aimerions aussi vérifier si le jeu de données ERA40 est capable de reproduire le lien entre les régimes de temps et les événements extrêmes.

Le raisonnement et la méthodologie pour trouver le régime de temps le plus favorable aux extrêmes climatiques sont aussi utiles et applicables à la moyenne climatique. La question typique à laquelle on veut répondre est la suivante. Quel est le régime de circulation atmosphérique dont la valeur moyenne de température ou de précipitation est la plus élevée ? Ainsi à l'intérieur de chaque régime nous avons calculé les moyennes hivernale sur la période 1970-1999 de la température moyenne journalière et de la précipitation moyenne journalière. Le régime correspondant à la plus grande (petite) valeur moyenne de température est considéré comme le régime le plus favorable aux températures chaudes (froides) ; le régime avec la plus grande valeur moyenne de précipitation est considéré comme celui favorable aux précipitations.

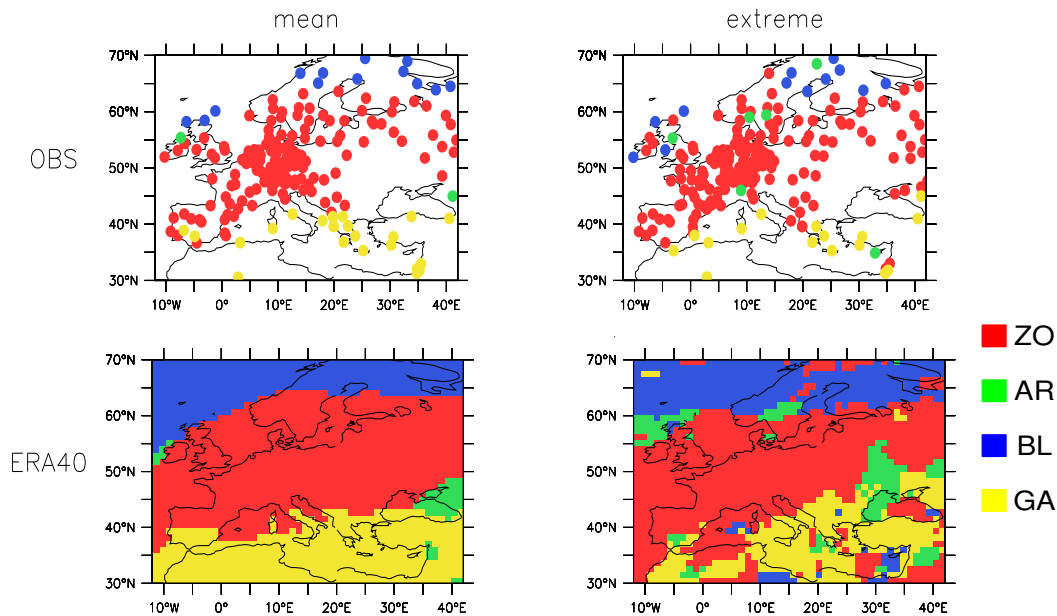


FIG. 5.3 – Régimes de temps qui favorisent des températures chaudes. L'influence sur les températures moyennes est présentée à gauche, sur les extrêmes - à droite

## 5.4 Régimes de temps favorables aux extrêmes

Les variables que nous examinons sont les températures minimale et maximale de la journée, et la précipitation journalière. Nous rappelons que seule la saison hivernale est considérée dans ce travail. Les résultats sont présentés sous forme de cartes géographiques montrant des zones d'influence des régimes de temps sur les événements extrêmes. Le régime de l'état zonal (ZO) est coloré en rouge, celui de la dorsale atlantique (AR) en vert, celui du blocage (BL) en bleu et celui de l'anticyclone de Groenland (GA) en jaune.

### 5.4.1 Températures chaudes hivernales

La Figure 5.3 représente les zones d'influence des régimes de temps en terme de températures chaudes en Europe. Les moyennes et les extrêmes sont respectivement représentés à gauche et à droite. Les données de stations sont montrées en haut et les données ERA40 en bas. On peut tout d'abord remarquer que l'influence de la circulation atmosphérique est similaire pour les moyennes et les extrêmes. Sur la plupart de l'Europe, les températures les plus chaudes sont principalement associées au régime zonal (ZO), sauf le nord, où elles sont liées au régime de blocage (BL) et dans le sud, où elles sont liées à l'Anticyclone du Groenland (GA).

La comparaison entre les données de stations et ERA40 révèle une excellente ressemblance et concordance. Il est donc clair que les réanalyses ERA40 reproduisent bien le lien entre les régimes de circulation atmosphérique et les températures chaudes hivernales, en moyennes, comme en extrêmes. Cela nous permet d'avoir une représentation complète des zones d'influence correspondantes en Europe.

Cette influence peut être expliquée simplement par l'advection de chaleur qui est dé-

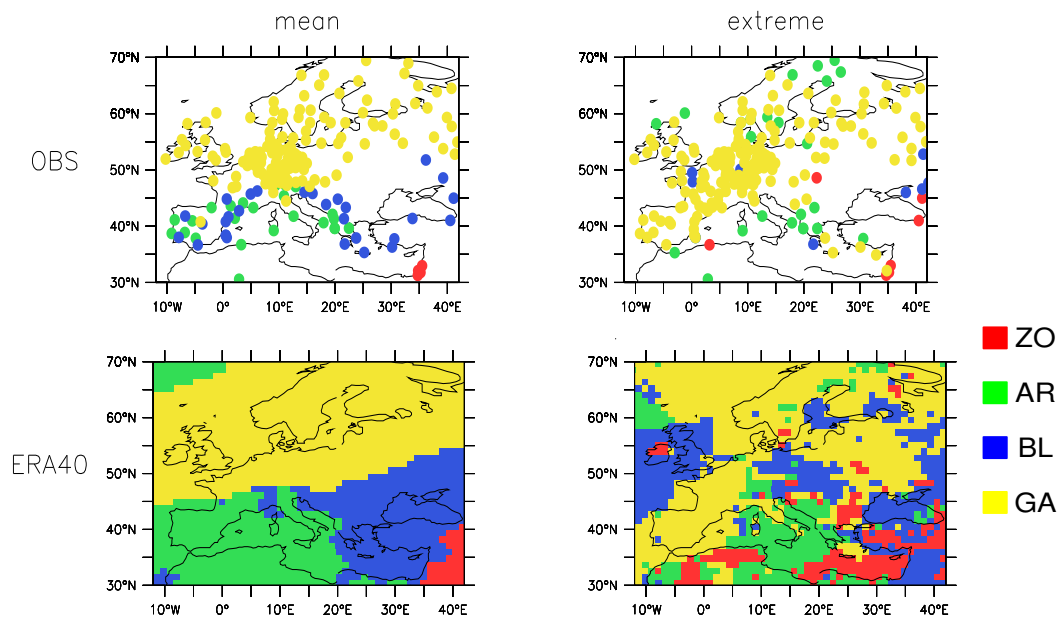


FIG. 5.4 – Même figure que Fig. 5.3, mais pour les températures froides

finie par le gradient de température et les vents associés à chaque régime de circulation atmosphérique. En effet, si on regarde les structures des régimes de temps (Fig. 5.1), on remarque que les températures hivernales les plus chaudes se produisent sous l'influence de l'air maritime doux. Pour le régime de l'Anticyclone de Groenland qui est une phase négative typique de la NAO, l'air doux maritime est transporté zonalement vers la Méditerranée et l'Europe du Sud. Le régime de l'état zonal (ZO) possède un flux atmosphérique d'ouest légèrement défléchi vers le nord qui influence directement une grande partie de l'Europe. Le régime du blocage, avec une composante meridionale du vent très marquée, remonte l'air doux directement vers le Nord du continent.

### 5.4.2 Températures froides

La Figure 5.4 montre les zones d'influence des régimes de temps pour les températures froides. Il est à noter que la correspondance entre les moyennes et les extrêmes est moins bonne par rapport à la situation des températures chaudes.

On examine tout d'abord les moyennes. L'Anticyclone du Groenland (GA) engendre des températures froides en Europe Centrale et du Nord. La Dorsale Atlantique (AR) entraîne des valeurs basses de la température moyenne sur le Sud-Ouest de l'Europe. Le Blocage (BL) amène l'air froid continental sur la partie Sud - Est. Les zones d'influence obtenues pour les données de stations sont assez fidèlement reproduites dans ERA40.

En ce qui concerne les valeurs extrêmes en températures froides, on voit que le régime de l'Anticyclone de Groenland (GA) est de nouveau dominant sur la plupart du continent. L'importance de l'Anticyclone du Groenland pour les froids d'hiver s'explique par le fait que pour ce régime (qui correspond à la phase négative de la NAO) les vents d'ouest sont affaiblis et déviés et donc ce sont les masses d'air continentales polaires qui dominent l'Europe. Dans ERA40 le comportement des extrêmes est complexe. La haute variabilité spatiale des zones d'influence indique un rôle prédominant des processus locaux dans la

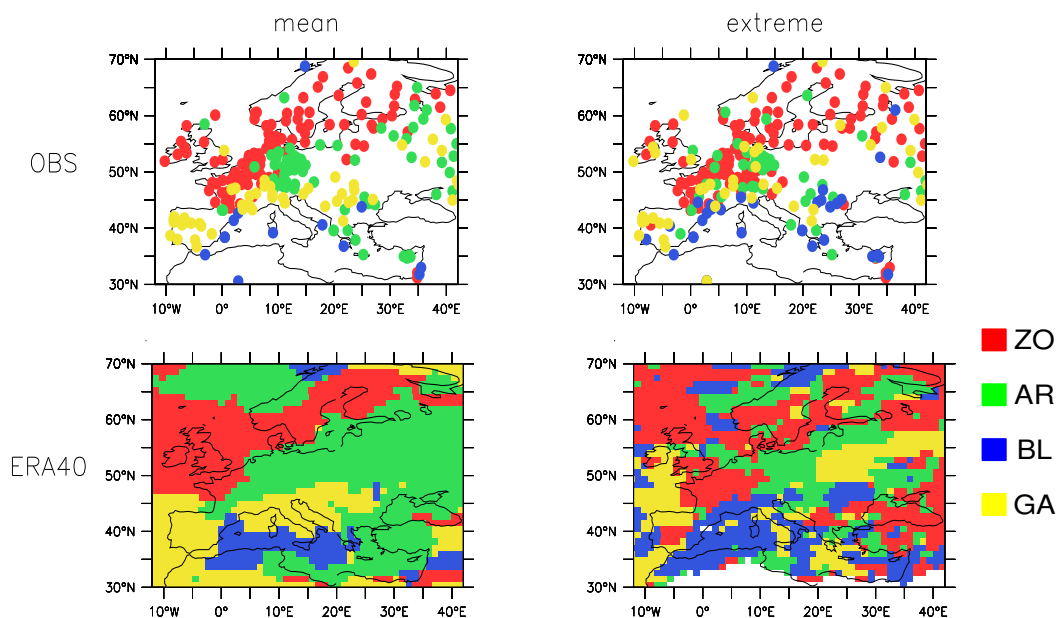


FIG. 5.5 – Même figure que Fig. 5.3, mais pour les précipitations

réanalyse.

### 5.4.3 Précipitations

Sur les cartes présentant le lien entre la circulation atmosphérique et les précipitations moyennes (Fig. 5.5, en haut), qui est d'ailleurs très réaliste dans les réanalyses (Fig. 5.5, en bas), on reconnaît bien l'influence de la NAO. Pendant l'état Zonal (ZO), qui représente la phase positive de la NAO, les routes dépressionnaires sont déplacées vers le nord de l'Europe, y donnant des hivers humides. Pendant l'Anticyclone du Groenland (GA), qui correspond à la phase négative de la NAO, les perturbations circulent plus au sud et s'engouffrent en Méditerranée, apportant la pluie au Sud du continent Européen. Sur l'Europe Centrale et d'Est c'est la Dorsale Atlantique (AR) qui est responsable des cas de précipitations. Le Blocage (BL) en déviant la trajectoire des perturbations favorise les pluies sur les rivages méditerranéens, liées aux particularités du climat local.

Comme nous l'avons montré dans le chapitre 3, les précipitations extrêmes sont caractérisées par une forte variabilité spatiale et représentent un lien très faible avec les valeurs moyennes. Malgré leurs structures spatiales assez bruyantes les cartes des régimes caractérisés par les précipitations les plus extrêmes révèlent toutefois les traces de l'influence de la grande échelle trouvée pour les précipitations moyennes. En outre le lien obtenu semble être robuste car ERA40 produit les relations similaires dans beaucoup de régions sur l'Europe.

### 5.4.4 Rémarques

Une étude similaire à celle présentée ci-dessus et basée sur les données des réanalyses NCEP a été effectuée par Yiou et Nogaj (2004). Cependant leur définition du lien entre

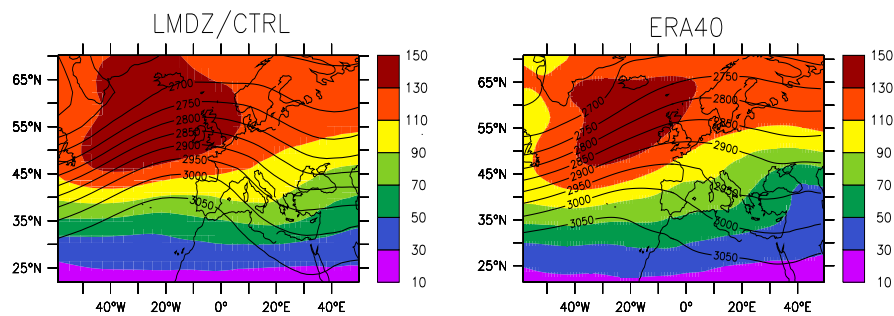


FIG. 5.6 – La moyenne (contours) et l'écart-type (couleur) de la hauteur de géopotiel à 700 hPa en hiver pour la période de 1970-1999. A gauche - LMDZ, à droite - ERA40.

les régimes et les extrêmes est différente de celle que nous utilisons. Ceci peut expliquer certaines différences entre les résultats.

Nous nous sommes limité ici à la période où la dynamique atmosphérique est la plus importante, l'hiver. Les régimes de temps estivaux sont plus difficiles à déterminer. Néanmoins des études récentes (Yiou et al., 2007) montre qu'en été l'influence des régimes de circulation sur les événements extrêmes peut être aussi importante.

## 5.5 Dynamique atmosphérique dans LMDZ

Dans cette section nous présentons l'analyse de la circulation de l'atmosphère simulée par le modèle LMDZ. Pour cette étude nous utilisons la simulation de contrôle de 60 ans pour la période de 1970 à 1999, présentée dans le paragraphe 2.2.2. Nous allons comparer la circulation simulée par LMDZ avec celle de ERA40 pour la même période. Comme dans l'étude de la variabilité atmosphérique observée, nous analysons la hauteur géopotentielle à 700 hPa pour la saison d'hiver sur la région Nord Atlantique - Europe.

### 5.5.1 L'état moyen et sa variabilité

Figure 5.6 montre le géopotiel moyen (contours) et sa variabilité interannuelle (couleur) pour la saison d'hiver. Les données des réanalyses et du modèle sont montrées respectivement à gauche et à droite. Le modèle reproduit l'ondulation observée dans les réanalyses avec un creux et une crête sur l'Atlantique Ouest et sur l'Europe de l'Ouest respectivement. Cependant on ne remarque pas de divergence des contours du géopotiel au-dessus du continent. En général, les isohypses sont plus resserrées dans le modèle : les hauteurs entre 3050 et de 2950 m se trouvent plus au Nord, tandis que les hauteurs au-dessous de 2950 m sont déplacées vers le Sud. Les distances plus petites entre les contours du géopotiel simulé indiquent un courant-jet plus intense. La structure de la variabilité interannuelle avec un maximum sur le Nord de la région est bien représentée par le modèle. Toutefois la variabilité dans LMDZ est plus importante que celle observée. Cela peut être lié au fait que les valeurs plus élevées du courant-jet entraînent plus de perturbations dues à l'instabilité barocline.

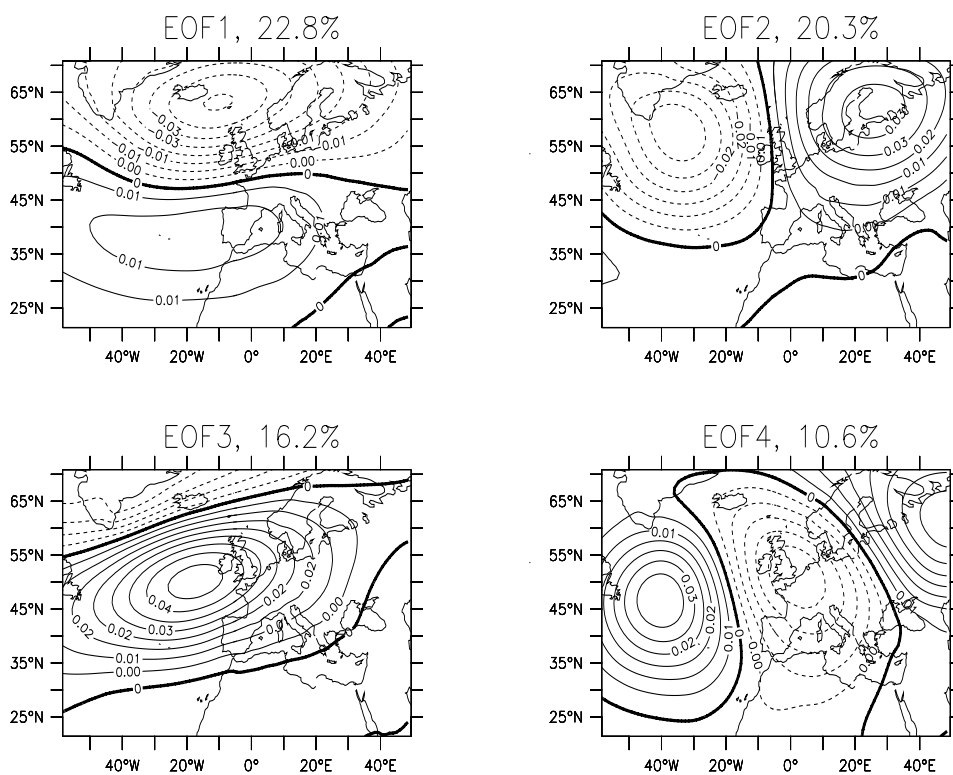


FIG. 5.7 – Quatre premières EOFs des anomalies de la hauteur de géopotential à 700 hPa des réanalyses ERA40

### 5.5.2 Les principaux modes de variabilité

La compréhension de la circulation atmosphérique demande la considération non seulement de l'état moyen et du cycle annuel mais aussi de la variabilité spatiale. Afin d'étudier ce type de variabilité nous avons appliqué l'analyse en composantes principales (ACP) à la matrice de covariance des observations du géopotential. Comme nous utilisons LMDZ dans sa version zoomée, les superficies des mailles du modèle diminuent au fur et à mesure que l'on approche au centre du zoom jusqu'au facteur 2. Il est ainsi important, avant d'appliquer l'ACP, de pondérer chaque point de grille par la racine carré de l'aire correspondante. Cela permet d'équilibrer l'impact des points qui représentent des superficies différentes sur la variabilité des composantes principales.

Les quatre premières EOFs obtenues à partir des réanalyses sont montrées sur Fig. 5.7. Comme il est mentionné dans beaucoup d'études concernant la variabilité de la circulation sur la région Nord Atlantique - Europe (par exemple, Hurrell et al., 2003), la première EOF représente un dipôle méridional de type NAO. Ce mode explique environ 23% de la variance totale. Un dipôle Est-Ouest avec une anomalie sur l'Atlantique et une autre, de signe opposé, sur l'Europe caractérise la deuxième EOF. Elle explique à peu près 20% de variance. La troisième EOF montre une large anomalie sur la plupart de la région qui est bornée au nord-ouest, sur le Groenland, par une anomalie de signe inverse. Elle explique 16% de la variabilité. Enfin la quatrième EOF est caractérisée par une anomalie étendue du Groenland à la Méditerranée qui est entourée par des anomalies de signe opposé sur l'Atlantique et la partie Nord - Est de l'Europe. Ce mode représente 11% de variance.

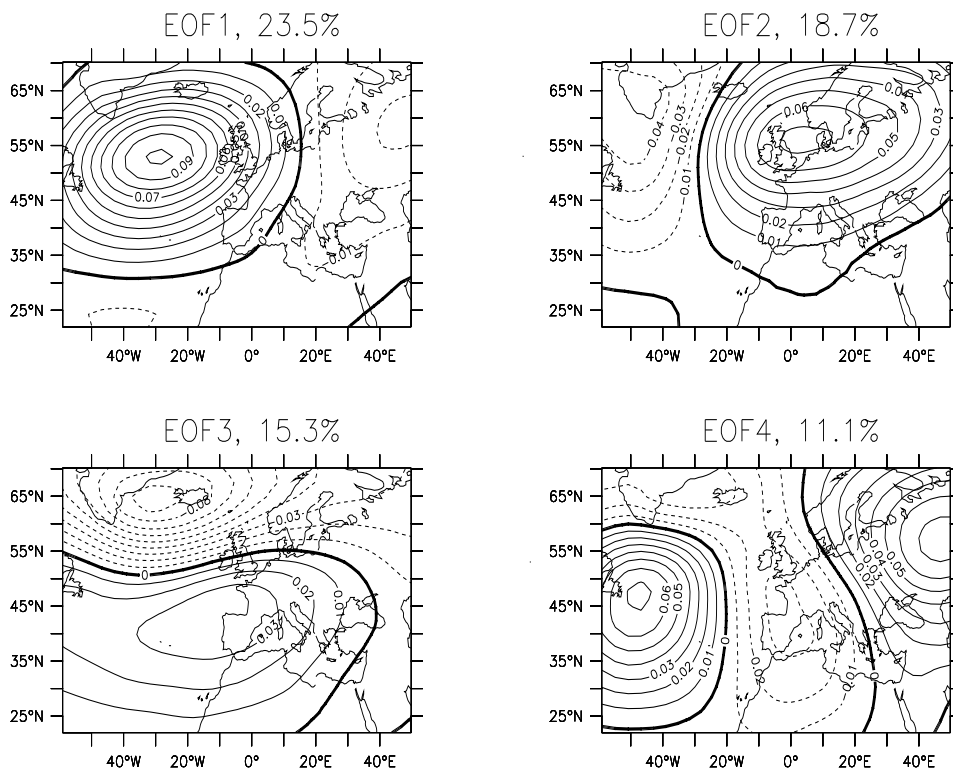


FIG. 5.8 – Quatre premières EOFs des anomalies de la hauteur de géopotential à 700 hPa de LMDZ

Les structures de la cinquième EOF et des suivantes (pas montré) sont plus complexes et expliquent des quantités moins importantes de variance.

La Figure 5.8 montre les quatre premières EOFs caractérisant la circulation atmosphérique dans LMDZ. La première EOF est une structure quasiment monopolaire représentant 24% de la variance totale. La deuxième EOF présente un dipôle longitudinal avec une anomalie sur l'Europe et une autre, moins forte, sur l'Atlantique Nord - Ouest. Elle explique 19% de variabilité. La structure de type NAO apparaît dans la troisième EOF et explique 15% de la variance. La quatrième EOF du modèle correspond bien à celle d'ERA40. Pour estimer la stabilité des principaux modes de la variabilité produits par le modèle nous avons effectué l'ACP sur un sous-échantillon couvrant les 30 premières années de la simulation. Les EOFs obtenues (pas montré) confirment les résultats décrits ci-dessus.

Ainsi, l'atmosphère simulée par LMDZ est, en général, caractérisée par les mêmes modes de variabilité que l'atmosphère observée (des dipôles méridionaux et longitudinaux, un pattern unipolaire, une structure longitudinale tripolaire). Toutefois la contribution de chaque mode à la variabilité totale n'est pas toujours réaliste (au moins sur la région choisie pour notre étude). Par exemple, la structure de la NAO représenté par le dipôle Nord - Sud, n'apparaît que dans la troisième EOF, tandis qu'elle est la caractéristique la plus importante de la circulation observée.

Ce biais peut être probablement expliqué par le fait que l'on calcule les EOFs sur le secteur Nord Atlantique - Europe. La structure monopolaire de la première EOF avec le centre sur l'Atlantique du Nord semble être liée à une forte variabilité qui caractérise

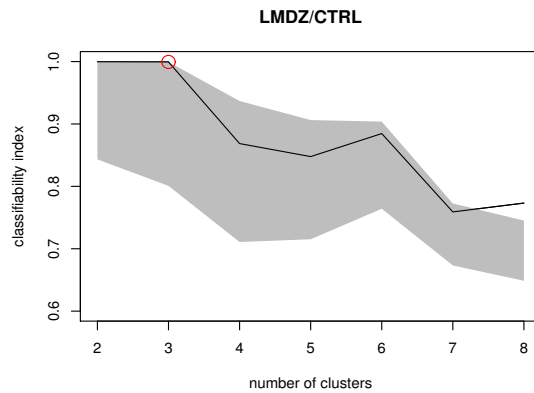


FIG. 5.9 – L'indice de classifiabilité pour différents nombres de clusters avec ses intervalles de confiance de 90% pour la simulation LMDZ/CTRL

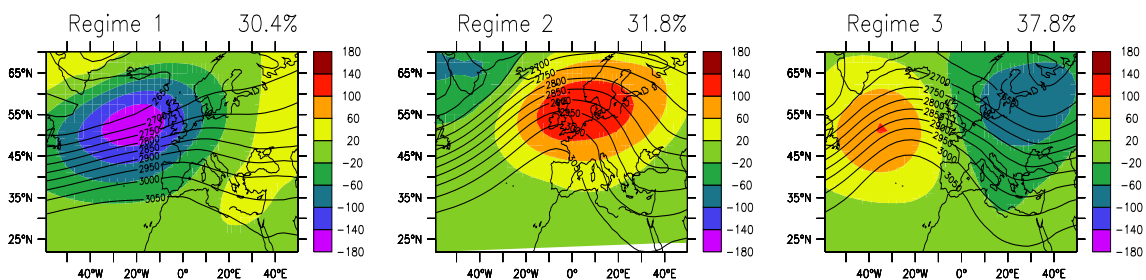


FIG. 5.10 – Régimes de temps correspondant à trois clusters significatifs détectés dans la simulation LMDZ/CTRL (les couleurs indiquent les anomalies des régimes et les contours représentent les composites de la hauteur de géopotiel).

l'atmosphère du modèle dans cette région. Hourdin et al. (2006) montrent que la première EOF dans LMDZ calculée sur tout l'hémisphère nord représente un dipôle symétrique quasi-zonal entre le pôle et les moyennes latitudes <sup>1</sup>, qui correspond bien à la structure de la NAO.

### 5.5.3 Etats préférentiels de l'atmosphère dans LMDZ.

Nous continuons à analyser la variabilité atmosphérique dans LMDZ en appliquant l'analyse en clusters (voir la section 5.2.1). L'analyse est effectuée sur 10 premières EOFs qui expliquent environ 90% de la variance totale. La première étape consiste à estimer le nombre significatif de clusters. Le test utilisé dans ce but est décrit dans l'annexe C. Rappelons que pour les données observées ce test met en évidence l'existence de quatre clusters qui correspondent à quatre régimes de temps présentés dans le paragraphe 5.2.2 (Fig. 5.1). Les résultats du test concernant la simulation de contrôle du LMDZ sont montrés dans Fig. 5.9. La classification des données du modèle apparait significative et stable seulement dans le cas de trois clusters.

Les régimes correspondant aux trois clusters significatifs sont montrés dans la Fig.

<sup>1</sup> en effet, il s'agit, de la structure du mode annulaire arctique dont la manifestation régionale autour du bassin atlantique nord est la NAO (Thompson and Wallace, 1998)



5.10. Les contours et les couleurs représentent respectivement les champs complets du géopotential et les anomalies. Le premier régime est caractérisé par une situation zonale avec le courant-jet, plus intense qu'en moyenne. Pourtant ce régime avec une forte anomalie négative située au milieu de l'Atlantique Nord, est différent du régime Zonal observé (Fig. 5.1) qui est caractérisé par une basse pression au Nord et une haute pression au Sud. Le deuxième régime avec une cellule anticyclonique sur l'Europe peut être interprété comme une représentation du Blocage dans le modèle. Cependant par rapport aux observations la position de l'anticyclone est décalée vers le Sud - Ouest. Le dernier régime significatif représente une dorsale atlantique, mais il est moins prononcé par rapport au régime correspondant observé.

En général, les régimes significatifs et stables dans LMDZ représentent une sorte d'ondulation. On n'observe pas de déviations importantes du flux atmosphérique qui caractérisent les régimes réels. Cela peut être lié au courant-jet simulé plus intense que celui observé (les contours du géopotential sont très serrés dans LMDZ). Les états préférentiels de l'atmosphère dans la simulation de contrôle peuvent être considérés comme des représentations de trois des quatre états préférentiels de l'atmosphère observée, et notamment, du régime Zonal, du Blocage et de la Dorsale Atlantique. L'Anticyclone Groenland étant la phase négative de la NAO, il ne se révèle pas comme un régime distinct.

#### 5.5.4 Représentations des régimes observés

Si l'on souhaite étudier les changements des climats régionaux européens en utilisant leur lien avec les régimes de temps, on a besoin d'une représentation des régimes dans le modèle la plus exacte possible. Dans le paragraphe précédent nous avons vu que LMDZ simule le système atmosphérique actuel avec trois états préférentiels. Or l'atmosphère réelle est caractérisée par quatre régimes de temps. Dans ce paragraphe nous essayons de retrouver des états de l'atmosphère modélisée qui soient proches des quatre régimes de temps observés.

##### Classification automatique en quatre clusters

Tout d'abord nous examinons la classification des données du modèle en quatre clusters. Cette classification n'est pas significative mais elle est assez robuste : l'indice de classifiabilité est égal à 0.88 (Fig. 5.9). Les régimes respectifs sont présentés dans Figure 5.11. Les premier et deuxième régimes (à gauche, respectivement en haut et en bas) ne changent presque pas par rapport au cas de trois clusters (Fig. 5.10), ils sont seulement un peu plus prononcés. Rappelons que le premier cluster corresponde à un état Zonal et le deuxième est proche d'un Blocage. Les troisième et quatrième clusters représentent des structures dipolaires avec les dorsales respectivement au milieu et au nord de l'Atlantique du Nord. Quatre clusters ressortent donc directement de la classification en trois clusters avec deux premiers clusters inaltérés et le troisième cluster réparti en deux composantes. Ces deux composantes peuvent être interprétées comme des représentations respectives de la Dorsale Atlantique et de l'Anticyclone du Groenland.

Ainsi LMDZ simule quatre états préférentiels de l'atmosphère réalistes, dans le sens où on peut en distinguer respectivement les structures correspondant aux quatre régimes

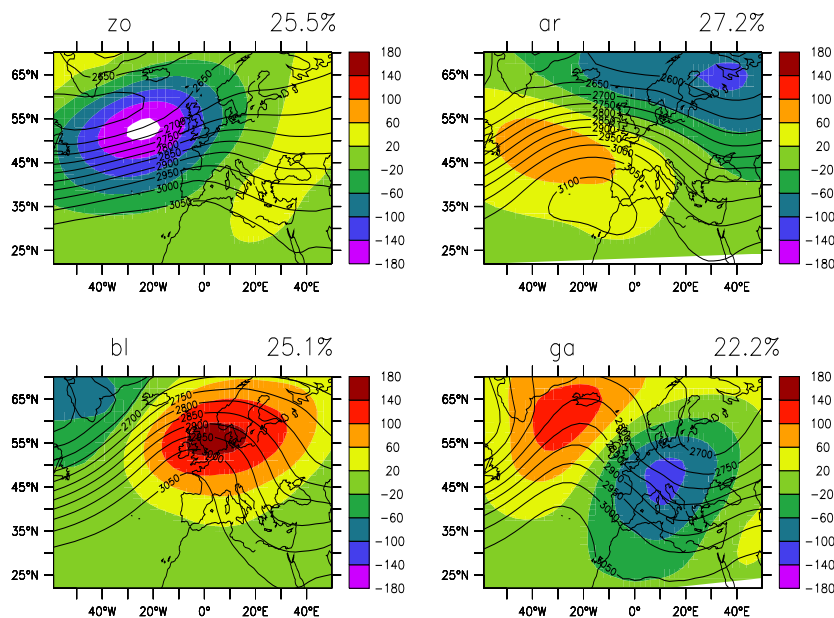


FIG. 5.11 – Régimes de temps correspondant aux quatre clusters détectés dans la simulation LMDZ/CTRL (les couleurs indiquent les anomalies des régimes et les contours représentent les composites de la hauteur de géopotential).

de temps observés. Néanmoins, par rapport à la réalité, les positions caractéristiques des anomalies du géopotential dans les régimes du modèle sont décalées, et les déviations correspondantes du flux atmosphérique ne sont pas suffisamment fortes. De telles inexactitudes dans la représentation des régimes de temps peuvent mener à des relations irréalistes entre les régimes et les climats régionaux.

### Classification basée sur les régimes observés

La structure spatiale d'un régime de temps correspond à la moyenne de tous les états atmosphériques journaliers classés dans ce régime. La classification automatique utilisée ci-dessus regroupe les états journaliers en minimisant la variance à l'intérieur de chaque régime et en maximisant la variance entre des régimes différents. Dans ce sens, la structure spatiale de chaque régime représente un état de quasi-équilibre (ou état préférentiels) de l'atmosphère. Nous avons vu que les régimes de l'atmosphère de LMDZ ne sont pas suffisamment proches de ceux de l'atmosphère réelle. Cependant ceci ne veut pas dire que le modèle n'est pas du tout capable de reproduire des états atmosphériques correspondant aux régimes de circulation observés. Par exemple, la structure de la NAO (dipôle méridional) n'apparaît pas dans les régimes du modèle, pourtant elle représente la troisième EOF et explique 15% de la variance totale.

Afin de retrouver dans LMDZ les états atmosphériques correspondant exactement aux quatre régimes de temps observés nous comparons les cartes journalières du géopotential du modèle directement avec les structures spatiales des régimes observés. Le coefficient de corrélation d'anomalie (Anomalie Correlation Coefficient, ACC) est utilisé comme mesure de ressemblance (Cheng and Wallace, 1993). Comme lors de l'analyse

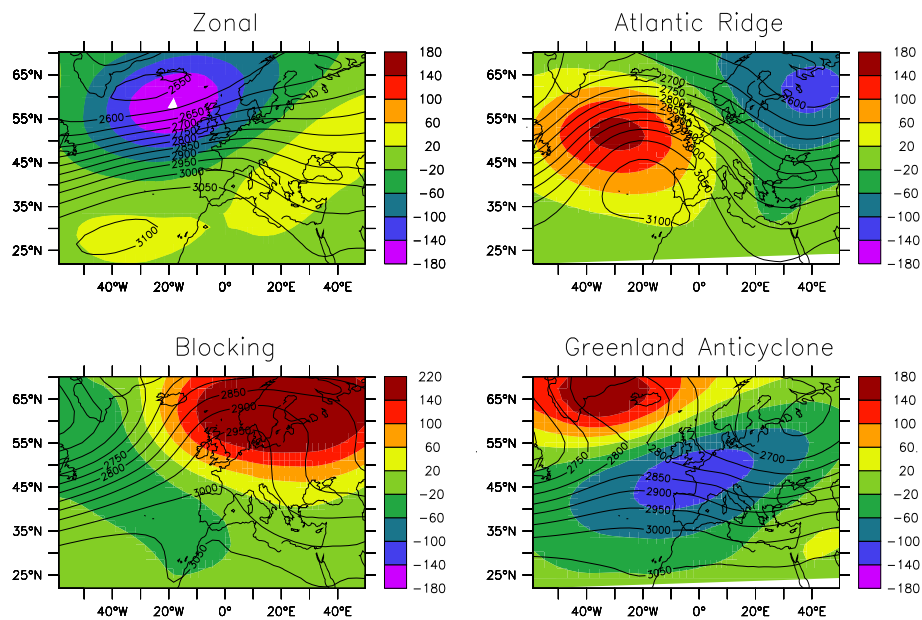


FIG. 5.12 – Quatre classes de circulation dans la simulation LMDZ/CNTR obtenue par la projection sur les régimes de temps observés (les couleurs indiquent les anomalies des régimes et les contours représentent les composites de la hauteur de géopotential).

« k-moyennes » la classification a été effectuée dans l'espace réduit des dix premières EOFs. Nous avons donc projeté les centres des régimes observés sur l'espace réduit de l'atmosphère du modèle. Ensuite dans l'espace réduit chaque point des données du modèle a été associé au régime observé le plus ressemblant. De cette manière les états atmosphériques journaliers du modèle ont été classés en quatre groupes selon leur ressemblance avec les régimes de temps observés.

Les moyennes de chaque groupe sont présentées dans Figure 5.12. Il est évident que cette classification est beaucoup plus efficace que la classification automatique, dans le sens où on obtient les représentations correctes<sup>2</sup> des régimes observés (Fig. 5.1), même si les nouveaux régimes obtenus ne correspondent pas aux états préférentiels de l'atmosphère simulée par LMDZ. Pour faire la différence entre les régimes du modèle représentant les « états préférentiels » du modèle et les nouveaux régimes on va appeler ces derniers « classes de circulation ».

### La différence entre les deux classifications

Pour comprendre d'où vient la différence des résultats obtenus avec les deux types de classification, la Figure 5.13 illustre les répartitions respectives des données du modèle dans l'espace de trois premières EOFs (les structures spatiales des EOFs sont montrées dans Fig. 5.8 ). Les résultats de la classification automatique et celle basée sur les régimes

<sup>2</sup>Les situations du blocage atmosphérique sont généralement difficilement reproduites par les modèles climatiques (par exemple, Tibaldi and Molteni, 1990 ; D'Andrea et al., 1998). Pour avoir une représentation du régime Blocage plus proche de la réalité, les états journaliers ayant un coefficient de corrélation avec le régime observé de moins de 0.5 n'ont pas été classés dans le groupe respectif. Ces jours non-classés représente 10% du nombre total de jours.

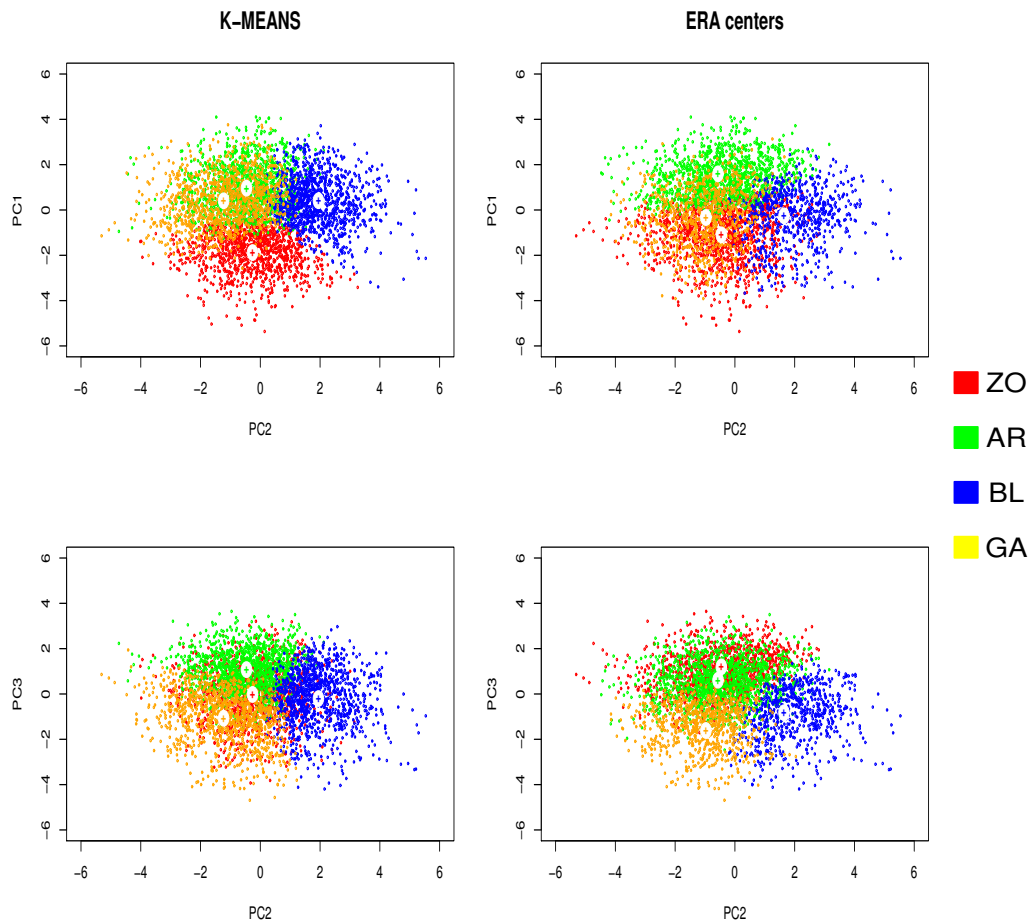


FIG. 5.13 – Répartitions des données de LMDZ en quatre clusters dans l'espace de trois premiers EOFs pour la classification automatique (à gauche) et celle basée sur les régimes de temps observés (à droite)

observés sont présentés respectivement à gauche et à droite. Les projections sur le plan première-deuxième EOFs sont montrées en haut et sur le plan deuxième-troisième EOFs en bas. Les couleurs différentes des points signifient leur appartenance aux régimes différents : rouge pour ZO, vert pour AR, jaune pour GA et bleu pour BL. Les centres des régimes sont dénotés par les croix de couleur respective.

Les nuées représentant le Dorsale Atlantique (AR) et le Blocage (BL) dans la classification automatique se situent approximativement dans les mêmes endroits de l'espace de trois EOFs que dans la classification basée sur les régimes observés, même si ces nuées ne sont pas tout à fait identiques. En revanche, les représentations respectivement du régime Zonal (ZO) et de L'Anticyclone du Groenland (GA) sont assez différentes. Le régime Zonal se produit pendant la phase négative de la première EOF dans les deux cas. En revanche, dans la classification basée sur les régimes observés, le régime zonal (ZO) apparaît essentiellement pendant la phase négative de la troisième EOF, alors que dans la classification automatique aucune phase de cette EOF n'est privilégiée. Dans la représentation de l'Anticyclone du Groenland (GA) les phases négatives de la deuxième et troisième EOFs joue un rôle important dans les deux classifications. En revanche la phase positive de la première EOF est discriminante dans la classification automatique mais n'a

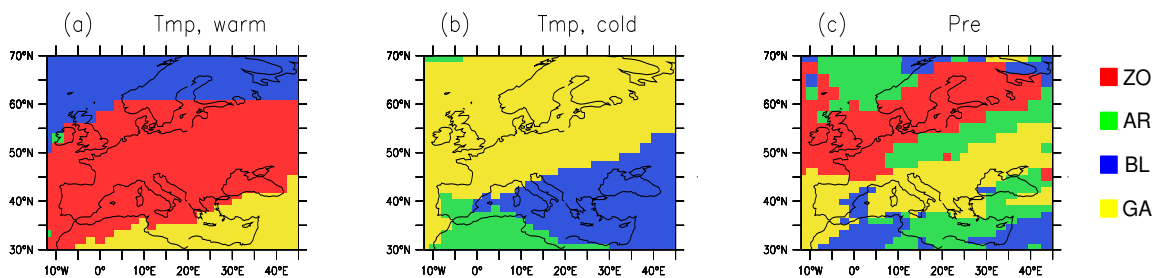


FIG. 5.14 – Classes de circulation qui dans le climat de contrôle favorisent (a) les températures chaudes, (b) températures froides et (c) précipitation.

aucune importance dans la classification basée sur les régimes observés.

### Le lien entre les régimes de temps et les climats moyens régionaux

La classification basée sur les régimes de temps observés nous a permis de construire quatre classes de circulation similaires aux régimes observés. Les structures spatiales de ces classes représentent les « centres de gravité » de tous les états journaliers classés dans les régimes correspondants. Bien entendu, la position correcte du centre d'une classe ne garantit pas que les états individuels appartenant à cette classe possèdent les mêmes caractéristiques que le régime observé. Dans le contexte de notre étude « les caractéristiques d'un régime » signifient son influence particulière sur le climat européen.

Afin de valider les classes de circulation nous avons analysé la relation qui existe dans le modèle entre les classes et les variables climatiques moyennes. Nous avons appliqué l'approche décrite dans le paragraphe 5.3 pour le climat observé. Figure 5.14 représente les influences des classes de circulation sur les valeurs moyennes de températures chaudes, de températures froides et de précipitations dans LMDZ. La comparaison de ces cartes avec celles représentant les influences observées respectives (Fig. 5.3 - 5.5, en haut à gauche), montre qu'en général le lien entre les classes de circulation et le climat local en Europe est bien reproduit par LMDZ.

## 5.6 La stabilité des régimes de temps et leur influence sur le climat européen dans le futur

Dans le paragraphe précédent nous avons montré que l'atmosphère simulée par LMDZ possède une variabilité cohérente avec les caractéristiques principales de l'atmosphère réelle. En outre, la relation entre les classes de circulation définies à grand échelle et les climats moyens régionaux est suffisamment bien reproduite par le modèle. Ces qualités de LMDZ nous autorisent à l'utiliser pour des études des changements régionaux du climat basées sur les approches de downscaling, et notamment celles qui utilisent la classification en régimes de temps. Ces approches sont généralement considérées comme appropriées pour évaluation des changements des événements extrêmes (Wilby et al., 2004).

Cependant les méthodes de downscaling statistique/statistique-dynamique supposent une hypothèse de base selon laquelle la relation entre les régimes de temps et le climat local reste stable dans des nouvelles conditions climatiques. D'un point de vue général, une

telle supposition ne peut pas être vérifiée. Les seuls outils que l'on possède pour prévoir le climat futur sont les AOGCMs. Cependant la stabilité de la relation entre les caractéristiques climatiques à grande et à petite échelle ne peut pas être testée avec l'aide des modèles couplés, car leur résolution ne permet généralement pas de rendre compte précisément des phénomènes à échelle local (c'est pour cela, d'ailleurs, que l'on cherche des méthodes alternatives pour évaluer le climat régional futur). Néanmoins, il est possible d'obtenir des indices qui nous aideront à juger la validité de cette hypothèse.

Dans ce paragraphe nous analysons les propriétés de la circulation atmosphérique et son influence sur le climat local dans les conditions climatiques futures. Le climat futur est représenté par la simulation exp03 de LMDZ qui représente la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2070-2099). Les conditions aux limites pour cette simulation ont été extraites des sorties du modèle couplé de l'IPSL. L'émission anthropique des gaz à effet de serre a été imposée suivant le scénario A2 du GIEC.

### 5.6.1 Le nombre de régimes est-il constant ?

L'hypothèse de base de l'approche de downscaling implique une autre hypothèse qui consiste à considérer le nombre des régimes de la circulation atmosphérique comme une constante. On suppose donc que le nombre des états préférentiels de l'atmosphère détecté à partir des observation sera le même dans le climat futur. Cette sous-hypothèse ne peut pas être directement vérifiée avec l'aide du modèle LMDZ, car les régimes propres de l'atmosphère simulée ne correspondent pas tout à fait aux régimes observés. Cependant, l'analyse du comportement de l'atmosphère du modèle en réponse à un forçage supplémentaire peut nous donner des idées générales sur le comportement du système atmosphérique réel dans des climats différents de l'actuel.

Rappelons que dans la simulation de contrôle la circulation atmosphérique est caractérisée par trois régimes robustes et significatifs (Fig.5.9, 5.10). Quand on applique la classification en quatre clusters, deux premiers régimes restent pratiquement inchangés tandis que le troisième apparaît divisé en deux composantes (Fig.5.11). Cette classification est toujours robuste mais pas significative.

Figure 5.15 montre que dans le climat futur les régimes robustes et significatifs se produisent lors de la classification en quatre clusters. Les structures spatiales de ces régimes (Fig. 5.16) ne changent pas beaucoup par rapport aux quatre régimes du climat actuel montrés dans Figure 5.11. On observe néanmoins des renforcements significatifs des anticyclones dans les régimes AR et GA. C'est probablement ce renforcement qui les rend significatifs dans le climat futur. On constate également une légère diminution des fréquences relatives de ces régimes par rapport au climat actuel.

Ainsi nous n'avons pas détecté de disparition d'un régime ou d'apparition d'un régime complètement nouveau. Notre expérience ne rejette donc pas l'hypothèse selon laquelle le système climatique possède un nombre fixe d'états préférentiels qui ne change pas sous un forçage supplémentaire. Cependant, il est possible qu'un régime particulier se caractérise par une nouvelle intensité ou/et une nouvelle fréquence d'apparition suffisamment faible pour que les méthodes de détection échouent. De même, on ne peut pas exclure un léger déplacement des structures des régimes de temps.

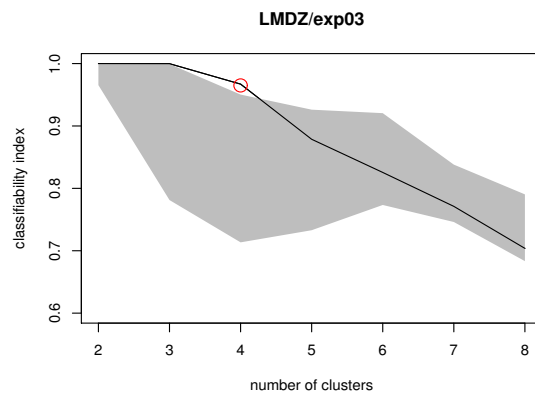


FIG. 5.15 – L'indice de classifiabilité pour différents nombres de clusters avec ses intervalles de confiance de 10-90% pour la simulation du climat futur exp03

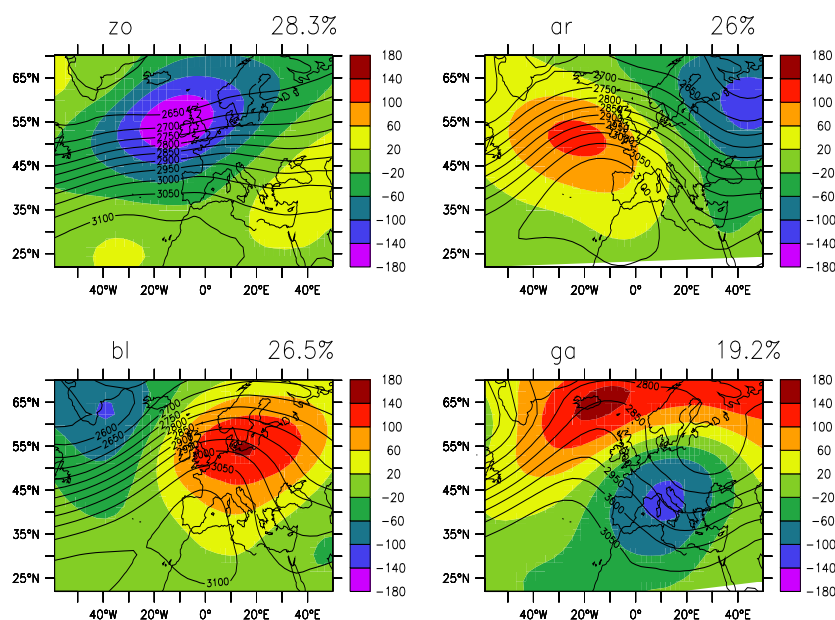


FIG. 5.16 – Régimes de temps correspondant à quatre clusters significatifs détectés dans la simulation du climat futur exp03 (les couleurs indiquent les anomalies des régimes et les contours représentent les composites de la hauteur de géopotentiel).

### 5.6.2 Le lien établi pour le climat actuel reste-il valable dans le futur ?

Retournons maintenant à l'hypothèse de base de l'approche de downscaling. On suppose que la relation trouvée pour le climat actuel entre la variable prédictive définie à grande échelle et les variables locales d'intérêt ne change pas dans le futur. Nous nous sommes intéressés par les extrêmes de température et de précipitation. Ces variables locales ne sont pas toujours correctement présentées par les modèles actuels. En revanche on fait beaucoup plus confiance aux modèles lorsqu'il s'agit des valeurs moyennes de ces variables. De plus nous avons vu dans le paragraphe 5.5.4 que le modèle LMDZ reproduit bien le lien entre les moyennes de température et de précipitation et les classes de



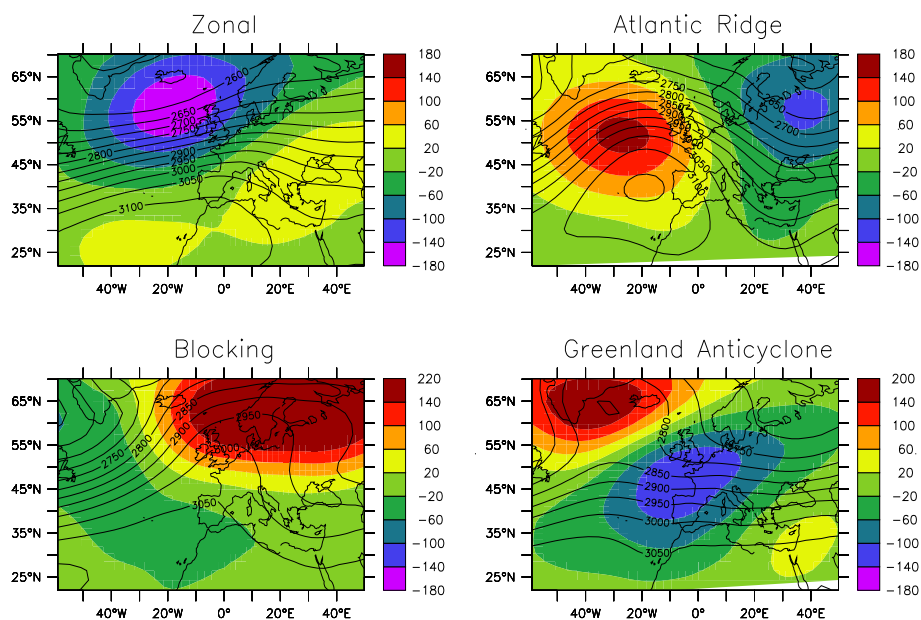


FIG. 5.17 – Quatre classes de circulation dans la simulation LMDZ/IPSL (2070-2099) obtenue par la projection sur les régimes de temps observés (les couleurs indiquent les anomalies des régimes et les contours représentent les composites de la hauteur de géopotential).

circulation.

Nous allons donc examiner ce lien dans la simulation du climat futur. Si le lien est le même que dans la simulation de contrôle on ne pourra pas rejeter l’hypothèse de base. Si, en revanche, l’influence de la grande échelle sur les variables moyennes locales change dans le futur, il a une bonne chance que la relation avec les événements extrêmes soit également modifiée.

### Les classes de circulation dans le climat futur

Nous supposons que le nombre des régimes de temps et leurs structures spatiales ne changent pas dans le climat futur. Ainsi pour trouver les classes de circulation dans la simulation exp03 il est logique d’appliquer la classification basée sur les régimes observés dans le climat actuel, comme c’était fait pour la simulation de contrôle. La Figure 5.17 représente les quatre classes de circulation future correspondant respectivement aux régimes Zonal, Dorsale Atlantique, Blocage et Anticyclone de Groenland. On n’observe pas de changements significatifs des structures des classes par rapport au climat de contrôle. En revanche, le Tableau 5.2 contenant la statistique des classes dans les deux expériences, montre que la fréquence et la durée de régimes ne restent pas les mêmes. Le régime Zonal est caractérisé par une augmentation du nombre total de jours, tandis que le nombre de jours correspondant à l’Anticyclone de Groenland diminue. Ces modifications sont liés plutôt aux changements de nombre d’épisodes des régimes qu’aux changements de leurs durées. Les épisodes de Dorsale Atlantique deviennent moins fréquents, mais plus longs. La statistique du Blocage ne change pas significativement.



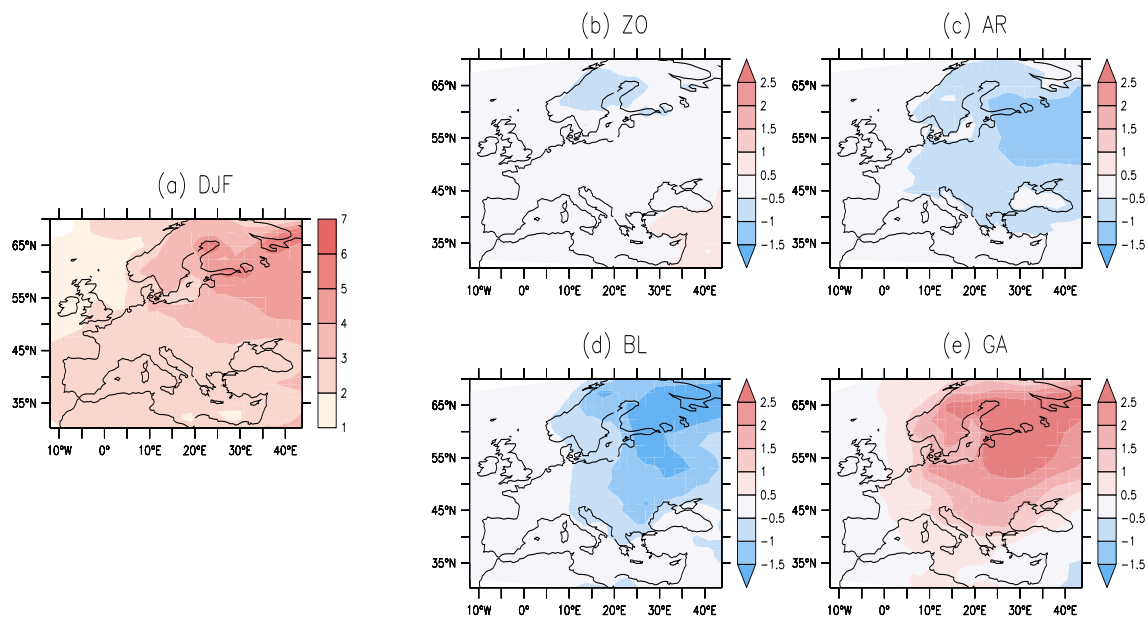


FIG. 5.18 – Changement de la température moyenne en hiver (climat futur - climat de contrôle) : (a) pour la saison entière ; (b-e) pour les jours qui correspondent respectivement à quatre classes de circulation ZO, AR, BL et GA (anomalies par rapport à (a)).

### L'influence des classes sur les variables locales

Pour vérifier si le lien entre les classes de circulation et les variables locales change dans le climat futur nous souhaitons tout d'abord savoir si le changement climatique correspondant se manifeste de la même façon à l'intérieur des quatre régimes. A titre d'exemple nous examinons le changement de température moyenne journalière entre la simulation de contrôle et exp03. La carte 5.18a représente ce changement pour toute la saison d'hiver. Les cartes 5.18(b-e) montrent les changements de températures moyenne calculés seulement pour les jours qui correspondent aux quatre classes de circulation. Ces dernières cartes représentent les anomalies par rapport au changement moyen pour toute la saison.

Les anomalies du changement pendant le régime Zonal (ZO) par rapport au changement pour la saison entière sont généralement proches de zero. C'est-à-dire que l'augmentation de température à l'intérieur du régime Zonal a environ les mêmes valeurs que

Régime	Nombre de jours	Nombre relatif de jours (%)	Durée moyenne d'un épisode (jours)	Nombre d'épisodes
ZO	733/870	16.6/19.7	4.6/4.9	160/178
AR	803/788	18.2/17.9	4.8/5.5	167/143
BL	401/425	9.1/9.6	4.5/4.7	89/91
GA	427/337	9.7/7.6	4.4/4.2	98/81

TAB. 5.2 – La statistique des classes de circulation dans le climat actuel et futur, exp00/exp03

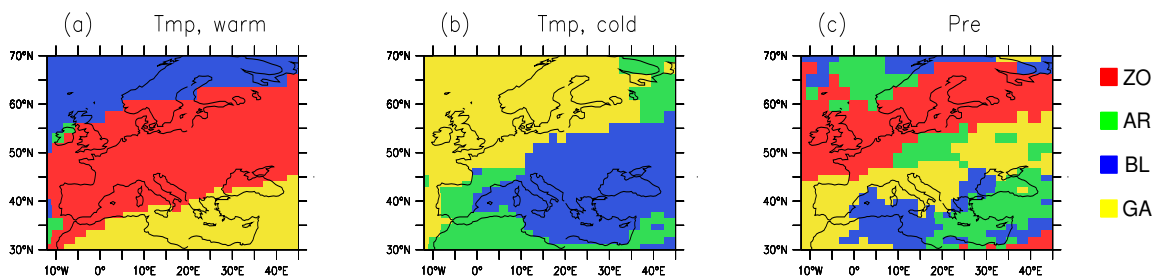


FIG. 5.19 – Classes de circulation qui dans le climat futur favorisent (a) les températures chaudes, (b) températures froides et (c) précipitation.

l'augmentation moyenne en hiver. Pour les jours qui correspondent à la Dorsale Atlantique (AR) et au Blocage (BL) le réchauffement est moins fort sur la plupart de l'Europe. Le régime Anticyclone du Groenland (GA) est, en revanche, caractérisé par une hausse très importante des températures (jusqu'à 4°C de plus que pour la saison entière). Ce dernier résultat semble lié au fait que la température journalière minimale augmente plus vite que celle maximale (voir les résultats du chapitre 4). Comme l'Anticyclone du Groenland est le régime favorable pour les froids d'hiver (paragraphe 5.4), il est donc caractérisé par le réchauffement le plus remarquable.

L'exemple de la température moyenne nous permet de constater que le changement climatique se manifeste de façon différente en fonction de régime de circulation. Cette différence est-elle suffisamment importante pour changer la domination d'un régime qui est favorable pour l'occurrence de tel ou tel événement climatique sur une région donnée dans le climat actuel ? La Figure 5.19(a-c) montre les classes de circulation favorables pour l'occurrence respectivement de température chaude, température froide et précipitations dans le climat futur.

Les valeurs maximales de températures moyennes sont caractérisées pratiquement par le même lien avec les classes de circulation que dans le climat de contrôle (Fig. 5.14a). En revanche, la relation entre les classes de circulation et les valeurs minimales de température moyenne se modifie dans le futur (comparer Fig. 5.19b et Fig. 5.14b). L'influence de l'Anticyclone de Groenland est plus faible sur une grande partie de l'Europe. Au centre il laisse sa place au Blocage ; au Sud-Ouest et au Nord-Est c'est la Dorsale Atlantique qui prend le relais. Ce résultat peut être expliqué par la raison suivante : dans le climat actuel l'Anticyclone du Groenland favorise des températures très basses en hiver ; pendant ce régime le courant-jet est affaibli et la température sur la plupart d'Europe est dominée par l'effet de l'advection d'air froid provenant du continent (paragraphe 5.4). Dans le futur l'Anticyclone du Groenland est toujours associé avec des vents d'ouest faibles et de l'advection d'air continental. Cependant les anomalies de température associées au régime GA sont moins froides pour le climat futur que pour le climat actuel (fig. 5.18e). Il est possible que cela soit une conséquence directe du réchauffement qui est, en moyenne, plus élevé sur les régions continentales (IPCC, 2007). En revanche, pendant le régime de blocage (anticyclone sur l'Europe) les minima de température proviennent d'un fort refroidissement local ; ce phénomène se maintient dans le futur et s'étend sur de plus grandes régions.

Le lien entre les classes de circulation et les précipitations moyennes ne change pas

beaucoup (comparer Fig. 5.19c et Fig. 5.14c). On remarque néanmoins deux régions où l'influence des classes change significativement. L'influence du Blocage augmente sur l'ouest de la Mer Noire et sur la Roumanie et la Bulgarie. Le rôle de la Dorsale Atlantique devient moins important pour les précipitations moyennes sur le Nord-Est de la Russie.

Ainsi, en général, pour la température journalière maximale et les précipitation nous ne pouvons pas rejeter l'hypothèse selon laquelle la relation entre les régimes de circulation et les variables locales en Europe ne change pas dans le climat futur. Cependant la fiabilité de cette hypothèse s'est avérée douteuse dans le cas de la température journalière minimale.

## 5.7 Synthèse

L'objectif de ce chapitre était d'étudier le lien entre la circulation atmosphérique hivernale à grande échelle et les événements extrêmes locaux sur l'Europe. Dans ce but nous avons fait appel au concept de régimes de temps. La relation entre la circulation atmosphérique et le climat local a été définie en termes de régimes favorisant l'occurrence des phénomènes climatiques d'intérêt.

Dans un premier temps cette relation a été établie à partir d'observations. La région Atlantique Nord - Europe est caractérisée en hiver par quatre régimes de temps : régime Zonal, Dorsale Atlantique, Blocage et Anticyclone de Groenland. L'influence des régimes sur les conditions locales de température et de précipitations peut être résumée comme suit :

- L'état Zonal (NAO+) est associé aux températures chaudes et extrêmement chaudes sur la plupart de l'Europe sauf sur ses bordures nord et sud. Sur la côte ouest et sur le Nord de l'Europe il favorise les précipitations en général, et une grande partie des événements de précipitation extrêmes.
- L'Anticyclone du Groenland (NAO-) est responsable au Sud des températures élevées et des cas des précipitations. Il engendre les jours froids au Nord et extrêmement froids sur la plupart du continent.
- Le Blocage favorise les températures chaudes au Nord et températures froides au Sud - Est de la région. Il est associé aux événements de précipitations et surtout de précipitations intenses sur la Méditerranée.
- La Dorsale Atlantique s'est avérée comme le régime dominant dans le cas des températures basses sur le Sud - Ouest de la région. Il favorise les jours de précipitation sur l'Europe d'Est et centrale et correspond généralement aux précipitations intenses sur le centre du continent.

Dans un deuxième temps nous avons examiné la dynamique de l'atmosphère simulée par le modèle LMDZ. L'analyse des EOFs a révélé que sur la région considérée la structure de la NAO apparaît dans la troisième EOF et explique 15% de variance totale (dans les observations elle correspond à la première EOF et explique 23% de variance). Nous avons pu définir des classes de circulation de l'atmosphère dans le modèle qui correspondent parfaitement aux régimes de temps observés, en ce qui concerne leurs structures spatiales ainsi que leur influence sur le climat local. Cela confirme que LMDZ est un GCM approprié pour des études d'impact régional du changement climatique basées sur l'approche de downscaling statistique-dynamique.

Enfin, nous avons testé la stabilité de la relation entre la circulation atmosphérique et les variables climatiques locales sur laquelle repose l'approche de downscaling statistique-dynamique. L'analyse de la température moyenne a démontré que cette relation peut changer dans un climat plus chaud. En effet, la relation entre la température locale et la circulation est généralement liée à l'advection de masses d'air. En particulier, en hiver le régime de circulation Anticyclone du Groenland est associé à la domination de l'air continental sur l'Europe. Il favorise ainsi les températures basses. Cependant dans le climat futur les anomalies de température liées à ce régime sont beaucoup moins froides que dans le climat actuel. On explique ce phénomène par un réchauffement plus élevé sur les régions

continentales dans le climat futur, qui implique que le gradient zonal de la température de surface est réduit.



# Conclusions et perspectives

## Conclusions

Au cours de cette thèse nous avons tenté d'approfondir notre connaissance sur la nature statistique et physique des températures et précipitations extrêmes et sur leur réponse au réchauffement climatique lié à une augmentation de l'effet de serre. Nous nous sommes concentré sur la région Europe - Méditerranée qui est particulièrement vulnérable à la variation et changement du climat.

Afin de qualifier et quantifier les extrêmes climatiques nous avons utilisé l'outil statistique, la théorie des valeurs extrêmes (EVT). Depuis quelques années la EVT a commencé à connaître un succès grandissant dans la communauté climatologique. Cependant les études utilisant la EVT analysent souvent uniquement les sorties des modèles climatiques ou des réanalyses (Nogaj et al., 2006 ; Kharin et al., 2007). Les travaux basés sur les données observées ne considèrent généralement pas un grand nombre de stations (Kyselý, 2002a ; Parey et al., 2007). Dans ce travail nous avons analysé les données d'à peu près deux cents stations européennes et méditerranéennes fournies par le projet ECA&D. Nous avons établi la climatologie des événements extrêmes, en particulier par rapport à la climatologie des moyennes, globalement sur le continent européen (cf. section 3.4, p.46). Notre étude a ainsi confirmé la possibilité et l'intérêt d'utiliser la EVT pour analyser les observations des extrêmes climatiques.

La forte variabilité spatiale observée pour les extrêmes, surtout pour les précipitations, souligne la nécessité de l'approche régionale pour estimer leur évolution en réponse aux changements climatiques. C'est l'utilisation du modèle de circulation générale à maille variable LMDZ avec le zoom sur la Méditerranée qui nous a permis d'affiner l'analyse des extrêmes localement sur la région de notre intérêt. Bien que le modèle LMDZ ait déjà été utilisé pour des études régionales, son application à l'analyse des extrêmes a été effectuée pour la première fois dans cette thèse.

Nous avons validé le modèle par comparaison à des observations et à des réanalyses. Cette analyse a montré la capacité de LMDZ à reproduire correctement certains aspects des extrêmes. En particulier, la répartition spatiale des extrêmes est généralement bien représentée ; les extrêmes chauds sur toute la région et les extrêmes froids dans le Sud sont assez réalistes. Les principaux défauts consistent en une sous-estimation des extrêmes froids au Nord, à cause de leur variabilité interannuelle très faible dans le modèle, et à une sous-estimations des précipitations intenses, toujours en raison d'une faible variabilité interannuelle simulée par LMDZ.

L'évolution des extrêmes au milieu et à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle a été ensuite évaluée, en

utilisant des simulations de LMDZ pour le climat futur sous l'hypothèse du scénario A2 du GIEC. Un signal du changement climatique a été détecté pour les extrêmes : il consiste en un réchauffement de la température minimale plus important que le réchauffement de la température maximale, et en une augmentation des précipitations intenses sur toute le continent malgré une réduction significative des précipitations totales sur le bassin méditerranéen. A l'aide de la EVT nous avons pu détecté les caractéristiques statistiques des extrêmes les plus sensibles au changement climatique. Les conclusions détaillées de cette étude sont résumées dans la section 4.4, p.71.

Afin de mieux comprendre la nature des événements climatiques extrêmes nous avons pris en compte plus largement le système climatique. Nous avons étudié le lien entre la circulation atmosphérique à grande échelle et les événements extrêmes locaux. En utilisant le concept de régimes de temps et en considérant la saison d'hiver nous avons qualifié ce lien. Nous avons notamment montré une forte influence des régimes de temps sur les variables locales, y compris sur les extrêmes, en Europe (cf. section 5.7, p.97).

L'importance de la circulation atmosphérique pour l'occurrence des extrêmes nous a conduit à tester la capacité du modèle LMDZ à reproduire la dynamique de l'atmosphère. Nous avons montré que le modèle représente les principales caractéristiques de la circulation à grande échelle sur le secteur Atlantique Nord - Europe. En particulier, nous avons pu détecter les régimes de circulation dans le modèle qui correspondent aux régimes réels non seulement au niveau de leur structure spatiale mais aussi au niveau de leur influence sur le climat local. Ces qualités de LMDZ nous autorisent à l'utiliser pour des études régionales des changements climatiques basées sur des méthodes de downscaling statistique-dynamique.

Dans la dernière partie du travail nous avons tenter de définir quelques éléments de réflexion sur l'approche de downscaling statistique-dynamique qui est généralement considérée comme appropriée pour des estimations de l'évolution des extrêmes (Wilby et al., 2004). A l'aide du modèle LMDZ nous avons, entre autres, souligné la fragilité de l'hypothèse de base de ce type de downscaling selon laquelle la relation entre les régimes de temps et les variables locales, établie pour le climat actuel, ne change pas dans le futur. Nous avons également montré que le réchauffement futur ne se manifeste pas de la même façon à l'intérieur des régimes de circulation différents. Les jours associés au régime de l'Anticyclone du Groenland, par exemple, correspondent à une augmentation de température beaucoup plus important qu'au moyen en hiver. Ceci suggère que le changement climatique ne peuvent pas être interprétés seulement comme changement de la fréquence et de l'intensité des régimes de temps.

Par manque de temps nous n'avons pas détaillé cette étude, qui reste pour l'heure très générale. Elle doit être poursuivie afin de préciser et quantifier nos résultats préliminaires.



## Perspectives

Au cours de cette thèse nous avons travaillé avec le modèle climatique à maille variable LMDZ. La validation du modèle a permis de détecter des sous-estimations des extrêmes de température minimale et des précipitations. Ces défauts « typique » pour les modèles climatiques (par exemple Déqué, 2007 ; Kharin et al., 2005 ; Frei et al., 2003) sont liés, en partie, à la résolution spatiale du modèle. Il est généralement convenu d'interpréter les sorties des modèles calculées sur une grille comme étant représentatives des moyennes spatiales sur des domaines des mailles. L'augmentation de la résolution devrait donc mener aux valeurs extrêmes plus fortes. D'un autre côté, la résolution plus fine permet d'évaluer plus précisément les processus physiques sous-maille qui sont importants en particulier pour les précipitations. Ainsi les modèles régionaux à haute et très haute résolution nous ouvriront des nouvelles perspectives sur l'étude des phénomènes extrêmes.

Afin d'estimer les changements futurs des extrêmes liés à l'effet de serre nous avons utilisé plusieurs changements des conditions aux limites, issues des différents modèles couplés. Ceci nous a permis d'évaluer un type d'incertitude, mais nous n'avons considéré qu'un seul scénario d'émission (GIEC-A2) et utilisé un unique modèle (LMDZ). De nombreuses incertitudes subsistent concernant les changements possibles dans le régime des extrêmes. Ces incertitudes ne pourront être évaluées qu'en utilisant l'approche multi-modèle et en employant des différents scénarios d'émission.

Il sera aussi intéressant de comparer, en termes d'extrêmes, les sorties des modèles climatiques régionaux avec les résultats d'autres méthodes de régionalisation, telles que le downscaling statistique/statistique-dynamique. En plus, comme il était montré dans le chapitre 5, le modèle LMDZ pourrait fournir l'information à grande échelle pour ce type de méthodes.

Les simulations du modèle LMDZ utilisées dans cette thèse ont été effectuées en mode climatologique, c'est-à-dire que les conditions aux limites du modèle représentent une situation moyenne pendant la période considérée. Ce type des simulations est cohérent avec notre approche *stationnaire* pour l'étude des extrêmes : les distributions des valeurs extrêmes ont été ajustées aux données simulées sous l'hypothèse que les statistiques climatiques ne changent pas significativement à l'intérieur de la période donnée (en langage statistique, on dit que les maxima sont identiquement distribués). Cependant l'approche stationnaire ne permet pas d'étudier la tendance dans l'évolution du climat. L'estimation de la tendance des extrêmes et de leurs caractéristiques statistiques peut être envisagée en se basant sur l'utilisation des simulations transitoires de type AMIP (simulations interannuelles avec le forçage qui varie d'une année à l'autre). L'hypothèse de stationnarité des variables climatiques peut néanmoins s'avérer fautive dans ce cas. Il sera donc nécessaire d'étendre la EVT au cas non-stationnaire, c'est-à-dire que l'on devra considérer les distributions de valeurs extrêmes avec les paramètres variant dans le temps (Kharin and Zwiers, 2005 ; Nogaj et al., 2006 ; Parey et al., 2007). La EVT non-stationnaire offre, en plus, la possibilité d'estimer la tendance des paramètres des extrêmes non seulement en fonction du temps mais aussi en fonction d'un autre indice, comme les concentrations des gaz à effet de serre, l'indice de circulation atmosphérique (tel que l'indice de la NAO) ou autre (Nogaj, 2006).

Nous avons souligné une forte influence de la circulation atmosphérique sur les extrêmes locaux en Europe. En analysant cette influence nous avons considéré seulement les jours correspondant aux régimes de temps définis sur le secteur Atlantique Nord - Europe. L'importance des jours de transition a été néanmoins souligné par des études récentes. En particulier, SanchezGomez et Terray (2005) ont montré l'importance de la transition entre le régime Zonal et celui de l'Anticyclone du Groenland pour les épisodes de précipitations intenses sur l'ouest de la France. L'étude des phénomènes climatiques pendant les jours de transition, bien que plus compliquée à effectuer, pourrait donner plus d'information sur le lien entre la circulation et les extrêmes locaux.

# Annexe A

## Acronymes

Ci-dessous sont indiquées les abbréviations utilisées dans la thèse et les adresses *web* correspondantes.

ACC	Anomaly Correlation Coefficient
ACP	Analyse en Composantes Principales
AGCM	Atmosphere General Circulation Model Modèle de Circulation Générale d' Atmosphère
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project <a href="http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/modeldoc/amip/">http ://www-pcmdi.llnl.gov/projects/modeldoc/amip/</a>
AOGCM	Atmosphere-Ocean coupled General Circulation Model Modèle de Circulation Générale couplé Océan Atmosphère
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques <a href="http://www.cnrm.meteo.fr">http ://www.cnrm.meteo.fr</a>
ECA&D	European Climate Assessment & Dataset <a href="http://eca.knmi.nl">http ://eca.knmi.nl</a>
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts <a href="http://www.ecmwf.int">http ://www.ecmwf.int</a>
EOF	Empirical Orthogonal Function Fonctions Orthogonales Empirique
ERA	ECMWF Re-Analyses
GCM	General Circulation Model Modèle de Circulation Générale
GEV	Generalized Extreme Value distribution

---

GIEC - IPCC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat Intergovernmental Panel on Climate Change <a href="http://www.ipcc.ch">http://www.ipcc.ch</a>
GPD	Generalized Pareto Distribution
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory <a href="http://www.gfdl.noaa.gov">http://www.gfdl.noaa.gov</a>
EVT	Extreme Value Theory
i.i.d	Indépendantes et identiquement distribués
IPSL	L'Institut Pierre-Simon Laplace <a href="http://www.ipsl.jussieu.fr">http://www.ipsl.jussieu.fr</a>
LAM	Limited Area Models
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
NAO	North Atlantic Oscillation Oscillation Nord-Atlantique
NCEP	National Centers for Environmental Prediction <a href="http://www.ncep.noaa.gov">http://www.ncep.noaa.gov</a>
PDF	Probability Density Function Fonction de Densité de Probabilité
POT	Peaks Over Threshold
SST	Sea Surface Temperature Température de Surface de Mer
v.a.	Variable aléatoire

# Annexe B

## Forçages

La Figure B.1 montre la variation de la SST et de la fraction de glace de mer dans les trois scénarios globaux IPSL, CNRM et GFDL. On peut constater que le scénario IPSL possède un réchauffement moins important et que les scénarios CNRM et GFDL un réchauffement plus fort. Les océans tropicaux se réchauffent d'environ 2°C dans IPSL, mais de 2 à 3°C dans CNRM et GFDL. Les océans de hautes latitudes se réchauffent moins, avec une amplitude de 0 à 1°C pour IPSL et 0 à 2°C pour CNRM et GFDL. On remarque que le réchauffement est très faible pour l'océan austral, même un refroidissement est observé dans les scénarios IPSL et CNRM. Ceci est dû à une modification de la formation d'eau de fond antarctique. Un refroidissement est également observé pour l'Atlantique Nord, certainement lié aussi à la circulation thermohaline atlantique.

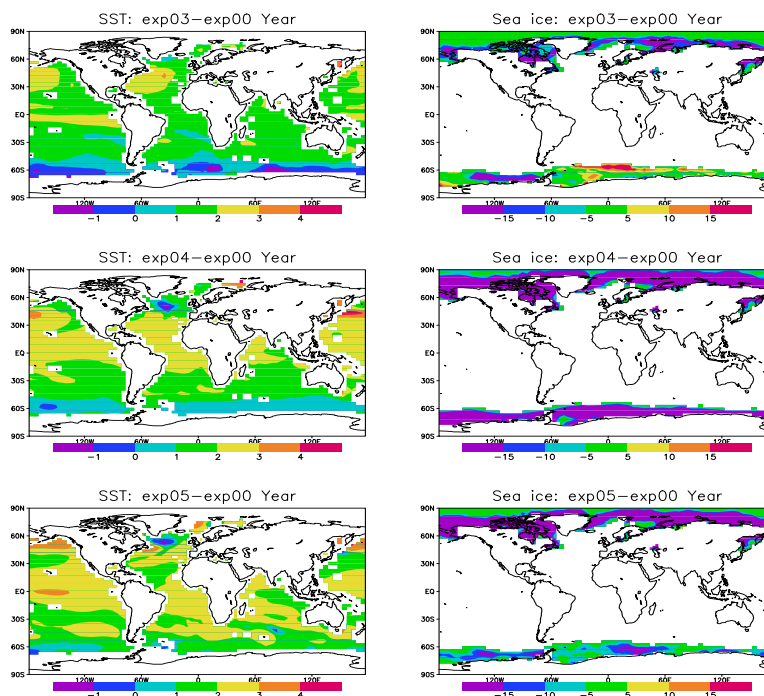


FIG. B.1 – Changement de la SST (à gauche) et de la fraction de glace de mer (à droite) dans les trois scénarios globaux IPSL, CNRM et GFDL (respectivement de haut en bas) pour la période 2070-2099 par rapport à la période 1970-1999



# Annexe C

## La classification automatique « k-moyennes »

Afin d'effectuer la classification automatique (*cluster analyse*, en anglais) nous avons utilisé la fonction *kmeans* du logiciel libre R (<http://www.r-project.org>). Cette fonction effectue la classification « k-moyennes » connue comme cas particulier de la méthode des clusters dynamiques (Diday and Simon, 1976).

La méthode « k-moyenne » développée par les statisticiens a été employée en météorologie pendant des années pour l'analyse des nuages dans les images satellitaires (Desbois et al., 1982). Michelangeli et al. (1995) ont proposé de l'appliquer aux données du géopotential pour la recherche des régimes de temps. L'idée de la méthode est suivante. Étant donné un ensemble de points  $X$  définis dans un espace  $n$ -dimensionnel, et étant donné un nombre  $k$  de clusters, on cherche une partition  $P$  de données  $X$  en  $k$  clusters  $C_1, C_2, \dots, C_k$  qui minimise la somme de variance à l'intérieur des clusters,

$$W(P) = \sum_{j=1}^k \sum_{X \in C_j} d^2(X, Y_j) \rightarrow \min, \quad (C.1)$$

où  $Y_j$  est le point central (le « centroïde ») du cluster  $C_j$ . La distance euclidienne  $d(X, Y)$  est utilisée comme mesure de ressemblance entre deux points  $X$  et  $Y$ .

Il existe plusieurs variantes de l'algorithme itératif pour « k-moyennes » qui se différencient par leur initialisation, leur règle d'iteration et leur critère d'arrêt. La fonction *kmeans* du logiciel R permet de choisir l'algorithme approprié en utilisant l'option *algorithm*. Nous avons utilisé l'algorithme par défaut de Hartigan and Wong (1979).

Il s'avère que l'algorithme converge toujours vers une partition finale, quel que soit la distribution des données. Cependant si la distribution des données est uniforme, la partition finale pourrait dépendre fortement du choix initial des centres de clusters. En revanche, si les données sont réparties en clusters distincts, deux différentes réalisations d'algorithme devraient donner approximativement les mêmes résultats. La dépendance du choix initial des centroïdes peut être ainsi utilisée comme indicateur du degré de classifiabilité des données en  $k$  clusters.

- Michelangeli et al. (1995) ont développé cette idée, et élaboré une méthode qui permet
- d'identifier la meilleure partition pour un nombre donné de clusters  $k$  ;
  - de définir le meilleur nombre de clusters  $k$ .

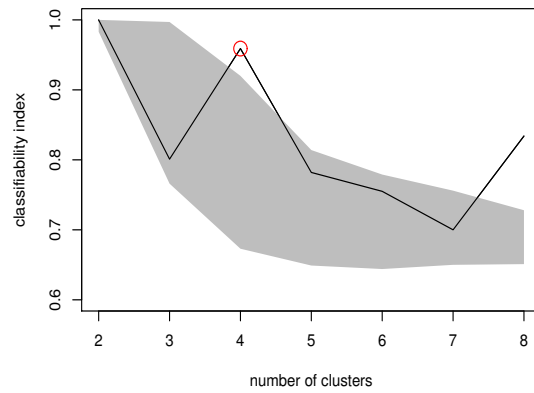


FIG. C.1 – L'indice de classifiabilité pour différents nombres de clusters avec ses intervalles de confiance de 90% pour les données ERA40

Une façon naturelle de mesurer la classifiabilité consiste à comparer plusieurs partitions finales pour un nombre donné  $k$ . L'algorithme « k-moyennes » s'applique donc aux données 100 fois avec des initialisations aléatoires, en fournissant 100 partitions finales ( $P_i, i = 1, \dots, 100$ ).

On analyse d'abord les partitions en cherchant entre elles les clusters qui se correspondent. Pour deux partitions données  $P_m$  et  $P_n$  on calcule les coefficients de corrélation d'anomalie (ACC, Anomaly Correlation Coefficient) entre les  $k$  clusters de  $P_m$  et  $k$  clusters de  $P_n$ . A chaque cluster de  $P_m$  on associe le cluster de  $P_n$  pour lequel son ACC avec le cluster donné de  $P_m$  est maximal. Puis, on définit la mesure de ressemblance entre deux partitions  $c(P_n, P_m)$  comme la valeur minimale parmi les valeurs des ACC choisis.

La moyenne des valeurs  $c(P_n, P_m)$  calculées pour toutes les paires  $(m, n)$  nous donne l'indice de classifiabilité  $C^*(k)$  qui dépend du nombre de clusters  $k$  :

$$C^*(k) = \frac{1}{100(100-1)} \sum_{1 \leq n \neq m \leq N} c(P_n(k), P_m(k)). \quad (C.2)$$

L'indice de classifiabilité pour différents nombres de clusters calculé pour les données du géopotential à 700 hPa des réanalyses ERA40, est montré dans la figure C.2. Les intervalles de confiance sont définies à l'aide du test de bruit rouge<sup>1</sup>. On voit que classifiabilité des données passe le test de 95% de significativité pour  $k = 4$  et  $k = 8$ . Cependant l'indice de classifiabilité pour  $k = 4$  est plus grand que pour  $k = 8$ . Ceci indique que la partition de données atmosphériques en 4 cluster est plus robuste.

<sup>1</sup>Le test de bruit rouge est destiné à déterminer si la classification des données est significative statistiquement. On construit un modèle autorégressif d'ordre un (appelé bruit rouge) à partir des données. En utilisant ce modèle on produit 100 échantillons aléatoires de même taille que les données réelles, et on calcule  $c^*(k)$  pour chaque échantillon. Les bornes de l'intervalle de confiance de 90% pour  $C^*(k)$  réel sont définies comme 6ème et 95ème quantiles de la suite  $\{c^*(k)\}_{i=1:100}$ .



# Bibliographie

- Abild, J., Andersen, E., and Rosbjerg, D. (1992). The climate of extreme winds at the Great Belt of Denmark. *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 41-44 :521–532.
- Alexander, L., Zhang, X., Peterson, T., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Ambenje, P., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., and Vazquez-Aguirre, J. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111 : DO5109 :doi : 10.1029/2005JD006290.
- Alexandersson, H. and co authors (2000). Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research*, 14 :71–73.
- Allen, M. and et Ingram, W. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419 :224–232.
- Alpert, P., Ben-Gei, T., Baharad, A., Benjamini, Y., Yekutieli, D., Colacino, M., Diodato, L., Ramis, C., Homar, V., Romero, R., Michaelides, S., and Manes, A. (2002). The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical Research Letters*, 29 :31.1–31.4.
- Babu, G. and Rao, C. (2004). Goodness-of-fit tests when parameters are estimated. *Sankhya*, A60(1) :63–74.
- Bacro, J. (2006). Modélisations stochastiques et valeurs extrêmes. *La Houille Blanche*, 5 :69–73.
- Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in Europe : a shape of things to come ? *Geophysical Research Letters*, 31 :L02022.
- Beniston, M. and Stephenson, D. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 44 :1–9.
- Brunetti, M., Buffoni, L., Mangianti, F., Maugeri, M., and Nanni, T. (2004). Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global and planetary Change*, 40 :141–149.
- Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l’oscillation nord-atlantique. *Météorologie*, 45 :21–32.

- Cassou, C., Terray, L., and Phillips, A. (2005). Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of Climate*, 18(15) :2805–2811.
- Castro-Diez, Y., Pozo-Vazquez, D., Rodrigo, F., and Esteban-Parra, M. (2002). NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophysical Research Letters*, 29(8) :1160, doi :10.1029/2001GL014042.
- Charney, J. G. and De Vore, J. (1979). Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking . *Journal of Atmospheric Science*, 36 :1205–1216.
- Cheng, X. and Wallace, J. (1993). Cluster analysis of the northern-hemisphere wintertime 50-hPa height field : spatial patterns. *Journal of Atmospheric Science*, 50(16) :2674–2696.
- Christensen, J., Carterand, T., and Giorgi, F. (2002). PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *EOS*, 83 :147.
- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer.
- Coles, S. G. and Dixon, M. (1999). Likelihood-based inference for extreme value models. *Extremes*, 2 :5–23.
- Corti, S., Molteni, F., and Palmer, T. (1999). Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, 398(6730) :799–802.
- Covey, C., AchutaRao, K., Cusbasch, U., Jones, P., Lambert, S., Mann, M., Phillips, T., and Taylor, K. (2003). An overview of Results from the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Global and Planetary Change*, 37 :103–133.
- Davison, A. (1984). Modelling excesses over high thresholds, with an application. In Tiago de Oliveira, J., editor, *Statistical Extremes and Applications*, pages 461–482. Ed., Reidel.
- Davison, A. and Smith, R. (1990). Models for exceedances over high thresholds. *J. Roy. Stat. Soc.*, D52 :393–442.
- Delworth, T. L., Stouffer, R., Dixon, K., Spelman, M., Knutson, T., Broccoli, A., Kushner, P., and Wetherald, R. (2002). Review of simulations of climate variability and change with the GFDL R30 coupled climate model. *Climate Dynamics*, 19(7) :555–574.
- Déqué, M. (2007). Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57 :16–26.
- Domonkos, P., Kysely, J., Piotrowicz, K., Petrovic, P., and Likso, T. (2003). Variability of extreme temperature events in South-Central Europe during the 20th century and its relationship with large-scale circulation. *Int. Journal of Climatology*, 23 :987–1010.
- Dufresne, J., Friedlingstein, P., Berthelot, M., Bopp, L., Ciais, P., Fairhead, L., LeTreut, H., and Monfray, P. (2002). Effects of climate change due to CO<sub>2</sub> increase on land and ocean carbon uptake. *Geophysical Research Letters*, 29(10) :10.1029/2001GL013777.
- Durbin, J. (1976). Kolmogorov-Smirnov tests when parameters are estimated. *Lect. Not. Math.*, 566 :33–44.
- Emanuel, K. (1991). A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of Atmospheric Science*, 48 :2313–2335.

- Fisher, R. and Tippett, L. (1928). Limiting forms of the frequency distributions of the largest or smallest number of a sample. *Proceeding of the Cambridge Philosophical Society*, 24 :180–190.
- Frei, C., Christensen, J., Déqué, M., Jacob, D., Jones, R., and Vidale, P. (2003). Daily precipitation statistics in regional climate models : Evaluation and inter-comparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 108(D3) :4124,doi :10.1029/2002JD002287.
- Frey-Buness, F., Heimann, D., and Sausen, R. (1995). A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, 50 :117–131.
- Frich, P., Alexander, L., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A., and Peterson, T. (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the 20th century. *Climate Research*, 19 :193–212.
- Gao, X., Pal, J., and Giorgi, F. (2006). Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters*, 33(L03706) :doi : 10.1029/2005GL024954.
- Genthon, C., Krinner, G., and Cosme, E. (2002). Free and laterally-nudged Antarctic climate of an Atmospheric General Circulation Model. *Monthly Weather Review*, 130 :1601–1616.
- Gerstengarbe, F., Werner, P., and Rüge, U. (1999). *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998)*, Nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5. Auflage, Potsdam und Offenbach a. M. .
- Gibelin, A. and Déqué, M. (2003). Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20 :327–339.
- Giorgi, F. (2006). Regional climate modeling : Status and perspectives . *J. Phys. IV France*, 139 :101–118.
- Giorgi, F., Bi, X., and Pal, J. (2004a). Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. Part I : Present-day climate (1961-1990) . *Climate Dynamics*, 22 :733–756.
- Giorgi, F., Bi, X., and Pal, J. (2004b). Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II : climate change scenarios (2071-2100). . *Climate Dynamics*, 23 :839–858.
- Gnedenko, B. (1943). Sur la distribution limite du terme maximum d'une s'erie al'eatoire. *Ann.Math.*, 44 :423–453.
- Goodrich, D. C., Faures, M., Woolhiser, D., Lane, L., and Sorooshian, S. (1995). Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. *J. Hydrol.*, 173 :283–308.
- Goubanova, K. and Li, L. (2006). Extremes in temperature and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations. *Global and Planetary Change*, 57 :27–42.
- Groisman, P. and al. (2005). Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of Climate*, 18 :1326–1350.

- Hansen, A. and Sutera, A. (1986). On the probability density function of planetary scale atmospheric waveamplitude. *Journal of Atmospheric Science*, 43 :3250–3265.
- Haylock, M. and Goodess, C. (2004). Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation. *Int. Journal of Climatology*, 24 :759–776.
- Holton, J. R. (1992). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. International Geophysics Series, Academic Press.
- Hosking, J. (1990). L-moments : analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *J. R. Stat. Soc.*, B52 :105–124.
- Hosking, J. (1992). Moments or L-moments ? An example comparing the two measures of distributional shape. *American statistics*, 46 :186–189.
- Hosking, J. and Wallis, J. (1987). Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution. *Technometrics*, 29 :339–349.
- Hosking, J. and Wallis, J. (1997). *Regional Frequency Analysis : An Approach Based on L-Moments*. Cambridge University Press,.
- Hosking, J., Wallis, J., and Wood, E. (1985). Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability weighted moments. *Technometrics*, 27 :251–261.
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J.-L., Fairhead, L., Filiberti, M.-A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Krinner, G., LeVan, P., Li, Z.-X., and Lott, F. (2006). The LMDZ4 general circulation model, 2005 : Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 19(15) :3445–3482.
- Hundecha, Y. and Bårdossy, A. (2005). Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. *Int. J. Climatol.*, 25 :1189–1202.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003). An overview of the north atlantic oscillation,. In Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M., editors, *The North Atlantic Oscillation : Climatic Significance and Environmental Impact.*, pages 1–35. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- IPCC (2001). *Climate change 2001 : The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In Houghton, J., Ding, Y., Griggs, D., Noguer, M., van der Linden, P., and Xiaosu, D., editors, , Cambridge, United Kingdom. Cambridge University Press, 944 pp.
- IPCC (2007). *Climate change 2007 : The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H., editors, , Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press, 996 pp.
- Jones, P. D., Horton, E. B., Folland, C. K., Hulme, M., Parker, D. E., , and Basnett, T. A. (1999). The Use of Indices to Identify Changes in Climatic Extremes. *Clim. Change*, 42 :131–149.

- Kageyama, M., D'Andrea, F., Ramstein, G. and Valdes, P. J., and Vautard, R. (1999). Weather regimes in past climate atmospheric general circulation model simulations. *Climate Dynamics*, 15(10) :773–793.
- Katz, R., Brush, G., and Parlange, M. (2005). Statistics of extremes : modeling ecological disturbances. *Ecology*, 86(5) :1124–1134.
- Katz, R. W. (2002). Techniques for estimating uncertainty in climate change scenarios and impact studies. *Climate Research*, 20 :167–185.
- Katz, R. W., Parlange, M., and Naveau, P. (2002). Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25 :1287–1304.
- Kharin, V. and Zwiers, F. (2000). Changes in the extremes in an Ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM. *Journal of Climate*, pages 3760–3788.
- Kharin, V. and Zwiers, F. (2005). Estimating extremes in transient climate change simulations. *Journal of Climate*, 18 :1156–1173.
- Kharin, V., Zwiers, F., and Zhang, X. (2005). Intercomparison of near surface temperature and precipitation extremes in AMIP-2 simulations, reanalyses and observations. . *Journal of Climate*, 18 :5201–5223.
- Kharin, V., Zwiers, F., Zhang, X., and Hegerl, G. (2007). Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *Journal of Climate*, 20 :1419–1444.
- Kiktev, D., Sexton, D., Alexander, L., and Folland, C. (2003). Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes. *Journal of Climate*, 16 :3560–3571.
- Kimoto, M. and Ghil, M. (1993). Multiple flow regimes in the Northern Hemisphere winter. Part II :sectorialregimes and preferred transitions. *Journal of Atmospheric Science*, 50 :2645–2673.
- Klein Tank, A. and co authors, . (2002). Daily dataset of 20 -century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. Journal of Climatology*, 22 :1441–1453.
- Klein Tank, A. and Können, G. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. *Journal of Climate*, 16 :3665–3680.
- Kostopoulou, E. and Jones, P. D. (2005). Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 89 :69–85.
- Koutsoyiannis, D. (2004). Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall : II. Empirical investigation of long rainfall records. *Hydrolog. Sci.J.*, 49(4) :591–610.
- Krinner, G., Mangerud, J., Jakobsson, M., Crucifix, M., Ritz, C., and Svendsen, J. (2004). Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice dammed lakes. *nature*, 427 :429–432.
- Kunkel, K., Andsager, K., and Easterling, D. (1999). Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. *Journal of Climate*, 12 :2515–2527.
- Kysely, J. (2002a). Comparison of extremes in GCM-simulated, downscaled and observed central-European temperature series. *Climate Research*, 20 :211–222.

- Kyselý, J. (2002b). Temporal fluctuations in heat waves at Prague-Klementinum, the Czech Republic, from 1901-97, and their relationships to atmospheric circulation. *Int. Journal of Climatology*, 22 :33–50.
- Lambert, S. and Fyfe, J. (2006). Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments : results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Climate Dynamics*, 26 :713–728.
- Leadbetter, R., Lindgren, G., and Rootzen, H. (1983). *Extremes and Related Properties of Random Sequences and Processes*. Springer-Verlag, N.Y.
- Li, Z. (1999). Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *Journal of Climate*, 12 :986–1001.
- Li, Z. and Conil, S. (2003). A 1000-year simulation with the IPSL ocean-atmosphere coupled model. *Ann. Geophys.*, 46(1) :39–46.
- Lorenz, P. and Jacob, D. (2005). Influence of regional scale information on the global circulation :A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research Letters*, 32 :L14826.
- Luterbacher, J., Diestrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., and Wanner, H. (2004). European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science*, 303 :1499–1503.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D. and Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M. and Saravanan, R., and Visbeck, M. (2001). North Atlantic Climate Variability : Phenomena, Impacts and Mechanisms. . *International Journal of Climatology*, 21 :1863–1898.
- Martins, E. and Stedinger, J. (2000). Generalized maximum-likelihood generalized extreme-value quantile estimators for hydrologic data. *Water Resources Research*, 36(3) :737–744.
- Martins, E. and Stedinger, J. (2001). Generalized maximum-likelihood Pareto-Poisson estimators for partial duration series. *Water Resources Research*, 37(10) :2551–2557.
- McGuffie, K., Henderson-Sellers, A., Holbrook, N., othalava, N., Balachova, O., and J., H. (1999). Assessing simulations of daily temperature and precipitation variability with global climate models for present and enhanced greenhouse climates. *Int. Journal of Climatology*, 19 :1–26.
- Meehl, G., Arblaster, J., and Tebaldi, C. (2005). Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. . *Geophysical Research Letters*, 32(L18719, doi).
- Meehl, G., Zwiers, F., Evans, J., Knutson, T., Mearns, L., and Whetton, P. (2000). Trends in extreme weather and climate events : Issues related to modelling extremes in projections of future climate change. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81 :427–436.
- Michelangeli, P., Vautard, R., and Legras, B. (1995). Weather regimes : Recurrence and quasi-stationarity. *Journal of Atmospheric Science*, 52(8) :1237–1256.
- Mo, K. and Ghil, M. (1988). Cluster analysis of multiple planetary flow regimes. *Journal of Geophysical Research*, 93D :10927–10952.
- Moberg, A. and co authors (2006). Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analysed for the period 1901 - 2000. *Journal of Geophysical Research*, 111 :D22106, doi :10.1029/2006JD007103.

- Moberg, A. and Jones, P. (2005). Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe 1901-1999. *Int. J. Climatol.*, 25 :1149–1171.
- Moisselin, J. and Dubuisson, B. (2006). Evolution des valeurs extrêmes de température et de précipitations au cours du XXe siècle en France. *Météorologie*, 38 :45–56.
- Naveau, P., Nogaj, M., Ammann, C., Yiou, P., Cooley, D., and Jomelli, V. (2005). Statistical Methods for the Analysis of Climate Extremes. *C. R. Geoscience*, 337 :1013–1022.
- Nogaj, M. (2006). *Diagnostics Statistiques de la Variabilité Climatique autour de l'Atlantique Nord*. PhD thesis, Université Paris-Sud XI.
- Nogaj, M., Yiou, P., Parey, S., Malek, F., and Naveau, P. (2006). Amplitude and frequency of temperature extremes over the North Atlantic region. *Geophysical Research Letters*, 33, L10801, :doi :10.1029/2005GL024251.
- Palmer, T. (1999). A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *Journal of Climate*, 12(2) :575–591.
- Palutikof, J. and Holt, T. (2004). Climate change and the occurrence of extremes : some implications for the mediterranean basin. In E., M., editor, *Environmental Challenges in the Mediterranean 2000-2050*, pages 61–73. Kluwer Academic Publishers.
- Parey, S., Malek, F., Laurent, C., and Dacunha-Castelle, D. (2007). Trends and climate evolution : statistical approach for very high temperatures in France. *Climatic Change*, 81 :331–352.
- Plaut, G., Schuepbach, E., and Doctor, M. (2001). Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Climate Research*, 17(3) :285–302.
- Plaut, G. and Simonnet, E. (2001). Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research*, 17(3) :303–324.
- Robertson, A. W. and Ghil, M. (1999). Large-Scale Weather Regimes and Local Climate Over the Western United States. *Journal of Climate*, 12 :1796–1813.
- Rodwell, M., Rowell, D., and Folland, C. (1999). Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *nature*, 398 :320–323.
- Sadourny, R. and Laval, K. (1984). January and july performance of the lmd general circulation model. In Berger, A. and C., N., editors, *New Perspectives in Climate Modelling*, pages 61–73. Elsevier.
- Sánchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M., Arribas, A., and Castro, M. (2004). Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model : a first approach. *Global and Planetary Change*, 44 :73–81.
- SanchezGomez, E. and Terray, L. (2005). Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes. *Geophysical Research Letters*, 32, L24711, doi :10.1029/2005GL023990.
- Sauquet, E., Bois, P., and Renard, B. (2006). Observations événements extrêmes historiques dans le monde, selon les climats et les réseaux de mesure. *Revue de la Houille Blanche*, 5 :60–65.

- Schär, C., Vidale, P., Luthi, D., Frei, C., Haberli, C., Liniger, M., and Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature*, 427 :332–336.
- Smith, R. (1984). Threshold methods for sample extremes. In Tiago de Oliveira, J., editor, *Statistical Extremes and Applications*, pages 621–638. Ed., Reidel.
- Stedinger, J. R., Vogel, R., and Foufoula-Georgiou, E. (1993). Frequency analysis of extreme events. In Maidment, D., editor, *Handbook of Hydrology*, pages 18.1–18.66. Ed. McGraw Hill.
- Thompson, D. and Wallace, J. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9) :1297–1300.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, F. (1990). On the operational predictability of blocking. *Tellus*, 42A :343–365.
- Todorovic, P. and Zelenhasic, E. (1970). A stochastic model for flood analysis. *Water Resources Research*, 6 :1641–1648.
- Trigo, R., Osborn, T., and Corte-Real, J. (2002). The North Atlantic oscillation influence on Europe : climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, 20 :9–17.
- Tuomenvirta, H. (2001). Homogeneity adjustments of temperature and precipitation series - Finnish and Nordic data. *Int. J. Climatol.*, 21 :495–506.
- Uppala, S. e. a. (2005). The ERA-40 reanalysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131 :2961–3012.
- Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the North Atlantic : Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118(10) :2056–2081.
- Vautard, R. and Legras, B. (1988). On the source of midlatitude low-frequency variability. 2. Nonlinear equilibration of weather regimes. *Journal of Atmospheric Science*, 45(20) :2845–2867.
- Webster, P. and co authors (2005). Changes in tropical cyclone number, duration and intensity in a warming environment. *Science*, 309 :1844–1846.
- Wilby, R., Charles, S., Zorita, E., B., T., Whetton, P., and Mearns, L. (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Technical report, Data Distribution Centre of the IPCC.
- Wilks, D. (1995). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences :An Introduction*. Academic Press.
- Xoplaki, E., González-Rouco, J., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Rickli, R., and Wanner, H. (2003). Interannual summer air temperature variability over Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950-1999. *Climate Dynamics*, 20 :537–554.
- Yiou, P., Goubanova, K., Nogaj, M., and Li, L. (2007). Weather regime dependence of extreme value statistics for summer temperature and precipitation . submitted to *Nonlin. Processes Geophys.*
- Yiou, P. and Nogaj, M. (2004). Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic : When and where? *Geophysical Research Letters*, 31(7) :doi :10.1029/2003GL019119.



- Yiou, P., Ribereau, P., Naveau, P., Nogaj, M., and Brazdil, R. (2006). Statistical analysis of floods in Bohemia (Czech Republic) since 1825. *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques*, 51(6) :930–945.
- Zhang, X., Hegerl, G., Zwiers, F., and Kenyon, J. (2005). Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes. *Journal of Climate*, 18 :1641–1651.
- Zhou, T. and Li, Z. (2002). Simulation of the east asian summer monsoon using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, 19 :167–180.
- Zwiers, F. and Kharin, V. (1998). Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO2 doubling. *Journal of Climate*, 11 :2200–2222.