



HAL
open science

La vitesse du changement climatique et ses implications sur la perception des générations futures

Yann Chavaillaz

► **To cite this version:**

Yann Chavaillaz. La vitesse du changement climatique et ses implications sur la perception des générations futures. Sciences de la Terre. Université Paris Saclay (COMUE), 2016. Français. NNT : 2016SACLV021 . tel-01468489

HAL Id: tel-01468489

<https://theses.hal.science/tel-01468489v1>

Submitted on 15 Feb 2017

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

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

NNT: 2016SACLV021

THÈSE DE DOCTORAT

de

L'UNIVERSITÉ PARIS-SACLAY

préparée à

L'UNIVERSITÉ DE VERSAILLES ET SAINT-QUENTIN-EN-YVELINES

École Doctorale n°129

SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT EN ÎLE-DE-FRANCE

Spécialité de doctorat

OCÉAN, ATMOSPHÈRE, CLIMAT ET OBSERVATIONS SPATIALES

par

Yann CHAVAILLAZ

La vitesse du changement climatique et ses implications sur la perception des générations futures

Thèse présentée et soutenue à Gif-sur-Yvette, le 18 mai 2016 devant le jury composé de :

M.	Philippe BOUSQUET	Professeur	LSCE-IPSL, Gif-sur-Yvette	Président
Mme	Annamaria LAMMEL	Directrice de Recherche	Université Paris VIII, St-Denis	Examinatrice
M.	Laurent TERRAY	Directeur de Recherche	CERFACS, Toulouse	Examinateur
M.	Hervé DOUVILLE	Directeur de Recherche	CNRM, Toulouse	Rapporteur
M.	Joël GUIOT	Directeur de Recherche	CEREGE, Aix-en-Provence	Rapporteur
Mme	Carole NAHUM	Ingénieure-Docteure	DGA-MRIS, Paris	Invitée
Mme	Sylvie JOUSSAUME	Directrice de Recherche CE	LSCE-IPSL, Gif-sur-Yvette	Directrice de thèse

Cette thèse a été effectuée entre 2013 et 2016 au sein du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) faisant partie de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL),



sous une tutelle mixte du Commissariat à l'Énergie Atomique et aux Énergies Alternatives (CEA), du Centre National de Recherche Scientifique (CNRS) et de l'Université de Versailles et Saint-Quentin-en-Yvelines (UVSQ).



Elle a été financée à parts égales par le CEA et la Direction Générale de l'Armement (DGA) dépendant du Ministère français de la Défense.



Remerciements

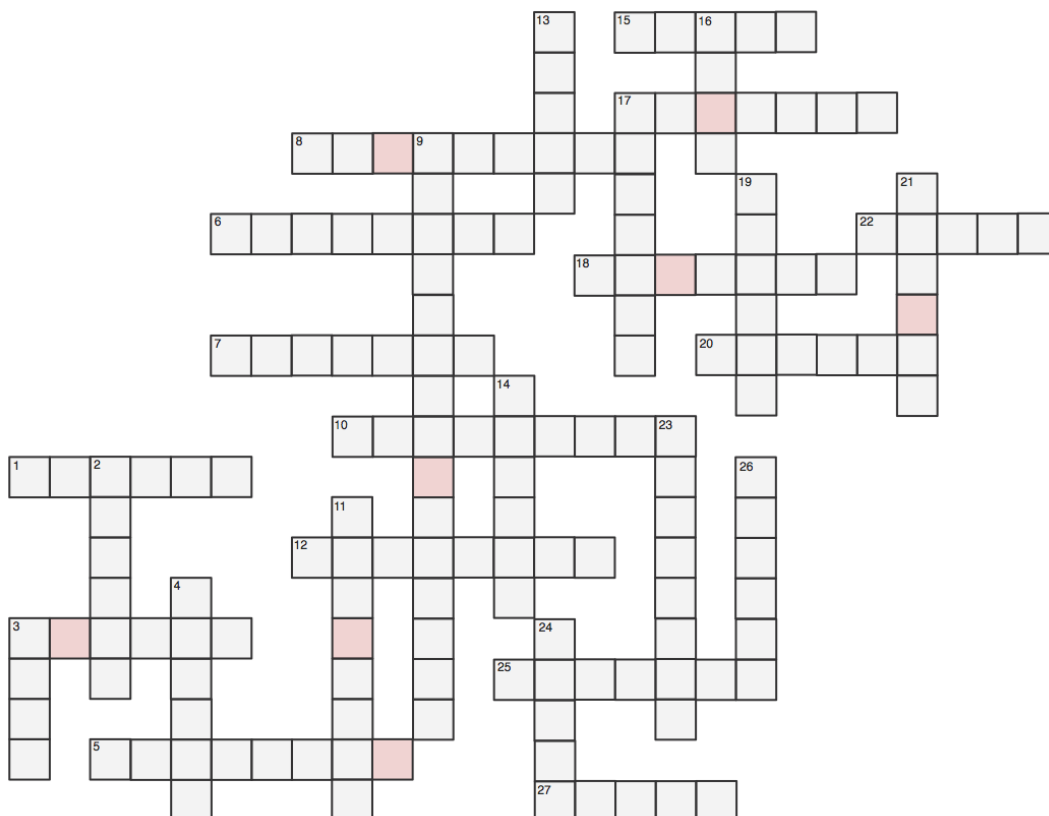
UNE THÈSE, c'est une aventure. Une sacrée aventure. Ce sont des émotions, du suspense et des rebondissements. Cela passe par des crises d'angoisse et d'euphorie. Par des épisodes de pleurs et de fous rires. Par des phases de démotivation abyssale et de productivité que je qualifierais personnellement de surprenante.

Malgré de grands instants de solitude face à son propre travail, la thèse est un parcours du combattant que l'on ne suit pas tout-e seul-e. Durant ces 38 mois, de nombreuses personnes ont su m'entourer, me conseiller, m'encourager, me faire confiance et ce, chacun-e à leur manière. Il convient évidemment de les remercier chaleureusement ici.

Histoire de commencer ce manuscrit par une note légère, je propose un petit exercice de réflexion aux lectrices et aux lecteurs, afin de partir à la chasse aux personnes remerciées. Bonne chance!¹

J'adresse un grand MERCI à...

1. Une solution est bien sûr proposée à la fin de ce manuscrit. :)



1. de m'avoir fait des papouilles à distance à (presque) chaque contact visuel,
 2. d'avoir nettoyé (approximativement) mon bureau tous les jours,
 - 3H.** d'avoir été le plus choupinou,
 - 3V.** d'avoir été assez courageux pour accepter de lire *toute* ma thèse,
 4. d'avoir tâté le terrain de ce sujet de recherche,
 5. pour ses qualités exceptionnelles de co-bureau,
 6. d'avoir accepté de présider le jury de ma soutenance,
 7. car je savais que, grâce à lui, j'avais un ange gardien en cas de besoin,
 8. pour son implication redoutable dans l'élaboration de jeux de société,
 9. pour ses habitants attentionnés et attachants,
 10. pour ses précieux conseils et son regard d'anthropologue,
 11. d'avoir été ma consultante "végétation" attitrée pendant ces trois ans,
 12. pour son éclairage sur les mécanismes des variations de la chute de gouttelettes,
 13. d'avoir ajouté une touche hispanique à mes débuts de vie de thésard,
 14. de toujours avoir eu plus d'une noix dans son sac,
 15. d'avoir porté un regard critique et constructif sur ce manuscrit,
 16. pour ses impressions enrichissantes venues tout droit d'Helvétie,
 - 17H.** pour son aide sans faille dans la résolution de mes prises de tête en Ferret,
 - 17V.** pour sa précieuse collaboration et ses phases de réflexion intense,
 18. de n'avoir jamais douté de moi depuis déjà bien longtemps,
 19. pour son encadrement exceptionnel, son soutien et nos longues discussions,
 20. parce qu'il le faut bien,
 21. pour son intérêt armé et encourageant,
 22. pour ses services linguistiques plus que bénéfiques,
 23. d'avoir toujours eu du chocolat dans son bureau,
 24. d'avoir sans arrêt pu rire des situations les plus abracadabrantesques,
 25. pour ses conseils et son avis haut-garonnais,
 26. pour sa motivation et son enthousiasme débordant,
 27. de ne jamais avoir manqué d'encouragements, de caféine de qualité et de lait d'amande,
- Prénom caché.** d'avoir toujours été motivé pour faire trois brasses avec moi.

« Mieux vaut penser le changement que changer de pansement. »
Francis Blanche (1921-1974)

Table des matières

Résumé et abstract pour le grand public	15
Résumé	17
Abstract	19
Introduction générale	21
1 La modélisation du changement climatique	25
1.1 Les caractéristiques et les fluctuations du système climatique . . .	25
1.1.1 Gradient méridien d'énergie et circulation atmosphérique .	26
1.1.2 Équilibre radiatif	28
1.1.3 Les perturbateurs de l'équilibre	29
1.1.4 Un nouveau perturbateur	31
1.2 Description des expériences de modélisation	35
1.2.1 Les composantes d'un modèle et leurs interactions	35
1.2.2 Discrétisation des composantes	37
1.2.3 L'exercice CMIP5	38
1.2.4 Conditions initiales et itération	40
1.2.5 Sensibilité d'un modèle	41
1.3 La projection des changements futurs	42
1.3.1 Le forçage anthropique projeté pour le 21 ^{ème} siècle	42
1.3.2 Résultats principaux	47
1.3.3 La génération précédente de scénarios climatiques	50
1.4 Summary of the first chapter	51
2 Vers une analyse alternative des projections climatiques	53
2.1 Le changement vu autrement	54
2.1.1 L'émergence du changement	54
2.1.2 Vitesse spatiale des changements et mouvement des écosys- tèmes	60
2.2 Vitesse temporelle du changement et processus d'adaptation . . .	63

2.3	L'approche particulière de la thèse	66
2.3.1	Définition alternative de la vitesse	66
2.3.2	Analyse en deux dimensions	69
2.4	Modèles et données sélectionnés	72
2.5	Analyse multi-modèle	73
2.6	Summary of the second chapter	79
3	Vitesse de réchauffement et conséquences sur les distributions de température	81
3.1	Évolution de la température de surface	81
3.2	Définition des indicateurs	84
3.2.1	Évaluation de la rapidité du réchauffement	84
3.2.2	Décalages significatifs de la distribution de température	85
3.3	Article 1 : Investigating the pace of temperature change and its implications over the twenty-first century	88
3.4	Éléments complémentaires sur la rapidité du réchauffement	110
3.4.1	Contraste entre les continents et les océans	110
3.4.2	Liens avec le forçage radiatif	112
3.4.3	Sensibilité à la durée de la référence glissante	121
3.4.4	Modes de variabilité dominants	122
3.5	Étude saisonnière des décalages significatifs de température	126
3.6	Éléments complémentaires sur la population exposée	129
3.7	Summary of additional elements	131
4	Vitesse de changement des précipitations et stabilisation spatiale des tendances	133
4.1	Évolution des précipitations	133
4.2	Définition des indicateurs	135
4.2.1	Évaluation de la rapidité du changement de précipitations	135
4.2.2	Répartition spatiale des tendances	136
4.2.3	Rôle de différents mécanismes physiques	138
4.3	Article 2 : Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future climate change	139
4.4	Éléments complémentaires	156
4.4.1	Analyse saisonnière	156
4.4.2	Modes de variabilité dominants	160
4.4.3	Décomposition de la composante thermodynamique	160
5	Vitesse des changements de la végétation	163
5.1	Cadre de l'analyse	164
5.1.1	Sélection restreinte des modèles de climat	164
5.1.2	Classification des types de végétation	165
5.1.3	Caractéristiques des simulations sélectionnées	167
5.2	Évolution du cycle saisonnier et végétation majoritaire	167
5.3	Définition des indicateurs	172
5.3.1	Changement de la répartition des groupes de végétation	172
5.3.2	Modification des caractéristiques du cycle saisonnier	173
5.4	Évolution de la vitesse de changement des groupes de végétation	175

5.5	Évolution de la vitesse des changements du cycle saisonnier	179
5.5.1	Cycle des arbres de l'hémisphère Nord	180
5.5.2	Cycle des herbacées de l'hémisphère Nord	184
5.5.3	Cycle des herbacées des tropiques Nord	187
5.5.4	Comportements divergents des cultures selon la latitude .	190
5.6	Conclusions du cinquième chapitre	193
5.7	Summary of the fifth chapter	195
Conclusions et perspectives		197
Article 3 : (In)certitudes et adaptation au climat futur, le regard des « acteurs de demain »		209
Bibliographie		237
Table des figures		265
Liste des tableaux		267
Liste des acronymes		269



Résumé et abstract pour le grand public

SOUS l'influence des activités humaines, le réchauffement a récemment atteint une vitesse jamais égalée depuis plus d'un millénaire. Plus les changements sont rapides, plus les sociétés et les écosystèmes sont contraints de s'adapter. La perception que les générations futures auront des changements influencera leur manière de prendre des décisions à même de favoriser leur adaptation. Mais encore peu de recherches sur le climat ont abordé la question de la vitesse du changement climatique. Cette thèse l'étudie autour d'une question centrale : comment le changement climatique sera-t-il vécu tout au long du 21^{ème} siècle ? Sans mesures d'atténuation, les changements liés à la température, aux précipitations et à la végétation seront de plus en plus rapides. Ainsi, la vitesse de réchauffement aura doublé à la fin du siècle. Toutefois, si les mesures prises sont suffisantes pour limiter le réchauffement à 2°C, la vitesse et la perception des changements deviendront négligeables.

HUMAN-INDUCED global warming has recently reached a pace unprecedented over the last millennium. The faster the changes, the more human societies and ecosystems will need to adapt. How we perceive climate change affects our decision-making relative to such adaptation. But little climate research has addressed the question of the pace of climate change. This PhD thesis focuses on this pace with one main question : how will climate change be experienced throughout the 21st century ? Without any mitigation measures, changes related to temperature, precipitation and vegetation will occur faster as we move over time. In this way, the warming rate will be twice as high as the current rate by the end of the century. However, if mitigation measures are sufficient to maintain the global temperature rise below 2°C, the pace and the perception of climate changes will become negligible.

Résumé

DANS la plupart des études, on s'intéresse au changement climatique futur en analysant l'évolution du climat entre une référence actuelle fixée et une période future. Le réchauffement est de plus en plus fort au fil du 21^{ème} siècle. Dans un contexte où les conditions climatiques sont toujours en train d'évoluer, les écosystèmes doivent continuellement s'adapter à des modifications diverses du climat. Dans le cadre de cette thèse, je propose d'analyser les projections climatiques sous un angle alternatif. Afin d'être caractéristique des représentations des populations urbaines et rurales, je définis et analyse des indicateurs liés à la vitesse des changements de température, de précipitations et de végétation. Un ensemble de simulations CMIP5 de 18 modèles de climat est sélectionné. La vitesse est représentée par des différences entre deux périodes successives de 20 ans. Cette notion de vitesse pourrait offrir de nouveaux outils pour interagir avec les communautés scientifiques travaillant sur les impacts et l'adaptation.

Sans politiques d'atténuation du changement (scénario RCP8.5), le réchauffement global sera au moins deux fois plus rapide à la fin du siècle qu'actuellement, et même trois fois dans certaines régions. Près de la moitié des surfaces continentales, principalement les zones tropicales, seront touchées par des décalages significatifs de la distribution de la température entre deux périodes de 20 ans d'ici à 2060, i.e. au moins 4 fois plus qu'actuellement. Dans ces régions, des années extrêmement chaudes ayant un temps de retour de 50 ans deviendront habituelles en l'espace de 20 ans seulement. La fraction de la population mondiale étant exposée à ces changements pourrait atteindre environ 60% (i.e. 6 milliards de personnes et 7 fois plus qu'actuellement). Il suffit de relativement légères mesures d'atténuation (RCP6.0) pour que la vitesse du réchauffement ne dépasse pas les valeurs actuelles

et que 3 fois moins de personnes soient exposées à des décalages significatifs de température.

Les vitesses d'humidification et d'assèchement en termes de précipitations augmenteront de 30 à 40%. Leur répartition géographique deviendra plus stable spatialement et les tendances tendront à persister sur les mêmes régions, et ce malgré l'accélération du réchauffement global. Cette stabilisation résulte de la contribution grandissante des processus thermodynamiques par rapport à ceux contrôlés par la circulation générale. La combinaison de l'accélération des tendances et de leur persistance peut avoir un impact sur l'adaptation des sociétés et des écosystèmes, particulièrement sur le bassin méditerranéen, en Amérique centrale, en Inde et dans les régions arctiques. Une telle évolution est déjà visible actuellement, mais pourrait disparaître avec de fortes mesures d'atténuation (RCP2.6).

Les changements de la végétation peuvent être des repères visuels du changement climatique. Dans les moyennes et hautes latitudes Nord, le cycle saisonnier des arbres et des herbacées suit la vitesse du réchauffement. Sans politiques d'atténuation, le début de la saison foliaire avance et sa durée augmente plus rapidement au fil du siècle. La couverture de la végétation se densifie quelque soit le scénario proportionnellement à l'augmentation de la température. Le cycle saisonnier des cultures des moyennes latitudes dépend directement de la température et celui des cultures tropicales de l'évolution des caractéristiques de la saison des pluies. Sous les autres latitudes, aucune évolution robuste du cycle saisonnier n'est projetée. La vitesse des changements de répartition de la végétation a déjà doublé entre 1880 et 1950 correspondant à un changement marqué de l'utilisation des sols. Elle est stable tout au long du siècle si la végétation interagit dynamiquement avec le climat dans les modèles, traduisant un ralentissement du changement de l'utilisation des sols et l'accélération des changements de végétation sous l'effet du changement climatique.

Mots clés : changement climatique ; vitesse ; CMIP5 ; adaptation ; perception

Abstract

IN MOST climate studies, climate change is approached by focusing on the evolution between a fixed current baseline and a future period, emphasizing stronger warming as we move further over the 21st century. Under climate conditions that are continuously evolving, human and natural systems might have to constantly adapt to a changing climate. This thesis proposes an alternative approach to climate projections. Here, I consider and analyze indicators of the pace of changes relative to temperature, precipitation and vegetation in order to be relevant for both urban and rural populations. An ensemble of CMIP5 simulations from 18 climate models is selected. The pace is represented by differences between two subsequent 20-year periods. Considering the pace of change would be beneficial for climate impacts and adaptation analyses.

The models predict that the warming rate strongly increases without any mitigation policies (RCP8.5 scenario). It is twice as high by the end of the century compared to the current period, and even three times higher in some regions. Significant shifts in temperature distributions between two subsequent 20-year periods are projected to involve almost half of all land surfaces and most tropical areas by 2060 onwards (i.e. at least four times as many regions than currently). In these regions, an extremely warm year with a return period of about 50 years would become quite common only 20 years later. The fraction of the world population exposed to such shifts might reach about 60% (6 billion people, i.e. seven times more than currently). Low mitigation measures (RCP6.0) allow the warming rate to be kept at current values, and reduce the fraction of the world population exposed to significant shifts of temperature distributions by one third.

Under RCP8.5, rainfall moistening and drying rates both increase by 30-40% above current levels. As we move further over the century, their patterns become geographically stationary and the trends become persistent. The stabilization of the geographical rate patterns that occurs despite the acceleration of global warming can be physically explained : it results from the increasing contribution of thermodynamic processes compared to dynamic processes in the control of precipitation change. The combination of intensification and increasing persistence of precipitation rate patterns may affect the way human societies and ecosystems adapt to climate change, especially in the Mediterranean basin, Central America, South Asia and the Arctic. Such an evolution in precipitation has already become noticeable over the last few decades, but it could be reversed if strong mitigation policies were quickly implemented (RCP2.6).

Changes in vegetation could be visual landmarks of climate change. In mid- and high-latitudes of the Northern Hemisphere, the phenology of grass and trees follows the warming rate. Without any mitigation policies, the start of spring occurs earlier, and its duration is extended faster as we move over the century. The vegetation cover becomes denser, regardless of the selected pathway, in proportion to the temperature rise. The seasonal cycle of mid-latitude crops also depends on the temperature, and the seasonal cycle of tropical crops directly follows the features of the wet season. In all other latitudes, no robust evolution of the seasonal cycle is projected. The pace of change of vegetation cover since 1880 already doubled before 1950, mainly due to a strong change in land use. This pace is then projected to be stable over the entire 21st century if the vegetation dynamically interacts with the climate system in the models. This corresponds to a reduction of land-use change and to the acceleration of changes of vegetation cover under climate change.

Keywords : climate change ; pace ; CMIP5 ; adaptation ; perception

Introduction générale

LES variations climatiques sont des éléments clés dans l'histoire de la Terre depuis sa formation. L'évolution des espèces et l'extinction de certaines ont été en partie guidées par l'équilibre et les déséquilibres que le système climatique a pu subir. Ce système consiste en un ensemble de composantes interagissant entre elles : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la biosphère et la lithosphère. Le rayonnement solaire en est la source d'énergie. À tout moment, la quantité de rayonnement qu'elle reçoit, absorbe et renvoie est contrôlée par plusieurs facteurs perturbant son équilibre énergétique et définissant les changements du climat, comme la composition atmosphérique ou l'état de la surface terrestre.

Plus récemment, un facteur relativement nouveau a rejoint le rang des perturbateurs de l'équilibre climatique. À partir du milieu du XIX^{ème} siècle, l'introduction de nouvelles technologies a permis aux sociétés humaines de se développer à une vitesse jusqu'alors inégalée. La démographie et les révolutions industrielles successives ont transformé en profondeur ces sociétés. Historiquement assises sur une économie agricole et artisanale, elles ont progressivement évolué vers des modes de production et de consommation de masse. Et au-delà de ces changements technologiques, c'est leur évolution qui a connu une accélération continue : s'il a fallu des décennies pour que la machine à vapeur succède à la traction animale dans le domaine des transports, le développement d'internet a radicalement transformé la société en une vingtaine d'années. Cette redéfinition profonde de notre monde et de nos modes d'organisations économiques et sociales présente des effets initialement inattendus. Le premier de ces effets a été, et reste, d'émettre une quantité importante de gaz à effet de serre dans l'atmosphère faisant varier significativement sa composition et la contraignant à emmagasiner

davantage d'énergie. Ce déséquilibre fait réagir le système climatique qui cherche à rétablir l'équilibre. L'effet direct principal en est l'augmentation de la température globale. Aujourd'hui, nous pouvons dire avec certitude (i.e. avec une probabilité de plus de 95%) que le réchauffement observé depuis le début de l'ère industrielle est dû à cette augmentation des émissions de gaz à effet de serre et qu'il est sans précédent depuis au moins 1 400 ans (Collins *et al.*, 2013; Masson-Delmotte *et al.*, 2013; Marcott *et al.*, 2013). Le changement de la composition atmosphérique modifie également les circulations atmosphérique et océanique, le cycle hydrologique, le cycle saisonnier de la végétation ou encore le taux d'acidité des océans. Ces phénomènes directement liés aux activités humaines sont considérés comme les changements anthropiques du climat.

Depuis plusieurs décennies, l'évaluation et la quantification de ces changements anthropiques ont une place prépondérante dans les recherches sur le climat. La modélisation du système climatique permet non seulement de comprendre l'évolution des climats passés, mais aussi de pouvoir projeter leur amplitude à venir en fonction des décisions que nous prendrons et des comportements que nous adopterons. Ces changements sont principalement caractérisés par une quantité d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols. Dans le cas où aucune mesure d'atténuation des émissions n'est entreprise durant tout le 21^{ème} siècle, il est montré que la température globale continuera d'augmenter, et ce d'une manière non-uniforme d'une région à l'autre. Le contraste entre les régions et les saisons sèches et humides s'amplifiera. Les glaces continentales continueront de fondre et les océans continueront de se réchauffer, laissant place à une augmentation du niveau marin pouvant être dramatique pour les populations insulaires et littorales (Collins *et al.*, 2013). Les résultats d'expériences coordonnées et entreprises avec une grande collection de modèles de climat (Flato *et al.*, 2013) ont apporté et apporteront encore de nombreuses informations nécessaires à la prise de décision dans le cadre de l'atténuation et de l'adaptation au changement climatique.

La plupart des études de projections climatiques se concentrent sur des changements estimés à partir d'une référence fixe actuelle ou représentative du début de l'ère industrielle. De cette façon, il est montré que même avec des mesures relativement fortes d'atténuation, la température globale dépassera *probablement* d'au moins 1.5°C le niveau du début de l'ère industrielle d'ici à la fin du 21^{ème} siècle (Collins *et al.*, 2013). Parallèlement, l'élévation du niveau de la mer sera compris entre 30 et 80 centimètres par rapport à la période 1986-2005 (Church *et al.*, 2013). Les extrêmes chauds de température vont *très probablement* se multiplier par rapport à la distribution de la température actuelle (IPCC, 2012).

L'adaptation occupe une place grandissante dans la recherche et les débats sur la lutte contre le changement climatique. D'abord introduite comme un ajustement aux changements et aux impacts du climat, elle est définie maintenant comme une transformation sociétale profonde (Pielke, 1998; Simonet, 2015). Les mesures d'adaptation consistent en un ensemble de processus itératifs ayant des objectifs s'actualisant constamment. Ils dépendent donc de la vitesse à laquelle le climat change (O'Neill et Oppenheimer, 2004; Klein *et al.*, 2014), alors que le réchauffement n'a jamais été aussi rapide qu'actuellement durant le dernier millé-

naire (Smith *et al.*, 2015). Des changements rapides peuvent également menacer la survie de nombreux écosystèmes en ne leur donnant pas assez de temps pour se déplacer et s'adapter (Settele *et al.*, 2014). D'autre part, les générations futures expérimentent des variations climatiques selon leur propre référence récente, et non pas selon une référence fixée à la période actuelle. Leur vécu influencera de manière significative leur manière de prendre des décisions en rapport avec l'atténuation et avec l'adaptation (e.g. Spence *et al.*, 2012; Jones *et al.*, 2014).

Cette thèse s'articule autour du constat de ce décalage entre les études de modélisation climatique et les études d'impacts et d'adaptation. Elle propose une analyse des projections climatiques qui diffère de celles plus communément adoptées jusque là. Au lieu de se concentrer sur des changements projetés par rapport à une référence actuelle fixe, je m'intéresse à les étudier avec une référence glissante tout au long du 21^{ème} siècle. Le but central de cette analyse alternative est alors d'étudier ces changements entre deux périodes successives et d'en déduire leur vitesse.

La définition de la vitesse adoptée ici permet également de se rapprocher de la façon dont les changements vont être expérimentés par les générations futures. En s'intéressant non seulement à la moyenne mais aussi à la variabilité du climat durant la période de référence glissante, des indications liées à la manière dont les changements seront perçus pourraient être mises en évidence. La question centrale de mon étude est donc de pouvoir évaluer **comment le changement climatique pourrait être vécu tout au long du 21^{ème} siècle**.

Afin de caractériser au mieux les représentations des populations urbaines et rurales, trois variables climatiques sont sélectionnées : la température de l'air à la surface et sa variabilité, les précipitations et leurs structures spatiales particulières et l'indice de surface foliaire lié à la quantité de végétation développée en chaque point du globe. Séparée en trois parties distinctes directement liées à ces trois variables, l'étude climatique que je présente ici consiste en une analyse approfondie de simulations faites dans le cadre d'expériences internationales avec plusieurs modèles de climat selon plusieurs scénarios socio-économiques. Initiant mes analyses à l'échelle globale, une approche régionale est ensuite entreprise dans chaque cas. Des régions pertinentes sont sélectionnées afin d'évaluer plus en détails les changements s'y manifestant et de comprendre les processus physiques entrant en jeu.

Lorsqu'elles sont identifiées au fil du manuscrit, les périodes de faible perception potentielle du changement climatique relative à un indicateur en particulier ne doivent en aucun cas légitimer l'absence de politiques d'adaptation ou d'atténuation supplémentaires. La plupart des gaz à effet de serre demeurent dans l'atmosphère bien au delà de la longueur de la référence glissante choisie et peuvent avoir des effets à long terme ayant un caractère potentiellement dangereux (e.g. la fonte des calottes ou la montée du niveau de la mer).

Le manuscrit s'articule autour de cinq chapitres. Le chapitre 1 fait un état des lieux des certitudes scientifiques liées au changement climatique et décrit comment le système climatique et ses fluctuations peuvent être modélisés. Le chapitre



2 décrit les différentes approches envisagées pour présenter les projections climatiques d'une façon alternative et présente l'approche choisie dans le cadre de cette thèse. Les chapitres 3, 4 et 5 exposent les résultats des analyses concernant respectivement la vitesse d'évolution de la température, des précipitations et de la végétation.

La modélisation du changement climatique

CE PREMIER chapitre replace le sujet de la thèse dans un contexte scientifique plus général, fait un état de l'art des analyses des changements climatiques futurs et décrit comment le système climatique peut être modélisé.

Le système climatique, son bilan énergétique et ses perturbations d'origines naturelle et anthropique sont d'abord décrits. Je résume ensuite les grandes conclusions issues de la modélisation du système climatique selon différents scénarios pour le 21^{ème} siècle. Parallèlement, j'explique comment le système climatique est représenté dans un modèle de climat et comment ceux-ci sont construits et utilisés dans le cadre de projets internationaux. Chaque modèle a des paramétrisations propres de ses composantes et de ses interactions. Il s'agit alors d'expliquer pourquoi leur réponse à un même forçage radiatif diffère et pourquoi il est important de prendre en compte les simulations d'un ensemble de modèles plutôt que les simulations d'un seul d'entre eux.

1.1 Les caractéristiques et les fluctuations du système climatique

Le système climatique terrestre est défini comme un système complexe d'interactions entre cinq composantes : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la biosphère et la lithosphère. Chaque composante évolue à une échelle de temps propre et interagit avec les autres à différentes échelles de temps, définissant l'état du système.

L'atmosphère est l'enveloppe gazeuse qui entoure la planète et dont la moitié de la masse est située en-dessous de 5 500 mètres d'altitude. L'hydrosphère est principalement représentée par les océans qui recouvrent 70% de la surface terrestre, mais aussi par les rivières, les lacs et les eaux souterraines. La cryosphère comprend les glaciers, les calottes de glace, la glace de mer (i.e. banquise), les surfaces enneigées et le pergélisol (i.e. sol gelé). La biosphère est composée de la faune et de la flore, tant continentale qu'océanique. Ces composantes jouent un grand rôle dans le système climatique à travers les échanges d'énergie, les cycles du carbone et de l'eau. Pour finir, la lithosphère est définie par la croûte et par la partie supérieure du manteau terrestre. Elle est intégrée au système climatique sur de longues échelles de temps (i.e. principalement au-delà du million d'années) correspondant à la tectonique des plaques, à la formation du relief et à l'enfoncement du socle rocheux sous les calottes glaciaires (Figure 1.1).

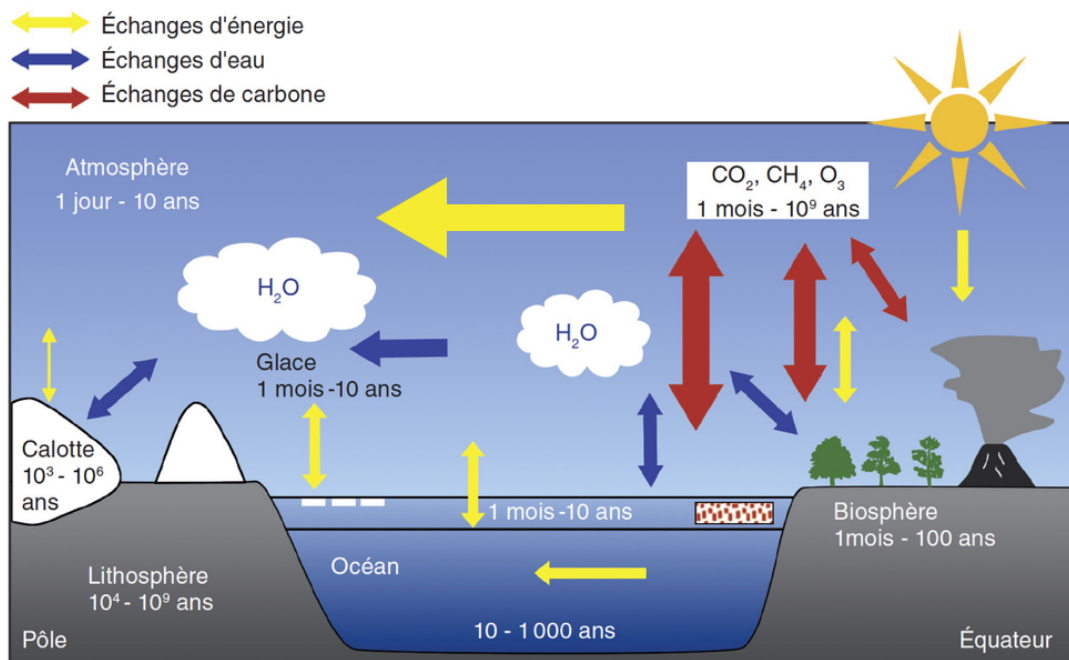


Figure 1.1 : Schéma du système climatique, de ses composantes et de leurs différentes interactions (reproduit de Joussaume, 1993).

1.1.1 Gradient méridien d'énergie et circulation atmosphérique

Ce vaste système est alimenté en énergie par le rayonnement solaire. Au sommet de l'atmosphère, la quantité d'énergie que notre planète reçoit est d'environ 1360 W/m^2 (Kopp et Lean, 2011; Myhre *et al.*, 2013). Cette valeur correspond à ce que reçoit la surface du disque de même rayon que celui de la planète à un instant donné. Sur une année complète, l'énergie reçue par la surface terrestre est quatre fois plus petite et n'est pas répartie de manière équitable d'une latitude à l'autre. Le climat est dominé par ce déséquilibre, connu sous le nom de gradient méridien d'énergie. En raison de la sphéricité de la Terre, le rayonnement solaire

reçu est maximum à l'équateur et minimum aux pôles. Ce contraste n'est pas totalement compensé par le rayonnement infrarouge¹ et l'albédo² de la Terre. Cet excédant d'énergie dans les basses latitudes est transporté vers les pôles par le biais des vents et des courants marins (Figure 1.1).

Ce transport est régi par la force gravitationnelle et la force de Coriolis. La première est à l'origine des mouvements verticaux de l'atmosphère et de l'océan. La deuxième est due à la rotation de la Terre et dévie les transports horizontaux vers l'est. Dans l'atmosphère, le transport se fait par le biais des cellules de Hadley (Figure 1.2). En raison des contrastes de température entre les zones continentales et océaniques, des circulations zonales (circulation de Hadley-Walker) sont présentes dans les tropiques. Dans les moyennes et hautes latitudes, la force de Coriolis a davantage d'influence que dans les tropiques. Un large flux zonal en altitude (i.e. le courant jet) se traduit à la surface par des vents d'ouest.

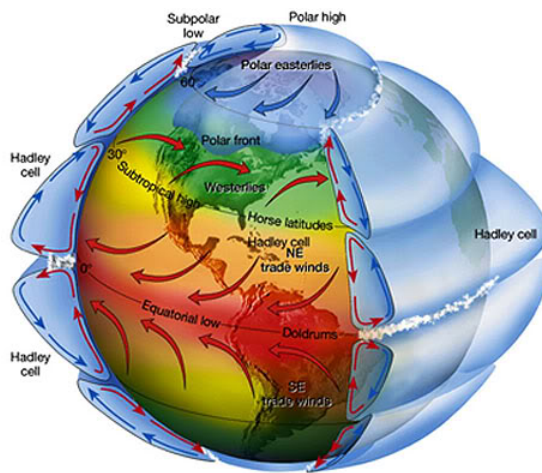


Figure 1.2 : Schéma simplifié des cellules de Hadley. Les alizés sous les tropiques et les vents d'ouest sont représentés. Issu du site web de l'Université du Maine, USA.

Cette circulation implique un contraste important de régimes de temps entre les différentes latitudes. Au premier ordre, la stabilité de la cellule équatoriale la rend dépendante de la saisonnalité uniquement. La zone de convergence inter-tropicale présente un cycle saisonnier méridien et se retrouve toujours dans l'hémisphère d'été. Le couplage de ce cycle avec les circulations zonales est à l'origine de l'alternance des saisons des pluies et des saisons sèches dans les zones tropicales. Les zones de subsidence aux tropiques créent un climat très sec à l'origine des déserts. Dans les moyennes latitudes, l'instabilité du courant jet implique une succession de dépressions et d'anticyclones. Ce mécanisme cause un temps changeant avec des précipitations plutôt modérées en intensité en comparaison de celles des basses latitudes.

Les courants océaniques sont régis par la circulation thermohaline liée aux hétérogénéités de la température et de la salinité de l'eau. Elle se fait sur de plus longues échelles de temps que la circulation atmosphérique.

1. La planète ré-émet l'énergie solaire absorbée comme un corps noir sous forme de rayonnement infrarouge.

2. L'albédo est un coefficient représentant la fraction de l'énergie solaire reçue et directement réfléchie par la Terre. Il est particulièrement élevé dans les régions où la cryosphère est présente.





La **variabilité interne** du système climatique résulte des variations de ces circulations et leurs interactions avec les autres composantes du système.

1.1.2 Équilibre radiatif

L'énergie solaire reçue est contre-balançée par des flux d'énergie sortant du système climatique. On dit alors que le système est à l'équilibre énergétique ou radiatif (Figure 1.3).

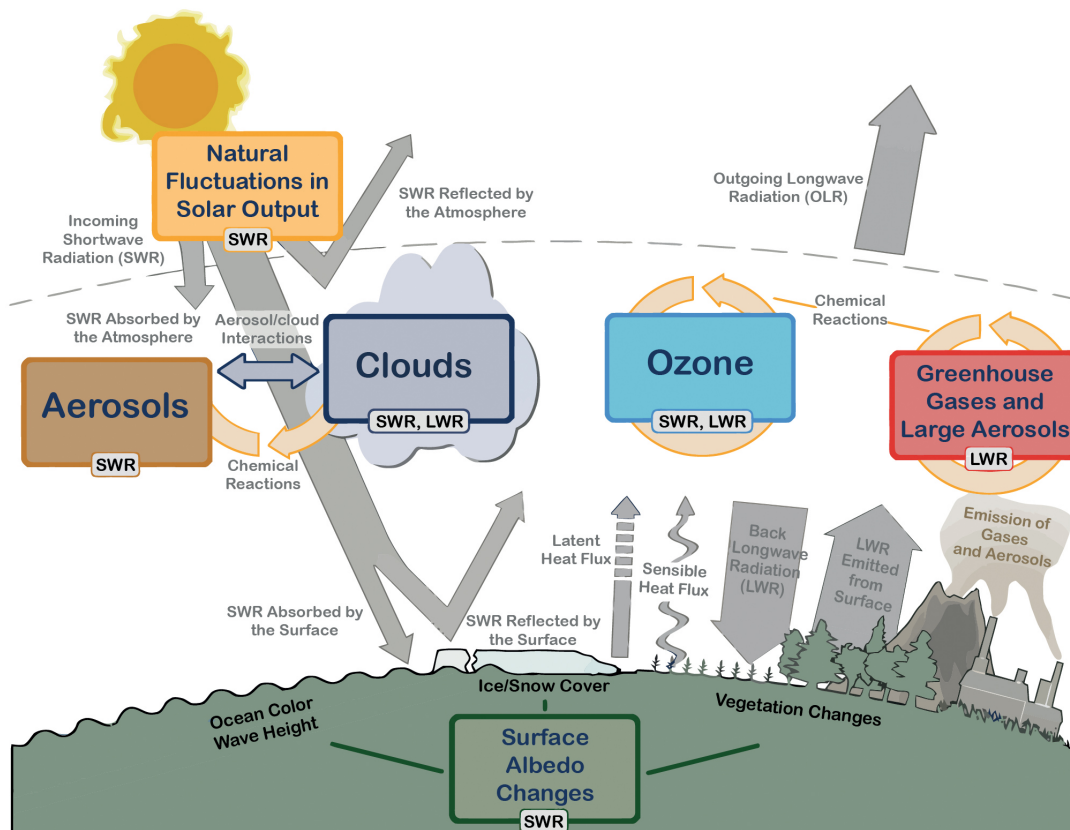


Figure 1.3 : Les différents facteurs pouvant intervenir dans un déséquilibre du bilan énergétique terrestre (tiré de Cubasch et al., 2013).

Après être entré dans le système, une partie de l'énergie solaire est réfléchiée par la surface terrestre et par certains composants de l'atmosphère. Le reste est absorbé par le système. Par réaction, celui-ci émet un rayonnement infrarouge de même intensité que le rayonnement solaire absorbé. Ces flux d'énergie cachent plusieurs processus d'émission, d'absorption et de réflexion de différentes composantes du système. On peut en noter deux en particulier :

- L'atmosphère absorbe puis ré-émet vers la surface une partie importante du rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre. Cette fraction

ré-émission dépend de la répartition des nuages, de la composition de l'atmosphère et principalement de la concentration des gaz à effet de serre (GES), représentés en majorité par la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone (CO_2) et le méthane (CH_4). Cet effet de serre naturel permet de maintenir la température moyenne de la surface terrestre à environ 15°C .

- Les aérosols d'origine naturelle ont plusieurs effets. Un effet direct consiste à diffuser le rayonnement solaire dans l'atmosphère et est communément appelé l'effet « parasol » résultant en un refroidissement de la planète. Plusieurs effets indirects sont liés à leur interaction avec les nuages en jouant le rôle de noyaux de condensation et ont encore du mal à être quantifiés actuellement. La présence d'aérosols favorise la formation des nuages, mais réduit la taille des gouttes et donc augmente leur pouvoir réfléchissant.

L'équilibre énergétique doit être vérifié au niveau de la surface terrestre. En plus du rayonnement infrarouge émis, des flux de chaleur de la surface vers l'atmosphère traduisent la diffusion thermique et l'évaporation de l'eau contenue dans les océans (ou l'évapotranspiration de l'eau contenue dans les sols). Il s'agit respectivement des flux de chaleur sensible et latent.

1.1.3 Les perturbateurs de l'équilibre

Plusieurs facteurs peuvent déséquilibrer le bilan énergétique du système. Ils proviennent tant de l'extérieur que du système lui-même. Ces perturbateurs imposent ce que Hansen *et al.* (1981) ont appelé pour la première fois un *forçage radiatif*. Une certaine quantité d'énergie reçue, émise ou retenue par le système s'ajoute ou se soustrait au bilan énergétique. Ce forçage crée alors un déséquilibre que le système climatique tente de compenser.

Une réponse directe du système climatique correspond à la modification de sa température, régulant ainsi les émissions infrarouges envoyées vers l'espace. Dès que le forçage radiatif est appliqué, la réponse du système est déterminée par plusieurs interactions entre ses composantes (Stocker *et al.*, 2001; Forster *et al.*, 2007). Beaucoup de mécanismes de rétroactions peuvent amplifier ou atténuer les effets du changement de forçage. On parle alors respectivement de rétroaction positive et négative.

La rétroaction négative principale du système climatique consiste en une augmentation du rayonnement infrarouge de la surface quand sa température augmente. La rétroaction de la vapeur d'eau est une rétroaction positive dominante. L'augmentation de la température entraîne une augmentation de la concentration de vapeur d'eau, principal gaz à effet de serre naturel, dans l'atmosphère selon la relation de Clausius-Clapeyron³. Une augmentation de la température induit

3. La relation de Clausius-Clapeyron définit les changements de la pression d'équilibre en fonction de la température au cours d'un changement d'état physique d'un corps pur, ici l'eau. Plus la température augmente, plus la chaleur latente dégagée de la phase liquide à la phase gazeuse est importante : $dP/dT = L/TdV$ où P est la pression du corps, T sa température, V



donc un effet de serre plus fort renforçant lui-même le réchauffement initial. Certaines rétroactions se font dans un intervalle de temps très court (i.e. quelques heures), alors que d'autres s'étendent sur quelques siècles. Leur impact ne peut être pleinement compris qu'en considérant leur échelle de temps.

Les fluctuations du rayonnement solaire reçu par la Terre sont à l'origine de forçages radiatifs naturels. L'intensité de ce rayonnement peut avoir des variations temporelles non-négligeables en raison de l'évolution des paramètres orbitaux. Ceux-ci décrivent le mouvement et l'orientation de la Terre par rapport au rayonnement solaire.

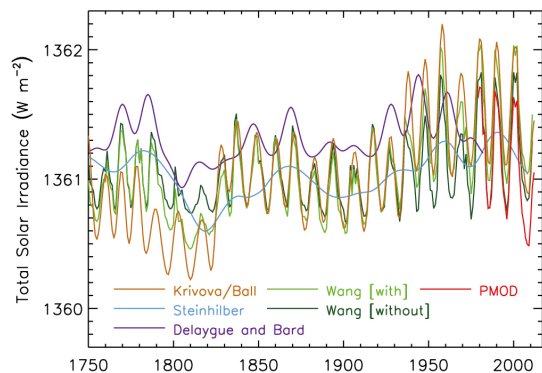


Figure 1.4 : Reconstruction du rayonnement solaire incident depuis 1745 selon plusieurs simulations (issu de Myhre *et al.*, 2013).

À une échelle de temps plus courte, le Soleil n'émet pas une quantité d'énergie égale au cours du temps. L'apparition de taches solaires (i.e. partie du Soleil émettant moins que la moyenne) implique des fluctuations ayant un cycle d'environ 11 ans, mais pouvant varier dans un intervalle de 8 à 15 ans. Depuis le début de l'ère industrielle, leur amplitude maximale est inférieure à 0.1% (Figure 1.4). Depuis le milieu du XVIII^{ème} siècle, l'addition de ces cycles solaires a occasionné un forçage radiatif moyen minime de $0.05 \pm 0.05 \text{ W/m}^2$ (Myhre *et al.*, 2013)

comparé à la quantité d'énergie solaire reçue par le système.

Au sein du système, les perturbations naturelles de l'équilibre agissent principalement via la composition chimique de l'atmosphère. Les principaux acteurs de ce forçage sont les éruptions volcaniques qui injectent une quantité significative de dioxyde de soufre (SO_2) dans la stratosphère⁴. Le temps de réponse du système climatique et la variabilité des occurrences d'éruptions peuvent expliquer la majorité des changements du dernier millénaire (Schneider *et al.*, 2009; Brovkin *et al.*, 2010; Legras *et al.*, 2010; Miller *et al.*, 2012). Bien que les éruptions engendrent également des émissions de particules minérales (i.e. principalement des cendres), ce sont les particules d'acide sulfurique qui sont responsables d'un forçage important pour le climat, en raison de leur plus petite taille et de leur plus grande longévité dans l'atmosphère. Leur forçage est négatif, car elles renvoient une partie du rayonnement solaire vers l'espace. Une unique éruption a ainsi la capacité de refroidir le climat moyen à court terme. La dernière éruption majeure est celle du Mont Pinatubo dans les Philippines en 1991 causant un forçage radiatif maximum de l'ordre de -4 à -5 W/m^2 (Boucher, 2012). Depuis 1750, plusieurs éruptions semblables se sont produites (Figure 1.5). Les émissions de CO_2 causées par des éruptions sont au moins 100 fois moins importantes que celles issues des

son volume et L la chaleur latente.

4. La stratosphère est la deuxième couche de l'atmosphère, après la troposphère. Elle se situe entre 12 et 50 kilomètres d'altitude.

activités humaines et n'ont donc pas de conséquences pour le climat à l'échelle de la décennie et au-delà (Gerlach, 2011).

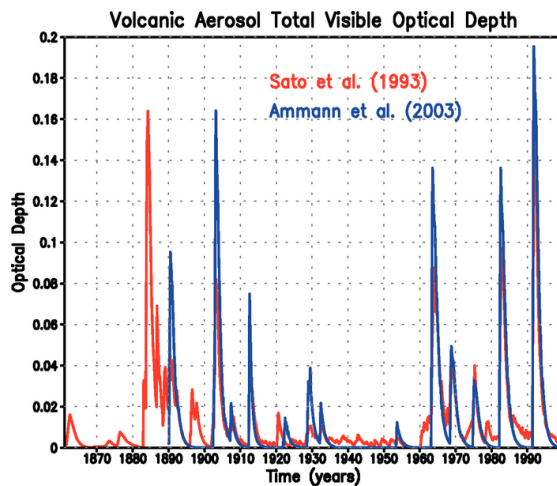


Figure 1.5 : Estimations de l'épaisseur optique visible des particules d'acide sulfurique dans la stratosphère formés lors d'éruptions volcaniques entre 1860 et 2000. Les résultats montrés proviennent de deux jeux de données différents qui ont été utilisés dans les intégrations récentes de modèles de climat (issu de Forster et al., 2007).



L'association de ces forçages naturels et de la variabilité interne est à l'origine de la **variabilité naturelle** du système climatique.

1.1.4 Un nouveau perturbateur

Depuis maintenant presque deux siècles, l'être humain est entré en jeu dans le déséquilibre énergétique terrestre. La révolution industrielle a restructuré la société dans son ensemble. Depuis, les progrès techniques ne cessent de se poursuivre. En modifiant son mode de vie et avec la pression grandissante de la démographie, l'être humain a fortement modifié la composition de l'atmosphère. Il intensifie directement l'effet de serre en émettant des aérosols et des GES tels que le CO_2 , le CH_4 , le protoxyde d'azote (N_2O) et les chlorofluorocarbures (CFCs). La concentration atmosphérique de CO_2 a déjà augmenté de 40% environ par rapport à 1750 (Hartmann *et al.*, 2013).

Simultanément, le bilan énergétique et hydrologique de la planète est fortement modifié par les changements de l'utilisation anthropique des sols :

- Un changement de la couverture du sol modifie son albédo. Cela a une influence sur le bilan énergétique de l'atmosphère pour les courtes longueurs d'onde (e.g. Charney *et al.*, 1977; Sud et Fennessy, 1982; Dirmeyer et Shukla, 1994).
- La rugosité du sol contrôlée principalement par la végétation et la topographie modifient les flux turbulents de surface. Ceux-ci jouent un rôle dans les flux de chaleur sensible et latent entre le sol et l'atmosphère (e.g. Shukla et Mintz, 1982; Douville *et al.*, 2001; Zampieri *et al.*, 2009).



- En présence de végétation, l'évaporation et le stockage de CO_2 peuvent devenir plus importants. L'eau peut être captée plus en profondeur et la surface d'évaporation devient plus grande (e.g. Sud *et al.*, 1988).

Les activités humaines et la démographie induisent donc un forçage radiatif sur le système ayant différentes origines et différents effets. La Figure 1.6 illustre l'évolution du forçage des GES anthropiques tout au long de l'ère industrielle et montre bien l'accélération qu'elle subit depuis le milieu du 20^{ème} siècle. L'augmentation de la concentration des GES agit bien comme le principal déterminant du forçage anthropique. De 1750 à 2011, ces GES ont induit un forçage radiatif de 2.83 W/m^2 ([2.54,3.12] pour un intervalle de confiance à 90%).

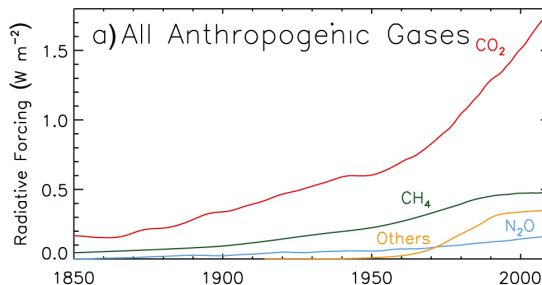


Figure 1.6 : Évolution du forçage radiatif causé par les émissions anthropiques de GES du début de l'ère industrielle à nos jours (issu de Myhre *et al.*, 2013).

L'ozone troposphérique a joué un rôle dans l'augmentation du forçage, tandis que l'ozone stratosphérique l'a diminué. La plus grande incertitude a pour origine les interactions que les aérosols ont avec le rayonnement et avec la couverture nuageuse. Ces interactions induisent un forçage radiatif négatif. En regroupant ces perturbations anthropiques, le forçage radiatif total induit a été estimé à 2.3 W/m^2 [1.1,3.3] en 2011 (Figure 1.7 et Myhre *et al.*, 2013). En comparaison, l'amplitude de l'ensemble des forçages naturels pour la même période est évaluée 40 à 50 fois plus petite.

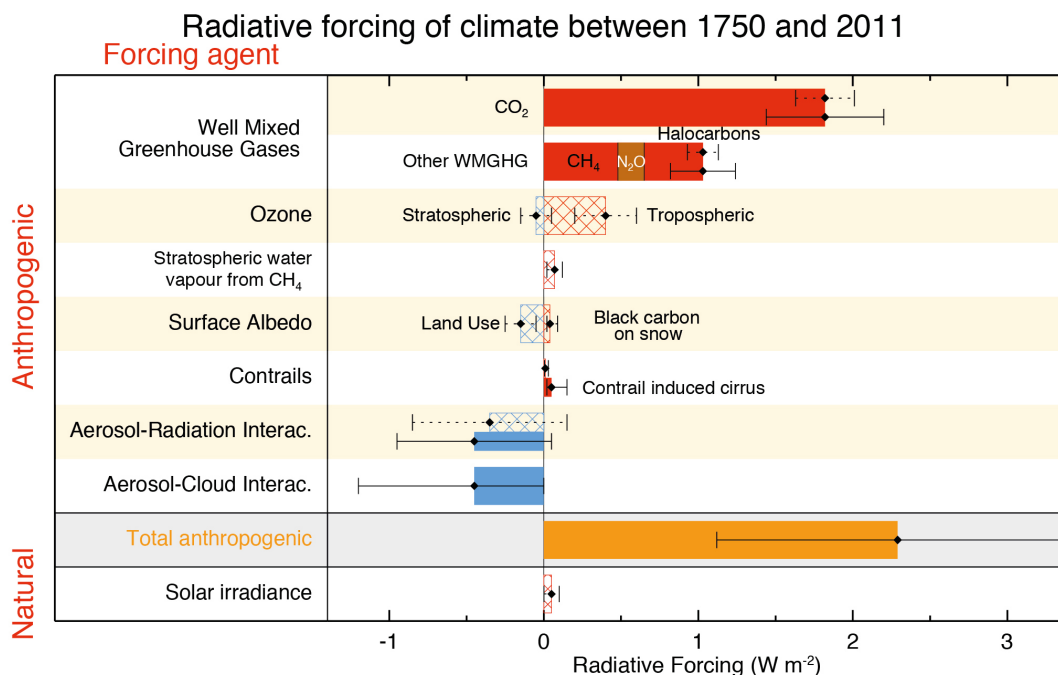


Figure 1.7 : Histogramme du forçage radiatif par facteur calculé pour la période allant de 1750 à 2011 (issu de Myhre *et al.*, 2013). Les barres d'incertitudes représentent l'intervalle de confiance de 90%.

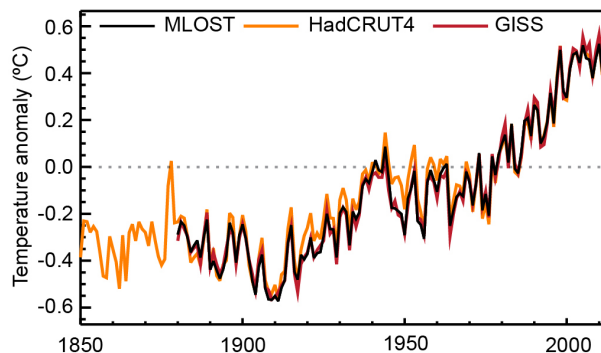


À l'échelle centennale, le forçage radiatif induit par les activités humaines domine les forçages naturels.

Le rayonnement de la planète dépend directement de sa température⁵. Le premier ordre de la réponse du système climatique aux forçages anthropiques est alors une augmentation de la température globale depuis le début de l'ère industrielle. En la citant, Broecker (1975) a été le premier à parler d'*anthropogenic global warming*, littéralement « réchauffement global anthropique ».

Les différentes mesures de la température globale de surface montrent ce réchauffement (Figure 1.8). En moyenne, la différence de température est estimée à 0.85°C [0.65,1.06] entre 1880 et 2012. Presque toutes les régions présentent un réchauffement, à l'exception d'une partie de l'Atlantique Nord. Une diminution du nombre de jours et de nuits froids est *très probable* depuis le milieu du 20^{ème} siècle. À l'inverse, le nombre de jours et de nuits chauds semble avoir augmenté, conduisant à des vagues de chaleur de plus en plus fréquentes (Hartmann *et al.*, 2013). À cette tendance globale s'ajoute la variabilité inter-annuelle et décennale d'origine naturelle.

Figure 1.8 : Évolution observée de l'anomalie de température annuelle globale à la surface par rapport à la climatologie de la période 1961-1990 pour la dernière version de trois bases de données : HadCRUT4 (Morice *et al.*, 2012), GISS (Hansen *et al.*, 2010) et MLOST (Vose *et al.*, 2012). Issu de Hartmann *et al.* (2013).



La distribution temporelle des températures saisonnières s'en voit alors modifiée en se déplaçant vers des valeurs plus élevées et en s'étalant sur une gamme plus large de valeurs (Hansen *et al.*, 2016). Sur les continents de l'hémisphère Nord, la distribution des températures estivales s'est décalée de plus d'une déviation standard durant la décennie 2005-2015 par rapport à la période 1951-1980. Plus de 80% des étés sont alors considérés significativement plus chauds que la moyenne (Figure 1.9 en haut à droite). Le décalage de la distribution pour les températures hivernales est moins important (Figure 1.9 en bas à droite), non pas parce que le réchauffement est moins élevé, mais parce que la variabilité inter-annuelle est plus élevée en hiver qu'en été.

De façon complémentaire à cette réaction directe du système climatique, sa réponse inclut des processus mettant en jeu toutes ses composantes, avec en autres

5. Le rayonnement d'un corps noir suit la loi de Stefan-Boltzmann : $E_m = \sigma \cdot T^4$ où σ est la constante de Stefan-Boltzmann et vaut $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ et T la température du corps noir en Kelvin.



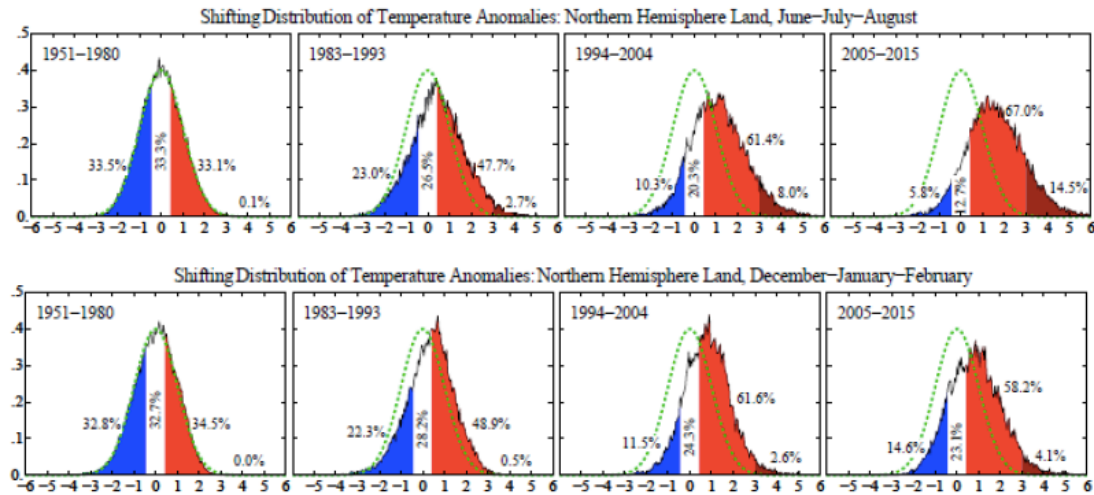


Figure 1.9 : Fréquence d’occurrence des anomalies de température saisonnières locales en fonction de la déviation standard locale sur les surfaces continentales de l’hémisphère Nord. Les graphiques du haut correspondent à l’été boréal (i.e. juin, juillet et août). Ceux du bas à l’hiver boréal (i.e. décembre, janvier et février). Tiré de Hansen et al. (2016).

la modification du cycle hydrologique affectant les régimes de précipitations. Au-dessus des zones continentales des moyennes latitudes Nord, il est *probable* que les précipitations aient augmenté depuis le début du 20^{ème} siècle. Pour les autres régions, la moins bonne qualité des mesures empêche de donner des conclusions robustes. Il est également *probable* que le nombre d’épisodes continentaux de précipitations intenses a augmenté sur davantage de régions par rapport à celles sur lesquelles ce nombre a diminué. Aucune conclusion robuste sur l’augmentation de l’activité cyclonique n’a encore pu être faite (Hartmann *et al.*, 2013).

Les changements du climat observés dans les dernières décennies induisent également des modifications de la phénologie de la végétation⁶. Sous l’effet du changement climatique anthropique, l’amplitude du cycle saisonnier de la végétation a tendance à être plus grande et sa forme est modifiée (Keeling *et al.*, 1996). Dans le cas des végétaux ayant un cycle marqué, les saisons foliaires⁷ commencent plus tôt et durent plus longtemps, et ce tant à l’échelle globale que continentale. Entre 1960 et 1995, il a été estimé que le début de la saison foliaire a avancé de 6 jours en moyenne et la fin a été reculée de 5 jours, donnant des saisons estivales plus longues d’une semaine et demie environ (Menzel et Fabian, 1999). D’autres études vont dans le même sens en affirmant que la saison a été allongée de 0.3 jour par année entre 1980 et 2000 et en attribuant les 55% de cet allongement à un début de saison plus précoce (Piao *et al.*, 2007). Les plus grands changements ont plutôt été observés et simulés dans les latitudes comprises entre 45°N et 70°N (Myneni *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2001). Une plus longue saison foliaire entraînerait une augmentation globale de la quantité de végétation sur les surfaces continentales (Piao *et al.*, 2007). Malgré cette tendance à l’allongement des saisons, des données satellite ont permis d’évaluer que la tendance à un début

6. La phénologie est l’étude des caractéristiques du cycle saisonnier de la végétation déterminées par les variations du climat.

7. La saison foliaire est la période de l’année pendant laquelle la végétation est développée.

de saison plus précoce ralentit actuellement, pour les arbres principalement, en raison d'hivers moins vigoureux (Fu *et al.*, 2015). Des hivers plus doux permettent en effet un démarrage plus précoce de la croissance végétale. Se retrouvant dans des conditions climatiques peu propices à leur développement, les bourgeons vont éclore plus lentement menant à un début de saison plus tardif.

1.2 Description des expériences de modélisation

La démarche scientifique classique consiste à formuler une hypothèse, puis à la tester expérimentalement, si possible à plusieurs reprises pour augmenter la pertinence du résultat. Dans le cas particulier des sciences du climat, les expériences ne peuvent pas être réalisées en « grandeur nature ». L'état du système climatique ne peut être évalué qu'à partir d'observations. Afin d'étudier la réponse du système en fonction de plusieurs paramètres, il n'est pas possible de modifier ces derniers. Nous pouvons uniquement nous référer à des climats passés. Il est alors nécessaire de mettre au point des modèles numériques représentant de la meilleure façon possible ce système et les processus physiques et chimiques qui y interviennent. Les motivations de la modélisation sont de comprendre les mécanismes contrôlant les différentes composantes du système et leurs interactions, que ce soit pour comprendre les climats passés ou pour évaluer la réponse à un forçage radiatif en termes d'évolution de variables climatiques pertinentes.

1.2.1 Les composantes d'un modèle et leurs interactions

Les modèles de climat sont plus généralement appelés des modèles de circulation générale (GCMs, *general circulation models* en anglais). Ceux-ci ont d'abord été des AGCMs et des OGCMs représentant les processus au sein de l'atmosphère et de l'océan, respectivement. Ils sont ensuite devenus des AOGCMs couplant les deux composantes et modélisant leurs interactions. À la fin des années 1960, le premier AOGCM est mis au point au Laboratoire de Dynamique des Fluides Géophysiques de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), aux États-Unis. Ce modèle a été le premier à permettre de comprendre l'évolution des circulations et de la température dans le contexte du changement climatique anthropique. Il est encore aujourd'hui reconnu comme une avancée technologique remarquable pour les sciences du climat et les prévisions météorologiques. Avant cela, les seules connaissances sur les circulations et leurs interactions étaient basées sur des théories et des observations. À partir de cette période, les AOGCMs se sont multipliés en complexifiant la description des processus et en y ajoutant de nouveaux. Plusieurs instituts de recherche à travers le monde ont des équipes de modélisation du climat chargées de l'élaboration et l'amélioration de ces modèles.

Chaque AOGCM comprend quatre composantes physiques : l'atmosphère, l'océan, les surfaces continentales et la glace de mer. Les composantes atmosphérique et océanique décrivent l'évolution de la température, du cycle hydrologique,



de la salinité de l'eau et de leur circulation respective. Leur communication se fait par échange d'informations synchronisé entre les codes. Elles interagissent par l'intermédiaire d'un coupleur, dans le but de tenir compte de leur état respectif. La glace de mer est directement intégrée dans la composante océanique (Figure 1.10).

Le modèle de surfaces continentales permet de décrire la nature du sol, sa température, son taux d'humidité, le ruissellement de l'excédant d'eau vers les océans, la quantité et le type de végétation en chaque point du globe. Sa prise en compte dans la structure de l'AOGCM permet d'intégrer l'influence de la végétation et de la topographie sur l'albédo de la surface terrestre, les flux turbulents à la surface et l'intensité de l'évapotranspiration (Pielke *et al.*, 1998; Brovkin, 2002). Cette composante interagit avec la composante atmosphérique dans les deux sens. Elle interagit à sens unique avec la composante océanique pour lui indiquer la quantité et la répartition du ruissellement. Dans le cas des AOGCMs, la répartition de la végétation est fixée et la phénologie peut, dans certains cas, évoluer avec les conditions climatiques.

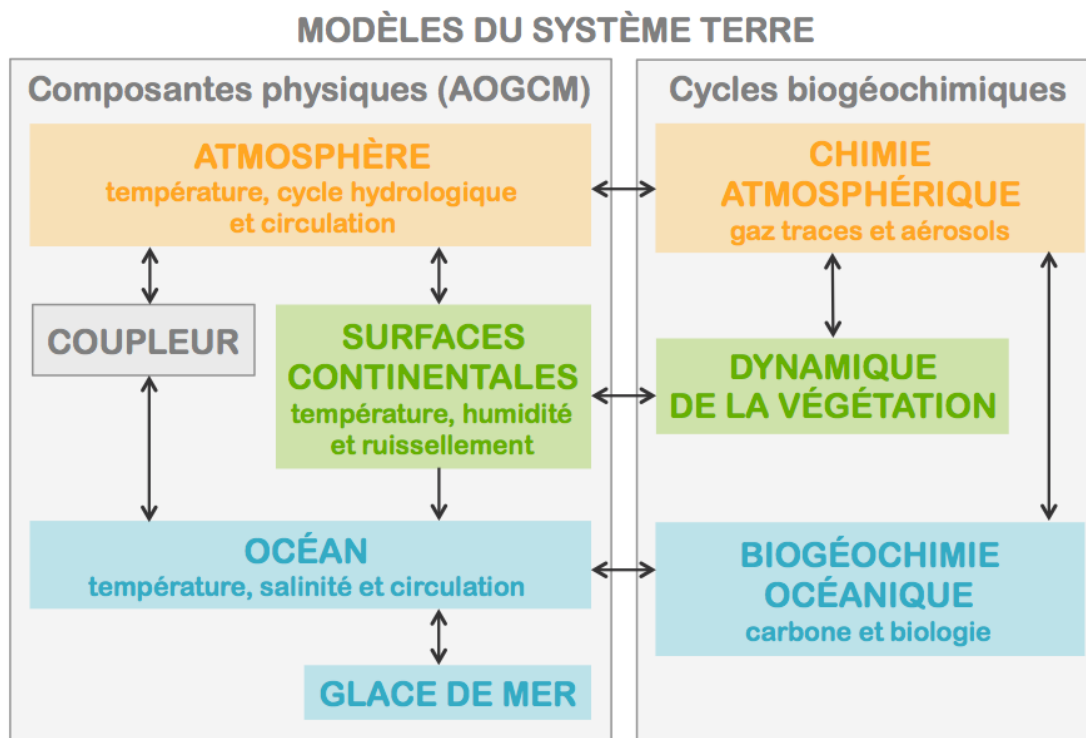


Figure 1.10 : Schéma des différentes composantes d'un ESM et de leurs interactions (basé sur Mitchell *et al.*, 2012).

Les modèles les plus complexes sont les modèles du système Terre (ESM, *Earth System Model* en anglais) qui ont la capacité de représenter les cycles biogéochimiques en plus des processus physiques. Ces cycles interagissent avec la physique du climat et modifient sa réponse aux émissions anthropiques. La représentation du cycle du carbone permet de prendre en compte les rétroactions biologiques et chimiques dans les océans et sur les continents (e.g. Cox *et al.*, 2000). Le cycle du soufre est également important pour l'évaluation de la production d'aérosols qui

diffusent le rayonnement solaire incident et modifient les propriétés des nuages (e.g. Charlson *et al.*, 1987). D'autres composants comme l'ozone sont également pris en compte dans les ESMs (Flato, 2011).

Dans le cas de certains ESMs, la végétation interagit dynamiquement avec le reste du système climatique. Parmi les différents modèles de climat (AOGCMs et ESMs confondus), la végétation peut avoir deux niveaux différents d'interaction :

- Dans le cas d'une végétation *prescrite*, les modèles considèrent la répartition de végétation fixée. Soit elle est constante dans le temps en tout point du globe, soit uniquement le mouvement des zones où les sols sont utilisés est prescrit. Cette évolution éventuelle de l'utilisation des sols est intrinsèque à la définition même des scénarios prenant en compte les différentes mesures prises, telles que la déforestation, la reforestation, l'étendue des cultures, etc. Dans cette configuration, la phénologie de la végétation peut avoir deux comportements distincts. Dans un premier cas, elle est également fixée et n'est pas modifiée d'année en année. Dans un second cas, la phénologie peut évoluer en fonction des conditions climatiques d'année en année. Autrement dit, les variations du climat modifient le cycle saisonnier de la végétation, sans en modifier sa répartition.
- Certains ESMs possèdent une végétation *dynamique*. Dans ce cas, le système climatique est en étroite relation avec la végétation (Prentice *et al.*, 2007). Les variations du climat influencent la répartition et la phénologie de la végétation, et inversement. La comparaison entre une végétation prescrite et une végétation dynamique permet d'isoler le rôle des changements de répartition de la végétation dus aux variations du climat.

Les modèles de climat considérés dans le cadre de cette thèse ne sont pas tous des ESMs. Par simplicité, ils seront donc tous désignés comme des GCMs dans la suite du manuscrit en spécifiant s'ils possèdent une représentation dynamique de la végétation, une représentation du cycle du carbone et une phénologie évoluant avec les variations du climat.

1.2.2 Discrétisation des composantes

Pour chaque composante d'un GCM, toutes les équations permettant de décrire physiquement, chimiquement et dynamiquement le système sont discrétisées sur un domaine sphérique de grilles. La Figure 1.11 schématise ce découpage pour la composante atmosphérique d'un modèle. La résolution spatiale dépend du modèle et de la version du modèle considérés. Des processus locaux tels que la formation et le déplacement des nuages ont lieu à des échelles plus petites que celle de la grille du modèle et sont donc paramétrisés. La couverture nuageuse est donnée en fraction de la surface de la cellule considérée. Dans la plupart des cas, la grille des composantes atmosphérique et océanique ne sont pas identiques de par leur résolution et leur structure. Le coupleur permet alors de transmettre les informations selon la grille de la composante qui les reçoit.





Figure 1.11 : *Découpage de l'atmosphère pour la composante atmosphérique des GCMs de la NOAA, États-Unis.*

Le but de chaque institut de modélisation est de mettre au point des modèles les plus réalistes possibles. Plus la résolution est fine, mieux les processus sont représentés à l'échelle locale. Mais la puissance de calcul des ordinateurs disponibles doit aussi être prise en compte. Le temps de calcul a un prix et un compromis est souvent recherché entre un modèle à haute résolution et une minimisation des coûts. Chaque institut décide de la résolution de son modèle et choisit parfois de mettre au point plusieurs versions avec des résolutions différentes pour en analyser l'impact sur les simulations.

1.2.3 L'exercice CMIP5

Les études climatiques rassemblées par le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat (GIEC) s'appuient sur des observations climatiques et sur la modélisation numérique du système climatique. Les projets d'intercomparaison de modèles couplés (CMIPs, *Coupled Model Intercomparison Projects* en anglais) regroupent des dizaines de groupes de modélisation du climat. Ces projets offrent un cadre de modélisation ayant l'ambition générale d'évaluer et de comprendre les mécanismes entrant en jeu et de déterminer la gamme de réponses des modèles sur lesquels on impose les mêmes conditions d'expérience. Ils ne dépendent pas du GIEC, mais sont à l'origine du *World Climate Research Programme* (WCRP).

Courant 2013 et 2014, le GIEC a publié son cinquième rapport (*Fifth Assessment Report*, AR5) et s'est basé sur les résultats des simulations faites dans le cadre de CMIP5 (cinquième phase du projet CMIP). Ce projet a réuni 30 instituts et 61 GCMs. Il consiste en la construction commune d'un ensemble d'expériences de modélisation climatique. Ces expériences correspondent à :

- (i) des simulations de différents climats passés permettant d'évaluer la performance des modèles à les reproduire,
- (ii) des projections climatiques futures sur deux échelles de temps, à court terme (horizon 2035) et à long terme (horizon 2100, puis au-delà dans

- certains cas), et
- (iii) des simulations idéalisées à forçage abrupt ou itératif qui permettent de quantifier les rétroactions clés du système climatique, particulièrement celles liées aux nuages et au cycle du carbone.

En fonction de leurs intérêts et de leurs ressources, chaque groupe de modélisation effectue un nombre de simulations réparties en *tiers*. Pour avoir son ticket d'entrée dans CMIP5, le groupe de modélisation doit réaliser un nombre minimum de simulations (Tier 1). Ensuite, les simulations du Tier 2 peuvent être réalisées. Et pour les modèles représentant le cycle du carbone (i.e. les ESMs), une dernière collection de simulations est proposée (Figure 1.12).

Dans le cadre de cette thèse, j'utilise les simulations du climat historique (i.e. du début de l'ère industrielle à nos jours) et quatre groupes différents de projections climatiques futures représentant chacun un scénario d'émissions de GES, d'aérosols et d'utilisation des sols dépendant des conditions socio-économiques et des décisions prises jusqu'à l'horizon 2100 (se référer à la Section 1.3.1). Le lecteur intéressé à en savoir davantage sur CMIP5 peut se référer au travail de Taylor *et al.* (2011).

Le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat

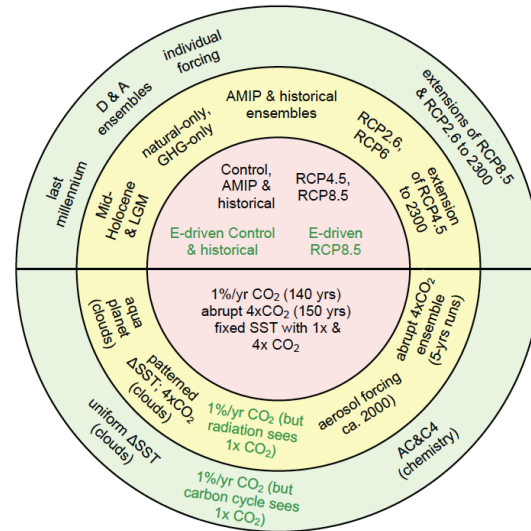
Le GIEC est l'institution internationale majeure pour l'évaluation des changements climatiques. Ce groupe a été fondé en 1988 par le Programme Environnemental des Nations Unies, l'Assemblée Générale des Nations Unies et l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM). Son objectif principal est de fournir une information scientifique sur l'état actuel des connaissances des changements climatiques, de ses impacts potentiels sur l'économie, la société, l'environnement et les politiques publiques, dans le domaine tant de l'adaptation que de l'atténuation des changements.

Il ré-examine et évalue toute l'information scientifique, technique et socio-économique la plus récente et pertinente pour la compréhension du changement climatique. Contrairement à certaines idées reçues, il n'entreprend aucune démarche de recherche scientifique. Des milliers de scientifiques des quatre coins du monde contribuent à son travail de façon volontaire et s'assurent d'une évaluation objective et complète de toute information. La dimension intergouvernementale du GIEC est primordiale. Sa structure est ouverte à tout état membre des Nations Unies et de l'OMM. Elle apporte une opportunité unique de livrer une information scientifique rigoureuse aux décideurs.

Tous les 5 à 7 ans, le GIEC publie son rapport aujourd'hui séparé en trois volumes, correspondant à trois *Working Groups* (WG). Le WG1 fait état des connaissances de la base physique du changement climatique ; le WG2 apporte ses conclusions sur les impacts, l'adaptation et les vulnérabilités face au changement climatique ; et le WG3 dresse la liste des mesures d'atténuation envisageables. Son dernier rapport (AR5) est le dernier paru courant 2013-2014.



Figure 1.12 : Schéma des expériences à long terme de CMIP5 avec les simulations des tiers 1 (en rose) et 2 (en jaune) organisées de manière circulaire. Les simulations du cercle vert peuvent être réalisées par les modèles représentant le cycle du carbone (issu de Taylor et al., 2011).



1.2.4 Conditions initiales et itération

Lors du lancement d'une simulation, un état initial du système climatique doit être indiqué pour chaque composante du modèle. La simulation historique retrace l'état du système du début de l'ère industrielle (i.e. 1850) à nos jours (i.e. 2005). Les conditions initiales doivent correspondre à un état du système typique des conditions pré-industrielles. Dans le cadre de CMIP5, des simulations de contrôle pré-industriel (PiControl) ont été menées sur plusieurs centaines d'années pour chaque GCM. Elles décrivent l'état du système ayant une composition atmosphérique et une quantité d'énergie solaire reçue par le système constantes. Elles permettent d'étudier la variabilité interne du système climatique. L'état de ce dernier au début de chaque simulation historique correspond à son état à un moment arbitraire de la simulation de contrôle. Certains instituts ont choisi d'effectuer plusieurs réalisations de cette simulation avec, à chaque fois, des conditions initiales correspondant à un moment différent de la simulation de contrôle. En considérant plusieurs réalisations, la variabilité interne du système peut être mieux caractérisée pour toutes les simulations.

Une fois la simulation lancée, l'itération se fait par pas de temps spécifiques à chaque modèle. À chaque pas de temps et dans chaque maille, la valeur de chaque variable est calculée à partir de principes de base de la physique, du forçage radiatif et de l'état du système dans les mailles voisines. L'état initial du système pour le lancement des projections futures correspond à son état final dans la simulation historique. Dans la plupart des cas, autant de réalisations sont conduites pour les projections que pour la simulation historique.

Les GCMs sont construits sur la base de principes physiques, comme la conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement. Ces principes gouvernent le système climatique et décrivent les processus complexes nécessaires à simuler le climat et le changement climatique. Bien qu'il soit possible d'écrire les équations de la mécanique des fluides déterminant le comportement de l'atmosphère et des océans, leur résolution nécessite d'avoir recours à des algorithmes

les discrétisant. De plus, plusieurs processus physiques, biologiques et chimiques à petite échelle ne peuvent pas être décrits par ces principes. Les causes en sont la limitation des capacités de calcul et un manque d'équations décrivant certains mécanismes, comme ceux de la microphysique des nuages par exemple. Il est alors nécessaire de les estimer par des paramétrisations intrinsèques à chaque GCM. Celles-ci sont établies par des relations empiriques et estimées sur la base de comportements déjà observés.

1.2.5 Sensibilité d'un modèle

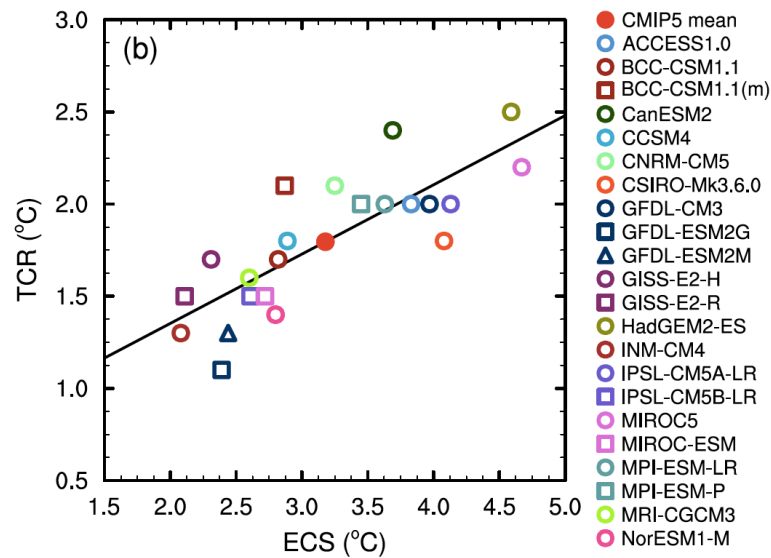
Il existe de nombreuses alternatives de représentations, de solutions et d'approximations pour modéliser le système climatique qui sont toutes aussi plausibles les unes que les autres. Cette gamme de paramétrisations résulte en un panel de réponses différentes du système à un forçage radiatif. D'autre part, certains défauts persistent dans la plupart des modèles. Il n'existe pas de consensus dans la manière d'évaluer la qualité d'un modèle, bien qu'il soit possible de la quantifier sur une variable climatique particulière à la fois par comparaison avec des observations (e.g. Collins *et al.*, 2013; Knutti *et al.*, 2013).

Avec ses propres paramétrisations, un modèle réagit de manière plus ou moins sensible à un forçage radiatif. Une manière de classer les modèles en fonction de l'intensité de leur réponse est de comparer la différence de température globale causée par un même forçage. On définit la sensibilité climatique à l'équilibre (ECS, *Equilibrium Climate Sensitivity* en anglais) de chaque modèle comme la différence de température globale à la surface engendrée par un doublement brusque de la concentration atmosphérique de CO₂ par rapport au niveau pré-industriel (i.e. 280 ppm). Il s'agit de la sensibilité à l'équilibre, car l'amplitude du réchauffement est évaluée une fois que toutes les composantes du système climatique sont à l'équilibre et que la température globale s'est stabilisée. L'ECS des modèles participant à l'expérience CMIP5 se situe dans l'intervalle [2.1,4.6]°C (Flato *et al.*, 2013).

Une autre façon de déterminer la sensibilité d'un modèle est de déterminer sa réponse climatique transitoire (TCR, *Transient Climate Response* en anglais). La TCR correspond au changement de la température globale à la surface issu d'une expérience dans laquelle la concentration atmosphérique de CO₂ augmente de 1% par an. Elle est calculée comme la différence entre le début de l'expérience et la période de 20 ans centrée sur l'année durant laquelle la concentration de CO₂ a doublé. La TCR est inférieure à l'ECS car la réponse des océans n'a pas encore été effective lors du calcul de la TCR. Leur estimation a été calculée par Andrews *et al.* (2012) et Forster *et al.* (2013) pour CMIP5 et les valeurs de la TCR sont comprises dans l'intervalle [1.1,2.6]°C. Ces deux variables sont corrélées de manière significative (Figure 1.13), bien que leur relation ne soit pas forcément linéaire pour des valeurs plus petites et plus grandes que la gamme de valeurs citée plus haut (Knutti *et al.*, 2005).



Figure 1.13 : Relation linéaire entre les valeurs d'ECS et de TCR d'une partie des modèles participant à CMIP5 (issu de Flato et al., 2013).



La **dispersion inter-modèle** du climat est définie par le panel de réponses des modèles de climat à un même forçage radiatif.

1.3 La projection des changements futurs

1.3.1 Le forçage anthropique projeté pour le 21^{ème} siècle

Dans le but de décrire de la manière la plus complète et la plus objective possible le climat des décennies à venir, des scénarios d'émissions sont utilisés pour simuler son évolution à l'aide de modèles. Cette évolution dépendra de changements socio-économiques comme la démographie, les progrès technologiques, la consommation d'énergie, l'utilisation des sols, menant tous à une modification des émissions de GES et de composants polluants. Ces scénarios sont utilisés comme variables d'entrée pour les simulations des modèles de climat, afin d'évaluer les impacts potentiels et les options d'atténuation du changement. Il est nécessaire que ces scénarios soient communs à l'ensemble de la communauté scientifique pour que la comparaison des différentes études menées soit facilitée. Dans le cadre des projets CMIP, plusieurs jeux de scénarios ont été mis au point dans ce but.

Dans le processus de préparation de l'AR5, une nouvelle génération de scénarios a été mis au point pour les trois besoins suivants (Moss *et al.*, 2010) :

- (i) des informations plus détaillées pour faire tourner la génération récente de modèles de climat,
- (ii) des scénarios qui explorent explicitement l'impact des différentes politiques d'atténuation en complément des scénarios avec politiques climatiques im-

- plicités existant jusqu'alors⁸, et
- (iii) l'étude plus approfondie du rôle de l'adaptation dans un contexte de changement climatique.

La construction de ces scénarios a nécessité des échanges inter-disciplinaires et est le produit d'une collaboration jusqu'alors inédite entre des équipes de modélisation d'évaluation intégrée (i.e. modélisation économique, IAM), de modélisation du système climatique et des groupes d'experts des inventaires d'émissions anthropiques. Ce processus de construction a consisté en un passage en revue de tous les scénarios possibles cités dans la littérature scientifique, dans le but de sélectionner des combinaisons bien distinctes de scénarios économiques, politiques, climatiques et démographiques. Après discussions entre différents experts, quatre scénarios (parmi 324 au départ) ont été retenus dans l'optique de former un échantillon représentatif de l'ensemble de la littérature.

Ces scénarios, appelés RCPs (*Representative Concentration Pathways*), représentent des évolutions bien distinctes de concentration des GES durant le 21^{ème} siècle et ont été élaborés dans le cadre de CMIP5. Les émissions d'origine anthropique et l'utilisation des sols y sont spécifiées par maille de 0.5° de côté. Les quatre *pathways* se distinguent par la valeur du forçage radiatif que leur configuration impose au système climatique à l'horizon 2100 par rapport aux valeurs pré-industrielles :

- Le scénario **RCP8.5** est le résultat d'une combinaison d'hypothèses, dont une relativement forte croissance de la population, une relativement faible croissance des revenus, un taux de changement technologique modeste et des améliorations menant à une production plus intense d'énergie. Il est représentatif d'une forte demande d'énergie dans le long terme et d'émissions de GES sans aucune politique d'atténuation au changement climatique (Riahi *et al.*, 2011). En comparaison avec les autres RCPs, il correspond au scénario ayant les plus fortes émissions. Il se situe dans la fourchette haute des scénarios "*business-as-usual*", i.e. avec une évolution de notre comportement semblable à ce qu'elle est aujourd'hui.
- Le scénario **RCP6.0** consiste principalement en une intervention menant à des politiques d'atténuation. Sans ces dernières, le forçage radiatif d'origine anthropique dépasserait les 6 W/m² d'ici à 2100. Le niveau d'atténuation des émissions de GES est tout de même relativement faible pour la période 2010-2060, mais devient important après 2060 afin de maintenir le forçage en-dessous de 6 W/m². Le taux de changement technologique est plus élevé que celui du RCP8.5. Les émissions sont diminuées de la manière la moins coûteuse possible sur toute la période dans la cadre d'un marché global délivrant des permis d'émissions par secteur et par pays (Masui *et al.*, 2011).
- Le scénario **RCP4.5** stabilise le forçage radiatif d'origine anthropique à 4.5 W/m² sans jamais dépasser ce seuil durant tout le 21^{ème} siècle. Il suit une trajectoire visant à minimiser les coûts pour atteindre le forçage ciblé. Les mesures prises consistent principalement à appliquer de nouvelles

8. Ces nouveaux scénarios ont permis d'estimer les coûts et les bénéfices d'objectifs à long terme.



technologies de production d'énergie à faibles émissions, à développer la capture et le stockage géologique du carbone. En plus de cela, le total des émissions tient également compte des changements de l'utilisation des sols. Les forêts seront par exemple plus étendues qu'aujourd'hui selon ce scénario. Bien qu'il existe plusieurs trajectoires pour atteindre un forçage de 4.5 W/m^2 , l'étude de ce scénario est une option commune pour analyser la réponse du système à une stabilisation relativement précoce des émissions de composants d'origine anthropique (Thomson *et al.*, 2011).

- Le scénario **RCP2.6** représente le scénario moyen de la littérature consistant en une forte atténuation du changement visant à limiter le réchauffement global en-dessous de 2°C . Il se situe tout au bas de l'échelle des RCPs et est souvent utilisé dans le cadre des négociations climatiques comme une trajectoire à suivre, du moins jusqu'à la conférence de Paris en 2015 (COP21⁹). Les critères pour suivre ce scénario sont si exigeants qu'il impose des émissions négatives plus importantes que les émissions anthropiques dès le milieu du 21^{ème} siècle. Des émissions négatives consistent principalement en du stockage de carbone et de la reforestation intensive. Ce scénario est souvent considéré comme atteignable uniquement dans le cas d'une participation de tous les pays. Les émissions cumulées entre 2010 et 2100 doivent être réduites de 70% par rapport au scénario de référence proche du RCP8.5. L'utilisation massive d'énergies renouvelables et une forte reforestation sont des mesures indispensables (van Vuuren *et al.*, 2011b).

Tous les scénarios RCP sont cohérents avec les projections de population des Nations Unies (Figure 1.14). Chaque groupe de modélisation a volontairement suivi des hypothèses intermédiaires concernant la population, à l'exception du groupe chargé de l'élaboration du RCP8.5. Ce dernier prend en compte un taux de croissance de la population très haut et des revenus moins élevés dans les pays en développement. Il est cependant possible de parvenir à de telles émissions avec d'autres hypothèses.

En termes d'utilisation d'énergie, les trois scénarios présentant des mesures d'atténuation suivent des scénarios intermédiaires, alors que le RCP8.5 résulte en une consommation d'énergie intensive, principalement liée à l'évolution de la population. Grâce à des technologies de capture et de stockage des GES, tous les scénarios montrent une consommation d'énergies fossiles plus élevées à la fin du 21^{ème} siècle par rapport à l'an 2000 (Figure 1.15). La consommation d'énergie autre que fossile augmente également dans tous les scénarios. L'intense stockage de GES est le facteur majeur menant à des émissions négatives dans le RCP2.6 et permet même une légère consommation d'énergie fossile à la fin du siècle.

L'utilisation des sols est un élément important, et surtout nouveau, dans cette génération de scénarios. L'exploitation agricole augmente selon le RCP8.5, en

9. La COP21 est la 21^{ème} conférence des parties à la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques et la 11^{ème} conférence des parties siégeant en tant que Réunion des parties au protocole de Kyoto. Elle a eu lieu en décembre 2015 au Bourget en région parisienne.

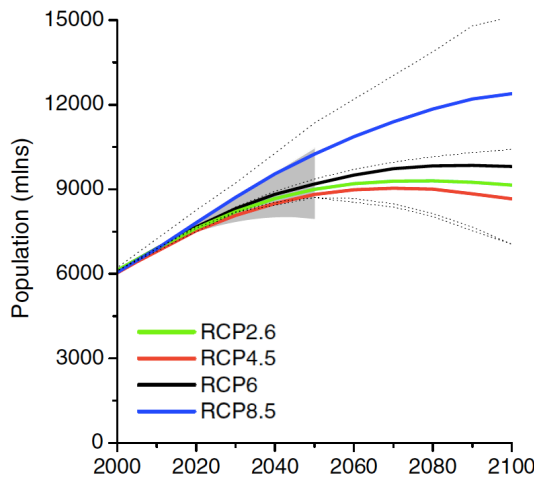


Figure 1.14 : Projections de la population mondiale pour les quatre scénarios RCP. L'enveloppe grise correspond à l'ensemble des scénarios des Nations Unies (du minimum au maximum) (issu de Van Vuuren et al., 2011).

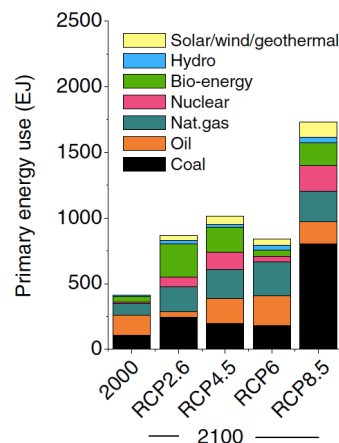
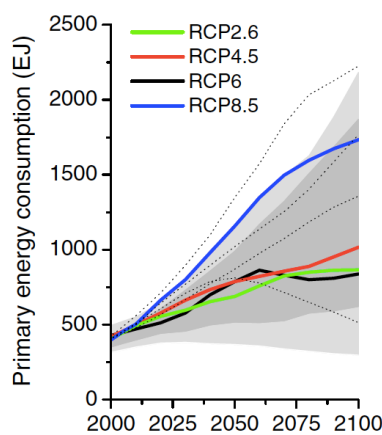


Figure 1.15 : À gauche, évolution de la consommation d'énergie primaire pour les différents scénarios RCP. Les enveloppes gris clair et foncé se réfèrent au 90^{ème} percentile et au 98^{ème} percentile de la base de données de l'AR4. À droite, proportion des différentes sources d'énergie consommée en 2000, puis projetée en 2100 pour chaque scénario RCP (issu de Van Vuuren et al., 2011).

lien avec la forte augmentation de la population (Figure 1.16). Les cultures sont également plus présentes dans le RCP2.6. Le RCP6.0 illustre une augmentation de cultures, mais une diminution des pâturages. Le RCP4.5 représente un changement drastique de l'utilisation des sols, en partant du fait que le stockage de carbone par la végétation naturelle fera partie intégrante des politiques climatiques.

Les projections d'émissions de GES sont la conséquence directe des changements de comportements (exemple du CO₂ sur la Figure 1.17). Les émissions sont harmonisées par rapport aux données d'observation disponibles pour la période 2000-2005. À l'échelle globale, la différence causée par ce débiaisage est généralement petite, i.e. de l'ordre de 2 à 10%.

La concentration atmosphérique de GES et des composants polluants répondent de manière directe aux émissions. Le forçage radiatif anthropique des RCPs en est la conséquence (Figure 1.18). La grande majorité des études se focalisent sur l'effet du forçage à l'horizon 2100. Une extension des RCPs a tout de même été élaborée pour l'horizon 2300 dans le but de faire des projections multi-



Figure 1.16 : Utilisation des sols selon chaque RCP. L'enveloppe grise correspond au 90^{ème} percentile des scénarios rapportés dans la littérature (issu de Van Vuuren et al., 2011).

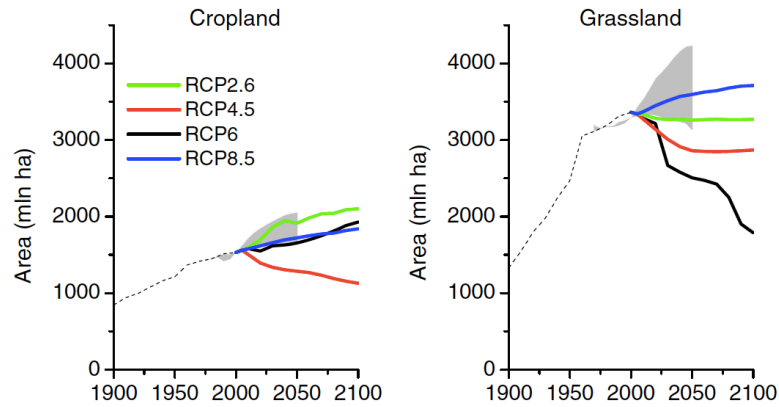


Figure 1.17 : Émissions anthropiques de CO₂. Les enveloppes gris clair et foncé se réfèrent au 90^{ème} percentile et au 98^{ème} percentile de la littérature. Les lignes pointillées représentent quatre des scénarios explicités dans l'AR4 (issu de Van Vuuren et al., 2011).

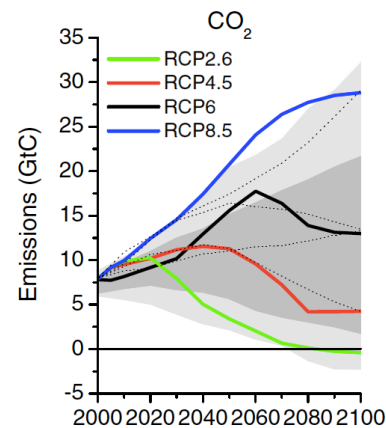
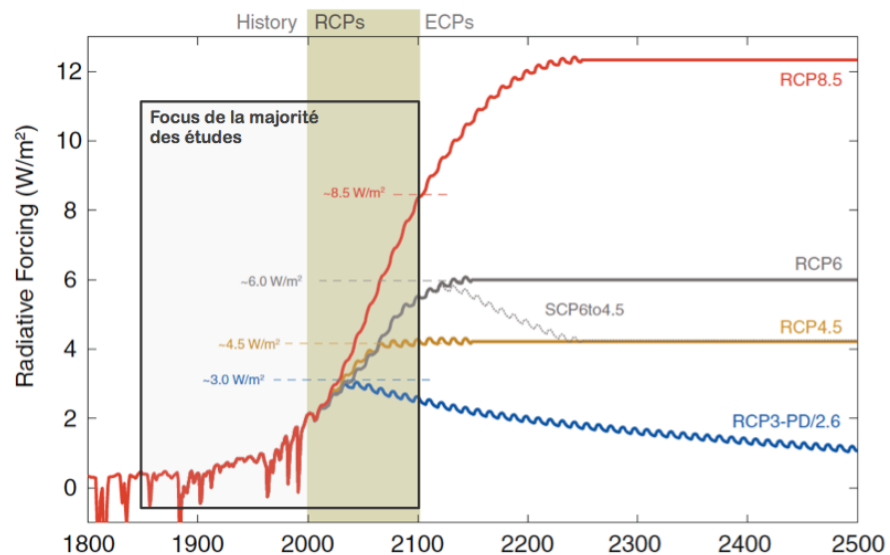


Figure 1.18 : Forçage radiatif théorique imposé dans la définition des scénarios RCP (issu de Meinshausen et al., 2011).



centennales. Celles-ci permettent d'explorer les réponses à long terme du climat. Dans le cadre de cette thèse, nous nous limiterons au 21^{ème} siècle.

En plus d'être une base importante pour la simulation des climats futurs, ces scénarios peuvent stimuler la recherche sur l'atténuation et l'adaptation des changements et sur des contextes propices à un certain scénario. Ils mettent à disposition des informations socio-économiques capitales pour l'étude des impacts.

Et pour finir, ils sont un fil conducteur dans les études de plusieurs disciplines sur le changement climatique. D'un autre côté, la définition des RCPs présente quelques limitations. Ils ne devraient pas être interprétés comme des prévisions absolues ou comme des guides de politiques à mener. L'ensemble des scénarios socio-économiques n'est pas un ensemble logique : chaque scénario est à l'origine d'efforts indépendants entrepris par des équipes de modélisation distinctes. De plus, les quatre scénarios ne doivent pas être considérés comme uniques : ce sont des chemins possibles qui pourraient être cohérents avec d'autres évolutions socio-économiques. Des incertitudes subsistent dans la traduction des émissions vers les concentrations, puis vers le forçage radiatif.



À la variabilité naturelle et à la dispersion inter-modèle s'ajoute le **choix du scénario** dépendant directement des politiques d'atténuation et du comportement des populations.

1.3.2 Résultats principaux

L'AR5 présente les résultats obtenus dans le cadre du projet CMIP5 par différents instituts de recherche au moyen de 61 modèles de climat.

Le premier résultat sans équivoque est la continuation de la hausse de la température globale durant tout le 21^{ème} siècle quelque soit le scénario RCP suivi (Figure 1.19). Cependant, l'amplitude du changement dépend directement de l'intensité du forçage radiatif imposé. Elle varie de $[0.3, 1.7]^{\circ}\text{C}$ pour le RCP2.6 à $[2.6, 4.8]^{\circ}\text{C}$ pour le RCP8.5 en prenant la différence absolue entre les périodes 1986-2005 et 2081-2100. Pouvoir limiter le réchauffement à 2°C d'ici à la fin du siècle par rapport aux conditions pré-industrielles est probable selon le RCP2.6 avec une confiance modérée, tandis que cela devient improbable avec un haut niveau de confiance selon les scénarios RCP6.0 et RCP8.5 (Collins *et al.*, 2013). Il est quasiment certain que cette augmentation de température globale s'accompagnera d'une augmentation globale des précipitations (Figure 1.20). Celle-ci correspondra à un changement global de 1 à 3% par $^{\circ}\text{C}$ pour tous les scénarios, à l'exception du RCP2.6 ayant une gamme de réponses plus grande.

L'augmentation des températures ne sera pas uniforme (Figure 1.21, gauche). Son amplitude sera plus grande au-dessus des continents par rapport aux régions océaniques. L'Arctique semble être la région qui se réchauffera le plus, en raison de la fonte progressive de la glace de mer et donc d'un albédo beaucoup plus faible. Par contre, cette amplification polaire ne se retrouve pas en Antarctique en raison des caractéristiques de la circulation océanique et du maintien des étendues de glace dans cette région (Gregory, 2000). Il est presque certain que la fréquence des températures extrêmement élevées augmentera, alors que celle des températures extrêmement basses diminuera. Ce phénomène est projeté tant à



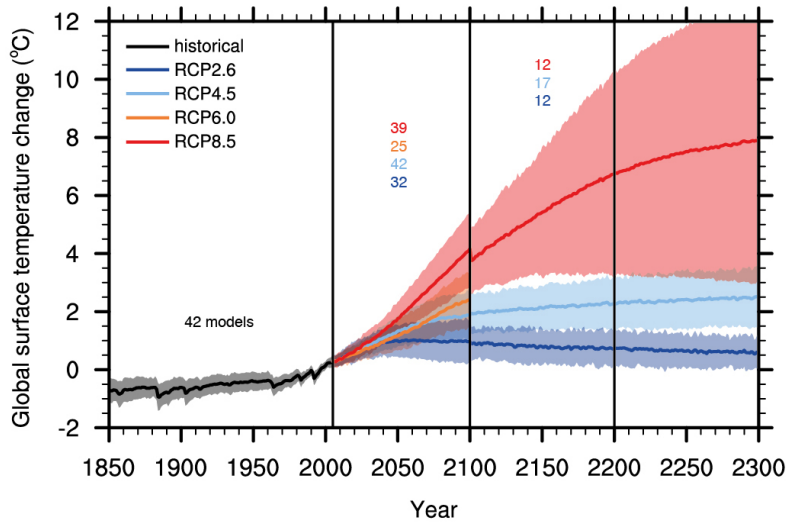


Figure 1.19 : Évolution temporelle des anomalies de température globale moyenne à la surface par rapport à la référence fixe 1986-2005, issue de l'exercice CMIP5 pour chaque scénario RCP (tiré de Collins et al., 2013).

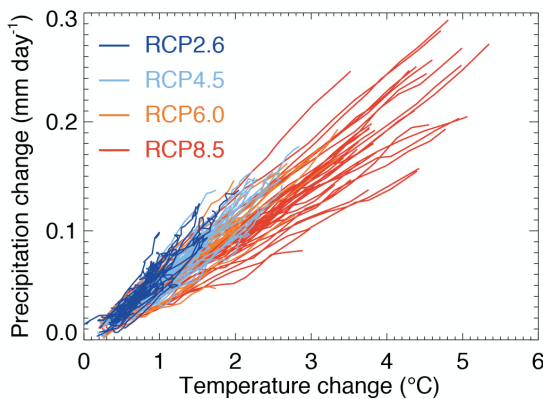


Figure 1.20 : Changements globaux de précipitations en mm/jour par rapport aux changements globaux de température de surface en degrés °C selon une référence fixe 1986-2005, issus de l'exercice CMIP5 pour chaque scénario RCP. Chaque ligne représente un modèle de climat différent (tiré de Collins et al., 2013).

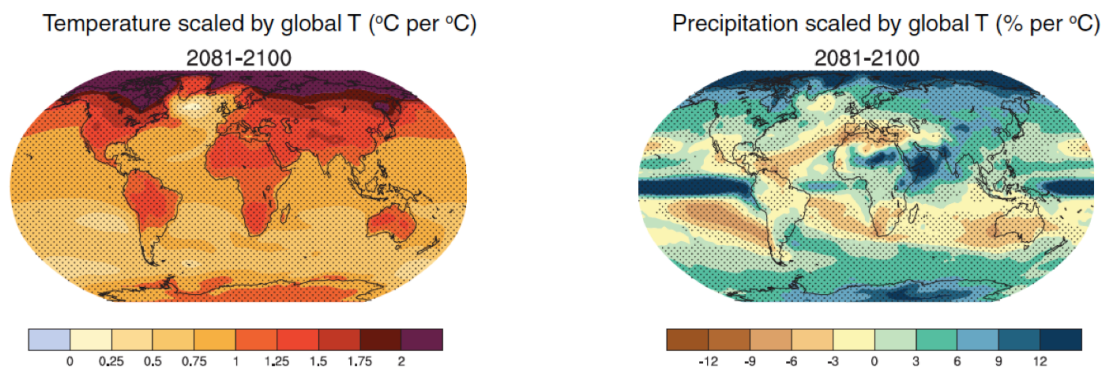


Figure 1.21 : Changements spatiaux de température (à gauche) et de précipitations (à droite) dérivés de l'exercice CMIP5, normalisés pour un changement de température globale de 1°C. Ces changements sont calculés par des différences de moyennes sur des périodes de 20 ans (i.e. 1986-2005 et 2081-2100) pour tous les scénarios RCP (tiré de Collins et al., 2013).

l'échelle journalière qu'à l'échelle saisonnière. L'augmentation de la fréquence des extrêmes chauds s'accompagnera d'une augmentation de la durée et de l'intensité de ces épisodes, occasionnant un stress thermique important (Collins *et al.*, 2013).

La tendance globale de l'augmentation des précipitations sera associée à de larges déséquilibres régionaux (Figure 1.21, droite). Des régions expérimenteront une augmentation des précipitations, d'autres une diminution, alors que d'autres

encore n'expérimenteront pas de changements significatifs. Ces changements se traduiront par l'augmentation du contraste entre les régions de convergence et de divergence et entre les saisons sèches et les saisons humides (Chou *et al.*, 2013; Collins *et al.*, 2013; Liu et Allan, 2013). Ils sont expliqués comme des conséquences directes de la relation de Clausius-Clapeyron, l'augmentation du transport de vapeur d'eau de l'équateur vers les pôles, et partiellement du ralentissement de la circulation de Hadley (Vecchi et Soden, 2007; Allan, 2012; Bony *et al.*, 2013; Chadwick *et al.*, 2013; Collins *et al.*, 2013). La Figure 1.22 résume les changements principaux du cycle hydrologique. Les projections de CMIP5 montrent une humidification dans les régions équatoriales, un assèchement dans la partie haute des tropiques associé à l'extension de la cellule de Hadley et une humidification dans les hautes latitudes. Des particularités régionales sont cependant à prendre en compte (Figure 1.21, droite), comme le fort assèchement du bassin méditerranéen et de l'Amérique centrale ou encore l'humidification du Nord de l'Océan Indien.

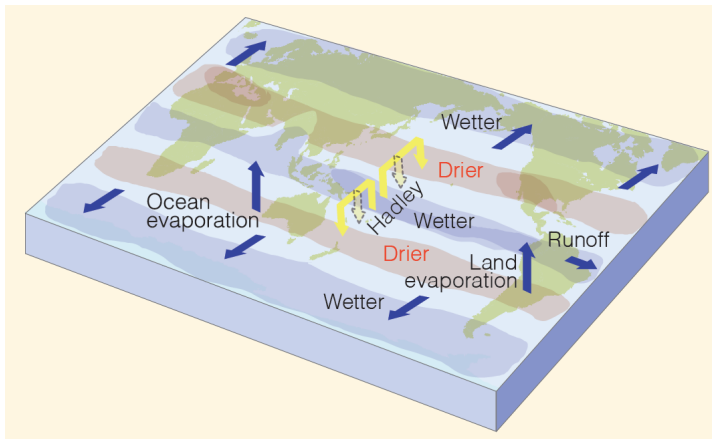


Figure 1.22 : Diagramme schématique des changements majeurs projetés pour le cycle hydrologique. Les flèches bleues indiquent les mouvements principaux de l'eau dans le système climatique. Les zones ombrées représentent les régions ayant une forte probabilité de s'assécher ou de s'humidifier. Les flèches jaunes indiquent un important changement de la circulation de Hadley (tiré de Collins *et al.*, 2013)

La répartition de la végétation est également modifiée dans un contexte de changement climatique. Par exemple, l'étendue des forêts diminuera potentiellement dans les tropiques, alors qu'elle augmentera dans les hautes latitudes (Malhi *et al.*, 2009; Collins *et al.*, 2013; Holmgren *et al.*, 2013). De manière générale, toute région de la planète a un risque non-nul de voir un changement de sa végétation au cours du siècle, à part dans le cas où le réchauffement global est limité à 2°C par rapport aux conditions pré-industrielles (Ostberg *et al.*, 2013). Dans un monde de 2°C plus chaud que dans la période 1980-2010, entre 5 et 19% des surfaces continentales expérimenteraient un changement sévère de leur végétation selon une étude d'un ensemble de modèles de végétation (Warszawski *et al.*, 2013, s'y référer pour la définition de leur seuil de sévérité). Lorsque l'on considère un monde de 3°C plus chaud, la médiane de cette fraction monte jusqu'à 35%. Parmi les plus touchées, on peut noter la toundra, les herbacées du plateau tibétain, la savane africaine et les forêts boréales et amazoniennes. Les changements de répartition de la végétation influencent également les conditions climatiques. Dans les hautes latitudes Nord par exemple, l'expansion de la végétation due au réchauffement a tendance à réduire l'albédo de surface et donc à augmenter le réchauffement dans ces régions (Falloon *et al.*, 2012; Port *et al.*, 2012).



1.3.3 La génération précédente de scénarios climatiques

Dans le cadre de la rédaction des troisième et quatrième rapports d'évaluation du GIEC (TAR, *Third Assessment Report* en anglais et AR4, *Fourth Assessment Report*), la communauté scientifique a élaboré un jeu différent de scénarios climatiques pour le 21^{ème} siècle (IPCC, 2000). Il s'agit ici de les décrire brièvement pour une bonne compréhension de certaines études mentionnées dans le prochain chapitre.

Contrairement aux scénarios RCP, ces scénarios, appelés SRES (*Special Report on Emissions Scenarios* en anglais), sont considérés comme des scénarios « de référence ». En d'autres termes, ils ne prennent pas explicitement en compte de mesures présentes et futures pour limiter les émissions de GES (par exemple, le protocole de Kyoto en 1997). Il existe une quarantaine de scénarios SRES. Chacun d'eux est construit selon différentes hypothèses par rapport aux émissions futures, à l'utilisation des sols, aux progrès technologiques et au développement économique. La plupart d'entre eux illustrent une augmentation de la consommation d'énergie fossile.

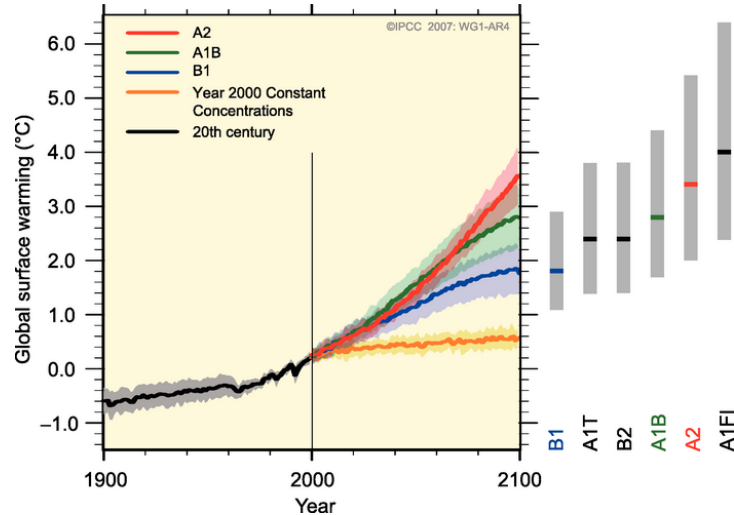
Ces scénarios sont répartis, et souvent représentés, en quatre familles distinctes en fonction de caractéristiques communes :

- La famille **A1** représente un monde homogène et globalisé. Elle est caractérisée par une forte croissance économique, un maximum de population à l'horizon 2050 puis une diminution, une rapide diffusion de nouvelles technologies et une convergence des revenus et du niveau de vie d'une région à l'autre. Trois sous-groupes sont distingués en fonction des sources d'énergie utilisées : A1F1 avec une forte utilisation des énergies fossiles, A1T avec une forte utilisation des énergies renouvelables et A1B avec une utilisation équilibrée des sources d'énergie.
- La famille **A2** décrit un monde plus fragmenté qui se distingue par des nations indépendantes les unes des autres, une augmentation continue de la population et un développement économique davantage axé sur une dimension régionale.
- Les scénarios de la famille **B1** sont représentatifs d'un monde globalisé avec un développement axé sur l'écologie. Y sont intégrées une croissance économique et une démographie semblables à celles des scénarios A1, une réduction de la consommation de matériel, l'introduction de technologies vertes et des solutions globales pour une meilleure stabilité économique, sociale et environnementale.
- La famille **B2** représente un monde fragmenté et écologique. Elle se caractérise par une augmentation continue de la population moins élevée que celle de la famille A2, des solutions plus locales que pour la famille B1 concernant la stabilité économique, sociale et environnementale, un développement économique moyen et un changement technologique moins rapide et plus inégal que pour les familles A1 et B1.

Le projet d'intercomparaison CMIP3 (prédécesseur de CMIP5) a utilisé ces

scénarios SRES comme base pour les projections climatiques. L'évolution de la température durant le 21^{ème} siècle simulée dans le cadre de CMIP3 est présentée sur la Figure 1.23. Globalement, tous scénarios confondus, l'augmentation de la température entre dans la gamme [1.1,6.4]°C d'ici à la fin du siècle.

Figure 1.23 : Évolution temporelle des anomalies de température globale moyenne à la surface par rapport à la référence fixe 1981-2000 selon les familles ou sous-groupes de scénarios SRES explicités dans l'AR4. Les enveloppes de couleur représentent la déviation standard de la gamme des moyennes annuelles de chaque AOGCM participant à CMIP3. Les barres grises sur la droite de la figure donnent la gamme probable des réponses des ESMs selon six familles de scénarios retenus dans l'AR4 (tiré de IPCC, 2007).



1.4 Summary of the first chapter

- ★ The climate system receives solar energy, which is spread over the entire Earth's surface through atmospheric and oceanic circulations. Auto-variations of these global circulations define the internal variability of the climate system.
- ★ The climate system is constrained by natural radiative forcings, mainly due to solar cycles and volcanic eruptions. Together with processes causing internal variability, variations of these natural forcings define the natural variability.
- ★ Since the beginning of the industrial era, an additional positive radiative forcing is imposed by human emission of greenhouse gases, leading to a significant increase in the global temperature, a strong modification of precipitation regimes and a redistribution of vegetation.
- ★ Future modifications in the climate system can be assessed through climate modeling and a panel of projections based on different levels of human emissions over the 21st century. These levels are defined by four *Representative Concentration Pathways* and lead to human-induced climate variability linked to decision-making.
- ★ General Circulation Models (GCMs) describe the state of the climate system and represent its response to different radiative forcings. GCMs consist of several components (ocean, atmosphere, land surfaces and the cryosphere) that interact with each other.



- ★ Sixty-one GCMs and 30 climate institutes took part in the CMIP5 project with their own parametrisations of physical, chemical and dynamic processes. Therefore, the models' response to a radiative forcing might differ due to their own sensitivities. These differences define the inter-model spread of the climate system.

Vers une analyse alternative des projections climatiques

DANS le chapitre précédent, le changement climatique a été abordé comme un processus répondant à un forçage radiatif. Plus le forçage est important, plus les changements le sont également. Le plus souvent, le changement est analysé par rapport à une situation actuelle ou pré-industrielle vers une période future. Cette approche permet de quantifier les changements auxquels nous pouvons nous attendre et d'énoncer des objectifs concrets de leur atténuation. La limitation de la température globale à 2°C, voire à 1.5°C, par rapport à des conditions pré-industrielles est très souvent citée comme fil conducteur des négociations internationales sur le climat et permet de fixer des objectifs globaux. Les conséquences directes, telles que la multiplication des événements extrêmes ou des épisodes de fortes précipitations, sont alors quantifiables par rapport à une période de référence.

Cette approche que l'on pourrait qualifier de courante permet d'étudier les impacts que les changements climatiques auront sur les écosystèmes, les sociétés ou encore les infrastructures. Mais présenter les changements sous un angle alternatif peut apporter des informations supplémentaires sur les risques associés, par exemple, à un changement de température. Il n'existe pas de seuil unique pour lequel le changement climatique est considéré comme « dangereux » (Gerlagh et Michielsen, 2015). D'autre part, comme le disent de Elía *et al.* (2014), l'évaluation de l'importance d'un changement est aussi l'échelle de temps à laquelle celui-ci s'opère, et non pas uniquement son amplitude. L'échelle de temps a inévitablement d'importantes conséquences sur nos besoins en adaptation.

Cette thèse a pour objectif de fournir des éléments scientifiques supplémen-

taires pour, éventuellement par la suite, mieux dialoguer avec les communautés axées sur les impacts et l'adaptation. Elle consiste en une étude climatique approfondie de la vitesse des changements projetés tout au long du 21^{ème} siècle.

Dans ce chapitre, il s'agit d'énumérer et de décrire les différentes approches déjà envisagées pour présenter les projections de façon alternative. Le lien étroit entre la vitesse des changements et les processus d'adaptation est également discuté. Dans un deuxième temps, j'explique la pertinence de l'approche choisie et la décris en détail en justifiant les choix faits tout au long des étapes de son élaboration. Pour finir, les modèles et les données sélectionnés sont listés et une description analytique de mon approche multi-modèle permet d'expliquer comment les incertitudes liées aux différentes sources de variabilité sont quantifiées pour chaque indicateur que je définis dans les chapitres ultérieurs.

2.1 Le changement vu autrement

Le système climatique dans son ensemble fait face à une certaine variabilité naturelle. Mettre en relation le changement avec cette variabilité donne des informations sur son importance et son émergence dans les différentes régions du globe. Le fait de présenter les changements selon des échelles de temps alternatives et de les lier à la variabilité du système climatique ont été le sujet de diverses études. Cette section permet de lister et de décrire la plupart d'entre elles, avant de pouvoir mettre en valeur l'originalité et la valeur ajoutée de la méthode proposée dans cette thèse.

2.1.1 L'émergence du changement

La variabilité naturelle d'une variable climatique rend sa variation plus ou moins détectable. Si une région subit une augmentation de sa température moyenne annuelle de 1°C, mais que la déviation standard inter-annuelle correspondante est de l'ordre de 2°C, le réchauffement sera « noyé dans le bruit ». Son impact potentiel sera minimisé en raison d'une forte variabilité. Il en va de même pour d'autres variables climatiques et pour des moyennes sur des échelles de temps différentes (journalières, mensuelles, etc). La variabilité naturelle et la variation d'une variable ne sont pas forcément identiques d'une région à l'autre du globe. Il est alors intéressant de considérer le changement climatique par rapport à la variabilité de la région considérée.

Le temps d'émergence (ToE, *time of emergence* en anglais) des signaux climatiques est un diagnostic clé de ce point de vue. Il consiste à calculer le moment auquel la distribution d'une variable aura *significativement* changé par rapport à une référence fixe correspondant soit à la période actuelle, soit au début de l'ère industrielle, soit à la totalité de la période historique. Il indique de manière théorique à partir de quand les changements deviennent perceptibles. Dans la

littérature, le ToE a été étudié pour des variables telles que la température, les précipitations ou encore le niveau de la mer avec différents critères et différentes périodes de référence. Il n'y a donc pas une métrique unanime permettant de définir l'émergence du changement climatique. Le ToE dépend de la variable choisie, des échelles de temps et d'espace, de la référence relative depuis laquelle le changement est mesuré et du seuil auquel l'émergence est définie (Kirtman *et al.*, 2013).

ToE des changements de température

Dans la littérature, le ToE lié à la température de surface a été étudié avec différents modèles et différentes hypothèses. Il s'agit ici de tirer les messages clés sans s'attarder sur la méthodologie de chaque étude. La légende des figures permet d'en savoir plus sur la méthode de calcul et renvoie parfois à l'étude elle-même si des explications supplémentaires sont souhaitées.

Le ToE de la température le plus précoce est d'abord trouvé dans les zones tropicales en raison d'une plus petite variabilité naturelle (Mahlstein *et al.*, 2011). Dans certaines d'entre elles, il a déjà eu lieu lorsque la référence 1986-2005 est considérée. Dans les moyennes latitudes, il se positionne environ une décennie plus tard (cartes de la Figure 2.1). Des ToEs précoces sont généralement trouvés pour des échelles spatiales plus grandes, puisque la variabilité naturelle diminue lorsque l'on y applique une moyenne spatiale (histogrammes de la Figure 2.1). L'importante dispersion du ToE donnée par différents modèles est la conséquence des différences d'amplitude du réchauffement et de la variabilité naturelle simulée par le modèle (histogrammes de la Figure 2.1, Hawkins et Sutton, 2012).

Un ToE plus précoce est également mis en valeur en Amérique du Nord et en Asie pendant la moitié de l'année la plus chaude par rapport à la moitié de l'année la plus froide (Hawkins et Sutton, 2012). Beaucoup de régions du monde dépassent leur variabilité interne en période estivale, même avec un réchauffement global de moins de 1°C par rapport au début du 20^{ème} siècle. Le fait de limiter le réchauffement à 2°C par rapport aux conditions pré-industrielles en suivant le scénario RCP2.6 ne pourrait donc pas limiter des changements significatifs de température en période estivale (Mahlstein *et al.*, 2011).

Une distinction entre différents scénarios RCP peut être entreprise. La Figure 2.2a montre que la fraction de la population concernée par une émergence du réchauffement moyen annuel par rapport à toute la période historique serait cinq fois plus importante selon RCP8.5 comparé au RCP4.5 au milieu du 21^{ème} siècle. Les deux scénarios se rejoignent tout de même à la fin du siècle, lorsque la totalité de la population serait concernée. Se concentrant d'abord dans les tropiques, les ToEs précoces ont tendance à toucher des pays en voie de développement à faible PIB (produit intérieur brut) par habitant (Figure 2.2b). Ils correspondent le plus souvent aux pays ayant de faibles émissions anthropiques, et qui sont les plus vulnérables au changement climatique (Mora *et al.*, 2013).

En moyenne annuelle ou semi-annuelle, le ToE des changements de tempé-



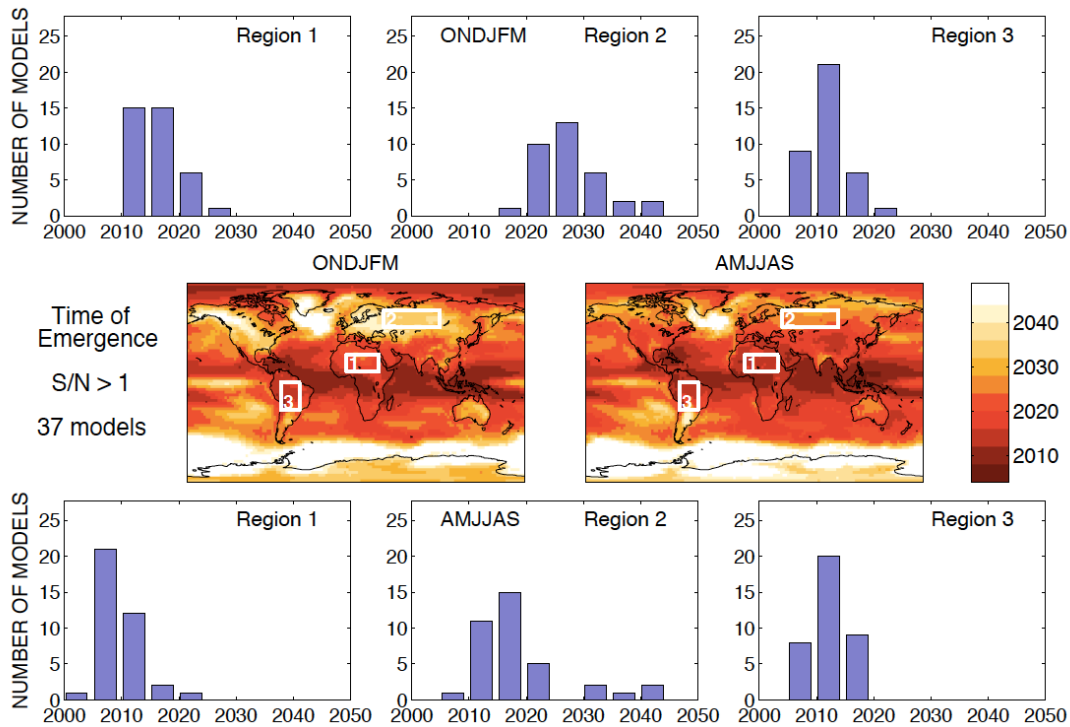
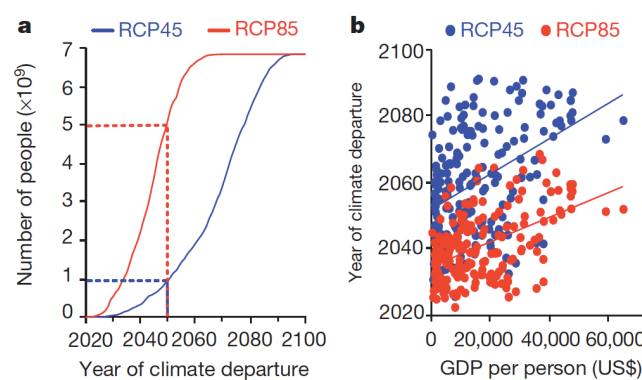


Figure 2.1 : ToE du réchauffement local significatif issu de 37 modèles participant à l'exercice CMIP5 selon le scénario RCP4.5. Le réchauffement est quantifié par l'anomalie de température moyenne semi-annuelle par rapport à la référence 1986-2005, et le bruit par la déviation standard de la température moyenne semi-annuelle issue d'une simulation de contrôle de chaque modèle. Les cartes représentent l'année médiane à laquelle le rapport « signal sur bruit » excède 1 d'octobre à mars (à gauche) et d'avril à septembre (à droite). Les histogrammes représentent la distribution du ToE sur trois régions données par le panel de modèles utilisés (tiré de Hawkins et Sutton, 2012; Kirtman et al., 2013).

Figure 2.2 : (a) Cumul du nombre de personnes en fonction des années auxquelles la température globale annuelle de l'endroit où ils vivent dépassera l'enveloppe minimum-maximum de la période 1860-2005. Les pointillés correspondent à l'année 2050. (b) Relation entre le PIB par habitant et l'année moyenne de l'émergence du changement de température. Le RCP4.5 est représenté en bleu, alors que le RCP8.5 est représenté en rouge (tiré de Mora et al., 2013).



rature est relativement précoce à l'échelle du 21^{ème} siècle. La Figure 2.3 montre que le ToE annuel médian se situe aux alentours de 2046 selon le RCP8.5 et aux alentours de 2072 selon le RCP4.5. La moitié de la surface terrestre expérimenterait donc une émergence du signal avant ces années médianes d'émergence. Si nous considérons maintenant chaque mois de l'année séparément, l'année médiane d'émergence aura tendance à se décaler vers des années ultérieures, en raison d'une plus forte variabilité lorsque l'échelle temporelle est réduite. En moyenne mensuelle

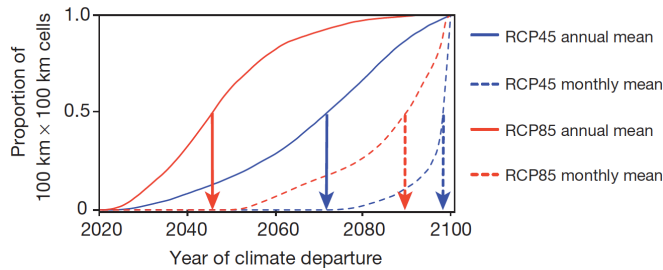


Figure 2.3 : Fraction cumulative de la surface du globe où la température globale annuelle (lignes continues) et mensuelle (lignes pointillées) dépassera la variabilité de la période 1860-2005 pour le scénario RCP4.5 (en bleu) et pour le scénario RCP8.5 (en rouge) (tiré de Mora et al., 2013).

et annuelle, la totalité de la surface terrestre aura très probablement expérimenté une émergence du signal d'ici la fin du siècle, même avec la mise en oeuvre d'importantes politiques d'atténuation du changement climatique représentatives du scénario RCP4.5 (Mora *et al.*, 2013).

L'étude du ToE du changement de température à l'échelle régionale a fait l'objet de plusieurs travaux, comme celui de Sui *et al.* (2014) pour le cas de la Chine. Il est par exemple montré que le ToE de la température le plus précoce du pays a déjà eu lieu sur le plateau tibétain, alors qu'il serait décalé de 10 à 20 ans pour le Nord-Est du pays selon le scénario RCP4.5. Ces analyses régionales ne seront pas davantage détaillées ici.

ToE des changements de précipitations

Les projections climatiques de la température de surface sont moins dispersées entre les modèles et plus représentatives du climat actuel que celles des précipitations (Flato *et al.*, 2013). Les précipitations présentent également une plus grande variabilité, tant spatialement que temporellement. C'est pourquoi détecter l'émergence d'un signal de changement de précipitations peut être moins évident que pour un changement de température. Les méthodes de calcul du ToE sont donc modifiées : le seuil de l'émergence du signal est abaissé, des régions ayant des régimes semblables de précipitations ou encore un focus sur certaines saisons sont agrégées. Ici encore, les messages clés de quelques études majeures sont décrits.

La première étude que je cite ici s'intéresse aux trois mois les plus humides en chaque point du globe (Mahlstein *et al.*, 2012). En se basant sur le scénario SRES A1B, elle consiste à déterminer l'amplitude du changement de température globale qui est nécessaire pour qu'un changement de précipitations moyen émerge par rapport à la période 1900-1929. Un ensemble de modèles de climat est utilisé et chacun d'entre eux est considéré séparément. La Figure 2.4a montre les endroits où une émergence aurait probablement lieu avec un réchauffement donné, i.e. deux tiers des modèles le prévoient. Les zones mises en valeur sont peu nombreuses et elles le sont encore moins si l'on souhaite que 90% des modèles détectent une émergence (Figure 2.4b). Les régions polaires représentent tout de même une tendance à l'humidification sur le 20^{ème} siècle et les régions tropicales seraient enclin à un assèchement (cohérent avec la synthèse de Collins *et al.*, 2013). Pour pouvoir détecter une émergence, les auteurs ont agrégé des régions présentant des régimes semblables de précipitations (Figures 2.4c,d). De cette façon, l'émergence de tendances d'assèchement et d'humidification peut être détectable sur davan-



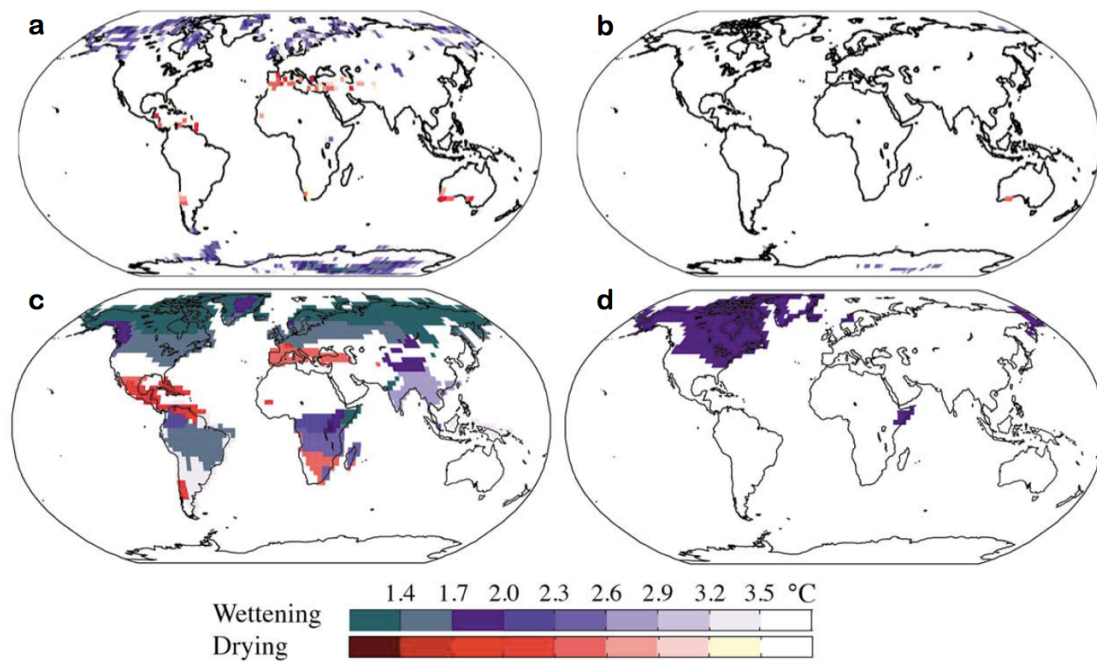


Figure 2.4 : Augmentation de la température globale nécessaire à l'émergence d'un signal significatif (selon le test de Kolmogorov-Smirnov à 95%) de changement de précipitations par rapport à la référence 1900-1929 pendant la période de trois mois la plus humide. Les cartes de gauche montrent une émergence probable (i.e. 66%) et les cartes de droite une émergence très probable (i.e. 90%). Les cartes (a,b) correspondent aux résultats par point de grille des modèles de climat et les cartes (c,d) agrègent les résultats par régions définies comme ayant des régimes de précipitations semblables (Mahlstein et Knutti, 2010). Les teintes bleues correspondent à une humidification, les rouges à un assèchement et les blanches signifient qu'il n'y a pas d'émergence du signal avant 2100. Le scénario utilisé est le SRES A1B (tiré de Mahlstein et al., 2012).

tage de surfaces continentales. Dans les hautes latitudes Nord, l'émergence d'une humidification est déjà probable avec un réchauffement global de moins de 1.4°C. L'Amérique Centrale et le bassin méditerranéen présentent une émergence probable d'un assèchement avec un réchauffement global de l'ordre de 2°C. L'Inde est un autre exemple de l'émergence d'une humidification avec un réchauffement nécessaire de 3°C.

Durant les mois d'août et de septembre, Giorgi et Bi (2009) évaluent le ToE des précipitations moyennes selon différents scénarios SRES dans différentes régions, dont l'Inde et le bassin méditerranéen (Figure 2.5). Dans ce cas également, l'émergence du changement de précipitations par rapport à la variabilité de la fin du 20^{ème} siècle est détectable au cours du 21^{ème} siècle, et ce pour tous les scénarios étudiés. Plus les mesures d'atténuation sont contraignantes et efficaces, plus le ToE devrait être repoussé vers des périodes ultérieures. À l'échelle régionale, cet ordre n'est pas forcément respecté. Par exemple, l'émergence en Inde est plus précoce selon le scénario A2 que selon le scénario A1B.

En se concentrant sur l'Europe uniquement, Maraun (2013) fait la distinction entre le ToE hivernal et estival, puis entre le ToE des précipitations moyennes et maximales selon le scénario A1B. Cette méthode permet de montrer que l'émergence d'un assèchement a tendance à remonter vers le Nord lorsque les tempé-

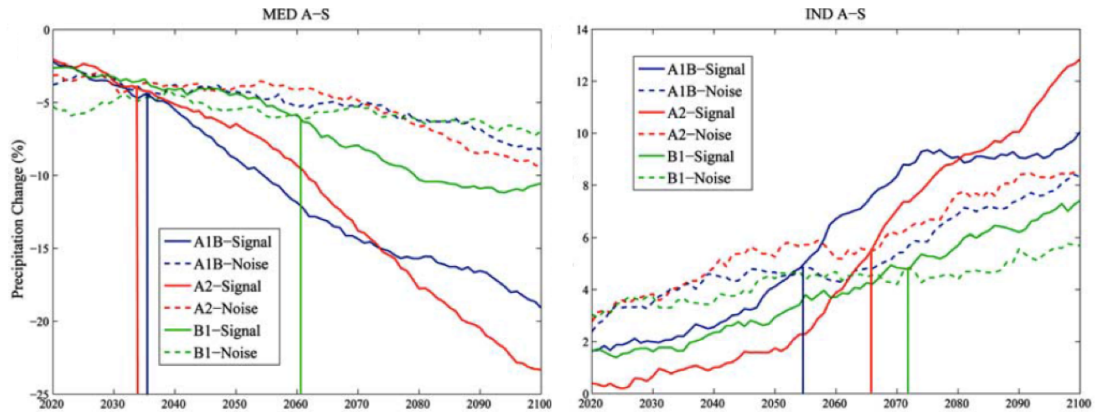


Figure 2.5 : Évolution temporelle du changement moyen de précipitations sur 20 ans (lignes continues) et de sa déviation standard (lignes pointillées) en août et septembre. Le graphique de gauche représente l'évolution sur le bassin méditerranéen et celui de droite l'évolution simulée en Inde. Les barres verticales représentent le ToE du changement de précipitations pour différents scénarios de l'expérience CMIP3 : en rouge, le scénario se rapprochant le plus du RCP8.5; en vert et bleu, des scénarios incluant des mesures d'atténuation (tiré de Giorgi et Bi, 2009).

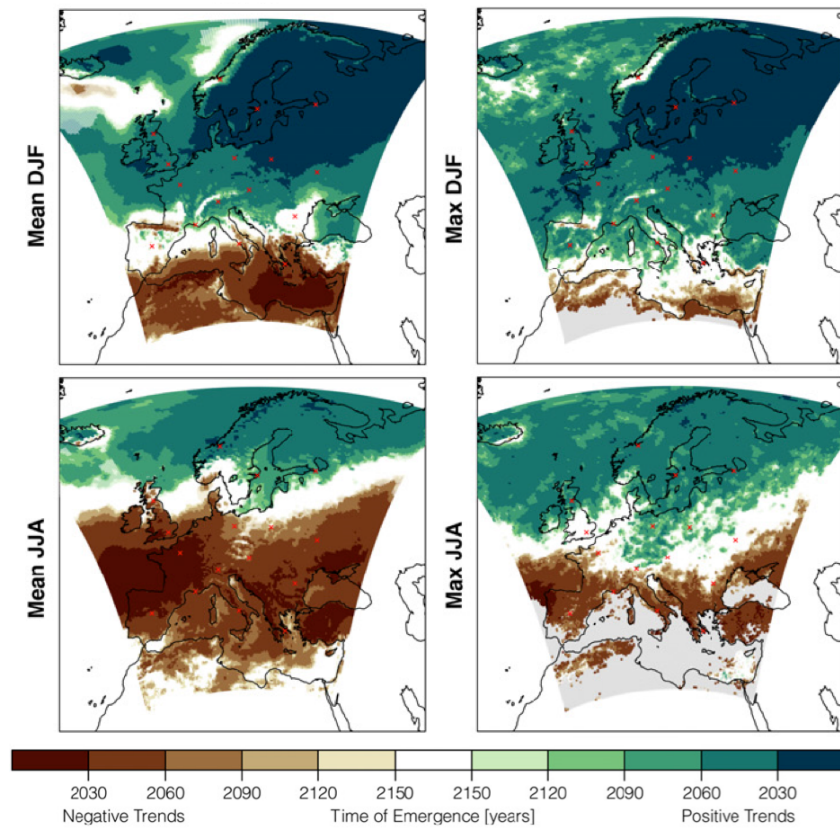


Figure 2.6 : Évaluation du temps d'émergence du changement de précipitations sur une grille de 25 kilomètres de côté sur le continent européen selon le scénario A1B. Le ToE correspond au moment où une tendance linéaire dépasse 20% de la variabilité interne (pour plus d'infos sur la méthode de calcul, se référer à l'article correspondant). Chaque carte correspond respectivement à la moyenne des précipitations de la période hivernale (DJF) et estivale (JJA), puis au maximum journalier de ces mêmes périodes. Les régions brunes expérimentent l'émergence d'un assèchement, les régions vertes l'émergence d'une humidification et les zones blanches traduisent l'absence d'émergence des deux tendances (tiré de Maraun, 2013).



ratures saisonnières remontent. La Méditerranée présente un ToE d'assèchement assez précoce en hiver, alors que tout le nord de l'Europe a un ToE d'humidification avant la fin du siècle actuel. En été, une tendance d'assèchement émerge sur la plupart du continent, et particulièrement sur la France et l'Espagne. Les ToE des changements de précipitations extrêmes présentent à peu près le même comportement, à la différence d'être légèrement décalés vers le Sud. Même avec un assèchement moyen émergeant en été, certaines régions comme l'Allemagne ou la partie nord de la France expérimenteraient alors une augmentation significative de l'intensité des épisodes extrêmes de précipitations (Figure 2.6).

ToE du niveau marin

La température et les précipitations sont les variables les plus communément analysées et sont parmi celles qui ont un impact potentiel important. La plupart des études sur le ToE se focalise donc sur ces deux variables atmosphériques. D'autres variables clés sont également à prendre en compte, comme le niveau des océans, variable cruciale pour de nombreuses populations dans un contexte de changement climatique. Par l'effet de l'augmentation de la concentration des GES, le niveau de la mer a tendance à augmenter globalement par les effets de la dilatation thermique des océans et de la fonte des glaces continentales. Lyu *et al.* (2014) analysent le ToE du niveau des mers et trouvent, entre autres, que plus de la moitié de la surface des océans expérimenterait l'émergence d'une hausse du niveau avant 2020. Certains pays devront donc faire face à un changement détectable du niveau marin et à ses impacts potentiels, avant même un changement détectable de la température de surface. Mais comme dit plus haut, les aspects régionaux de ces changements sont encore très marqués par la variabilité interne.

2.1.2 Vitesse spatiale des changements et mouvement des écosystèmes

Analyser le changement climatique par rapport à un repère temporel fixe est une façon de le quantifier, de le caractériser et un moyen d'en évaluer les impacts. Une manière alternative de le représenter est de suivre spatialement des zones à conditions climatiques semblables et de déterminer à quelle vitesse et dans quelles directions elles se déplacent sur la surface du globe en fonction des forçages anthropiques. Le vecteur de la vitesse spatiale du changement est défini en tout point de la planète. Il correspond à la vitesse et à l'orientation qu'un écosystème doit avoir pour retrouver constamment des conditions climatiques identiques qui sont adaptées à sa survie.

Les écosystèmes, tant la faune que la flore, se sont toujours déplacés en fonction de conditions climatiques plus ou moins clémentes pour leur survie et leur expansion. Mais ce n'est qu'il y a une dizaine d'années que Parmesan et Yohe (2003) ont réussi à clairement démontrer que les écosystèmes suivent le changement climatique d'origine anthropique durant la période historique. Leur travail regroupe pas moins de 1 700 espèces dont le déplacement est corrélé de manière

significative au changement des différents climats locaux.

La question est alors de savoir si les écosystèmes sont capables de se déplacer suffisamment vite pour se réfugier dans des régions ayant des conditions viables pour eux (Dobrowski *et al.*, 2013). Chapin *et al.* (2000) et Dawson *et al.* (2011) ont conclu que le changement climatique met effectivement en danger la biodiversité et la fonction des écosystèmes, menant bien souvent à la disparition de certaines espèces. Cela peut avoir des conséquences majeures pour les services que les êtres humains dérivent des écosystèmes. Les auteurs affirment que les conséquences écologiques et sociétales du changement de la biodiversité doivent être minimisées pour conserver le plus possible de solutions pour résoudre les problématiques globales de l'environnement. En effet, des changements rapides du climat ont le potentiel d'affecter les systèmes économiques, sociaux et biologiques.

Sous l'influence du changement climatique, les comportements de la distribution des espèces consistent en un mouvement vertical vers des altitudes plus élevées et un mouvement horizontal vers les pôles. À la fin de la période historique, en moyenne globale, ces déplacements se sont respectivement faits à une moyenne de 11 mètres et 17 kilomètres par décennie (Chen *et al.*, 2011). Cela correspond à des vitesses spatiales deux à trois fois plus élevées que celles qui ont été estimées en conditions pré-industrielles. Si la vitesse spatiale de la température est calculée par biomes¹, il est possible de déterminer qu'elle est moins élevée en régions montagneuses en raison d'effets topographiques (environ 800 mètres par décennie comparés à 17 kilomètres). Les vitesses les plus élevées sont observées pour les marécages, les mangroves et les déserts. Ces déplacements rapides ont pour conséquence que seulement 8% des zones protégées ont des temps de résidence de 100 ans et plus (Loarie *et al.*, 2009).

Mahlstein *et al.* (2013) ont conduit le même type d'analyses en se basant sur les régions climatiques de Köppen-Geiger². Selon leur étude, le déplacement des zones climatiques est essentiellement dû à la température plutôt qu'aux précipitations. Dans des conditions globales de forts déplacements des zones climatiques, les régions à vitesse modérée sont des refuges essentiels pour de nombreuses espèces terrestres (Sandel *et al.*, 2011).

Puisque les zones climatiques ont tendance à monter en altitude et à migrer vers les pôles, certaines d'entre elles vont être amenées à disparaître. Plusieurs écosystèmes vont donc ne plus trouver d'endroits où se réfugier. Nogués-Bravo *et al.* (2007) mentionnent notamment les impacts directs de cette problématique dans les régions montagneuses des hautes latitudes et Colwell *et al.* (2008) dressent un tableau de la situation critique de certains écosystèmes dans les zones tropicales. Il existe donc un lien direct entre les régions ayant des zones climatiques

1. Un biome est représenté par un ensemble d'écosystèmes qui se caractérise par la végétation et les espèces animales qui y prédominent et y sont adaptées. Il est caractérisé par son climat, en particulier sa température et ses précipitations. D'autres paramètres comme l'altitude ou la submersion périodique d'un sol peuvent également intervenir.

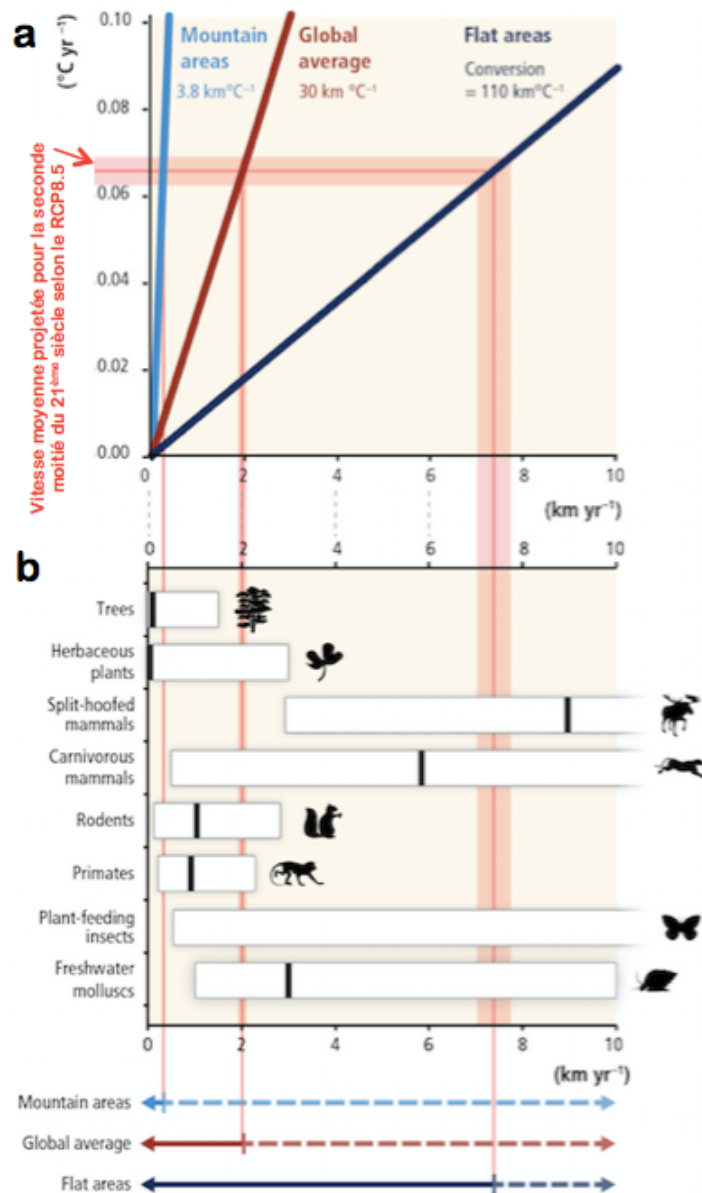
2. La classification de Köppen-Geiger distingue une région par ses conditions climatiques et non par son ensemble d'écosystèmes. Elle dépend principalement de la température de surface et des précipitations de la région considérée.



qui disparaissent et celles où sont détectés des dangers importants pour la biodiversité. Pour ces régions, des solutions standards de conservation (telles que des migrations assistées d'écosystèmes) peuvent se révéler insuffisantes pour préserver la biodiversité. La progression de l'utilisation des sols a tendance à intensifier la disparition de la biodiversité (Ordonez *et al.*, 2014). Selon le scénario A2, 10 à 48% de la surface terrestre sont amenés à voir des climats disparaître avant 2100. En parallèle, de nouveaux climats apparaîtront, dans un premier temps en zones tropicales et subtropicales, et globalement sur 12 à 39% des surfaces terrestres selon le même scénario (Williams *et al.*, 2007).

Malgré un réchauffement des océans moins élevé que celui des continents, la vitesse de déplacement des zones climatiques est plus élevée dans les océans sous certaines latitudes (Burrows *et al.*, 2011). Dans les océans également, les zones ayant une riche biodiversité sont celles expérimentant les plus grandes vitesses spatiales, ce qui met encore une fois la biodiversité en danger.

Figure 2.7 : (a) Vitesse temporelle du réchauffement en fonction de la vitesse spatiale moyenne classée par topographie. La bande rouge correspond au taux de changement de température globale projeté à partir de 2050 selon le RCP8.5. (b) Vitesse de déplacement de plusieurs espèces terrestres et aquatiques sans aucune intervention humaine. Les bandes verticales entre les valeurs de vitesse spatiale et celle de la vitesse de déplacement sur (b) aident à les comparer. Les espèces dont la vitesse de déplacement est à gauche de la barre verticale sont jugées incapables de s'adapter au changement du climat sans intervention humaine (issu de Settele *et al.*, 2014).



La Figure 2.7 permet de faire la synthèse des résultats portant sur la vitesse des zones climatiques. Dans le cas où aucune mesure d'atténuation n'est mise en oeuvre durant le 21^{ème} siècle (i.e. en suivant le scénario RCP8.5), plusieurs espèces n'auront pas la capacité suffisante de s'adapter et de se déplacer dans des zones où les conditions seront considérées clémentes à leur survie (Settele *et al.*, 2014). On peut noter comme exemples la plupart des arbres et des herbacées, les rongeurs ou encore les primates.

La vitesse spatiale ne correspond pas systématiquement à un décalage vers les pôles. Burrows *et al.* (2011) le montrent dans les océans et Dobrowski *et al.* (2013) ont des conclusions similaires sur le continent américain où, lorsque les variables climatiques liées au cycle hydrologique sont prises en compte, des effets divergents de la direction du déplacement se compensent.

2.2 Vitesse temporelle du changement et processus d'adaptation

« While noting the need for adaptive response strategies, it should also be recognized that adaptation to climate is at least as old as the human species. »
(IPCC, 1990, p.174)

En une phrase, tout est dit. Il y a maintenant 26 ans de cela que le troisième groupe de travail du GIEC, alors focalisé sur les stratégies à mettre en place pour lutter contre le changement climatique, renvoyait l'adaptation à un réflexe intrinsèque à l'espèce humaine. Elle ne méritait donc pas un intérêt particulier de la part de la communauté scientifique. Pourquoi n'arriverons-nous pas à nous adapter à l'augmentation de la température actuelle, alors que nous le faisons depuis toujours ? Après le succès du protocole de Montréal en 1987, la communauté internationale pensait pouvoir régler la problématique du changement climatique simplement en s'attaquant à ses causes et en ignorant la question de ses impacts encore considérés comme hypothétiques à cette époque (Simonet, 2015).

Bien sûr, l'adaptation a depuis le début eu une place au sein des négociations climatiques. Mais ce n'est que huit ans après la parution du premier rapport du GIEC (FAR, *First Assessment Report* en anglais) que Pielke (1998), entre autres, affirme que les mesures d'atténuation au changement climatique ne suffisent plus pour assurer notre avenir. Des mesures d'adaptation doivent les compléter et sont considérées comme une *very powerful option*. En 1996, le GIEC parle pour la première fois d'un réel « besoin d'adaptation ». Pourtant, peu d'efforts ont été entrepris sur une possible interaction entre les deux enjeux (se référer au deuxième rapport du GIEC, SAR). Et ce n'est seulement qu'à partir de l'écriture du TAR qu'on parle d'adaptation.

À partir de ce moment-là, le constat grandissant de l'inefficacité des politiques de réduction des émissions de GES et la volonté quasi-unanime de maintenir une



forte croissance économique ont permis au concept d'adaptation de prendre son envol (Marquet et Salles, 2014). Certains y voient même l'émergence d'un champ de recherche à part entière (e.g. Patt, 2013). Dans un premier temps considérée comme une variable d'ajustement, l'adaptation devient un vecteur de profonde transformation de la société (Eyzaguirre et Warren, 2014; Simonet, 2015). En ce sens, l'AR5 est clairement en rupture avec les rapports précédents en s'orientant nettement sur l'aspect « transformation » de l'adaptation. Dans cette optique, il serait alors intéressant que des recherches climatiques fassent directement l'objet de problèmes d'adaptation, comme c'est déjà le cas à court terme pour les prévisions décennales (Kirtman *et al.*, 2013).

Comme l'ont montré O'Neill et Oppenheimer (2004), les impacts du changement climatique dépendent fortement de la trajectoire des émissions anthropiques en vue d'une stabilisation des concentrations. L'important n'est donc pas l'objectif final, mais plutôt comment on arrive à l'atteindre. La vitesse des changements climatiques futurs aura une influence très probable sur la demande et les coûts des mesures d'adaptation (Klein *et al.*, 2014). Bien que des incertitudes subsistent quant à la capacité de certaines espèces à s'adapter à des vitesses de changement élevées, la multiplication de changements rapides peut contraindre le déplacement et l'adaptation de certains écosystèmes (Hoegh-Guldberg, 2008; Gilman *et al.*, 2008; Malhi *et al.*, 2008; Thackeray *et al.*, 2010; Lemieux *et al.*, 2011; Settele *et al.*, 2014, Section 2.1.2). Ce phénomène peut même s'amplifier en présence d'autres pressions environnementales (Brook *et al.*, 2008). Une intensification de la vitesse des changements peut également rendre obsolètes certaines options d'adaptation (New, 2010; Stafford Smith *et al.*, 2010; Peters *et al.*, 2013). D'un autre côté, cette intensification peut engendrer une nouvelle motivation à s'adapter, menant à une implémentation plus rapide des mesures d'adaptation (Travis et Huisenga, 2013). En résumé, l'étude approfondie de l'évolution future de la vitesse temporelle des changements climatiques peut apporter des éléments supplémentaires aux décideurs et aux communautés scientifiques liées à l'adaptation.

Simultanément à mon travail de thèse, quelques études se sont focalisées sur la quantification de la vitesse temporelle du changement climatique actuel, et plus particulièrement de la vitesse de réchauffement. Ji *et al.* (2014) se sont penchés sur l'évolution de cette vitesse au cours du 20^{ème} siècle et sur son comportement non-uniforme sur les différentes régions du globe. À partir de la moitié du siècle, le réchauffement s'étend sur toutes les zones continentales et s'accélère jusqu'à la fin du siècle. Le réchauffement le plus rapide durant les décennies les plus récentes se concentre dans les moyennes latitudes de l'hémisphère Nord et est de l'ordre de 0.4°C par décennie. Apparue d'abord dans les régions subtropicales et subpolaires de l'hémisphère Nord, ce réchauffement s'est étendu aux régions subtropicales de l'hémisphère Sud. Les bandes de réchauffement subtropicales et subpolaires au Nord se sont rejointes aux alentours de 1985 pour s'étendre sur tout l'hémisphère. La Figure 2.8 montre la vitesse du changement de la température en 1960 et en 2000. Des zones de refroidissement et de réchauffement se partageaient la globalité des zones continentales en 1960, alors qu'une tendance très nette au réchauffement s'est propagée sur l'ensemble du globe à l'horizon 2000. L'étude de Smith *et al.* (2015) a permis de montrer que le système climatique est en train d'entrer dans un

régime de vitesse de réchauffement encore inégalé durant le dernier millénaire. En se basant sur divers proxy de la vitesse de réchauffement, les auteurs montrent en effet qu'à partir des années 2000, la vitesse moyenne en hémisphère Nord atteint 0.2°C par décennie (Figure 2.9). Selon les simulations CMIP5, cette vitesse atteint même 0.25°C par décennie en moyenne sur l'hémisphère Nord en 2020. Cette moyenne est plus élevée que tous les maxima de vitesses du dernier millénaire. Ces deux études définissent la vitesse comme une dérivée de la température sur deux ou quatre décennies. Elles ne traitent par contre pas des projections climatiques à long terme et ne se focalisent pas sur d'autres variables que la température de surface.

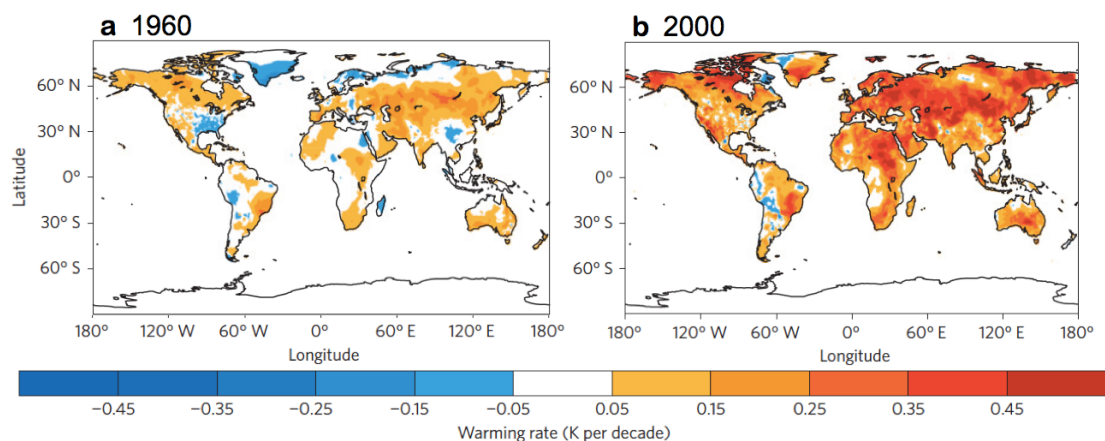


Figure 2.8 : Vitesse de réchauffement sur l'ensemble des zones continentales selon la température à la surface (a) en 1960 et (b) en 2000 (se basant sur la figure de Ji et al., 2014).

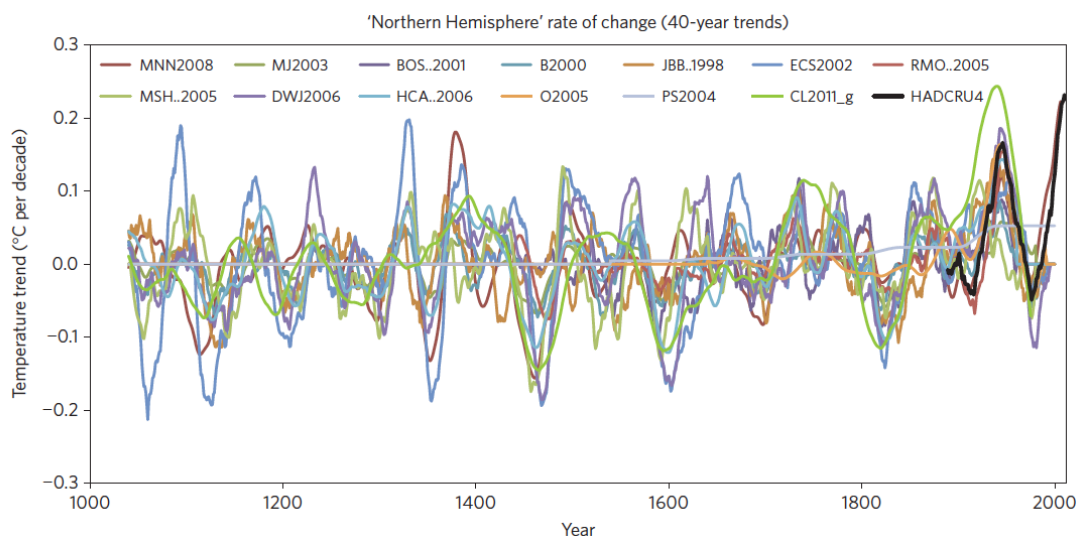


Figure 2.9 : Vitesse de changement de température sur des périodes de 40 ans pour plusieurs reconstructions climatiques qui couvrent la plupart de l'hémisphère Nord. En noir, il s'agit de la vitesse donnée par le jeu d'observations de température à la surface HadCRUT4 (Morice et al., 2012). Les vitesses sont des tendances linéaires finissant durant l'année donnée (tiré de Smith et al., 2015).



2.3 L'approche particulière de la thèse

Cette thèse s'inscrit dans la continuité des études décrites dans les Sections 2.1 et 2.2. Elle consiste en une étude de la vitesse temporelle des changements projetés tout au long du 21^{ème} siècle.

Contrairement aux études précédentes, une vision à long terme est ici proposée pour explorer les différentes évolutions possibles de la vitesse. Les processus d'adaptation ne sont pas seulement influencés par la vitesse elle-même, mais aussi par les comportements humains. En effet, beaucoup de facteurs psychologiques ont un rôle à jouer sur les processus à l'origine de la prise de décisions (Simonet, 2015). La façon de voir l'environnement, ses risques et nos interactions avec lui influencent de manière significative nos comportements (O'Connor *et al.*, 1999; Gifford, 2011). Parmi tous ces facteurs psychologiques, on retrouve notamment la perception, les représentations, l'acquisition des connaissances, la mémoire, l'attitude, les émotions et l'interprétation des risques (e.g. Böhm et Pfister, 2000; Leiserowitz, 2006; Reser *et al.*, 2011). de Elía *et al.* (2014) affirment également que le fait de regarder le changement avec une échelle de temps différente peut donner des indications sur la réaction et la prise de décision des générations futures et sur leur capacité à s'adapter à de telles modifications.

Dans ce travail, la vitesse a été définie de manière à également intégrer ces facteurs psychologiques (particulièrement la perception, les représentations et la mémoire), sans pour autant évaluer leur influence sur nos prises de décision. Chaque indicateur a été construit autour de la même question centrale : Comment le changement climatique va-t-il être vécu tout au long du 21^{ème} siècle ?

2.3.1 Définition alternative de la vitesse

Dans les études de Ji *et al.* (2014) et Smith *et al.* (2015), la vitesse est définie comme une tendance sur un certain nombre de décennies. En d'autres termes, il s'agit d'une dérivée de la température de surface. Ici, une définition légèrement différente est proposée.

Il s'agit de suivre les statistiques de plusieurs variables du système climatique en considérant une référence glissante, contrairement à ce qu'il est habituellement fait avec une référence fixe. Pour chaque année, la vitesse du changement sera alors définie comme le changement attendu entre deux périodes successives de même durée. De cette façon, il est possible de se rapprocher des changements que les générations futures vont réellement expérimenter. En effet, analyser les changements avec une référence actuelle fixe n'est pas forcément représentatif de ce que vont vivre des personnes qui, pour une partie, ne sont pas encore nées. Dans ce travail, une génération future peut être considérée comme toute catégorie de personnes d'une même tranche d'âge qui vivront dans le futur avant la fin du 21^{ème} siècle. De cette manière, des générations déjà et pas encore existantes dans la période actuelle sont prises en compte.

Le choix de la durée de la période de référence dépend de plusieurs facteurs. L'OMM définit le climat comme étant la description statistique de la moyenne et de la variabilité de variables climatiques pertinentes sur une période de 30 ans. Par contre, des échelles de temps plus petites peuvent définir la vitesse des changements plus précisément en en lissant moins la tendance. Mais des tendances observées sur des périodes plus courtes que 20 ans ne sont pas considérées comme statistiquement robustes durant la période historique, car elles se confondent souvent avec de la variabilité naturelle (Liebmann *et al.*, 2010). Une période de 20 ans est donc l'échelle de temps minimum nécessaire. Cette période de référence est la plus souvent utilisée dans les rapports d'évaluation du GIEC. Elle correspond également à la durée de planification définie par la Commission Européenne pour les services climatiques (Street *et al.*, 2015).

Dans le cadre de cette thèse, les changements sont alors analysés entre deux périodes successives de 20 ans. Autrement dit, si l'année considérée est 2060, la vitesse est définie par la différence entre la moyenne de la période 2041-2060 et celle de la période 2041-2060 (Figure 2.10). La sensibilité de mes résultats à la durée de la référence est explicitée dans le chapitre 3. D'après Garnier (2010), les gens se souviennent généralement d'événements climatiques sur l'échelle d'une génération. Cette façon de définir la vitesse permet donc d'évaluer les changements par rapport à la mémoire que les générations futures en auront.

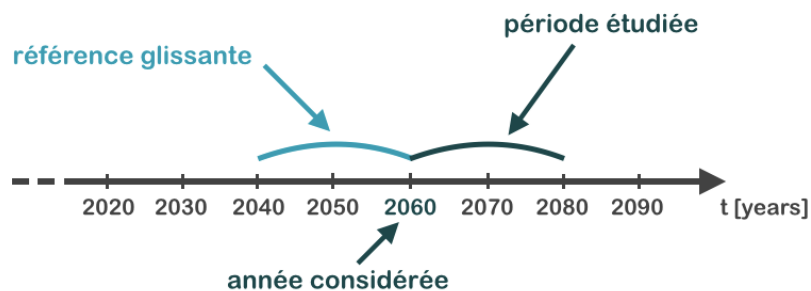


Figure 2.10 : Illustration de la référence glissante.

Dans une première étape, les moyennes annuelles et saisonnières sont analysées. Ensuite, la comparaison de la vitesse avec la variabilité de la période de référence glissante peut donner des indications théoriques sur la perception que chaque génération aura des changements (ceux de la température particulièrement). Comme l'ont affirmé Hansen *et al.* (2012), l'évolution graduelle des distributions de température peut être effectivement une représentation de la façon dont les changements seront perçus. Cette perception peut être définie comme l'ensemble des mécanismes par lesquels un individu prend connaissance du changement, par ses sensations et sa mémoire, puis interprète les informations en expériences vécues (Pacteau et Lammel, 2016). Cette définition est considérée ici de manière théorique et non centrée sur l'individu en lui-même, mais plutôt à une échelle plus globale. Cette notion permet également d'approfondir le sujet des ToE : après que les changements aient émergés de la variabilité actuelle ou historique, il est pertinent de déterminer à quelle vitesse ils émergent de la variabilité de la référence glissante et donc à quelle vitesse les standards climatiques doivent être mis à jour au cours du 21^{ème} siècle.



Quels enjeux pour les forces armées ?

La problématique du changement climatique anthropique est un enjeu central pour les organismes de défense nationale et internationale. Le co-financement de cette thèse par la Direction Générale de l'Armement (DGA) va dans ce sens. A priori, cette association entre problématiques environnementales et défense n'est pas évidente. Pourtant, la vision à long terme des études climatiques est totalement partagée dans le cadre de l'armée. Les infrastructures, la prévision et la résolution des problématiques géopolitiques ne sont pas compatibles avec la vision à court terme adoptée par défaut par les sociétés actuelles. Ce dernier fonctionnement joue un rôle prépondérant dans l'épuisement des ressources et dans la naissance de nombreux conflits.

À l'occasion de l'organisation de la COP21, le Ministère français de la Défense, sous la direction de Jean-Yves Le Drian, a pris l'initiative de planifier une grande réunion de délégations, de ministres de la Défense, de chercheurs et de représentants d'ONGs^a portant sur la relation étroite entre climat et défense. Ce rassemblement a eu lieu en octobre 2015.

Quatre thèmes prioritaires ont été clairement mis en valeur :

- (i) Le changement climatique exerce une **pression considérable sur les ressources naturelles et la sécurité alimentaire**. Dans certaines régions particulièrement vulnérables, l'alimentation et le marché de l'emploi dépendent directement de l'évolution de la température et des régimes de précipitations. L'exemple du Ghana est particulièrement frappant avec 70% de la population vivant de l'agriculture, elle-même très vulnérable à l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations.
- (ii) Le changement d'occurrence des événements climatiques extrêmes joue beaucoup sur la **sécurité humaine**. Depuis le début du 20^{ème} siècle, la République d'Haïti a, par exemple, connu 70 désastres majoritairement liés à des conditions climatiques extrêmes. Le changement climatique risque d'aggraver les conditions de ce pays déjà extrêmement meurtri.
- (iii) Les **politiques de défense** seront également très touchées. Le changement climatique est à même d'influencer plusieurs fonctions stratégiques, en particulier la connaissance, l'anticipation, la protection et l'intervention des États. La structure des armées doit devenir plus internationale qu'elle est aujourd'hui. La question constamment abordée est celle de la fonte de la glace de mer arctique. Celle-ci implique l'apparition de frontières encore non-définies et surtout, non-surveillées. Une redistribution des forces devient alors indispensable. Dans ce sens, ce travail de thèse inclut une analyse régionale spécifique de l'Arctique concernant l'évolution de la température et des précipitations.
- (iv) La Défense dispose d'un important domaine foncier et est souvent à la tête des consommateurs publics d'énergie. La **Défense verte** est alors une voie à suivre et doit être « climato-compatible ». L'éco-conception de l'armement par des technologies vertes est alors fortement encouragée. Elle répond à des exigences d'impératifs énergétiques et de recyclage. Des efforts sont conduits dans ce domaine au niveau national, mais aussi dans

le cadre de l'Union Européenne et de l'OTAN^b. Dans ce sens, un « Livre vert de la Défense » est né d'une initiative de la Sénatrice de Paris, Leila Aïchi, secrétaire de la Commission des Affaires Étrangères, de la Défense et des Forces Armées du Sénat (Aïchi, 2014).

Les trois premiers points cités ont déjà engendrés de nombreux conflits tant au niveau national qu'international. Le lac Tchad a, par exemple, déjà perdu 90% de sa superficie depuis 1960. Ce phénomène met en danger la sécurité alimentaire de plusieurs millions de personnes vivant à proximité. L'émergence de groupes terroristes dans la région a pu profiter de ce phénomène. Dans un monde de plus en plus connecté, la forte sécheresse et la tempête de sable de l'hiver 2010-2011 en Chine ont eu une influence considérable, démontrée sur les cours de certaines céréales, dont l'Égypte est le premier importateur. L'influence de ces marchés sur le déclenchement du conflit à l'origine du Printemps Arabe a été appuyée par plusieurs études (e.g. Sternberg, 2013). Le changement climatique est donc un des facteurs majeurs, mais de loin pas le seul, dans la gestion des conflits. Cette idée est soutenue par le Ministre français des Affaires étrangères, Laurent Fabius, qui conclut la journée d'octobre en affirmant que « [...] le GIEC n'a ni eu le Prix Nobel de Physique, ni celui de l'Économie, mais bien le Prix Nobel de la Paix. Et ce, à juste titre. »

L'étude de la vitesse des changements et de son influence sur l'expérience des générations futures permet de donner des informations supplémentaires pour la gestion de ces problématiques.

a. Organisations non-gouvernementales.

b. L'Organisation du traité de l'Atlantique nord.

Les simulations historiques retracent l'évolution des 150 dernières années en suivant le forçage ré-évalué pour cette période (1860-2005). Dans la suite logique de ces simulations, les quatre scénarios RCP suivent le forçage décrit en Section 1.3.1 (2006-2100). La méthode de calcul choisie supprime les 20 premières années de la période historique et les 20 dernières années du 21^{ème} siècle. L'évolution temporelle des indicateurs est analysée pour la période 1880-2080. De ce fait, les scénarios RCP influencent cette évolution à partir de l'année 1986.

2.3.2 Analyse en deux dimensions

Se pose alors la question du choix des variables climatiques pertinentes à analyser. Dans l'optique de se rapprocher de l'expérience humaine des changements, ces variables doivent être considérées primordiales pour une plus grande partie possible de la population.

Plusieurs études sociologiques, psychologiques et anthropologiques traitent de la question du changement climatique, de ses représentations mentales, de la perception de ses effets et de notre capacité à nous y adapter (e.g. Böhm et Pfister, 2000; Nisbett *et al.*, 2001; Grothmann et Patt, 2005; Lammel et Kozakai, 2005; Leiserowitz, 2006; Lammel et Resche-Rigon, 2007; Weber, 2010; Gifford, 2011).



Elles ont pu montrer par exemple que les différences culturelles, les divergences religieuses ou encore l'environnement dans lequel nous évoluons influencent significativement la façon que nous avons de concevoir le système climatique et nos propres capacités d'adaptation. Je me suis basé ici essentiellement sur l'étude de Lammel *et al.* (2012) prônant l'apport de la psychologie cognitive dans les études d'adaptation au changement climatique.

D'après cette étude, les représentations mentales de notre capacité d'adaptation varient selon un axe urbain-rural. Les personnes issues d'un milieu rural auront une forte tendance à avoir deux points de vue diamétralement opposés. Une partie d'entre eux pensent que nous pourrions nous adapter à tous les changements environnementaux, puisque nous y sommes arrivés jusqu'à maintenant. Cela consiste donc en une vision évolutionniste de l'adaptation. Tandis qu'une autre partie des individus prônent carrément la disparition de l'espèce humaine. Dans les milieux urbains, les points de vue sont nettement moins partagés. Pour une majorité d'entre eux, l'être humain pourra s'adapter à l'aide de divers instruments. L'adaptation est donc considérée conditionnelle à un effort collectif. Ces résultats montrent que les populations urbaines ont une vision anthropo-centrée : les humains sont supérieurs aux forces de la nature. Tandis que les populations rurales auront tendance à imaginer l'être humain au sein d'un système écologique qu'il doit prendre en compte dans son ensemble.

Qu'est-ce que le climat pour vous ? Voici la question posée à des échantillons de populations urbaines et rurales (zones littorales et montagneuses). Les personnes issues de zones urbanisées ont tendance à voir le climat de façon binaire : il fait chaud ou il fait froid. Ils ont également une forte tendance à considérer que le climat est représenté par le temps qu'il fait : la température, le vent, la pluie, l'ensoleillement, etc. Dans les zones rurales (tant du littoral que des zones montagneuses), le climat a tendance à être représenté par tout ce qui nous entoure, la nature, les océans, les plantes, etc. La végétation a donc une grande importance dans les zones rurales. Alors que dans les milieux urbains, ce sont des variables climatiques classiques comme la température ou les précipitations qui sont de première importance pour la population. La première dimension de mon analyse correspond à cet axe urbain-rural, définissant les variables climatiques étudiées. Allant de l'ordre d'importance de la population des zones urbaines à celle des zones rurales, trois variables sont sélectionnées, chacune correspondant à une étape de ma thèse : la température à la surface, les précipitations et un indice représentant l'évolution de la végétation.

Pour chacune de ces étapes, la deuxième dimension de ma thèse est donnée par l'axe global-régional. En se basant sur des simulations de modèles de climat représentant la totalité du système climatique, une étude de la vitesse des changements est faite au niveau global. Dans un second temps, des bandes de latitudes et des régions sont sélectionnées pour décrire plus en détail le comportement de la vitesse à des échelles régionales, principalement là où ses impacts potentiels sont les plus importants (Figure 2.11). Par cette démarche, mon travail a pour ambition d'être représentatif d'un panel de comportements et de conséquences de la vitesse des changements climatiques qui soit pertinent pour le plus de monde

possible.

L'étude de la vitesse du changement de température est complétée par l'analyse de l'évolution des distributions de température selon ma référence glissante, dans le but de caractériser l'évolution des années et des saisons extrêmement chaudes. L'étude de la vitesse du changement de précipitations permet de séparer les tendances d'assèchement et d'humidification et d'en évaluer les déplacements au cours du siècle. De par une forte variabilité des précipitations, des comportements consensuels entre les modèles sont mis en valeur et leur cause physique est caractérisée. Les changements de végétation sont représentés par les changements drastiques de type de végétation et par l'évolution du cycle saisonnier de l'indice de surface foliaire (LAI, *leaf area index* en anglais). Cet indice est une grandeur sans dimension, exprimant la surface de feuilles (ou d'épines) d'un type de végétation par unité de surface de sol³ et étant sensible aux conditions climatiques (Botta *et al.*, 2000). Il permet de représenter les repères visuels de la vitesse des changements liés à la végétation. Ces repères sont plus représentatifs de l'expérience des populations rurales au changement climatique. La vitesse de l'avancée du début de la saison estivale, de l'allongement de la durée de la saison et des changements de quantité de végétation est analysée. Les trois chapitres suivants portent chacun sur une variable en particulier.

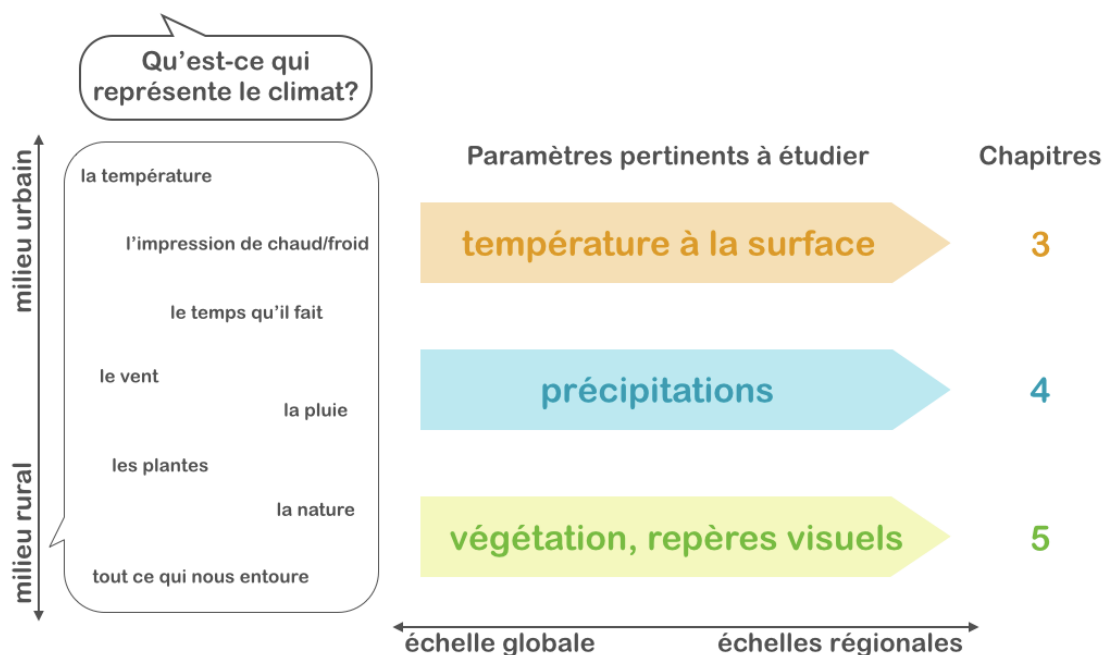


Figure 2.11 : Structure et démarches de la thèse en lien avec les représentations du climat par le grand public (inspiré en grande partie par l'étude de Lammel *et al.*, 2012).

3. La définition des types de végétation est abordée dans le chapitre 5.



2.4 Modèles et données sélectionnés

Trente instituts de recherche ont participé au projet CMIP5 et ont mis au point un GCM avec leurs propres paramétrisations. Une version de chacun de ces modèles au moins a été réalisée. Lorsque plusieurs versions sont disponibles, celles-ci se distinguent souvent par leur résolution ou une paramétrisation particulière. Le modèle de l'IPSL⁴ s'est, par exemple, décliné en trois versions :

- la version CM5A-LR (à relativement basse résolution spatiale pour l'atmosphère, 96x96),
- une version à plus haute résolution CM5A-MR (144x143), et
- une version CM5B-LR reprenant la résolution atmosphérique de la première version, mais intégrant une nouvelle paramétrisation des processus physiques dans l'atmosphère.

En comptant toutes les versions de modèle de chaque institut, 61 GCMs sont inclus dans CMIP5. Cette organisation d'expériences communes a non seulement permis le développement coordonné de simulations, mais a aussi permis aux instituts de converger vers une même nomenclature. Le nom des variables et les fichiers de sorties des modèles ont été standardisés. De ce fait, les analyses simultanées de plusieurs modèles ont été facilitées.

Ce travail de thèse consiste en une analyse multi-modèle permettant la quantification des différentes sources d'incertitudes dans les projections climatiques. Le choix des modèles est fait en partant de l'hypothèse qu'ils ont une capacité égale à reproduire l'état du système climatique. Dans l'optique d'avoir le plus grand échantillonnage possible de réponses à un forçage et de pouvoir quantifier le mieux possible la dispersion inter-modèle de nos indicateurs, une unique version de modèle est sélectionnée dans un institut donné. Dans le but de quantifier la variabilité interne du système, la version possédant le plus de réalisations de la simulation historique est systématiquement choisie. Mon ensemble s'est alors constitué de 18 GCMs, dont les caractéristiques sont détaillées dans le Tableau 2.1. Leur ECS moyenne est de 3.33°C et leur TCR de 1.89°C, contre 3.2 et 1.8 en moyenne sur tous les modèles participant à CMIP5 (Flato *et al.*, 2013). Le cycle du carbone est représenté dans dix d'entre eux. Et au moins quatre de ces modèles ont une végétation réagissant dynamiquement avec le climat. Les données mensuelles (i.e. moyennées par mois) disponibles sur le portail ESGF⁵ avant décembre 2013 sont systématiquement utilisées dans cette étude. Le nombre de réalisations par modèle et par simulation peut donc être différent en fonction de la variable étudiée et est explicité à chaque début de chapitre. La différence d'une variable à l'autre est simplement due à la disponibilité des données au moment auquel mes analyses ont été conduites. Dans la recherche d'une continuité entre la période historique et les projections, le nombre de réalisations de la simulation historique est toujours ramené à celui des réalisations du scénario RCP8.5. Le nombre total des réalisations des autres scénarios RCP est souvent inférieur. De légères discontinuités peuvent alors être visibles lors de la transition des expériences. Ces données mensuelles sont ensuite moyennées par saisons ou par années en fonction

4. Institut Pierre Simon Laplace

5. *Earth System Grid Federation*, <http://esgf-node.ipsl.fr>

de l'indicateur étudié.

Afin de valider la représentation du système climatique par les modèles, il est nécessaire de confronter les sorties de GCMs avec des jeux de données d'observations prises sur les continents et les océans. Dans mes analyses portant sur la température et les précipitations, plusieurs de ces jeux ont été utilisés pour comparaison avec les simulations historiques (Tableau 2.2). Les mesures sont récoltées depuis la fin du XIX^{ème} siècle avec une qualité croissante au fil du temps du fait des progrès technologiques. Elles sont ensuite interpolées sur une grille spatiale régulière. Les observations de précipitations sont uniquement interpolées sur les continents et sont donc comparées aux résultats de modèles en masquant les océans.

La méthode de réanalyse est le résultat d'une combinaison d'un modèle de prévision météorologique et d'observations dans le but de construire des archives de variables climatiques sur une grille spatiale recouvrant tout le globe. La réanalyse ERA20C⁶ permet ici une comparaison supplémentaire avec les sorties de GCMs pour la température et les précipitations. Le modèle météorologique est alors forcé par des observations récoltées pendant la période historique - dans le cas d'ERA20C, d'observations de pression et de vents à la surface - et reproduit l'état du système en fonction des observations. Les précipitations sont évaluées en fonction des valeurs de la température après réanalyse. On parle alors de réanalyse de la température et de prévision des précipitations.

Des données satellites GIMMS⁷ sont utilisées dans le cadre de mes analyses sur la végétation dans le but d'évaluer la qualité de reproduction du cycle saisonnier du LAI à la fin de la période historique (Tableau 2.2). Des prévisions du LAI forcées par l'évolution de la température observée ont été faites avec le modèle de surfaces continentales ORCHIDEE de l'IPSL et sont également comparées aux sorties de GCMs.

2.5 Analyse multi-modèle

Lors du calcul de la moyenne multi-modèle d'un indicateur, les données de chaque modèle et de chaque réalisation sont d'abord interpolées sur une grille atmosphérique commune, afin d'avoir un jeu de données homogène. Cette grille correspond à celle du modèle américain CCSM4 (1.25° en longitude et 0.9375° en latitude). La valeur de l'indicateur est ensuite calculée dans chaque point de grille et moyennée sur la région étudiée pour chaque réalisation et chaque modèle, avant de déterminer la moyenne multi-modèle.

Les modèles sélectionnés dans cette étude ne comportent pas tous les mêmes

6. réanalyse atmosphérique du 20^{ème} siècle de l'ECMWF, *ECMWF's atmospheric reanalysis of the 20th century* en anglais.

7. inventaire global et système de modélisation de la NASA, *Global Inventory Monitoring and Modeling System* en anglais.



CMIP5 GCMs	Institut	Pays	ECS [K]	TCR [K]	CC	VD
ACCESS1-0	CSIRO/BOM	Australie	3.8	2.0		
bcc-csm1-1	Beijing Climate Center	Chine	2.8	1.7		
BNU-ESM	Beijing Normal University	Chine	4.1	2.6		n.a.
CanESM2	Can. Centre for Climate Modelling and Analysis	Canada	3.7	2.4		n.a.
CCSM4	National Center for Atmospheric Research	États-Unis	2.9	1.8		
CMCC-CM	Centro Euro-Med. per I Cambiamenti Climatici	Italie	n.a.	n.a.		
CNRM-CM5	CNRM/CERFACS	France	3.3	2.1		
CSIRO-Mk3.6.0	CSIRO/QCCCE	Australie	4.1	1.8		
FGOALS-s2	IAP, Chinese Academy of Sciences	Chine	4.2	2.4		n.a.
GFDL-CM3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	États-Unis	4.0	2.0		
GISS-E2-R	NASA Goddard Institute for Space Studies	États-Unis	2.1	1.5		
HadGEM2-ES	Met Office - Hadley Center	Royaume-Uni	4.6	2.5		
inmcm4	Institute for Numerical Mathematics	Russie	2.1	1.3		
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace	France	4.1	2.0		
MIROC5	University of Tokyo	Japon	2.7	1.5		
MPI-ESM-LR	Max Planck Institut für Meteorologie	Allemagne	3.6	2.0		
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute	Japon	2.6	1.6		
Nor-ESM1-M	Norwegian Climate Centre	Norvège	2.8	1.4		
			3.33	1.89		
			± 0.79	± 0.41		

Table 2.1 : Liste des GCMs sélectionnés avec leur ECS et leur TCR. Les couleurs indiquent si les modèles ont un composante du cycle du carbone (CC, orange) et si leur végétation interagit dynamiquement avec les autres composantes du modèle (VD, vert). Voir Flato et al. (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.

Variable	Jeu de données	Type de données	Période	Institut	Référence
température	HadCRUT4 v4.4.0	observations	1850-2015	UK Met Office	Morice <i>et al.</i> (2012)
	NOAAGlobalTemp v4.0.0	observations	1880-2015	NOAA	Vose <i>et al.</i> (2012)
	GIStemp	observations	1880-2015	NASA	Hansen <i>et al.</i> (2010)
	ERA20C	réanalyse	1900-2010	ECMWF	Poli <i>et al.</i> (2013)
	CRU-TS3.21	observations	1901-2012	UK Met Office	Harris <i>et al.</i> (2014)
précipitations	GHCN v2	observations	1900-2014	NOAA	Vose <i>et al.</i> (1992)
	GPCC v6	observations	1901-2010	GPCC	Becker <i>et al.</i> (2013)
	ERA20C	prévisions	1900-2010	ECMWF	Poli <i>et al.</i> (2013)
indice de surface foliaire	GIMMS	obs satellites	1982-2009	NASA	gimms.gsfc.nasa.gov
	ORCHIDEE FG2	prévisions	1901-2013	IPSL	forge.ipsl.jussieu.fr/orchidee

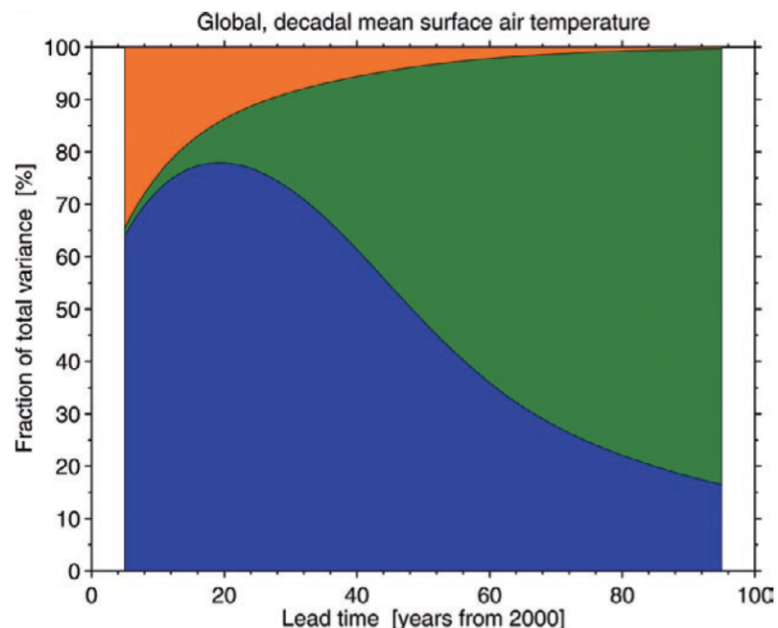
Table 2.2 : Liste des jeux d'observations, de réanalyses et de prévisions utilisées servant à évaluer la capacité des modèles à reproduire les caractéristiques du climat récent.



nombres de réalisations. Certains n'en ont qu'une, alors que les autres en possèdent jusqu'à 9. Comme la qualité de chaque modèle est considérée égale à celle des autres, chacun d'entre eux est représenté de manière équitable dans le calcul de la moyenne multi-modèle. À chaque réalisation est donc appliqué un poids ayant un facteur de $1/R_l$, en considérant que R_l est le nombre de réalisations prises en compte pour le modèle l . Quatre réalisations du modèle IPSL-CM5A-LR sont par exemple utilisées pour le scénario RCP8.5, le poids appliqué à chaque réalisation est alors de 0.25.

Comme mis en valeur dès le début du manuscrit, trois sources d'incertitudes se distinguent dans les projections climatiques. La variabilité *naturelle* du système climatique est causée par les processus internes à celui-ci et aux fluctuations engendrées par des forçages radiatifs naturels. La dispersion *inter-modèle* vient du panel de réponses des GCMs à un forçage donné étant à l'origine de leurs différentes paramétrisations. Le choix du *scénario* dépend des différents niveaux de politiques d'atténuation du changement climatique, elles-mêmes menant à différents niveaux d'émissions et de stockage des GES et des aérosols. Plusieurs études ont déjà proposé une méthode de distinction de ces trois sources d'incertitudes (Hawkins et Sutton, 2009, 2011; Kirtman *et al.*, 2013). Comme explicité par Hawkins et Sutton (2009) pour la température globale à la surface, le choix du scénario suivi a peu d'importance au début des projections, puis devient la source principale d'incertitudes à la fin du siècle (Figure 2.12). La variabilité naturelle joue un rôle important dans les premières décennies, puis devient négligeable. Cette évolution vient de l'importance grandissante du forçage radiatif d'origine anthropique au fil des années (Section 1.1.4). Un comportement similaire est constaté pour la dispersion inter-modèle, mais qui reste néanmoins plus importante que la variabilité naturelle tout au long du siècle. Lorsqu'une région est considérée, la variabilité naturelle a tendance à prendre une plus grande importance. En considérant chaque scénario RCP séparément, uniquement les deux premières sources d'incertitudes sont explicitées dans le cadre de ce travail.

Figure 2.12 : Pourcentage de la variance totale des projections de la température globale à la surface dû aux trois différentes sources d'incertitudes. L'enveloppe verte correspond au choix du scénario, la bleue à la dispersion inter-modèle et la orange à la variabilité naturelle (issu de Hawkins et Sutton, 2009).



La valeur de chaque indicateur est calculée avec L modèles comprenant chacun R_l réalisations (ici, $L = 18$ et la valeur de R_l dépend du modèle sélectionné). La projection $X_{l,r,t}$ de l'indicateur en question peut être décomposée comme suit pour chaque modèle l , chaque réalisation r et à chaque pas de temps t :

$$X_{l,r,t} = x_t + x'_{l,t} + \epsilon_{l,r,t} \quad (2.1)$$

x_t étant la valeur moyenne multi-modèle et multi-réalisation de l'indicateur, $x'_{l,t}$ la différence entre x_t et la moyenne multi-réalisation du modèle l , et $\epsilon_{l,r,t}$ la différence entre $X_{l,r,t}$ et la moyenne multi-réalisation (se référer à la Figure 2.13 pour une illustration).

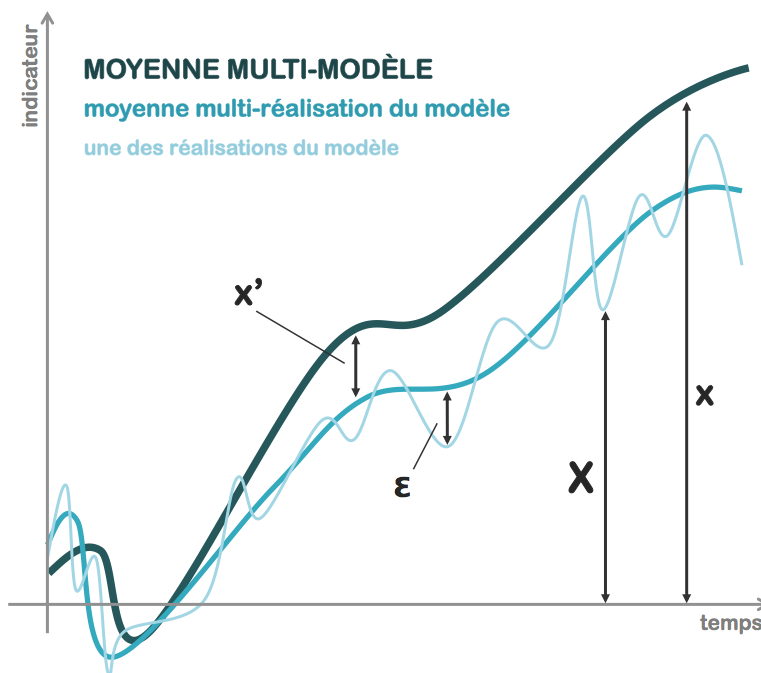


Figure 2.13 :
Illustration des termes de
l'équation 2.1.

Deux hypothèses sont faites ici :

H1 La dispersion inter-modèle et la variabilité naturelle sont deux processus indépendants. Cette hypothèse est vérifiée au premier ordre.

H2 La moyenne multi-réalisation $\overline{\epsilon_{l,r,t}}$ de $\epsilon_{l,r,t}$ pour chaque modèle l et pour chaque pas de temps t est nulle. L'hypothèse est vérifiée par construction.

La variabilité naturelle, notée $\sigma_{R,l}^2$ pour chaque modèle l , est définie par la variance temporelle de $\epsilon_{l,r,t}$. Elle est alors indépendante du temps et de la réalisation choisie pour tous les modèles. La moyenne multi-modèle σ_R^2 de $\sigma_{R,l}^2$ est calculée en respectant le fait que chaque modèle doit être représenté équitablement dans la moyenne.

La dispersion inter-modèle, notée $\sigma_{L,t}^2$ à chaque pas de temps t , est calculée à partir de la variance entre la moyenne multi-réalisation de tous les modèles considérés. Elle dépend donc du temps.

Le calcul explicite de chaque variabilité est décrit étape par étape ci-dessous. Pour alléger les notations, je considère ici que chaque réalisation a le même poids



dans le calcul de la moyenne multi-modèle. L'expression finale reste identique. Dans le but de vérifier l'hypothèse (H1) sachant que l'hypothèse (H2) est vraie, il s'agit ici de montrer que les deux variances sont additives.

La variance totale de chaque indicateur peut être exprimée de la façon suivante en se basant sur l'équation 2.1 :

$$\begin{aligned}
\sigma_{T,t}^2 &= \text{Var}_{l,r}(X_{l,r,t}) \\
&= \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r (X_{l,r,t} - x_t)^2 \right] \\
&= \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r (x_{l,t}^2 + 2x_{l,t}' \cdot \epsilon_{l,r,t} + \epsilon_{l,r,t}^2) \right] \\
&= \overline{x_{l,t}^2}^l + 2 \cdot \overline{x_{l,t}' \cdot \epsilon_{l,r,t}}^l + \overline{\epsilon_{l,r,t}^2}^{l,r} \\
&\stackrel{(H2)}{=} \overline{x_{l,t}^2}^l + \overline{\epsilon_{l,r,t}^2}^{l,r} \tag{2.2}
\end{aligned}$$

avec $\overline{\dots}$ correspondant à la moyenne sur les modèles ou les réalisations si l'exposant est l ou r respectivement.

La variabilité naturelle et la dispersion inter-modèle peuvent être exprimées séparément de la même façon :

$$\begin{aligned}
\sigma_{L,t}^2 &= \text{Var}_l(x_t + x_{l,t}') \\
&= \frac{1}{L} \sum_l (x_t + x_{l,t}' - x_t)^2 \\
&= \overline{x_{l,t}^2}^l \tag{2.3}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\sigma_R^2 &= \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r \text{Var}_{r,t}(\epsilon_{l,r,t}) \right] \\
&= \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r (\epsilon_{l,r,t} - \overline{\epsilon_{l,r,t}}^{r,t})^2 \right] \\
&= \overline{\epsilon_{l,r,t}^2} - 2\overline{\epsilon_{l,r,t} \cdot \overline{\epsilon_{l,r,t}}^{r,t}} + (\overline{\epsilon_{l,r,t}}^{r,t})^2 \\
&\stackrel{(H2)}{=} \overline{\epsilon_{l,r,t}^2}^{l,r} \tag{2.4}
\end{aligned}$$

L'hypothèse (H1) est donc bien vérifiée, i.e. la variance totale est la somme de la variabilité naturelle et de la dispersion inter-modèle en raison de la façon dont elle a été décomposée :

$$\sigma_{T,t}^2 = \sigma_R^2 + \sigma_{L,t}^2 \tag{2.5}$$

Dans les chapitres suivants, l'évolution moyenne de chaque indicateur sera complétée par une enveloppe représentant les incertitudes lui étant associées. Les limites de l'enveloppe seront fixées par les déviations standards $\pm\sigma_{T,t}$, $\pm\sigma_R$ ou $\pm\sigma_{L,t}$ selon les cas. Pour les intervalles de confiance à 90%, elles seront multipliées par un facteur 1.65 selon la loi normale.

Cette analyse multi-modèle est conduite pour chaque indicateur lié à la température de surface ou aux précipitations. Pour l'analyse des indicateurs liés à la végétation, une approche différente est proposée dans le chapitre 5.

2.6 Summary of the second chapter

- ♣ The great majority of modeling studies characterize future climate change as the evolution between a fixed current baseline and a future period. However, upcoming generations will be affected in a way probably more related to the moving trend in climate patterns. Adaptation is also a continuous process driven by the pace of climate change.
- ♣ Alternative ways to analyze climate projections have been previously investigated : the time of emergence of climate signals from the current or historical variability, the spatial velocity of climate change affecting the migration of numerous ecosystems, and the pace of temperature change during the historical period and near-future decades.
- ♣ **The main idea of this PhD thesis is to propose another alternative way to present climate projections, focusing on the pace of climate change over the entire 21st century.**
- ♣ I follow the evolution of climate statistics with a running baseline of 20 years. In other words, I represent changes that are projected to occur from one 20-year period to the next.
- ♣ In order to include representations of climate change for as many people as possible (from urban to rural areas), three climate variables are selected in this analysis : the surface air temperature, precipitation and the leaf area index, which is representative of visual landmarks of climate change.
- ♣ Chapters 3 to 5 correspond to the analysis of each climate variable from the global scale to regional scales relevant for their strong potential impacts on society and ecosystems.
- ♣ A strong focus is on the variability of temperature, a measure that provides additional insights on the time of emergence of climate signals.
- ♣ Due to the strong variability of precipitation, the extraction and physical understanding of robust information across climate models are highlighted.
- ♣ CMIP5 simulations of 18 GCMs are selected. Each one of them has been developed in a different institute. They are equally represented in the multi-model mean calculation. Several realizations per GCM are considered in order to better quantify the natural variability of the climate system.
- ♣ To quantify the capacity of the models to reproduce past and present climates, observation and reanalysis datasets are also considered.



Vitesse de réchauffement et conséquences sur les distributions de température

LA VITESSE du changement de la température de l'air à la surface est le sujet principal de ce chapitre. Comme évoqué dans le chapitre 2, la température est une variable plutôt représentative de l'évolution des changements globaux dans les zones urbaines, dans lesquelles la population est sensible au temps qu'il fait et moins aux changements de la végétation (Lammel *et al.*, 2012). Le point central de ce chapitre est un article publié dans la revue *Climatic Change*, décrivant l'évolution de la vitesse de réchauffement global et latitudinal selon différents scénarios, ses implications sur le décalage progressif des distributions de température annuelle et saisonnière et l'évaluation des zones et des populations touchées par ce décalage.

Après avoir précisé les réalisations de GCMs sélectionnées pour cette partie de l'analyse, je donne un bref aperçu de l'évolution de la température qu'elles simulent d'ici la fin du siècle. Il s'agit ensuite de définir les indicateurs analysés et de présenter l'article en question. Un certain nombre d'éléments traités durant la thèse n'y figurent pas et le reste du chapitre permet de les détailler et de les mettre en relation avec les résultats de l'article. Les éléments "*not shown*" et le *Supplementary Material* de l'article y sont également décrits plus en détail.

3.1 Évolution de la température de surface

Dans le cadre des analyses de la température, les simulations des 18 GCMs cités dans le chapitre précédent sont prises en compte pour la période historique

(1860-2005) et pour les 4 scénarios RCP (2006-2100). Le nombre de réalisations par modèle et par scénario peut varier de 1 à 9. Certains modèles n'ont pas conduit les expériences RCP2.6 et RCP6.0. Quinze et 11 modèles sont donc respectivement conservés pour ces scénarios. Le Tableau 3.1 liste le nombre de réalisations sélectionnées pour chaque modèle.

CMIP5 GCMs	#réalisations			
	RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
ACCESS1-0	0	1	0	1
bcc-csm1-1	1	1	1	1
BNU-ESM	1	1	0	1
CanESM2	5	5	0	5
CCSM4	6	6	6	6
CMCC-CM	0	1	0	1
CNRM-CM5	1	1	0	5
CSIRO-Mk3.6.0	9	9	9	9
FGOALS-s2	1	3	1	3
GFDL-CM3	1	1	1	1
GISS-E2-R	1	1	1	1
HadGEM2-ES	4	4	4	4
inmcm4	0	1	0	1
IPSL-CM5A-LR	4	4	1	4
MIROC5	3	3	3	3
MPI-ESM-LR	3	3	0	3
MRI-CGCM3	1	1	1	1
Nor-ESM1-M	1	1	1	1
	42	47	29	51

Table 3.1 : Nombre de réalisations sélectionnées par GCM pour les indicateurs de température. Les réalisations prises en compte pour la simulation historique correspondent à celles du RCP8.5. Voir Flato et al. (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.

Comme pour la quasi-totalité des modèles participant à CMIP5, l'ensemble de modèles choisis ici simule un réchauffement global d'ici la fin du siècle par rapport à la période de référence actuelle. Plus le forçage radiatif est grand, plus l'augmentation de la température est prononcée. Le réchauffement global moyen est projeté à 3.94°C (± 0.57 , par rapport à la déviation standard) selon le RCP8.5 et à 1.19°C (± 0.32) selon le RCP2.6. En prenant en compte le réchauffement déjà effectif (Section 1.1.4), le RCP2.6 permettrait donc bien de limiter le réchauffement global à 2°C dans le cas où la sensibilité climatique du système est relativement faible (Section 1.3.1). Le réchauffement des scénarios RCP4.5 et RCP6.0 est alors intermédiaire. La Figure 3.1 montre la structure spatiale de ce réchauffement en moyenne sur les 18 modèles pour chaque scénario. La majorité des régions montrent un changement significatif et consensuel¹ selon le RCP2.6, et même la

1. Un changement est considéré significatif et consensuel si 90% des GCMs sont en accord sur le signe du changement et si le changement excède de deux fois la variabilité interne du système climatique.

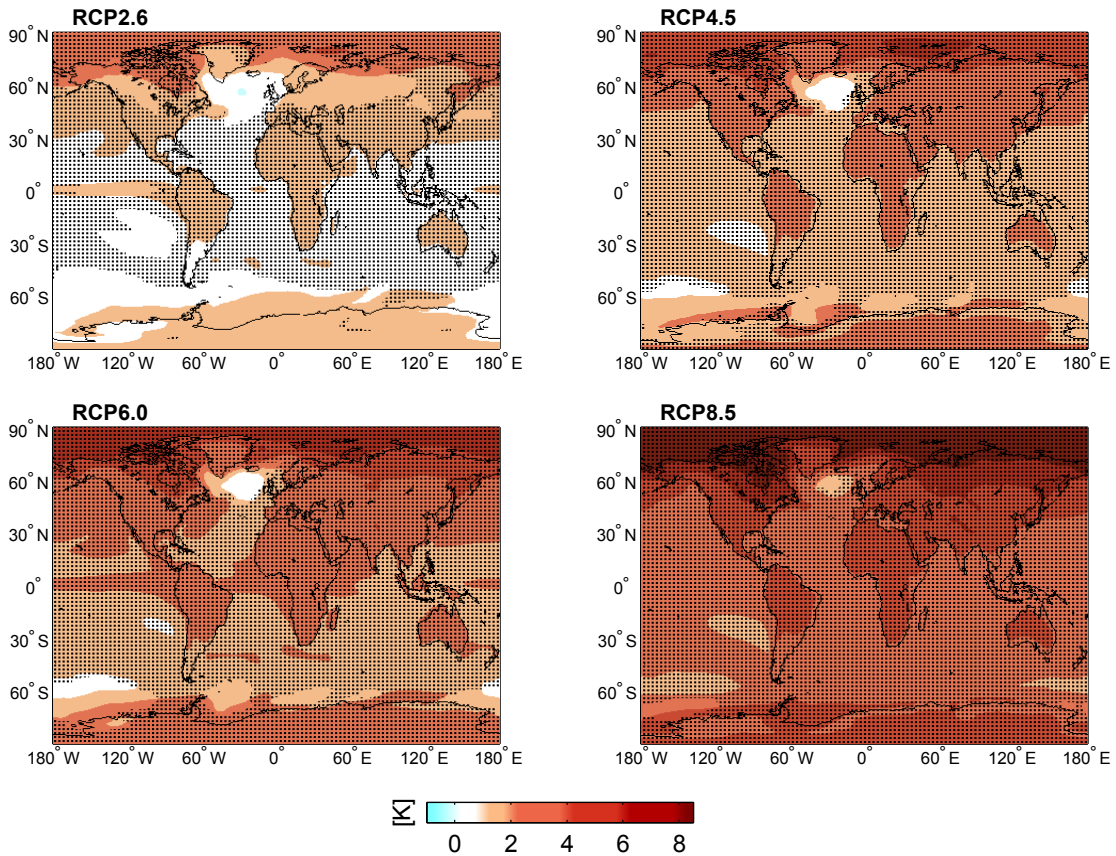


Figure 3.1 : Évolution de la température de l'air à la surface en moyenne multi-modèle entre les périodes 1986-2005 et 2081-2100 pour chaque scénario RCP. Les zones rouges indiquent un réchauffement de plus de 1°C, les zones blanches un réchauffement inférieur à 1°C et les zones bleues un refroidissement. Les surfaces pointillées correspondent aux endroits où au moins 90% des GCMs sont en accord sur le signe du changement de température et où le changement excède de deux fois la variabilité interne du système climatique (se référer à la méthode A de Collins et al., 2013, p. 1041). Tous les GCMs et réalisations listés dans le Tableau 3.1 sont pris en compte dans le calcul.

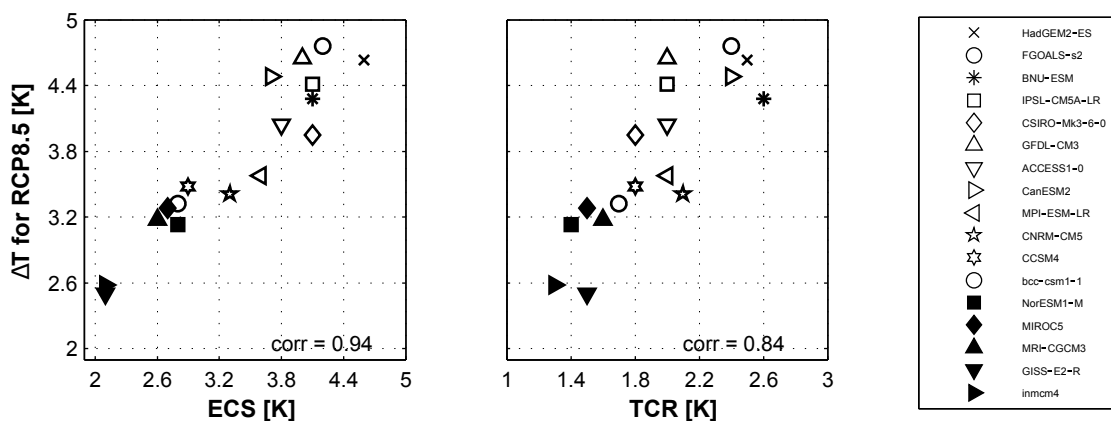


Figure 3.2 : Relation entre le réchauffement global projeté entre 1986-2005 et 2081-2100 selon le RCP8.5 et l'ECS (à gauche), puis la TCR (à droite) de chaque GCM. Les coefficients de corrélation sont donnés dans les deux cas. Les valeurs d'ECS et TCR sont issues de Andrews et al. (2012) et Forster et al. (2013).



quasi-totalité des régions selon le RCP8.5. L'amplitude du réchauffement est plus importante sur les continents et l'Arctique est la région y étant la plus soumise. Les modèles et les réalisations sélectionnés simulent donc des changements de température cohérents avec ceux qui sont décrits dans l'AR5 (Collins *et al.*, 2013). La relation du réchauffement global sur le 21^{ème} siècle avec l'ECS et la TCR confirme deux éléments :

- Plus le modèle est sensible, plus le réchauffement est important dans les scénarios RCP.
- L'ensemble de simulations choisi recouvre toute la gamme de sensibilité et est donc représentatif des simulations de tous les GCMs participant à CMIP5 (exemple du scénario RCP8.5 à la Figure 3.2).

3.2 Définition des indicateurs

Chaque indicateur défini dans cette partie permet d'étudier la vitesse de changement de la température à la surface. Il est possible de les classer en deux groupes : les indicateurs basés sur l'évolution de la température annuelle et saisonnière moyennée sur 20 ans et ceux centrés sur la distribution spatiale et temporelle sur 20 ans de ces températures annuelles et saisonnières. L'année 1995 est choisie comme l'année caractéristique de la période actuelle. Elle est le point central de la période de référence la plus communément utilisée (1986-2005). De cette façon, l'année 2015 est la dernière année prise en compte dans le calcul des valeurs actuelles de nos indicateurs.

3.2.1 Évaluation de la rapidité du réchauffement

L'objectif principal de définir le changement de température selon une référence glissante est de représenter avec quelle rapidité le réchauffement s'opère et de détecter les lieux et les périodes durant le 21^{ème} siècle pour lesquels il sera particulièrement rapide. Les notions de vitesse et d'accélération sont donc ici essentielles.

La *vitesse de réchauffement* est définie comme la différence de la température annuelle moyenne à la surface entre deux périodes successives de 20 ans. Dans la suite du manuscrit, elle est notée ΔT_{20} et est exprimée en Kelvin par 20 ans :

$$\Delta T_{20}(t) = \langle T \rangle_{t,t+20} - \langle T \rangle_{t-20,t} \quad (3.1)$$

où les crochets correspondent à la moyenne temporelle dans la période délimitée par les deux années données t_1 exclue et t_2 incluse². Cet indicateur représente donc une différence glissante qui peut se traduire comme une vitesse sur 20 ans. Comme décrit dans le chapitre précédent, la vitesse de réchauffement est calculée

2. Le calcul de la moyenne temporelle d'une variable se fait systématiquement de la même façon dans tout le manuscrit : $\langle \text{var} \rangle_{t_1,t_2} = \sum_{t=t_1+1}^{t_2} \text{var} / (t_2 - t_1 - 1)$. De la même manière, la déviation standard entre deux années t_1 et t_2 se calcule entre $t_1 + 1$ et t_2 .

dans chaque point de grille de chaque réalisation de chaque modèle. Comme tous les indicateurs suivants, elle est ensuite moyennée sur la région étudiée, avant de déterminer la moyenne multi-modèle.

Afin de caractériser l'accélération du réchauffement, on s'intéresse ici à l'augmentation moyenne de la vitesse par rapport à l'année de référence actuelle (i.e. 1995). Le *ratio de la vitesse de réchauffement par rapport à 1995* représente alors le rapport de la valeur de ΔT_{20} entre l'année t et 1995 :

$$R_{\Delta T_{20}}(t) = \frac{\Delta T_{20}(t)}{\Delta T_{20}(1995)} \quad (3.2)$$

$R_{\Delta T_{20}}$ est donc une grandeur sans unité dont la valeur est égale à 1 en 1995. Son évolution est explicitée entre 1995 et 2080 et permet de comparer l'amplitude des vitesses futures du réchauffement par rapport à l'amplitude récente.

3.2.2 Décalages significatifs de la distribution de température

Associée au réchauffement, la distribution de la température sera de plus en plus décalée vers des valeurs élevées. Plusieurs méthodes existent pour déterminer à partir de quand deux distributions de température sont significativement différentes. Décrit dans le deuxième chapitre, le temps d'émergence (ToE) du changement de la température permet de déterminer l'année à partir de laquelle la distribution est significativement différente de la distribution de référence. Le ToE est prévu plus tardivement dans les zones extra-tropicales.

Il s'agit ici de franchir une étape supplémentaire pour analyser les phénomènes projetés *après* l'émergence du changement. Les deux indicateurs suivants permettent de déterminer où le décalage des distributions de deux périodes successives de 20 ans sera significatif, et ce tout au long du 21^{ème} siècle. Ces critères sont basés sur la déviation standard inter-annuelle de la période de référence glissante $\sigma_T(t-20, t)$ et sont remplis pour l'année t si $\Delta T_{20}(t)$ dépasse $\sigma_T(t-20, t)$ de α fois. Comme l'ont défini Hansen *et al.* (2012), l'amplitude de ce décalage peut être une représentation approximative de la façon dont les changements de température seront perçus. Par conséquent, la déviation standard est calculée sans *détrender* le signal, afin de rester dans le référentiel correspondant au vécu des populations.

En supposant que la déviation standard de deux périodes successives de 20 ans n'est pas significativement différente (i.e. que la forme de la distribution de température ne varie pas, ce qui n'est pas forcément vérifié sur le long terme) et qu'elle suit une loi normale, ces dépassements peuvent être rapportés à la définition d'une année et d'une saison extrêmement chaude (Figure 3.3). En supposant que le décalage de la distribution de température correspond exactement à sa déviation standard (i.e. $\alpha = 1$), des années relativement chaudes ayant un temps de retour d'environ 6 ans et étant au-dessus du 83^{ème} percentile de la distribution durant la période de référence seront communes 20 ans plus tard (i.e. se produiront tous les



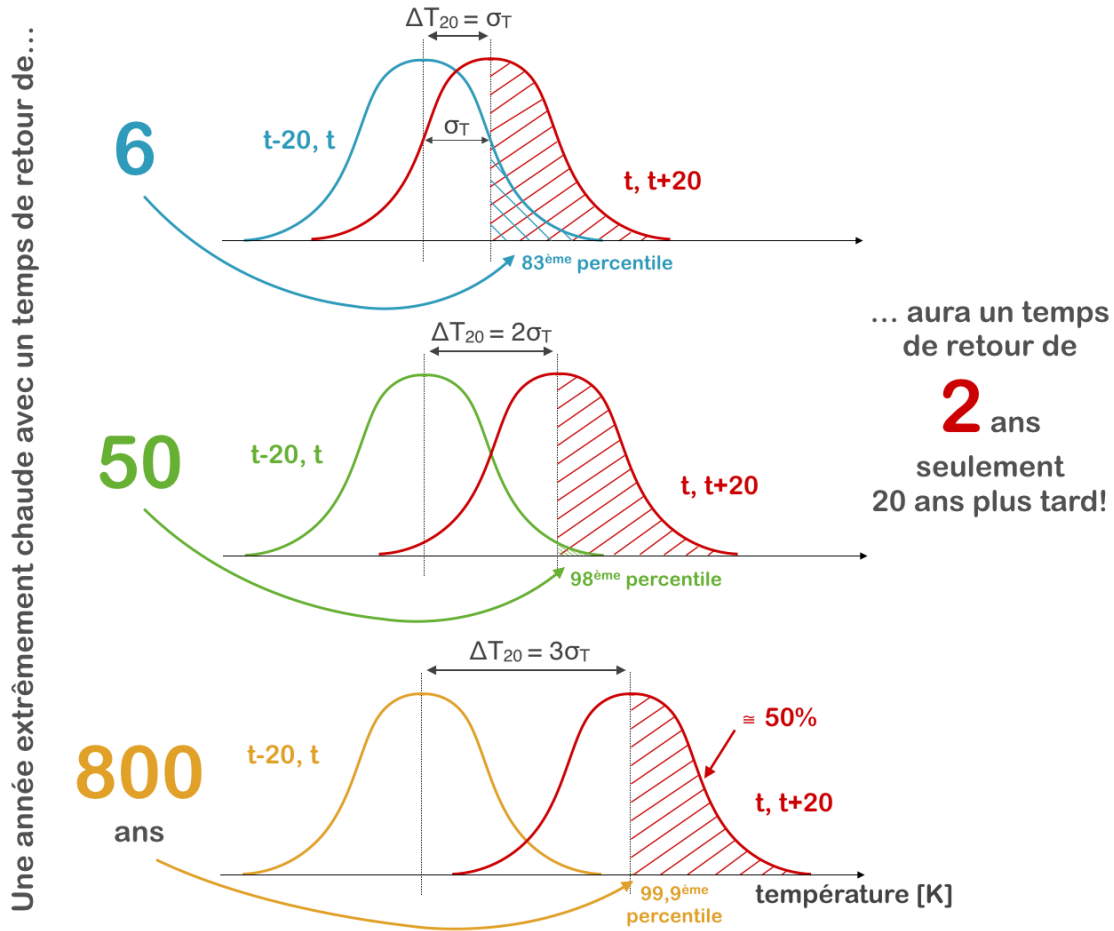


Figure 3.3 : Figure S5 de l'article de la section 3.3. Interprétation du décalage de la distribution de température annuelle en termes d'années extrêmement chaudes.

2 ans et se situeront au-dessus de la médiane de la distribution). Dans le cas où $\alpha = 2$, des années extrêmement chaudes ayant un temps de retour de 50 ans et étant au-dessus du 98^{ème} percentile seront communes 20 ans plus tard. Avec des décalages plus grands, ce sont des années extrêmes n'ayant très certainement pas encore été observées (pour $\alpha = 3$, avec un temps de retour de 800 ans environ) qui deviendront habituelles en l'espace de 20 ans ! Cette interprétation est également valable pour les températures saisonnières.

Dans le but d'en évaluer les impacts potentiels, je m'intéresse alors à l'évolution de l'étendue spatiale de ces décalages de distributions de température sur les continents à l'échelle globale. L'étendue spatiale des années relativement ou extrêmement chaudes, notée $\Theta_{\alpha\sigma}$, est définie comme la fraction de continents sur laquelle la vitesse de réchauffement ΔT_{20} excède de α fois la déviation standard inter-annuelle de la période de référence glissante $\sigma_T(t-20, t)$:

$$\Theta_{\alpha\sigma}(t) = \frac{\sum_{i,j} \delta_{i,j}(t) \cdot A_{i,j}(t)}{A_{land}} \cdot 100 \quad \text{avec} \quad \delta_{i,j} = \begin{cases} 1 & \text{si } \left[\frac{\Delta T_{20}(t)}{\sigma_T(t-20,t)} \right]_{i,j} \geq \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad [\%] \quad (3.3)$$

où $[\cdot]_{i,j}$ correspond à la moyenne spatiale selon la latitude i et la latitude j et A_{land} est l'aire totale des surfaces continentales.

Les années relativement chaudes sont caractérisées par $\alpha = 1$ et les années extrêmement chaudes par $\alpha \geq 2$. L'étendue spatiale est exprimée en pourcentage de surfaces continentales.

Il est aussi possible de déterminer quelle fraction de la population sera touchée par de tels décalages. Pour cela, j'utilise les projections moyennes des Nations Unies de l'évolution de la population par pays jusqu'à l'année 2050³. Ces projections prennent en compte le développement de l'économie, des progrès technologiques et des politiques menées pays par pays. À l'horizon 2050, il est alors prévu que la population mondiale atteigne 9.5 milliards d'habitants (Figure 3.4). Au delà de cette période, je fais l'hypothèse que la population de chaque pays évolue au même rythme que pendant la décennie 2041-2050 jusqu'à l'horizon 2080. Elle atteindrait alors 10.5 milliards d'habitants, ce qui correspond à peu près aux hypothèses faites dans la construction des scénarios RCP (Van Vuuren *et al.*, 2011).

Figure 3.4 : Projection de la population mondiale selon le scénario moyen des Nations Unies.

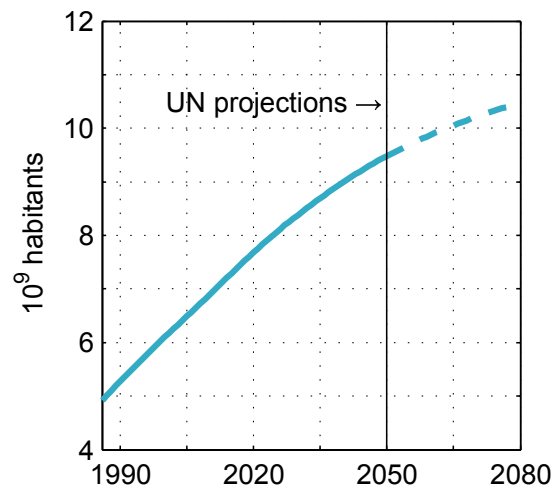
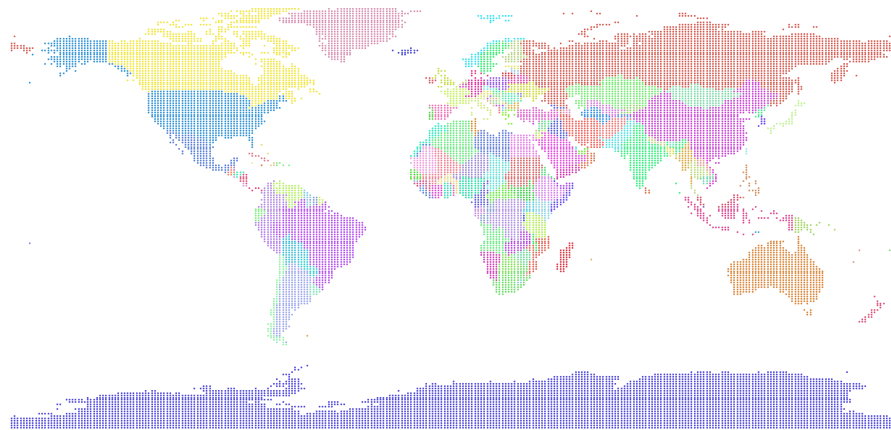


Figure 3.5 : Représentation des mailles du modèle CCSM4 correspondant à chaque pays.



Les points de grille du maillage de référence (CCSM4) sont triés par pays (Figure 3.5). Après avoir interpolé les données de chaque réalisation et de chaque modèle sur cette grille, je choisis de calculer la valeur moyennée par pays du rapport $\Delta T_{20}(t)/\sigma_T(t - 20, t)$ pour chaque année et chaque point de grille. Si

3. Site web du portail mettant à disposition les données : databank.worldbank.org.



la valeur moyenne du rapport d'un pays excède une valeur donnée de α , toute la population du pays en question est considérée exposée à un décalage de la distribution de température d'au moins $\alpha \cdot \sigma_T$.

La *population exposée à des années relativement ou extrêmement chaudes* est alors définie comme la somme de la population de tous les pays concernés par un décalage moyen de la distribution d'au moins α fois la déviation standard de la période de référence glissante. Cet indicateur est noté $\Pi_{\alpha\sigma}$ et est généralement exprimé en pourcentages de la population mondiale :

$$\Pi_{\alpha\sigma}(t) = \frac{\sum_{c=\text{pays}} \delta_c(t) \cdot P_c(t)}{\sum_{c=\text{pays}} P_c(t)} \cdot 100 \quad \text{avec } \delta_c = \begin{cases} 1 & \text{si } \left[\frac{\Delta T_{20}(t)}{\sigma_T(t-20,t)} \right]_c \geq \alpha \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (3.4)$$

où $[\cdot]_c$ correspond à la moyenne spatiale d'un pays c en particulier et où $P_c(t)$ représente la population estimée ou projetée du pays c à l'année t . Dans l'article, les décalages de distribution de 2σ sont principalement analysés.

3.3 Article 1 : Investigating the pace of temperature change and its implications over the twenty-first century

La revue *Climatic Change* a pour ambition d'être interdisciplinaire, internationale et centrée sur la description, les causes et les implications du changement climatique. Je présente ici l'article qui y a été publié dans l'optique de partager mes résultats avec des communautés liées aux impacts et à l'adaptation au changement climatique. Il a pour thème central l'évolution globale et régionale des quatre indicateurs définis dans la section précédente.

Dans l'article, je montre que la vitesse de réchauffement atteint son maximum avant 2080 selon le scénario RCP8.5, menant à son doublement par rapport à la période de référence actuelle quelle que soit la latitude. Les années extrêmement chaudes (pour $\alpha = 2$) s'étendent sur 9% des continents actuellement pour passer à 41% à partir de 2060. La fraction de la population exposée à de tels décalages va croître de 8% actuellement à environ 60% d'ici la fin du siècle pour atteindre 6 milliards d'individus. Ceux-ci se concentrent principalement dans les régions tropicales, tout particulièrement en Afrique de l'Ouest et en Asie du Sud-Est.

Les relativement faibles mesures d'atténuation prises en compte dans le scénario RCP6.0 sont suffisantes pour limiter l'augmentation de la population exposée à moins de 20%, tandis que celles du scénario RCP4.5 permettent de faire passer cette fraction en-dessous des 0.5% d'ici la fin du siècle. Seules les mesures conséquentes prévues pour le scénario RCP2.6 sont suffisantes pour générer un retour global des quatre indicateurs à des valeurs typiques de la simulation historique.



Investigating the pace of temperature change and its implications over the twenty-first century

Yann Chavaillaz¹ · Sylvie Joussaume¹ ·
Amaury Dehecq^{1,2} · Pascale Braconnot¹ ·
Robert Vautard¹

Received: 27 August 2015 / Accepted: 19 March 2016
© Springer Science+Business Media Dordrecht 2016

Abstract Most climatological studies characterize the future climate change as the evolution between a fixed current baseline and the future. However, as climate continues to change, ecosystems and societies will need to continuously adapt to a moving target. Here, we consider indicators of the pace of temperature change estimated from CMIP5 projections of an ensemble of climate models. We define the pace as a difference in relevant metrics between two successive 20-year periods, i.e. with a continually moving baseline. Under the strongest emission pathway (RCP8.5), the warming rate strongly increases, and peaks before 2080. All latitudes experience at least a doubling in the warming rate compared to the current period. Significant shifts in temperature distributions above twice the standard deviation between two successive 20-year periods expand from 9 % of continents on average currently to 41 % by 2060 onwards. In these regions, a warm year with a return period of about 50 years would become quite common 20 years later. The fraction of the world population exposed to such shifts will grow from 8 % to about 60 % on average, i.e. 6 billion people. Tropical areas are strongly affected, especially West Africa and South-East Asia. Low mitigation (RCP6.0) limits the warming rate to current values. Medium mitigation (RCP4.5) even reduces population exposure to significant shifts in temperature distributions to negligible values by the end of the century. Strong mitigation (RCP2.6) is the only option that generates a return to values similar to the historical period for all our

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s10584-016-1659-4) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Yann Chavaillaz
yann.chavaillaz@lsce.ipsl.fr

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

² Laboratoire LISTIC, Université Savoie Mont Blanc, Polytech Annecy-Chambéry, 74944 Annecy-le-Vieux Cedex, France



indicators related to the pace of temperature change. This alternative way to analyze climate projections can yield new insights for the climate impacts and adaptation communities.

1 Introduction

Since the mid-twentieth century, the oceans and the atmosphere have experienced unprecedented warming compared with the past 1,400 years (Masson-Delmotte et al. 2013). Numerous climate-modeling studies (Collins et al. 2013) have investigated future changes in climatic variables relative to a fixed baseline, usually defined as the 1986–2005 period. Other studies have estimated impacts of the induced climate change on social systems and ecosystems relative to this baseline (IPCC 2014). Such studies provide key information for decision-making concerning adaptation and mitigation.

However, ecosystems have a limited capacity to adapt to environmental changes, and they may not have time to reach a new sustainable state (Settele et al. 2014). Rapid changes thus threaten biodiversity and ecosystem function (e.g. Dawson et al. 2011). Adaptation is also a continuous process, driven by the pace at which climatic variables evolve (Klein et al. 2014). A higher pace means less time for adaptation, which increases the effort required compared with a lower pace (O'Neill and Oppenheimer 2004; Settele and et al 2014). Only a few studies investigate the pace of climate change, often considered as an average rate of temperature change over a century (e.g. Hartmann et al. 2013). Ji et al. (2014) analyzed trends in temperature change relative to the historical period. Smith et al. (2015) defined the rate of temperature change considering a 40-year trend, and focused on near-future decades. Both studies calculated the derivative of the temperature change and found an acceleration of warming in the last 50 years, leading to an unprecedented rate compared with the past millennium.

A step beyond such trend analyses could provide relevant insight for adaptation by considering the future state of the climate as a moving target. Our approach consists of tracking statistics related to surface air temperature and projecting changes over a running n -year baseline. We represent the pace by the difference in relevant metrics between the n upcoming and n previous years. The temperature of each n -year period is characterized by annual and seasonal mean values and the year-to-year standard deviation. Our approach of using running baselines rather than the derivative of the temperature change allows us to determine how fast climatological standards corresponding to the n -year running baseline will be outdated, which regions will be the most exposed, and how the world population will experience such quick changes. Moreover, unlike other studies, we investigate the long-term evolution of the pace of climate change over the entire twenty-first century.

Climate projections for the twenty-first century are performed within the fifth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) (Taylor et al. 2011). Four Representative Concentrations Pathways (RCPs) provide particular working hypotheses regarding greenhouse gas concentrations and other anthropogenic forcing that might occur in the upcoming decades (Meinshausen et al. 2011). These climate pathways are named after the range of additional radiative forcing predicted to occur in 2100 (i.e. 2.6, 4.5, 6.0 and 8.5 W/m²) and are representative of possible futures depending on mitigation policies, demography and economic evolution, among others (Van Vuuren et al. 2011). Here we conduct an alternative multi-model analysis of CMIP5 climate projections. We mainly focus on RCP8.5, since this pathway would cause the most potential damage (Flato et al. 2013). Comparisons with other RCPs are undertaken where appropriate.

2 Methods

2.1 Detailed definition of indicators

The length of the running baseline is set to 20 years. Climate standards are therefore defined over two decades as we move the window towards the subsequent period. Although the World Meteorological Organization defines the climate over a 30-year period, shorter timescales can be helpful to assess the evolution of the pace of change in more detail. Trends shorter than two decades, which commonly occur during the historical period, are not statistically significant because of mixing with natural variability (e.g. Liebmann et al. 2010). A 20-year period is thus appropriate to both characterize the trends and present robust results, as it has been commonly used in IPCC assessments. Moreover, it meets the expectations of climate services which estimate the typical planning cycle to be around 20 years (Street et al. 2015).

We define the *warming rate* as the difference in the surface air temperature between two consecutive 20-year periods:

$$\Delta T_{20}(t) = \langle T \rangle_{t,t+20} - \langle T \rangle_{t-20,t} \text{ [K/20 years]} \quad (1)$$

where $\langle T \rangle_{t_1,t_2}$ represents the temporal average between year t_1 excluded and year t_2 included: $\langle T \rangle_{t_1,t_2} = \sum_{t=t_1+1}^{t_2} T / (t_2 - t_1 - 1)$.

The current period is defined here as $t = 1995$ because it is the mid-point of what is most commonly considered the reference for the late historical period (1986–2005) and because the last year taken into account in the calculation is the present day ($t + 20 = 2015$). The *1995-ratio of the warming rate* compares the future amplitude of the warming rate with current values:

$$R_{\Delta T_{20}}(t) = \frac{\Delta T_{20}(t)}{\Delta T_{20}(1995)} \text{ [-]} \quad (2)$$

As the global temperature continues to rise, the characterization of an extremely warm year or season (EWY or EWS) will evolve over time. Here, we estimate changes in the fraction of land that is impacted by a significant shift in the temperature distribution between two successive 20-year periods. The *spatial extent of extremely warm years* is thus defined as the land fraction $\Theta_{\alpha\sigma}$, where ΔT_{20} exceeds α times the year-to-year standard deviation σ of the recent 20 years, i.e. the running baseline from year $t - 20$ excluded to year t included:

$$\Theta_{\alpha\sigma}(t) = \frac{\sum_{i,j} \delta_{i,j}(t) \cdot A_{i,j}(t)}{A_{land}} \cdot 100 \text{ with } \delta_{i,j} = \begin{cases} 1 & \text{if } \left[\frac{\Delta T_{20}(t)}{\sigma_T(t-20,t)} \right]_{i,j} \geq \alpha \\ 0 & \text{if not} \end{cases} \text{ [%]} \quad (3)$$

where i and j represent indices of longitude and latitude over land, and A_{land} is the total area of land surfaces. This indicator shows where a year counted as extremely warm during the previous 20 years has a chance of occurring for at least half of years of the upcoming two decades (Figure S5 in the Electronic Supplementary Material - ESM). Different α -values correspond to a specific strength of an EWY. If we consider that the two consecutive distributions follow two Gaussian laws with a similar standard deviation, an α -value of 2 and 3 corresponds to EWYs above the 98th and 99.9th percentile of the running baseline distribution.

Another way to represent the impact of such shifts in the temperature distribution is to estimate how many people will be affected. We define the *population exposed to extremely warm years* by the world population of all countries where the spatial mean value of ΔT_{20} exceeds twice the year-to-year standard deviation σ of the previous 20 years. For this indi-



cator, a year is considered as extremely warm when it is above the 98th percentile of the running baseline (i.e. for $\alpha = 2$):

$$\Pi_{2\sigma}(t) = \sum_{c=\text{countries}} (\delta_c(t) \cdot P_c(t)) \text{ with } \delta_c = \begin{cases} 1 & \text{if } \left[\frac{\Delta T_{20}(t)}{\sigma_T(t-20,t)} \right]_c \geq 2 \text{ [\%] or } [10^9 \text{ inhab.}] \\ 0 & \text{if not} \end{cases} \quad (4)$$

where $[\cdot]_c$ represents the spatial average within a specific country c . $P_c(t)$ corresponds to the estimated or projected population in country c in year t . Average population estimates and projections obtained from the United Nations (UN) for the period 1960–2050 (databank.worldbank.org) project that the world population reaches 9.5 billion by 2050. In our study, the population follows the projections until 2050. Then, it evolves with the 2041–2050 rate of each country by the end of the twenty-first century, reaching about 10.5 billion people by 2080. This evolution in world population approximately corresponds to the average evolution between RCP projections, and can lead to human emissions consistent with every RCP (Van Vuuren et al. 2011).

2.2 Multi-model analysis

We perform a multi-model and multi-realization analysis to distinguish different sources of uncertainty. The *natural* variability of the climate system is produced by internal processes and fluctuations arising from natural radiative forcing. The *inter-model* spread is due to structural differences in the models and is produced by different responses to specific radiative forcings. The choice of *scenario* leads to different futures in terms of emissions and storage of greenhouse gases and aerosols. Previous studies proposed a methodology to partition these different sources (e.g. Hawkins and Sutton 2009, 2011). As part of this work, we conduct a similar analysis, but slightly modify the methodology to only focus on the first two sources of uncertainty, since we study each scenario separately.

Indicators are computed with L models including R_l realizations, leading to a total of $\sum_{l=1:L} R_l$ realizations. The prediction X for each model l , realization r and year t can be written as:

$$X_{l,r,t} = x_t + x'_{l,t} + \epsilon_{l,r,t} \quad (5)$$

where x_t is the multi-model mean value, $x'_{l,t}$ is the difference between x_t and the multi-realization mean value of each model l , and $\epsilon_{l,r,t}$ is the difference between the multi-realization mean value of the considered model and $X_{l,r,t}$.

As a first approximation, we assume that the inter-model spread $\sigma_{L,t}^2$ and the natural variability σ_R^2 are two independent processes. The total variability is expressed as (Comment S1 in the ESM):

$$\sigma_{T,t}^2 = \sigma_R^2 + \sigma_{L,t}^2 = \overline{\epsilon^{2l,r,t}} + \overline{x_{l,t}^2} \quad (6)$$

In this study, 18 General Circulation Models (GCMs) are selected using a specific criterion (Table S1 in the ESM):

- (i) If an institute has released several models (or model versions), only the model having the largest number of realizations is selected.
- (ii) A maximum of realizations are included to better estimate natural variability. However, in order to represent each model equally, each realization is weighted accordingly by a factor of $1/R_l$.

Data for each model and each realization are first regridded to the CCSM4 model grid ($1.25^\circ \times 0.9375^\circ$). Indicators are then computed in each grid cell and averaged over the selected region for each realization before carrying out multi-model means and percentiles.

Different sets of temperature observations and reanalysis are analyzed to evaluate the current and historical climate reproduced by GCMs: HadCRUT v4.4.0 (CRUTEM4 and HadSST3, 1850–2015, Morice et al. 2012), NOAAGlobalTemp v4.0.0 (GHCN v3.3 and ERSST v4.0, 1880–2015, Vose et al. 2012), GISTEMP (GHCN v3.3, ERSST v4.0 and SCAR, 1880–2015, Hansen et al. 2010) and ERA20C (1900–2010, Poli et al. 2013).

3 Evolution in the warming rate

3.1 Global description

As expected, the global evolution of the warming rate ΔT_{20} (Eq. 1) shows contrasting behaviors across RCPs (Fig. 1a). Historical simulations exhibit a rather small rate ($<0.2\text{K}/20\text{y}$, equivalent to $<0.1\text{K}$ per decade) until the mid-twentieth century with an ensemble oscillation corresponding mainly to the effect of natural and anthropogenic forcing (Estrada et al. 2013). Recent evolution shows an important increase since the 1960s, resulting in a warming rate of $0.4\text{K}/20\text{y}$ simulated at the end of the historical period (consistent with Ji et al. 2014).

RCP2.6 is the only pathway for which the warming rate reaches its maximum in near future and returns to typical values of the pre-industrial period. Indeed, the strong mitigation policies allow the warming rate to fall below the current 90 % confidence interval of the simulated natural variability very quickly. Then, all realizations ($<95\text{th}$ percentile) will fall below this interval by 2046 and will return to values in the range of the pre-industrial

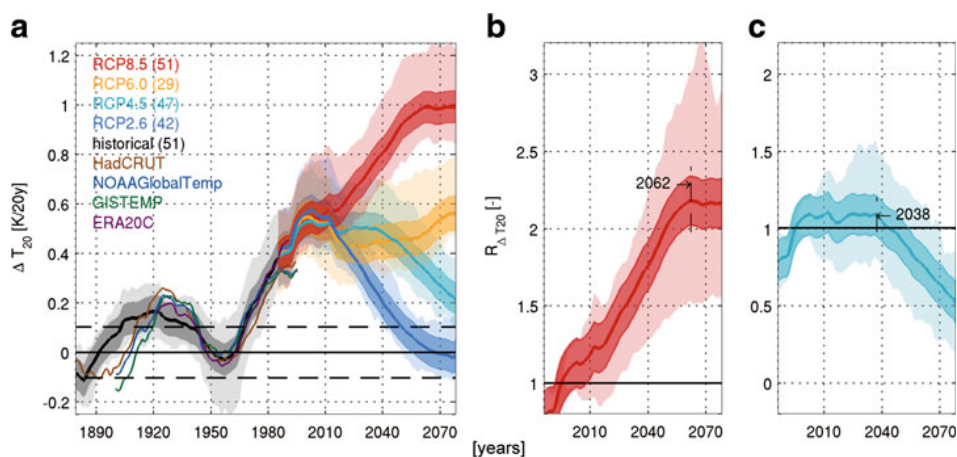


Fig. 1 Global evolution of the multi-model mean of (a) the warming rate ΔT_{20} for the historical period and all RCPs, and (b, c) the 1995-ratio of the warming rate $R_{\Delta T_{20}}$ under RCP8.5 and RCP4.5, respectively. The number of realizations is given in parentheses. Observation and reanalysis values of ΔT_{20} are represented in different colors. The horizontal *dashed lines* correspond to the upper and lower limit of the 90 % confidence interval of the multi-model mean internal variability of pre-industrial conditions (Comment S2 in the ESM). *Dark envelopes* correspond to the 90 % confidence interval of the natural variability, and *light envelopes* represent the 90 % confidence interval of the total variability. The multi-model mean value of $R_{\Delta T_{20}}$ reaches its maximum in 2062 under the RCP8.5 scenario, and starts to decrease in 2038 under the RCP4.5 scenario



internal variability by 2079. Intermediate pathways have similar ΔT_{20} values as the current period until the mid-twenty-first century, implying a further temperature rise at a rate similar to recent decades. In the second part of the century, the warming rate under RCP4.5 decreases significantly to about 0.2 K/20 y by 2080, although it is not until 2078 that 95 % of the models simulate a warming rate smaller than the rate for the current period. The warming rate under RCP6.0 remains relatively constant until the end of the century. In contrast, RCP8.5 shows a substantial increase in ΔT_{20} over the entire century. We show that all realizations exceed the current 90 % confidence interval by 2037, and even half of them before 2020. This increase results in a warming rate of around 1 K/20 y at the end of the century (Table 1 and Comment S2 in the ESM for further information on thresholds).

The global evolution of the multi-model mean $R_{\Delta T_{20}}$ (Eq. 2) is represented in Fig. 1b and c under RCP8.5 and RCP4.5, respectively, to better evaluate the amplitude of the change in ΔT_{20} compared to the current period. Under RCP8.5, our approach shows that the increase in ΔT_{20} leads at least to its doubling (2.17 [1.56; 2.87], using a 90 %-confidence interval through the entire text) by 2080 compared with the present. A stable phase is reached from about 2062 onwards in the multi-model mean evolution, which conceals extrema in individual realizations occurring at different times (2068 [2059, 2074]). This maximum corresponds to a decrease in the rate of change of radiative forcing (ΔF_{20} , similarly defined as ΔT_{20} in Figure S2 in the ESM). Under RCP4.5, the significant decrease in the multi-model mean evolution of ΔT_{20} from around 2038 results in a reduction by half (0.49 [0.24; 0.84]) by 2080 compared with the present. The inter-model spread of the warming rate (Fig. 1a) is significantly correlated with the equilibrium climate sensitivity (ECS) and with the transient climate response (TCR) of GCMs during the entire century, which is consistent with Smith et al. (2015). As a result, the inter-model spread of our indicator $R_{\Delta T_{20}}$ is independent of the ECS and the TCR of GCMs (Figure S1 in the ESM) and dominates the natural variability (Fig. 1b and c).

The evolution of ΔT_{20} shows similar amplitudes in the simulations and in the three observational datasets during much of the historical period. However, a systematic lead occurs before 1950. It may be caused by internal variability, model errors, errors in natural forcing

Table 1 Percentiles of years when ΔT_{20} exceeds of (\uparrow -sign) or falls below (\downarrow -sign) the 90 % confidence interval of the natural variability in the present day (threshold T1), when it returns within the 90 % confidence interval of the internal variability typical of the pre-industrial period (threshold T2), when it reaches its maximum value (MAX), and when $\Theta_{\alpha\sigma}$ returns to negligible values (i.e. under 2 % of land surfaces, threshold T3)

		RCP2.6		RCP4.5		RCP8.5		
		Median	95th pc	Median	95th pc	5th pc	Median	95th pc
ΔT_{20}	T1	2021 \downarrow	2046 \downarrow	2051 \downarrow	2078 \downarrow		2020 \uparrow	2037 \uparrow
	T2	2054	2079	n.a.	n.a.		n.a.	n.a.
	MAX					2059	2068	2074
	Maximum value of $R_{\Delta T_{20}}$					1.62	2.31	3.28
$\Theta_{1\sigma}$	T3	2053	2078	>2080	>2080			
$\Theta_{1.5\sigma}$		2037	2055	2070	2080			
$\Theta_{2\sigma}$		2024	2038	2042	2073			

See Comment S2 in the ESM for further explanation on how these percentiles are identified.

Climatic Change

or errors in spatial interpolation of observations. The role of natural forcing is emphasized by the strong link between the evolution of ΔT_{20} and the evolution of ΔF_{20} for the 51 selected realizations (Forster et al. 2013, Figures S2-S3-S4 in the ESM). However, a cooler initial state of the ocean, not included in GCMs, may also play a role (McGregor et al. 2015). Nevertheless, the multi-model mean evolution of ΔT_{20} is in better agreement with the observations over the second half of the twentieth century, despite the fact that a few GCMs underestimate the 1960-drop (consistent with Smith et al. 2015). Most recent observations are at the lower boundary of the 90 % confidence interval of the simulated rate, consistent with the recent climate “hiatus”. Moreover, the simulated ΔT_{20} agrees quite well with the reanalysis dataset from 1950 onwards. The projections of ΔT_{20} selected here are therefore sufficiently robust to study the pace of future climate change, despite the over-estimation in the current period.

3.2 Latitudinal variations

We divide the latitudinal range into six bands of 30 degrees each to characterize latitudinal differences in the evolution of ΔT_{20} . It has already been demonstrated by all our GCMs (Fig. 2a) that the northern high-latitudes (NHL) experience the greatest warming rate

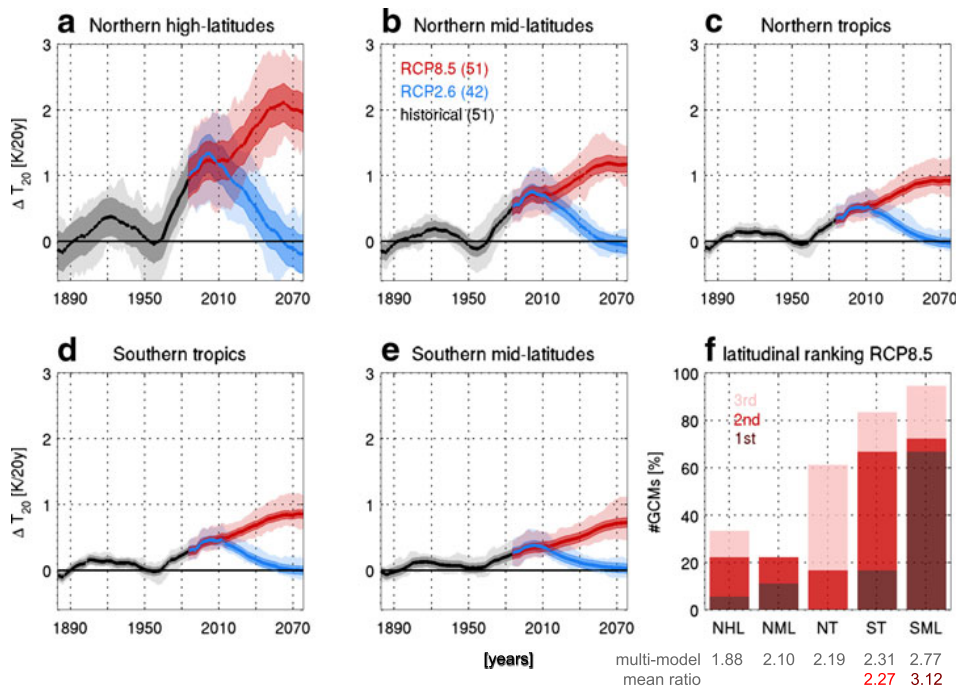


Fig. 2 Multi-model mean evolution of the warming rate ΔT_{20} for the historical period, RCP2.6 and RCP8.5 in different latitudinal bands: **a** northern high-latitudes, **b** northern mid-latitudes, **c** northern tropics, **d** southern tropics, and **e** southern mid-latitudes. *Dark envelopes* correspond to the 90 % confidence interval of the natural variability, and *light envelopes* represent the 90 % confidence interval of the total variability. **f** Fraction of GCMs giving each latitudinal band the first (*dark red*), the second (*red*) and the third (*light red*) largest $R_{\Delta T_{20}}$ in 2080, among all the bands, under the RCP8.5 scenario. Multi-model mean values of $R_{\Delta T_{20}}(2080)$ are specified per band on the bottom of the figure. Colored values correspond to multi-model mean values, taking into account only GCMs that ranked the related band to the first (*dark red*) and second (*red*) largest ratio



over the entire century. But different regions experience a greater increase in ΔT_{20} , starting from the current period (i.e. a greater $R_{\Delta T_{20}}$). For each GCM, the different latitudinal bands are ranked according to $R_{\Delta T_{20}}$ in 2080. For each band, Fig. 2f gives the fraction of GCMs showing the first, second and third largest $R_{\Delta T_{20}}$ among all the bands. The southern high-latitudes (SHL) are here left out because of their non-significant warming rate relative to the inter-model spread (similar to Smith et al. 2015). This diagnostic highlights that, according to two-thirds of the GCMs, the southern mid-latitudes (SML) experience the largest increase in warming rate starting from the current period to at least three times higher by 2080 (3.12 on average, last histogram bar on Fig. 2f), despite experiencing the lowest rates among all the latitude bands.

Under RCP8.5, the NHL band has the highest warming rate over the twenty-first century among all the latitude bands. A peak in the warming rate occurs in 2056 [2049; 2068], and decreases slightly thereafter. The polar warming amplification—mainly due to albedo feedbacks—explains such a strong warming rate (Manabe et al. 1990; Collins et al. 2013). The evolution of ΔT_{20} in these latitudes significantly follows ΔF_{20} almost without any lag (Figure S2 in the ESM). As we move southward, the warming rate is smaller and the maximum is reached later. This hemispheric asymmetry corresponds to the large thermal inertia of the southern hemisphere due to the predominance of oceans, leading to latitudinal differences in the climate response to a radiative forcing. Indeed, when moving the reference period 20 years earlier in NHL, the multi-model mean of $R_{\Delta T_{20}}$ reaches almost 4 (not shown). The largest $R_{\Delta T_{20}}$ occurring in SML thus indicates that a significant part of the warming acceleration that has already taken place in NHL has not yet occurred in SML.

4 Effects on spatiotemporal temperature distributions

4.1 Evolution of extremely warm years on land areas

Multi-model mean values of $\Theta_{\alpha\sigma}$ (Eq. 3) are represented in Fig. 3 for all RCPs and different α -values. The global evolution of this indicator is similar to what is displayed for ΔT_{20} , i.e. a strong increase under RCP8.5, relatively similar values over the twenty-first century under RCP6.0, an important decrease during the second half of the century under RCP4.5, and a rapid return to negligible values under RCP2.6.

Under RCP8.5, the maximum extent of EWY occurs around 2060. In that year, 41 % [33 %; 54 %] of global land surfaces will indeed experience ΔT_{20} values exceeding twice the recent year-to-year standard deviation. In other words, an EWY that will have a one in fifty chance of occurring during 2041–2060, will become quite common (i.e. with a one in two chance) during 2061–2080. In contrast, the 1995-extent is 9 % [3 %; 14 %]. This leads to an increase of at least a factor 4 in the affected area, and is a major consequence of the strong increase simulated in the warming rate.

However, under strong mitigation pathways, we show that the maximum extent of EWY is quickly reached. The affected areas will radically shrink and virtually disappear in some cases due to a decrease in the warming rate. For instance, $\Theta_{2\sigma}$ values will drop below the threshold of 2 % of land surfaces within the coming decades, and will fall under this limit in half of the selected realizations before 2024 under RCP2.6, and before 2042 under RCP4.5 (Table 1).

Climatic Change

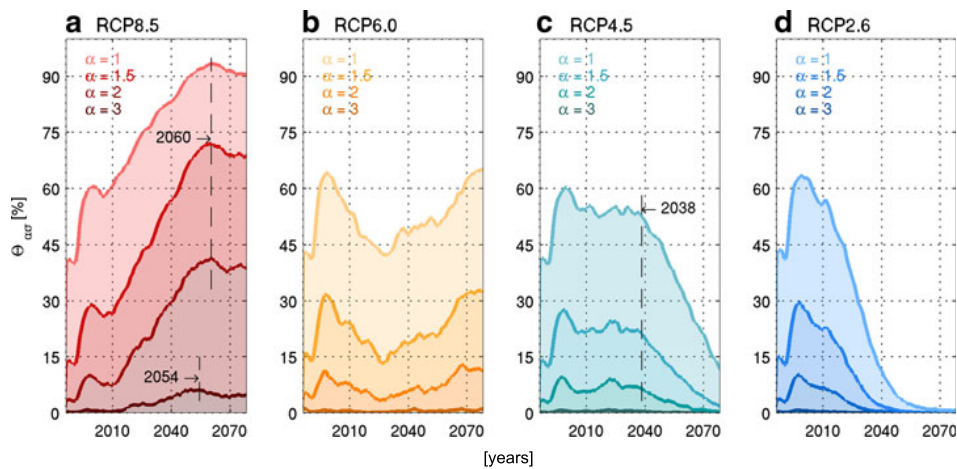


Fig. 3 Multi-model mean evolution of the spatial extent of extremely warm years $\Theta_{\alpha\sigma}$ for different α values under the **a** RCP8.5, **b** RCP6.0, **c** RCP4.5 and **d** RCP2.6 scenarios. Under the RCP8.5 scenario, the multi-model mean value of $\Theta_{\alpha\sigma}$ reaches its maximum in 2060 for $\alpha = 1; 1.5; 2$ and in 2054 for $\alpha = 3$. Under the RCP4.5 scenario, the multi-model mean value of $\Theta_{\alpha\sigma}$ starts to decrease in 2038

4.2 Identification of hotspots

We consider the geographical distribution of the spatial extent of EWY under RCP8.5 in 2060, found to be the maximum year for $\alpha = 1, 1.5$ and 2 . Figure 4e depicts the multi-model mean ratio of the warming rate (difference in temperature from 2041–2060 to 2061–2080) to the corresponding recent year-to-year standard deviation (2041–2060) in each grid cell. According to this definition, throughout 2061–2080, at least one year out of two will be warmer than the EWY above the 98th (99th) percentile in 2041–2060 in yellow (red) areas. The largest values of this EWY indicator occur in the tropics due to a low year-to-year variability, consistent with previous studies on the time of emergence of climate signals (e.g. Mahlstein et al. 2011; Hawkins and Sutton 2012). However, our indicator provides additional information by showing how fast the climatology of the previous 20 years will be outdated after signals emerge from the current variability. Despite their large temperature variability, the EWYs of the upper NHL (75–90N) also exhibit a strong spatial extent, whereas northern mid-latitudinal land surfaces exhibit smaller values.

Regional differences are displayed in four regions (defined by Seneviratne et al. 2012, and shown by the boxed regions in Fig. 4e). Each region possesses a maximum in $\Theta_{\alpha\sigma}$ around 2060 (Fig. 4a–d). By that time, 80 % [75 %; 98 %] of West African and 75 % [59 %; 95 %] of South-East Asian land surfaces will experience 2σ -shifts in annual temperature distributions, which is about three times more than in the current period. The Arctic will reach a maximum of 58 % [35 %; 76 %], whereas European land surfaces tend to be less affected (maximum of 18 % [2 %; 32 %]). A similar evolution is displayed for DJF and JJA temperature (Figure S6 in the ESM). The extent is reduced compared to annual averages because of larger year-to-year variability, but globally remains larger in JJA than in DJF.

4.3 Population exposure

The evolution of the fraction of the population exposed to EWYs above the 98th percentile, $\Pi_{2\sigma}$ (Eq. 4), is represented in Fig. 5. In the current period, 9 % of land surfaces experience



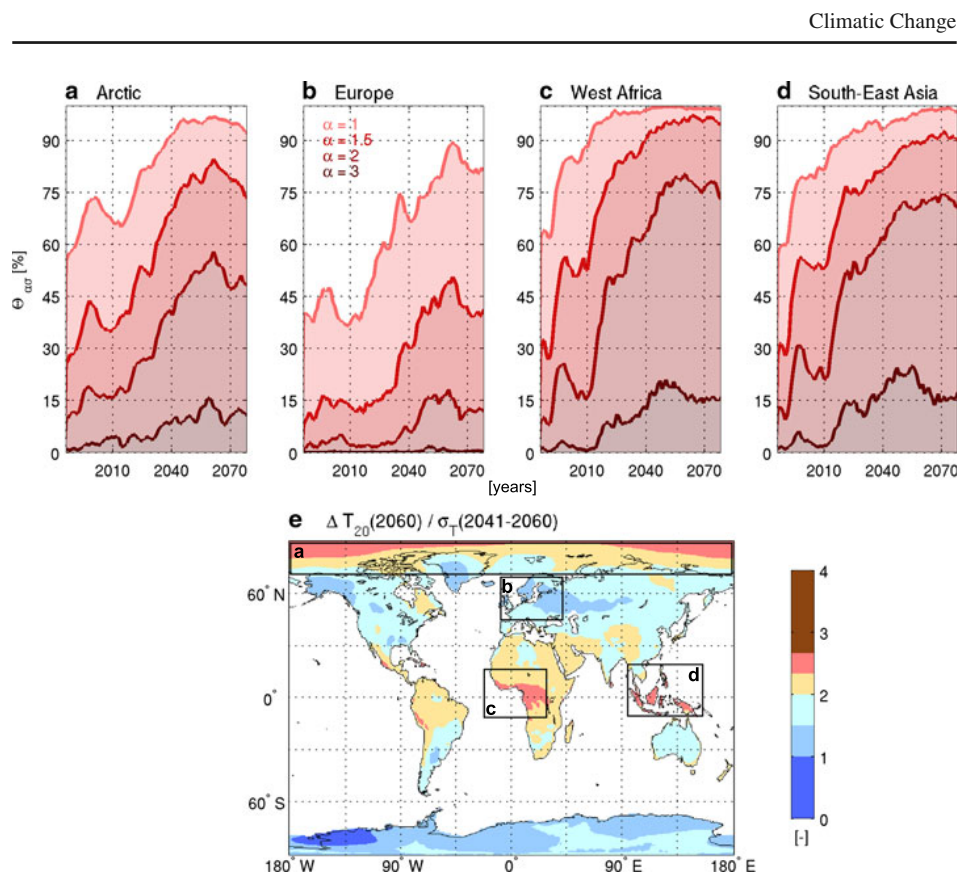


Fig. 4 Multi-model mean evolution of the spatial extent of extremely warm years $\Theta_{\alpha\sigma}$ for different α -values under RCP8.5 on **a** Arctic ocean and Arctic land surfaces, **b** European, **c** West African and **d** South-East Asian land surfaces. **e** Multi-model mean ratio of warming from 2041–2060 to 2061–2080 against the corresponding recent year-to-year standard deviation (2041–2060) in each grid cell, i.e. $\Delta T_{20}(2060) / \sigma_T(2041-2060)$. It corresponds to a multi-model mean spatial distribution of $\Theta_{\alpha\sigma}$ in 2060. *Black boxes* indicate key regions on which **a**, **b**, **c** and **d** are focused

at least a 2σ -shift in the temperature distribution, corresponding to 8 % [2 %; 10 %] of the world population (here, using a 90 % confidence interval from the climate variability only). Under RCP2.6, this fraction tends to rapidly decrease. By 2037, all realizations project that the exposed population will represent less than 0.5 % of the world population. RCP4.5 exhibits a similar behavior, but slightly delayed. An increase in the exposed population is displayed under RCP6.0 up to 19 % [5 %; 35 %] during the second half of the century.

The RCP8.5 experiment looks dramatically different regarding this indicator. After following other RCPs until around 2010, the fraction of the population exposed to EWYs starts to increase significantly. Two billion people will be affected by 2σ -shifts in the temperature distribution in 2029, 4 billion in 2040, and as much as 6 billion in 2062, according to multi-model mean values. From then onwards, 6 out of 10 people [3.8; 8.4] will be exposed to frequent EWYs relative to the recent year-to-year variability. As previously described, these people will mostly be gathered in tropical areas, which are often considered the most vulnerable. Considering the risk related to climate change by combining population growth scenarios with the pace of change highlights one of the strong benefits of avoiding the RCP8.5 pathway.

Climatic Change

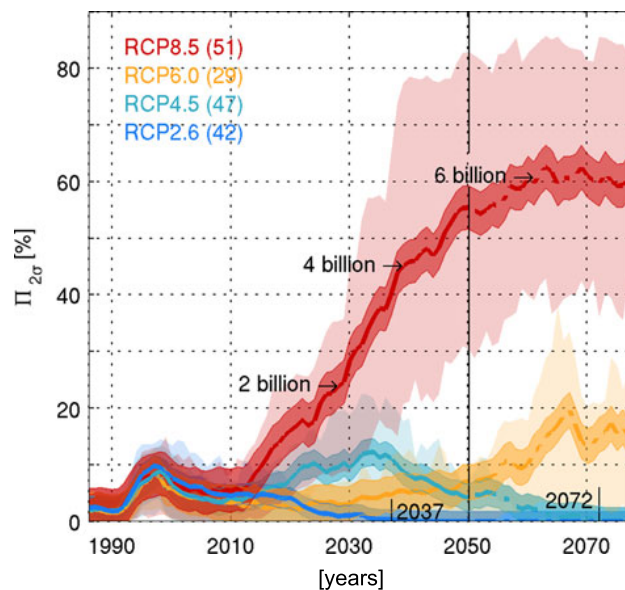


Fig. 5 Multi-model mean evolution of the fraction of the population exposed to extremely warm years $\Pi_{\alpha\sigma}$ for $\alpha = 2$. The population of each country follows the average UN projections until 2050, and evolves with the 2041–2050 rate until 2080. The number of realizations is given in parentheses. *Dark envelopes* correspond to the 90 % confidence interval of the natural variability of the climate system, and *light envelopes* represent the 90 % confidence interval of the total variability from climate projections. By 2037 (2072), all realizations (<95th percentile) project that the exposed population will represent less than 0.5 % of the world population under the RCP2.6 (RCP4.5) scenario

When the population is fixed at 1995-values until 2080 or when smaller or larger shifts are considered, $\Pi_{\alpha\sigma}$ is modified in comparison with Fig. 5, but the strong gap between RCP8.5 and other RCPs is preserved (Figures S7 and S8 in the ESM).

5 Main conclusions and implications

The strongest emission pathway (RCP8.5) induces a continuous increase of our indicators over the entire century, despite stabilization from 2060 onwards. Global warming will be twice as fast compared to current warming, and even three times as fast in southern mid-latitudes. This hemispheric asymmetry is due to the delayed response of the southern hemisphere to radiative forcing. Although tropical temperature rise is smaller than the global temperature rise over the century, the spatial extent of significant shifts in temperature distributions reaches its highest values in West Africa and South-East Asia. Indeed, from mid-century for most tropical land surfaces, at least one year in two of the succeeding 20-year period is expected to be extreme, relative to the previous 20-year period. We also show that the world population exposed to these shifts relative to a running baseline will grow by 5.5 billion people from 8 % exposed today, leading to a fraction of about 60 % in the future. Without any intensive mitigation measures to avoid such a potentially hazardous pathway, the strong increase displayed in the pace of temperature change may require more intensive and continuous adaptive measures. Our indicators indicate the climate change we



have to face over the next 20 years, even if we are already adapted to the climatology of the previous two decades. While changing the value of n for a larger period, main conclusions are not modified.

Mitigation pathways highlight substantial dissimilarities compared to RCP8.5. Low mitigation measures (RCP6.0) are sufficient to keep the warming rate similar to current values, i.e. a regular increase in the surface air temperature. With strong mitigation measures (RCP4.5 and RCP2.6), a negligible fraction of the land surfaces and of the world population might be exposed to important changes in the temperature distribution by the end of the century. According to these results, it might be easier for ecosystems and societies to adapt themselves. Among the four pathways, only RCP2.6 generates a return to similar values as in the historical period for all our indicators related to the pace of temperature change. These conclusions highlight the advantage of strong mitigation measures even more.

A lot of factors may influence the human experience of climate change (e.g. Lammer et al. 2012). Since this study describes changes from one 20-year period to the next, it could be a good starting point to more concretely represent what future generations might experience. The memory of climate and weather events is indeed often limited to an average generation (Garnier 2010). The comparison of two successive temperature distributions can also give insights about how changes are “perceived” (Hansen et al. 2012). In this sense, the increasing fractions of land surfaces and the world population exposed to a high occurrence of extremely warm years relative to the recent variability might influence how climate change is considered. This alternative approach can thus be relevant when considering personal experience, reflection and awareness-raising in the general public (e.g. Spence et al. 2012). It brings new perspectives for evaluating human reactions to future changes (Hallegatte 2008; de Elía et al. 2014), leading to implementation of adaptive measures (e.g. Jones et al. 2014). Therefore, considering the pace of climate change with a 20-year running baseline is complementary to the usual fixed-baseline approach, and reveals strong implications for impact and adaptation analyses.

Adaptation measures are designed to reduce risks linked to climate change. However, risk depends on climate hazards, vulnerability and exposure (IPCC 2014). Interpretation of our indicators for adaptation must be carefully considered, since they mainly focus on climate hazards and give insights on the population exposure, but do not deal with vulnerability. Moreover, this analysis does not focus on tipping points that can have serious implications on how we may need to adapt (e.g. Drijfhout et al. 2015). Research on the impacts of the pace of changes is strongly sought, and should take into account vulnerability of societies and ecosystems.

Acknowledgments We acknowledge the World Climate Research Programme’s Working Group on Coupled Modeling, which is in charge of the fifth Coupled Model Intercomparison Project, and we thank the climate modeling groups for producing and making available their model output. To analyze the CMIP5 data, this study benefited from the IPSL Prodiguer-Ciclad facility which is supported by CNRS, UPMC, and Labex L-IPSL, which is funded by the ANR (Grant #ANR-10-LABX-0018) and by the European FP7 IS-ENES2 project (Grant #312979). We especially thank S. Denvil and J. Raciarek for supervising data fetching. We also warmly acknowledge R. Knutti at ETH Zürich, C. Nangini at LSCE-IPSL and L. Terray at CERFACS for their comments and useful advice on our work. This study was accomplished as part of a PhD thesis funded by the French Alternative Energies and Atomic Energy Commission (CEA) and the French Ministry of Defense (DGA). We thus acknowledge both organizations for making this work possible.

References

- Collins M et al (2013) Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility. In: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press
- Dawson TP, Jackson ST, House JI, Prentice IC, Mace GM (2011) Beyond predictions: biodiversity conservation in a changing climate. *Science* 332(6025):53–58
- de Elía R, Biner S, Frigon A, Côté H (2014) Timescales associated with climate change and their relevance in adaptation strategies. *Clim Change* 126(1–2):93–106
- Drijfhout S, Bathiany S, Beaulieu C, Brovkin V, Claussen M, Huntingford C, Scheffer M, Sgubin G, Swingedouw D (2015) Catalogue of abrupt shifts in intergovernmental panel on climate change climate models. *Proc Natl Acad Sci* 112(43):E5777–E5786
- Estrada F, Perron P, Martinez-Lopez B (2013) Statistically derived contributions of diverse human influences to twentieth-century temperature changes. *Nat Geosci* 6:1050–1055
- Flato G et al (2013) Evaluation of climate models. In: *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press
- Forster PM, Andrews T, Good P, Gregory JM, Jackson LS, Zelinka M (2013) Evaluating adjusted forcing and model spread for historical and future scenarios in the CMIP5 generation of climate models. *J Geophys Res Atmos* 118(3):1139–1150
- Garnier E (2010) Les dérangements du temps, 500 ans de chaud et froids en Europe. Plon
- Hallegatte S (2008) A note on including climate change adaptation in an international scheme. *IDDDRI - Idées pour le débat* 18:1–15
- Hansen J, Ruedy R, Sato M, Lo K (2010) Global surface temperature change. *Rev Geophys* 48(4):RG4004
- Hansen J, Sato M, Ruedy R (2012) Perception of climate change. *Proc Natl Acad Sci* 109(37):2415–2423
- Hartmann DL et al (2013) Observations: atmosphere and surface. In: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press
- Hawkins E, Sutton R (2009) The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bull Am Meteorol Soc* 90:1095–1107
- Hawkins E, Sutton R (2011) The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Clim Dyn* 37(1–2):407–418
- Hawkins E, Sutton R (2012) Time of emergence of climate signals. *Geophys Res Lett* 39(1):L01702
- IPCC (2014) Summary for policymakers. In: *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, pp 1–32
- Ji F, Zhaohua W, Jianping H, Chassignet EP (2014) Evolution of land surface air temperature trend. *Nat Clim Chang* 4(6):462–466
- Jones RN et al (2014) Foundations for decision making. In: *Climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, pp 195–228
- Klein RJT et al (2014) Adaptation opportunities, constraints, and limits. In: *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, pp 899–943
- Lammel A, Dugas E, Guillen Gutierrez E (2012) L'apport de la psychologie cognitive à l'étude de l'adaptation aux changements climatiques : la notion de vulnérabilité cognitive. *VertigO* 12(1)
- Liebmann B, Dole RM, Jones C, Bladé I, Allured D (2010) Influence of choice of time period on global surface temperature trend estimates. *Bull Am Meteorol Soc* 91(11):1485–1491
- Mahlstein I, Knutti R, Solomon S, Portmann RW (2011) Early onset of significant local warming in low latitude countries. *Environ Res Lett* 6:034009
- Manabe S, Bryan K, Spelman MJ (1990) Transient response of a global ocean-atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon dioxide. *J Phys Oceanogr* 20(5):722–749
- Masson-Delmotte V et al (2013) Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press
- McGregor HV et al (2015) Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era. *Nat Geosci*



Climatic Change

- Meinshausen M, Smith S, Calvin K, Daniel J, Kainuma M, Lamarque JF, Matsumoto K, Montzka S, Raper S, Riahi K, Thomson A, Velders G, van Vuuren D (2011) The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim Change* 109(1–2):213–241
- Morice CP, Kennedy JJ, Rayner NA, Jones PD (2012) Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 data set. *J Geophys Res Atmos* 117(D8):D08101
- O'Neill BC, Oppenheimer M (2004) Climate change impacts are sensitive to the concentration stabilization path. *Proc Natl Acad Sci* 101(47):16411–16416
- Poli P, Hersbach H, Tan D, Dee D, Thépaut JN, Simmons A, Peubey C, Laloyaux P, Komori T, Berrisford P, Dragani R, Trémolet Y, Holm E, Bonavita M, Isaksen L, Fisher M (2013) The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C). ERA Report Series (14)
- Seneviratne SI et al (2012), Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of working groups I and II of the intergovernmental panel on climate change (IPCC)*. Cambridge University Press
- Settele J et al (2014) Terrestrial and inland water systems. In: *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp 195–228
- Smith SJ, Edmonds J, Hartin CA, Mundra A, Calvin K (2015) Near-term acceleration in the rate of temperature change. *Nat Clim Chang* 5:333–336
- Spence A, Poortinga W, Pidgeon N (2012) The psychological distance of climate change. *Risk Anal* 32(6):957–972
- Street R, Jacob D, Parry M, Runge T, Scott J (2015) A European research and innovation Roadmap for Climate Services. European Commission
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2011) An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc* 93(4):485–498
- Van Vuuren DP et al (2011) The representative concentration pathways: an overview. *Clim Change* 109(1–2):5–31
- Vose RS et al (2012) NOAA's merged land-ocean surface temperature analysis. *Bull Am Meteorol Soc* 93:1677–1685

Electronic Supplementary Material

Investigating the pace of temperature change and its implications over the twenty-first century

Yann Chavaillaz^{1*}, Sylvie Joussaume¹, Amaury Dehecq^{1,2}, Pascale Braconnot¹,
and Robert Vautard¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France

²Laboratoire LISTIC, Université Savoie Mont Blanc, Polytech Annecy-Chambéry, 74944 Annecy-le-Vieux Cedex, France

*CORRESPONDING AUTHOR: yann.chavaillaz@lsce.ipsl.fr



Supplementary Table

	<i>Experiment:</i> historical RCP2.6 RCP4.5 RCP6.0 RCP8.5						
Number of realizations per model							
<i>CMIP5 GCMs:</i>	<i>ECS [K]:</i>	<i>TCR [K]:</i>					
HadGEM2-ES	4.6	2.5	4	4	4	4	
FGOALS-s2	4.2	2.4	3	1	3	1	
BNU-ESM	4.1	2.6	1	1	1	0	
IPSL-CM5A-LR	4.1	2.0	4	4	4	1	
CSIRO-Mk3.6.0	4.1	1.8	9	9	9	9	
GFDL-CM3	4.0	2.0	1	1	1	1	
ACCESS1-0	3.8	2.0	1	0	1	0	
CanESM2	3.7	2.4	5	5	5	0	
MPI-ESM-LR	3.6	2.0	3	3	3	0	
CNRM-CM5	3.3	2.1	5	1	1	0	
CCSM4	2.9	1.8	6	6	6	6	
bcc-csm1-1	2.8	1.7	1	1	1	1	
Nor-ESM1-M	2.8	1.4	1	1	1	1	
MIROC5	2.7	1.5	3	3	3	3	
MRI-CGCM3	2.6	1.6	1	1	1	1	
GISS-E2-R	2.1	1.5	1	1	1	1	
INM-CM4	2.1	1.3	1	0	1	0	
CMCC-CM	n.a.	n.a.	1	0	1	0	
			51	42	47	29	51

Supplementary Table S1: Equilibrium climate sensitivity (ECS), transient climate response (TCR) and number of realizations selected per model and experiment. See Flato et al. (2013) for model characteristics and references.

Supplementary Comment S1: Additivity conditions of natural and inter-model variability

Indicators are computed with L models including R_l realizations, resulting in $\sum_{l=1:L} R_l$ realizations. Raw prediction X for each model l , realization r and year t can be written as:

$$X_{l,r,t} = x_t + x'_{l,t} + \varepsilon_{l,r,t} \quad (1)$$

where x_t is the multi-model mean value, $x'_{l,t}$ is the difference between x_t and the multi-realization mean value of each model and $\varepsilon_{l,r,t}$ is the difference between the multi-realization mean value of

the considered model and $X_{l,r,t}$.

Within the scope of this work, we consider two hypotheses:

H1 The *inter-model* spread and the *natural* variability are two independent processes, which is true as a first approximation and is an assumption of this analysis.

H2 The multi-realization mean $\overline{\varepsilon_{l,r,t}^r}$ of $\varepsilon_{l,r,t}$ for each model l and each time t equals zero, which is true by definition of the multi-realization mean.

The natural variability $\sigma_{R,l}^2$ for each model l is defined as the temporal variance of $\varepsilon_{l,r,t}$. It is time- and realization-independent for each model. The multi-model mean σ_R^2 of $\sigma_{R,l}^2$ is computed in accordance with an equal weight among all models. The inter-model spread $\sigma_{L,t}^2$ is estimated from the variance between multi-realization mean values of each model at each time step and is thus time dependent. The total variance of the indicator is computed using equation (1), and corresponds to a weighted sample variance that gives an equal weight to each GCM in the calculation:

$$\begin{aligned}\sigma_{T,t}^2 &= \text{Var}_{l,r}(X_{l,r,t}) \\ &= \frac{1}{L} \sum_l \sum_r [w_{l,r} \cdot (X_{l,r,t} - x_t)^2] \\ &\stackrel{(1)}{=} \frac{1}{L} \sum_l \sum_r [w_{l,r} \cdot (x_{l,t}^2 + 2x_{l,t}' \cdot \varepsilon_{l,r,t} + \varepsilon_{l,r,t}^2)] \\ &= \overline{x_{l,t}^2} + 2 \cdot \overline{x_{l,t}' \cdot \varepsilon_{l,r,t}} + \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2} \\ &\stackrel{(H2)}{=} \overline{x_{l,t}^2} + \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2}\end{aligned}\quad (2)$$

with the weight of each realization $w_{l,r} = \frac{1/R_l}{\sum_l \sum_r 1/R_l}$ and the weighted multi-model mean $\overline{\cdot}^{l,r}$.

The inter-model spread $\sigma_{L,t}^2$ and the natural variability σ_R^2 can be written in the same way:

$$\begin{aligned}\sigma_{L,t}^2 &= \text{Var}_l(x_t + x_{l,t}') \\ &= \frac{1}{L} \sum_l (x_t + x_{l,t}' - x_t)^2 \\ &= \overline{x_{l,t}^2}\end{aligned}\quad (3)$$

$$\begin{aligned}\sigma_R^2 &= \frac{1}{L} \sum_l \sum_r [w_{l,r} \cdot \text{Var}_{r,t}(\varepsilon_{l,r,t})] \\ &= \frac{1}{L} \sum_l \sum_r [w_{l,r} \cdot (\varepsilon_{l,r,t} - \overline{\varepsilon_{l,r,t}^r})^2] \\ &= \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2 - 2\varepsilon_{l,r,t} \cdot \overline{\varepsilon_{l,r,t}^r} + (\overline{\varepsilon_{l,r,t}^r})^2} \\ &\stackrel{(H2)}{=} \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2}\end{aligned}\quad (4)$$

The total variance is the sum of both natural variability and inter-model spread:

$$\sigma_{T,t}^2 = \sigma_R^2 + \sigma_{L,t}^2 \quad (5)$$

The additivity of σ_R^2 and $\sigma_{L,t}^2$ is thus the direct consequence of the way we constructed the decomposition of each source of uncertainty and is illustrated in Figures 1, 2, 5, S7 and S8.



Supplementary Comment S2: Definition of thresholds and internal variability of the climate system

Pre-industrial control simulations (PI-Control) have been conducted in the framework of the CMIP5 experiment for each GCM. These simulations describe the state of the climate system over hundreds of years, considering non-varying atmospheric composition and solar irradiance, allowing us to study the internal variability of the climate system. The 90% confidence intervals of the internal variability illustrated in Figures 1a and S4 are computed using the PI-Control experiment. For each GCM, a 100-year period is randomly selected, for which ΔT_{20} annual values are computed. The upper and lower limits of the 90% confidence interval of the internal variability are estimated as follows for each model l :

$$I_{l,90\%}(\text{PI}) = [-1.65 \cdot \sigma_{l,\Delta T_{20}}; +1.65 \cdot \sigma_{l,\Delta T_{20}}] \quad (6)$$

where $\sigma_{l,\Delta T_{20}}$ is the standard deviation of the warming rate in a 100-year period of the PI-control experiment. The multi-model mean of these lower and upper limits $\bar{I}_{90\%}(\text{PI})$ are illustrated in Figure 1a.

Definition of thresholds (Table 1 in the main text):

- A realization crosses the threshold T1 (i.e. passing above or below the 90% confidence interval of the natural variability in the present day) a year later than the last occurrence of

$$|\Delta T_{20,l,r} - \Delta T_{20,l,r}(1995)| \leq 1.65 \cdot \sigma_R \quad (7)$$

with σ_R defined as the standard deviation of the natural variability in Comment S1.

- For each realization of each model, the threshold T2 (i.e. return within the 90% confidence interval of the internal variability typical of the pre-industrial period) is exceeded a year later than the last occurrence of

$$\Delta T_{20,l,r} \geq 1.65 \cdot \bar{\sigma}_{\Delta T_{20}} \quad (8)$$

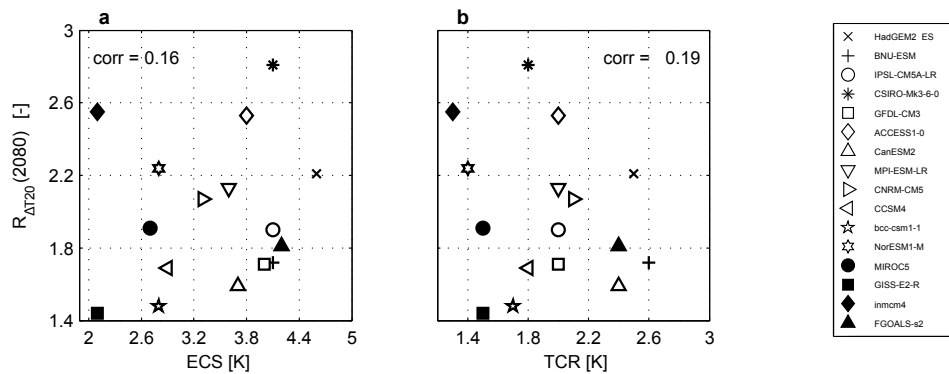
- The threshold T3 (i.e. return to negligible values) is crossed a year later than the last occurrence of

$$\Theta_{\alpha\sigma,l,r} \geq 2\% \quad (9)$$

Supplementary Figures

a- Relation between the warming rate, the equilibrium climate sensitivity and the transient climate response

The inter-model spread of the warming rate (i.e. in Figure 1a) is significantly correlated with the equilibrium climate sensitivity (ECS) and with the transient climate response (TCR) over the twenty-first century. The higher the sensitivity, the larger the warming rate. In 1995 and in 2080 for instance, ΔT_{20} values are correlated with ECS (correlation coefficients of 0.64 and 0.96, respectively) and with TCR (0.72 and 0.77). This dependence of the warming rate on ECS and TCR implies an independence of their ratio $R_{\Delta T_{20}}(2080)$ as confirmed in Figure S1.



Supplementary Figure S1: Values of the 1995-ratio of the warming rate $R_{\Delta T_{20}}$ in 2080 for RCP8.5 as a function of (a) the equilibrium climate sensitivity, (b) the transient climate response. Correlation coefficients are specified for each plot.

b- The rate of change of radiative forcing

Supplementary Figure S2: Go to Figure 3.10 of the thesis manuscript. Multi-model mean of the rate of change of radiative forcing ΔF_{20} on the global scale similarly defined as the warming rate ΔT_{20} for the effective radiative forcing (aerosols, ozone, carbon dioxide, all other greenhouse gases and land use). The number of GCMs is given in parentheses. Envelopes correspond to the 90% confidence interval of the inter-model spread. Values are extracted from energy budget diagnostics from the CMIP5 experiment (Forster et al., 2013).



Supplementary Figure S3: Go to Figure 3.11 of the thesis manuscript. Evolution of the rate of change of radiative forcing ΔF_{20} on the global scale from each GCM. Bold lines correspond to multi-realization averages of each GCM. Light lines illustrate the multi-model mean of ΔF_{20} and thus are the same in each graph. Values are extracted from energy budget diagnostics from the CMIP5 experiment (Forster et al., 2013). Aerosols, ozone, carbon dioxide, all other greenhouse gases and land use are included in the calculation of this effective radiative forcing.

Supplementary Figure S4: Go to Figure 3.12 of the thesis manuscript. Evolution of the warming rate ΔT_{20} on the global scale from each GCM. The number of realizations is given in parentheses. Envelopes correspond to the minimum-maximum range across all realizations. Brown, dark blue, and dark green curves illustrate ΔT_{20} values from HadCRUT4 v4.4.0 (Morice et al., 2012), NOAA GlobalTemp v4.0.0 (Vose et al., 1992) and GISTEMP (Hansen et al., 2010) observation datasets until 1995. The purple curve gives values from the ERA20C reanalysis dataset (Poli et al., 2013). Observations and reanalysis curves thus are the same for each graph. The horizontal dashed lines correspond to the upper and lower limit of the 90% confidence interval of the internal variability of the climate system for each GCM (see Comment S2).

c- Interpretation of the $\Theta_{\alpha\sigma}$ indicator

Supplementary Figure S5: Go to Figure 3.3 of the thesis manuscript. Interpretation of $\Theta_{\alpha\sigma}$ indicator. In order to better characterize the pace of temperature change, annual temperature distributions of the subsequent and previous twenty years are compared for each year. We defined this indicator as the spatial extent of extremely warm years $\Theta_{\alpha\sigma}$. It represents the evolution of the land fraction where ΔT_{20} exceeds a times the year-to-year variability σ of the first twenty years. This figure illustrates how the indicator can be interpreted if we consider that the two consecutive distributions follow approximately the same Gaussian law in every grid cell. If $\Delta T_{20} \geq \sigma$, a year warmer than the 83rd percentile over the previous twenty years will have at least a one in two chance of occurring in each of the twenty upcoming years. The same statement is applicable for $\Delta T_{20} \geq 2\sigma$ (3σ) with the 98th (99.87th) percentile. The specific focus on 2.33σ and 2.68σ is made on Figure 4e in the main text because of their symbolic representation of the 99th and 99.5th percentile.

d- Seasonal analysis of significant shifts in the temperature distribution

Supplementary Figure S6: Go to Figure 3.17 of the thesis manuscript. Multi-model mean evolution of the spatial extent of extremely warm (A) DJF and (B) JJA seasons $\Theta_{\alpha\sigma}$ for different α -values under RCP8.5 on (a) Arctic ocean and Arctic land surfaces, (b) European, (c) West African and (d) South-East Asian land surfaces. (e) Multi-model mean ratio of warming from 2041–2060 to 2061–2080 against the corresponding recent year-to-year standard deviation (2041–2060) in each grid cell, i.e. $\Delta T_{20}(2060)/\sigma_{2041-2060}$, which corresponds to a multi-model mean spatial distribution of $\Theta_{\alpha\sigma}$ in 2060.

e- Additional elements on the population exposure to significant shifts

Supplementary Figure S7: Go to Figure 3.19 of the thesis manuscript. Multi-model mean evolution of the fraction of the population exposed to extremely warm years $\Pi_{\alpha\sigma}$ for $\alpha = 2$. The population of each country is fixed to 1995-values. The number of realizations is given in parentheses. Dark envelopes correspond to the 90% confidence interval of the natural variability, of the climate system and light envelopes represent the 90% confidence interval of the total variability from climate projections.

Supplementary Figure S8: Go to Figure 3.20 of the thesis manuscript. Multi-model mean evolution of the fraction of the population exposed to extremely warm years $\Pi_{\alpha\sigma}$ for (a) $\alpha = 1$, (b) $\alpha = 2$ and (c) $\alpha = 3$. The population of each country follows the average UN projections until 2050, and evolves with the 2041–2050 rate until 2080. The number of realizations is given in parentheses. Dark envelopes correspond to the 90% confidence interval of the natural variability of the climate system, and light envelopes represent the 90% confidence interval of the total variability from climate projections.



3.4 Éléments complémentaires sur la rapidité du réchauffement

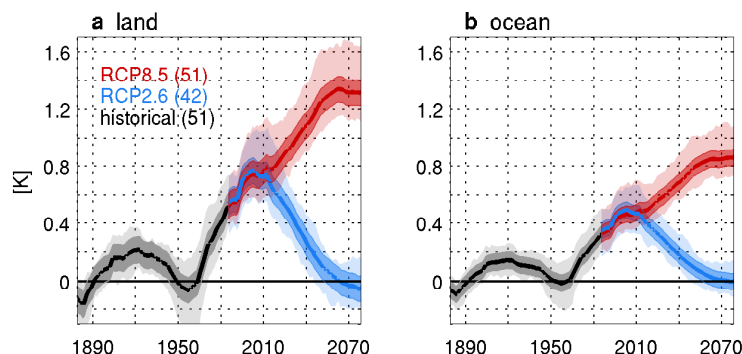
Suite aux résultats de l'article présenté dans la section précédente, quelques points de développement supplémentaires peuvent être décrits ici en ce qui concerne la vitesse de réchauffement ΔT_{20} et de son augmentation au cours du siècle $R_{\Delta T_{20}}$. Il s'agit de donner davantage d'informations sur la structure spatiale des deux indicateurs, sur la relation de la vitesse de réchauffement avec le forçage radiatif, sur sa sensibilité à un changement de la durée de la référence glissante et sur les modes de variabilité interne mis en valeur dans certaines réalisations individuelles.

3.4.1 Contraste entre les continents et les océans

La Figure 3.1 montre un réchauffement plus marqué sur les zones continentales que sur les océans. La vitesse de réchauffement pourrait donc être sensible à cette distinction qui n'a pas encore été faite jusque là. Seule une comparaison par bande de latitudes a été explicitée.

La Figure 3.6 montre l'évolution de ΔT_{20} sur les continents et les océans pour la période historique et pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5. À première vue, l'évolution paraît similaire à celle de la moyenne globale (Figure 1a de l'article de la Section 3.3). Pourtant, les amplitudes de la vitesse sont sensiblement différentes. Pour l'année de référence actuelle (i.e. 1995), la moyenne globale de ΔT_{20} atteint environ 0.5K par 20 ans, alors qu'elle atteint 0.4K par 20 ans sur les océans et 0.7K sur les continents. Cette distinction continue selon le RCP8.5 pour atteindre 0.85K et 1.3K par 20 ans respectivement sur les océans et les continents (facteur d'environ 1.5 entre les continents et les océans cohérent avec Collins *et al.*, 2013). Le retour à une vitesse négligeable à la fin du 21^{ème} siècle selon le RCP2.6 est tout autant valable qu'en moyenne globale.

Figure 3.6 : Évolution de la vitesse de réchauffement ΔT_{20} en moyenne (a) sur les continents et (b) sur les océans. La moyenne multi-modèle est représentée pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle et les enveloppes claires celui de la variabilité totale.



Selon le RCP8.5, le doublement de la vitesse globale d'ici la fin du siècle est également bien reproduit. Sur les surfaces continentales, la valeur de $R_{\Delta T_{20}}$ en 2080 est de 2.09 [1.56,2.88] (selon un intervalle de confiance de 90%). Sur les

océans, elle est de 2.24 [1.64,3.32]. L'évolution de la vitesse globale du réchauffement est donc sensiblement la même si les continents et les océans sont considérés séparément. Comme les impacts potentiels de l'évolution de ΔT_{20} seront expérimentés principalement sur les continents (i.e. où la population vit), son amplitude plus importante risque d'en accentuer les conséquences.

L'augmentation de la vitesse n'a pas une structure spatiale uniforme. Comme vu dans l'article, elle est de plus en plus forte lorsque l'on parcourt les bandes de latitudes du Nord vers le Sud, avec un triplement de ΔT_{20} entre la période actuelle et la fin du siècle dans les moyennes latitudes Sud (SML) (Figure 2f de la Section 3.3). La Figure 3.7 met bien en avant cette dissymétrie sur toute la surface du globe, mais quelques variations longitudinales sont tout de même à relever. Comme expliqué dans l'article de la Section 3.3 et vu dans l'étude de Smith *et al.* (2015), les hautes latitudes Sud (SHL) n'ont pas été considérées en raison d'une forte dispersion inter-modèle, et ce malgré une forte augmentation de vitesse.

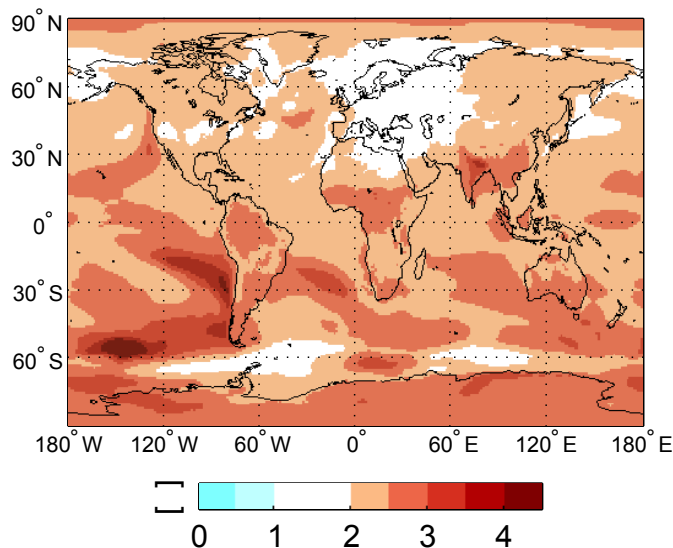


Figure 3.7 : Représentation spatiale de $R_{\Delta T_{20}}$ en 2080 en moyenne multi-modèle selon le RCP8.5.

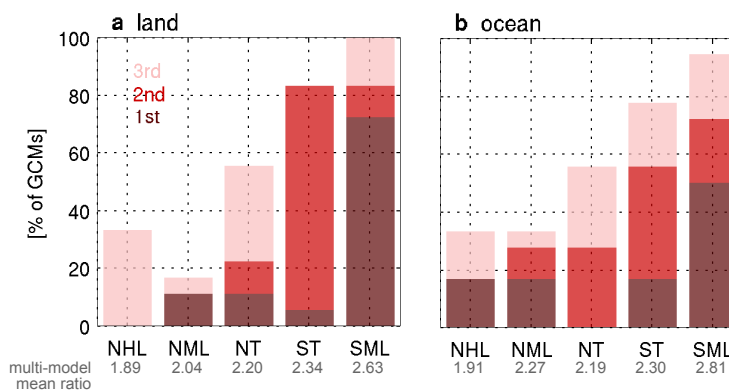
Dans les moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord (NML), la très grande partie des continents américains et asiatiques projettent une vitesse au moins deux fois plus rapide à la fin du siècle, alors que la plus grande partie de l'Europe semble subir une accélération moins forte, excepté dans la Péninsule ibérique et l'ouest de la France. Dans les tropiques Nord (NT), le doublement de la vitesse (2.19 en moyenne multi-modèle) est fortement influencé par des régions comme l'Afrique ou l'Inde où un quadruplement de la vitesse est même simulé par endroits. Dans l'Hémisphère Sud, les continents semblent subir une augmentation de la vitesse d'un facteur 2 minimum et pouvant dépasser 3 selon la longitude. De fortes disparités sont par contre visibles sur les océans ; des pics atteignant 5 sont simulés au large de la côte ouest de l'Amérique du Sud, alors que l'Océan Austral semble expérimenter des minima inférieurs à 2.

La grande variabilité spatiale de $R_{\Delta T_{20}}$ au-dessus des océans ne remet pas en cause le classement des bandes de latitudes donnant la plus grande accélération dans les moyennes latitudes Sud (SML). La Figure 3.8 montre ce classement en



séparant les surfaces continentales d'une part et les océans de l'autre. Dans les deux cas, les plus grandes accélérations sont attribuées aux SML et aux tropiques Sud (ST). Les moyennes multi-modèles de $R_{\Delta T_{20}}(2080)$ ne sont d'ailleurs pas significativement modifiées en passant des surfaces continentales aux océans. Le classement est même plus unanime au-dessus des continents sur lesquels 13 GCMs sur 18 projettent la plus grande accélération dans les SML. Les 5 autres GCMs classent les SML en deuxième ou troisième position.

Figure 3.8 : Proportion des modèles donnant à chaque bande de latitudes la première (en rouge foncé), la deuxième (en rouge) et la troisième place (en rouge clair) en termes d'amplitude de $R_{\Delta T_{20}}$ en 2080 selon le scénario RCP8.5 en moyenne (a) sur les continents et (b) sur les océans. Les moyennes multi-modèles de $R_{\Delta T_{20}}(2080)$ sont données pour chaque bande de latitudes.



Malgré une plus grande variabilité spatiale au-dessus des océans, les conclusions de l'article de la Section 3.3 sur l'augmentation de la vitesse de réchauffement ne perdent pas en pertinence lorsque les continents et les océans sont analysés séparément. Le classement plus net des bandes de latitude au-dessus des continents (Figure 3.8a) fait ressortir d'autant plus la forte accélération attendue sur les surfaces continentales des SML en l'absence de mesures d'atténuation des changements (i.e. Patagonie, Afrique du Sud, Sud de l'Australie et Nouvelle-Zélande).

3.4.2 Liens avec le forçage radiatif

L'évolution de la température globale est directement liée au forçage radiatif imposé. La vitesse globale de réchauffement semble aussi être une réponse directe à l'évolution du forçage. La vitesse de changement du forçage radiatif F peut être définie de la même façon que la vitesse de réchauffement :

$$\Delta F_{20}(t) = \langle F \rangle_{t,t+20} - \langle F \rangle_{t-20,t} \quad (3.5)$$

Elle est alors exprimée en Watts par mètres carrés par 20 ans.

Le forçage radiatif imposé et associé aux scénarios RCP peut être fractionné en plusieurs composantes, chacune d'entre elles correspondant au forçage d'un paramètre en particulier (Figure 1.18). L'évolution de ΔF_{20} pour le forçage radiatif imposé par les GES, par les aérosols et par les deux en même temps est représentée sur la Figure 3.9. Les périodes pendant lesquelles la vitesse de réchauffement paraît constante selon le RCP8.5 (i.e. autour de 2010 et 2070, Figure 1a de l'article de la Section 3.3) se retrouvent dans la vitesse de changement du forçage radiatif

total. Ces épisodes sont principalement influencés par l'évolution du forçage des GES, qui présentent une avance d'environ 10 ans sur la vitesse de réchauffement (cohérent avec Ricke et Caldeira, 2014). Le maximum de ΔF_{20} atteint durant la deuxième moitié du 21^{ème} siècle peut s'expliquer par le point d'inflexion nécessaire à la stabilisation du forçage d'ici à 2300 (Meinshausen *et al.*, 2011). Par contre, l'origine du saut constaté aux alentours des années 2010 est difficile à identifier. Comme dit dans la Section 1.3.1, les émissions de GES dans la paramétrisation des RCPs et de la simulation historique sont débiaisées selon les données d'observation disponibles pour la période 2000-2005. Ce débiaisage a certainement lissé le passage de la simulation historique aux projections RCP de manière significative. Ce premier saut de ΔF_{20} pourrait être alors expliqué par le manque d'harmonisation de la vitesse de changement du forçage. En plus du débiaisage opéré sur le forçage lui-même, il aurait éventuellement été utile de faire de même pour sa première dérivée. Aucune autre piste n'est considérée à ce sujet pour le moment (communication personnelle de décembre 2015, M. Malte Meinshausen, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Allemagne).

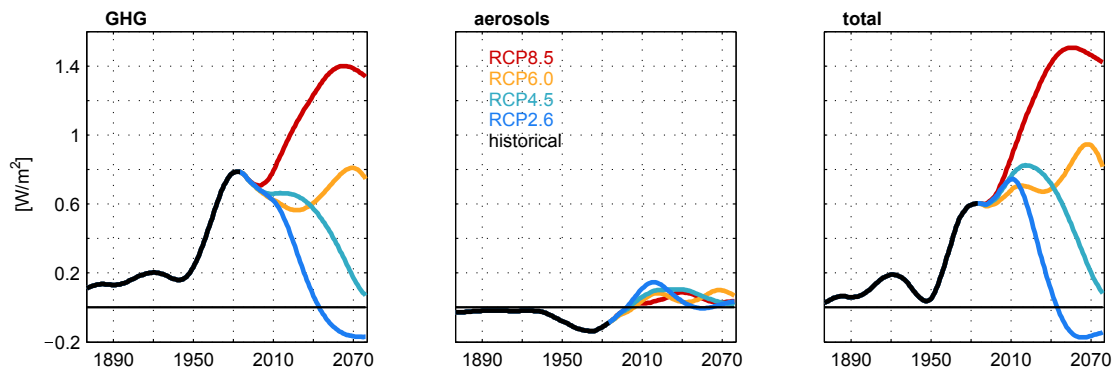


Figure 3.9 : Évolution de la vitesse de changement du forçage radiatif ΔF_{20} à l'échelle globale pour le forçage des GES (gauche), le forçage des aérosols (centre) et le forçage total (droite). Les valeurs proviennent des configurations des différents scénarios RCP dans le cadre du projet CMIP5 (Meinshausen *et al.*, 2011).

Tel que le forçage radiatif est défini, il ne prend pas en compte la réponse à court terme du système climatique (Myhre *et al.*, 2013). Le forçage radiatif effectif (ERF, *effective radiative forcing* en anglais) représente plutôt le changement du flux radiatif descendant au sommet de l'atmosphère, *après* que la température atmosphérique, la vapeur d'eau et les nuages aient eu le temps de s'ajuster *et* avant que la température de l'air à la surface ne soit modifiée. En comparaison avec la notion de forçage radiatif, celle d'ERF inclut le forçage *et* les ajustements rapides en découlant. Chaque modèle s'ajuste à un forçage d'une façon différente en fonction de sa paramétrisation et de sa sensibilité. Forster *et al.* (2013) ont calculé l'évolution du ERF de différents GCMs, dont 16 font partie de l'ensemble sélectionné dans le cadre de cette thèse. Pour chaque scénario, c'est la vitesse de changement du ERF qui est représentée sur la Figure 3.10 en moyenne multi-modèle. L'allure générale de ΔF_{20} entre les valeurs du forçage radiatif et de l'ERF est sensiblement la même et les valeurs du forçage ne varient pas de manière significative. Il existe tout de même quelques différences lorsque l'ERF est décrite modèle par modèle (Figure 3.11). Des modèles comme le FGOALS-s2 ou le GFDL-CM3 présentent



une variabilité multi-décennale forte comparés aux autres. Certains ont un forçage plus faible que la moyenne selon le RCP8.5 (HadGEM2-ES et CSIRO-Mk3-6-0) et d'autres plus fort (MIROC5 et FGOALS-s2).

Pour relier l'évolution de ΔF_{20} de chaque modèle à la vitesse de réchauffement, l'évolution de cette dernière est représentée sur la Figure 3.12 pour chaque GCM. La forme de la courbe d'évolution de ΔT_{20} est bien la conséquence directe de l'évolution de l'ERF avec un temps de réponse d'environ 10 ans, et ce pour chaque modèle. L'ECS joue tout de même un rôle primordial dans l'amplitude de cette réponse. Le modèle HadGEM2-ES donne, par exemple, des valeurs de ΔF_{20} plutôt faibles par rapport à la moyenne multi-modèle (courbe fine sur la Figure 3.11), mais sa forte sensibilité (ECS = 4.6K, Tableau 2.1) lui permet de simuler des valeurs de ΔT_{20} supérieures à la moyenne multi-modèle. Inversement, le modèle MIROC5 donne de grandes valeurs de ΔF_{20} , mais sa faible sensibilité (ECS = 2.7K) résulte en de relativement faibles valeurs de ΔT_{20} . L'amplitude de la vitesse de réchauffement dans les projections climatiques dépend donc à la fois de l'ECS et de l'ERF de chaque modèle sélectionné.

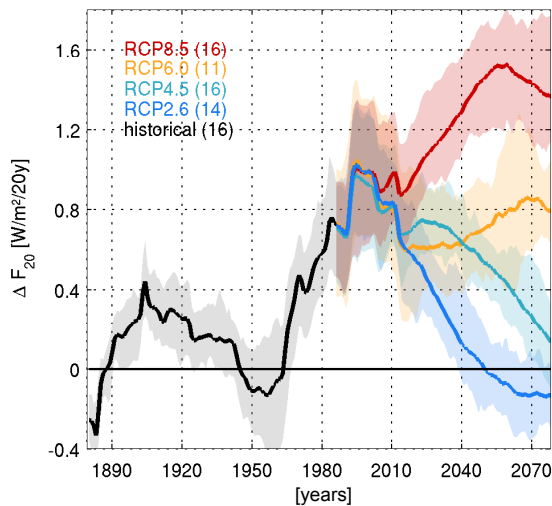


Figure 3.10 : *Figure S2 de l'article de la Section 3.3. Vitesse de changement du forçage radiatif effectif ΔF_{20} à l'échelle globale en moyenne multi-modèle. Sont pris en compte les forçages des aérosols, de l'ozone, du CO_2 , de tous les autres gaz à effet de serre et de l'utilisation des sols. Le nombre de GCMs considérés est donné entre parenthèses. Les enveloppes correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la dispersion inter-modèle. Les valeurs proviennent de diagnostics de bilan énergétique issus du projet CMIP5 (Forster et al., 2013).*

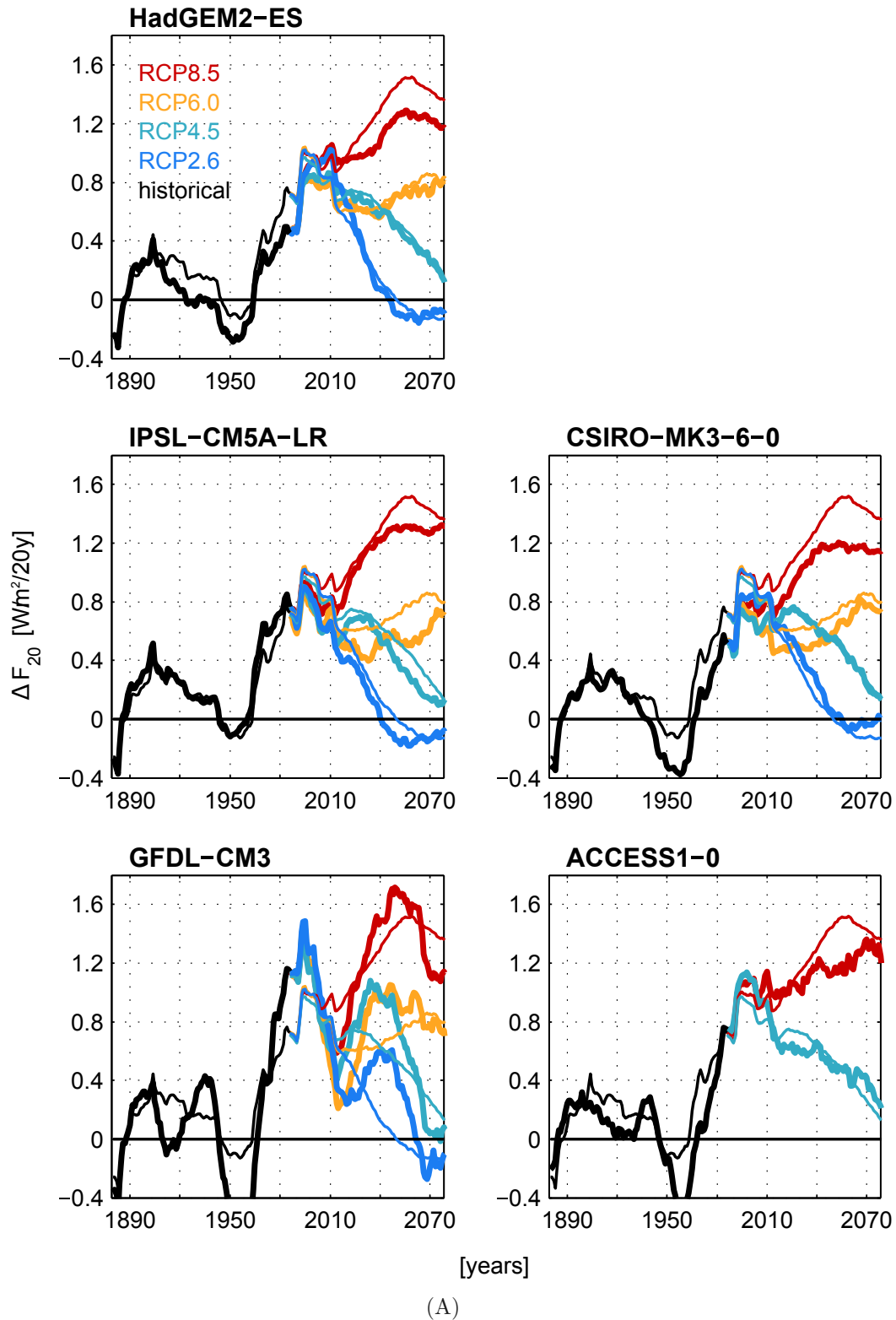
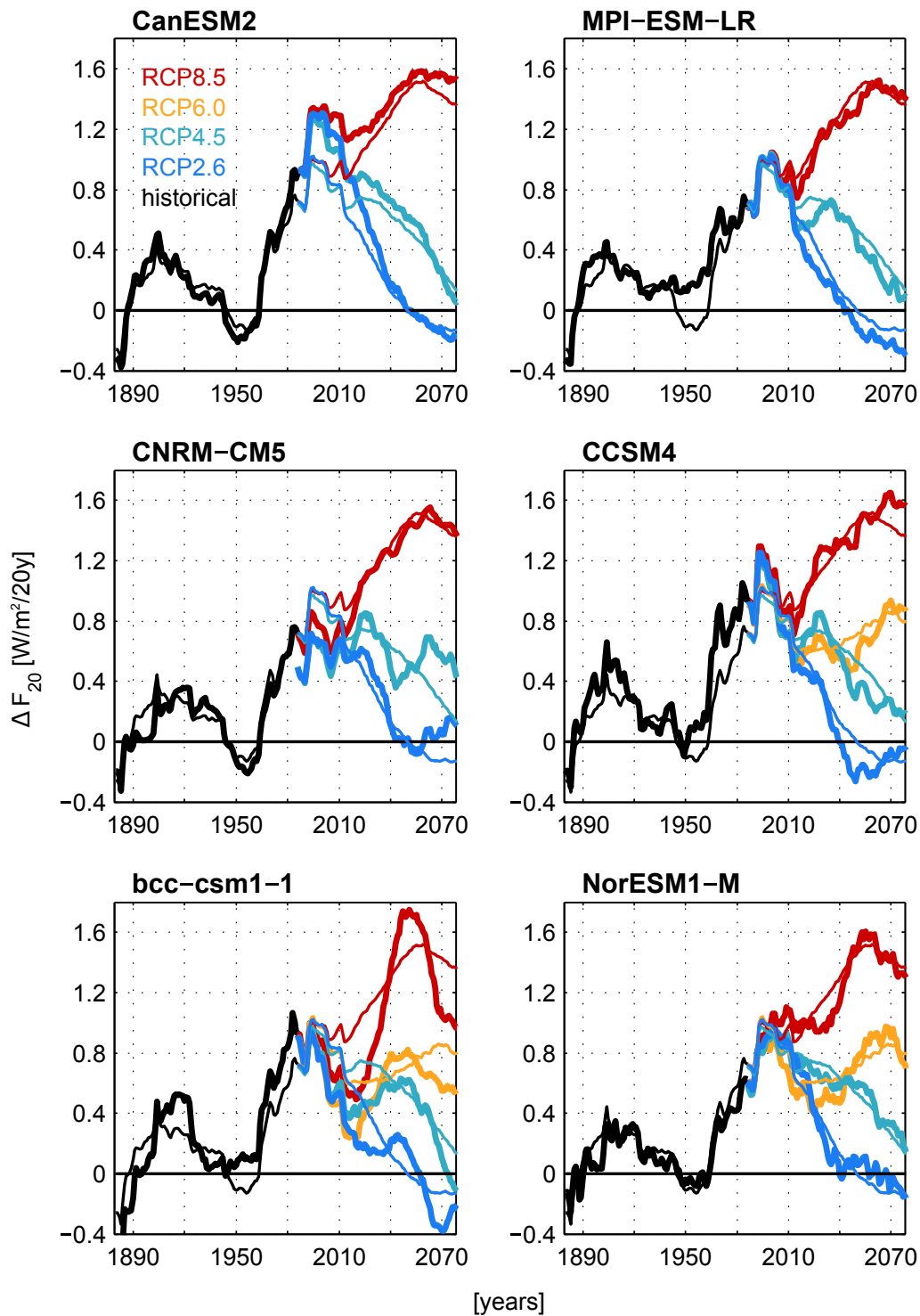


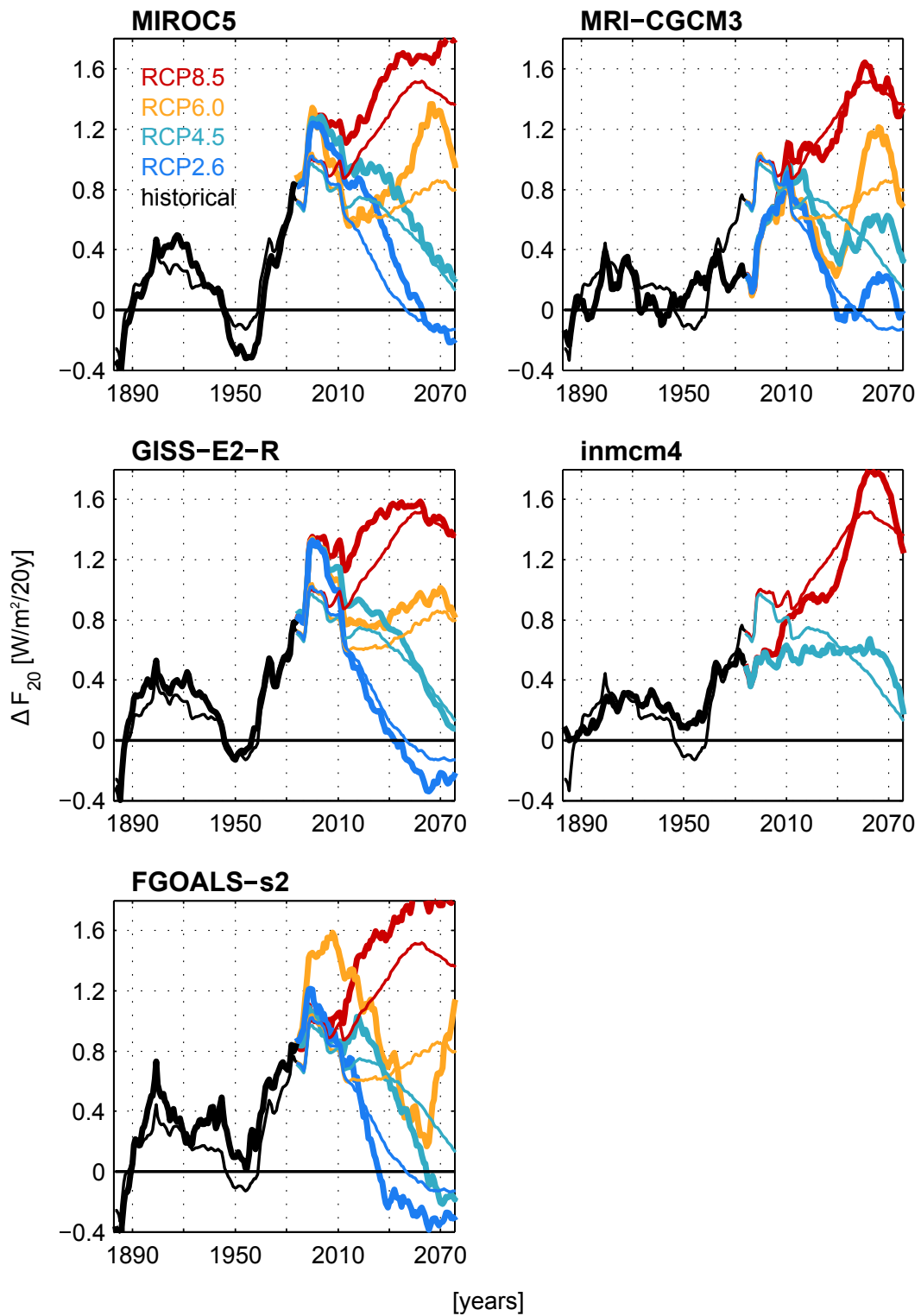
Figure 3.11 : Figure S3 de l'article de la Section 3.3. Vitesse de changement du forçage radiatif effectif ΔF_{20} à l'échelle globale pour chaque GCM. Les courbes épaisses correspondent à la moyenne multi-réalisation de chaque GCM. Les courbes fines représentent la moyenne multi-modèle de ΔF_{20} et sont donc les mêmes sur chaque graphique. Les valeurs proviennent de diagnostics de bilan énergétique issus du projet CMIP5 (Forster et al., 2013).





(B)

Figure 3.11 : suite



(C)

Figure 3.11 : suite



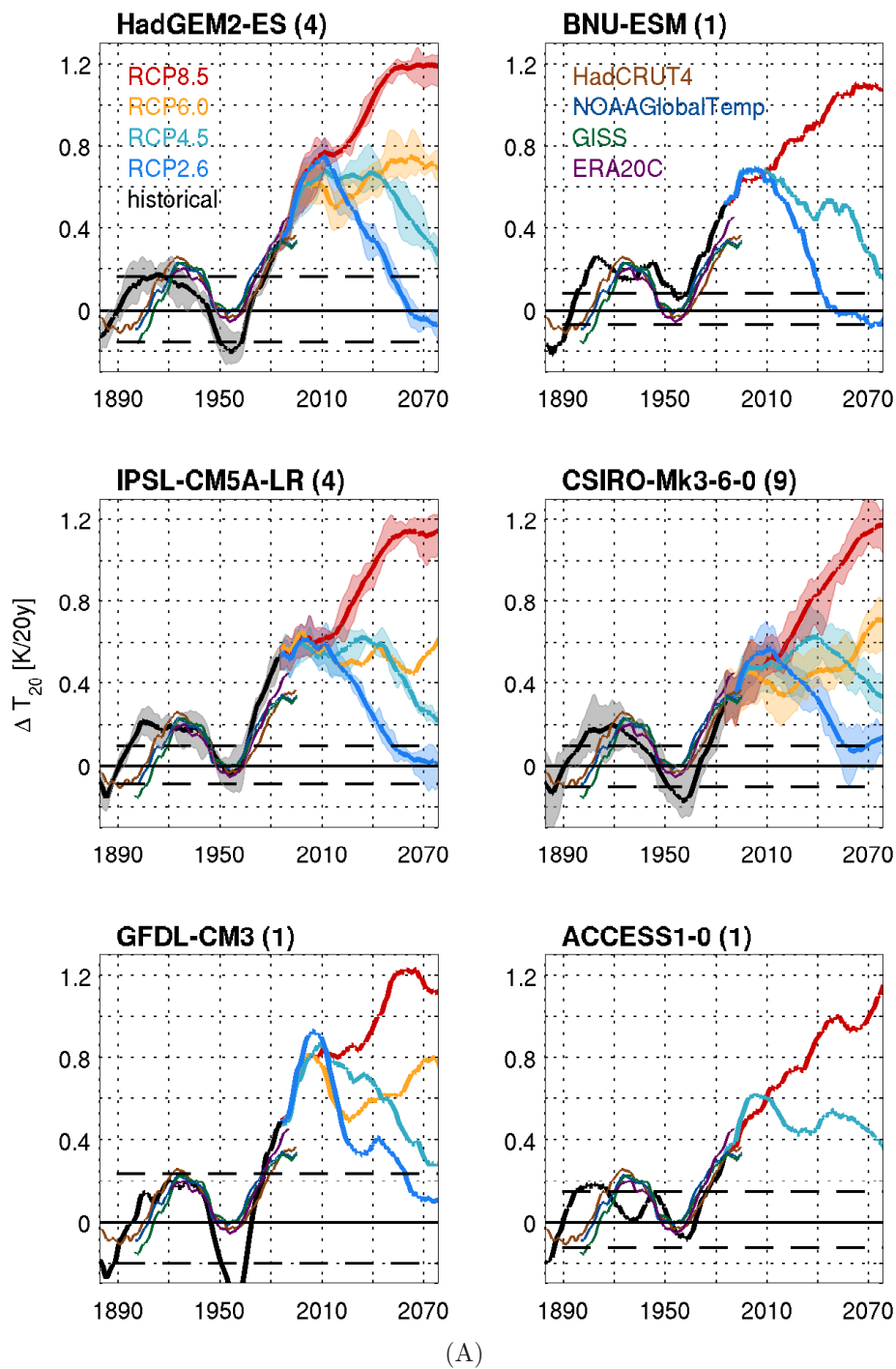


Figure 3.12 : *Figure S4 de l'article de la Section 3.3. Évolution de la vitesse de réchauffement ΔT_{20} à l'échelle globale pour chaque GCM. Le nombre de réalisations est spécifié entre parenthèses. Les enveloppes correspondent à l'intervalle délimité par la valeur minimum et la valeur maximum parmi toutes les réalisations. Les valeurs de ΔT_{20} données par les jeux d'observations HadCRUT4 v4.4.0 (Morice et al., 2012), NOAA GlobalTemp v4.0.0 (Vose et al., 1992) et GISTEMP (Hansen et al., 2010) sont représentées en brun, bleu foncé et vert foncé respectivement jusqu'en 1995. Les valeurs du jeu de réanalyse ERA20C (Poli et al., 2013) sont données en violet. Les lignes discontinues correspondent aux limites inférieure et supérieure de l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne de la simulation de contrôle de chaque GCM.*

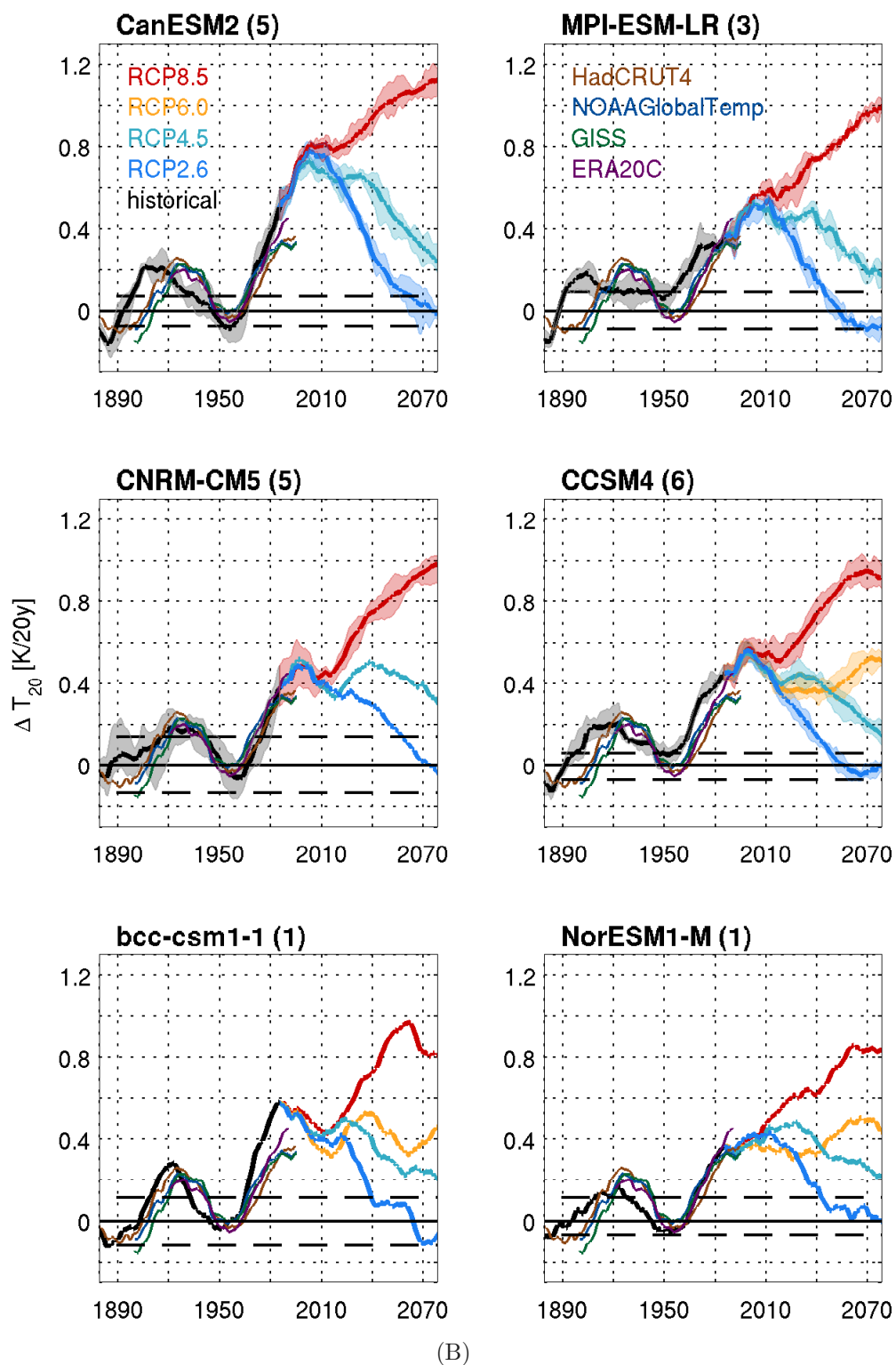


Figure 3.12 : suite



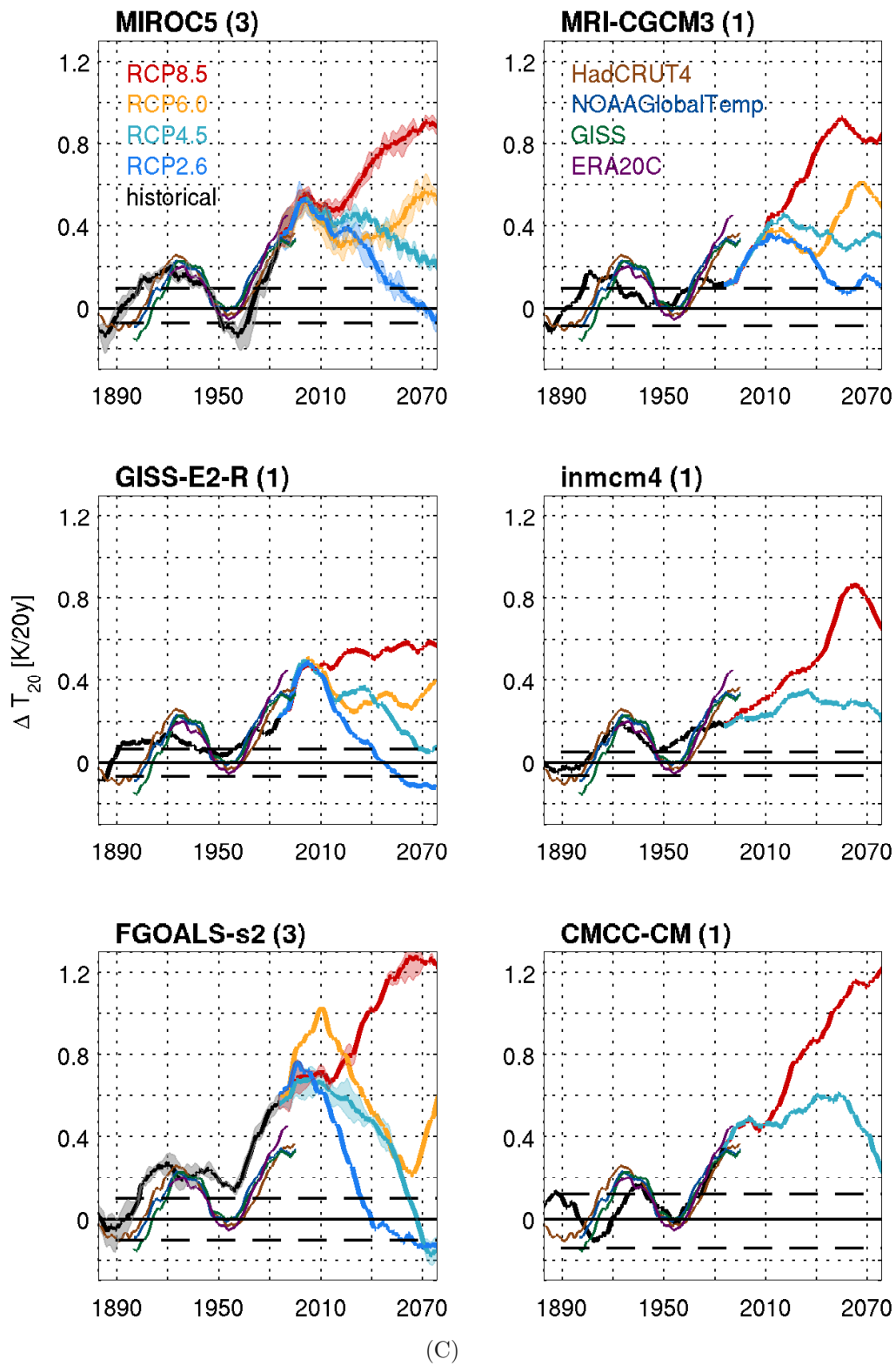


Figure 3.12 : suite

3.4.3 Sensibilité à la durée de la référence glissante

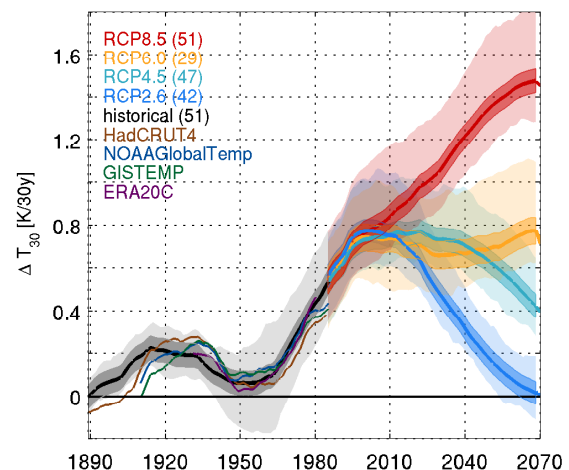
La durée de la période de référence glissante a été arbitrairement choisie à 20 ans pour les raisons décrites dans la Section 2.3.1. Les indicateurs définis dans ce chapitre et, a fortiori, les résultats en découlant dépendent directement de ce choix. Il est alors important d'estimer, même de manière approximative, la sensibilité des résultats à la durée de la période de référence. Tester une période de référence plus courte n'a pas vraiment de sens ici, puisque l'évolution des indicateurs sur de petites échelles de temps tend à être dominée par de la variabilité interne. La comparaison est donc faite avec des échelles de temps plus longues.

On peut alors définir la vitesse de réchauffement par rapport à une période de référence de 30 ans, utilisée dans la définition du climat de l'OMM :

$$\Delta T_{30}(t) = \langle T \rangle_{t,t+30} - \langle T \rangle_{t-30,t} \quad (3.6)$$

Elle est donc exprimée en Kelvin par 30 ans. Son évolution temporelle en moyenne multi-modèle est représentée sur la Figure 3.13 pour chaque scénario RCP.

Figure 3.13 : Évolution globale de la vitesse de réchauffement ΔT_{30} en utilisant une référence glissante de 30 ans pour la période historique et les quatre scénarios RCP en moyenne multi-modèle. Le nombre de réalisations est donné entre parenthèses pour chaque expérience. Les valeurs de ΔT_{30} données par les jeux d'observations et de réanalyse sont représentées en couleurs différentes. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle et les enveloppes claires celui de la variabilité totale.



Du fait de sa définition, les valeurs de ΔT_{30} sont environ 50% plus élevées que celles de ΔT_{20} , en amputant une décennie supplémentaire au début et à la fin de la période étudiée. L'indicateur est alors défini de 1890 à 2070. Comme une période totale de 60 ans (au lieu de 40) est prise en compte pour les valeurs de la vitesse à une année donnée, les tendances générales à long terme sont davantage visibles, alors que les périodes pendant lesquelles la vitesse est plus ou moins constante (i.e. vers 2010 et 2070) sont plus courtes et moins bien identifiées.

Hormis ce lissage général, l'évolution de la vitesse reste très similaire. Une forte augmentation est simulée et observée depuis les années 1950. Son doublement est à nouveau simulé d'ici la fin du siècle selon le scénario RCP8.5, alors qu'un retour à des valeurs négligeables est décrit dans le cas de la mise en place de fortes mesures d'atténuation. L'augmentation de la température est projetée avec un rythme semblable à celui de la période actuelle pour tout le siècle selon le RCP6.0 et un ralentissement de cette augmentation est simulé à partir des années 2040 selon le RCP4.5. En termes de vitesse de réchauffement, le changement de la durée



de la référence n'a donc pas d'influence significative et les conclusions de l'étude ne sont pas modifiées.

Les possibles conséquences sur l'étendue spatiale $\Theta_{\alpha\sigma}$ et le pourcentage de la population exposée $\Pi_{\alpha\sigma}$ à des décalages de distributions de température seraient importantes à étudier, mais ne remettraient pas en cause l'interprétation de l'évolution de ces indicateurs. Une période de référence et une période d'étude plus longues (i.e. deux périodes successives plus longues) occasionneraient des décalages de distribution plus importants. En conséquence directe, les dépassements de seuil seraient plus précoces. Davantage de régions et une fraction de la population plus importante seraient concernés par des décalages significatifs. Par contre, l'évolution temporelle des tendances n'en serait pas affectée : une forte expansion spatiale des décalages significatifs serait projetée sans l'influence de mesures d'atténuation, alors que leur disparition quasi-totale serait simulée d'ici à la fin du siècle dans des scénarios à relativement faibles émissions.

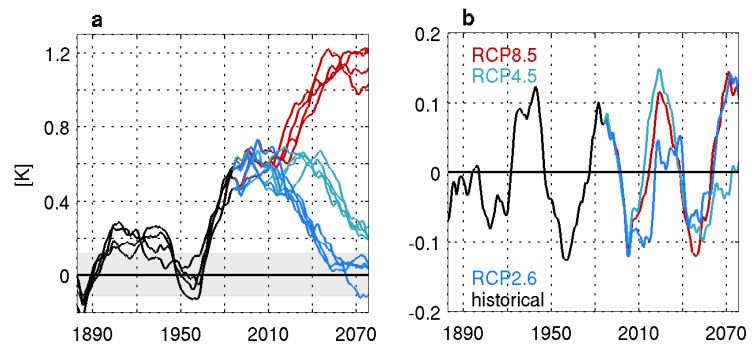
3.4.4 Modes de variabilité dominants

Jusqu'à maintenant dans le cadre de cette thèse, les indicateurs définis ont été analysés avec une approche multi-modèle. Pourtant, l'évolution réelle du système climatique correspond à une seule réalisation. C'est pour cette raison qu'une étude prenant en compte une réalisation à la fois a été entreprise : des seuils ont été définis pour représenter le moment auquel la totalité des réalisations sortent significativement des valeurs actuelles (voir Tableau 1 de l'article de la Section 3.3). En considérant la moyenne multi-modèle, des modes de variabilité liés à des processus internes ne sont tout simplement plus visibles, alors qu'ils peuvent jouer un rôle majeur dans l'évolution de la vitesse des changements et a fortiori dans l'expérience que la population a du changement.

Quelques éléments sont décrits ici concernant ces modes de variabilité en se concentrant sur les simulations du modèle IPSL-CM5A-LR. Comme le montre la Figure 3.14a, l'évolution de ΔT_{20} donnée par ce modèle présente des ondulations marquées et propres à chaque réalisation qui ne sont pas visibles en moyenne multi-réalisation, et encore moins en moyenne multi-modèle. Ces ondulations entraînent une décélération passagère des changements de température pouvant avoir d'importantes implications. La variabilité interne de ΔT_{20} est évaluée par l'anomalie entre la moyenne multi-réalisation de chaque GCM et chaque réalisation (se référer au chapitre 2 pour plus de détails sur l'analyse multi-modèle). L'anomalie de la quatrième réalisation est représentée sur la Figure 3.14b pour la simulation historique et les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5. Elle présente une oscillation particulièrement prononcée et un cycle régulier d'une période d'environ 40-45 ans ressort en moyenne globale. Il s'agit alors ici d'aller un peu plus loin et de tenter de comprendre l'origine de ce mode de variabilité.

Dans cette optique, le signal de l'anomalie en question est décomposé en une somme de fonctions orthogonales empiriques (EOFs, *empirical orthogonal functions* en anglais). Par cette méthode, il est possible de mettre en valeur les diffé-

Figure 3.14 : (a) Évolution temporelle de ΔT_{20} pour chaque réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR en moyenne globale. (b) Écart de ΔT_{20} entre la moyenne multi-réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR et sa quatrième réalisation. Les différentes couleurs correspondent aux scénarios RCP. Le RCP6.0 n'est pas représenté puisqu'une seule réalisation est disponible.



rents modes de variabilité contrôlant l'évolution du signal et de déterminer leur structure spatiale. Les séries temporelles des composantes principales (PC, *principal components* en anglais) déterminent avec quelle intensité et quelle fréquence les EOFs correspondantes influencent le signal.

Dans le cas de la vitesse de réchauffement, la première EOF de l'écart de la quatrième réalisation met en valeur un dipôle au large des côtes antarctiques pour les trois scénarios RCP testés (cas du scénario RCP8.5 sur la Figure 3.15). À lui seul, il explique entre 25 et 32% (selon le scénario) de la variabilité totale du signal et, a fortiori, les oscillations explicitées dans l'évolution de la vitesse de réchauffement en moyenne globale.

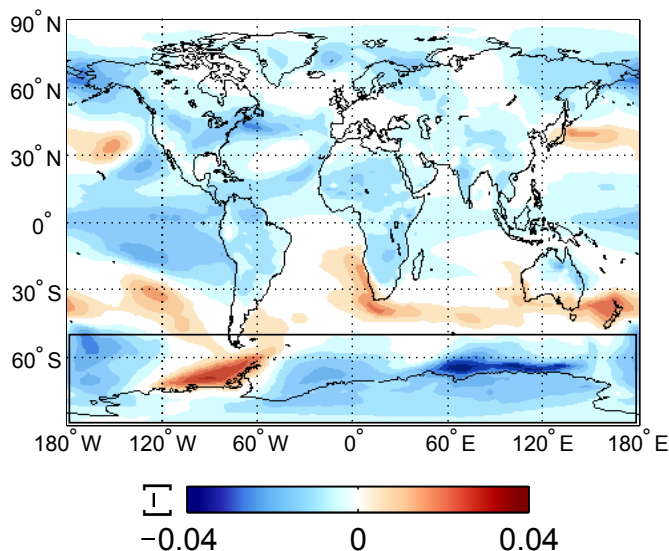


Figure 3.15 : Première EOF de l'écart entre la quatrième réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR et sa moyenne multi-réalisation en termes de vitesse de réchauffement ΔT_{20} d'après le scénario RCP8.5.

La mise en évidence de ce mode de variabilité peut provenir de la méthode de calcul qui lisse le signal de l'évolution de la température en moyennant les sorties sur des périodes de 20 ans en y appliquant une différence glissante. De cette façon, des modes de variabilité de faible influence et peu visibles dans l'évolution de la température de l'air à la surface ressortiraient lorsque le signal est transformé. En effet, aucun cycle de 40 à 45 ans n'a été détecté dans l'évolution de la température de la simulation Pi-Control du modèle IPSL-CM5A-LR (communication personnelle de janvier 2016, M. Didier Swingedouw, EPOC Université de Bordeaux et



Mme Juliette Mignot, LOCEAN Sorbonne Universités, France). Pour tester cette hypothèse et comprendre l'origine de ce cycle de 40 à 45 ans, une décomposition semblable est faite en se focalisant sur la zone comprise entre le pôle Sud et la latitude 50°S pour ΔT_{20} , le signal de la température de surface T , l'étendue de la glace de mer SIC et la pression atmosphérique à la surface SLP .

Sur la bande de latitude 90°S-50°S, la première EOF selon ΔT_{20} ressemble bien à un dipôle au large des côtes antarctiques (Figure 3.16a). Sa modulation (i.e. composante principale) correspond à un signal d'une période de 40-45 ans pour les trois scénarios RCP testés (Figure 3.16b). Elle contribue à environ 45% de la variabilité du signal dans ces latitudes. Ce dipôle expliquerait donc l'oscillation simulée par la quatrième réalisation du modèle.

Comme il s'agit de la décomposition de l'écart d'une réalisation par rapport à la moyenne multi-réalisation, le signal du changement climatique anthropique, qui devrait ressortir comme le mode le plus important, n'est pas représenté par la première EOF du signal de la température de surface T . Sa deuxième EOF correspond à un gros pôle au large de la côte Ouest de l'Antarctique à l'endroit même d'un des pôles de la première EOF du signal de ΔT_{20} (Figure 3.16c). Parmi les 20 premières EOFs, cette EOF2 est la plus semblable à l'EOF1 de ΔT_{20} . Sa périodicité avoisine également 40 à 45 ans, mais est légèrement déphasée, probablement en raison de la façon dont cette dernière est calculée (Figure 3.16d). Ce mode de variabilité n'explique qu'environ 15% de la variabilité du signal dans ces latitudes, mais est mis en valeur par la méthode de calcul employée.

Ce pôle au large de la côte Ouest de l'Antarctique représente également la première EOF de la variation de la glace de mer SIC et la deuxième EOF de la variation de la pression atmosphérique à la surface SLP (Figures 3.16e et 3.16g). Leur périodicité est la même que l'EOF1 de T , avec davantage de variabilité en ce qui concerne SLP (Figures 3.16f et 3.16h).

Ce mode de variabilité dans les SHL aurait pour origine une téléconnexion des tropiques et surtout de l'océan Pacifique via des ondes de Rossby (e.g. Buiron *et al.*, 2012). Sur la Figure 3.15, la structure de la première EOF de ΔT_{20} dans le Pacifique est effectivement très semblable à celle de l'oscillation décennale du Pacifique⁴ (Newman *et al.*, submitted). La première EOF de l'écart de la quatrième réalisation en termes de température de l'océan à la surface (SST, *Sea Surface Temperature* en anglais) correspond bien à la PDO avec un signal très semblable à celui du dipôle de ΔT_{20} pour les trois scénarios RCP (Figures 3.16i et 3.16j). Cette variabilité est transportée vers les hautes latitudes par cette téléconnexion, ce qui a pour conséquence de faire varier la SLP . Les changements de la glace de mer SIC ont finalement tendance à amplifier le signal via des rétro-actions liées à l'albédo de surface et à l'isolation thermique hivernale de l'océan.

En résumé, le signal de 40 à 45 ans visible dans l'évolution de la vitesse de

4. La PDO (*Pacific Decadal Oscillation* en anglais) est une structure robuste et récurrente de la variabilité de l'atmosphère et de l'océan centrée dans les moyennes latitudes de l'océan Pacifique. Elle est détectée par des eaux de surface froides ou chaudes à 20°N de latitude.

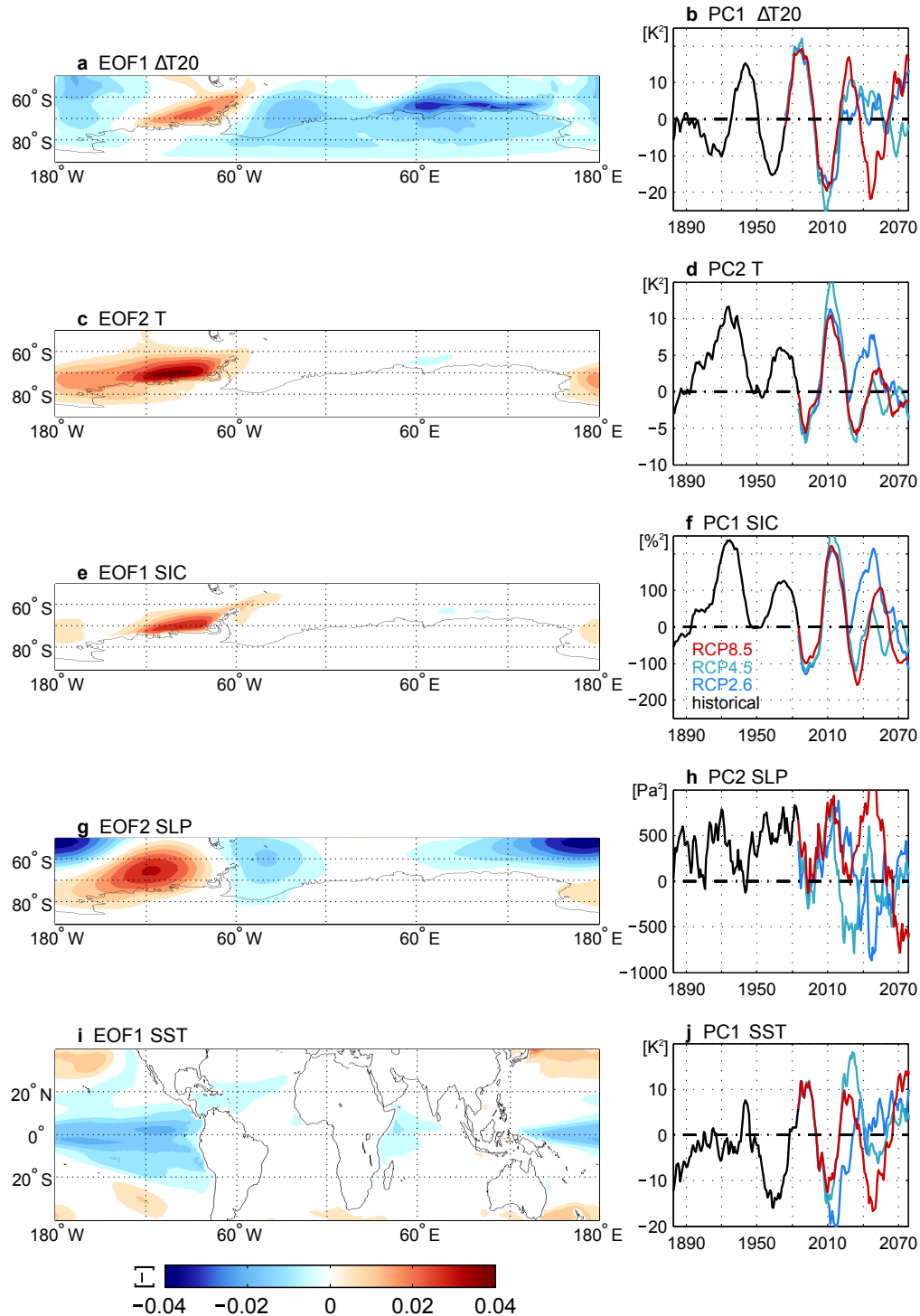


Figure 3.16 : EOFs et analyse en composantes principales de l'écart entre la quatrième réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR et sa moyenne multi-réalisation d'après le scénario RCP8.5 sous différentes bandes de latitude. (a) Première EOF de l'écart selon ΔT_{20} et (b) sa modulation en série temporelle sur la période historique et le 21^{ème} siècle selon trois différents scénarios RCP. (c) et (d) sont équivalents à (a) et (b) pour la deuxième EOF de l'écart selon l'évolution de la température de l'air à la surface T. (e) et (f) correspondent à la première EOF de l'écart selon l'étendue de la glace de mer SIC, (g) et (h) à la deuxième EOF de l'écart selon la pression atmosphérique à la surface SLP et (i) et (j) à la première EOF de l'écart selon la température de l'océan à la surface SST.



réchauffement pourrait venir de l’océan Pacifique, bien qu’aucun cycle ne s’y retrouve dans la simulation Pi-Control. La méthode statistique utilisée pour calculer la vitesse de réchauffement serait au moins en partie responsable de ce signal. Il n’en reste pas moins que des téléconnexions existent entre la PDO et les SHL et se retrouvent dans l’évolution de la température à la surface. Par conséquent, bien qu’il soit primordial de suivre l’évolution de chaque réalisation pour les raisons citées plus haut, la manière dont sont définis les indicateurs étudiés peut jouer un rôle important sur la mise en évidence de modes de variabilité concentrés sur une partie restreinte du globe. L’interprétation de l’évolution de chaque réalisation doit donc se faire de manière prudente, afin de ne pas sur-interpréter certains signaux.

3.5 Étude saisonnière des décalages significatifs de température

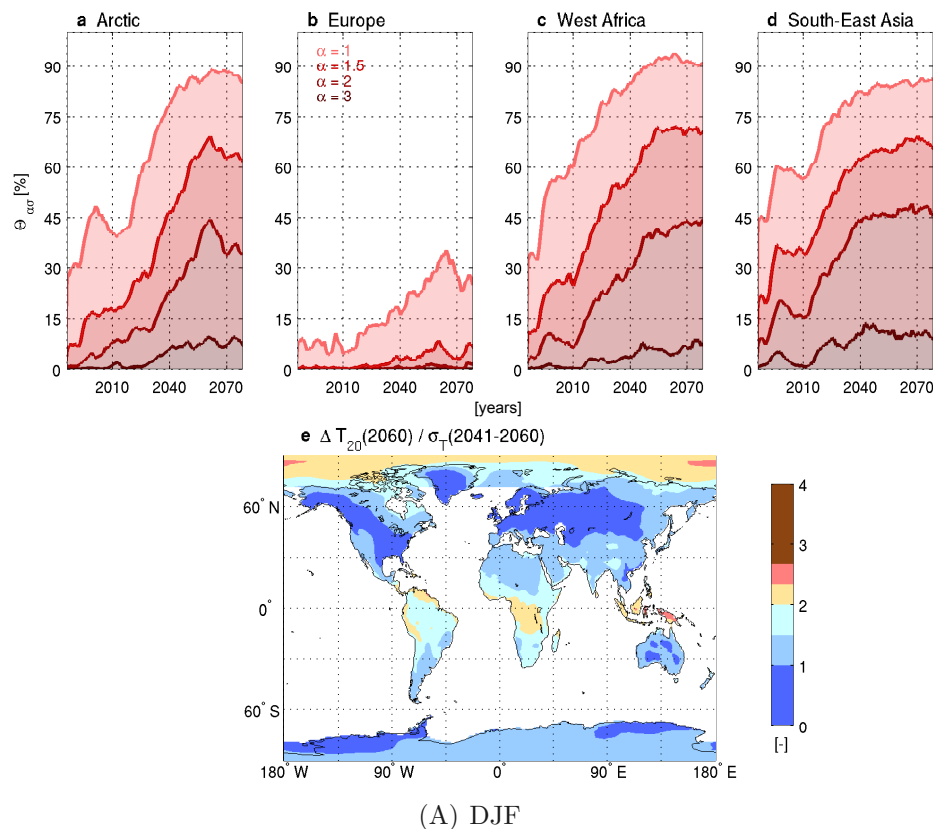


Figure 3.17 : *Figure S6 de l’article de la Section 3.3.* Évolution de l’étendue spatiale $\Theta_{\alpha\sigma}$ des saisons (A) DJF puis (B) JJA relativement et extrêmement chaudes en moyenne multi-modèle pour plusieurs valeurs de α selon le scénario RCP8.5 sur (a) la région arctique, les zones continentales (b) européennes, (c) de l’Afrique de l’Ouest et (d) de l’Asie du Sud-Est. (e) Ratio entre le réchauffement simulé entre les périodes 2041-2060 et 2061-2080 et la déviation standard correspondant à la période de référence glissante 2041-2060 en chaque point de grille, i.e. $\Delta T_{20}(2060) / \sigma_{2041-2060}$. Cela correspond à la moyenne multi-modèle de la distribution spatiale de $\Theta_{\alpha\sigma}$ en 2060.

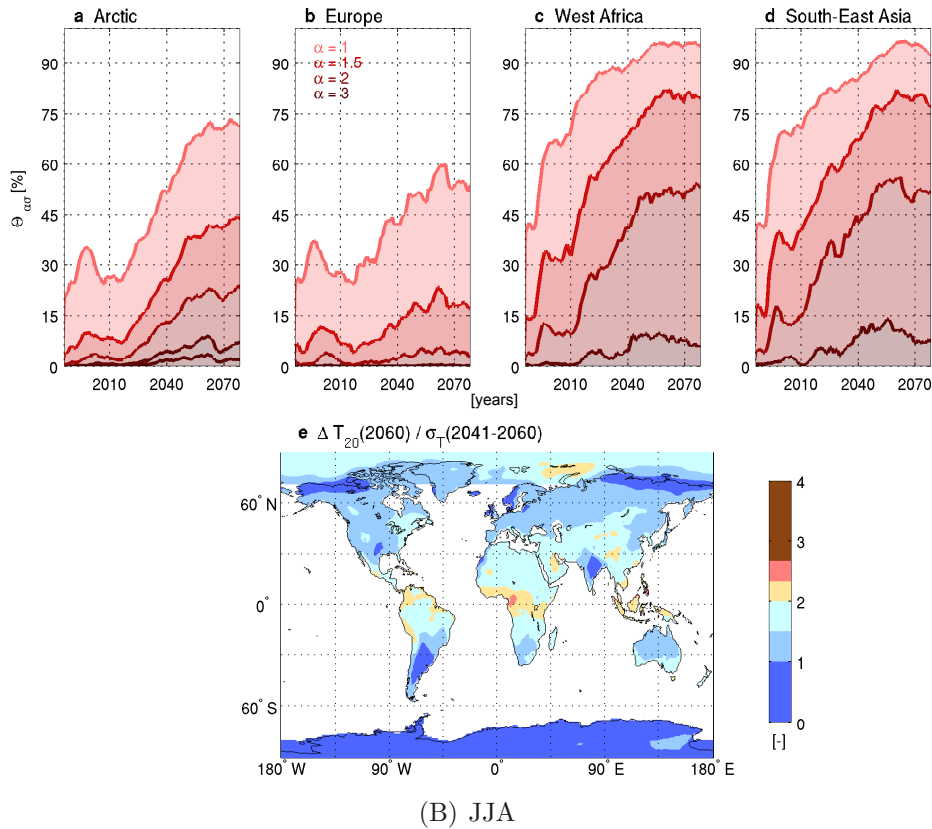


Figure 3.17 : suite

L'article de la Section 3.3 se focalise principalement sur les décalages des distributions de température annuelle, en mentionnant brièvement celles de la température des étés et des hivers boréaux (JJA et DJF, respectivement). Il s'agit ici d'en dire davantage sur ces décalages saisonniers pour quatre saisons (DJF, MAM, JJA et SON), représentatifs de l'évolution des saisons relativement et extrêmement chaudes.

La Figure 3.17 permet d'avoir une vision globale de l'étendue spatiale des différents décalages en DJF et JJA en 2060 (i.e. année d'étendue maximum des décalages de température annuelle à l'échelle globale) selon le scénario RCP8.5. En moyennes saisonnières, ces décalages semblent moins étendus qu'en moyennes annuelles (comparaison avec la Figure 4 de l'article de la Section 3.3). Ce phénomène est lié à la variabilité inter-saisonnière plus élevée que la variabilité inter-annuelle. En effet, la variabilité interne du système climatique augmente quand l'échelle spatiale et/ou l'échelle temporelle diminue (Räisänen, 2001). Comme la variabilité σ_T est plus importante, les valeurs de ΔT_{20} doivent donc être plus élevées pour qu'un décalage de distribution soit significatif.

Malgré cette plus grande variabilité, les régions mettant en évidence d'importants décalages de distribution sont sensiblement les mêmes qu'en moyenne annuelle (i.e. les zones tropicales et, dans une moindre mesure, l'Arctique). Globalement, en moyenne multi-modèle, des décalages supérieurs à deux fois la variabilité inter-saisonnière seraient présents sur 15% (± 4) et 21% (± 5) des zones continen-



tales en DJF et JJA respectivement d'ici à 2060 selon le scénario RCP8.5. Cela correspond donc une étendue deux à trois fois moins élevée qu'en températures annuelles ($41\% \pm 6$).

À l'échelle globale, l'étendue spatiale des saisons JJA extrêmes semblent donc plus importante que celle des saisons DJF extrêmes. La Figure 3.18 montre que 15 des 18 GCMs simulent des décalages de $2\sigma_T$ plus étendus en JJA. Viennent ensuite les décalages en SON, puis en DJF. Lorsque certaines régions sélectionnées plus haut sont considérées séparément, ce classement devient moins clair. Il n'y a que sur le continent européen où il semble être conservé avec un seul GCM classant l'étendue de saisons JJA extrêmes au-delà de la deuxième place. Cette étendue reste tout de même très limitée. Elle n'excède pas les 5% (± 5) du continent en JJA et se limite même à 1% (± 2) en MAM. Dans la région Arctique, l'étendue des décalages est beaucoup plus importante en DJF que pour toutes les autres saisons ($44\% \pm 11$). Ce phénomène correspond à un réchauffement plus fort en DJF que pour les autres saisons : la chaleur excédentaire à la surface, en JJA particulièrement, est allouée à la fonte de la glace ou est absorbée par les océans qui ont une inertie thermique plus grande que la glace (Collins *et al.*, 2013).

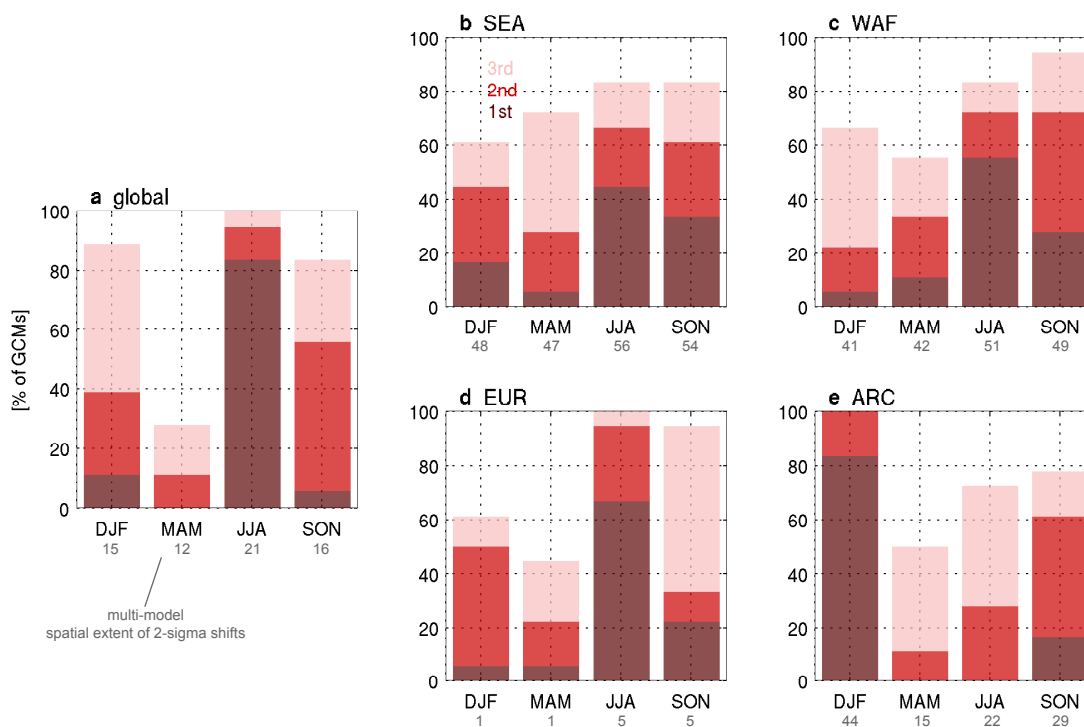


Figure 3.18 : Proportion des modèles donnant à chaque saison la première (en rouge foncé), la deuxième (en rouge) et la troisième place (en rouge clair) en termes d'amplitude de $\Theta_{2\sigma}$ en 2060 selon le scénario RCP8.5 en moyenne (a) sur les continents à l'échelle globale, (b) en Asie du Sud-Est, (c) en Afrique de l'Ouest, (d) en Europe et (e) dans la région arctique, océans et continents confondus. Les moyennes multi-modèles de $\Theta_{2\sigma}$ (2060) sont données pour chaque saison et chaque région considérée.

La fraction de la population exposée à ces décalages de températures saisonnières n'est donc pas aussi importante que pour la température annuelle. Elle est deux à trois fois plus petite indépendamment du scénario RCP sélectionné. Le contraste marqué subsiste en moyennes saisonnières entre la forte augmen-

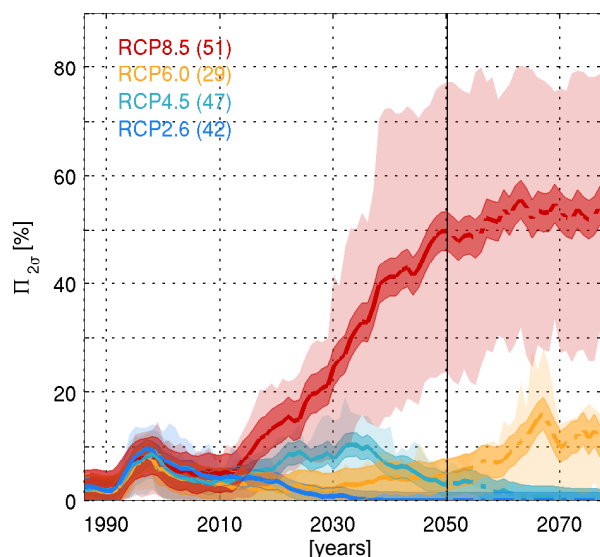
tation de cette fraction selon le RCP8.5 et l'évolution des autres scénarios. Des décalages de l'ordre de $2\sigma_T$ concernent entre 0 et 3% de la population mondiale dans la période de référence actuelle en fonction de la saison sélectionnée. La plus forte augmentation est simulée pour la saison JJA atteignant 29% (± 7) de la population au maximum durant la deuxième moitié du 21^{ème} siècle, alors que l'augmentation la moins spectaculaire est donnée pour les saisons MAM avec 17% (± 8) au maximum.

3.6 Éléments complémentaires sur la population exposée

Dans tout ce chapitre, l'évolution de la population exposée à des décalages de la température annuelle a été étudiée en se focalisant sur des décalages de $2\sigma_T$ avec un scénario de projection de population correspondant au scénario moyen des Nations Unies. Cette dernière section permet d'étudier la sensibilité des résultats aux hypothèses faites sur l'évolution de la population et sur la valeur de α .

La Figure 3.19 montre l'évolution de la population exposée à des décalages de $2\sigma_T$ en supposant que la population de chaque pays ne varie pas tout au long du 21^{ème} siècle. Selon ce scénario simplifié, la fraction de cette population est moins importante que dans le cas du scénario moyen donné par les Nations Unies. Par exemple, sa valeur maximum est 53% (± 12) selon le scénario RCP8.5 et est également atteinte en 2062. Pour comparaison, le maximum est de 61% (± 12) lorsque la population varie. La pression démographique se superpose à l'expansion des décalages significatifs de distribution, impliquant alors une expérience du changement de température potentiellement plus importante dans les pays à relativement forte croissance démographique. Cela a donc pour conséquence principale d'amplifier les potentiels impacts de l'augmentation de la température sur les populations humaines.

Figure 3.19 : *Figure S7 de l'article de la Section 3.3. Évolution de la fraction de la population exposée à des années extrêmes $\Pi_{\alpha\sigma}$ pour $\alpha = 2$. La population de chaque pays est fixée aux valeurs de 1995. Le nombre de réalisations est spécifié entre parenthèses. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle du système climatique et les enveloppes claires celui de la variabilité totale des projections climatiques.*



Jusqu'à maintenant, l'analyse s'est concentrée sur des décalages de l'ordre de $2\sigma_T$, car symboliques pour ses interprétations sur l'évolution des années extrêmes : lorsqu'un décalage de cette ampleur est projeté, cela signifie que des années extrêmement chaudes avec un temps de retour de 50 ans deviendront habituelles (i.e. avec un temps de retour de 2 ans), 20 ans plus tard. La population exposée à ces décalages croît rapidement selon le scénario RCP8.5, passant de 8% en moyenne récemment à environ 60% d'ici à la fin du siècle. Cette évolution est spécifique au scénario, puisque les mesures prises selon le scénario RCP6.0 sont suffisantes pour limiter cette croissance en-dessous des 20% de la population mondiale et les deux autres scénarios permettent une diminution significative de la population concernée par rapport à la période de référence actuelle. Lorsque des décalages d'ampleur différente sont analysés, la fraction de la population concernée présente une autre évolution (Figure 3.20).

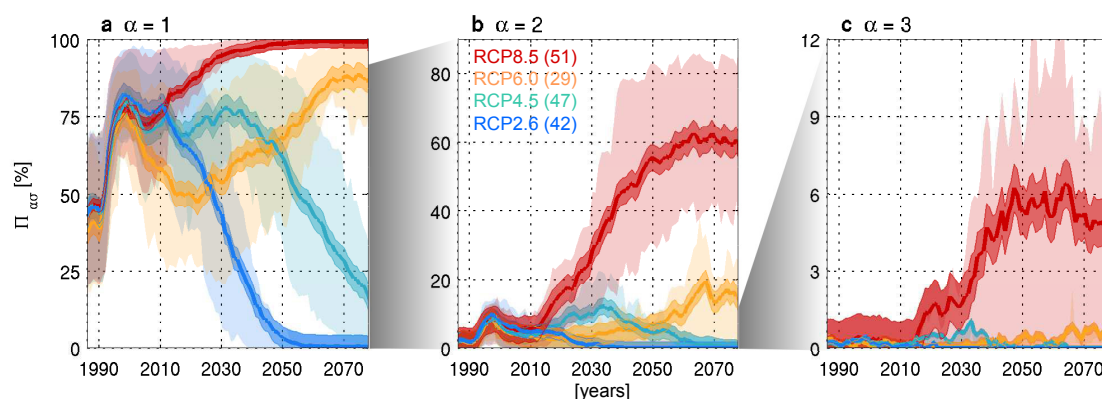


Figure 3.20 : *Figure S8 de l'article de la Section 3.3. Évolution de la fraction de la population exposée à des années relativement et extrêmement chaudes $\Pi_{\alpha\sigma}$ en moyenne multimodèle pour (a) $\alpha = 1$, (b) $\alpha = 2$ et (c) $\alpha = 3$. La population de chaque pays suit le scénario moyen des Nations Unies jusqu'en 2050 et évolue au taux moyen de la décennie 2041-2050 jusqu'en 2080. Le nombre de réalisations prises en compte est donné entre parenthèses. Les couleurs représentent chaque scénario RCP. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle du système climatique et les enveloppes claires celui de la variabilité totale des projections climatiques.*

Plus l'ampleur du décalage est petite, plus la fraction de population exposée est importante. Le RCP2.6 est le seul scénario à projeter une fraction de population négligeable exposée à un décalage significatif indépendamment du seuil choisi. Dès 2051, la totalité des réalisations projettent que toute la population sera concernée par des décalages supérieur à $1\sigma_T$ (plus de 98% de la population, avec une confiance de 95%) selon le RCP8.5 uniquement.

Un décalage de la distribution de $3\sigma_T$ entre deux périodes successives de 20 ans paraît très improbable : dans ce cas de figure, une année extrêmement chaude n'ayant quasi aucune chance d'avoir lieu durant la période de référence glissante (i.e. temps de retour de 800 ans environ) aurait un temps de retour de 2 ans, 20 ans plus tard. Pourtant, 6% (± 5) de la population mondiale serait affectée par de tels décalages au point le plus critique du 21^{ème} siècle.

Le scénario RCP8.5 se distingue des autres scénarios dans les trois cas de figure. Il est le seul à projeter que la totalité de la population sera concernée par

des décalages de distribution de l'ordre de $1\sigma_T$ d'ici à la fin du siècle. Pour des décalages plus importants, la fraction de population concernée atteint des valeurs d'au moins de 3 à 6 fois plus élevées que pour les scénarios prenant en compte des politiques d'atténuation. L'intérêt de suivre des trajectoires d'émissions contrôlées est encore davantage mis en valeur ici, et ce indépendamment du seuil.

3.7 Summary of additional elements

- ◇ Conclusions about the warming rate and its increase over the 21st century are still valid when considered above land and ocean separately, despite a larger spatial variability above ocean. The clearer ranking of latitudinal bands over land emphasizes the strong warming acceleration projected under RCP8.5 for southern mid-latitude land surfaces.
- ◇ Oscillations displayed around 2010 and 2070 in the multi-model global evolution of the warming rate are a direct consequence of the radiative forcing formulated in the definition of RCP scenarios. The amplitude of the warming rate displayed by each model depends on both the effective radiative forcing and the equilibrium climate sensitivity of the selected model.
- ◇ A longer running baseline smooths short modes of variability and emphasizes long modes. It does not challenge the validity of our results obtained using a 20-year baseline.
- ◇ Some secondary modes of variability can be emphasized in individual realizations when focusing on the evolution of our indicators. For instance, a teleconnection of the Pacific Decadal Oscillation in Southern high-latitudes is enhanced by variations of the sea ice cover in the fourth realization of the IPSL-CM5A-LR model. The analysis of individual realizations should be carefully conducted to avoid misinterpretation.
- ◇ The spatial extent of significant shifts of seasonal temperature distributions is two to three times smaller than for annual temperature. However, the evolution over the 21st century remains similar.
- ◇ The increase in the world population enhances its relative exposure to significant shifts in the temperature distribution. When the world population is fixed to current values, a lower fraction is exposed.
- ◇ Significantly more people are exposed to significant shifts in the temperature distribution under RCP8.5 than under all the other scenarios. This difference between scenarios remains valid for shifts of different magnitudes.



Vitesse de changement des précipitations et stabilisation spatiale des tendances

DE FAÇON similaire au précédent, ce chapitre est construit autour d'indicateurs de la vitesse des changements. Après s'être concentré sur la température de l'air à la surface, il s'agit ici d'étudier le changement des régimes de précipitations avec une référence glissante. Le chapitre est construit autour d'un article publié dans *Climate Dynamics*, se focalisant sur l'évolution de la vitesse d'assèchement et d'humidification en termes de précipitations selon différents scénarios, sur les caractéristiques du mouvement spatial de ces tendances au fil du 21^{ème} siècle et sur la compréhension physique des mécanismes entrant en jeu dans leur évolution.

Dans un premier temps, je liste les réalisations de GCMs sélectionnées pour cette deuxième partie de mes analyses, en donnant un aperçu de l'évolution des précipitations que ces GCMs projettent à l'horizon 2100. Comme pour la température, chaque indicateur est ensuite défini et l'article publié est présenté. Plusieurs points traités dans la thèse ne figurent pas dans l'article, mais sont décrits et discutés dans la dernière section du chapitre.

4.1 Évolution des précipitations

Les simulations des 18 GCMs sélectionnés dans le chapitre 2 sont également utilisées pour cette partie des analyses. Un nombre restreint de réalisations est par contre pris en compte. Les données de précipitations ne sont tout simplement pas disponibles pour le même nombre de réalisations que pour la température de surface dans la base de données ESGF. Dans ce cas-ci, leur nombre varie entre

1 et 6 selon les GCMs. L'intervalle temporel étudié reste, quant à lui, inchangé (i.e. 1860-2100). Les précipitations présentent de plus grandes variabilité naturelle et dispersion inter-modèle que la température, ce qui empêche de distinguer de manière robuste l'évolution des quatre scénarios RCP (Flato *et al.*, 2013). C'est pour cette raison que deux d'entre eux seulement sont analysés ici (i.e. RCP2.6 et RCP8.5). Le Tableau 4.1 liste le nombre de réalisations sélectionnées pour chaque modèle.

CMIP5 GCMs	#réalisations	
	RCP2.6	RCP8.5
ACCESS1-0	0	1
bcc-csm1-1	1	1
BNU-ESM	1	1
CanESM2	5	5
CCSM4	6	6
CMCC-CM	0	1
CNRM-CM5	1	4
CSIRO-Mk3.6.0	1	1
FGOALS-s2	1	3
GFDL-CM3	1	1
GISS-E2-R	1	1
HadGEM2-ES	4	4
inmcm4	0	1
IPSL-CM5A-LR	4	4
MIROC5	3	3
MPI-ESM-LR	3	3
MRI-CGCM3	1	1
Nor-ESM1-M	1	1
	34	40

Table 4.1 : Nombre de réalisations sélectionnées par GCM pour les indicateurs de précipitations. Les réalisations prises en compte pour la simulation historique correspondent à celles du RCP8.5. Voir Flato *et al.* (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.

Chaque réalisation sélectionnée simule une augmentation globale des précipitations d'ici la fin du siècle par rapport à la période actuelle. À l'échelle globale, le cumul journalier de précipitations augmente de 1.7% par degré de réchauffement (± 0.4) selon le RCP8.5, de 2.2% (± 0.9) selon le RCP2.6 et évolue conjointement avec la température de surface. La Figure 1 de l'article de la Section 4.3 illustre la structure spatiale de cette augmentation en moyenne sur les 18 modèles pour les 2 RCPs. Elle reproduit clairement le contraste grandissant entre les régions où il y a divergence (zones subtropicales) et convergence d'humidité (zones tropicales et hautes latitudes). Les changements significatifs et consensuels¹ sont quasi-inexistants selon le RCP2.6, alors qu'ils se distinguent dans de nombreuses

1. Un changement est considéré significatif et consensuel si 90% des GCMs sont en accord sur le signe du changement et si le changement excède de deux fois la variabilité interne du système climatique.

régions (i.e. la ceinture équatoriale, les pôles et certaines régions des moyennes latitudes) selon le RCP8.5. L'ensemble de modèles et de réalisations sélectionnés ici simulent donc des changements de précipitations semblables à ceux qui sont explicités dans l'AR5 du GIEC et cohérents avec une augmentation moyenne des précipitations comprise entre 1 à 3% par degré de réchauffement (Collins *et al.*, 2013).

4.2 Définition des indicateurs

Tous les indicateurs sont définis ici dans le but d'évaluer les changements de précipitations en les suivant avec une référence glissante de 20 ans. Trois classes d'indicateurs sont distinguées : les indicateurs se basant sur l'évolution des précipitations annuelles et saisonnières en moyenne sur des périodes de 20 ans, les indicateurs décrivant la répartition spatiale des tendances d'assèchement et d'humidification et son évolution au cours du siècle et les indicateurs permettant de déterminer le poids des différents mécanismes causant les changements mis en évidence. Comme pour les analyses portant sur la température, l'année de référence de la période actuelle est arbitrairement choisie à l'année 1995.

4.2.1 Évaluation de la rapidité du changement de précipitations

Définir le changement des régimes de précipitations selon une référence glissante permet de représenter avec quelle rapidité ces changements s'opèrent et d'identifier les lieux et les périodes durant le 21^{ème} siècle pour lesquels ils sont particulièrement marqués. Les notions de vitesse et d'accélération sont encore une fois centrales dans cette analyse.

De façon similaire à la vitesse du réchauffement, la *vitesse de changement des précipitations* est définie par la différence des précipitations annuelles entre deux périodes successives de 20 ans. Elle est notée ici ΔP_{20} et s'exprime en millimètres par jour par 20 ans :

$$\Delta P_{20}(t) = \langle P \rangle_{t,t+20} - \langle P \rangle_{t-20,t} \quad (4.1)$$

où les crochets correspondent à la moyenne temporelle dans la période délimitée par les deux années données t_1 (exclue) et t_2 (inclue). Ici encore, ΔP_{20} représente une différence glissante se traduisant comme une vitesse sur 20 ans.

Les changements de température se traduisent très majoritairement par un réchauffement au cours du 21^{ème} siècle indépendamment du scénario choisi. Mais, comme vu plus haut, les projections de changement de précipitations consistent en une augmentation dans certaines régions et en une diminution dans d'autres. La vitesse moyenne du changement de précipitations n'est alors qu'une superposition de deux effets antagonistes (i.e. assèchement et humidification). En prenant



chaque réalisation de chaque GCM séparément, les points de grille du modèle atmosphérique où ΔP_{20} est positive sont séparés de celles où elle est négative, et ce à chaque année t . La moyenne spatiale des tendances positives permet alors de définir la *vitesse d'humidification*, notée ΔP_{20}^+ et également exprimée en millimètres par jour par 20 ans. De façon similaire, la moyenne spatiale des tendances négatives définit la *vitesse d'assèchement* ΔP_{20}^- . L'expression littérale de ces deux indicateurs peut être écrite de la façon suivante :

$$\begin{cases} \Delta P_{20,i,j}^+ = \Delta P_{20,i,j} & \text{si } \Delta P_{20,i,j} \geq 0 \\ \Delta P_{20,i,j}^- = -\Delta P_{20,i,j} & \text{si } \Delta P_{20,i,j} < 0 \\ \Delta P_{20}^{+(-)} = [\Delta P_{20,i,j}^{+(-)}]_{i,j} \end{cases} \quad (4.2)$$

où i et j sont les indices représentant la longitude et la latitude respectivement et où les crochets rectangulaires correspondent à une moyenne spatiale. Comme explicité en détail dans le chapitre 2, ces vitesses sont calculées en chaque point de grille, pour chaque réalisation et chaque modèle, avant d'être moyennées sur la région étudiée, puis évaluées en moyenne multi-modèle.

Comme le cumul de précipitations peut varier significativement d'un endroit à l'autre, évaluer la vitesse d'assèchement et d'humidification normalisée par le cumul moyen récent (i.e. de la référence glissante) peut être pertinent lorsqu'il s'agit de comparer des régions entre elles. Cette vitesse est alors exprimée en pourcentage par 20 ans :

$$\tilde{\Delta P}_{20}^{+(-)} = \frac{\Delta P_{20}^{+(-)}}{\langle P \rangle_{t-20,t}} \cdot 100 \quad (4.3)$$

Afin de caractériser l'accélération d'assèchement et d'humidification, on peut s'intéresser à l'augmentation moyenne des vitesses ΔP_{20}^- et ΔP_{20}^+ par rapport à l'année de référence actuelle (i.e. 1995). Le *ratio des vitesses d'assèchement et d'humidification par rapport à 1995* consiste alors en une division de la valeur de ΔP_{20}^- ou ΔP_{20}^+ entre l'année t et 1995 :

$$R_{+(-)}(t) = \frac{\Delta P_{20}^{+(-)}(t)}{\Delta P_{20}^{+(-)}(1995)} \quad (4.4)$$

$R_{+(-)}$ est sans dimension et vaut 1 en 1995. Son évolution permet de mettre en relation l'amplitude des vitesses futures avec l'amplitude de référence actuelle.

4.2.2 Répartition spatiale des tendances

En se concentrant sur des indicateurs globaux, on perd de l'information sur les changements de régimes (i.e. assèchement vs humidification) qui peuvent avoir lieu localement. Dans le but d'ajouter cette notion à l'évolution des vitesses sur l'ensemble de la surface du globe, trois indicateurs supplémentaires sont définis ici.

La *fraction des régions s'asséchant et s'humidifiant* est définie comme la fraction des régions où ΔP_{20} est négative et positive respectivement et est exprimée en pourcentage de la surface totale du globe. Aucun point de grille n'est considéré avec une vitesse nulle. Il y a soit assèchement, soit humidification :

$$\begin{cases} \Pi_+(t) = F(\Delta P_{20}(t) > 0) \\ \Pi_-(t) = F(\Delta P_{20}(t) < 0) \\ \Pi_+(t) + \Pi_-(t) = 100 \quad \forall t \end{cases} \quad (4.5)$$

Les vitesses d'assèchement et d'humidification sont additives lorsqu'elles sont pondérées par Π_- et Π_+ . Pour chaque modèle, chaque réalisation et chaque année, ΔP_{20} peut alors s'écrire comme :

$$\Delta P_{20} = \Pi_+ \cdot \Delta P_{20}^+ - \Pi_- \cdot \Delta P_{20}^- \quad (4.6)$$

Pour que cette équation soit également respectée pour la moyenne multi-modèle de ΔP_{20} , celles de ΔP_{20}^- et ΔP_{20}^+ sont pondérées par Π_- et Π_+ :

$$\begin{cases} \overline{\Delta P_{20}^+}^{l,r} = \frac{\sum_{l,r} (\Pi_{+,l,r} \cdot \Delta P_{20,l,r}^+)}{\sum_{l,r} \Pi_{+,l,r}} \\ \overline{\Delta P_{20}^-}^{l,r} = \frac{\sum_{l,r} (\Pi_{-,l,r} \cdot \Delta P_{20,l,r}^-)}{\sum_{l,r} \Pi_{-,l,r}} \end{cases} \quad (4.7)$$

où les notations sont les mêmes que dans la Section 2.5.

Afin de mieux caractériser le déplacement géographique des tendances, il est nécessaire de prendre en compte le fait que chaque région n'expérimente pas forcément une même tendance tout au long de la période étudiée. Elle peut passer d'un assèchement à une humidification ou inversement, et ce une ou plusieurs fois en l'espace de 20 ans (Figure 4.1). La *fraction des régions alternantes* est alors définie comme la fraction des régions où ΔP_{20} a le signe opposé à celui qu'elle avait 20 ans plus tôt. Cette fraction est notée Π_{s20} , avec s pour 'switching' et est également exprimée en pourcentage de la surface terrestre :

$$\Pi_{s20}(t) = F(\Delta P_{20}(t) \cdot \Delta P_{20}(t - 20) < 0) \quad (4.8)$$

Cet indicateur permet d'évaluer le degré de persistance des tendances au-dessus des mêmes régions. Plus la fraction est grande, plus les tendances tendent à se déplacer géographiquement et donc moins la persistance est importante. Cette persistance a une importance lorsqu'il s'agit d'évaluer les impacts d'un changement de précipitations. Une même tendance sur une longue période de temps peut avoir des impacts différents que deux tendances opposées se succédant régulièrement.

Tous les indicateurs définis jusqu'ici peuvent se calculer à l'échelle globale, mais également en isolant les continents ou les océans.

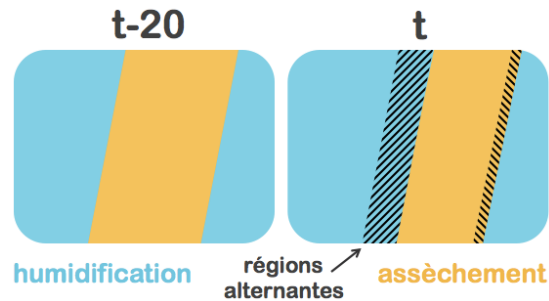


Figure 4.1 : Illustration des indicateurs Π_- , Π_+ et Π_{s20} .



4.2.3 Rôle de différents mécanismes physiques

Comprendre les origines physiques du comportement des indicateurs définis permet d'extraire des informations robustes et consensuelles des simulations climatiques qui peuvent avoir un sens en termes d'impacts des changements climatiques. L'évolution du niveau de persistance des tendances de précipitations dépend directement de plusieurs mécanismes qu'il est possible de rassembler en deux groupes : les mécanismes liés aux processus thermodynamiques et ceux qui sont apparentés aux autres processus que l'on peut associer à la circulation générale de l'atmosphère.

L'évolution de la vitesse de changement des précipitations peut être séparée en deux parties influencées respectivement par ces deux classes de processus. Held et Soden (2006) et Bony *et al.* (2013) ont permis de séparer l'évolution des précipitations induite par chacune de ces deux classes. Les hypothèses faites dans leurs travaux sont vérifiées sur les océans uniquement. Sur les continents, les processus sont considérés plus complexes (e.g. Greve *et al.*, 2014). Il s'agit ici de déterminer la part de l'amplitude des vitesses ΔP_{20} , ΔP_{20}^- et ΔP_{20}^+ causées par chacun de ces processus. La décomposition suit celle proposée par les auteurs cités plus haut :

$$\begin{cases} \Delta P_{20}^{th} = \Delta E_{20} + \alpha (\langle P \rangle - \langle E \rangle) \Delta T_{20} \\ \Delta P_{20}^{dyn} = \Delta P_{20} - \Delta P_{20}^{th} \end{cases} \quad (4.9)$$

où E représente l'évaporation, $\alpha = 0.07K^{-1}$ à des températures typiques de la basse troposphère et les crochets correspondent à la moyenne temporelle pour la période de référence glissante. Pour comprendre l'origine de cette décomposition, le lecteur est invité à parcourir l'Annexe 3 de l'article de la Section 4.3.

La première composante du terme thermodynamique correspond à la vitesse d'évolution de l'évaporation de surface. Les impacts de la relation de Clausius-Clapeyron sur la disponibilité en eau lorsque la température augmente sont à l'origine de la seconde composante. Le terme d'origine dynamique décrit les changements à grande échelle de la circulation atmosphérique consistant en un effet direct du CO_2 sur les mouvements verticaux et en une réponse indirecte de la circulation via l'augmentation de la température (Joshi *et al.*, 2008; Cao *et al.*, 2012; Bony *et al.*, 2013).

Les changements correspondant aux effets thermodynamiques ressemblent à une réponse '*wet gets wetter, dry gets drier*' dans les simulations de tous les modèles de climat, i.e. les zones humides ont tendance à devenir plus humides et les zones sèches plus sèches (e.g. Polson *et al.*, 2013). Son évolution suit donc directement celle de la température globale et ses tendances sont plus ou moins stables spatialement. Les changements causés par les processus dynamiques sont plus complexes à représenter et peuvent être très différents d'un modèle à l'autre. De ces faits, on peut formuler l'hypothèse que le niveau de persistance des tendances d'assèchement et d'humidification dépend directement de la prédominance d'un terme par rapport à l'autre. Afin d'évaluer l'influence de chacun de ces termes, je définis le *poids relatif des processus dynamiques* Φ_{dyn} dans l'évolution des vitesses

d'assèchement et d'humidification :

$$\Phi_{dyn}^{+(-)} = \frac{|\Delta P_{20}^{dyn+(-)}|}{|\Delta P_{20}^{th+(-)}| + |\Delta P_{20}^{dyn+(-)}|} \cdot 100 \quad (4.10)$$

où $|\cdot \cdot \cdot|$ représente une valeur absolue.

Comme dit plus haut, cette décomposition n'est valable que sur les océans en raison des hypothèses choisies. Par construction, la composante dynamique des variations de précipitations dépend directement des changements de la vitesse verticale des mouvements atmosphériques (voir l'Annexe 3 de l'article de la Section 4.3). Pour étendre mon analyse des composantes thermodynamiques et dynamiques à l'échelle globale et plus particulièrement sur les zones continentales, je définis la *fraction de régions alternantes en termes de vitesse verticale*. Elle est calculée à partir de l'évolution de la vitesse verticale en coordonnées de pression ω à une altitude de 500 hPa. Une zone est alors considérée alternante lorsque la vitesse de changement de ω (définie de façon similaire à ΔP_{20}) change de signe par rapport à 20 ans auparavant. Elle est notée Π_{s20}^ω et est exprimée en pourcentage :

$$\Pi_{s20}^\omega(t) = F(\Delta\omega_{20}(t) \cdot \Delta\omega_{20}(t-20) < 0) \quad (4.11)$$

Cet indicateur est utilisé comme un proxy du niveau de persistance des tendances de circulation générale. Les processus dynamiques perdent donc en influence sur les changements de précipitation lorsque Π_{s20}^ω diminue.

4.3 Article 2 : Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future climate change

La revue *Climate Dynamics* publie des travaux sur tous les aspects dynamiques du système climatique, passant par toutes ses composantes et couvrant des domaines allant de la paléoclimatologie à la modélisation numérique des changements futurs. Il s'agit ici de présenter l'article y étant publié et correspondant à l'analyse, tant globale que régionale, de tous les indicateurs définis dans la section précédente en suivant leur évolution tout au long du 21^{ème} siècle selon deux scénarios RCP.

Il est montré par exemple que si aucune mesure d'atténuation n'est mise en place, les vitesses d'assèchement et d'humidification augmentent de 30 à 40% d'ici la fin du siècle, et ce tant au-dessus des océans qu'au-dessus des continents. Plus nous nous projetons à un horizon lointain, plus les régions présentent des vitesses significativement grandes et plus les tendances deviennent stationnaires géographiquement. Cette stabilisation est projetée malgré le fait que le réchauffement global s'accélère. Cela peut être expliqué par le poids relatif grandissant des processus thermodynamiques dans l'évolution des vitesses d'assèchement et



d'humidification. Cette tendance est déjà visible actuellement. Des mesures conséquentes d'atténuation telles que prévues selon le scénario RCP2.6 permettent de contrer cette évolution dans le cas où elles sont implémentées rapidement. Les effets combinés de l'intensification et de la stabilisation des tendances peuvent avoir un impact sur la manière dont les sociétés et les écosystèmes s'adaptent au changement climatique, et ce particulièrement sur le bassin méditerranéen, en Amérique Centrale, en Inde et en région arctique.



Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future climate change

Yann Chavaillaz¹ · Sylvie Joussaume¹ · Sandrine Bony² · Pascale Braconnot¹

Received: 19 April 2015 / Accepted: 16 October 2015
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Abstract Precipitation projections are usually presented as the change in precipitation between a fixed current baseline and a particular time in the future. However, upcoming generations will be affected in a way probably more related to the moving trend in precipitation patterns, i.e. to the rate and the persistence of regional precipitation changes from one generation to the next, than to changes relative to a fixed current baseline. In this perspective, we propose an alternative characterization of the future precipitation changes predicted by general circulation models, focusing on the precipitation difference between two subsequent 20-year periods. We show that in a business-as-usual emission pathway, the moistening and drying rates increase by 30–40 %, both over land and ocean. As we move further over the twenty-first century, more regions exhibit a significant rate of precipitation change, while the patterns become geographically stationary and the trends persistent. The stabilization of the geographical rate patterns that occurs despite the acceleration of global warming can be physically explained: it results from the increasing contribution of thermodynamic processes compared to dynamic processes in the control of precipitation change. We show that such an evolution is already noticeable over the last decades, and that it could be reversed if strong mitigation policies were quickly implemented. The combination of intensification and increasing persistence of precipitation

rate patterns may affect the way human societies and natural ecosystems adapt to climate change, especially in the Mediterranean basin, in Central America, in South Asia and in the Arctic.

Keywords Climate change · CMIP5 simulations · Persistent rate patterns · Rate of precipitation change · Spatial stabilization

1 Scientific context

Since the mid-twentieth century, the oceans and the atmosphere have been experiencing unprecedented warming for the past 1400 years (Masson-Delmotte et al. 2013). Global warming is expected to continue over the twenty-first century, and will be associated with a proportional increase in global precipitation estimated at 1–3 %/°C (Collins et al. 2013). This global positive trend will however be associated with large regional disparities, such as a growing contrast between regions of moisture convergence and divergence, and between dry and wet seasons (Chou et al. 2013; Collins et al. 2013; Liu and Allan 2013). It is understood as a consequence of the Clausius–Clapeyron relationship, the increased transport of water vapor from the tropics, and partly of the *likely* slowdown of the Hadley–Walker circulation (Allan 2012; Bony et al. 2013; Chadwick et al. 2013; Collins et al. 2013; Vecchi and Soden 2007). These conclusions were drawn by focusing on changes between the future and a fixed current baseline that usually corresponds to the 1986–2005 period.

In an attempt to present precipitation projections in a way that is more relevant for impact assessments, several studies focused on the time of emergence of precipitation signals (e.g. Giorgi and Bi 2009; Mahlstein et al. 2012;

✉ Yann Chavaillaz
yann.chavaillaz@lscce.ipsl.fr

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE-IPSL), CEA/CNRS/UVSQ, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

² Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD-IPSL), CNRS/Université Pierre et Marie Curie, 4, Place Jussieu, 75252 Paris, France



Maraun 2013; Mora et al. 2013). However, natural and human systems have a limited capacity to adapt to environmental changes, and are strongly dependent on how fast climatic conditions evolve (Settele et al. 2014). Rapid changes threaten biodiversity and ecosystem function (Chapin et al. 2000; Dawson et al. 2011). Adaptation planning and implementation are also continuous processes, driven by the rate of climate change (Klein et al. 2014).

Therefore, impact studies and adaptation strategies would benefit from additional insights if the precipitation projections from climate models were presented in a way that characterizes the rate of change of regional precipitation, rather than the absolute change relative to a fixed reference. The evolution (or “path”) of precipitation changes over the twenty-first century is likely to depend on the forcing pathway. However, it may also depend on different factors internal to the climate system, since their relative importance in controlling the regional patterns of precipitation change may evolve as global warming proceeds. Unraveling and physically understanding these factors could help extract some robust information from climate models, which would be highly welcome given the large uncertainties associated with regional rainfall projections.

In this perspective, this study proposes an alternative characterization of the regional precipitation changes projected by general circulation models (GCMs), which focuses on the evolution of the rate of precipitation change with time. For this purpose, we consider a running n -year baseline. For each year, the rate of change is defined as the change in annual mean precipitation that should be expected over the upcoming n years relative to the n previous years. Chavaillaz et al (submitted) conducted a similar analysis for temperature changes over the twenty-first century, and showed how fast the climatological standards corresponding to the n -year running baseline will be outdated. Recently, Ji et al. (2014) and Smith et al. (2015) analyzed the rate of near-surface air temperature change, describing a derivative of the temperature change, and focusing on the historical period and on the next few decades respectively. In the present study, we assess the rate of precipitation changes over the entire twenty-first century, and identify the persistence of robust precipitation trends that could lead to substantial impacts on human societies and natural ecosystems.

Section 2 defines indicators and describes the experiment design. Section 3 focuses on the representation of our indicators at the global scale, as well as on regions relevant for their robust changes among GCMs and for their persistent trends over the twenty-first century. Section 4 highlights physical processes causing the persistence of precipitation trends. Finally, Sect. 5 summarizes our outcomes, discusses the limitations of the study, and draws some conclusions for impacts and adaptation studies.

2 Methods

2.1 Definition of precipitation indicators

For the purpose of the study, the length of the running baseline is arbitrarily set to 20 years. Climate standards are therefore defined over a two-decade, as we move the window towards the subsequent period. This timescale is an appropriate option to properly assess the evolution of the rate of change, to limit the impact of natural variability (e.g. Liebmann et al. 2010), and to be consistent with IPCC assessments and requirements of European climate services (Street et al. 2015).

We denote ΔP_{20} as the *rate of precipitation change*, which is characterized by the difference of the annual mean precipitation between two consecutive 20-year periods. It is expressed in millimeters per day per two-decade:

$$\Delta P_{20}(t) = \langle P \rangle_{t,t+20} - \langle P \rangle_{t-20,t} \quad (2.1)$$

where $\langle \cdot \rangle$ is the temporal average of annual values over 20 years. The current period is arbitrarily chosen in 1995 because of its central position in the period most commonly considered as a reference for the late historical period (1986–2005), and because the later year taken into account in the calculation is the present day ($t + 20 = 2015$). This definition implies that the evolution of our indicator is influenced by future emission scenarios since 1986.

In contrast to temperature change, which is mainly positive, the projected precipitation change consists of an increase in some regions and a decrease in some others. Regions with an increase or a decrease are not necessarily the same through time. For each year and for each realization of each GCM, grid cells in which ΔP_{20} is positive are separated from the grid cells in which it is negative. Spatially averaging all positive (negative) differences defines the *moistening (drying) rate*, denoted ΔP_{20}^+ (ΔP_{20}^-). The drying rate is defined so that it is positive when precipitation decreases. At each location (i, j) and for each year t :

$$\begin{cases} \Delta P_{20,i,j}^+ = \Delta P_{20,i,j} & \text{if } \Delta P_{20,i,j} \geq 0 \\ \Delta P_{20,i,j}^- = -\Delta P_{20,i,j} & \text{if } \Delta P_{20,i,j} < 0 \\ \Delta P_{20}^{+(-)} = \left[\Delta P_{20,i,j}^{+(-)} \right]_{i,j} \end{cases} \quad (2.2)$$

where i and j are indices of longitude and latitude, respectively. $[\cdot]_{i,j}$ then represents the area weighted spatial average.

The *1995-ratio of the moistening (drying) rate* allows comparing the future amplitude of each rate with current values. It is computed as follows:

$$R_{+(-)}(t) = \frac{\Delta P_{20}^{+(-)}(t)}{\Delta P_{20}^{+(-)}(1995)} \quad (2.3)$$

Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future...

Table 1 Number of realizations taken into account per model and pathway

CMIP5 GCMs	#realizations		
	historical	rcp2.6	rcp8.5
ACCESS1-0	1	0	1
bcc-csm1-1	1	1	1
BNU-ESM	1	1	1
CanESM2	5	5	5
CCSM4	6	6	6
CMCC-CM	1	0	1
CNRM-CM5	4	1	4
CSIRO-Mk3.6.0	1	1	1
FGOALS-s2	3	1	3
GFDL-CM3	1	1	1
GISS-E2-R	1	1	1
HadGEM2-ES	4	4	4
inmcm4	1	0	1
IPSL-CM5A-LR	4	4	4
MIROC5	3	3	3
MPI-ESM-LR	3	3	3
MRI-CGCM3	1	1	1
Nor-ESM1-M	1	1	1
	40	34	40

See Flato et al. (2013) for model characteristics and references

The fraction of moistening (drying) regions, denoted Π_+ (Π_-), is defined as the fraction of regions where ΔP_{20} is positive (negative). Moistening and drying rates are additive when weighted by Π_+ and Π_- respectively (see “Appendix 1”).

Aside from modifications of Π_+ and Π_- , some regions can obviously switch over time from a drying trend to a moistening trend or vice versa. The fraction of switching regions is then defined as the fraction of regions where ΔP_{20} has the opposite sign to the previous 20-year period:

$$\Pi_{s20}(t) = F(\Delta P_{20}(t) \cdot \Delta P_{20}(t - 20) < 0) \quad (2.4)$$

This indicator characterizes the degree of persistence of moistening and drying trends in a given region. The lower Π_{s20} , the greater the persistence.

2.2 Multi-model analysis

In this study, we selected simulations from the fifth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) (Taylor et al. 2011) performed by 18 GCMs. For institutes with several models or versions, only the one having the most realizations is selected. Each realization is included with the intention of better evaluating internal variability (Deser et al. 2010). However, in order to equally represent every

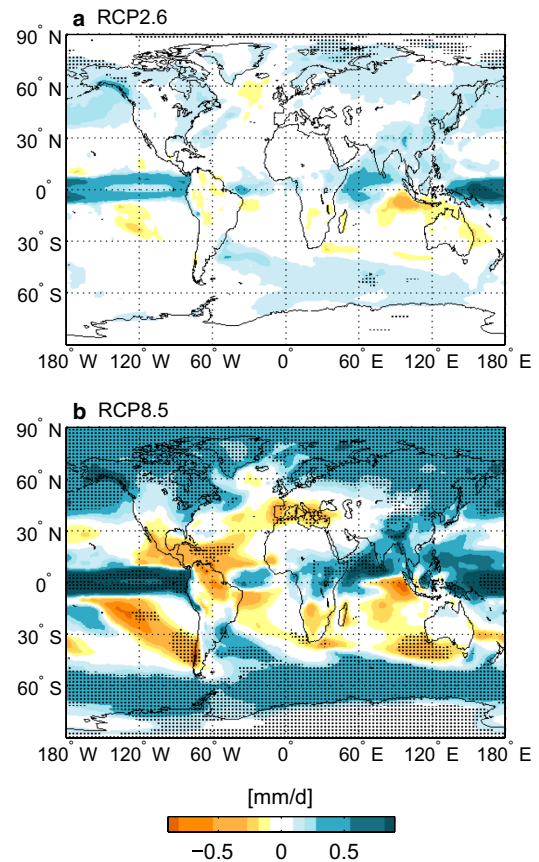


Fig. 1 Multi-model mean of the absolute change of annual precipitation between (1986–2005) and (2081–2100) for **a** RCP2.6 and **b** RCP8.5. Blue (yellow) patterns highlight an increase (decrease) in precipitation. Dotted areas denote where at least 90 % of GCMs agree on the sign of the change and where the change exceeds at least two times the internal variability (Collins et al. 2013, p. 1041). All GCMs and all realizations cited in Table 1 are taken into account in the calculation

model in multi-model mean values, each realization is weighted with a factor of $1/R_l$, where R_l is the number of realizations for the model l .

Data of each model and each realization is first regridded to the CCSM4 model grid ($1.25^\circ \times 0.9375^\circ$) in order to be homogenous (Flato et al. 2013). Indicators are then computed in each grid cell and averaged over the focused region for each run, before carrying out multi-model means.

Two sources of uncertainty are partitioned in our analysis: the natural variability of the climate system (i.e. internal variability and natural forcing) and the inter-model variability. We make the assumption that these uncertainties



are additive and their sum represents the total variability of our indicators, which is true as a first approximation (see “Appendix 2”; Kirtman et al. 2013; Hawkins and Sutton 2009, 2011).

Climate projections were performed for four Representative Concentration Pathways (RCPs) (Meinshausen et al. 2011). We mainly focus on RCP8.5, since this pathway would cause the most substantial precipitation changes and represents one of the possible scenarios in the absence of immediate implementation of mitigation measures. RCP2.6 is a possible pathway in the case of massive mitigation measures (Collins et al. 2013). Occasional comparisons between both RCPs are undertaken where appropriate. These pathways may not be realistic but are useful in analyzing the potential sensitivity of our outcomes. For RCP8.5 (RCP2.6), an ensemble of forty (thirty-four) runs is selected (see Table 1).

By the end of the century (2081–2100), every GCM predicts a global increase in precipitation compared to the current period (here chosen as 1986–2005). Figure 1 illustrates its multi-model mean projected for both RCP2.6 and RCP8.5. This illustrates the increasing contrast between moisture divergence (subtropics) and convergence regions (tropics and mid- to high-latitudes). The intensity of precipitation change scales with the temperature change amplitude. The collection of GCMs chosen in this study makes us draw similar conclusions than the IPCC AR5 report (Collins et al. 2013).

3 Global patterns of precipitation indicators

3.1 Rate of precipitation change

Spatial modifications of ΔP_{20} under RCP8.5 are illustrated in Fig. 2. In 1970, regions with a significant rate of change across GCMs and compared to internal variability were virtually nonexistent. They tend to equally expand over land and ocean, when we move further through time. Indeed, the fraction of land affected by a significant rate goes from around 8 % in 1995 to 28 % in 2080, while the corresponding fraction of ocean goes from 10 to 25 %.

Figure 2 also shows that the rate of precipitation change strongly increases over the century. The global average amplitude of this indicator exhibit a similar trend (red curve of Fig. 3a). During the historical period, it displays an oscillation around zero, and then a large increase for all GCMs with two peaks around 2010 and 2080. This evolution corresponds to an acceleration of precipitation change during the twenty-first century, and is strongly linked with the evolution of the warming rate (ΔT_{20}), which follows the radiative forcing evolution constructed in the RCP design (Chavaillaz et al. submitted). By the end of the century, the

global average of ΔP_{20} tends to stabilize around 0.05 millimeters per day per two-decade, which leads to a doubling compared with 1995-values. This evolution corresponds to a temporal average of $\Delta P_{20}/\Delta T_{20}$ of around 2.3 ± 1.0 percent per Kelvin over the entire twenty-first century (using a one σ -interval). It is consistent with the strong correlation of the absolute change of precipitation with the absolute change of temperature (Collins et al. 2013), and shows that this relation is preserved using a running baseline.

In contrast, RCP2.6 displays a common evolution with RCP8.5 in the current period, but rapidly returns to a historical regime consisting of a rate of precipitation change close to zero (blue curve of Fig. 3a).

Figure 3b depicts the evolution of ΔP_{20} given by three observational datasets compared with the corresponding multi-model mean values masked on the same grid cells. Rate amplitudes are larger than in the GCMs, which is consistent with Zhang et al. (2007) and Allan et al. (2014). While they are in phase with one another, the three different observed ΔP_{20} exhibit a slight phase difference of about 20 years with simulated results. It can be due to a combination of both forced and unforced variabilities. On one hand, the phase difference can be due to internal decadal variability in the Pacific and Atlantic that determines fluctuations in precipitation over land (Liu and Allan 2013). On the other hand, the definition of ΔP_{20} considers differences between 20-year means, and therefore smoothes oscillations due to natural variability. Similar discrepancies are moreover displayed in the ΔT_{20} evolution, and were found to be linked to forcing (Chavaillaz et al. submitted). These discrepancies are further discussed in Sect. 5.

The global evolution of ΔP_{20} conceals a moistening trend in some regions and a drying trend in some others. It is unsuitable to assess impacts of precipitation change at the regional scale. Drying and moistening regions relative to ΔP_{20} are thus separated in the next subsection.

3.2 Distinction between moistening and drying rates

Moistening and drying trends keep accelerating by the end of the century under RCP8.5 (Fig. 4a, b), despite the decreasing acceleration of precipitation change at the global scale. In other words, the peak of ΔP_{20} by 2080 (red curve of Fig. 3a) conceals a continuous acceleration of drying and moistening rate patterns. This acceleration in both drying and moistening is predicted by each GCM. It corresponds to a 1995-ratio of the moistening rate R_+ reaching 1.40 ± 0.10 and a 1995-ratio of the drying rate R_- of 1.26 ± 0.09 by 2080 (using a $\pm\sigma$ -interval of the total variability). Both moistening and drying rates are smaller over land surfaces than over oceans, but follow a similar evolution as at the global scale over the entire twenty-first century (not shown). Indeed, the 1995-ratio of both rates show similar range (see Table 2).

Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future...

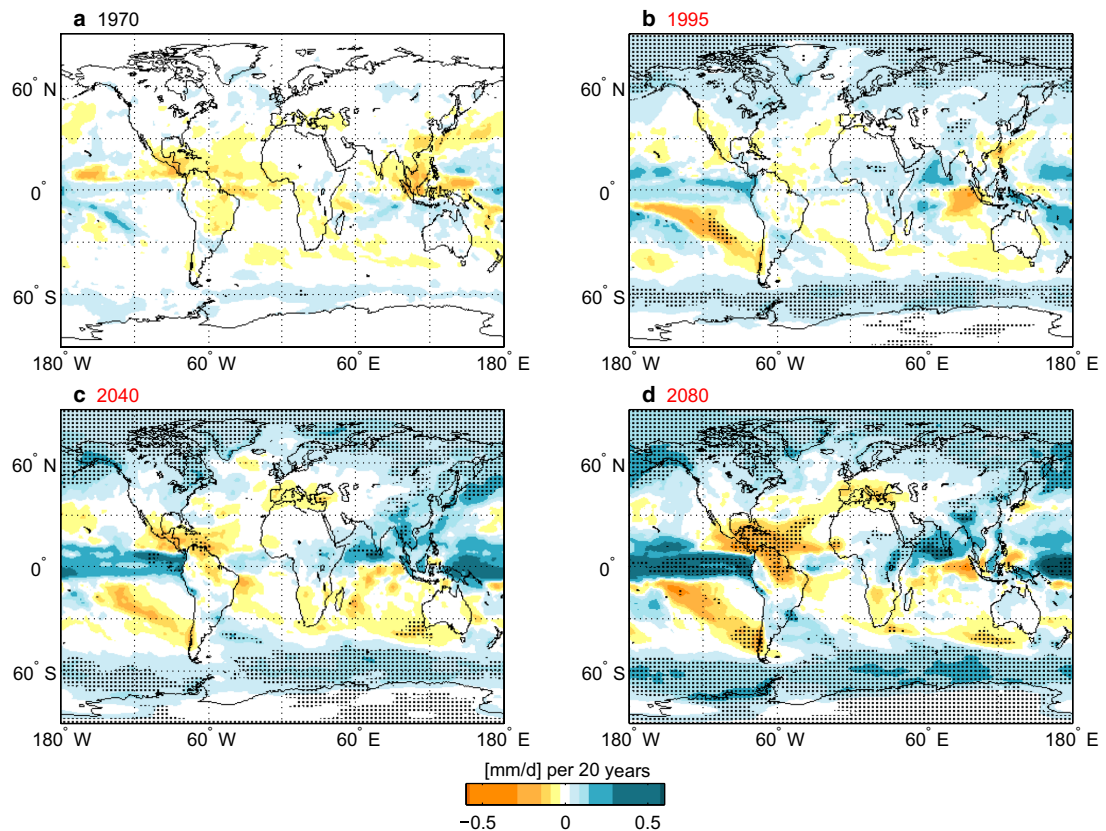


Fig. 2 Multi-model mean of the annual rate of precipitation change ΔP_{20} **a** in 1970, **b** in 1995, **c** in 2040 and **d** in 2080 under the RCP8.5 scenario. For instance, the 2040 map represents the precipitation change between (2021–2040) and (2041–2060). Blue (yellow) patterns highlight a positive (negative) rate of precipitation change, i.e.

a moistening (drying) trend. Dotted areas denote where at least 75 % of GCMs agree on the sign of the change, and where the change exceeds at least one time the internal variability (similar to Collins et al. 2013, p. 1041)

The fraction of moistening regions Π_+ is close to 50 % during the whole of the historical period, and almost tends to have currently reached its maximum value (Fig. 4c). This equal representation of drying and moistening regions offsets both drying and moistening rates (about 0.12 mm per day on Fig. 4a, b), and leads to negligible values of ΔP_{20} during the historical period (Fig. 3a). Π_+ is predicted to be close to its maximum value over the entire twenty-first century under RCP8.5 (59.1 ± 3.3 %). This constant ratio of about 60 % of moistening regions versus about 40 % of drying regions is also displayed over land surfaces and oceans separately (not shown).

In comparison, RCP2.6 follows RCP8.5 evolution until the current period, but goes back to a 50/50 % ratio by 2050 with no significant increase in both drying and moistening rates, similar to the historical regime.

A constant fraction Π_+ does not mean that these areas remain the same over time. The drying and moistening rate patterns might spatially vary, even though their respective fractional area remains identical. The following subsection aims to determine which regions do come out with a significant rate pattern persisting over the century.

3.3 Towards stabilization of moistening and drying regions

Figure 5 displays the sign of the rate of precipitation change ΔP_{20} , instead of its amplitude (Fig. 2). Hatched regions show that some moistening and drying regions do change over time under RCP8.5. However, as we move further over the twenty-first century, a large decrease is displayed in the spatial extent of switching regions. This already occurs



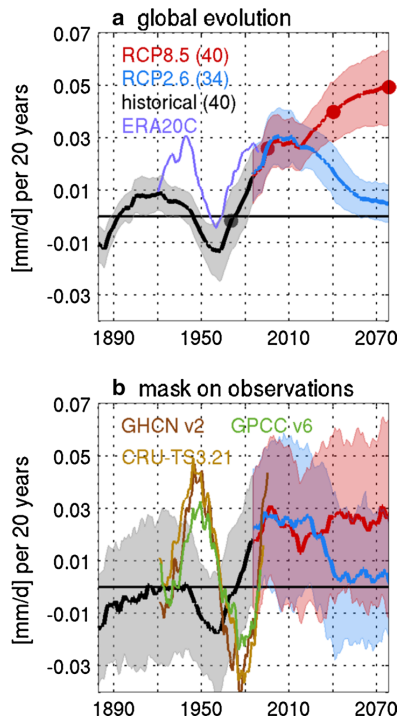


Fig. 3 Spatial mean evolution of ΔP_{20} under RCP8.5, RCP2.6 and the historical experiment **a** at the global scale with reanalysis (Poli et al. 2013), and **b** with a mask on observation datasets (Vose et al. 1992; Harris et al. 2014; Becker et al. 2013). *Shades* represent the standard deviation due to the total year-to-year variability (natural and inter-model). Each *bold dot* corresponds to a map in Fig. 2. The number of runs is given in parenthesis

between 1970 and 1995 (Fig. 5a, b). During the whole of the historical period, the fraction of switching regions is about 65 % (64.7 ± 4.2 %) at the global scale, then goes to 57.3 ± 4.6 % in 1995 to finally drop to 40.7 ± 4.7 % by 2080 (Fig. 6). This substantial decrease is displayed by the entire panel of GCMs, and stays similar when land surfaces and oceans are separated (not shown).

The decline of switching regions logically results in an increase in the fraction of regions experiencing a rate pattern of the same sign over the century. Therefore, moistening and drying rate patterns are not only experiencing a substantial intensification, but they are also projected to persist more over the same regions as we move further over the twenty-first century.

On the contrary, RCP2.6 highlights a return to historical regime as previously explained: after a sudden decrease in the fraction of switching regions until 2010 (i.e. for the 2011–2030 period), it is predicted to go back to typical values of the twentieth century (blue curve of Fig. 6). This is why all the phenomena described here under RCP8.5 (increase in rates, stable predominance of moistening regions and spatial stabilization of significant rate patterns) might not happen in case of immediate strong mitigation policies.

3.4 Focus on regions with robust information

The globe can be divided in different regions defined in the IPCC SREX report (Seneviratne et al. 2012). Four of these regions are here selected amongst those exhibiting a significant (Fig. 2) and persistent (Fig. 5) trend of precipitation change under RCP8.5, with the aim of extracting robust information relevant to impact studies. They are

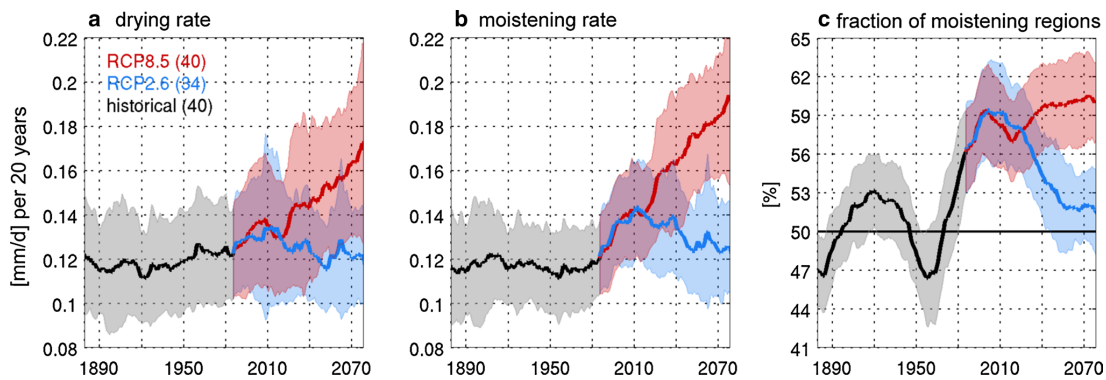


Fig. 4 Multi-model mean evolution of **a** the drying rate ΔP_{20}^- , **b** the moistening rate ΔP_{20}^+ and **c** the fraction of moistening regions Π_+ at the global scale under RCP8.5, RCP2.6 and the historical experiment.

Shades represent the standard deviation due to the total year-to-year variability (natural and inter-model)

Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future...

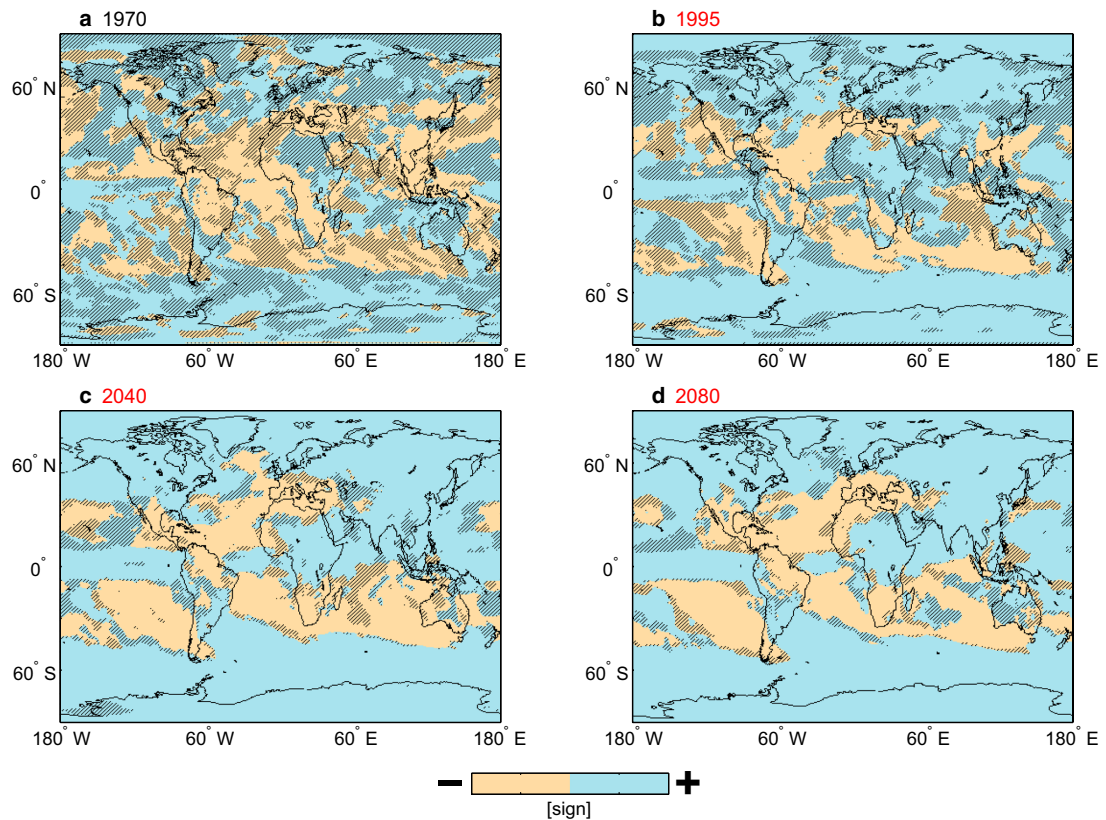


Fig. 5 Sign of the multi-model mean of the rate of precipitation change ΔP_{20} **a** in 1970, **b** in 1995, **c** in 2040 and **d** in 2080 under the RCP8.5 scenario. For instance, the 2040 map represents the sign of precipitation change between (2021–2040) and (2041–2060). Blue

(yellow) patterns highlight a positive (negative) rate of precipitation change, i.e. a moistening (drying) trend. Hatched areas represent regions having the opposite sign of ΔP_{20} compared to 20 years before (i.e. switching regions)

also part of those facing important challenges and/or a high population density. The Mediterranean basin (MED) and Central America (CAM) highlight a drying trend, whereas South Asia (SAS) and the Arctic (ARC) exhibit a moistening trend. Their boundaries are described in Table 2 and on Fig. 7a. In these regions, the inter-model variability accounts for a lower fraction of the total variability (around 50 %) than at the global scale (around 65 %), which confirms the consensus and the robustness of the trends (not shown). We compare here the regional evolution of rates to their global evolution.

The precipitation amount greatly varies amongst regions. Normalized moistening and drying rates are analyzed here for relevant comparison, and are expressed as a percentage:

$$\tilde{\Delta}P_{20}^{+(-)} = \frac{\Delta P_{20}^{+(-)}}{(P)_{t-20,t}} \cdot 100 \quad (3.1)$$

Compared to the global evolution, each region highlights larger normalized moistening and drying rates over the entire twenty-first century (Fig. 7b, c). Two thirds of the GCMs agree that $\tilde{\Delta}P_{20}^+$ is smaller in ARC compared to SAS. In 2080, the 1995-ratio also exhibits larger values in each region than at the global scale. According to 60 % of the GCMs, a larger 1995-ratio is displayed in CAM with comparison with MED, despite a reversed ranking regarding $\tilde{\Delta}P_{20}^-$ values. The drying trend in CAM is projected to be twice as fast by 2080 than it is currently (from about 5.5 % in 1995 to 11 % in 2080, corresponding to a 1995-ratio of 2.01 ± 0.58 , see Table 2).

Low-frequency variability in Fig. 7b, c should not be misinterpreted. Indeed, oscillations in the multi-model mean regional evolution of rates result from unforced oscillations due to inherent internal variability of a specific GCM, or from a combination of oscillations caused by the entire collection of GCMs (not shown).



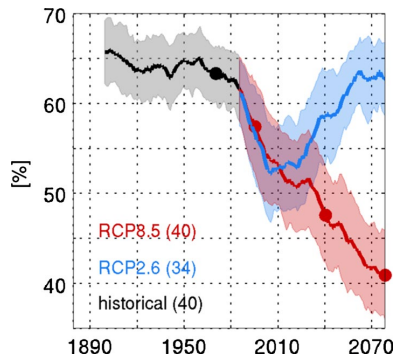


Fig. 6 Multi-model mean evolution of the fraction of switching regions Π_{s20} at the global scale under RCP8.5, RCP2.6 and the historical experiment. *Shades* represent the standard deviation due to the total year-to-year variability (natural and inter-model). Each *bold dot* corresponds to a map in Fig. 5. The number of runs is given in parenthesis

Analyses conducted for DJF, MAM, JJA and SON seasons show that the regional evolution of annual moistening and drying rates is often dominated by a specific season (not shown). In MED, the annual evolution emphasizes the intensification of the JJA drought. In CAM, it depends on the attenuation of the JJA wet season (consistent with Neelin et al. 2006). In SAS, it is consistent with a later retreat of the monsoon in September. Finally, in ARC, all seasons affect the annual evolution, with a slight dominance of DJF.

4 Physical understanding of the spatial stabilization

As shown above, the more we move into the twenty-first century, the more significant rates of precipitation change persist over the same regions under RCP8.5. This result is suggested by all the selected models, and it occurs over both land and ocean. It is thus not primarily related to land-surface processes. Is this robust result simply due to forcing, or is it rather due to other effects inherent to the climate system? To answer this, we analyze the components of ΔP_{20} , ΔP_{20}^+ and ΔP_{20}^- , which are due to thermodynamic and dynamic processes. For convenience of the analysis, we first perform this decomposition over ocean regions, and then the generalization of the interpretation to land regions will be assessed.

4.1 Thermodynamic and dynamic decomposition over ocean

Based on Held and Soden (2006) and Bony et al. (2013), the thermodynamic and dynamic components can be

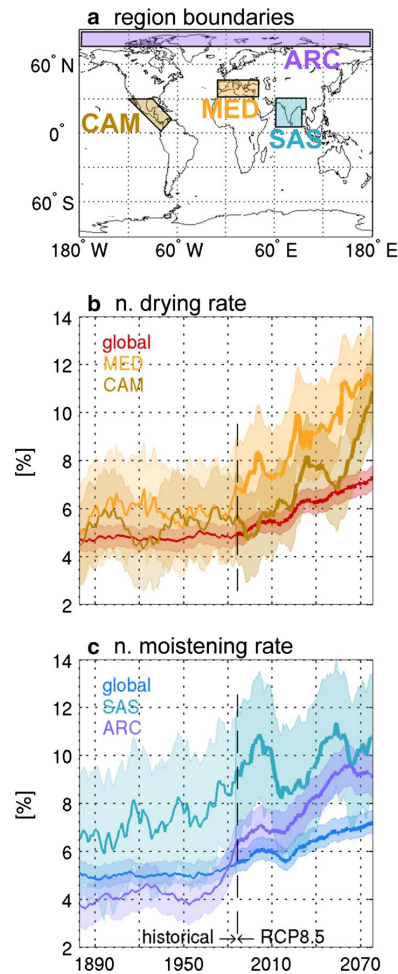


Fig. 7 a Spatial boundaries of SREX regions selected for the analysis. Multi-model mean evolution of b the normalized drying rate ΔP_{20}^- and c the normalized moistening rate ΔP_{20}^+ at the global scale and in SREX regions under the historical experiment and RCP8.5. *Shades* represent the standard deviation due to the natural variability

expressed in each grid cell, run, GCM and time-step as follows :

$$\begin{cases} \Delta P_{20}^{th} = \Delta E_{20} + \alpha((P) - \langle E \rangle) \Delta T_{20} \\ \Delta P_{20}^{dyn} = \Delta P_{20} - \Delta P_{20}^{th} \end{cases} \quad (4.1)$$

where E is the surface evapotranspiration, $\alpha = 0.07K^{-1}$ at temperatures typical of the lower troposphere and represents the increase of the saturation vapor pressure, and $\langle \cdot \rangle$ indicates the mean value between the year $t - 20$ and t . A more detailed calculation with all hypotheses described is developed in “Appendix 3”.

Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future...

Table 2 Spatial boundaries of the four selected SREX regions

Region name	Mediterranean S.	Central America	South Asia	Arctic	Global average		
	Acronym	MED ⊖	CAM ⊖	SAS ⊕	ARC ⊕	⊖	⊕
Region	30N–10W	11.5N–69W	5N–60E	75N–180E			
Boundaries	45N–10W	1S–79.5W	30N–60E	90N–180E			
	45N–40E	28.5N–118.5W	30N–100E	90N–180W			
	30N–40E	28.5N–90.5W	20N–100E	75N–180W			
			20N–95E	5N–95E			
1995-ratio	1.77 ± 0.27	2.01 ± 0.58	1.66 ± 0.32	1.61 ± 0.19	1.26 ± 0.09	1.40 ± 0.10	
In 2080				land →	1.38 ± 0.15	1.33 ± 0.11	
				ocean →	1.25 ± 0.09	1.39 ± 0.10	

1995-ratio of the moistening (drying) rate in 2080. Error margins represent one σ -interval of the total year-to-year variability (natural and inter-model)

The first component of the thermodynamic term represents the evolution of surface evapotranspiration. The second component results from impacts of the Clausius–Clapeyron relationship on water availability in the climate system as temperature rises. The dynamic variation is associated with changes in the large-scale atmospheric circulation that result from two main influences: the direct effect of CO₂ on large-scale vertical motion, and the response of the circulation to surface temperature changes (Joshi et al. 2008; Cao et al. 2012; Bony et al. 2013).

The thermodynamic component is associated with a robust ‘wet get wetter—dry get drier’ pattern in all models (e.g. Polson et al. 2013) and is expected to scale with the global-mean temperature. The dynamic component exhibits a more complex pattern which can differ substantially across models (Bony et al. 2013). Therefore, the persistence of rate patterns over the same regions may result from the increasing prominence of the thermodynamic component ΔP_{20}^{th} (and thus of its robust ‘wet-get-wetter, dry-get-drier’ pattern) relative to the dynamic component ΔP_{20}^{dyn} . We test this hypothesis by diagnosing the relative contributions of ΔP_{20}^{dyn} and ΔP_{20}^{th} to the total rate over oceans. This analysis is performed with all four realizations of the IPSL-CM5A-LR model, which displays similar results as the multi-model mean (not shown).

In the projections, ΔP_{20} is dominated by the thermodynamic component (Fig. 8a), which closely follows ΔT_{20} (Chavaillaz et al, submitted). The dynamic component does not contribute much to ΔP_{20} , but it dominates the moistening and drying trends (Fig. 8b, c). It confirms that the precipitation trend is associated in any given region by a circulation change, either a change in intensity or a shift (Bony et al. 2004, 2013; Liu and Allan 2013).

The relative weight Φ_{dyn}^- of the dynamic component over the total variation of ΔP_{20}^- is defined as:

$$\Phi_{dyn}^- = \frac{|\Delta P_{20}^{dyn-}|}{|\Delta P_{20}^{th-}| + |\Delta P_{20}^{dyn-}|} \cdot 100 \quad (4.2)$$

Φ_{dyn}^+ is similarly defined with ΔP_{20}^+ . The weight of the dynamic contribution is strong, but stabilizes to current values over the century under RCP8.5, or even weakens (Fig. 8d, e). This is due to an increasing warming and a stronger influence of thermodynamic processes (Bony et al. 2013). This behavior is not seen under RCP2.6 because of the small projected temperature rise, and returns to historical values at the end of the century.

In other words, as global warming is accelerating, the relative weight of the dynamic component in drying and moistening regions decreases relative to the growing thermodynamic term. Thus, it tends to stabilize spatial rate patterns of precipitation change. This mechanism can also be responsible for the stable ratio of 60/40 % of moistening/drying regions. Atmospheric cells might indeed not expand because of the decreasing weight of dynamic contributions.

4.2 Extension to land surfaces

By definition, the dynamic component of precipitation change is due to change in ω , the pressure vertical velocity (see ‘‘Appendix 3’’). To further support the increasing contribution of thermodynamic processes at the global scale and not only over oceans, we define the *fraction of switching regions relative to $\Delta\omega_{20}$* , the rate of change of ω at 500 hPa. We use this indicator as a proxy for stabilization of circulation patterns. Its global evolution is illustrated in Fig. 9a with oceans and land surfaces taken together. This fraction strongly decreases under RCP8.5 (unlike RCP2.6), meaning that regions exhibiting an increase (or a decrease) of ascendance also tend to become more geographically



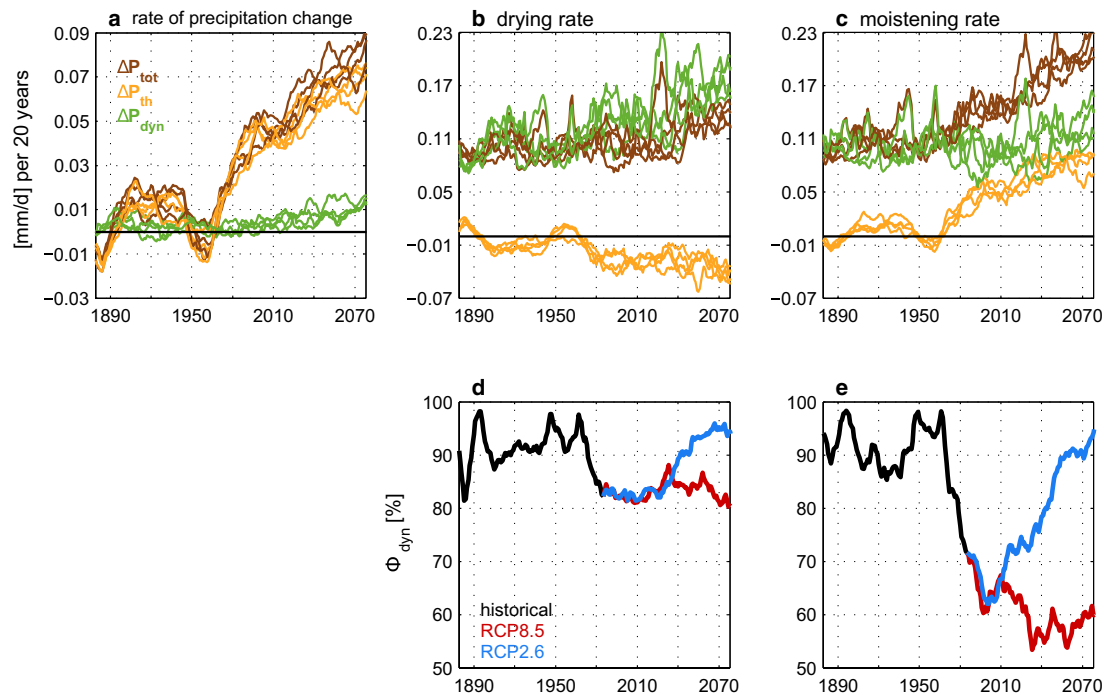


Fig. 8 Evolution of the thermodynamic (orange) and dynamic (green) components of **a** the rate of precipitation change, **b** the drying rate, and **c** the moistening rate compared with the sum of both contributions (brown) under the RCP8.5 scenario. Each curve represents one out of four realizations of the IPSL-CM5A-LR model. Evo-

lution of the contribution Φ_{dyn} of the dynamic component to the total value of **d** the drying rate and **e** the moistening rate in multi-realization mean values of IPSL-CM5A-LR for the historical, RCP2.6 and RCP8.5 experiments

stationary. Therefore, the significant decrease is firstly linked to a declining relative weight of dynamic processes in ΔP_{20} and then, to a slowdown of the expansion of Hadley-Walker cells explaining the stable predominance of moistening regions. A similar evolution is displayed when selecting land surfaces separately (Fig. 9b). A robust 'dry gets drier, wet gets wetter' pattern is shown only on 10 % of the global land area during the second half of the twentieth century (Greve et al. 2014), and such a pattern is not projected over all land areas in a future under strong emissions (Byrne and O'Gorman 2015). But we show here that it has already started to expand, and might substantially expand further.

5 Discussion

5.1 Summary of key findings

We suggest here an alternative approach to characterize projections of future precipitation change under global

warming. Instead of using a fixed-current baseline as a reference period, a running reference is adopted, illustrating projected changes relative to the previous two decades. Several key indicators are defined in order to describe the rate at which precipitation regimes change under global warming: the rate of precipitation change ΔP_{20} , the moistening (drying) rate ΔP_{20}^+ (ΔP_{20}^-), the fraction of moistening (drying) regions Π_+ (Π_-) and the fraction of switching regions Π_{s20} going from a moistening to a drying or vice versa.

Under the strongest emission pathway corresponding to an absence of mitigation policies over several coming decades (RCP8.5), the annual rate of precipitation change keeps increasing continuously at the global scale, resulting in a doubling of the rate of change in mean precipitation by 2080 compared to the present day. Regions with significant rate patterns strongly expand over land surfaces as well as over oceans, while moving further from the current period. Moistening regions are in stable predominance ($\approx 60\%$). The main new finding is that significant rate patterns tend to become more geographically stationary, increasing the

Spatial stabilization and intensification of moistening and drying rate patterns under future...

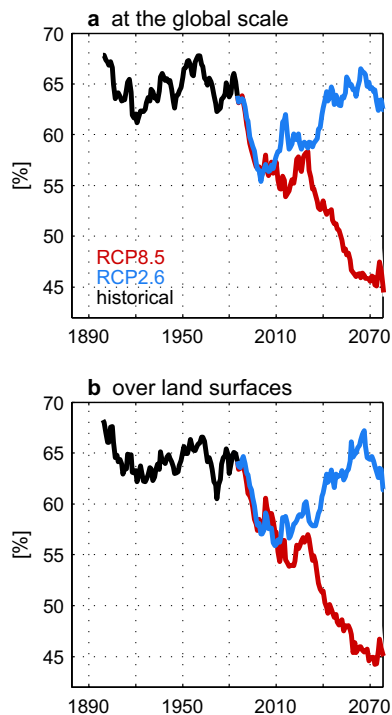


Fig. 9 Evolution of the fraction of switching regions relative to $\Delta\omega_{20}$ **a** at the global scale and **b** over land surfaces in multi-realization mean values with the IPSL-CM5A-LR model for RCP8.5, RCP2.6 and the historical experiment

persistence of trends over the same regions. Indeed, switching regions drop from 65 % during the historical period to 40 % by the end of the twenty-first century in multi-model mean values. Whilst temperature rise is accelerating, this stabilization is due to the increasing weight of thermodynamic processes in controlling precipitation changes.

The combination of intensification and persistence of such substantial rates might have strong impacts on human and natural systems (e.g. in the Mediterranean basin, Central America, South Asia and the Arctic). These regions even exhibit a larger rate and a larger increase of rate over the century compared to the global scale. For instance, the drying trend of Central America, mostly due to an attenuation of the summer wet season, is projected to be twice as fast by 2080 compared to the current period ($R_{-} = 2.01 \pm 0.58$), whereas the global average of the 1995-ratio in the drying rate is displayed to be about 1.26 (± 0.09).

In contrast, under the strongest mitigation pathway (RCP2.6), evolution of all indicators is similar with RCP8.5 until 2010 (i.e. until the 2011–2030 period). These

indicators return to historical values for the rest of the twenty-first century: after a sudden decrease in the fraction of switching regions (65–53 %), it is predicted to go back to initial values. The moistening and drying rates are nearly constant. The fraction of moistening regions goes back to about 50 %, losing their predominance. All the critical phenomena described here for RCP8.5 might not happen if strong mitigation policies are quite rapidly implemented.

5.2 Limitations of the study

This work consists of a multi-model and multi-realization analysis involving CMIP5 simulations of 18 GCMs. Precipitation is one of the key variables to assess in a context of climate change. However, model projections of surface air temperature are of better quality than for precipitation (Flato et al. 2013). Daily precipitation statistics improve with increasing spatial resolution (e.g. Boberg et al. 2009, 2010), but sub-daily statistics reveal important challenges, especially concerning the diurnal cycle (Dai and Trenberth 2004; Dai 2006). Higher time resolution in precipitation statistics are also needed (e.g. Haerter et al. 2010), especially for evaluation of convective precipitation. This is the reason why we compare the simulated rate of precipitation change with the one inferred from available observation and reanalysis datasets, in order to evaluate its robustness.

On one hand, we know models have limitations in simulating precipitation, and that applies to reanalysis as well. They are not designed to represent the timing of unforced variability, and a misrepresentation of natural forcing might explain some of the differences to the observations. But on the other hand, the observed precipitation trend over the twentieth century can exhibit a relative uncertainty about 50–100 %, and even more than 100 % when limited to the second half of the century (Hartmann et al. 2013). It may be caused by different factors, including instrumental problems, precipitation undercatch, and station versus grid cell comparison. Spatial and year-to-year variability also constitutes an important part of the limits of a multi-model precipitation analysis, especially at the regional scale. Natural variability plays a non-negligible role, but inter-model variability has an even greater influence. Indeed, models exhibit a large spread, mainly because of precipitation change caused by dynamic processes (Flato et al. 2013). However, focusing on regions that exhibit a robust change across GCMs allows the relative contribution of inter-model variability to be reduced, producing reliable information for impact studies. Despite these two major shortcomings in simulated precipitation (i.e. discrepancies with observations and large variability), GCM output remains the best source of information concerning possible evolution of precipitation changes, and is qualitatively robust.



While the rate of change of mean precipitation may be of importance to adaptation (Klein et al. 2014), impacts are also determined by precipitation extremes, thresholds, timing and characteristics of the wet season and multi-year drought, and evaporation and soil moisture over land controlling the water stress. All these characteristics are not included in this analysis. Therefore, all derived interpretations require some caution. In the next subsection, we allow ourselves to draw some conclusions regarding the evolution of rate of change indicators related to precipitation may have on climate impacts and adaptation communities, keeping in mind that risk also depends on vulnerability and exposure of human and natural systems and not just on climate hazards (IPCC 2014).

5.3 Main implications

This study distinguishes itself by focusing on projected precipitation changes with a moving baseline. The increasing weight of thermodynamic processes in controlling precipitation changes has also been highlighted using a fixed-current baseline, and a separation between dry and wet regimes, instead of drying and moistening regimes (Liu and Allan 2013). We bring here additional relevant information about the quantification of the persistence of significant rate patterns directly linked to these processes. Greve et al. (2014) demonstrated that a 'dry gets drier and wet gets wetter' pattern was uncommon over land during the historical period considering a Budyko framework. But considering another framework, we show that this pattern has already started to expand, and might get more usual in a future under strong emissions. Roderick et al. (2012) stated that the behavior of the water cycle is different over land and ocean, but we highlight here one of the mechanisms of precipitation change that are similar over all surfaces.

By describing changes from one 20-year period to the next, our approach could also be a good starting point to more concretely represent what future generations might experience. The memory of climate and weather events is indeed often limited to an average generation (Garner 2010). Using alternative time horizons might assess how they may react and adapt regarding future precipitation change (de Elía et al. 2014). An intensification of rate in regions with a significant and persistent rate pattern may give less time for human and natural systems to adapt (O'Neill and Oppenheimer 2004). Additional effort might be needed compared to recent adaptation. Our approach has demonstrated that significant and persistent rate patterns will expand and increase in their amplitude in a future under strong emissions, and thus might bring out relevant insights for climate impacts and adaptation communities.

Acknowledgments We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is in charge of the fifth Coupled Model Intercomparison Project, and we thank the climate modelling groups for producing and making available their model output. To analyze the CMIP5 data, this study benefited from the IPSL Prodiguer-Ciclad facility which is supported by CNRS, UPMC, Labex L-IPSL which is funded by the ANR (Grant # ANR-10-LABX-0018) and by the European FP7 IS-ENES2 project (Grant #312979). We especially thank S. Denvil and J. Raciarek for supervising data fetching. We also warmly acknowledge L. Terray at CERFACS in Toulouse, R. Knutti at ETH Zürich, and the two anonymous reviewers for their comments and constructive suggestions on our work. This study is accomplished as part of a PhD thesis equally funded by the French Alternative Energies and Atomic Energy Commission (CEA) and the French Ministry of Defense (DGA). We thus acknowledge both organizations for making this work possible.

Author contributions Y.C. and S.J. coordinated the study. Y.C. wrote the paper, developed and performed analyses. All the authors discussed the results and their interpretation and contributed to the final version of the paper.

Appendix 1: Additivity of precipitation rates

In order to preserve additivity of both drying and moistening rates, the computation of multi-model mean values is conducted as follows. For each model *l*, each realization *r* and each year *t*, ΔP_{20} is expressed as:

$$\Delta P_{20} = \Pi_+ \cdot \Delta P_{20}^+ - \Pi_- \cdot \Delta P_{20}^- \tag{6.1}$$

where Π_+ (Π_-) is the fraction of moistening (drying) regions.

To ensure that Eq. (6.1) is valid for multi-model mean values, the multi-model means of the drying and moistening rates are weighted by the fraction of drying and moistening regions:

$$\begin{cases} \overline{\Delta P_{20}^+} = \frac{\sum_{l,r} (\Pi_{+,l,r} \cdot \Delta P_{20,l,r}^+)}{\sum_{l,r} \Pi_{+,l,r}} \\ \overline{\Delta P_{20}^-} = \frac{\sum_{l,r} (\Pi_{-,l,r} \cdot \Delta P_{20,l,r}^-)}{\sum_{l,r} \Pi_{-,l,r}} \end{cases} \tag{6.2}$$

with $\overline{\dots}^{l,r}$ representing the average of all models and all realizations, i.e. the multi-model mean.

Appendix 2: Additive conditions of natural and inter-model variability

Indicators are computed with *L* models including *R_l* realizations. Raw prediction *X* for each model *l*, realization *r* and year *t* can be expressed as:

$$X_{l,r,t} = x_t + x'_{l,t} + \varepsilon_{l,r,t} \tag{7.1}$$

where x_t is the multi-model mean value, $x'_{l,t}$ is the difference between x_t and the multi-realization mean value of each model and $\varepsilon_{l,r,t}$ is the difference between the multi-run mean value of the considered model and $X_{l,r,t}$.

Within the scope of this work, we consider two hypotheses:

H1 The *inter-model* and *natural* variabilities are two independent processes, which is true as a first approximation and is an assumption of this analysis.

H2 The multi-realization mean $\overline{\varepsilon_{l,r,t}^r}$ of $\varepsilon_{l,r,t}$ for each model l and each time t equals zero, which is true by definition of the multi-realization mean.

The natural variability $\sigma_{R,l}^2$ for each model l is defined as the temporal variance of $\varepsilon_{l,r,t}$. It is time- and realization-independent for each model. The multi-model mean σ_R^2 of $\sigma_{R,l}^2$ is computed in accordance with an equal weight amongst all models. The inter-model variability $\sigma_{L,t}^2$ is estimated from the variance between multi-realization mean values of each model at each time step and is thus time dependent. In the following calculation, we give an equal weight to each run for simplicity, whatever the model or the realization. The final results of the calculation remain identical. The total variability of the indicator is computed using Eq. (7.1) as follows:

$$\begin{aligned} \sigma_{T,t}^2 &= \text{Var}_{l,r}(X_{l,r,t}) \\ &= \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r (X_{l,r,t} - x_t)^2 \right] \\ &\stackrel{(B.1)}{=} \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r (x_{l,t}^2 + 2x'_{l,t} \cdot \varepsilon_{l,r,t} + \varepsilon_{l,r,t}^2) \right] \quad (7.2) \\ &= \overline{x_{l,t}^2} + 2 \cdot \overline{x'_{l,t} \cdot \varepsilon_{l,r,t}} + \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2} \\ &\stackrel{(H2)}{=} \overline{x_{l,t}^2} + \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2} \end{aligned}$$

$\sigma_{L,t}^2$ and σ_R^2 can be expressed the same way:

$$\begin{aligned} \sigma_{L,t}^2 &= \text{Var}_l(x_t + x'_{l,t}) \\ &= \frac{1}{L} \sum_l (x_t + x'_{l,t} - x_t)^2 \\ &= \overline{x_{l,t}^2} \end{aligned} \quad (7.3)$$

$$\begin{aligned} \sigma_R^2 &= \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r \text{Var}_{r,t}(\varepsilon_{l,r,t}) \right] \\ &= \frac{1}{L} \sum_l \left[\frac{1}{R_l} \sum_r (\varepsilon_{l,r,t} - \overline{\varepsilon_{l,r,t}^r})^2 \right] \\ &= \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2} - 2\overline{\varepsilon_{l,r,t} \cdot \varepsilon_{l,r,t}^r} + \overline{(\varepsilon_{l,r,t}^r)^2} \\ &\stackrel{(H2)}{=} \overline{\varepsilon_{l,r,t}^2} \end{aligned} \quad (7.4)$$

The total variability is the sum of both natural and inter-model variabilities:

$$\sigma_{T,t}^2 = \sigma_R^2 + \sigma_{L,t}^2 \quad (7.5)$$

The additivity of σ_R^2 and $\sigma_{L,t}^2$ is thus the direct consequence of the way we constructed the decomposition of each source of uncertainty.

Appendix 3: Detailed calculation of the (thermo) dynamic components of ΔP_{20}

The vertically integrated water budget can be diagnosed regionally as follows for each GCM, each run and each yearly mean value (Neelin 2007; Bony et al. 2013):

$$P = E - [q \nabla \cdot \mathbf{V}] - [\mathbf{V} \cdot \nabla q] \quad (8.1)$$

where P is the precipitation, E the surface evapotranspiration, \mathbf{V} the field of horizontal wind velocity and q the vertical profile of specific humidity. The vertically integrated horizontal moisture advection term $-\mathbf{V} \cdot \nabla q$ is hereafter denoted as H_q . Mass continuity can be expressed as:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial \bar{p}} = 0 \quad (8.2)$$

where ω is the pressure vertical velocity and \bar{p} the atmospheric pressure. Considering that $\omega = 0$ at the Earth surface and at the top of the atmosphere, a vertical integration by parts leads to:

$$\frac{d(\omega q)}{d\bar{p}} = \omega \frac{\partial q}{\partial \bar{p}} + q \frac{\partial \omega}{\partial \bar{p}} = \omega q \bar{p}_{\text{surf}}^{-1} = 0 \quad (8.3)$$

The combination of (8.2) and (8.3) implies that a variation of (8.1) is expressed as:

$$\Delta P = \Delta E - \Delta \left[\omega \frac{\partial q}{\partial \bar{p}} \right] + \Delta H_q \quad (8.4)$$

As the dynamic contribution in precipitation changes is only caused by global circulation changes (i.e. variation of ω), (8.4) can be formulated differently:

$$\Delta P = \Delta E - \underbrace{\omega \Delta \left[\frac{\partial q}{\partial \bar{p}} \right]}_{\Delta P_{th}} + \underbrace{\Delta H_q + \left[\frac{\partial q}{\partial \bar{p}} \right] \Delta \omega}_{\Delta P_{dyn}} \quad (8.5)$$

On the other hand, the Clausius–Clapeyron expression for vapor saturation is (e.g. Held and Soden 2006):

$$\frac{d \ln q}{dT} = \frac{L}{RT^2} = \alpha(T) \quad (8.6)$$

where T is the surface air temperature, L the latent heat of vaporization and R the gas constant. At temperatures



corresponding to those of the lower troposphere, $\alpha = 0.07K^{-1}$ above oceans. Then, (8.6) becomes:

$$dq = 0.07q \cdot dT \quad (8.7)$$

Using the vertically integrated water budget (8.1) and the Clausius–Clapeyron relation (8.7) in (8.5), we obtain:

$$\Delta P = \Delta E + 0.07(P - E)\Delta T + \Delta P_{dyn} \quad (8.8)$$

This expression is a valid approximation for absolute change of precipitation above oceans, but also for a running difference with the only condition that $P = \langle P \rangle_{t,t-20}$ and $E = \langle E \rangle_{t,t-20}$, the mean of annual precipitation (evapotranspiration) during the last twenty years. The rate of precipitation change ΔP_{20} as well as the moistening (drying) rates ΔP_{20}^+ (ΔP_{20}^-) can be split in two distinctive parts coming from thermodynamic and dynamic modifications of the atmosphere:

$$\begin{cases} \Delta P_{20}^{th} = \Delta E_{20} + 0.07(\langle P \rangle - \langle E \rangle)\Delta T_{20} \\ \Delta P_{20}^{dyn} = \Delta P_{20} - \Delta P_{20}^{th} \end{cases} \quad (8.9)$$

References

- Allan RP (2012) Regime dependent changes in global precipitation. *Clim Dyn* 39(3–4):827–840. doi:10.1007/s00382-011-1134-x
- Allan RP, Liu M, Cand Z, Lavers DA, Koukouvasias E, Bodas-Salcedo A (2014) Physically consistent responses of the global atmospheric hydrological cycle in models and observations. *Surv Geophys* 35(3):533–552. doi:10.1007/s10712-012-9213-z
- Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, Rudolf B, Schamm K, Schneider U, Ziese M (2013) A description of the global land-surface precipitation data products of the global precipitation climatology centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901 to present. *Earth Syst Sci Data* 5(1):71–99. doi:10.5194/essd-5-71-2013
- Boberg F, Berg P, Thejll P, Gutowski WJ, Christensen JH (2009) Improved confidence in climate change projections of precipitation evaluated using daily statistics from the PRUDENCE ensemble. *Clim Dyn* 32(7–8):1097–1106. doi:10.1007/s00382-008-0446-y
- Boberg F, Berg P, Thejll P, Gutowski WJ, Christensen JH (2010) Improved confidence in climate change projections of precipitation further evaluated using daily statistics from ENSEMBLES models. *Clim Dyn* 35(7–8):1509–1520. doi:10.1007/s00382-009-0683-8
- Bony S, Dufresne JL, Le Treut H, Morcrette JJ, Senior C (2004) On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Clim Dyn* 22(2–3):71–86. doi:10.1007/s00382-003-0369-6
- Bony S, Bellon G, Klocke D, Sherwood S, Fernepin S, Denvil S (2013) Robust direct effect of carbon dioxide on tropical circulation and regional precipitation. *Nat Geosci* 6(6):447–451. doi:10.1038/ngeo1799
- Byrne MP, O’Gorman PA (2015) The response of precipitation minus evapotranspiration to climate warming: why the “wet-get-wetter, dry-get-drier” scaling does not hold over land. *J Clim* 28(20):8078–8092. doi:10.1175/JCLI-D-15-0369.1
- Cao L, Bala G, Caldeira K (2012) Climate response to changes in atmospheric carbon dioxide and solar irradiance on the time scale of days to weeks. *Environ Res Lett* 7(034):015. doi:10.1088/1748-9326/7/3/034015
- Chadwick R, Boutle I, Martin G (2013) Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: why the rich do not get richer in the tropics. *J Clim* 26(11):3803–3822. doi:10.1175/JCLI-D-12-00543.1
- Chapin FS et al (2000) Consequences of changing biodiversity. *Nature* 405(6783):234–242. doi:10.1038/35012241
- Chavaillaz Y, Joussaume S, Dehecq A, Braconnot P, Vautard R (submitted) Investigating the pace of temperature change and its implications over the twenty-first century. *Clim Change*
- Chou C, Chiang JCH, Lan CW, Chung CH, Liao YC, Lee CJ (2013) Increase in the range between wet and dry season precipitation. *Nat Geosci* 6(4):263–267. doi:10.1038/ngeo1744
- Collins M et al (2013) Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility. In: *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press
- Dai A (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J Clim* 19(18):4605–4630. doi:10.1175/JCLI3884.1
- Dai A, Trenberth KE (2004) The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. *J Clim* 17(5):930–951. doi:10.1175/1520-0442
- Dawson TP, Jackson ST, House JI, Prentice IC, Mace GM (2011) Beyond predictions: biodiversity conservation in a changing climate. *Science* 332(6025):53–58. doi:10.1126/science.1200303
- Deser C, Phillips A, Bourdette V, Teng H (2010) Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Clim Dyn* 38:527–546. doi:10.1007/s00382-010-0977-x
- de Elía R, Biner S, Frigon A, Côté H (2014) Timescales associated with climate change and their relevance in adaptation strategies. *Clim Change* 126(1–2):93–106. doi:10.1007/s10584-014-1209-x
- Flato G, et al (2013) Evaluation of climate models. In: *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press
- Garnier E (2010) *Les dérangements du temps, 500 ans de chaud et froids en Europe*. Plon
- Giorgi F, Bi X (2009) Time of emergence (ToE) of GHG-forced precipitation change hot-spots. *Geophys Res Lett* 36(6):L06,709. doi:10.1029/2009GL037593
- Greve P, Orłowsky B, Mueller B, Sheffield J, Reichstein M, Seneviratne SI (2014) Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nat Geosci* 7(10):716–721. doi:10.1038/ngeo2247
- Haerter JO, Berg P, Hagemann S (2010) Heavy rain intensity distributions on varying time scales and at different temperatures. *J Geophys Res Atmos* 115(D17). doi:10.1029/2009JD013384
- Harris I, Jones P, Osborn T, Lister D (2014) Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3.10 dataset. *Int J Climatol* 34(3):623–642. doi:10.1002/joc.3711
- Hartmann DL et al (2013) Observations: atmosphere and surface. In: *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press
- Hawkins E, Sutton R (2009) The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bull Am Meteorol Soc* 90:1095–1107. doi:10.1175/2009BAMS2607.1
- Hawkins E, Sutton R (2011) The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Clim Dyn* 37(1–2):407–418. doi:10.1007/s00382-010-0810-6
- Held IM, Soden BJ (2006) Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J Clim* 19(21):5686–5699. doi:10.1175/JCLI3990.1
- IPCC (2014) Summary for policymakers. In: *Climate Change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press, pp 1–32

- Ji F, Zhaohua W, Jianping H, Chassignet EP (2014) Evolution of land surface air temperature trend. *Nat Clim Change* 4(6):462–466. doi:[10.1038/nclimate2223](https://doi.org/10.1038/nclimate2223)
- Joshi M, Gregory J, Webb M, Sexton D, Johns T (2008) Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Clim Dyn* 30(5):455–465. doi:[10.1007/s00382-007-0306-1](https://doi.org/10.1007/s00382-007-0306-1)
- Kirtman B et al (2013) Near-term climate change: projections and predictability. In: *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, Cambridge University Press
- Klein RJT et al (2014) Adaptation opportunities, constraints, and limits. In: *Climate Change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, Cambridge University Press, pp 899–943
- Liebmann B, Dole RM, Jones C, Bladé I, Allured D (2010) Influence of choice of time period on global surface temperature trend estimates. *Bull Am Meteorol Soc* 91(11):1485–1491. doi:[10.1175/2010BAMS3030.1](https://doi.org/10.1175/2010BAMS3030.1)
- Liu C, Allan RP (2013) Observed and simulated precipitation responses in wet and dry regions 1850–2100. *Environ Res Lett* 8(3):034.002. doi:[10.1088/1748-9326/8/3/034002](https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034002)
- Mahlstein I, Portmann RW, Daniel JS, Solomon S, Knutti R (2012) Perceptible changes in regional precipitation in a future climate. *Geophys Res Lett* 39(L05):701. doi:[10.1029/2011GL050738](https://doi.org/10.1029/2011GL050738)
- Maraun D (2013) When will trends in European mean and heavy daily precipitation emerge? *Environ Res Lett* 8(1):014.004. doi:[10.1088/1748-9326/8/1/014004](https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014004)
- Masson-Delmotte V et al (2013) Information from paleoclimate archives. In: *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, Cambridge University Press
- Meinshausen M, Smith S, Calvin K, Daniel J, Kainuma M, Lamarque JF, Matsumoto K, Montzka S, Raper S, Riahi K, Thomson A, Velders G, van Vuuren D (2011) The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim Change* 109(1–2):213–241. doi:[10.1007/s10584-011-0156-z](https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z)
- Mora C, Frazier AG, Longman RJ, Dacks RS, Walton MM, Tong EJ, Sanchez JJ, Kaiser LR, Stender YO, Anderson JM, Ambrosino CM, Fernandez-Silva I, Giuseffi LM, Giambelluca TW (2013) The projected timing of climate departure from recent variability. *Nature* 502(7470):183–187. doi:[10.1038/nature12540](https://doi.org/10.1038/nature12540)
- Neelin JD (2007) Moist dynamics of tropical convection zones in monsoons, teleconnections, and global warming. In: Schneider T, Sobel A (eds) *The global circulation of the atmosphere*. Princeton University Press, Princeton, pp 267–301
- Neelin JD, Münnich M, Su H, Meyerson JE, Holloway CE (2006) Tropical drying trends in global warming models and observations. *Proc Nat Acad Sci* 103(16):6110–6115. doi:[10.1073/pnas.0601798103](https://doi.org/10.1073/pnas.0601798103)
- O’Neill BC, Oppenheimer M (2004) Climate change impacts are sensitive to the concentration stabilization path. *Proc Nat Acad Sci* 101(47):16,411–16,416. doi:[10.1073/pnas.0405522101](https://doi.org/10.1073/pnas.0405522101)
- Poli P, Hersbach H, Tan D, Dee D, Thépaut JN, Simmons A, Peubey C, Laloyaux P, Komori T, Berrisford P, Dragani R, Trémolet Y, Holm E, Bonavita M, Isaksen L, Fisher M (2013) The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the twentieth century assimilating surface observations only (ERA-20C). ERA Report Series (14)
- Polson D, Hegerl GC, Allan RP, Sarojini BB (2013) Have greenhouse gases intensified the contrast between wet and dry regions? *Geophys Res Lett* 40(17):4783–4787. doi:[10.1002/grl.50923](https://doi.org/10.1002/grl.50923)
- Roderick ML, Sun F, Farquhar GD (2012) Water cycle varies over land and sea. *Science* 336(6086):1230–1231. doi:[10.1126/science.1230-b](https://doi.org/10.1126/science.1230-b)
- Seneviratne SI et al (2012) Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of working groups I and II of the intergovernmental panel on climate change (IPCC)*, Cambridge University Press
- Settele J, et al (2014) Terrestrial and inland water systems. In: *Climate Change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, Cambridge University Press, pp 195–228
- Smith SJ, Edmonds J, Hartin CA, Mundra A, Calvin K (2015) Near-term acceleration in the rate of temperature change. *Nat Clim Change* 5:333–336. doi:[10.1038/nclimate2552](https://doi.org/10.1038/nclimate2552)
- Street R, Jacob D, Parry M, Runge T, Scott J (2015) A European research and innovation roadmap for climate services. European Commission. doi:[10.2777/702151](https://doi.org/10.2777/702151)
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2011) An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc* 93(4):485–498. doi:[10.1175/BAMS-D-11-00094.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1)
- Vecchi GA, Soden BJ (2007) Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J Clim* 20(17):4316–4340. doi:[10.1175/JCLI4258.1](https://doi.org/10.1175/JCLI4258.1)
- Vose RS, Schmoyer RL, Steurer PM, Peterson TC, Heim R, Karl TR, Eischeid JK (1992) The global historical climatology network: long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data. Oak Ridge National Laboratory. doi:[10.3334/CDIAC/cli.ndp041](https://doi.org/10.3334/CDIAC/cli.ndp041)
- Zhang X, Zwiers FW, Hegerl GC, Lambert FH, Gillett NP, Solomon S, Stott PA, Nozawa T (2007) Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature* 448(7152):461–465. doi:[10.1038/nature06025](https://doi.org/10.1038/nature06025)



4.4 Éléments complémentaires

Suite à la présentation de l'article de la section précédente, quelques éléments complémentaires sont explicités ici en rapport à l'évolution des indicateurs définis dans le présent chapitre :

- Une analyse saisonnière de l'intensification et de la stabilisation des tendances a permis de déterminer quelle saison influençait le plus les tendances annuelles dans chaque région spécifique selon le scénario aux émissions les plus fortes.
- Des modes dominants de variabilité ont pu être mis en évidence dans les analyses régionales.
- Une décomposition des termes thermodynamiques de ΔP_{20} a pu expliquer physiquement les différences de comportement des vitesses d'assèchement et d'humidification.

4.4.1 Analyse saisonnière

L'intensité et le signe de ΔP_{20} sont représentés spatialement pour les années 1995 et 2080 selon le RCP8.5 pour chaque saison sur les Figures 4.2 à 4.5 d'une manière similaire aux Figures 2 et 5 de la Section 4.3. Ces analyses non-montrées dans l'article ont permis de tirer des conclusions sur l'influence des tendances de chaque saison sur les tendances annuelles.

Sur le bassin méditerranéen, la tendance à l'assèchement, significative en moyenne annuelle, persiste durant le 21^{ème} siècle pour toutes les saisons. Elle n'est par contre plus significative à l'échelle saisonnière, ce qui est principalement expliqué par une plus grande variabilité interne lorsque l'échelle temporelle est réduite (Räisänen, 2001). La saison estivale (JJA) reste la plus sèche tout au long du siècle (Figure 4.6c) et présente alors un assèchement normalisé plus important par rapport aux autres saisons. La tendance annuelle significative met donc principalement en lumière la situation critique de la sécheresse en période estivale.

En Amérique centrale, la tendance à l'assèchement persiste en toutes saisons à l'exception de SON, mais n'est significative qu'en JJA. La période située entre les mois de juillet et de novembre correspond à la saison humide (Figure 4.6a). Contrairement à ce qui est montré en Méditerranée, la tendance annuelle dépend alors de l'atténuation de la saison des pluies. Ce comportement est cohérent avec les résultats de Neelin *et al.* (2006) concernant l'Amérique centrale et les Caraïbes.

En Inde, la tendance à l'humidification n'est significative et persistante que durant la saison SON, et dans une moindre mesure en JJA. Selon le scénario RCP8.5, les modifications des régimes de mousson consistent entre autres en une augmentation des précipitations moyennes, un début de mousson plus précoce en MAM et une fin de mousson plus tardive en SON (Christensen *et al.*, 2013). La tendance annuelle à l'humidification reflète donc principalement un retard de plus en plus important de la date de fin de mousson en septembre.

La région arctique présente une tendance à l'humidification significative et persistante pour toutes les saisons. La plus grande augmentation des précipitations est tout de même projetée pour la saison DJF (Figure 4.6d). Toutes les saisons influencent donc la tendance annuelle d'humidification, avec une légère prédominance de la saison hivernale.

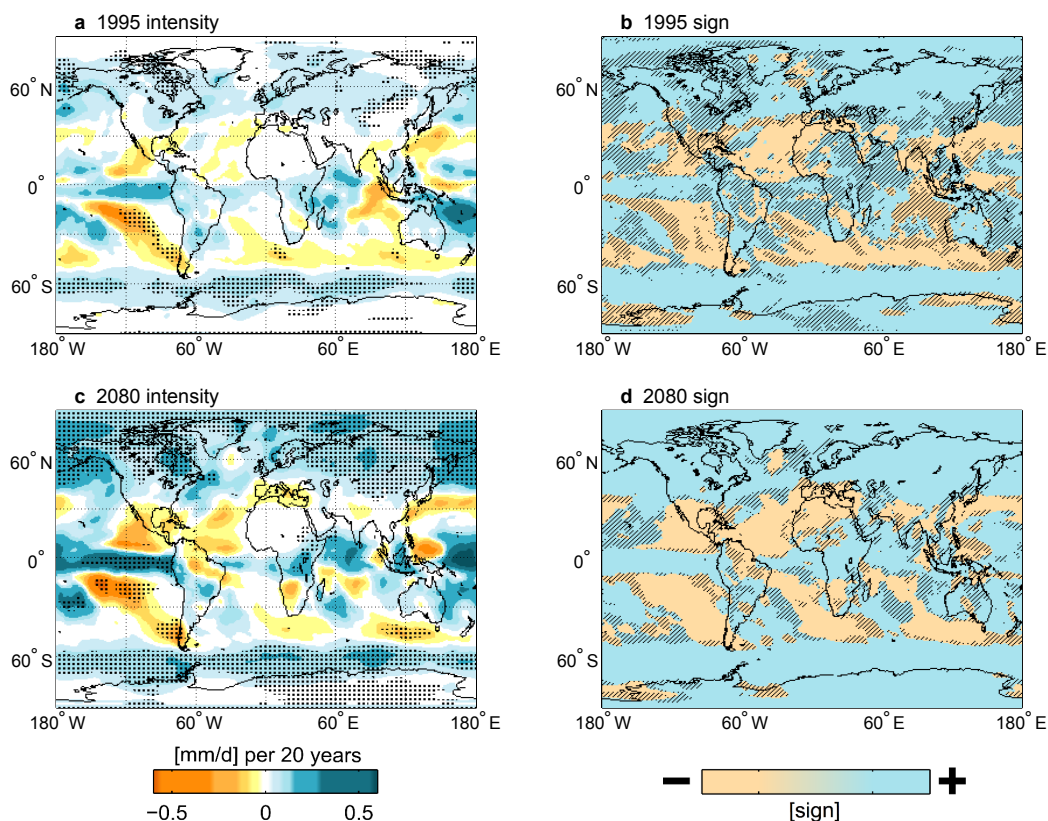


Figure 4.2 : Moyenne multi-modèle de la vitesse de changement des précipitations ΔP_{20} (a) en 1995, (c) en 2080 en DJF selon le scénario RCP8.5. Les tendances bleues (jaunes) représentent une vitesse positive (négative), i.e. une tendance à l'humidification (à l'assèchement). Les zones pointillées correspondent à celles où au moins 75% des GCMs sont en accord sur le signe de la tendance et où l'amplitude de la vitesse dépasse au moins une fois la variabilité interne du système climatique (similaire à Collins et al., 2013, p. 1041). Les cartes (b) et (d) représentent le signe de ΔP_{20} pour les mêmes années et la même saison. Les régions hachurées correspondent à celles qui présentent une tendance de signe opposé par rapport à 20 ans auparavant (i.e. régions alternantes).



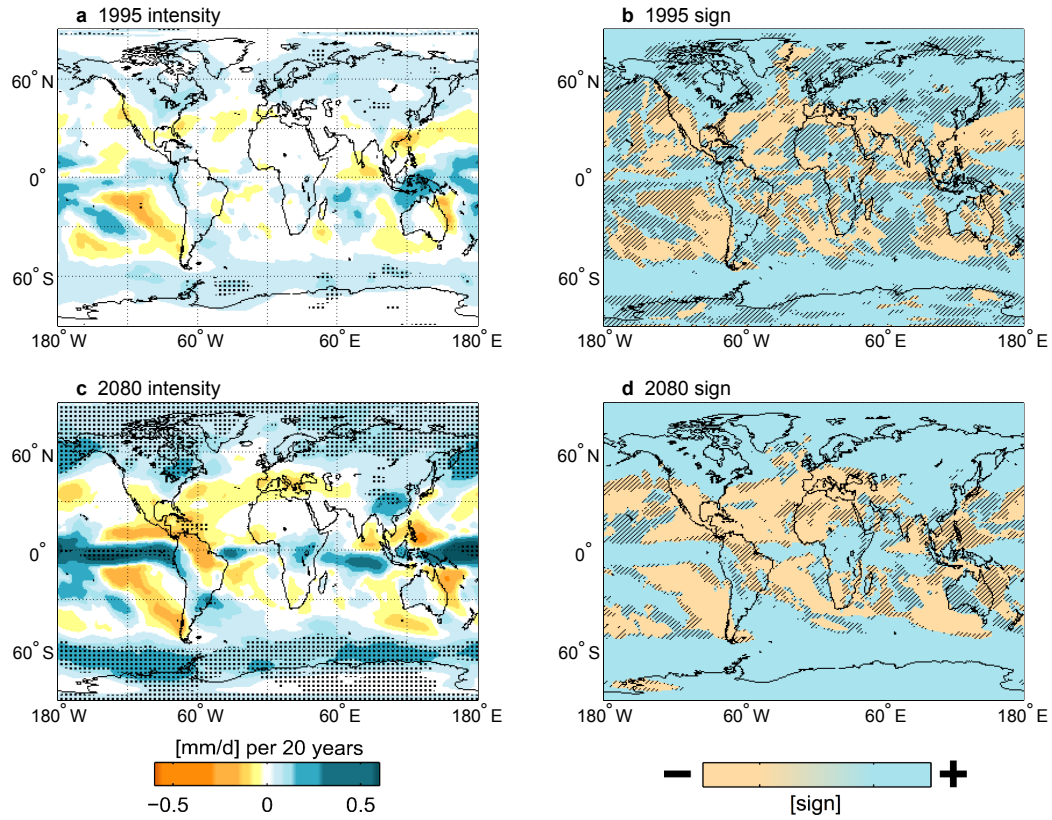


Figure 4.3 : Idem que la Figure 4.2 pour la saison MAM.

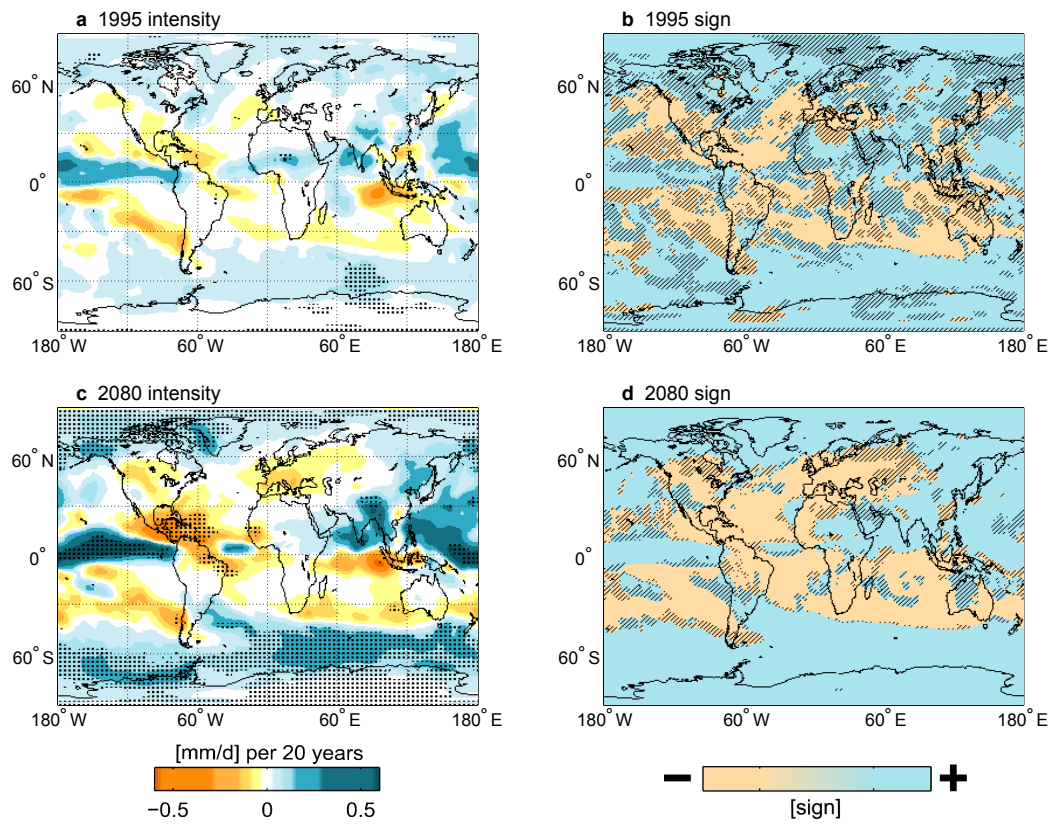


Figure 4.4 : Idem que la Figure 4.2 pour la saison JJA.

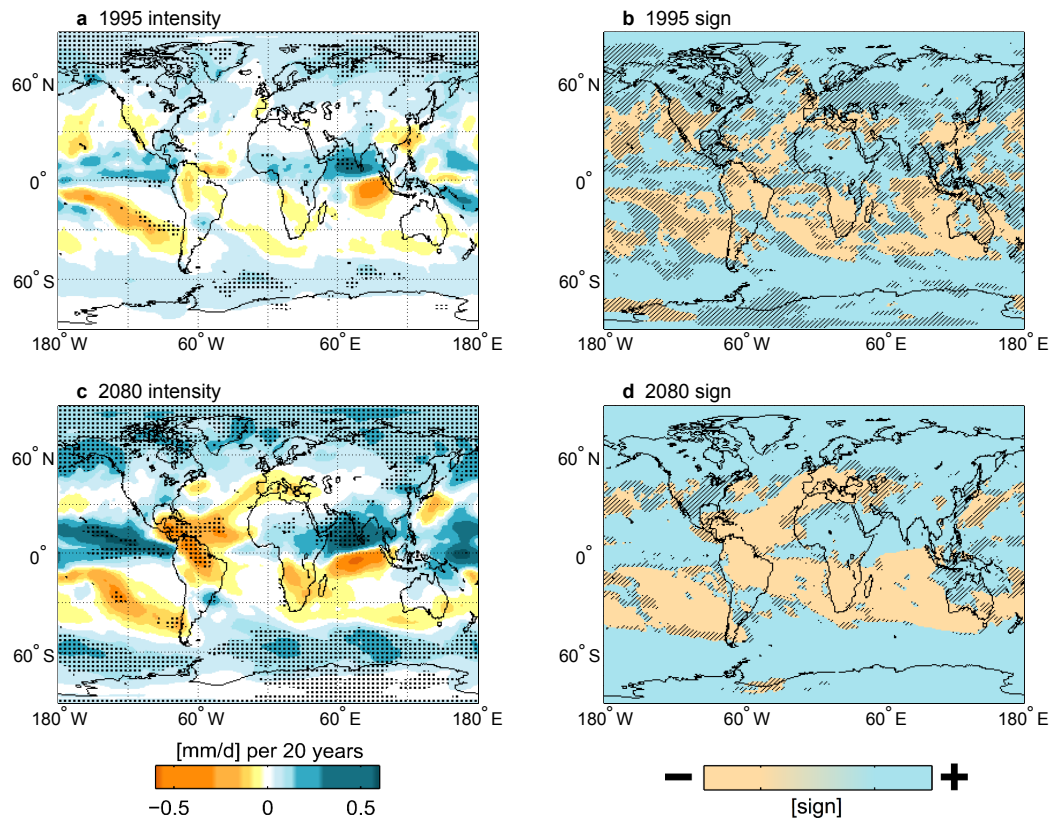


Figure 4.5 : Idem que la Figure 4.2 pour la saison SON.

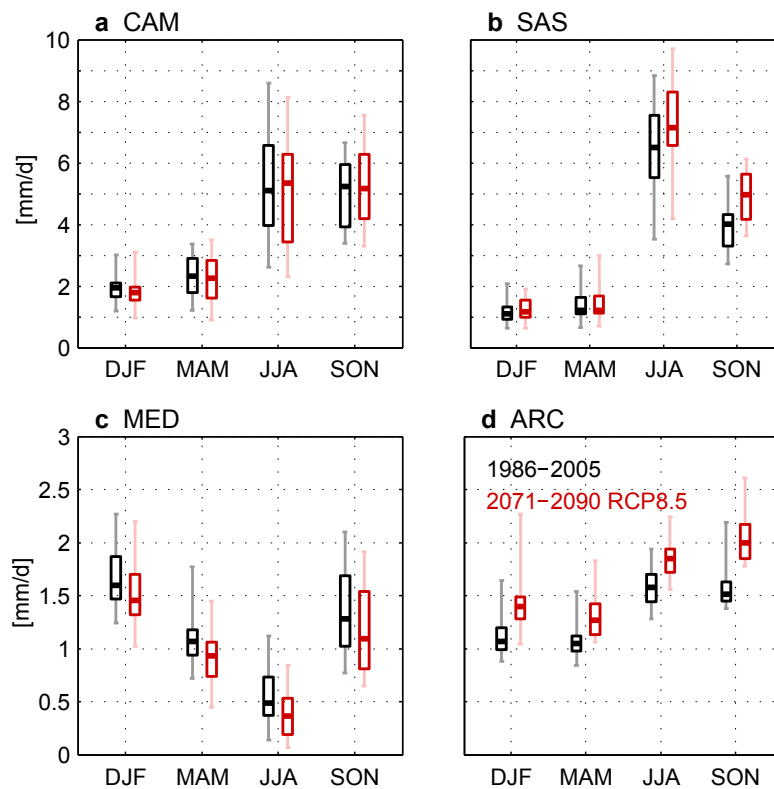


Figure 4.6 : Moyennes saisonnières du cumul journalier de précipitations pour une période de référence actuelle (i.e. 1986-2005 en noir) et à l'horizon de la fin du 21^{ème} siècle selon le scénario RCP8.5 (i.e. 2071-2090 en rouge) (a) en Amérique Centrale, (b) en Inde, (c) sur le bassin méditerranéen et (d) en région arctique. Les boîtes représentent l'intervalle entre les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles parmi les 40 réalisations utilisées. Les traits délimitent l'intervalle entre les 5^{ème} et 95^{ème} percentiles.

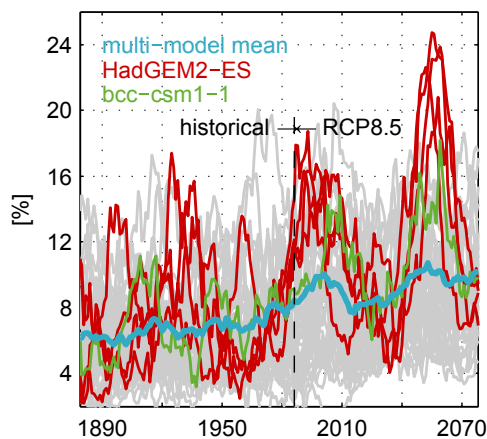


4.4.2 Modes de variabilité dominants

Comme déjà discuté dans la Section 3.4.4 au sujet de la vitesse de réchauffement, certaines réalisations de modèles peuvent simuler des modulations entraînant une diminution temporaire de la vitesse des changements malgré une tendance générale à l'accélération. Certains modes de variabilité de la vitesse sont mis en évidence par la définition des indicateurs définis dans cette thèse, alors qu'ils ont une importance mineure dans l'évolution des signaux de la température de surface. C'est également le cas pour les indicateurs directement liés à l'évolution des précipitations.

Dans certains cas de figure, les modulations en question sont si prononcées qu'elles influencent à elles seules l'évolution des indicateurs en moyenne multi-modèle. C'est particulièrement le cas pour l'évolution de la vitesse normalisée de l'humidification en Inde (Figure 7c de l'article de la Section 4.3), où un signal avec une périodicité d'environ 60 ans est clairement discernable. Comme le montre la Figure 4.7, ce signal est entièrement causé par les réalisations d'un modèle en particulier (HadGEM2-ES et, dans une moindre mesure, bcc-csm1-1). Ce comportement est connu des équipes de modélisation correspondantes mais est toujours en cours de résolution (communication personnelle d'octobre 2015, M. Robin Chadwick, Met Office, Royaume-Uni). Cet exemple montre encore davantage la prudence qui doit être de mise lors de l'interprétation de l'évolution d'une moyenne multi-modèle.

Figure 4.7 : Évolution de la vitesse normalisée d'humidification $\tilde{\Delta}P_{20}^+$ en Inde durant la période historique et selon le scénario RCP8.5. L'évolution en moyenne multi-modèle est représentée en gras et bleu clair. Les quatre réalisations du modèle HadGEM2-ES sont mises en valeur en rouge et la réalisation du modèle bcc-csm1-1 en vert. Les autres réalisations sont tracées en gris.



4.4.3 Décomposition de la composante thermodynamique

Le dernier point abordé ici concerne la décomposition de la vitesse de changement des précipitations causée par les processus thermodynamiques d'une part et par la circulation générale d'autre part. Malgré les valeurs positives de ΔP_{20}^- (Figure 4a de l'article de la Section 4.3), sa composante thermodynamique reste négative tout au long du siècle et correspond donc à une humidification (courbes orange de la Figure 8b). Ce résultat est attendu en raison de la réponse directe de la composante thermodynamique à l'augmentation de la température globale.

Son amplitude est par contre plus petite que celle de la composante thermodynamique de ΔP_{20}^- (courbes orange de la Figure 8c). Une conséquence directe de cette différence est un poids relatif des processus dynamiques Φ_{dyn} plus important pour la vitesse d'assèchement que pour la vitesse d'humidification tout au long du siècle selon le scénario RCP8.5, et donc une augmentation moins marquée de l'influence des processus thermodynamiques lorsque le réchauffement s'accélère (Figures 8d et 8e). Dans le but d'expliquer cette différence de comportement, il est possible de distinguer l'influence des deux termes de la composante thermodynamique pour chaque indicateur (i.e. ΔP_{20} , ΔP_{20}^- et ΔP_{20}^+). Ils correspondent aux variations de l'évaporation lorsque la température est modifiée et aux effets décrits par la relation de Clausius-Clapeyron (Équation 4.9).

Dans le cas des régions qui s'assèchent, les deux termes ont des effets antagonistes (Figure 4.8b). L'évaporation est facilitée lorsque la température augmente, l'effet du terme s'y référant consiste en une humidification de l'atmosphère et donc à une augmentation des précipitations (i.e. valeurs négatives pour les courbes bleu clair). La relation de Clausius-Clapeyron mène en revanche à une vitesse d'assèchement mais d'amplitude légèrement inférieure. Dans le cas des régions qui s'humidifient, le terme lié à l'évaporation domine complètement la composante thermodynamique et celui de la relation de Clausius-Clapeyron est négligeable (Figure 4.8c).

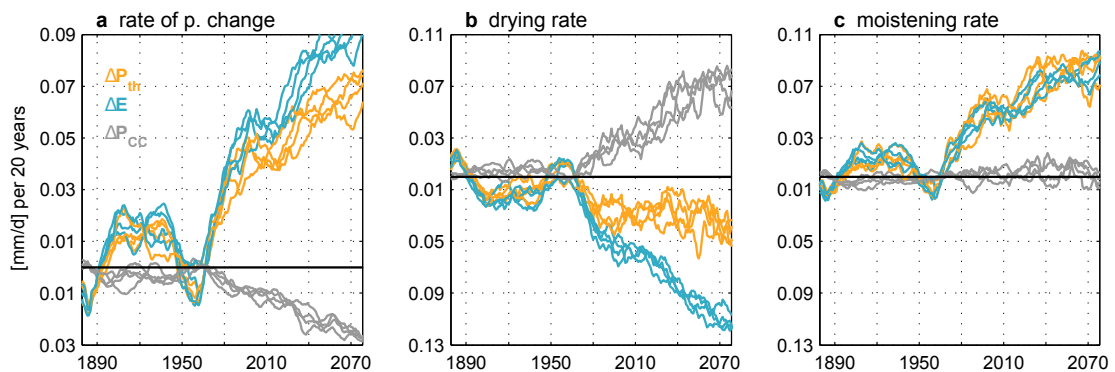


Figure 4.8 : Évolution de la composante (a) de la vitesse de changement des précipitations ΔP_{20} , (b) de la vitesse d'assèchement ΔP_{20}^- et (c) de la vitesse d'humidification ΔP_{20}^+ due aux processus thermodynamiques (en orange), son premier terme lié à l'évaporation (en bleu clair) et son second terme lié à la relation de Clausius-Clapeyron (en gris) selon le scénario RCP8.5. Chaque courbe représente une des quatre réalisations du modèle IPSL-CM5A-LR.

Cette décomposition permet de comprendre l'origine des différentes évolutions de Φ_{dyn} . Elle permet également d'expliquer pourquoi l'accélération de l'assèchement ($26\% \pm 9$ d'augmentation entre 1995 et 2080) est moins marquée que l'accélération de l'humidification ($40\% \pm 10$) selon le scénario RCP8.5.



Vitesse des changements de la végétation

JUSQU'À maintenant, mon analyse s'est porté sur des indicateurs liés à la température et aux précipitations. Dans l'optique d'avoir une approche globale de la vitesse des changements pouvant être pertinente pour la plus grande partie possible de la population, des indicateurs de vitesse liés à la nature peuvent également être pris en compte. La représentation du climat qu'ont les populations rurales est plus visuelle, en opposition à celle des populations urbaines (Lammel *et al.*, 2012). Ces dernières ont souvent une proximité limitée à la végétation et, par conséquent, y sont moins sensibles. La question centrale de ce chapitre est donc d'évaluer à quelle vitesse vont évoluer les *repères visuels* liés à la végétation en relation avec les changements du climat. Les repères visuels peuvent englober différents aspects du cycle saisonnier de la végétation comme la floraison, l'abondance de la végétation, la longueur d'une saison foliaire, etc. Ce chapitre a alors pour but d'utiliser les mêmes projections climatiques que les deux chapitres précédents en exploitant la composante « végétation » des modèles de climat.

Sont d'abord décrits la représentation des différents types de végétation dans les modèles, la méthode de sélection des simulations exploitées dans la thèse et la façon de les analyser. Les indicateurs liés aux différentes caractéristiques de l'évolution des cycles saisonniers sont définis. La vitesse des changements simulés pour ces caractéristiques est ensuite analysée en distinguant systématiquement les bandes de latitude et les types de végétation considérés.

5.1 Cadre de l'analyse

Le travail exposé ici est une première analyse de la vitesse des changements de la végétation construite différemment de celles qui ont été menées dans les chapitres précédents. De par la représentation de la végétation spécifique à chaque modèle de climat, une quantité restreinte de modèles est sélectionnée et une comparaison modèle par modèle est proposée en laissant de côté l'approche multi-modèle présentée dans le chapitre 2.

5.1.1 Sélection restreinte des modèles de climat

La description générale des GCMs faite dans le premier chapitre met en évidence quatre composantes communes à la structure de tous les modèles : les océans, la cryosphère, l'atmosphère et les continents. Les modèles ont chacun leur propre façon de prendre en compte la distribution de la végétation et peuvent être rassemblés dans deux groupes distincts : les modèles à végétation prescrite ou dynamique (Section 1.2.1). Parmi les 18 GCMs sélectionnés pour les analyses liées à la température et aux précipitations figurent des modèles appartenant à ces deux groupes et ayant ou n'ayant pas une description du cycle du carbone dans leur configuration (se référer au Tableau 2.1 du chapitre 2). Selon plusieurs études déjà réalisées (e.g. Anav *et al.*, 2013), une analyse des interactions entre le climat et la végétation est plus représentative et réaliste si le cycle du carbone est pris en compte dans la paramétrisation du modèle. Par exemple, si le cycle est représenté et si la concentration atmosphérique de CO₂ est relativement élevée, la végétation ouvre moins ses stomates¹ afin de capter la quantité suffisante de CO₂ et l'évaporation est alors plus difficile.

Dans cette optique, les GCMs sélectionnés dans ce chapitre représentent tous le cycle du carbone *et* les changements d'utilisation des sols (i.e. 8 des 18 GCMs ne sont plus considérés). Seulement 2 des 10 modèles restants ont une végétation dynamique, qui est également nécessaire pour évaluer de façon robuste le mouvement géographique de la végétation n'ayant pas pour origine l'utilisation des sols (Section 1.2.1). Il s'agit du modèle allemand MPI-ESM-LR (appelé M par la suite) et du modèle anglais HadGEM2-ES (H). J'inclus également le modèle français IPSL-CM5A-LR (I) qui décrit la répartition initiale et le cycle saisonnier de la végétation de manière similaire au modèle M, mais avec une végétation prescrite. N'étant pas pris en compte jusqu'ici dans la thèse, le modèle américain GFDL-ESM2G (G, mis au point dans le même institut que GFDL-CM3) a également une végétation dynamique et une représentation du cycle du carbone. Les moyennes multi-réalisations de ces quatre modèles ont été retenues pour l'analyse décrite dans ce chapitre.

L'étude distincte des simulations de chacun de ces modèles permet deux niveaux de comparaison :

1. Un stomate est un petit orifice dans l'épiderme des végétaux (souvent sur l'intérieur des feuilles). Il permet, entre autres, les échanges gazeux entre la plante et l'air ambiant.

- Les modèles I et M permettent de donner une idée des différences dues à la prise en compte ou non d'une végétation dynamique.
- Les modèles M et H permettent de comparer la réponse de différentes paramétrisations dynamiques de la végétation. Le modèle G n'ayant qu'une réalisation par scénario RCP, il est comparé aux modèles M et H lors de l'analyse d'indicateurs peu influencés par la variabilité interne (Section 5.4).

5.1.2 Classification des types de végétation

Il existe différents de types de végétation qui peuvent être classés de plusieurs façons d'un GCM à un autre. D'une part, sans utiliser un modèle de végétation à proprement parler, les surfaces continentales peuvent être séparées en zones climatiques de Köppen-Geiger, caractérisées elles-mêmes par un ensemble de types de végétation (se référer à l'exemple de Mahlstein *et al.* (2013) dans la Section 2.1.2). D'autre part, le premier modèle de végétation basé sur la distribution des biomes a été élaboré il y a presque 30 ans par Woodward (1987). Comme décrit dans le chapitre 2, un biome est un ensemble de plusieurs types de végétation adaptés aux conditions climatiques de la région en question.

La classification généralement adoptée dans le domaine de la modélisation climatique est celle des types de végétation, appelés types fonctionnels de plantes (PFTs, *plant functional types* en anglais). Au lieu d'associer un biome à chaque maille d'un modèle, le pourcentage de la surface recouvert par chaque PFT est spécifié pour chaque maille et pour chaque année. Un système de végétation classé en PFTs apporte donc un niveau plus fin de modélisation que celui des biomes. Il n'existe pas de façon unique de classer la végétation en PFTs et leur nombre idéal pour modéliser le mieux possible la réponse de la biosphère aux changements climatiques diffère d'un modèle à l'autre (Lavorel *et al.*, 2007). Chaque modèle participant à CMIP5 a alors ses propres PFTs et leur nombre peut varier de manière significative (i.e. de 5 à 16).

Malgré une classification propre à chaque modèle, il est possible de former des groupes de PFT communs. Les groupes choisis dans le cadre de cette analyse sont les arbres, les herbacées, les arbustes et les cultures. Leur cycle saisonnier est analysé séparément. Pour exemple, le modèle M comporte 13 PFTs :

- quatre types d'arbres se distinguant par leur cycle saisonnier et leurs régions de développement,
- deux types d'arbustes en fonction de leur réaction aux précipitations,
- quatre types d'herbacées qui regroupent également les paturâges,
- deux types de cultures se distinguant par leurs différents procédés de photosynthèse, et
- un PFT représentant les glaciers.

Les 12 premiers types sont regroupés en quatre familles et le dernier n'est pas pris en compte dans l'analyse. La liste des PFTs des autres modèles est donnée dans le Tableau 5.1.



	HadGEM2-ES	IPSL-CM5A-LR	MPI-ESM-LR	GFDL-ESM2G
abréviation	H	I	M	G
pays	Royaume-Uni	France	Allemagne	États-Unis
#réalisations	4	4	3	1
#PFTs	9	13	13	5
végétation	dynamique	prescrite	dynamique	dynamique
	feuillus	sol nu	glace	cultures
	conifères	feuillus tropicaux persistants	feuillus tropicaux persistants	herbacées
	herbacées C3	feuillus tropicaux caduques	feuillus tropicaux caduques	paturâges
	herbacées C4	conifères tempérés persistants	arbres extra-tropicaux persistants	arbres
	arbustes	feuillus tempérés persistants	arbres extra-tropicaux caduques	sol nu
	villes	feuillus tempérés caduques	arbustes persistants	
	cours d'eau	conifères boréaux persistants	arbustes caduques	
	sol nu	feuillus boréaux caduques	herbacées C3	
	glace	conifères boréaux caduques	herbacées C4	
		herbacées C3	paturâges C3	
		herbacées C4	paturâges C4	
		cultures C3	cultures C3	
		cultures C4	cultures C4	
PFTs				

Table 5.1 : Liste des GCMs sélectionnés avec le nombre de réalisations prises en compte et les PFTs inclus. Les couleurs indiquent à quel groupe correspond chaque PFT dans l'analyse (vert clair = herbacées, brun = arbustes, vert foncé = arbres et orange = cultures). Trois des modèles ont une végétation dynamique, alors que le quatrième a une végétation prescrite. Voir Flato et al. (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.

5.1.3 Caractéristiques des simulations sélectionnées

Dans un tel contexte, l'approche multi-modèle telle qu'adoptée dans les chapitres 3 et 4 n'est pas envisageable. Évaluer la vitesse des changements de végétation en moyenne multi-modèle n'est pas pertinent. Les simulations de chaque modèle sont donc analysées et interprétées séparément. D'ailleurs, la majorité de la dispersion des changements de la végétation et de son influence sur le cycle du carbone provient de la paramétrisation de chaque modèle et de la distribution de végétation de référence choisie (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Ahlström *et al.*, 2013).

La période d'étude reste identique (i.e. 1860-2100) en considérant les simulations historiques et les scénarios contrastés RCP2.6 et RCP8.5. Ici encore, les scénarios intermédiaires ne sont pas pris en compte, en raison de l'importante dispersion inter-modèle par rapport aux changements de végétation. Plusieurs réalisations sont considérées et les tendances sont le plus souvent montrées en moyenne multi-réalisation. L'évolution de l'utilisation des sols selon chaque scénario RCP est donnée dans la Section 1.3.1 et plus en détail dans l'étude de Hurtt *et al.* (2011).

Les groupes de PFT définis plus haut ne sont pas tous distingués dans chaque GCM. Les arbustes ne sont pas considérés dans la configuration des modèles I et G et sont apparentés aux arbres pour une partie et aux herbacées pour une autre. Les cultures ne sont pas représentées dans le modèle H et sont apparentées aux herbacées. Ce qui rend d'autant plus important le fait de traiter séparément l'évolution de la végétation de chaque modèle (voir Tableau 5.1).

5.2 Évolution du cycle saisonnier et végétation majoritaire

Comme défini dans le chapitre 2, le LAI est une grandeur sans dimension, qui exprime la surface foliaire d'un biome ou d'un PFT par unité de surface de sol. Il est déterminé par le rapport de la somme de la surface de toutes les feuilles des plantes en question divisée par la surface de sol qu'elles couvrent. Cette variable avoisine 4 à 6 pour les forêts européennes et peut même atteindre 10 pour des plantations de résineux. Elle permet d'évaluer les cycles saisonniers de chaque type de végétation. En saison hivernale, le LAI est plus faible qu'en saison estivale en raison d'une quantité plus faible de feuillage ou d'épines.

Dans la configuration des GCMs à végétation prescrite ou dynamique, le LAI est diagnostiqué depuis la production de biomasse foliaire par lien direct avec l'évolution des variables climatiques standards, telles que la température, les précipitations et l'humidité. Le début d'une saison foliaire va, par exemple, être plus précoce si les conditions atmosphériques sont propices et le LAI va répondre de façon directe en une augmentation de son amplitude (Section 1.1.4).



Tous PFTs confondus, le cycle saisonnier du LAI peut être représenté par bandes de latitude de 30 degrés chacune. Le cycle est moyenné temporellement sur des périodes de 20 ans et spatialement sur les continents de la bande de latitude correspondante. Les Figures 5.1, 5.2 et 5.3 montrent l'évolution de ce cycle tout au long du 21^{ème} siècle selon le scénario RCP8.5 pour la moyenne multi-réalisation de trois des GCMs sélectionnés. Le cycle n'est pas représenté dans les hautes latitudes Sud (SHL) en raison de l'absence de végétation en Antarctique. Les trois modèles montrent des changements beaucoup moins marqués sous le scénario RCP2.6, mais qui vont dans le même sens que pour le RCP8.5.

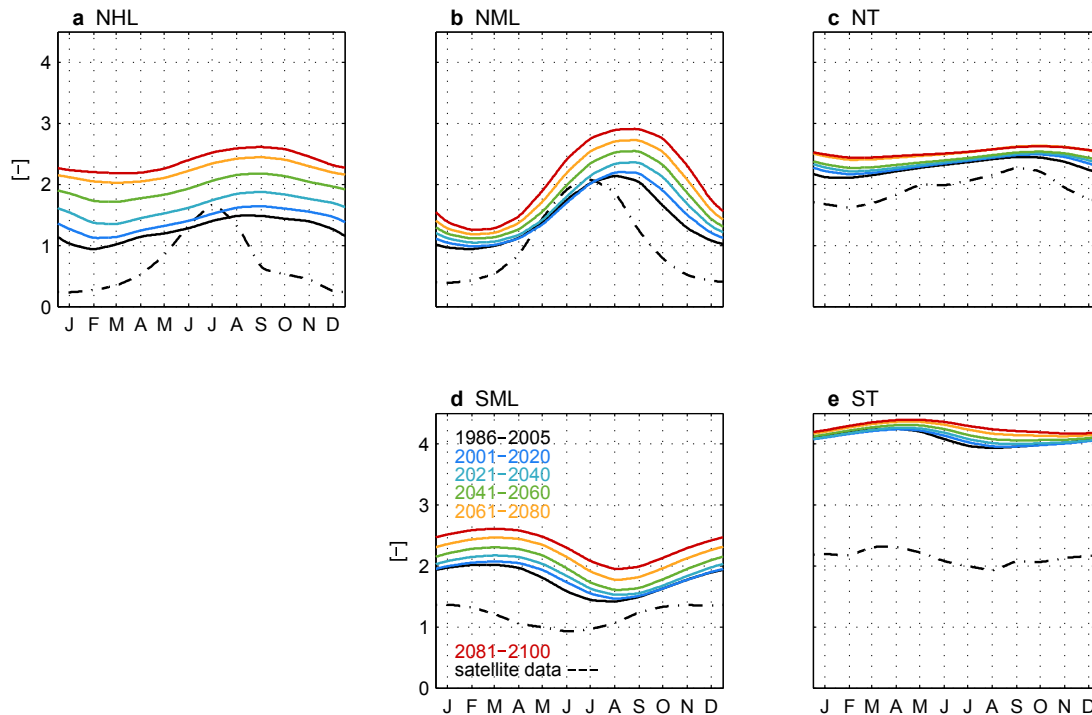


Figure 5.1 : Évolution du cycle saisonnier du LAI durant le 21^{ème} siècle selon le RCP8.5 en moyenne sur des périodes de 20 ans et en moyenne multi-réalisation du modèle HadGEM2-ES. Le cycle saisonnier en pointillés correspond aux mesures satellites GIMMS pour la période 1986-2005. Chaque bande de latitude est représentée : **(a)** les hautes latitudes (NHL), **(b)** les moyennes latitudes (NML) et **(c)** les tropiques de l'hémisphère Nord (NT), puis **(d)** les moyennes latitudes (SML) et **(e)** les tropiques de l'hémisphère Sud (ST).

Les cycles simulés sont bien marqués dans les zones extra-tropicales, alors qu'ils ont tendance à être atténués dans les zones tropicales en raison d'un contraste saisonnier moins prononcé. Pour les simulations des trois modèles, le LAI tend à augmenter au fil des décennies, pouvant être traduit en une augmentation significative de l'abondance de la végétation d'ici à la fin du siècle concentrée aux moyennes et hautes latitudes. Ces projections peuvent être comparées à des données satellites de LAI durant la fin de la période historique (i.e. 1982-2009). Pour être en cohérence avec la période de référence des simulations, ces données sont analysées durant la même période de 20 ans (i.e. 1986-2005). Sur les figures, les cycles pointillés y correspondent (base de données GIMMS, gimms.gsfc.nasa.gov). Les valeurs du LAI tendent à augmenter davantage pour le modèle H, car elles ne sont pas bornées par un seuil maximum, contrairement aux modèles I et M (Cox, 2001;

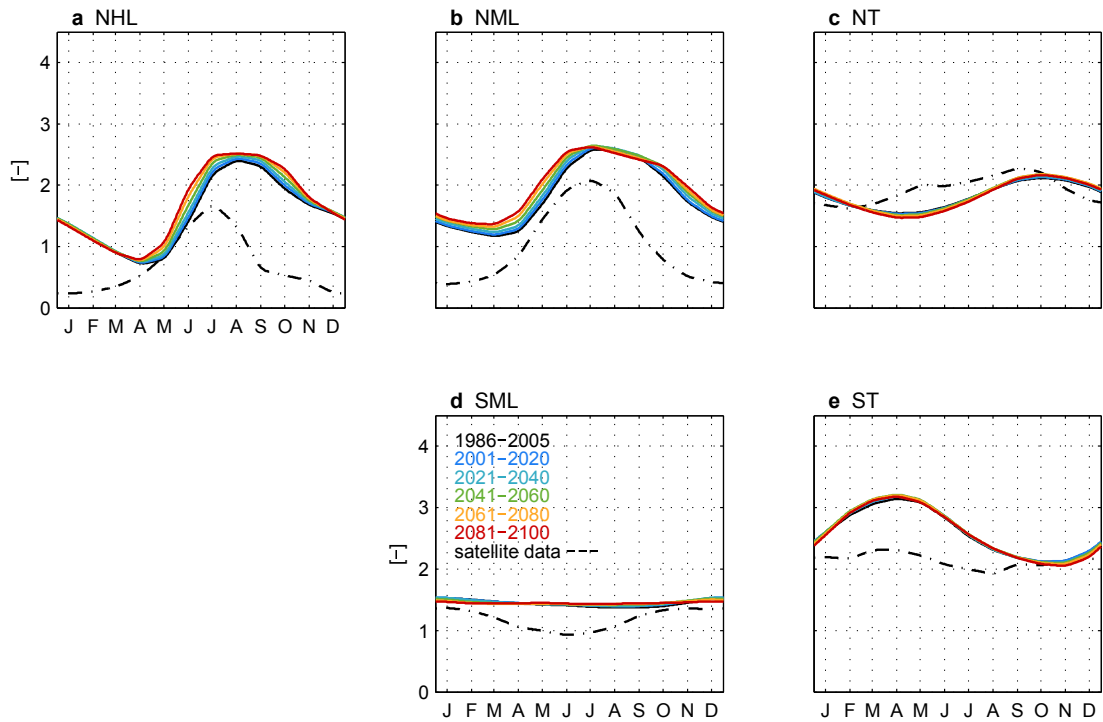


Figure 5.2 : Idem que la Figure 5.1 pour le modèle IPSL-CM5A-LR.

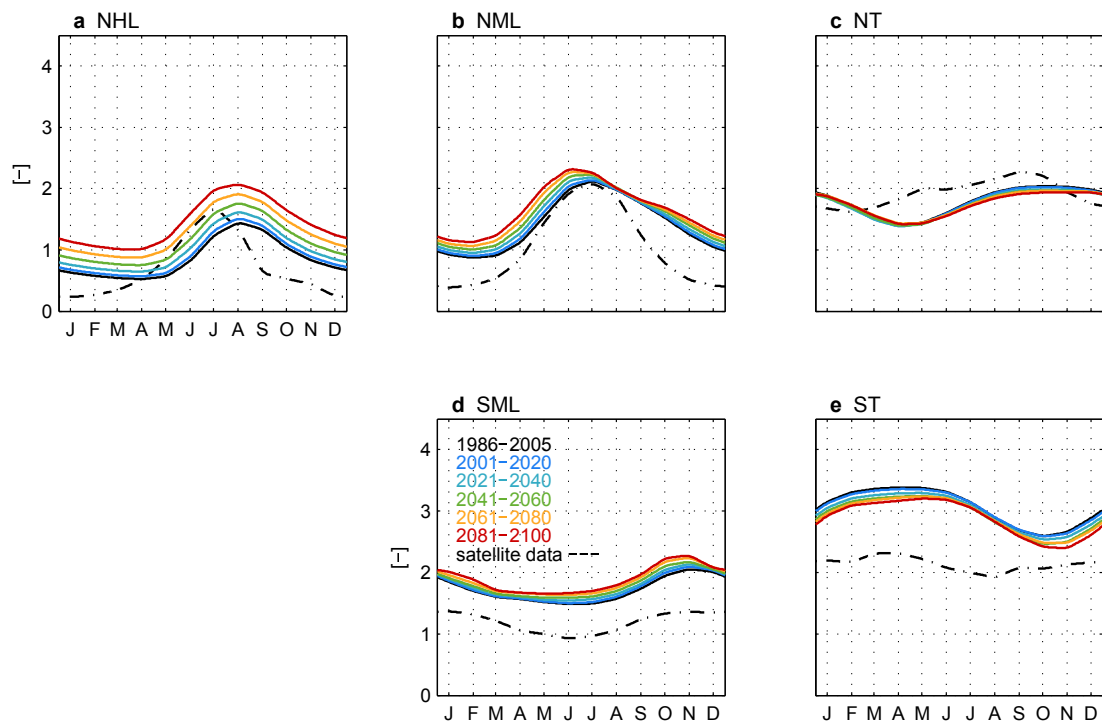


Figure 5.3 : Idem que la Figure 5.1 pour le modèle MPI-ESM-LR.

Krinner *et al.*, 2005; Reick *et al.*, 2013).

Par rapport aux observations sur la période 1986-2005, les GCMs ont tendance à surestimer les valeurs de l'indice. Plusieurs travaux sont en cours actuellement à ce sujet pour en déterminer la cause (e.g. au sein d'un groupe de recherche



japonais à la JAMSTEC², communication personnelle d'octobre 2015, M. Koaru Tachiiri). Il semblerait que cette surestimation vienne du fait que les modèles de climat prennent uniquement en compte les conditions optimales moyennes de chaque maille, en laissant de côté les zones où il n'y a pas de végétation (Ge, 2009). Les données satellites considèrent les surfaces de tout type et non seulement celles recouvertes par de la végétation, d'où pourrait provenir cet important décalage. Le cycle saisonnier en lui-même n'est pas forcément bien reproduit non plus. Ces importantes différences proviennent également d'un fort besoin de progrès dans la représentation de l'utilisation des sols et des changements de végétation dans la structure des GCMs (Pongratz *et al.*, 2014; Rounsevell *et al.*, 2014). Les études de validation des modèles I et M ont tout de même permis une représentation du cycle saisonnier plus en accord avec les observations qu'avec le modèle H, particulièrement dans les hautes latitudes Nord et les tropiques Sud (Krinner *et al.*, 2005; Piao *et al.*, 2006; Brovkin *et al.*, 2013; Reick *et al.*, 2013). Les seules études de validation du modèle H ne traitent pas du LAI (e.g. Collins *et al.*, 2011).

Sur les Figures 5.1, 5.2 et 5.3, tous les PFTs sont confondus et le cycle saisonnier représenté est celui d'un LAI moyen qui ne correspond pas forcément au LAI d'un PFT en particulier. L'évolution du LAI par PFT n'est cependant pas disponible dans la base de données des simulations CMIP5. Afin de tout de même s'en rapprocher, il s'agit ici de sélectionner les zones dans lesquelles un groupe de PFT est majoritaire et de calculer le cycle saisonnier dans ces zones en le considérant comme une approximation du cycle de ce groupe de PFT.

La répartition des groupes de PFT majoritaires est représentée sur la Figure 5.4 pour chaque GCM en 1995 et en 2080 selon le scénario RCP8.5. Si aucun des groupes définis n'est majoritaire, la zone considérée est représentée en blanc, comme l'Antarctique ou le Groenland par exemple. Les modèles s'accordent sur la position de régions ayant une végétation spécifique telles que :

- les forêts tropicales,
- le désert du Sahara et de la péninsule Arabique,
- des zones hétérogènes en Europe mélangeant herbacées, arbres et cultures,
- des cultures majoritaires en Inde, et
- une toundra³ dans les hautes latitudes Nord représentée soit par des arbustes s'ils sont explicités dans la paramétrisation du modèle, soit par un mélange d'arbres et d'herbacées.

Peu de changements sont visibles par cette représentation au cours du 21^{ème} siècle, à part deux comportements : (i) la disparition d'une partie de la forêt amazonienne pour le modèle M et très légèrement pour le modèle H et (ii) une légère extension de la forêt boréale vers le Nord au détriment de la toundra. Le modèle I montre très peu de changements en raison de sa végétation prescrite. Seul le changement d'utilisation des sols peut y être visible.

2. La JAMSTEC est l'agence nationale japonaise des sciences et des technologies terrestres et marines.

3. La toundra est une formation végétale située dans les zones climatiques froides constituée d'une seule couche végétale composée principalement de graminées et de mousses.

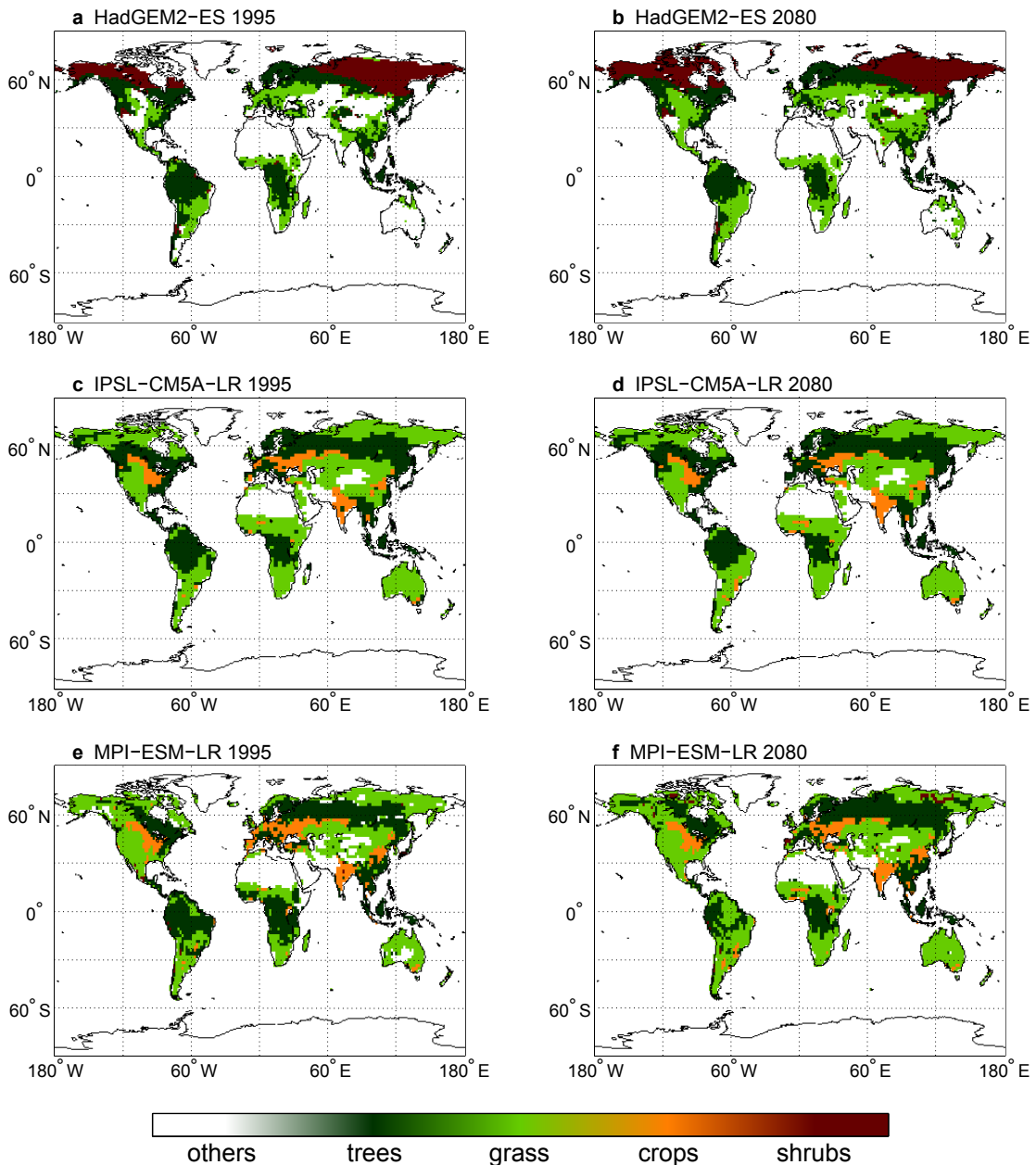


Figure 5.4 : Répartition des zones sur lesquelles chaque groupe de PFT est majoritaire en 1995 et en 2080 selon le scénario RCP8.5 pour la moyenne multi-réalisation du modèle (a-b) HadGEM2-ES, (c-d) IPSL-CM5A-LR et (e-f) MPI-ESM-LR. Les zones blanches correspondent à celles où aucun des groupes de PFT définis n'est majoritaire. Les zones vert foncé correspondent à une majorité d'arbres, les zones vert clair aux herbacées, les zones orange aux cultures et les zones brunes aux arbustes.

Dans la suite de l'analyse, le cycle saisonnier décrit par le LAI sera donné par groupe de PFT majoritaire et dans quatre bandes de latitudes différentes : l'hémisphère Nord (NH, 30N-90N), les tropiques Nord (0-30N), les tropiques Sud (ST, 30S-0) et l'hémisphère Sud (SH, 90S-30S). Pour chaque modèle et chaque scénario, 16 cycles distincts sont donc analysés séparément.



5.3 Définition des indicateurs

Le but principal de cette analyse de l'évolution de la végétation est de pouvoir déterminer à quelle vitesse les repères *visuels* changent entre deux périodes successives de 20 ans. Dans une région donnée, je fais l'hypothèse qu'un changement *visible* de la végétation peut se manifester de deux façons différentes :

- par un changement drastique de la répartition des groupes de PFT, et
- par une modification significative des caractéristiques du cycle saisonnier du groupe de PFT majoritaire.

Le changement de la répartition des groupes de PFT peut s'évaluer en calculant le pourcentage de surfaces continentales étant recouvert par un groupe de PFT différent entre deux périodes distinctes.

D'après l'évolution du cycle saisonnier simulé par les GCMs choisis (Figures 5.1, 5.2 et 5.3), trois modifications significatives des caractéristiques de ce cycle peuvent être distinguées :

- un avancement marqué -ou un recul- du début de la saison foliaire,
- un allongement marqué -ou un rétrécissement- de la durée de la saison, et
- un changement significatif de la valeur annuelle moyenne du LAI.

Ces modifications peuvent aussi bien se calculer par rapport à une référence fixe que par rapport à une référence glissante. Il s'agit ici de définir en détail chaque indicateur analysé.

5.3.1 Changement de la répartition des groupes de végétation

Ce sont Parmesan et Yohe (2003) qui ont clairement fait le lien entre le changement climatique actuel et le mouvement des écosystèmes. Plusieurs travaux ont fait état de la capacité de la végétation et de différentes espèces vivantes à suivre le mouvement des conditions climatiques et ont montré que certaines espèces sont en danger de disparition (Section 2.1.2). Ici, il n'est pas question de cette capacité de mouvement, mais plutôt de l'évaluation de l'intensité des déplacements de végétation dans un contexte de changement climatique. Au lieu de suivre les écosystèmes sur la surface de la Terre, il s'agit de se positionner sur un point de grille des GCMs et d'évaluer le pourcentage de surfaces expérimentant un changement de type de végétation entre deux périodes distinctes.

Dans le but d'évaluer la rapidité de ces changements dans chaque point de grille (i.e. à chaque endroit du globe), la *vitesse de changement des groupes de végétation* est définie comme la somme des différences glissantes d'étendue de chaque groupe de PFT entre deux périodes successives de 20 ans. Dans la suite

du manuscrit, elle est notée ΔPFT_{20} et s'exprime en pourcentage par 20 ans :

$$\Delta\text{PFT}_{20}(t) = \frac{1}{2} \cdot \sum_p \left| \langle \Pi_p \rangle_{t,t+20} - \langle \Pi_p \rangle_{t-20,t} \right| \quad (5.1)$$

où les crochets correspondent à la moyenne temporelle dans la période délimitée par les deux années données t_1 (exclue) et t_2 (inclue). Π_p représente la fraction du point de grille recouverte par le groupe de PFT p correspondant soit aux herbacées, aux arbustes, aux cultures, aux arbres ou aux autres types de couverture du sol. Le facteur de $1/2$ est nécessaire pour que les changements ne soient pas comptés deux fois. Par exemple, un changement de la fraction du point de grille recouverte par des herbacées sera contre-balancé par un changement opposé de la fraction des arbres. Le nombre de termes de la somme suit le nombre de groupes de PFT représentés et varie donc d'un modèle à l'autre. Cet indicateur est calculé en chaque point de grille et peut se moyennner sur toute la surface du globe. L'évolution des groupes de végétation par rapport à une référence actuelle fixe (fx) peut se calculer de manière similaire :

$$\Delta\text{PFT}_{fx}(t) = \frac{1}{2} \cdot \sum_p \left| \langle \Pi_p \rangle_{t-10,t+10} - \langle \Pi_p \rangle_{1985,2005} \right| \quad (5.2)$$

5.3.2 Modification des caractéristiques du cycle saisonnier

Plusieurs seuils permettent de décrire le moment précis auquel la saison foliaire commence. Le début du printemps SOS (*start of spring* en anglais) est déterminé par les caractéristiques du cycle saisonnier de la végétation, représentée ici par le LAI. Le SOS peut correspondre au moment où le cycle saisonnier commence à avoir une dérivée positive, ou au moment où son inflexion est maximum, ou lorsqu'il franchit le seuil d'une fraction de son amplitude, etc. Il peut se calculer en chaque point de grille et ensuite se moyennner sur une région donnée ou se calculer à partir d'un cycle saisonnier déjà moyenné spatialement. Dans certaines études, il correspond au moment où un certain pourcentage de points de grille dépasse un certain seuil (e.g. Zhang *et al.*, 2003; Maignan *et al.*, 2007; White *et al.*, 2009; Szczypta *et al.*, 2014). Il n'existe donc pas de définition unique et optimale.

Dans le cadre de cette thèse, le SOS a été défini par le premier jour de l'année D_1 où les deux conditions suivantes sont vérifiées pour un groupe de PFT p , une bande b de latitudes donnés à l'année t :

$$D_1(p, b, t) \in \begin{cases} \overline{\text{LAI}}^{p,b} > \overline{\text{LAI}}_{min}^{p,b} + 0.2 \cdot (\overline{\text{LAI}}_{max}^{p,b} - \overline{\text{LAI}}_{min}^{p,b}) \\ \partial \overline{\text{LAI}}^{p,b} / \partial t > 0 \end{cases} \quad (5.3)$$

où $\overline{\text{LAI}}^{p,b}$ correspond à la moyenne spatiale par bande de latitude et par groupe de PFT. Le début du printemps est alors caractérisé par une dérivée temporelle positive *et* par le franchissement du seuil des 20% de l'amplitude du cycle saisonnier.

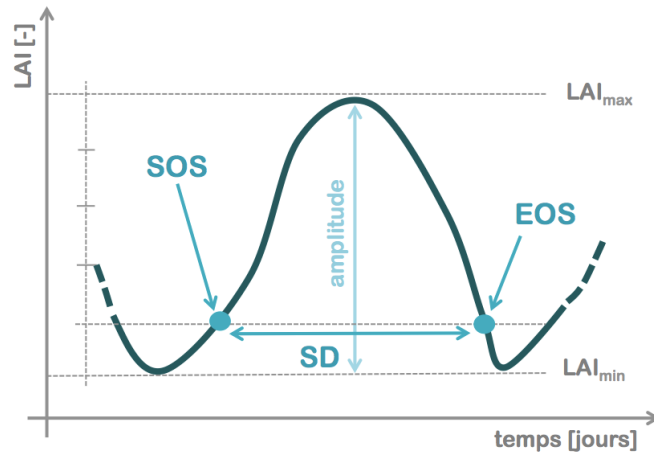


Cette date est alors déterminée à partir d'un cycle saisonnier moyenné spatialement et par « cluster » (i.e. par groupe de PFT majoritaire). Cette définition est la plus adaptée pour déterminer les modifications du début de la saison foliaire (communication personnelle de mai 2015, M. Nicolas Viovy, LSCE-IPSL).

De façon similaire, la fin de la saison estivale EOS (*end of the season* en anglais) est définie comme le dernier jour de l'année $D_N(p, b, t)$ à être au-dessus de ce seuil de 20% et ayant une dérivée temporelle négative. La durée de la saison SD (*season duration* en anglais) est représentée par le nombre de jours séparant ces deux dates (voir la Figure 5.5) :

$$SD = EOS - SOS \quad \forall p, b, t \quad (5.4)$$

Figure 5.5 : Illustration du début du printemps (SOS), de la fin d'une saison estivale (EOS) et de la durée d'une saison (SD) à partir du cycle saisonnier du LAI.



Il est alors possible de définir la *vitesse d'avancement du début du printemps* comme la différence glissante entre la valeur moyenne du SOS de deux périodes successives de 20 ans. Cet indicateur est noté ΔSOS_{20} et s'exprime en jours par 20 ans. Il est positif lorsque le début du printemps est avancé et négatif quand il est reculé :

$$\Delta SOS_{20}(t) = \langle SOS \rangle_{t-20,t} - \langle SOS \rangle_{t,t+20} \quad (5.5)$$

avec les crochets correspondant, comme dans les précédents chapitres, à la moyenne temporelle dans la période délimitée par les deux années données t_1 (exclue) et t_2 (inclue). Cette vitesse peut être explicitée pour chaque groupe de PFT p et chaque bande b de latitude.

La *vitesse d'allongement de la saison foliaire* est définie d'une manière semblable, mais avec la durée de la saison SD. Elle est notée ΔSD_{20} et s'exprime aussi en jours par 20 ans. Elle est positive lorsque la saison s'allonge et négative lorsqu'elle se raccourcit :

$$\Delta SD_{20}(t) = \langle SD \rangle_{t,t+20} - \langle SD \rangle_{t-20,t} \quad (5.6)$$

La *vitesse de changement du LAI moyen* permet d'évaluer la rapidité du changement de la moyenne annuelle de l'indice de surface foliaire par bandes de latitude et par groupe de PFT majoritaire. Elle est notée ΔLAI_{20} et est exprimée en $(20 \text{ ans})^{-1}$:

$$\Delta LAI_{20}(t) = \langle LAI \rangle_{t,t+20} - \langle LAI \rangle_{t-20,t} \quad (5.7)$$

Lorsque le signal est suffisamment fort, les vitesses liées au cycle saisonnier peuvent être comparées à la variabilité inter-annuelle de la référence glissante, afin de mieux caractériser leur ampleur et l'expérience que la population peut en avoir entre deux périodes successives de 20 ans. On définit alors les vitesses normalisées ΔSOS_{n20} , ΔSD_{n20} et ΔLAI_{n20} qui s'expriment en $(20 \text{ ans})^{-1}$:

$$\begin{aligned}\Delta\text{SOS}_{n20}(t) &= \frac{\Delta\text{SOS}_{20}(t)}{\sigma_{\text{SOS}}(t-20, t)} \\ \Delta\text{SD}_{n20}(t) &= \frac{\Delta\text{SD}_{20}(t)}{\sigma_{\text{SD}}(t-20, t)} \\ \Delta\text{LAI}_{n20}(t) &= \frac{\Delta\text{LAI}_{20}(t)}{\sigma_{\text{LAI}}(t-20, t)}\end{aligned}\tag{5.8}$$

Dans le cas où leur valeur excède 1, le changement de la caractéristique du cycle saisonnier en question en l'espace de 20 ans est plus grand que sa déviation standard durant la période de référence glissante.

Les sections suivantes décrivent l'évolution des vitesses définies ici selon les simulations des trois GCMs sélectionnés (quatre dans le cas de ΔPFT_{20} et ΔPFT_{fx}) en liant leur comportement avec celui des indicateurs basés sur la température et les précipitations.

5.4 Évolution de la vitesse de changement des groupes de végétation

Au fur et à mesure que l'on avance dans le 21^{ème} siècle, plus de régions expérimentent un changement de groupe de PFT par rapport aux conditions pré-industrielles. La Figure 5.6a montre cette évolution par rapport à la période de référence actuelle fixe (i.e. 1986-2005) pour chaque modèle et pour les deux scénarios RCP sélectionnés. D'ici à la fin du siècle, entre 3 et 12% des surfaces continentales auront changé *au moins une fois* depuis la période de référence actuelle. Pour comparaison, l'étude de Warszawski *et al.* (2013) montre un changement sévère d'écosystèmes sur 5 à 19% des surfaces continentales. Avec deux méthodes de calcul différentes, on retrouve donc des valeurs similaires.

Les deux scénarios RCP se distinguent plus facilement dans le cas des simulations opérées par un modèle à végétation dynamique. En effet, le modèle I ne prend en compte que les changements d'utilisation des sols et simule des comportements très semblables indépendamment des mesures d'atténuation entreprises. Le chapitre 1 détaille l'évolution de l'utilisation des sols considérée dans la configuration même des scénarios RCP (Figure 1.16). L'augmentation de l'étendue des cultures de céréales est plus marquée selon le RCP2.6 que selon le RCP8.5, contrairement à l'augmentation de l'étendue des pâturâges. L'augmentation d'utilisation globale des sols est donc à peu près semblable d'un scénario à l'autre, ce qui est cohérent avec le comportement simulé par le modèle I.



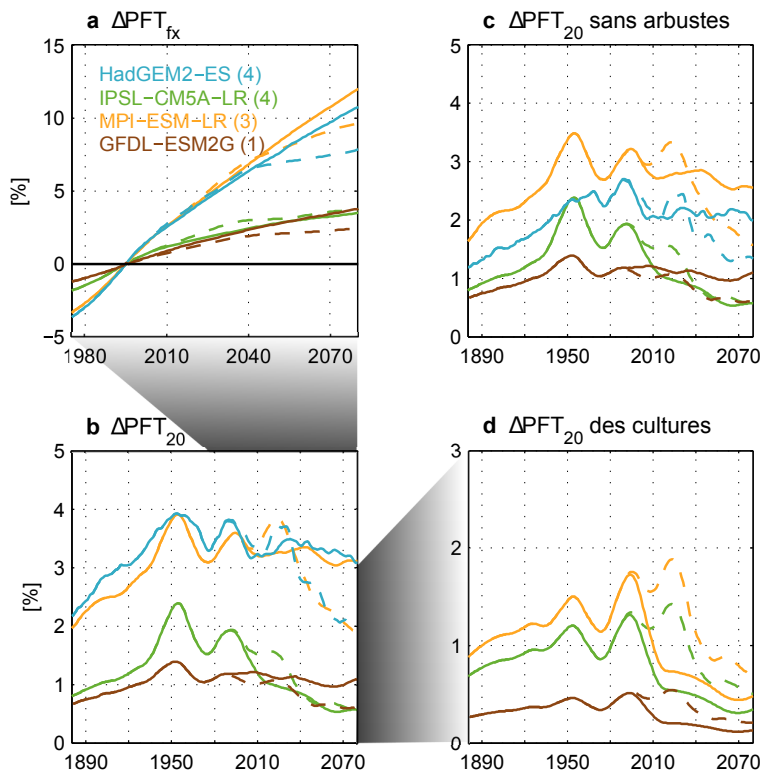


Figure 5.6 : Évolution globale de (a) ΔPFT_{fx} , (b) ΔPFT_{20} , (c) ΔPFT_{20} sans tenir compte des changements liés aux arbustes et (d) ΔPFT_{20} en ne considérant que les changements liés aux cultures selon le scénario RCP8.5 (en lignes continues) et selon le RCP2.6 (en pointillés) en moyenne multi-réalisation. Les couleurs désignent les différents GCMs et le nombre de réalisations est indiqué entre parenthèses.

La Figure 5.6b représente l'évolution de la vitesse de changement de groupes de végétation pendant la période historique et selon les deux RCPs ciblés. Au début de la période historique, les changements de végétation s'accroissent, jusqu'à plus ou moins doubler à l'horizon 1950, quel que soit le GCM considéré. S'en suit la succession de deux pics de ΔPFT_{20} aux alentours de 1950 et 1990. Visibles dans les simulations des modèles à végétation prescrite et dynamique, ils correspondent à un changement drastique de l'utilisation des sols avec une augmentation massive des cultures après la Seconde Guerre Mondiale et un passage à une agriculture (et donc à une déforestation) de plus en plus massive à la fin du 20^{ème} siècle. Un troisième pic est simulé uniquement pour le scénario RCP2.6 vers 2020. Celui-ci correspond à des mesures conséquentes de reforestation prévues dans la configuration du RCP et non-considérées dans un scénario ne prenant en compte aucune mesure d'atténuation (Section 1.3.1, Hurtt *et al.*, 2011; Van Vuuren *et al.*, 2011). Durant le 21^{ème} siècle, pour le modèle I tous scénarios confondus et pour les modèles M et H selon le RCP2.6, la vitesse a tendance à diminuer pour avoir des valeurs 50% plus petites à l'horizon 2080 par rapport à la période de référence actuelle. Les changements d'utilisation des sols sont donc moins importants selon les scénarios RCP que durant la période historique (Figure 5.6d). Selon le RCP8.5, les modèles M, H et G simulent une vitesse ΔPFT_{20} à peu près constante. Ce comportement est alors dû à la superposition de changements d'utilisation des sols de moins en moins importants et d'un déplacement de plus en plus rapide des PFTs sous l'effet de la forte amplitude du changement climatique définie dans ce scénario. La dispersion de la réponse entre les modèles a une influence majeure dans l'évolution de cette vitesse et sa description spatiale est nécessaire pour en comprendre les origines.

La Figure 5.7 décrit spatialement les changements de répartition des groupes de végétation pour chacun des quatre modèles en 1995 et en 2080 selon le scénario RCP8.5. Dans la période de référence actuelle (i.e. 1995, Figures 5.7a, 5.7c, 5.7e et 5.7g), les modèles mettent en valeur des changements prononcés dans des zones communes. Parmi elles, on peut noter la savane africaine, une partie de l'Amazonie, le centre des continents nord-américain et eurasien et la côte Est de l'Australie. Comme ces changements sont visibles tant avec une végétation prescrite que dynamique, ils ont pour origine des modifications de l'utilisation des sols. Ils se traduisent principalement comme une compétition entre les forêts et l'avancée des cultures. La disparition partielle de la forêt amazonnienne en est un exemple.

Dans la période de référence actuelle, les modèles M et H ayant une végétation dynamique simulent également des changements importants dans les hautes latitudes Nord correspondant à l'avancement des forêts boréales vers le Nord au détriment de la toundra sous l'effet du changement climatique (cohérent avec Mahlstein *et al.*, 2013). Cette toundra est essentiellement composée d'arbustes. Or, ces deux modèles sont les seuls parmi l'ensemble choisi à les considérer comme un groupe de PFT distinct. La migration de la toundra n'est pas visible dans les simulations du modèle G pour cette raison. En moyenne globale, l'écart de ΔPFT_{20} entre les GCMs (Figure 5.6b) se résorbe significativement lorsque les changements des arbustes ne sont pas pris en compte (Figure 5.6c). Cette distinction a donc un effet non-négligeable sur la dispersion entre les modèles concernant ΔPFT_{20} .

À la fin du siècle selon le RCP8.5 (i.e. 2080), de la même façon qu'en moyenne globale, la vitesse des changements est significativement réduite dans le cas du modèle I pour passer en-dessous de la barre des 1% des surfaces continentales par 20 ans (Figure 5.7d). La savane africaine reste la région la plus encline à une modification de l'utilisation des sols (cohérent avec Hurtt *et al.*, 2011). Dans le cas des modèles à végétation dynamique (Figures 5.7b, 5.7f et 5.7h), soit l'amplitude de la vitesse reste plus ou moins constante, soit elle augmente dans certaines régions (par exemple, les hautes latitudes Nord pour le modèle M). Les régions où la vitesse est marquée ne sont pas modifiées de la même manière d'un modèle à l'autre. Une amplitude de ΔPFT_{20} plus grande dans la savane africaine en comparaison avec le modèle I suggère une progression des zones désertiques de plus en plus rapide, en raison de l'élargissement de la zone de subsidence tropicale (Seidel *et al.*, 2008; Loarie *et al.*, 2009, et Figure 1.22), de l'affaiblissement de la circulation atmosphérique en zones tropicales (Vecchi et Soden, 2007) et de la rétroaction liant la disparition de la végétation à l'augmentation de l'albédo (Zeng et Yoon, 2009).

En résumé, la vitesse globale de changement des groupes de PFT double entre 1880 et 1950 avec deux pics en 1950 et 1990 correspondant à un changement marqué de l'utilisation des sols lié à l'agriculture, principalement dans la savane africaine, une partie de l'Amazonie, le centre des continents nord-américain et eurasien et la côte Est de l'Australie. Selon le RCP2.6, un troisième pic est simulé en raison de mesures de reforestation massives non-incluses dans le RCP8.5. La vitesse reste à peu près constante par rapport à la période de référence actuelle



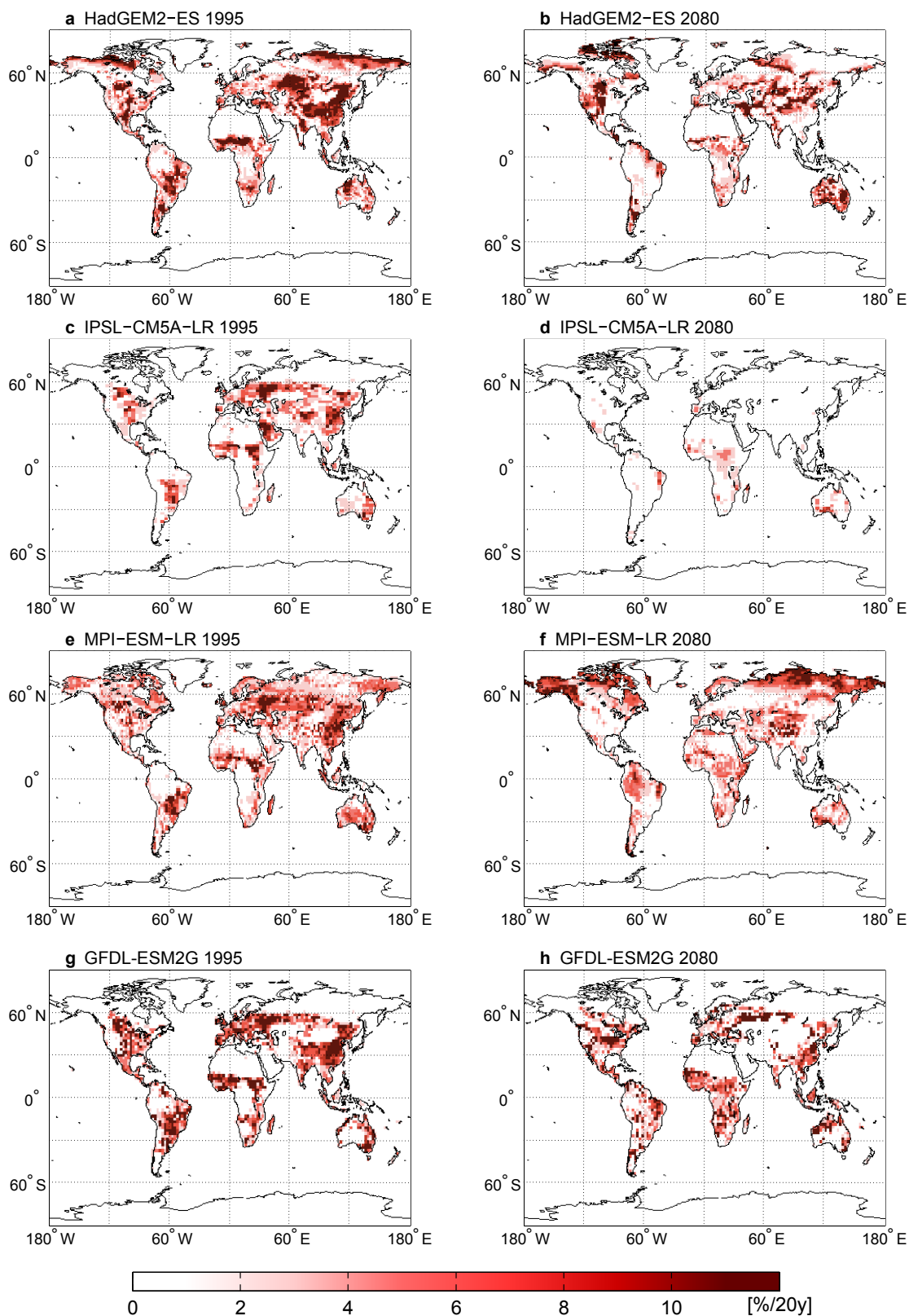


Figure 5.7 : Représentation spatiale de ΔPFT_{20} en 1995 et en 2080 selon le scénario RCP8.5 pour les quatre GCMs sélectionnés. Une teinte de rouge prononcée traduit un changement important des groupes de PFT au sein des points de grille en question par rapport à 20 ans auparavant. Les zones blanches ne présentent pas de changements de groupes de PFT significatifs.

selon le RCP8.5 dans le cas d'une végétation dynamique, traduisant un ralentissement du changement d'utilisation des sols et la continuation régulière (voire l'accélération) des changements de groupes de PFT sous l'effet du changement climatique. Dans le cas de fortes politiques d'atténuation, la vitesse diminue également quelque soit le GCM sélectionné. La dispersion entre les modèles est en partie expliquée par un nombre différent de groupes de PFT considérés dans la configuration de chaque GCM.

5.5 Évolution de la vitesse des changements du cycle saisonnier

Comme dit plus haut, le cycle saisonnier est montré par groupe de PFT majoritaire et dans quatre bandes de latitudes différentes. Seize cycles sont donc analysés pour chaque scénario et chaque GCM. Le modèle G n'est pas pris en compte ici, car il dispose d'une seule réalisation. Dans le but de détecter les dates de début et de fin de saison, l'amplitude du cycle doit être suffisamment marquée. Pour chaque GCM, les cycles moyens ayant une amplitude inférieure à 0.5 (i.e. $LAI_{max} - LAI_{min} < 0.5$) ne sont pas considérés. L'analyse d'un cycle est conduite uniquement si au moins 5% des surfaces continentales de la bande de latitudes sélectionnée sont majoritairement recouvertes par le groupe de PFT considéré. Ces deux critères de sélection réduisent le nombre de cycles de 16 à 8, voire à 5 selon le modèle. Ceux-ci sont listés dans le Tableau 5.2.

		herbacées	arbustes	arbres	cultures
NH	H				
	I				
	M				
NT	H				
	I				
	M				
ST	H				
	I				
	M				
SH	H				
	I				
	M				

Table 5.2 : Bandes de latitude et groupes de PFT pour lesquels le cycle saisonnier du LAI est suffisamment marqué et regroupant un nombre significatif de points de grille des GCMs (haut : HadGEM2-ES, centre : IPSL-CM5A-LR, bas : MPI-ESM-LR). Les teintes de bleu correspondent au nombre de modèles dont les simulations permettent une analyse de nos indicateurs : plus le bleu est foncé, plus une comparaison entre les modèles est possible.

Afin d'analyser les simulations d'un plus grande nombre possible de modèles, un focus est particulièrement mis sur les herbacées de l'hémisphère Nord et des tropiques Nord et sur les arbres de l'hémisphère Nord. Le cycle des cultures de



l'hémisphère Nord et des tropiques Nord est tout de même analysé pour son comportement particulier. Le cycle saisonnier de tous les PFTs majoritaires de l'hémisphère Sud n'est pas décrit ici. L'analyse est organisée en sous-sections pour chaque cycle en y décrivant l'évolution du SOS, de la SD et du LAI annuel moyen.

5.5.1 Cycle des arbres de l'hémisphère Nord

Dans l'hémisphère Nord, les arbres sont majoritaires dans la partie Est du continent nord-américain et sur une ceinture latitudinale allant de la Scandinavie à l'extrême nord de la Chine (Figure 5.4). Ils correspondent donc essentiellement aux forêts boréales.

L'avancement du SOS durant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle montré par Keeling *et al.* (1996), Myneni *et al.* (1997), Menzel et Fabian (1999), Zhou *et al.* (2001) et Piao *et al.* (2007) est bien simulé avec les modèles I et M (Figures 5.8b et 5.8c). Selon le scénario RCP8.5, leur cycle saisonnier est modifié de manière significative. D'ici la fin du 21^{ème} siècle, le début de la saison foliaire est avancé de 8 à 15 jours par rapport à une référence actuelle fixe (i.e. 1986-2005, Figures 5.8a, 5.8b et 5.8c). Le scénario RCP2.6 présente un début de saison ne variant pas significativement : les modèles I et M simulent un comportement semblable au RCP8.5 jusqu'en 2030 environ, pour ensuite retrouver des SOS semblables à la période historique. Le modèle H montre une séparation des scénarios plus précoce.

La vitesse d'avancement ΔSOS_{20} oscille autour de l'équilibre durant la période historique, puis présente une augmentation marquée depuis les années 1960 (Figures 5.8d, 5.8e et 5.8f). Malgré une évolution dépendante du modèle sélectionné, tous les modèles présentent une décélération selon le RCP2.6 et une accélération faisant culminer la vitesse entre 3.5 et 4 jours par 20 ans selon le RCP8.5. La valeur de la vitesse émerge de sa déviation standard inter-annuelle avant 2040 selon le RCP8.5 (Figures 5.8g, 5.8h et 5.8i).

L'évolution de ΔSOS_{20} est très semblable à celle de la vitesse de réchauffement (se référer au chapitre 3). La température de surface serait alors le facteur déterminant de l'évolution du début de la saison foliaire. L'évolution de l'indicateur simulée par le modèle de végétation ORCHIDEE forcé par des observations de différentes variables climatiques est donnée en vert sur les Figures 5.8b, 5.8e et 5.8h. Elle suit fidèlement celle du modèle I. La diminution des valeurs de ΔSOS_{20} dans cette ré-analyse pour les années les plus récentes est cohérente avec l'étude de Fu *et al.* (2015) et correspond à l'occurrence d'hivers moins froids et à une vernalisation⁴ plus difficile (Section 1.1.4).

Le modèle M présente une évolution de ΔSOS_{20} différente des deux autres modèles. La vitesse y atteint son maximum d'environ 4 jours par 20 ans dans la période de référence actuelle, puis diminue rapidement autour de 1 jour se-

4. La vernalisation est une période froide subie par la végétation qui est essentielle pour faire transitionner la plante en question du stade végétatif au stade reproductif, dans le but qu'elle germe et qu'elle fleurisse.

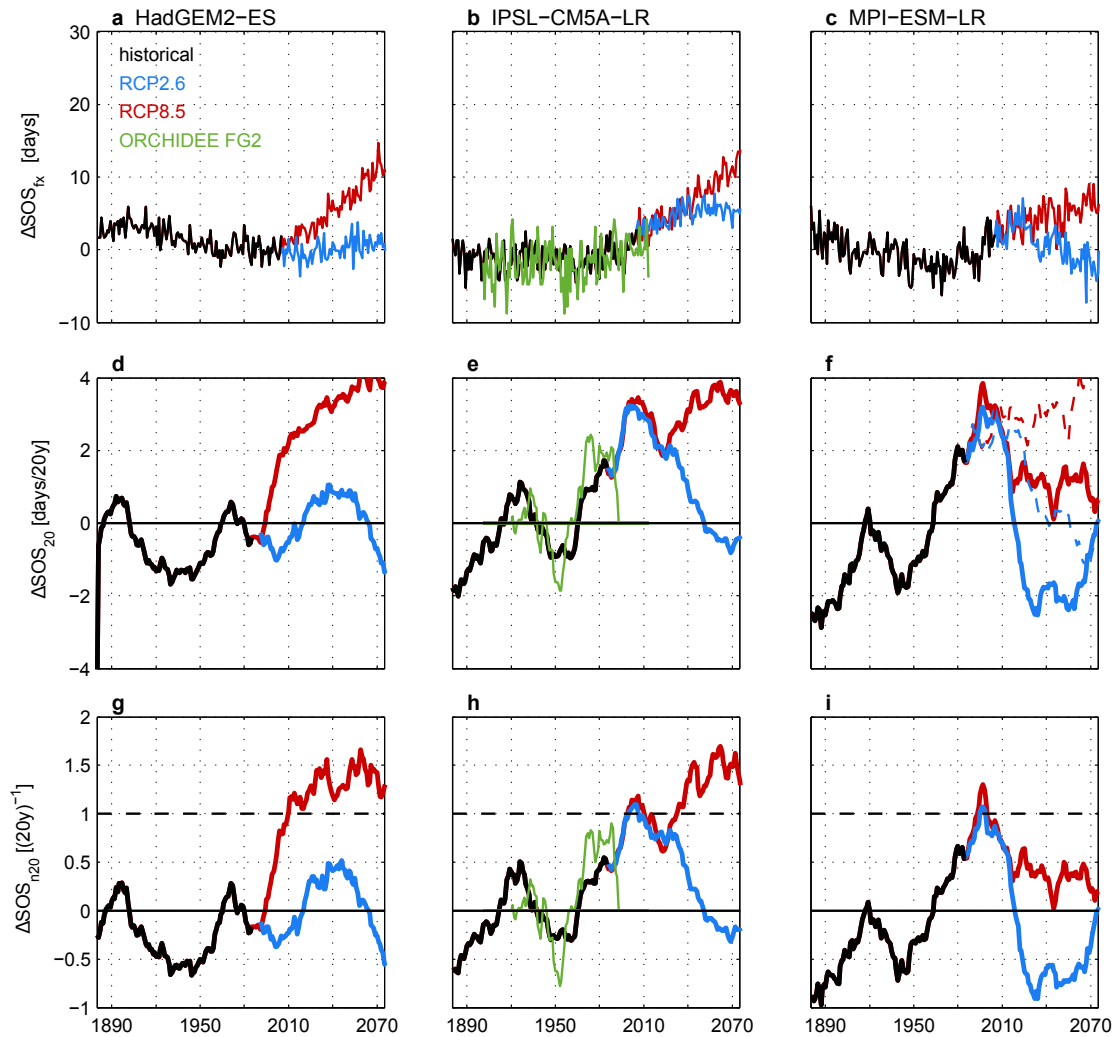


Figure 5.8 : Évolution (a), (b) et (c) du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, (d), (e) et (f) de la vitesse d'avancement du début de la saison ΔSOS_{20} et (g), (h) et (i) de la vitesse normalisée d'avancement du début de la saison ΔSOS_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les arbres sont majoritaires. Pour le modèle IPSL-CM5A-LR, la réanalyse ORCHIDEE-FG2 est rajoutée en vert. Pour le modèle MPI-ESM-LR, les évolutions en traits discontinus représentent l'évolution de ΔSOS_{20} aux endroits où les arbres sont majoritaires en 1995.

lon le RCP8.5. Elle devient négative dans la deuxième moitié du siècle selon le RCP2.6, traduisant un SOS retardé. Ce comportement a pour origine la migration des arbres vers le Nord. En effet, les Figures 5.4e et 5.4f montrent que les zones majoritairement recouvertes d'arbres changent significativement et la Figure 5.7f l'illustre également en termes de ΔPFT_{20} . En migrant vers le Nord, les changements du cycle saisonnier des arbres sont minimisés, puisque ceux-ci ont tendance à se déplacer pour suivre les conditions climatiques auxquelles ils sont adaptés. Les courbes discontinues de la Figure 5.8f montrent l'évolution du cycle saisonnier du LAI dans les régions où les arbres sont majoritaires *dans la période de référence actuelle* et confirment ce phénomène. L'évolution est alors semblable à celle qui est simulée par le modèle I pour lequel les arbres ne se déplacent pas en raison d'une végétation prescrite (Figures 5.4c, 5.4d et 5.7d).



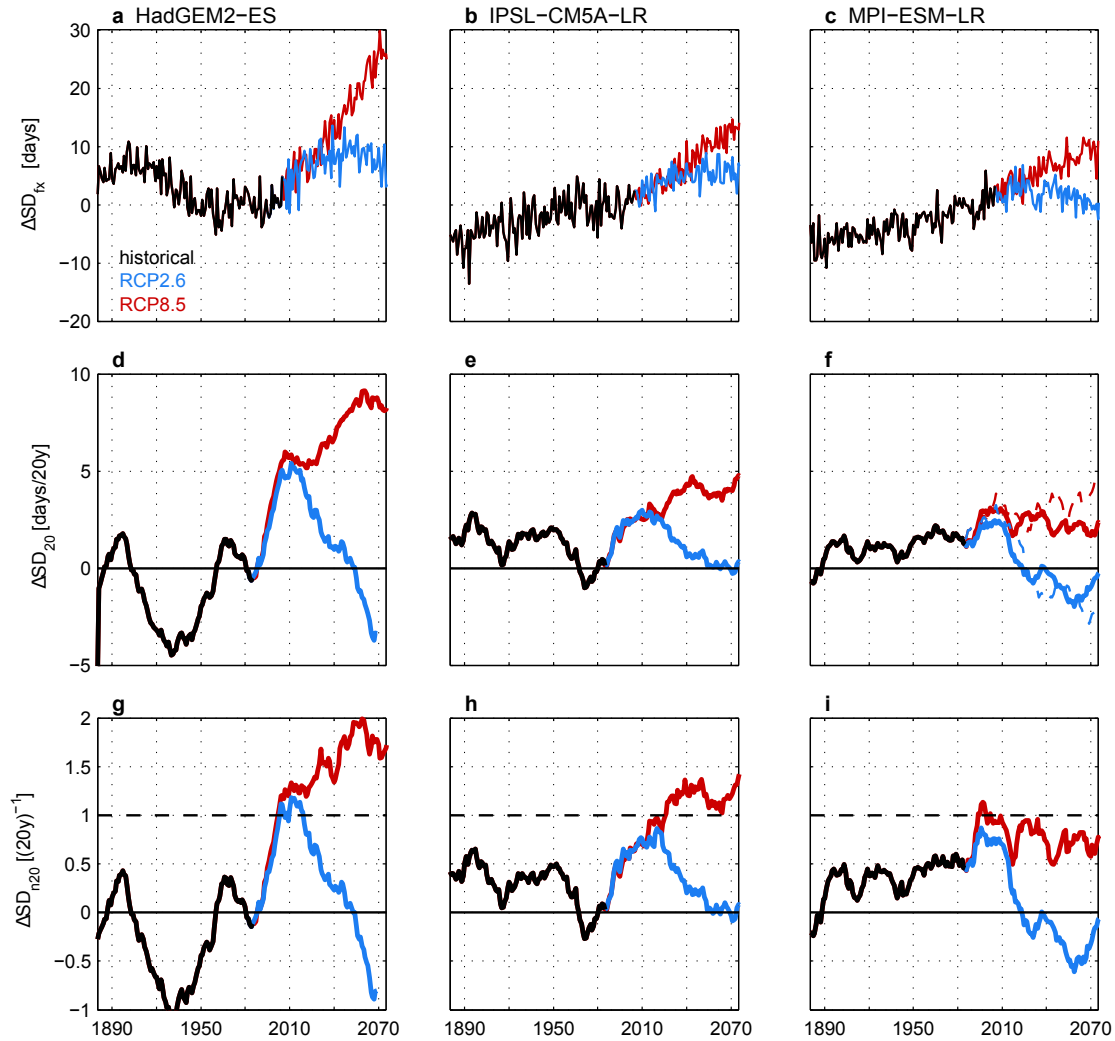


Figure 5.9 : Évolution (a), (b) et (c) de la durée de la saison ΔSD_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, (d), (e) et (f) de la vitesse d’allongement de la durée de la saison ΔSD_{20} et (g), (h) et (i) de la vitesse normalisée d’allongement de la durée de la saison ΔSD_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l’Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les arbres sont majoritaires.

La durée de la saison suit une évolution similaire, avec une légère augmentation durant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, une augmentation marquée comprise entre 10 et 30 jours d’ici à la fin du siècle selon le RCP8.5 et un changement moins important pour le RCP2.6 (Figures 5.9a, 5.9b et 5.9c). La fin de la saison foliaire recule donc dans les simulations, ce qui est cohérent avec la tendance actuelle explicitée par de précédentes études (Menzel et Fabian, 1999; Piao *et al.*, 2007). Selon le RCP8.5, ΔSD_{20} peut atteindre jusqu’à 9 jours par 20 ans (Figures 5.9d, 5.9e et 5.9f). Comme pour ΔSOS_{20} , l’amplitude de ΔSD_{20} dépend de la migration des arbres vers le Nord (Figure 5.9f). Sa valeur émerge de sa déviation standard inter-annuelle plus tôt que celle de ΔSOS_{20} selon le RCP8.5 (i.e. avant 2030, Figures 5.9g, 5.9h et 5.9i).

Le LAI annuel moyen a également tendance à augmenter dans un scénario à fortes émissions (Figures 5.10a, 5.10b et 5.10c). Le maximum de cette augmenta-

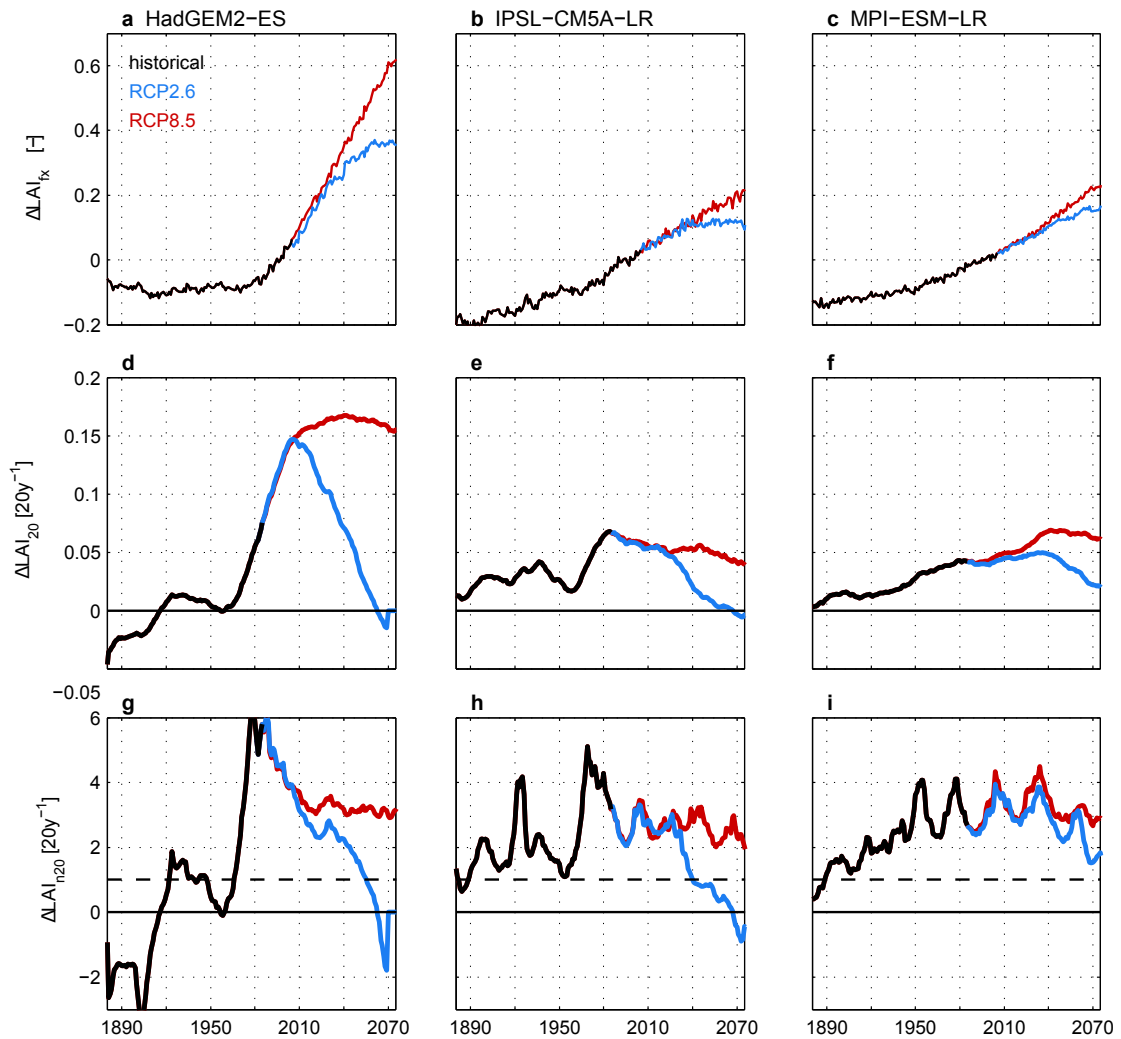


Figure 5.10 : Évolution (a), (b) et (c) du LAI annuel moyen ΔLAI_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, (d), (e) et (f) de la vitesse de changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{20} et (g), (h) et (i) de la vitesse normalisée du changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les arbres sont majoritaires.

tion est de l'ordre de 0.6. Les modèles I et M simulent une augmentation plus ou moins constante du début de la période historique à la fin du 21^{ème} siècle, alors que le modèle H présente un LAI annuel constant durant la période historique, une forte accélération durant la première moitié du 21^{ème} siècle et une augmentation régulière d'environ 0.15 par 20 ans dans la deuxième moitié (Figures 5.10d, 5.10e et 5.10f). Cette différence entre le comportement du LAI des modèles I et M et du modèle H provient du fait que les valeurs du LAI sont bornées à une valeur maximum dans les modèles I et M, alors qu'elles ne le sont pas dans le modèle H (Cox, 2001; Krinner *et al.*, 2005; Reick *et al.*, 2013).

Le scénario RCP2.6 présente une évolution similaire au RCP8.5 jusqu'en 2010 environ pour revenir à des valeurs négligeables de ΔLAI_{20} à la fin du siècle. Indépendamment du scénario et du modèle sélectionnés, le LAI annuel moyen des arbres de l'hémisphère Nord va significativement augmenter illustrant des condi-



tions plus propices à son développement : ΔLAI_{20} sort jusqu'à environ 4 fois de la déviation standard du LAI annuel moyen de la référence glissante (Figures 5.10g, 5.10h et 5.10i). À partir du milieu du 21^{ème} siècle, deux des trois modèles montrent un retour de cette vitesse à un signal noyé dans la variabilité.

En résumé, le cycle saisonnier des arbres de l'hémisphère Nord répond directement à la vitesse de changement de température. Le début de la saison est avancé et sa durée est prolongée de plus en plus rapidement au cours du 21^{ème} siècle. Dans le cas de modèles incluant une végétation dynamique, la migration des arbres vers le Nord permet des changements du cycle saisonnier moins marqués et moins rapides. Le repère visuel du changement serait alors un déplacement de la végétation. Quelque soit le scénario, les conditions semblent être propices à une végétation significativement plus abondante, mais son évolution diffère d'un modèle à l'autre en raison de leur paramétrisation.

5.5.2 Cycle des herbacées de l'hémisphère Nord

Les herbacées sont majoritaires dans des régions différentes d'un modèle à l'autre au Nord de 30°N (Figure 5.4). Le modèle H la place plutôt en Europe, au centre des États-Unis et en Chine. Les modèles I et M la placent sur la moitié Ouest du continent nord-américain et dans le centre du continent eurasiatique (représentatif des steppes caractéristiques de ces régions, Loveland *et al.*, 2000). La principale différence entre le premier et les deux derniers modèles est la représentation de la toundra. Elle est décrite par des arbustes dans le premier, alors qu'elle est décrite par un mélange d'arbres et d'herbacées dans les derniers.

Durant la période historique, le début de la saison foliaire a deux comportements distincts selon le modèle considéré : soit il est reculé d'une dizaine de jours (modèle H, Figure 5.11a), soit il n'est pas modifié de manière significative (modèles I et M, Figures 5.11b et 5.11c). En termes de ΔSOS_{20} , cela se traduit soit par des valeurs négatives avec des creux atteignant -4 jours par 20 ans, soit par des valeurs oscillant autour de l'équilibre. La représentation d'une partie de la toundra par des herbacées serait à l'origine de cette différence de comportements entre les trois modèles.

Durant le 21^{ème} siècle, l'évolution du SOS est semblable d'un modèle à l'autre. Sa vitesse d'avancement devient de plus en plus importante selon le scénario RCP8.5, puis se stabilise dans les dernières décennies pour atteindre jusqu'à 5 jours par 20 ans pour le modèle M (Figures 5.11d, 5.11e et 5.11f). Elle émerge de la déviation standard récente entre 2010 et 2040 selon le modèle (Figures 5.11g, 5.11h et 5.11i). D'ici la fin du siècle, ce comportement résulte en un avancement du SOS compris entre 10 et 20 jours par rapport à la période actuelle. Le SOS est également avancé selon le RCP2.6, mais redevient constant dans la deuxième moitié du siècle.

La durée de la saison foliaire est modifiée de la même manière durant la période historique : soit elle est raccourcie d'une vingtaine de jours (modèle H, Figure

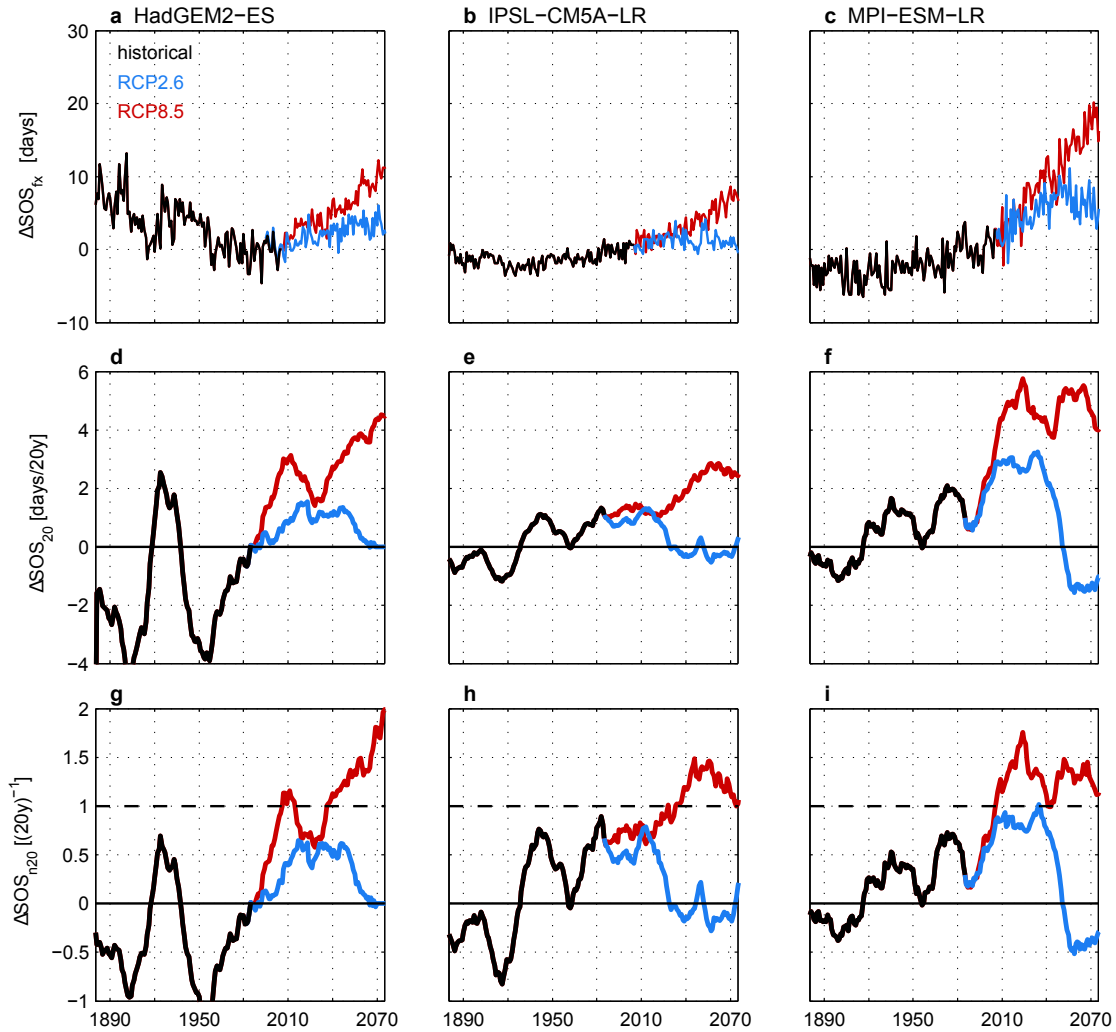


Figure 5.11 : Évolution (a), (b) et (c) du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, (d), (e) et (f) de la vitesse d'avancement du début de la saison ΔSD_{20} et (g), (h) et (i) de la vitesse normalisée d'avancement du début de la saison ΔSD_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les herbacées sont majoritaires.

5.12a), soit elle n'est pas modifiée de manière significative (modèles I et M, Figures 5.12b et 5.12c). Selon le RCP8.5, chaque modèle simule un comportement particulier. Une forte augmentation résulte en un allongement de la saison de 30 jours par rapport à la période actuelle avec des pics de ΔSD_{20} de 10 jours par 20 ans pour le modèle H, seul modèle à faire émerger cette vitesse de la déviation standard récente. Un allongement d'amplitude moindre d'environ 15 jours est simulé avec une vitesse d'environ 4 jours par 20 ans pour le modèle M. Un léger rétrécissement de la saison de l'ordre de 5 jours est visible pour le modèle I. Le scénario RCP2.6 montre un comportement similaire dans la première moitié du 21^{ème} siècle, mais la SD se stabilise dans les dernières décennies (Figures 5.12d-i). Ces comportements distincts auraient également pour origine la répartition différentes des zones recouvertes majoritairement d'herbacées.

Le LAI annuel moyen répond de manière similaire et peut également être expliqué par la répartition différente des herbacées d'un modèle à l'autre. Une



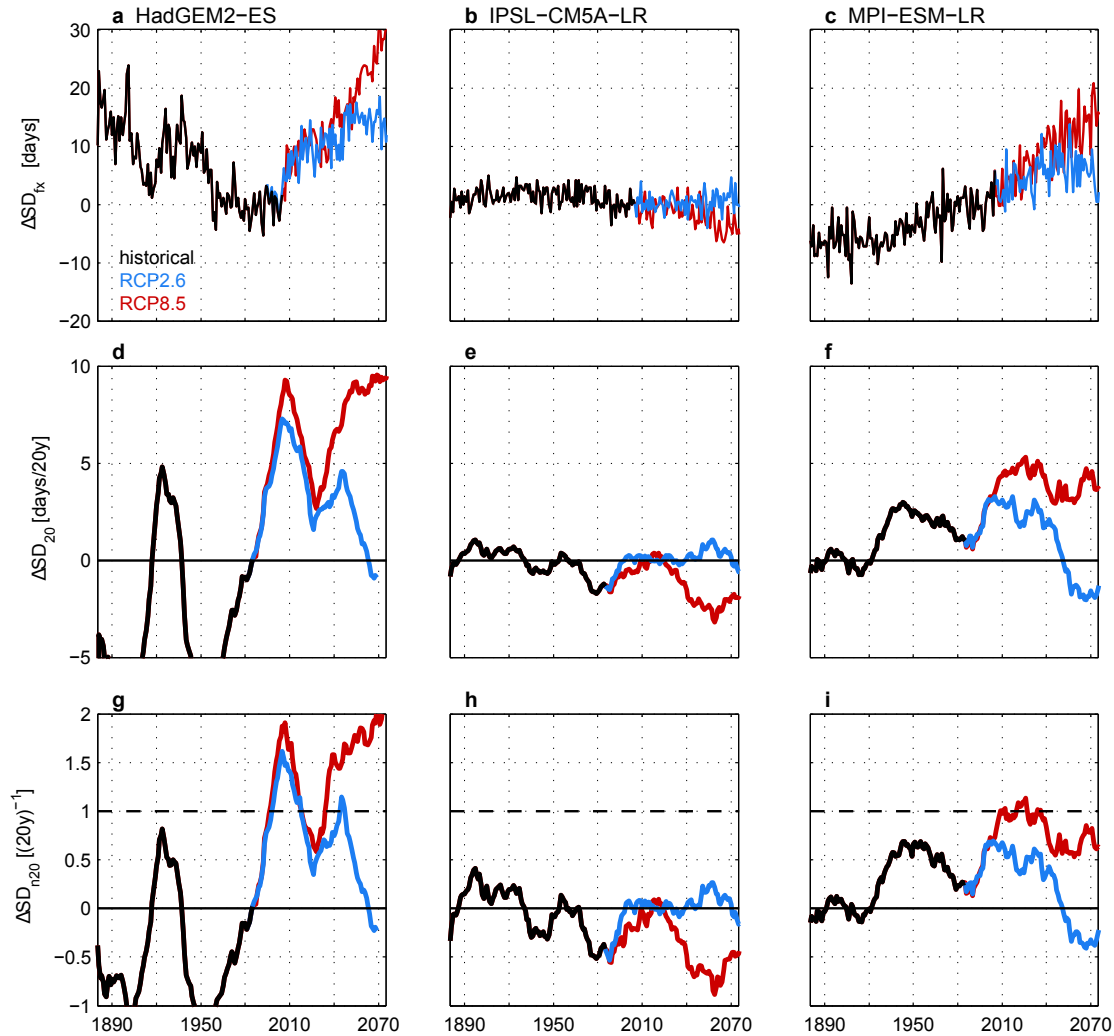


Figure 5.12 : Évolution (a), (b) et (c) de la durée de la saison ΔSD_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, (d), (e) et (f) de la vitesse d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{20} et (g), (h) et (i) de la vitesse normalisée d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les herbacées sont majoritaires.

diminution ou une stabilisation est simulée durant la période historique et une augmentation est simulée selon le RCP8.5 avec une amplitude allant de 0.1 à 0.4 d'ici la fin du siècle par rapport à la période de référence actuelle. Pour les trois modèles, ΔLAI_{20} émerge de la déviation standard aux alentours de la période de référence actuelle (Figure 5.13).

Dans l'hémisphère Nord, le début et la durée de la saison foliaire des herbacées varient donc de manière semblable à celui des arbres, avec une dispersion plus importante d'un modèle à l'autre. L'évolution du LAI moyen est également semblable, mais les valeurs du changement avec une référence fixe et les valeurs de la vitesse sont environ 50% plus petites en raison d'un LAI des herbacées de fait inférieur à celui des arbres. Le choix différent de représentation des zones d'herbacées altère cependant l'analyse de la comparaison des modèles.

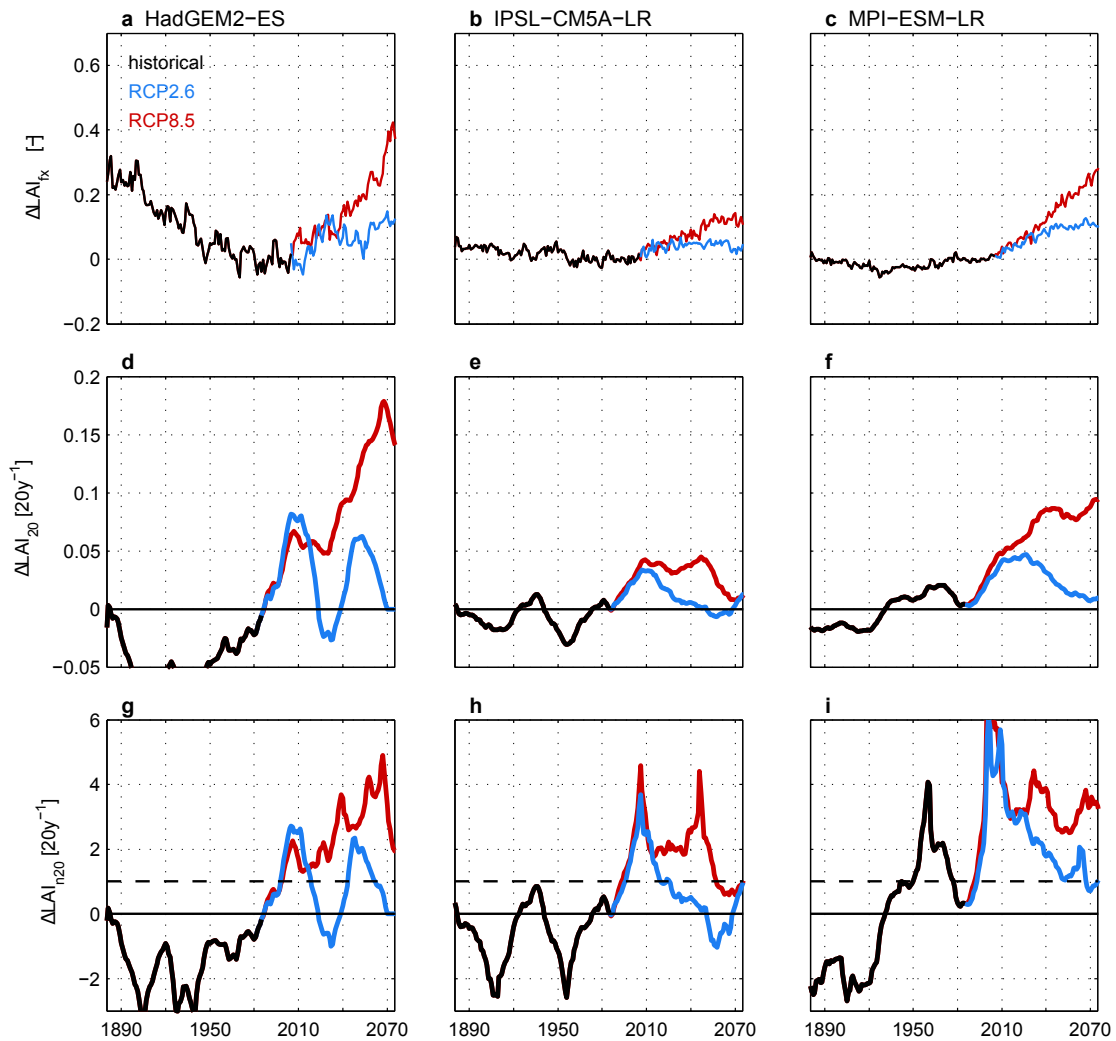


Figure 5.13 : Évolution (a), (b) et (c) du LAI annuel moyen ΔLAI_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, (d), (e) et (f) de la vitesse de changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{20} et (g), (h) et (i) de la vitesse normalisée du changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les herbacées sont majoritaires.

5.5.3 Cycle des herbacées des tropiques Nord

Dans les tropiques Nord (0-30°N), les herbacées sont majoritaires au Mexique et dans les régions d'Afrique situées entre le Sahel et l'équateur géographique (Figure 5.4).

La première caractéristique particulière de l'évolution du cycle saisonnier des herbacées sous ces latitudes est une plus grande variabilité que dans les plus hautes latitudes. Durant la période historique, le SOS peut par exemple varier d'une quarantaine de jours d'une année sur l'autre selon le modèle H. La distinction entre les deux scénarios RCP étudiés en est d'autant plus complexe.

Dans l'ensemble, et ce tout au long de la période étudiée, le début de la saison n'est pas modifié de manière significative (Figures 5.14a, 5.14b et 5.14c). Cela se



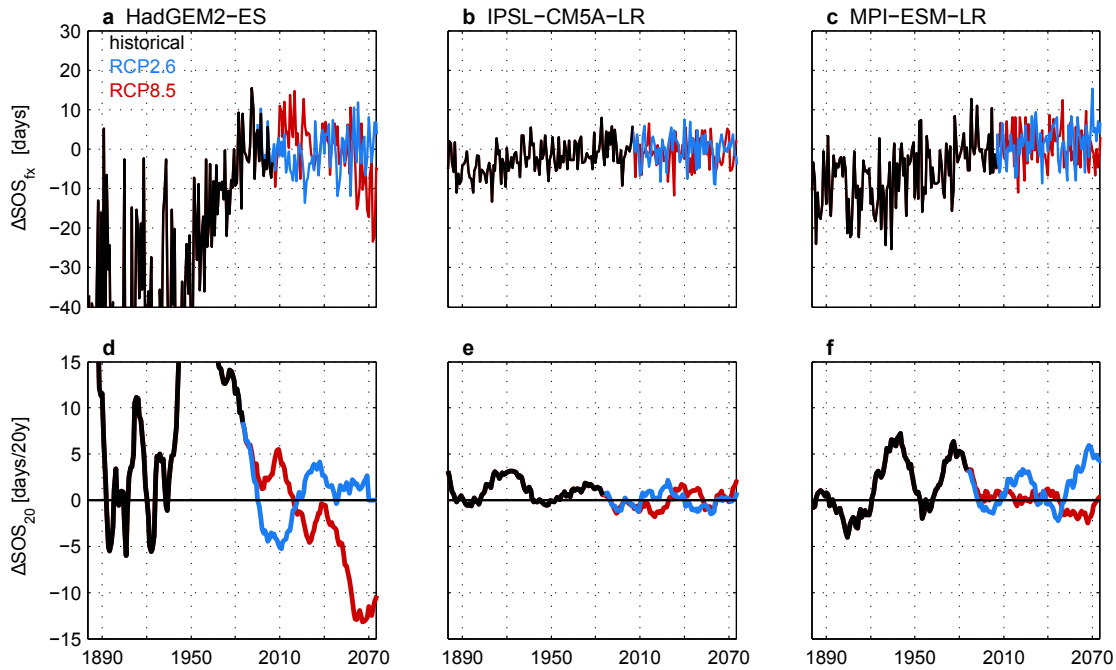


Figure 5.14 : Évolution (a), (b) et (c) du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle et (d), (e) et (f) de la vitesse d'avancement du début de la saison ΔSOS_{20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions des tropiques Nord (NT, 0-30N) où les herbacées sont majoritaires.

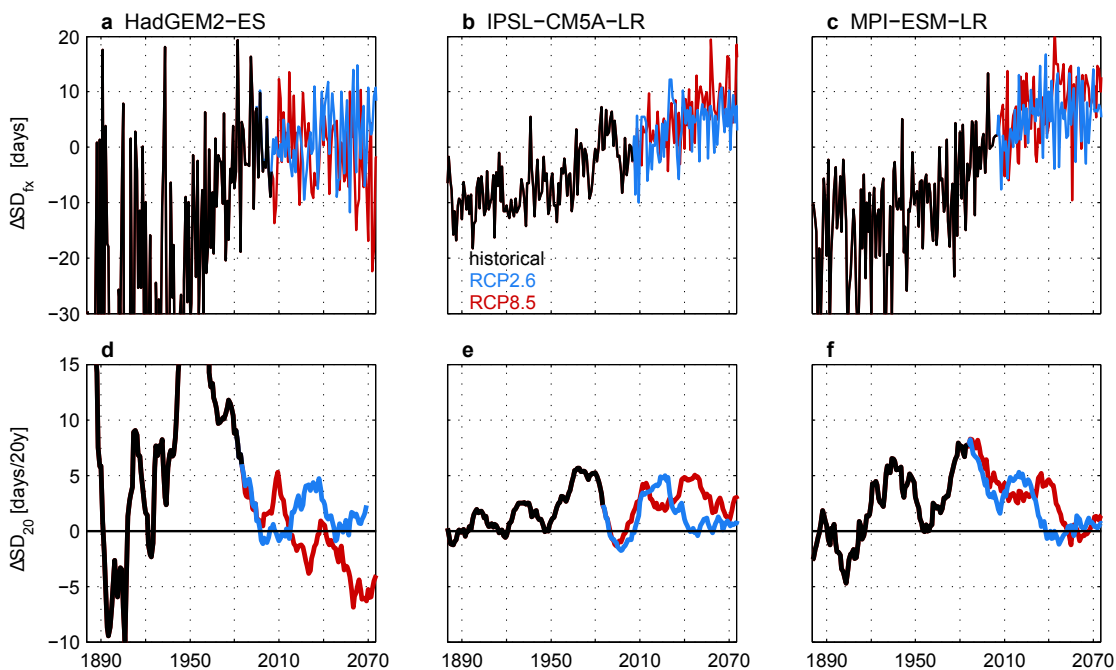


Figure 5.15 : Évolution (a), (b) et (c) de la durée de la saison ΔSD_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle et (d), (e) et (f) de la vitesse d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions des tropiques Nord (NT, 0-30N) où les herbacées sont majoritaires.

traduit par des valeurs de ΔSOS_{20} oscillant autour de l'équilibre et n'émergeant pas de la déviation standard récente (non-montré) avec une faible distinction entre les scénarios RCP qui ne permet pas de tirer de conclusions robustes quant à son évolution future (Figures 5.14d, 5.14e et 5.14f).

Parallèlement, un allongement de la SD est visible au fil des décennies malgré une importante variabilité (Figures 5.15a, 5.15b et 5.15c). La saison dure environ 10 jours de plus d'ici la fin du siècle par rapport à la période de référence actuelle. Cet allongement ne se fait pas de manière régulière en raison de la forte variabilité et correspond à des valeurs de ΔSD_{20} comprises entre 0 et 5 jours par 20 ans qui n'émergent également pas de la déviation standard récente tout au long de la période étudiée (Figures 5.15d, 5.15e et 5.15f). Une distinction significative entre les deux scénarios RCP n'est également pas possible. Ce phénomène couplé à un avancement du début de la saison peu marqué induit un recul de la fin de la saison

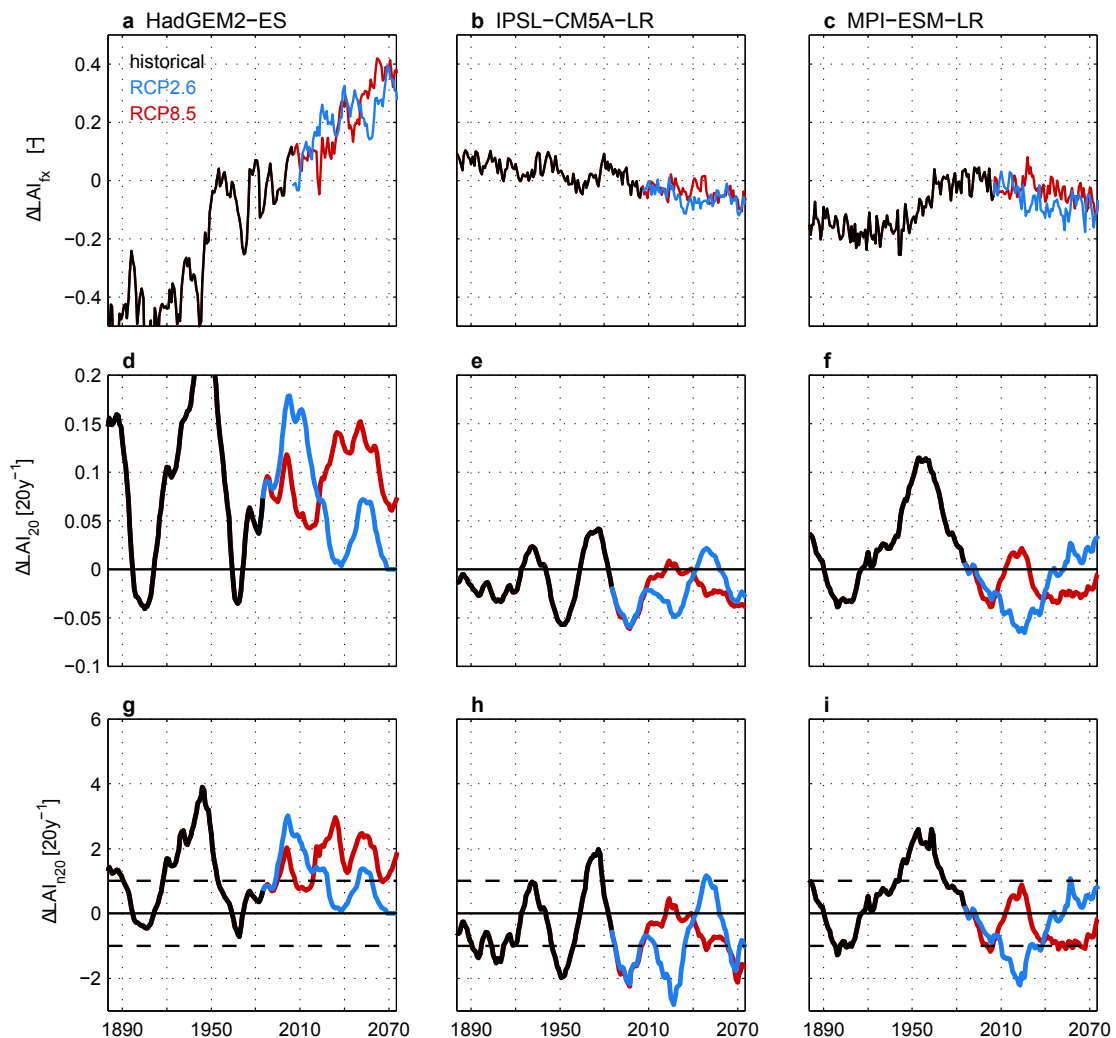


Figure 5.16 : Évolution (a), (b) et (c) du LAI annuel moyen ΔLAI_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, (d), (e) et (f) de la vitesse de changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{20} et (g), (h) et (i) de la vitesse normalisée du changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions des tropiques Nord (NT, 0-30N) où les herbacées sont majoritaires.



estivale quelque soit le scénario sélectionné.

L'évolution du LAI annuel moyen des herbacées n'est pas consensuelle entre les trois GCMs sélectionnés (Figures 5.16a, 5.16b et 5.16c). Le modèle H simule une augmentation continue indépendamment du scénario, menant à une différence comprise entre 0.2 et 0.4 entre la période actuelle et la fin du siècle. Le modèle I montre une diminution régulière d'amplitude moins marquée (i.e. environ -0.1 d'ici la fin du siècle). Le modèle M simule soit une augmentation, soit une diminution selon la période, mais ne distingue pas non plus l'évolution des deux scénarios RCP. Les valeurs de ΔLAI_{20} sont donc difficilement interprétables, bien qu'elles émergent de la déviation standard récente particulièrement pour le modèle H selon le RCP8.5 (Figures 5.16d-i).

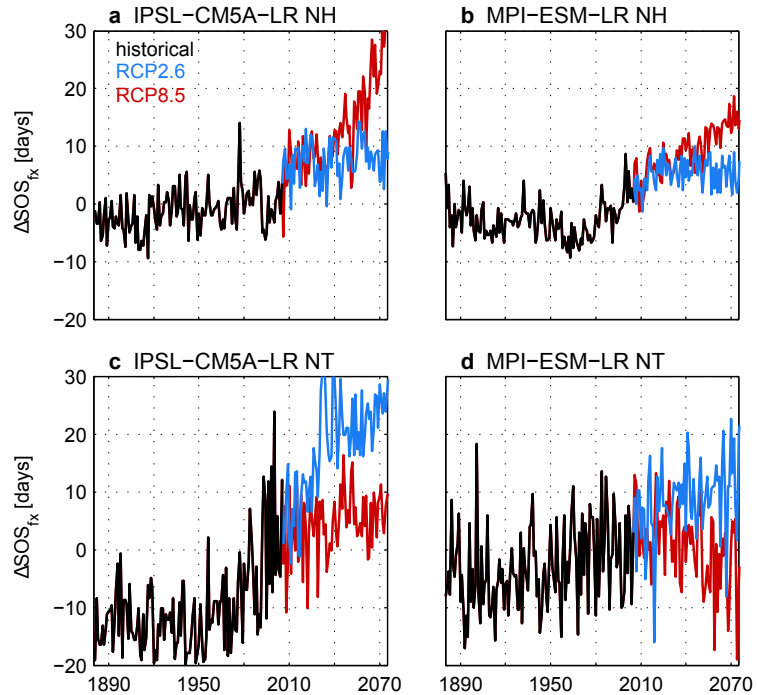
En résumé, les caractéristiques du cycle saisonnier des herbacées des tropiques Nord n'évoluent pas de manière significative et consensuelle au cours du 21^{ème} siècle. Leurs changements ne sont pas significativement différents entre le RCP2.6 et le RCP8.5. La plus forte variabilité de ces caractéristiques par rapport à des latitudes plus élevées peut avoir deux origines : (i) le cycle saisonnier moins marqué en raison d'une distinction moins évidente entre les saisons ou (ii) la forte dépendance de la végétation aux précipitations au détriment de la température. Les changements de végétation dans ces régions consisteraient donc plutôt en des changements du groupe de PFT majoritaire. En ce qui concerne les régions recouvertes d'herbacées, il s'agira par exemple d'une migration marquée de la frontière des déserts dans les zones semi-arides d'Afrique, comme vu dans une section précédente.

5.5.4 Comportements divergents des cultures selon la latitude

Une comparaison de l'évolution du cycle saisonnier des cultures est conduite entre l'hémisphère Nord et les tropiques Nord dans les simulations des modèles I et M. Dans l'hémisphère Nord, les cultures se concentrent dans le centre de l'Amérique du Nord et dans l'Est de l'Europe. Dans les tropiques, l'Inde est la principale région où elles sont majoritaires (Figure 5.4).

La Figure 5.17 montre l'évolution du SOS des cultures par rapport à la période de référence fixe 1986-2005. Le premier contraste remarquable entre les deux bandes de latitude est la plus forte variabilité dans les tropiques déjà mise en évidence pour les herbacées. Le point central est ici l'inversion de l'évolution des deux scénarios RCP d'une bande de latitude à l'autre. Après avoir été relativement stable durant la période historique, le SOS est avancé de 15 à 30 jours d'ici la fin du siècle selon le RCP8.5 dans l'hémisphère Nord, alors que cet avancement s'arrête au cours du siècle selon le RCP2.6. Dans les tropiques Nord, c'est le RCP2.6 qui simule un avancement plus marqué (entre 15 à 30 jours également), alors que le SOS du RCP8.5 se stabilise au cours du siècle, voire recule pour le modèle M.

Figure 5.17 : Évolution du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à la référence fixe actuelle (1986-2005) dans l'hémisphère Nord (NH, 30N-90N) (a) pour le modèle IPSL-CM5A-LR, (b) pour le modèle MPI-ESM-LR et (c), (d) dans les tropiques Nord (NT, 0-30N) pour les mêmes modèles en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions où les cultures sont majoritaires.



Ce comportement peut être expliqué en séparant les différents types de cultures les uns des autres. Dans la majorité des cas, les cultures peuvent être considérées soit comme des plantes C3 (e.g. blé, riz, orge), soit comme des plantes C4 (e.g. maïs). Cette terminologie correspond aux différentes trajectoires que la plante utilise pour capter le CO_2 pendant le processus de photosynthèse, et donc à leurs différentes conditions de développement. Les cultures C3 sont adaptées à des températures relativement basses et sont plus tolérantes au gel que les cultures C4, qui sont plus adaptées à des conditions chaudes. On retrouve alors plutôt les C3 en moyennes latitudes et les C4 en zones tropicales. Le cycle saisonnier des cultures C3 dépend directement de celui de la température de l'air à la surface, tandis que le cycle saisonnier des C4 est davantage influencé par celui de l'humidité des sols (Gervois *et al.*, 2004; Berg *et al.*, 2010). Leur période de développement n'est alors pas simultanée. Le SOS des cultures C3 (en hémisphère Nord) a tendance à se positionner en mars ou avril, lorsque la température augmente. Celui des cultures C4 (en Tropiques Nord) a plutôt lieu en juin-juillet au début de la saison des pluies (Figure 5.18).

Pour vérifier ces relations, le cycle saisonnier moyen de la température de l'air à la surface est représenté sur la Figure 5.19 durant la période de référence actuelle et à la fin du 21^{ème} siècle selon les deux scénarios RCP au-dessus des cultures de l'hémisphère Nord. Pour les deux modèles sélectionnés, la température augmente uniformément sur tout le cycle en le décalant vers des températures plus élevées et sans en faire varier sa forme. Le développement de la végétation démarre lorsque l'intégrale de température des N jours précédents dépasse une certaine valeur T_{th} (e.g. Botta *et al.*, 2000). Le SOS des cultures calculé sous ces latitudes suit alors directement la température. Il a tendance à toujours avoir lieu à la même température quelque soit le scénario choisi : $7.5 \pm 0.5^\circ\text{C}$ pour le modèle I et $9.3 \pm 0.6^\circ\text{C}$ pour le modèle M. Les marges d'erreur correspondent



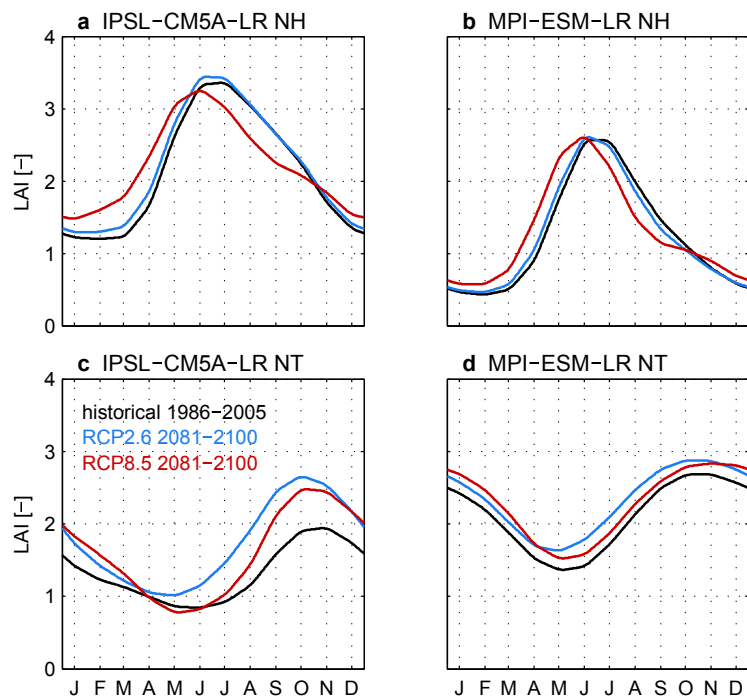
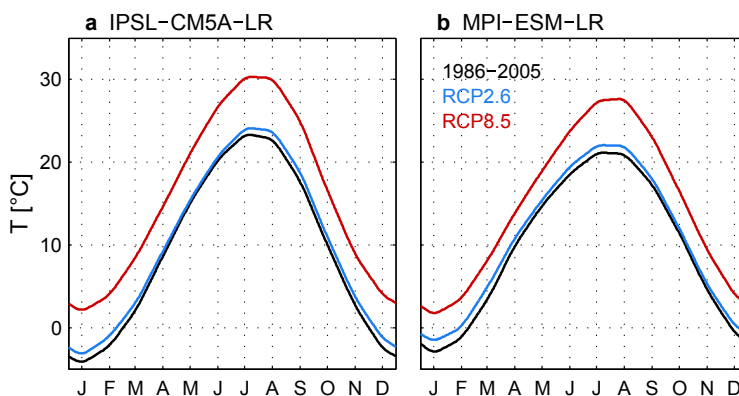


Figure 5.18 : Cycle saisonnier du LAI dans les régions où les cultures sont majoritaires en hémisphère Nord (NH, 30N-90N) (a) pour le modèle IPSL-CM5A-LR, (b) pour le modèle MPI-ESM-LR et (c), (d) en tropiques Nord (NT, 0-30N) pour les mêmes modèles en moyenne multi-réalisation sur les 20 dernières années de la période historique (i.e. 1986-2005, en noir), du scénario RCP2.6 (i.e. 2081-2100, en bleu) et du scénario RCP8.5 (en rouge).

Figure 5.19 : Cycle saisonnier de la température à la surface dans les régions où les cultures sont majoritaires en hémisphère Nord (NH, 30N-90N) (a) pour le modèle IPSL-CM5A-LR, (b) pour le modèle MPI-ESM-LR en moyenne multi-réalisation sur les 20 dernières années de la période historique (i.e. 1986-2005, en noir), du scénario RCP2.6 (i.e. 2081-2100, en bleu) et du scénario RCP8.5 (en rouge).

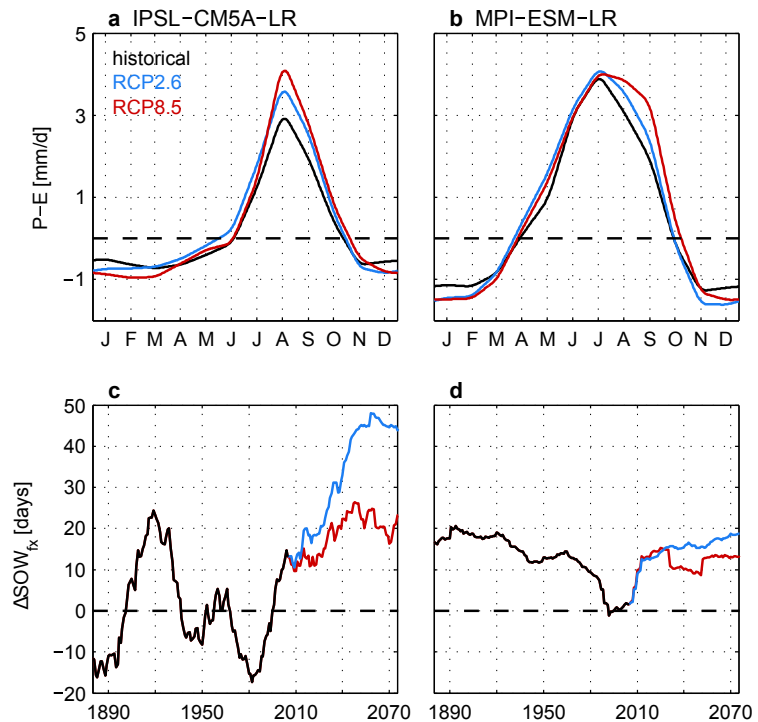


à la déviation standard en considérant chaque année, chaque point de grille et chaque réalisation séparément. Les seuils différents entre les deux modèles ont pour origine la paramétrisation propre à chacun d'eux (Krinner *et al.*, 2005; Reick *et al.*, 2013). La phénologie des cultures C3 dans l'hémisphère Nord répond directement à l'augmentation de la température en se décalant plus tôt dans l'année (Figures 5.18a et 5.18b), sans modifier la durée de la saison et le LAI annuel moyen de manière significative.

Le cycle saisonnier moyen de la différence entre précipitations P et évapotranspiration E est représenté sur les Figures 5.20a et 5.20b durant la période de référence actuelle et à la fin du 21^{ème} siècle selon les deux scénarios RCP dans les régions majoritairement recouvertes de cultures dans les tropiques Nord. Ce cycle est légèrement modifié sous l'effet du changement climatique, mais la distinction entre les deux scénarios RCP est moins évidente que dans le cas de la température

de l'hémisphère Nord. Pour illustrer le lien entre l'humidité des sols et le cycle saisonnier des cultures C4, je définis le début de la saison des pluies SOW (*start of the wet season* en anglais) au premier jour de l'année pour lequel la différence $P - E$ est positive. Son évolution est représentée sur les Figures 5.20c et 5.20d et suit relativement bien l'évolution du SOS dans ces mêmes régions (Figures 5.17c et 5.17d). Le SOS des cultures C4 dans les tropiques Nord répond alors à l'avancement du début de la saison des pluies, et donc à l'humidité des sols, en se décalant davantage sous le scénario RCP2.6 que sous le scénario RCP8.5.

Figure 5.20 : Cycle saisonnier de la différence $P - E$ dans les régions où les cultures sont majoritaires aux Tropiques Nord (NT, 0-30N) (a) pour le modèle IPSL-CM5A-LR, (b) pour le modèle MPI-ESM-LR sur les 20 dernières années de la période historique (i.e. 1986-2005, en noir), du scénario RCP2.6 (i.e. 2081-2100, en bleu) et du scénario RCP8.5 (en rouge). (c-d) Évolution du début de la saison des pluies ΔSOW_{fx} dans les mêmes régions pour les mêmes modèles en moyenne multi-réalisation durant la période historique et selon les RCP2.6 et RCP8.5.



5.6 Conclusions du cinquième chapitre

La motivation principale de l'analyse de ce chapitre est de pouvoir donner des indications sur la représentation de la vitesse des changements climatiques au moyen de repères visuels liés à la végétation. Les simulations de quatre GCMs ont été sélectionnées en s'intéressant à l'évolution de l'indice de surface foliaire et de la répartition des PFTs sur le globe au fil du 21^{ème} siècle selon deux scénarios RCP. L'hypothèse faite a été de considérer qu'un changement *visible* de la végétation pouvait se manifester entre deux périodes successives de 20 ans soit par un changement drastique de la répartition des groupes de PFT, soit par une modification significative du cycle saisonnier du groupe de PFT majoritaire à chaque endroit du globe.

Les déplacements des groupes de PFT au cours du temps sont dus soit à un changement d'utilisation des sols (représenté dans les quatre GCMs), soit à une migration de la végétation sous l'influence des changements du climat (représentée seulement par les modèles incluant une végétation dynamique). Durant la



période historique, ces changements de répartition sont essentiellement causés par le changement d'utilisation des sols avec deux pics simulés après la fin de la Seconde Guerre Mondiale et après le passage à une agriculture plus intensive durant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. Selon le RCP8.5, les changements d'utilisation des sols diminuent drastiquement, mais la vitesse des changements de répartition reste à peu près constante durant le 21^{ème} siècle dans le cas des modèles incluant une végétation dynamique. Cela traduit donc une continuation, voire une accélération, de la migration des groupes de PFT sous l'effet du changement climatique, spécialement dans les hautes latitudes Nord et la région du Sahel. Contrairement à cette migration de la végétation, les changements dus à l'utilisation des sols ne sont pas des repères visuels du changement climatique à proprement parler, mais plutôt de l'évolution des activités anthropiques. L'expérience du changement climatique en termes de changements de groupes de PFT est donc uniquement représenté par les modèles à végétation dynamique (M, H et G).

Trois modifications du cycle saisonnier ont été considérées : l'avancement du début de la saison SOS, l'allongement de sa durée SD et l'augmentation du LAI annuel moyen. Pour qu'un changement du cycle saisonnier puisse être *repéré*, ce cycle doit tout d'abord être bien marqué. En se basant sur les simulations analysées, ces caractéristiques sont alors davantage identifiables pour les arbres et les herbacées dans l'hémisphère Nord et, dans une moindre mesure, pour les herbacées dans les tropiques Nord. Pour qu'il soit *repéré*, un changement du cycle saisonnier entre deux périodes successives doit également être important par rapport à la variabilité de la période de référence glissante. Selon le scénario RCP8.5, la vitesse ΔSOS_{20} émerge de cette variabilité entre 2010 et 2040 pour les arbres et les herbacées de l'hémisphère Nord, alors que l'émergence de la vitesse ΔSD_{20} n'est consensuelle que pour les arbres et est simulée avant 2030. Dans l'hémisphère Nord, la vitesse ΔLAI_{20} est jusqu'à environ 4 fois plus importante que la variabilité de la référence glissante et la dépasse tout au long du 21^{ème} siècle, tant pour les arbres que pour les herbacées. Par contre, pour les herbacées des tropiques Nord, l'émergence du signal de ΔSOS_{20} et ΔSD_{20} n'a pas lieu et celle de ΔLAI_{20} n'est pas consensuelle.

Dans l'hémisphère Nord, les repères visuels du changement climatique liés à la végétation sont donc très présents. Le cycle saisonnier est fortement modifié sur le long terme et répond directement à la vitesse de réchauffement. Si ces modifications sont moins marquées, la migration de la végétation vers le Nord en est la cause principale et correspond aussi à un repère visuel du changement climatique. Dans les tropiques Nord, ces repères visuels sont moins présents. Le cycle saisonnier est plus variable à court terme et réagit plutôt à la modification des régimes de précipitations et de l'humidité des sols. Malgré un fort changement d'utilisation des sols, l'évolution de plus en plus rapide des zones désertiques sous l'influence du changement climatique dans la région du Sahel est tout de même à relever. Dans les latitudes Sud, aucun repère visuel des changements n'est explicité de manière robuste et commune à tous les modèles.

La dispersion du comportement des modèles vis-à-vis de la végétation a été un inconvénient majeur pour cette analyse. Elle n'est pas seulement la conséquence de

phénomènes connus, comme le manque de données d'utilisation des sols et comme une description simplifiée des processus biogéochimiques. Elle a avant tout pour origine la paramétrisation et la représentation de la végétation, de la capacité des puits de carbone et des mécanismes de croissance des plantes qui sont différentes d'un modèle à l'autre (Pongratz *et al.*, 2014). Le niveau d'interactions de la végétation avec les autres composantes du système climatique n'est également pas le même. Pourtant, une description plus étoffée des processus liés à la végétation pourrait augmenter la qualité des simulations de GCMs. Plusieurs modèles de végétation décrivent de façon robuste les comportements humains et les processus de décision en lien avec la végétation, mais toujours à l'échelle locale ou régionale. Ces mécanismes n'ont pas encore été mis au point à l'échelle globale de façon satisfaisante (Rounsevell *et al.*, 2014). Des définitions communes, des paramétrisations mieux validées et davantage de données d'observation à l'échelle globale aidant à la compréhension des mécanismes en jeu pourraient améliorer la qualité des simulations de GCMs de manière significative, et donc faire gagner en pertinence les études telles que développées dans ce chapitre.

5.7 Summary of the fifth chapter

- ♠ Vegetation indicators are defined with the leaf area index (LAI) with a similar running baseline of 20 years to complete analyses on temperature and precipitation indicators and to represent changes that might be more relevant for rural populations.
- ♠ Four GCMs that include the carbon cycle are selected. Three of them have a dynamic vegetation component, and the fourth model computes prescribed vegetation with interactive phenology in all cases.
- ♠ Plant functional types (PFTs) are classified into four groups (i.e. trees, grass, crops and shrubs) to define two *families* of vegetation changes :
(i) a change in the spatial extent of a specific group of vegetation and
(ii) changes in the LAI seasonal cycle characterized by the evolution of the start of spring (SOS), the duration of the season (SD) and the mean annual LAI.
- ♠ **The main question of this chapter is to determine how the rate of change of *visual landmarks* linked to vegetation will evolve due to anthropogenic climate change.**
- ♠ The global rate at which PFT groups are modified doubles between 1880 and 1950. Two maxima are displayed in 1950 and 1990, and are mostly due to a drastic change in land use (and thus are not landmarks of climate change) in the African savanna, part of the Amazon forest, inland regions of the North American and Eurasian continents, and the eastern part of Australia. A maximum is also projected around 2020 under RCP2.6 due to massive reforestation planning. If the vegetation is dynamically represented, this global PFT modification rate is similar to the current rate under RCP8.5. This stability due to a slowdown of land-use changes in the RCP



formulation and the ongoing (even accelerating) changes in PFT groups under climate change, mostly in Northern high-latitudes and in the Sahel region.

- ♠ The seasonal cycle of trees in the Northern Hemisphere directly follows the warming rate. The SOS occurs sooner and the SD increases faster as we move through time. Twenty-year changes in both SOS and SD emerge from the recent inter-annual variability before the mid-21st century. The dynamic representation of vegetation leads to a poleward shift of the tree cover, which allows smaller and slower modifications of their seasonal cycle.
- ♠ Also in the Northern Hemisphere, the evolution of the grass SOS is similar to the tree SOS, but with a larger model spread. The grass cover is projected to become increasingly denser in both high- and mid-latitudes under both RCPs as a direct response to warming.
- ♠ No robust and consistent evolution of the seasonal cycle is projected for grasslands in the Northern tropics, and no distinction between RCP2.6 and RCP8.5 is possible. A stronger SOS and SD variability compared to higher latitudes is due to a weaker seasonal cycle and a larger influence of precipitation regimes.
- ♠ The seasonal cycle of crops is modified in a different way from one region to another due to their different methods of CO₂ capture. C3 crops (e.g. rice, wheat) are typically located in mid-latitudes and directly respond to temperature increases. C4 crops (mainly maize) are gathered in the tropics and follow the evolution of the start of the wet season.
- ♠ Therefore, visual landmarks of climate change are numerous in the Northern Hemisphere. The seasonal cycle is strongly modified on a long-term basis. Smaller modifications are due to the poleward shift of vegetation. There are fewer visual landmarks in the Northern tropics, where the short-term variability of the seasonal cycle is higher and reacts more to variability in precipitation than in higher latitudes. The increasing development of desert areas is still noticeable in the Sahel region. In Southern latitudes, no visual landmark is identified in a robust way by all models.

Conclusions et perspectives

LES trois derniers chapitres détaillent les résultats obtenus en considérant des indicateurs de la vitesse des changements liés respectivement à la température, aux précipitations et aux variations de la végétation. Il s'agit ici de faire le bilan des démarches entreprises en rappelant les motivations et la méthodologie m'ayant amené à l'aboutissement de ce travail.

Au lieu de présenter l'évolution des indicateurs dans l'ordre des variables climatiques considérées, les résultats sont présentés selon le deuxième axe décrit dans le chapitre 2 : les tendances globales sont listées avant de décrire les comportements régionaux de mes indicateurs susceptibles d'avoir un fort impact et de les relier aux questions centrales de la thèse. La réflexion sur la définition et l'encadrement du sujet ont permis de poser un cadre pour continuer de développer le sujet selon différentes orientations. Plusieurs perspectives sont alors présentées.

Retour à la problématique et conclusions

Comme abordé dans les premiers chapitres, les processus d'adaptation aux changements climatiques risquent de dépendre de la vitesse avec laquelle ces changements s'opèrent (e.g. O'Neill et Oppenheimer, 2004; Klein *et al.*, 2014). Le vécu de chacun, englobant entre autres la perception et la représentation des changements, influence significativement notre prise de décision en rapport avec l'adaptation (e.g. Spence *et al.*, 2012; Jones *et al.*, 2014; Quilcaille *et al.*, 2015, en Annexe de ce manuscrit). La multiplication de changements rapides peut contraindre cer-

tains écosystèmes à se déplacer et à s'adapter s'ils en ont la possibilité (e.g. Chapin *et al.*, 2000; Dawson *et al.*, 2011; Settele *et al.*, 2014). Afin d'aborder ces questions, la thèse a été centrée sur l'étude de la vitesse des changements futurs, en gardant comme idée de base d'évaluer **comment le changement climatique pourrait être vécu tout au long du 21^{ème} siècle**.

La vitesse a été définie comme la différence entre deux périodes successives de 20 ans. Dans la mesure où les populations se souviennent généralement d'événements climatiques sur l'échelle d'une génération (Garnier, 2010), cette définition de la vitesse permet de donner des indications sur la mémoire que les générations futures auraient des changements climatiques. En partant de la question centrale de la thèse et du constat que les projections climatiques sont souvent présentées selon une référence actuelle fixe (e.g. Collins *et al.*, 2013), cette analyse alternative peut éventuellement donner de nouveaux éléments pour dialoguer avec d'autres communautés scientifiques se penchant sur la problématique du changement climatique.

Les projections de 18 modèles de climat participant à CMIP5 ont été les outils principaux de cette étude qui a consisté en une analyse multi-modèle. Un échantillon restreint a été sélectionné pour l'analyse des changements de végétation, principalement en raison du fait que peu de modèles incluent une végétation évolutive dans leur paramétrisation.

Le travail s'est articulé autour de deux grands axes : l'axe urbain-rural et l'axe global-régional (Figure 2.11). Le premier axe se caractérise par les différentes variables climatiques étudiées. La température et le temps qu'il fait sont plus caractéristiques de la représentation du climat qu'ont les populations des zones urbaines. L'évolution de la nature, de la végétation est plus représentative du climat pour les populations vivant en zones rurales, tant littorales que montagneuses (Lammel *et al.*, 2012). Les chapitres de ce manuscrit ont été construits selon ce premier axe. Il s'agit ici de présenter les résultats selon le deuxième axe, global-régional, en les reliant à la question centrale de la thèse.

Conclusions globales

La vitesse de réchauffement global est de l'ordre d'un demi-degré par 20 ans pour la période de référence 1986-2005. Sans mesures d'atténuation des émissions anthropiques (i.e. selon le scénario RCP8.5), cette vitesse atteindra un degré par 20 ans à la fin du 21^{ème} siècle. En moyenne sur tout le globe, les populations expérimenteront donc une augmentation des températures deux fois plus rapide qu'elle l'est actuellement. Autrement dit, à l'échelle d'une génération, le réchauffement y sera deux fois plus fort.

Comme l'ont défini Hansen *et al.* (2012), l'évolution des distributions de température permet de donner des indications sur la façon que nous avons de percevoir ce réchauffement de plus en plus rapide. En l'espace de 20 ans seulement, un décalage de deux fois la déviation standard récente rend habituelles des années

ou des saisons extrêmement chaudes ayant un temps de retour de 50 ans, pouvant mener à une forte perception du réchauffement à l'échelle d'une génération. Actuellement, environ 9% des surfaces continentales et environ 8% de la population mondiale sont concernés par de tels décalages de distribution. D'ici la fin du siècle, leur étendue pourra quadrupler et 7 fois plus de gens seront concernés. Cette expansion de tels décalages de distribution est semblable pour les saisons extrêmes.

Ce réchauffement qui s'accélère sera accompagné une modification du cycle hydrologique également de plus en plus rapide. D'ici la fin du siècle, les zones s'asséchant (s'humidifiant) présenteront un assèchement (une humidification) 30 à 40% plus rapide qu'il (qu'elle) l'est actuellement. Réparties équitablement sur la surface du globe tout au long du 20^{ème} siècle, les régions qui s'assèchent et qui s'humidifient ne seront plus paritaires : environ 60% d'entre elles s'humidifieront. Ces zones se stabiliseront au cours du siècle menant à des tendances de plus en plus persistantes sur des régions où leur accélération est encore plus marquée qu'en moyenne globale.

Parallèlement, la vitesse des changements de la répartition des types de végétation a déjà doublé avant 1950 et deux pics sont simulés entre 1950 et 2000. Ces variations sont majoritairement dues aux changements d'utilisation des sols et donc ne sont pas représentatives de l'expérience du changement climatique à proprement parler. Cette vitesse se stabilise ensuite tout au long du 21^{ème} siècle dans le cas des modèles à végétation dynamique, traduisant une décélération du changement d'utilisation des sols et une continuation, voire une accélération, des changements des types de végétation représentant des repères visuels du changement climatique. Globalement, les modifications du cycle saisonnier de la végétation sont en étroite relation avec la vitesse de réchauffement. Le début du printemps est avancé et la durée de la saison estivale est allongée, et ce de plus en plus rapidement. L'indice de surface foliaire moyen a également tendance à augmenter de plus en plus rapidement sous l'influence de la composition atmosphérique et des conditions climatiques. L'intensification et la persistance des tendances liées au cycle hydrologique, la modification de la répartition et du cycle saisonnier de la végétation pourraient donc s'allier à l'accélération du réchauffement vers une prise de conscience de plus en plus importante des changements climatiques.

Ce bilan global selon un scénario dans lequel aucune mesure d'atténuation n'est prévue peut être comparé à celui d'autres scénarios. Suivre un scénario prenant en compte des mesures d'atténuation relativement légères (i.e. RCP6.0) est suffisant pour conserver un réchauffement régulier à une vitesse semblable à celle de la fin du 20^{ème} siècle. Dans ce cas-là, trois fois moins de personnes seront affectées par des décalages significatifs de la distribution de température, traduisant une perception du réchauffement nettement moins importante et assez semblable à ce qu'elle est actuellement. Davantage de mesures (i.e. RCP4.5) permettraient à la vitesse de réchauffement d'être divisée par deux et à la population touchée par les mêmes décalages de devenir statistiquement négligeable d'ici à la fin du siècle. Seul un scénario prenant en compte des mesures massives d'atténuation (RCP2.6) permet aux températures de se stabiliser et donc à la vitesse de réchauffement de



retrouver des valeurs négligeables. Les tendances d'assèchement et d'humidification retrouvent des vitesses typiques de la période historique d'ici la fin du siècle et redeviennent réparties équitablement sur le globe. En plus de cela, leur répartition géographique deviendrait de moins en moins stable. Répondant directement à la vitesse de réchauffement, les variations du cycle saisonnier de la végétation ont également tendance à être freinées, voire carrément interrompues. L'indice de surface foliaire moyen augmenterait également, mais avec une intensité correspondant à un plus faible réchauffement et à une plus faible concentration de CO₂ comparés à ceux du scénario RCP8.5.

L'analyse des projections climatiques avec une référence glissante fait ressortir le scénario RCP8.5 encore davantage qu'il ne l'a été avec des analyses basées sur une référence actuelle fixe. Elle montre également à quel point il serait profitable de suivre des scénarios à plus faibles émissions, menant à une expérience des changements semblable ou même moins marquée que ce qu'elle est actuellement. De manière globale, l'approche proposée ici donne des éléments supplémentaires pour montrer qu'il serait plus facile de s'adapter à la rapidité du changement climatique dans de tels scénarios.

Focus régionaux

Dans le cas où les émissions ne sont pas atténuées (i.e. selon le RCP8.5), plusieurs tendances régionales sont ressorties tout au long de l'analyse en raison de leur fort impact potentiel. Elles sont décrites dans le Tableau CP.1 et leur situation géographique est illustrée sur la Figure CP.1.

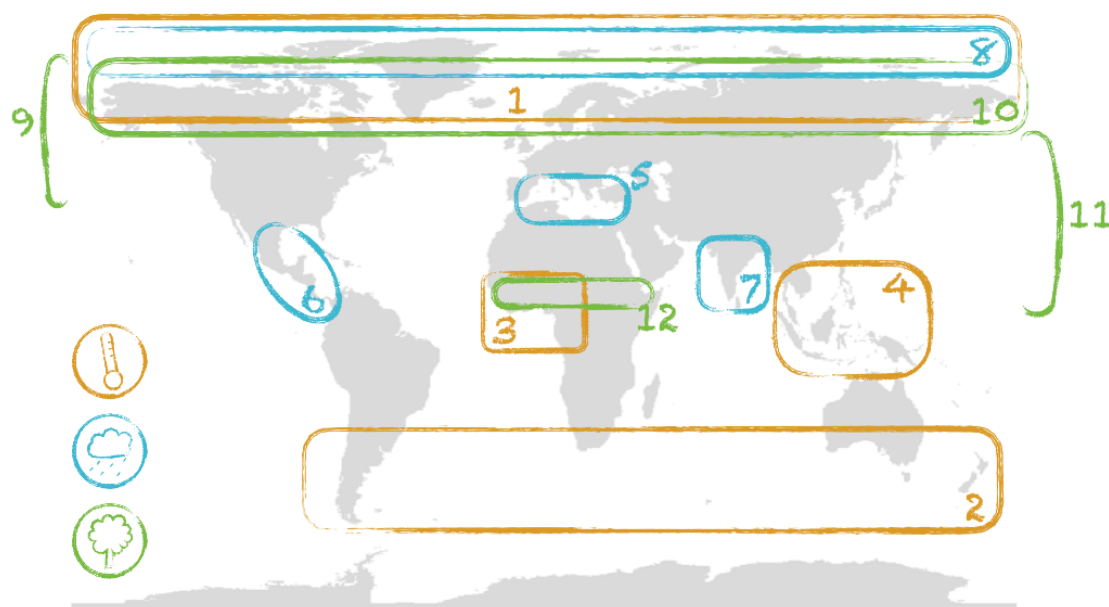


Figure CP.1 : Les hotspots identifiés au cours de la thèse en termes d'indicateurs liés à la température (en orange), aux précipitations (en bleu) et à la végétation (en vert).

Dans les latitudes polaires de l'hémisphère Nord, plusieurs phénomènes qui se superposent ont été mis en évidence. L'amplification polaire du réchauffement

planétaire est principalement due aux rétroactions de l'albédo de la glace de mer et de la neige, à un plus grand effet de serre lié à la vapeur d'eau et à la couverture nuageuse dans ces régions, ainsi qu'à la circulation méridienne des océans (Manabe *et al.*, 1990; Holland et Bitz, 2003; Graversen et Wang, 2009; Collins *et al.*, 2013). Cette amplification se traduit aussi par une plus grande vitesse de réchauffement tout au long du 21^{ème} siècle. Alors qu'en moyenne globale, la vitesse varie d'un demi-degré à un degré par 20 ans, le réchauffement est au moins deux fois plus rapide dans ces hautes latitudes (1). S'ajoute à cela l'humidification persistante de la région arctique en toutes saisons avec une vitesse de plus en plus soutenue au fil des décennies (8). Cette accélération de l'humidification se fera plutôt sentir durant les mois d'hiver, alors que celle du réchauffement sera plus perceptible durant les mois d'été. Sous l'effet de ces changements, les forêts boréales remonteront continuellement vers le Nord des continents américain et eurasiatique, au détriment de la toundra qui se fera plus rare (10). Dans ces régions, beaucoup de signaux différents du changement climatique seront donc présents en plus d'être de plus en plus rapides. De plus, dans le cas où les grands groupes de végétation ne se déplacent pas significativement, les effets du changement du climat et de la composition atmosphérique seront visibles par des modifications de plus en plus rapides du cycle saisonnier de la végétation, tant dans les hautes et que dans les moyennes latitudes Nord (9). À partir de la moitié du 21^{ème} siècle, l'avancement du début de la saison et l'allongement de sa durée seront plus grands que leur variabilité inter-annuelle en l'espace de 20 ans, et donc potentiellement perceptibles. Il en va de même pour l'augmentation du LAI moyen, déjà depuis le début du siècle.

Plus l'on descend vers les zones tropicales, moins le réchauffement et sa vitesse sont prononcés. Malgré cela, des tendances de plus en plus persistantes sont visibles en termes de régime de précipitations. Le bassin méditerranéen présente une tendance à l'assèchement persistant tout au long du siècle, en raison de l'accentuation de la sécheresse estivale. Au fil des décennies, cet assèchement est de plus en plus rapide (5). L'Amérique centrale présente également une tendance persistante à l'assèchement, dont la vitesse pourrait doubler d'ici à la fin du siècle. Dans cette région, l'accentuation de l'assèchement est due à l'atténuation de la saison des pluies s'étendant de juin à août (6). Parallèlement, l'Inde illustre une tendance à l'humidification persistante et de plus en plus rapide. Cette humidification peut s'expliquer par un phénomène de mousson prenant fin de plus en plus tard en septembre (7). Leurs cultures (principalement des C4) répondent directement à la modification du début de la mousson (11). En plus de cela, les populations (et principalement les habitants dans le nord-est du pays) pourraient expérimenter un réchauffement jusqu'à quatre fois plus rapide d'ici la fin du siècle en comparaison avec le réchauffement qu'ils expérimentent actuellement.

Malgré le fait que les tropiques ne subissent pas une augmentation marquée de la température, ce sont les régions où le réchauffement se fait le plus sentir en raison de sa faible variabilité inter-annuelle. Sous l'influence de l'accélération du réchauffement, dans de plus en plus de régions, le décalage des distributions de température sera tel que des années considérées extrêmement chaudes avec une période de retour de 50 ans pourront devenir habituelles 20 ans plus tard seulement.



Région n°	Caractéristique(s)	Explication
1	plus grande vitesse de réchauffement tout au long du 21 ^{ème} siècle (jusqu'à 2.2°C par 20 ans)	amplification polaire principalement liée aux rétroactions de la glace de mer et de la neige
2	triplement de la vitesse de réchauffement au cours du 21 ^{ème} siècle	plus grande inertie thermique dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord
3	jusqu'à 80% (20%) des surfaces continentales de la région sont exposées à des décalages supérieurs à 2σ (3σ)	faible variabilité inter-annuelle dans les zones tropicales
4	jusqu'à 75% (23%) des surfaces continentales de la région sont exposées à des décalages supérieurs à 2σ (3σ)	faible variabilité inter-annuelle dans les zones tropicales
5	augmentation de 75% de la vitesse d'assèchement persistance de la tendance tout au long du 21 ^{ème} siècle	accentuation de la sécheresse estivale
6	doublement de la vitesse d'assèchement persistance de la tendance tout au long du 21 ^{ème} siècle	atténuation de la saison des pluies de juin à août
7	augmentation d'environ 70% de la vitesse d'humidification persistance de la tendance tout au long du 21 ^{ème} siècle	mousson prenant fin de plus en plus tard en septembre
8	augmentation de 60% de la vitesse d'humidification persistance de la tendance tout au long du 21 ^{ème} siècle	contribution des mois d'hiver légèrement plus importante
9	accélération des changements du cycle saisonnier des arbres et des herbacées (SOS, SD et LAI moyen)	réponse à la vitesse de réchauffement et à la modification de la composition atmosphérique
10	avancée continue des forêts boréales vers le Nord au détriment de la toundra	migration des zones climatiques sous l'effet du changement climatique
11	avancement du SOS des cultures différent selon la latitude	relation directe des C3 avec la température
12	malgré moins de changements d'utilisation des sols, accélération de l'expansion des zones désertiques	relation directe des C4 avec l'humidité des sols diminution de l'ascendance atmosphérique et rétroaction entre la végétation et l'albédo de surface

Table CP.1 : Liste des tendances régionales retenues au fil des analyses avec leurs caractéristiques et leurs origines. Les tendances orange, bleues et vertes correspondent à celles qui sont liées respectivement à la température de l'air à la surface, aux précipitations et à la végétation.

Cela pourra concerner jusqu'aux trois quarts du territoire de l'Asie du Sud-Est d'ici le milieu du siècle (4). En Afrique de l'Ouest, cette proportion pourra même monter jusqu'aux quatre cinquièmes (3). Dans cette région particulièrement, le changement climatique peut être également perçu par des changements de la répartition de types de végétation de plus en plus rapides. L'avancée des zones désertiques et le déplacement des zones semi-arides ont pour origine les changements de la circulation atmosphérique diminuant les ascendances équatoriales et les rétroactions entre la végétation et l'albédo de surface (12).

Tout au long de ce travail, la plupart des tendances de la vitesse des changements qui ressortent ont donc été identifiées dans l'hémisphère Nord. Dans l'hémisphère Sud, le réchauffement est moins marqué, les tendances des régimes de précipitations sont moins robustes et consensuelles et le cycle saisonnier de la végétation n'est souvent pas assez marqué pour pouvoir y déceler un changement significatif. Pourtant, c'est dans les moyennes latitudes Sud que l'accélération du réchauffement est la plus marquée, en raison de la plus forte inertie thermique des océans (majoritaires sous ces latitudes). D'ici la fin du siècle, les populations vivant dans ces régions expérimenteront un réchauffement, certes moins important que celui de l'hémisphère Nord, mais trois fois plus rapide que ce qu'il est dans la période de référence actuelle (3).

L'évolution de la vitesse du changement climatique peut donc être caractérisée de différentes façons d'une région à l'autre et a été décrite en termes de température, de précipitations et de végétation dans le cadre de cette thèse. Dans tous les cas, sans politiques d'atténuation des émissions, le changement climatique risque de s'accélérer drastiquement, en faisant considérablement augmenter l'expérience que les générations futures en auront et en nécessitant potentiellement davantage de besoins en adaptation. Plus les mesures d'atténuation seront exigeantes, moins les douze tendances régionales mises en évidence ici auront de l'importance, plus elles tendront à disparaître et moins il serait potentiellement difficile de s'adapter au changement climatique anthropique. Les résultats portant sur l'évolution de la végétation ont été explicités avec peu de modèles et seraient tout de même à confirmer par l'analyse de simulations d'autres modèles.

Analyser les changements avec une référence glissante permet d'évaluer leur évolution à venir dans le cas où nous nous adaptons et actualisons graduellement les normales climatiques. Dans le cas où le climat change à une vitesse constante et en l'absence de seuils, on peut interpréter cette vitesse comme un même effort à fournir pour s'adapter : si nous nous sommes adaptés aux conditions climatiques des deux dernières décennies, nous devrions pouvoir nous adapter aux conditions des deux prochaines. Dans le cas où la vitesse du changement diminue, un effort moindre serait à fournir à l'avenir. Par contre, pour une augmentation de la vitesse, un plus gros effort serait à fournir dans un avenir proche pour réussir à s'adapter et certaines options d'adaptation pourraient devenir obsolètes. Les résultats explicités dans ce travail de thèse donnent donc certaines indications sur l'intensité et la nature des mesures d'adaptation pouvant ou devant être menées durant le 21^{ème} siècle. Mais, en prenant en compte la complexité de la société et du système climatique, ils n'ont en aucun cas la prétention de pouvoir guider ces



mesures, ni même de les définir précisément.

Dans le cadre de mes analyses, certaines orientations ont été choisies et il est nécessaire de décrire ici comment le sujet de la thèse peut être développé selon différents axes et dans le cadre de différentes disciplines.

Perspectives

Comme beaucoup de problématiques actuelles liées à l'environnement, la question du changement climatique est caractérisée par une dynamique qui ne permet pas une séparation claire entre les phénomènes sociaux et biogéophysiques (Kinzig, 2001). Beaucoup d'interactions complexes sont présentes entre les composantes du système climatique et les sociétés. La compréhension de ces interactions peut parfois exiger la mise en commun des connaissances de plusieurs disciplines.

Plusieurs études se sont penchées sur des restructurations possibles de la recherche en modélisation climatique, afin de joindre les connaissances et les compétences de plus d'une discipline et de ré-orienter la recherche vers des questions et des actions sociétales (e.g. Valkering *et al.*, 2005; Cornell *et al.*, 2013; Voinov *et al.*, 2014). Seidl *et al.* (2013) proposent également une restructuration fonctionnelle du milieu de la recherche basée sur une approche interdisciplinaire, partant du fait que les transitions proposées sont complexes, contestées et pouvant être à l'origine de conflits.

Encore aujourd'hui, la construction des ponts entre les disciplines reste parfois difficile. Mon étude a alors reposé essentiellement sur la modélisation du système climatique. Quelques interactions avec des disciplines comme l'anthropologie ou la sociologie ont tout de même permis de définir l'approche adoptée, dans le but de prendre compte des notions pertinentes pour d'autres communautés scientifiques (dans mon cas particulièrement, la perception et l'adaptation).

Les développements possibles à la suite de ce travail de thèse peuvent s'orienter selon deux voies distinctes : i) la poursuite d'études climatiques liées à la vitesse des changements d'origine anthropique et ii) la mise en place d'analyses davantage axées sur l'adaptation aux risques climatiques et plus précisément, à l'exposition et à la vulnérabilité des écosystèmes, des sociétés et des infrastructures.

Études climatiques

L'analyse s'est focalisée sur trois variables climatiques : la température de l'air à la surface, les précipitations et l'indice de surface foliaire. Elles ont été sélectionnées dans le but d'être représentatives à la fois pour les populations urbaines et rurales.

Pour traiter certaines questions, il est tout de même nécessaire de combiner plusieurs variables. La persistance d'une tendance à l'assèchement dans le bassin

méditerranéen en termes de précipitations a permis de mettre en valeur l'aggravation de la sécheresse durant les mois d'été. Il serait alors pertinent d'appliquer la même référence glissante à la différence entre les précipitations continentales et l'évapotranspiration (i.e. $P - E$), afin d'évaluer l'évolution des impacts sur les sols et sur la disponibilité en eau dans ces régions. Il pourrait en être de même à l'échelle globale.

L'étude de la vitesse du changement de la température et de décalages de sa distribution a permis de donner des indications sur la manière dont le changement climatique peut être perçu. Mais la combinaison de la température et de l'humidité de l'air peut donner des informations supplémentaires. Une telle combinaison peut définir le stress thermique exercé sur des populations ayant une influence physiologique sur eux. La capacité de travail en est affectée, ce qui peut résulter en de grandes pertes économiques pour certains pays, notamment à faibles revenus (e.g. Kjellstrom *et al.*, 2009). Il existe différentes façons de définir le stress thermique : par exemple, par l'indice Humidex (Masterton et Richardson, 1979; Buzan *et al.*, 2015), la température simplifiée du thermomètre mouillé (Australian Bureau of Meteorology et Buzan *et al.*, 2015) ou la température apparente (Steadman, 1984). Leur définition et leur échelle de graduation sont spécifiées dans l'étude de Zhao *et al.* (2015). La vitesse d'évolution et de propagation du stress thermique peut être pertinent pour l'évaluation de nombreux impacts physiologiques et économiques. Cette notion de vitesse du stress thermique a été abordée dans le cadre d'un stage de Master 2 au printemps 2016 (S. Maillard, UVSQ).

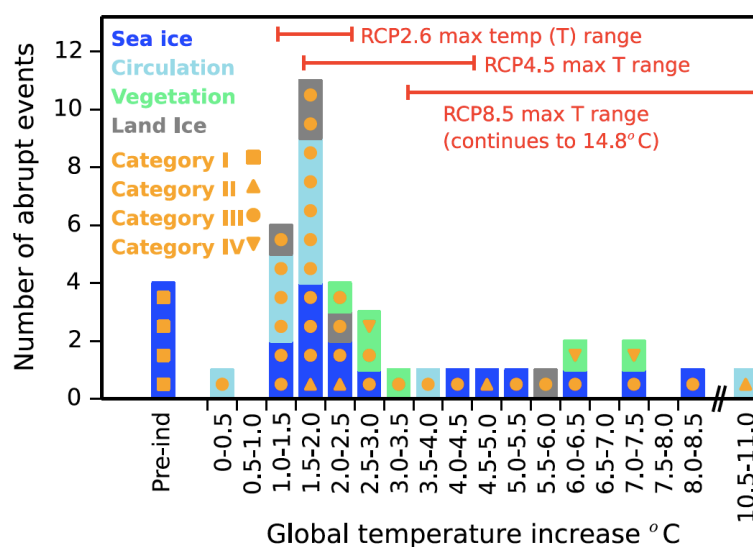
Dans le cadre de cette thèse, la vitesse d'évolution de moyennes annuelles et saisonnières a été analysée. La notion d'extrême a seulement été évoquée lors de l'analyse des décalages de la température annuelle et saisonnière. Il s'agit donc d'extrêmes climatiques et non pas d'extrêmes météorologiques. Les événements extrêmes ponctuels tels que des vagues de chaleur, des ouragans, des inondations, des sécheresses ou des modifications de la saison des pluies sont également pertinents dans l'évaluation de l'expérience des changements climatiques et ont un fort impact potentiel tant sur les écosystèmes que sur les sociétés (Quilcaille *et al.*, 2015, en Annexe). La vitesse d'évolution de leurs caractéristiques (i.e. longueur, intensité, fréquence) au cours du siècle actuel serait alors à approfondir.

Les effets de seuil liés au changement climatique sont inclus dans les simulations étudiées, mais ne sont pas analysés explicitement. Les changements climatiques abrupts seraient de plus en plus nombreux dans le cas où la température globale continuerait à augmenter (Collins *et al.*, 2013). Leur définition la plus récente les caractérise comme des phénomènes à grande échelle dans le système climatique subsistant quelques décennies au moins, causant des perturbations sur les écosystèmes et les sociétés et ayant un caractère irréversible. Ces changements sont aussi appelés « seuils critiques » ou « points de basculement » (*tipping points* en anglais) qui mènent à un état différent du système. Au cours du 21^{ème} siècle et au-delà, plusieurs changements pourraient avoir un comportement abrupt. On peut noter, par exemple, la disparition de la calotte polaire, un arrêt local de la convection, la fonte soudaine du permafrost, la libération du méthane piégé dans des cristaux de roche, le dépérissement des forêts boréales et tropicales, des sécheresses



à long terme, un arrêt de la circulation de mousson, etc. Drijfhout *et al.* (2015) ont, par exemple, dressé un portrait détaillé de l'occurrence de plusieurs changements abrupts dans les simulations CMIP5 pour le 21^{ème} siècle. La moitié des changements détectés auraient lieu pour un changement de température globale inférieur à 2°C par rapport aux conditions pré-industrielles et seraient plutôt liés aux océans (Figure CP.2). L'autre moitié aurait lieu dans le cas d'un réchauffement plus prononcé et serait concentré davantage sur les continents. Le nombre de changements abrupts identifiés selon le scénario RCP8.5 est significativement plus grand que selon les autres scénarios, ce qui laisse présager une tendance graduelle à la déstabilisation du système sous l'influence de l'augmentation de la température. De tels effets de seuil peuvent particulièrement représenter des défis en termes de capacité d'adaptation pour les sociétés et les écosystèmes (Quilcaille *et al.*, 2015, en Annexe) et font l'objet d'études à part entière.

Figure CP.2 :
Occurrence des changements abrupts en fonction de l'augmentation de la température globale par rapport aux valeurs pré-industrielles dans les simulations CMIP5 (tiré de Drijfhout *et al.*, 2015).



Études de vulnérabilité

La notion de risque climatique n'est pas uniquement liée aux aléas du climat. Comme défini dans l'AR5 du GIEC, le risque des impacts climatiques est le résultat d'interactions entre ces aléas (les événements extrêmes et les tendances), la vulnérabilité et l'exposition des écosystèmes et des sociétés (IPCC, 2014). Tant les changements du système climatique que les processus socio-économiques (i.e. atténuation et adaptation) sont des facteurs de risque, de vulnérabilité et d'exposition (Figure CP.3). La thèse porte sur les aléas du climat et principalement les tendances. L'exposition des populations est également mise en avant, mais de façon occasionnelle dans le chapitre 3 et en rapport avec un seul indicateur. L'interprétation directe de la vitesse en besoins d'adaptation face à un risque climatique peut alors paraître simpliste. Une étude approfondie des différentes vulnérabilités est nécessaire à une interprétation en termes d'adaptation. L'exposition pourrait également être abordée de manière plus systématique pour chaque indicateur climatique.

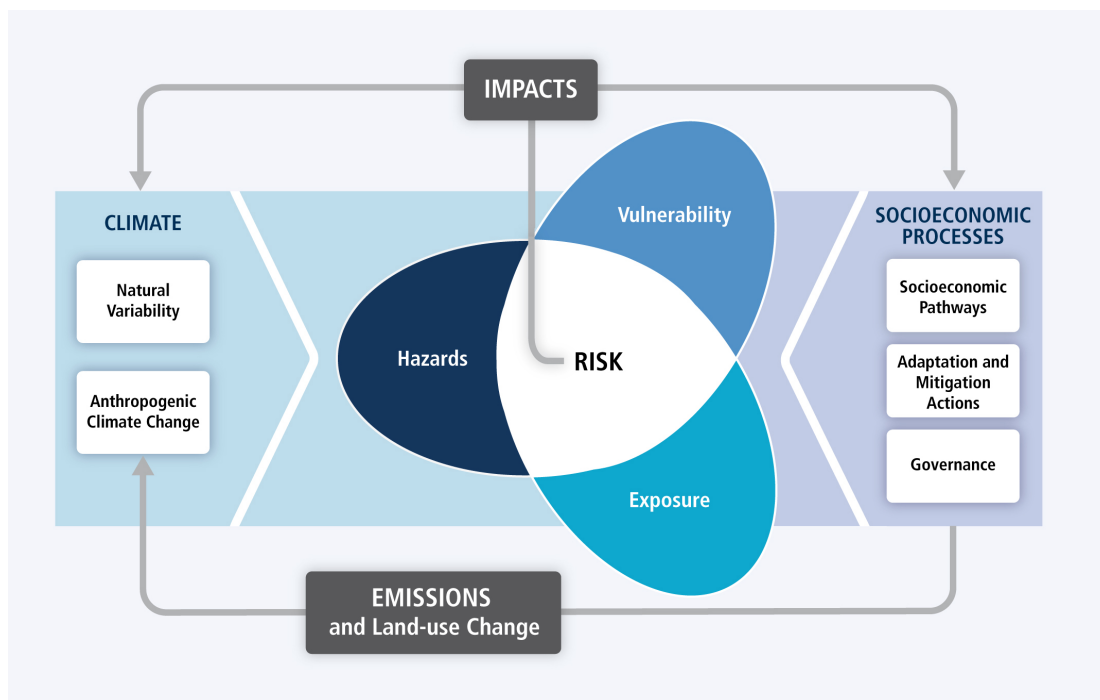


Figure CP.3 : Illustration de la notion du risque d'impacts liés au changement climatique (issu de IPCC, 2014).

Comme l'affirme de Elía *et al.* (2014), deux groupes d'échelles de temps sont pertinentes lorsqu'il s'agit d'évaluer les impacts du changement climatique :

- les échelles de temps liées à la durée de vie d'un système susceptible d'être impacté, et
- celles liées à la vitesse de changement de variables climatiques spécifiques auquel ce même système est sensible.

Le premier groupe peut se résumer par la notion d'horizon de planification. Cet horizon dépend de plusieurs facteurs propres à chaque cas. Les infrastructures peuvent avoir des durées de vie plus ou moins longues et la planification de leur construction et de leur entretien doit prendre en compte cette notion pour une adaptation suffisante dans le contexte actuel. Il en va de même pour les projets de reforestation, les techniques d'agriculture, etc. Le second groupe dépend des climats régionaux et a été abordé tout au long de la thèse. Le niveau d'urgence de l'adaptation peut être estimé en combinant ces deux notions. Un système ou une infrastructure à courte durée de vie dans un contexte de changements relativement lents aura moins de besoins en adaptation qu'un système à longue durée de vie dans un contexte de changements rapides. La référence glissante choisie dans ce travail a uniquement été une période de 20 ans pour des raisons expliquées dans les chapitres précédents. L'analyse de la vitesse des changements en considérant des durées de référence alternatives pourrait permettre de se focaliser sur un système ou un type d'infrastructures particulier, et ce dans le but de donner de meilleures indications sur les besoins en adaptation dans des cas plus spécifiques. Cette problématique pourrait être abordée dans le cadre de développement de services climatiques pour les entreprises soucieuses de la durabilité de leurs infrastructures.

Cette thèse a donc permis de poser un cadre à la question de la vitesse des



changements simulés dans les projections climatiques, en se focalisant sur une échelle de temps particulière et sur les moyennes annuelles et saisonnières de trois variables climatiques. Elle a également pris en compte l'importance de la notion d'adaptation au changement climatique et de l'expérience de ces changements à l'échelle d'une génération, tout en restant une étude climatique. Elle ouvre de nombreux champs de recherche qui peuvent se développer à court et à long terme tant dans le domaine de la recherche fondamentale sur le climat, des services climatiques et des sciences économiques, humaines et sociales.

Article 3 : (In)certitudes et adaptation au climat futur, le regard des « acteurs de demain »

PARALLÈLEMENT à mon travail de thèse, j'ai eu l'occasion de participer à un colloque interdisciplinaire organisé dans le cadre du projet SECIF¹ visant à clarifier la question des incertitudes climatiques pour en faciliter l'intégration dans les démarches d'adaptation (« (In)certitudes et adaptation au climat futur », novembre 2014). Cet événement a réuni différents acteurs (climatologues, sociologues, industriels, économistes, politiques) travaillant à des échelles de temps et d'espace différentes et a impliqué dans la réflexion un groupe d'étudiants en climatologie, géographie, économie et sociologie, dont je faisais partie. Il a été question d'écrire un article au sein de ce groupe d'étudiants consistant en un compte-rendu du colloque et en une tribune nous permettant de développer certaines questions qui ont été mises en valeur lors des discussions. Notre processus de réflexion a permis de soulever les points suivants.

Les changements climatiques peuvent paraître psychologiquement distants selon une échelle temporelle (i.e. « les générations futures seulement seront concernées »), selon une échelle sociale (i.e. « j'ai les moyens de m'adapter »), selon une échelle géographique (i.e. « je n'en ressens pas les conséquences »), mais surtout selon toutes les incertitudes liées au changement (Spence *et al.*, 2012). Le traitement des incertitudes dans le processus d'adaptation n'échappe pas à un décalage

1. Le projet 'Vers des services climatiques pour les industriels français' (SECIF, 2011-2014) avait pour objectif de définir les meilleures façons d'utiliser les ressources humaines et matérielles disponibles pour répondre aux questions des industriels sur le changement climatique.

de vision entre les différents acteurs. Les climatologues tendent à vouloir les réduire, alors que les décideurs souhaitent agir en leur présence. Plusieurs études proposent d'ailleurs de considérer l'incertitude comme une connaissance et non comme une ignorance (e.g. Bradshaw et Borchers, 2000; Voinov *et al.*, 2014). Les services climatiques sont vus comme une réponse pour faciliter l'appropriation des incertitudes de plus en plus complexes. Dans l'objectif de s'adapter au changement climatique, il est important, voire primordial, de communiquer et d'interagir entre disciplines et professions, quitte à envisager de nouveaux modes d'action collective ou de nouveaux métiers. La communication des incertitudes peut s'appuyer sur la perception et la réalité du changement climatique pour favoriser les mesures d'adaptation.

L'exercice proposé à notre groupe pluridisciplinaire a été de se transformer en un groupe interdisciplinaire en tentant de se comprendre, d'adopter un vocabulaire commun et de parler d'une seule voix. La difficulté de la tâche nous a tous fait prendre conscience de la complexité des rapports humains dans le contexte de la résolution d'une problématique aussi cruciale que celle du changement climatique.

IDDRI



SciencesPo.



www.iddri.org

Institut du développement durable
et des relations internationales
27, rue Saint-Guillaume
75337 Paris cedex 07 France

STUDY

N°04/15 JUILLET 2015 | CLIMAT

(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

Article écrit par un groupe d'étudiants (universités de Paris, Montpellier, Strasbourg, Bruxelles, Brest, La Rochelle) : Yann Quilcaille, Yann Chavaillaz, Sabine Giguët, Aglaé Jézéquel, Amélie Rajaud, Camille Ferron, Amandine Amat, Vivian Dépoues, Adèle Revelard, Marine Lugen, Leslie Tourneville, Adrien Comte, Xavier Mouroux, Marien Ranche, Margot Hovsepian, Roxane Sansilvestri

UN COLLOQUE INTERDISCIPLINAIRE ET PROSPECTIF

Cet article synthétise les discussions du colloque-débat *(In)certitudes et adaptation au climat futur* (17-18 novembre 2014, Meudon, Paris) organisé dans le cadre du projet « Vers des services climatiques pour les industries françaises » (SECIF). Cet événement visait, en réunissant différents acteurs (climatologues, sociologues, industriels, économistes, politiques) travaillant à diverses échelles (du national au local), à clarifier la question des incertitudes climatiques pour en faciliter l'intégration dans les démarches d'adaptation au changement climatique. Il souhaitait également impliquer dans la réflexion les « acteurs de demain », ici des étudiants (les auteurs) en climatologie, géographie, économie, sociologie, etc.

DIFFÉRENTES APPROCHES ET APPROPRIATIONS DE L'INCERTITUDE

Le traitement de l'incertitude (climatique, socio-économique et politique) dans le processus d'adaptation opère différemment selon la problématique et les acteurs concernés. De plus en plus, la fourniture de services climatiques est vue comme une réponse pour faciliter l'appropriation d'une information scientifique de plus en plus complexe et des incertitudes. Toutefois, les informations scientifiques transmises aux acteurs et décideurs seraient trop souvent détachées des contextes territoriaux (problèmes d'échelles, de cadrage par rapport aux logiques institutionnelles, etc.), reflétant ainsi des conceptions différentes de la question des incertitudes : jugée incontournable pour les scientifiques, elle risque de nuire à la crédibilité et à l'appropriation de l'information pour nombre d'acteurs.

COMMUNIQUER POUR CONCILIER SCIENCE ET ACTION POLITIQUE

Si la question de la communication des données climatiques et de leurs incertitudes est donc cruciale, elle reste balbutiante dans la pratique. Selon les auteurs, la voie la plus prometteuse serait de rassembler des équipes-projet interdisciplinaires (acteurs publics, acteurs privés et scientifiques) autour de processus itératifs de partage de points de vue, d'informations et de prise de décisions. Cela permettrait de palier la déconnexion actuelle entre la science climatique et les politiques publiques, et d'accompagner les territoires vers l'adaptation.



Copyright © 2015 Iddri

En tant que fondation reconnue d'utilité publique, l'Iddri encourage, sous réserve de citation (référence bibliographique et/ou URL correspondante), la reproduction et la communication de ses contenus, à des fins personnelles, dans le cadre de recherches ou à des fins pédagogiques. Toute utilisation commerciale (en version imprimée ou électronique) est toutefois interdite.

Sauf mention contraire, les opinions, interprétations et conclusions exprimées sont celles de leurs auteurs, et n'engagent pas nécessairement l'Iddri en tant qu'institution ni les individus ou les organisations consultés dans le cadre de cette étude.

Citation : Quilcaille, Y. *et al.* (2015). (In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain », *Studies* N°04/15, Iddri, Paris, France, 34 p.

Auteurs : Yann Quilcaille (LSCE-CIRED, Université de Versailles Saint-Quentin), Yann Chavaillaz (LSCE, Université de Versailles Saint-Quentin), Sabine Giguët (EDDEE, AgroParisTech), Aglaé Jézéquel (ENGREF/AgroParisTech), Amélie Rajaud (LSCE, Université de Versailles Saint-Quentin), Camille Ferron (ENS Cachan), Amandine Amat (AMUP EA 73 09/INSA, Université de Strasbourg), Vivian Dépoues (SciencesPo/UPMC), Leslie Tourneville (SciencesPo), Adrien Comte (UMR AMURE, Université de Bretagne Occidentale), Adèle Révélard (LOCEAN, Université Pierre-et-Marie-Curie), Marine Lugen (CEDD, Université libre de Bruxelles), Xavier Mouroux (Université de La Rochelle), Marien Ranché (Université de La Rochelle), Margot Hovsepian (PRÉG-CECO, École Polytechnique), Roxane Sansilvestri (ESE, Université de Paris Sud).

☆☆☆

Ce travail a bénéficié d'une aide de l'État gérée par l'Agence nationale de la recherche au titre du programme « Investissements d'avenir » portant la référence ANR-10-LABX-01.

ajouter 3 petites étoiles, puis

☆☆☆

Tous nos remerciements vont à : Pascale Braconnot (IPSL/LSCE) et Alexandre Magnan (Iddri) pour l'organisation de ce colloque-débat et pour l'opportunité qu'ils nous ont offerte de faire entendre notre voix ; Jean-Paul Vandenlinden pour l'aide précieuse apportée aux pilotes dans les étapes préliminaires de ce travail ; tous les intervenants présents qui ont permis aux participants d'avoir un débat riche en idées et sans qui cet article n'aurait pas pu prendre forme.

☆☆☆

Pour toute question sur cette publication,
merci de contacter :
Yann Quilcaille – yann.quilcaille@ens-cachan.fr

ISSN 2258-7535

(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

Article écrit par un groupe d'étudiants (universités de Paris, Montpellier, Strasbourg, Bruxelles, Brest, La Rochelle) : Yann Quilcaille, Yann Chavaillaz, Sabine Giguët, Aglaé Jézéquel, Amélie Rajaud, Camille Ferron, Amandine Amat, Vivian Dépoués, Adèle Revelard, Marine Lugen, Leslie Tourneville, Adrien Comte, Xavier Mouroux, Marien Ranche, Margot Hovsepian, Roxane Sansilvestri

RÉSUMÉ/SUMMARY	5
1. CONTEXTE	7
2. MÉTHODOLOGIE	8
2.1. La constitution d'un groupe pluridisciplinaire	8
2.2. Méthode pour l'analyse critique et la synthèse	8
3. SYNTHÈSE DES SESSIONS ET DES DISCUSSIONS	9
3.1. Conférences d'ouverture	10
3.2. Séance plénière n°1 : appréhension des résultats des projections climatiques, incertitudes et certitudes	11
3.3. Séance plénière n°2 : différents acteurs, différentes conceptions de l'incertitude	12
3.4. Séance plénière n°3 : lever les barrières de l'incertitude	13
3.5. Table ronde n°1 : les industries face aux (in)certitudes	14
3.6. Table ronde n°2 : politiques publiques	15
3.7. Table ronde n°3 : intégrer et communiquer l'incertitude dans les services climatiques	16
4. DISCUSSION	17
4.1. Pertinence des incertitudes	17
4.2. Rôles des différents acteurs	21
4.3. Perceptions des aléas du changement climatique et modes de communication appropriés	24
5. CONCLUSION	27
BIBLIOGRAPHIE	28
ANNEXE	29



RÉSUMÉ

Co-écrit par seize « acteurs de demain », cet article interdisciplinaire est à la fois un compte rendu du colloque-débat « (In)certitudes et adaptation au climat futur » (novembre 2014, Meudon) et une tribune permettant aux auteurs de développer certaines questions qui sont apparues en filigrane lors des discussions. Ceci en fait un travail original tant sur la forme – faire communiquer ensemble plusieurs disciplines en donnant la parole à leurs plus jeunes représentants – que sur le fond – puisqu’il va au-delà de la simple restitution des discussions d’un colloque.

Ainsi, cet article relaye les messages clés des différentes interventions (« derrière les incertitudes, il y a beaucoup de certitudes », « différents acteurs, différentes conceptions de l’incertitude », « l’existence d’incertitudes doit inciter à se poser les bonnes questions »), analyse les sessions de débats autour des industries, des politiques publiques et des services climatiques, et creuse en particulier les points suivants : la pertinence de mettre au centre des débats la question des incertitudes, les rôles des différents acteurs et les perceptions liées au changement climatique et à l’adaptation.

La conclusion principale de ce travail est que, dans l’objectif de s’adapter au changement climatique, il est important, voire primordial, de communiquer et d’interagir entre disciplines mais aussi entre professions, quitte à envisager de nouveaux modes d’action collective ou de nouveaux métiers. A cette fin, un processus itératif de transmission des certitudes et des incertitudes est proposé, ainsi que la formation d’un collectif mêlant acteurs publics, privés et scientifiques de tous domaines. La communication pourra s’appuyer sur les perceptions du changement climatique et la réalité de celui-ci pour favoriser l’adaptation.

SUMMARY

Co-written by sixteen “future leaders”, this interdisciplinary paper is both an account of the debate-seminar “(Un)certainties and Adaptation to Future Climate” (November 2014, Meudon), and a forum for authors to develop certain issues that have emerged during the discussions. This makes it an original work both with regards to the form—to make several disciplines communicate together by giving voice to their younger representatives—and to the substance—as it goes beyond a simple report about seminar discussions.

Thus, this article relays key messages of the different interventions (“behind the uncertainties, there are many certainties”, “different stakeholders, different conceptions of uncertainty”, “the existence of uncertainty should prompt asking the good questions”), analyzes the debates around industries, public policy, and climate services, and especially digs further the following points: the relevance to center stage the issue of uncertainty, the roles of the different actors, and perceptions related to climate change and adaptation.

The main conclusion is that, in the context of adapting to climate change, it is important, even essential, to communicate and interact between disciplines but also between professions, and even consider new collective modes of action or new kinds of jobs. To this end, an iterative process of transmission of certainties and uncertainties, as well as the creation of a group combining public and private stakeholders with scientists from all fields. The communication could rely on the perceptions of the climate change and its reality to support the adaptation.

1. CONTEXTE

(coordinateur : Aglaé Jézéquel ; co-auteur : Sabine Giguët)

Le colloque-débat *(In)certitudes et adaptation au climat futur* (17-18 novembre 2014, Meudon, Paris) organisé par le Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement de l'Institut Pierre Simon Laplace (LSCE-IPSL), l'Institut du développement durable et des relations internationales (Iddri) et le GIS Climat-Environnement-Société poursuivait plusieurs objectifs. Tout d'abord, il s'agissait d'améliorer la compréhension des incertitudes climatiques par différents acteurs (climatologues, sociologues, industriels, économistes, politiques) et à diverses échelles (du national au local) pour faciliter leur intégration dans les décisions relatives à l'adaptation au changement climatique. Engager la discussion sur cette thématique à l'interface science/décision permettait aussi de faire un bilan des problèmes concrètement posés par les incertitudes : sont-elles trop nombreuses pour que des décisions cohérentes du point de vue de l'adaptation soient prises ? Quels moyens sont mis en œuvre sur le terrain pour les contourner ? Pour quels bénéfices et au prix de quelles limites ? Enfin, ce colloque était aussi l'occasion d'impliquer dans la réflexion les acteurs de demain, c'est-à-dire les étudiants d'aujourd'hui, préoccupés par la question du changement climatique et qui auront un jour la charge de définir des stratégies d'adaptation et de les mettre en œuvre.

Le besoin de créer un espace d'échange entre la science et la décision est né de la réflexion autour des services climatiques au travers du projet Vers des services climatiques pour les industries françaises (SECIF). Ces services, principalement développés par les climatologues pour aider les

Encadré 1. Qu'est-ce que SECIF ?

Démarré en 2011, le projet Vers des services climatiques pour les industries françaises (SECIF) avait pour objectif de définir les meilleures façons d'utiliser les ressources humaines et matérielles disponibles pour répondre aux multiples questions des industriels sur le changement climatique. Dans cette optique, le projet réunissait différents acteurs : des climatologues (du LSCE et du Centre national de recherches météorologiques) dont le rôle était de fournir les données climatiques et de mieux comprendre les limites de leurs modèles ; des sociologues (de l'Iddri et de l'Institut national des sciences appliquées) dont l'objectif était de comprendre les difficultés liées à la décision en contexte incertain, et des industriels (EDF, GDF-Suez et Véolia-Eau), qui avaient besoin d'outils efficaces pour définir leur stratégie vis-à-vis du changement climatique.

Le but commun de ces acteurs était de définir des services climatiques susceptibles d'améliorer la prise de décision pour l'adaptation et suffisamment clairs sur les données produites et sur les incertitudes inhérentes à ces données.

Ce projet s'est organisé en trois volets majeurs :

- un bilan présentant ce qui avait déjà été fait, des recherches qualitatives sur les problèmes des industriels, et une analyse transversale des besoins ;
- quatre études de cas dédiées aux secteurs industriels de l'eau et de l'énergie : l'impact des vagues de froid sur le secteur de l'énergie en France, la vulnérabilité d'un réseau d'eaux usées aux fluctuations des précipitations en région Drôme-Ardèche ; l'adaptation d'usines de désalinisation et l'impact des énergies renouvelables sur le vent et les précipitations ;
- une analyse climatique comprenant le traitement des incertitudes, la création de nouveaux ensembles de données et l'établissement d'un lien avec les sujets des extrêmes et de la descente d'échelle.

acteurs nécessitant un accès aux données issues des modèles, sont une des réponses avancées pour contourner les incertitudes. La question était donc de savoir si cela suffit et, le cas échéant, comment aller plus loin.



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

Les deux journées d'échanges (voir programme en annexe) étaient organisées autour de trois messages (« derrière les incertitudes, il y a beaucoup de certitudes », « différents acteurs, différentes conceptions de l'incertitude », « l'existence d'incertitudes doit inciter à se poser les bonnes questions ») et de trois cadres d'action spécifiques (les industries, les politiques publiques, les services climatiques). Les éléments de débat ont été discutés dans le cadre de trois séances plénières et trois tables rondes se sont focalisées sur les cadres de l'action. Une place importante était laissée aux débats avec la salle, remplie par près d'une soixantaine de personnes.

L'une des vocations importantes de ce colloque-débat était d'introduire un regard neuf sur la question des incertitudes en permettant à des étudiants, les « acteurs de demain », de donner leur point de vue sur les questions qui ressortaient des débats, les éléments de connaissance et de discussion les plus saillants, et les controverses majeures. Un groupe de seize étudiants a donc été constitué qui comprenait des Master 2 et des doctorants provenant de divers horizons disciplinaires (climatologie, géographie, économie, sociologie, sciences politiques). Ce groupe avait en charge d'analyser les discussions, de réaliser des synthèses de chaque session et tables rondes, d'y appliquer leur propre regard critique, puis d'en déduire des pistes pour l'amélioration de la prise en compte, dans un avenir proche, des incertitudes dans les démarches d'adaptation au changement climatique. Ce texte est le fruit de cet effort collectif très original. Il présente le cadre méthodologique déployé par ce groupe (section 2) pour synthétiser les débats (section 3) et les discuter (section 4). Trois axes de discussion sont notamment développés dans ce texte : la pertinence de mettre au centre des débats la question des incertitudes, la question des rôles des différents acteurs et la question des perceptions du changement climatique et de l'adaptation.

2. MÉTHODOLOGIE

(coordinateur : Sabine Giguët ; co-auteurs : Vivian Dépoues, Aglaé Jézéquel, Yann Quilcaille)

Afin de répondre à la demande des organisateurs du colloque, quatre étudiants ont été initialement contactés pour se charger, d'une part, de recruter d'autres étudiants pour couvrir l'ensemble de l'événement et, d'autre part, d'élaborer une méthode de travail permettant de réellement croiser leurs regards sur l'ensemble des sessions prévues. Ces deux aspects sont détaillés dans la suite.

2.1. La constitution d'un groupe pluridisciplinaire

Impliqué dès le départ dans l'organisation du colloque-débat, le groupe des quatre pilotes a notamment eu la charge de recruter¹ douze autres étudiants sur la base de trois critères : leur motivation, leur connaissance des enjeux liés au changement climatique et la pluridisciplinarité des profils. L'analyse d'un sujet aussi vaste que celui traité par le colloque nécessitait en effet de mobiliser différentes disciplines. Au terme de ce processus de recrutement, les profils retenus couvraient cinq champs de recherche : la climatologie (4 étudiants), l'économie (4 étudiants), la sociologie (2 étudiants), la géographie (2 étudiants) et les sciences politiques (4 étudiants). Dès lors, un point critique était de réussir à faire se croiser ces regards différents, et donc de passer d'un groupe pluridisciplinaire à une réflexion interdisciplinaire, essentielle pour développer un langage commun (se comprendre) et un cadre de discussion (interagir).

Dans cette optique, les quatre pilotes du groupe ont organisé une réunion avec l'ensemble des étudiants afin de présenter les missions à remplir et la méthode retenue pour l'analyse des sessions, avec Blanchard et Vanderlinden (2012) et Tremblay (1968) pour supports. De plus, grâce à différentes techniques d'animation², cette rencontre a permis à chacun d'apprendre à connaître les autres, de commencer à réfléchir à l'intérêt de sa discipline propre pour traiter de la question « (in)certitude et adaptation » et aux complémentarités avec d'autres disciplines.

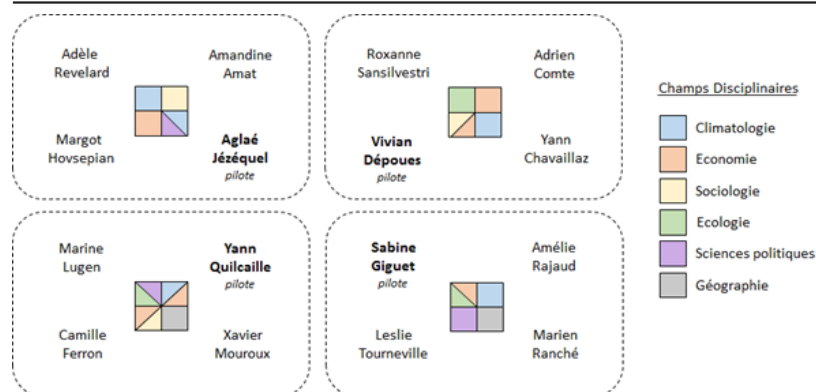
Sur cette base, quatre sous-groupes composés de l'un des quatre étudiants-pilotes et de trois autres étudiants – chacun d'une discipline différente – ont été constitués (voir Figure 1).

2.2. Méthode pour l'analyse critique et la synthèse

Puisqu'une analyse de chaque session était le préambule à une réflexion transversale sur le colloque, les quatre étudiants-pilotes avaient défini,

1. Essentiellement au travers des réseaux de chaque étudiant-pilote et ceux des organisateurs de la manifestation, ainsi que de sites de recensement des doctorants et de leur sujet de thèse.
2. Les techniques d'animation utilisées étaient : 1) le jeu de la « patate chaude », permettant de retenir le prénom de chacun ainsi qu'un élément dévoilé lors de la présentation de chaque membre du groupe ; 2) le jeu du « téléachat », cherchant à mettre en avant ce que chaque discipline peut apporter au débat ; 3) le jeu de la « marguerite » (<http://s153269515.onlinehome.fr/idap/marguerite/>), initiant la réflexion autour des thèmes du colloque.

Figure 1. Présentation des étudiants et des quatre sous-groupes interdisciplinaires



en amont de la phase de recrutement, le plan de travail suivant.

a) Chaque sous-groupe était en charge de l'analyse d'une session par jour³. Ce processus impliquait la prise de notes lors de la session, un « débriefing à chaud » en cinq minutes – mené par le pilote – pour recueillir les impressions et les ressentis de chacun, puis un « débriefing à froid », d'une à deux heures, le soir ou le lendemain, à l'aide d'une grille de questions⁴. Cette dernière réunion devait permettre une décantation des sujets abordés et la rédaction des premiers pans d'analyse de la session.

b) Au terme de la dernière table ronde, chaque sous-groupe a identifié un porte-parole, puis les quatre porte-parole se sont réunis avec les organisateurs pour, d'une part, échanger sur leurs principales conclusions et réflexions et, d'autre part, sur cette base, établir un diagnostic d'ensemble. L'objectif de cet exercice était de pouvoir présenter quelques premiers grands éléments de synthèse lors de la séance de clôture de la manifestation.

c) Le soir de la dernière journée, les étudiants-pilotes ont réuni l'ensemble du groupe, et ont convié les organisateurs de la manifestation. L'objectif était que chaque étudiant puisse, lors d'un tour de table, s'exprimer sur les points qui l'avaient marqués, tant sur le fond des discussions que sur des aspects plus organisationnels, afin de tirer un bilan complet du processus étudiant.

d) Si l'écriture d'un document de restitution ayant valeur d'actes du colloque faisait partie du « contrat » passé entre les organisateurs de la

manifestation et le groupe étudiant, rien n'avait été spécifiquement défini en amont quant au contenu précis du document (quels éléments et comment les organiser ?) et à la procédure d'écriture (qui écrit quoi ? qui coordonne ? quel calendrier ?). Une séance de travail a donc été organisée, le lendemain de la manifestation, pour débattre de ces éléments et établir une feuille de route. Devant l'engouement de chacun des participants à contribuer à l'écriture de ce texte, il a été décidé avec les organisateurs de la manifestation de suivre une structure de type Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) : mobiliser des coordinateurs pour l'ensemble du texte, des coordinateurs de section, puis des contributeurs chargés d'alimenter, avec les coordinateurs, le contenu des idées et leur formalisation.

3. SYNTHÈSE DES SESSIONS ET DES DISCUSSIONS

(coordinateur : Yann Chavaillaz)

Le colloque-débat a été structuré (voir Annexe) de manière à pouvoir aborder la problématique des incertitudes inhérentes au changement climatique sous diverses facettes. La séance d'ouverture avait pour vocation de poser un cadre aux discussions des deux journées, et ce sur divers éléments génériques :

- un état de l'art des connaissances scientifiques sur les différentes sources d'incertitudes ;
- un aperçu des diverses approches utilisées par les groupes de travail n°1 et n°2 du GIEC dans le cadre de son cinquième rapport d'évaluation publié en 2014 ;
- une première réflexion sur les barrières imposées par l'incertitude lors du processus d'aide à la décision ;

3. Seule la conférence d'ouverture a été analysée par deux sous-groupes, en raison de sa durée.

4. Ces questions abordaient le contenu des présentations et débats, leur forme et les critiques ou recommandations que le sous-groupe en tirait.

(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

- une présentation de la manière dont les climatologues abordent la question des services climatiques.

Trois séances plénières et trois tables rondes ont ensuite constitué le corps des deux journées, en impliquant, comme énoncé dans l'introduction, diverses sphères de la décision et de l'action autour de trois messages fondamentaux :

- malgré le nombre important d'incertitudes, celles-ci ne doivent pas masquer le fait que l'on a aussi, et surtout, beaucoup de certitudes dans le domaine du changement climatique ;
- tout un panel d'acteurs est impliqué dans le processus de réflexion et donc plusieurs conceptions de l'incertitude coexistent ;
- la présence d'incertitudes doit nous obliger à nous poser les bonnes questions.

Les tables rondes ont plus particulièrement permis de mettre en perspective les points soulevés lors des séances plénières autour de questions relatives à la prise en compte des incertitudes dans les décisions prises au niveau industriel, politique et opérationnel.

Cette section résume les principaux éléments ayant émergé des présentations et des discussions qui s'en sont suivis, puis permet à notre groupe de futurs acteurs de poser un regard critique sur ces points de débat (texte en italique). Elle est divisée en sept sous-sections représentant chacune une session du colloque.

3.1. Conférences d'ouverture

(auteur principal : Yann Chavaillaz ; co-auteur : Amandine Amat)

Dans un premier temps, deux intervenants⁵ nous ont proposé un panorama des différentes incertitudes inhérentes aux travaux de modélisation climatique et de la manière dont elles sont présentées dans les rapports les plus récents des deux premiers groupes de travail du GIEC. Sylvie Joussaume, directrice du GIS-Climat-Environnement-Société, a rappelé les différents éléments abordés lors d'une précédente rencontre organisée sur ce thème en juin 2012. Il existe une grande diversité d'incertitudes sur le futur climatique (processus et impacts), qui se combinent à d'autres incertitudes d'origines non climatiques : socio-économiques, politiques, cognitives, etc. Certaines d'entre elles prennent même davantage d'importance que

celles qui sont strictement liées au climat, comme par exemple, celles qui sont relatives à la modélisation du fonctionnement propre des écosystèmes. Hervé Le Treut, directeur de l'IPSL, s'est concentré ensuite sur les incertitudes climatiques en elles-mêmes pour montrer qu'elles revêtent des formes bien plus diverses que les simples adverbess relatifs à la probabilité des différents résultats utilisés par le GIEC (« likely », « more likely than not », etc.). Elles sont parfois interprétées de manière différente d'un acteur à l'autre, ce qui introduit une part subjective dans le choix de ces adverbess. Elles sont donc difficiles à catégoriser d'une seule et unique façon. Différentes pistes avaient été proposées en juin 2012 pour améliorer la prise de décision en matière d'adaptation qui intègre l'existence d'incertitudes. Sylvie Joussaume a notamment évoqué le « Robust Decision Making », démarche consistant à considérer l'adaptation comme une stratégie itérative : les décisions prises à un moment donné doivent nécessairement être révisées et réorientées au fil du temps.

Adoptant un regard axé sur les sciences humaines, Alexandre Magnan, chercheur de l'IDDRI, a tout d'abord rappelé qu'il est important de penser que s'adapter au changement climatique reste un impératif et non une option secondaire par rapport à l'enjeu d'atténuation des émissions de gaz à effet de serre (GES). Si l'atténuation vise à « éviter l'ingérable », l'adaptation cherche à « gérer l'inévitable ». Dans un tel contexte, l'incertitude ne doit pas être un alibi pour une non-action face à des incertitudes qui sont d'ailleurs, pour partie, irréductibles. Une raison majeure à cela est qu'en parallèle des incertitudes, il existe beaucoup de certitudes, notamment sur les facteurs anthropiques qui expliquent le risque et pourquoi le changement climatique menace les sociétés. Par exemple, la vision « ingénieriste » de la société mène à des réponses qui peuvent être bénéfiques à court terme, mais préjudiciables à plus long terme, au sens qu'elles augmentent notre vulnérabilité. On parle alors de « mal-adaptation ». Au niveau même des politiques publiques, l'existence d'incertitudes n'est pas un frein à l'adaptation, la faible récurrence d'événements climatiques marquants ayant un poids plus important sur le manque de prise de décision. Sylvain Mondon, chargé de mission à l'Observatoire national des effets du réchauffement climatique (ONERC), a montré que la canicule de l'été 2003 avait permis aux acteurs nationaux de s'approprier la problématique du changement climatique. Les décisions « sans-regret » et réversibles le plus souvent mises en place permettent de contourner l'incertitude et la remplacent par celle liée à leur mise en œuvre. Enfin, Sylvain Mondon a rappelé que l'incertitude, d'origine climatique ou pas, est

5. Dans la suite du texte, les intervenants désignent toutes les personnes ayant fait une présentation formelle lors d'au moins une des deux journées.

un paramètre classique des politiques publiques et qu'elles ne sont donc pas nouvelles.

Les services climatiques ont, quant à eux, pour but de rendre intelligibles et utilisables les résultats des observations et des simulations climatiques par des acteurs qui, dès lors, pourraient s'en servir pour élaborer des mesures d'adaptation et d'atténuation. En conséquence, selon Robert Vautard, directeur de recherche au LSCE-IPSL, la création d'emplois, l'interdisciplinarité, la communication et la gestion des données constituent des enjeux significatifs. Leur développement dépasse la création de portails de données et doit nécessairement intégrer la clarification de la demande, les modalités d'offre d'accompagnement et de support à l'utilisation de ces données.

Les interventions portant sur la manière dont les incertitudes ont été traitées et perçues dans les discours scientifiques dépeignent un paysage encore flou et désordonné. Une réelle volonté de simplification et d'objectivation des discours était perceptible sans forcément que le but ait été atteint : l'utilisation de termes standards pour qualifier le niveau de certitude des résultats du GIEC ne sera pas forcément plus parlant aux non-spécialistes qu'une probabilité d'occurrence. Un participant⁶ a même fait remarquer que ce type de présentation normée entraîne une perte d'information importante et malheureusement dommageable. Est-ce nécessaire de communiquer les incertitudes de cette façon sachant que pour les non-climatologues, leur signification reste très approximative ? Le lien entre cet effort et l'élaboration et la mise en œuvre de démarches d'adaptation n'est pas toujours immédiat. Il est également surprenant de constater que, jusqu'ici, les efforts consentis pour répondre à tous ces problèmes ont été le résultat d'un processus itératif de réponse à la critique en vase clos, uniquement entre spécialistes du changement climatique.

Un intervenant a également pointé l'existence d'une focalisation sur les événements extrêmes et sur les régions où la vulnérabilité est très perceptible. Qu'en est-il des changements moins visibles et plus graduels du changement climatique ? Certains d'entre nous jugent d'ailleurs discutable la notion de gestion pour qualifier le mode d'action propice à l'adaptation (i.e. gérer l'inévitable). Ce qui suggère que cette notion implique une certaine forme d'anticipation des problèmes et pas seulement des formes de réaction à des problèmes qui viennent de survenir. Bien entendu, cette approche est très discutable : nous « gérons » les catastrophes, mais quoi qu'il en soit, les changements graduels restent plus difficiles à appréhender que les événements extrêmes.

6. Dans la suite du texte, les participants désignent l'audience.

Dans le cadre des politiques publiques, l'articulation des échelles de la planification stratégique (niveau national, par exemple) et de la mise en œuvre concrète (niveau local, par exemple) a émergé comme une clé du débat. Plusieurs participants ont suggéré de se focaliser davantage sur les possibilités de « faire de l'adaptation sans le dire » (i.e. d'embarquer l'adaptation) pour adapter nos systèmes en répondant aux préoccupations plus prégnantes de la plupart des gens (i.e. d'inclure des politiques d'adaptation dans celles qui sont jugées importantes pour la majorité des gens).

Plus brièvement, l'approche actuelle de l'incertitude par la communauté scientifique semble en décalage avec la position de plusieurs autres personnes de l'assistance, comme des non-scientifiques ou des acteurs de terrain. C'est donc une réelle fonction de communication permettant de mettre les conclusions scientifiques à la portée de divers interlocuteurs qui reste à créer. N'est-ce pas justement le rôle des services climatiques ?

3.2. Séance plénière n° 1 : appréhension des résultats des projections climatiques, incertitudes et certitudes

(auteur principal : Camille Ferron ; co-auteurs : Marine Lugen, Yann Quilcaille, Xavier Mouroux)

En l'absence de l'une des intervenantes, Virginie Duvat (université de La Rochelle), la première séance plénière s'est concentrée sur le point de vue de climatologues. Elle a abordé l'un des thèmes clés du colloque, à savoir la tension entre incertitudes et certitudes. Des trois interventions, trois faits majeurs sont retenus.

- (i) La complexité est inhérente au climat et aux modèles climatiques. Le climat est influencé par une multitude de processus (les nuages, les relations océan/atmosphère, etc.). Cette complexité resurgit dans les modèles, qui sont les outils privilégiés des experts en climatologie pour comprendre le fonctionnement du climat passé et actuel, et pour tenter d'anticiper le climat futur. L'incertitude peut être réduite au sein de ces modèles, mais il ne faut pas attendre qu'elle soit éradiquée pour agir. Pour Pascale Braconnot, il faudrait bannir l'emploi du mot « incertitude » qui masque différentes réalités et qui tend à nuire au débat et à servir de prétexte à l'inaction.
- (ii) La communication de l'information climatique est primordiale. Il est intéressant et important de mettre à disposition des acteurs de la société civile (décideurs, entreprises, etc.) l'information issue de la recherche sur le climat.



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

Il se pose toutefois la triple question de la difficulté du vocabulaire, du niveau d'information et de la communication. La complexité inhérente au travail de la recherche ne doit pas transparaître dans la communication. Un autre écueil correspond à la connaissance ou à la compréhension de la vulnérabilité de l'acteur et de ses questions. Recourir à des « traducteurs » permet de faire un lien entre les scientifiques et les utilisateurs de l'information. Dans cette optique, se pose également la question de la commercialisation des modèles climatiques sous la forme de services climatiques. Cette question pourrait appeler à mener des raisonnements ultérieurs sur le prix éventuel de ces services, voire sur le bien-fondé de leur donner un prix.

- (iii) Des difficultés sont rencontrées lors de l'utilisation pratique des données issues de modèles climatiques. Certaines difficultés et limites pèsent dans l'applicabilité des données climatiques. Les plus importantes tiennent à la différence d'échelle entre des modèles climatiques globaux et de long terme, et des situations locales et de court à moyen termes. En conséquence de quoi le traitement de l'incertitude doit être adapté au contexte à la fois géographique et des temporalités de gestion (variables selon les acteurs) qui souhaite un recours à l'information climatique.

Cette première séance plénière a mis en avant des approches complémentaires de l'incertitude : certains acteurs estiment que la réduction des incertitudes n'a pas d'importance, tandis que d'autres insistent sur les avancées des modèles en termes de réduction de l'incertitude, même si les seconds admettent également qu'il ne faut pas attendre davantage pour agir.

La plus grande limite de cette séance a été le manque de cohérence entre le discours et les faits : si les climatologues qui sont intervenus ont fait un effort de communication, celui-ci est toutefois resté sur un registre trop technique pour le groupe d'étudiants, potentiellement représentatif de l'audience en ce qu'il ne comprenait pas que des climatologues. Notamment, la dimension sociale des questions d'adaptation, de vulnérabilité et de services climatiques a été absente des discours et des échanges. Le cas pratique présenté (le recours à un modèle climatique pour un problème local de gestion de l'eau) a permis d'insister sur le besoin de faire converger la façon de se poser les questions avec les capacités des modèles climatiques plutôt que de chercher à résoudre directement les problèmes des utilisateurs.

Enfin, on peut regretter que l'idée d'une construction conjointe des questionnements entre scientifiques et acteurs de terrain, largement évoquée lors

des questions aux intervenants, ait été peu mise en valeur dans les présentations en elles-mêmes. De même, le rôle et la place des « traducteurs » auraient pu être davantage discutés car à ce stade du débat, ce que recouvre la notion de « traducteur » restait flou.

3.3. Séance plénière n° 2 : différents acteurs, différentes conceptions de l'incertitude

(auteur principal : Leslie Tourneville ; co-auteurs : Sabine Giguët, Amélie Rajaud)

La seconde séance plénière a décliné les approches d'un prospectiviste, d'un acteur public national et d'un acteur public local sur les modalités de création et d'utilisation de scénarios prospectifs dans la prise de décisions en matière d'adaptation.

Sébastien Treyer, directeur des programmes à l'Iddri, a insisté sur la distinction entre prospective et analyse de risques. Tandis que l'analyse de risques vise généralement à établir un diagnostic scientifique et des probabilités d'incidence d'un événement en relation avec son niveau d'impacts, la démarche prospective s'inscrit dans une démarche de concertation. Nécessitant de rassembler divers acteurs, elle vise à faire émerger des futurs possibles en conjuguant les trois champs épistémologiques du déterminisme, du hasard et de la liberté des acteurs. Autre différence notable, la démarche prospective cherche surtout à construire un discours systématique qui ne soit pas limité par les questions des probabilités, et donc des incertitudes. L'objectif de la prospective est d'ouvrir des forums de discussion sur l'avenir, intégrant une dimension non seulement technique mais également socio-économique et de gouvernance. À ce titre, Sébastien Treyer a plaidé pour la prise de parole des scientifiques au sein de ces forums et pour l'intégration de la démarche prospective au sein de leur propre discipline. Il regrette également que la prospective ne soit que trop peu utilisée dans les analyses de risques.

Dans un deuxième temps, Sylvain Mondon de l'ONERC a explicité pourquoi, dans le cadre du Plan national d'adaptation au changement climatique, le choix a été fait de ne pas communiquer autour de cette notion d'incertitude. En effet, les plans d'adaptation nationaux ont pour objectifs la sensibilisation, la mobilisation et l'action des acteurs, ce qui explique le point de vue du ministère selon lequel la communication doit privilégier les informations robustes, simplifier le message sans le dénaturer et limiter les ambiguïtés, tout en évitant l'illusion de l'absence de complexité. L'arbitrage politique en termes de réponse aux aléas climatiques, ponctuels comme graduels, doit reposer

sur une analyse plus systémique du problème climatique : il devrait donc intégrer les divers facteurs d'influence des vulnérabilités d'un territoire, les coûts (économiques, mais aussi sociaux et environnementaux) des mesures possibles, et l'examen des transferts potentiels de vulnérabilité d'une population sur une autre, d'un secteur à un autre, d'un territoire à un autre. L'essentiel de l'action publique consiste aujourd'hui à faire face, non pas aux incertitudes sur l'avenir météorologique, mais aux vulnérabilités au climat actuel : objectif qui n'est pas encore largement atteint.

Finalement, Thomas Pelte, chargé de mission à l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, a montré que les acteurs politiques locaux appréhendent mal les changements climatiques de long terme et la réflexion sur les « futurs possibles » en raison du caractère désincarné du sujet, contrairement aux « aléas vécus » des retours fréquents d'événements extrêmes sur leur territoire. Or, pour lui, seule la répétition d'événements extrêmes peut éventuellement induire l'idée auprès des acteurs publics qu'il faille penser l'aménagement du territoire en termes de rupture et de long terme. De même que Sylvain Mondon, Thomas Pelte montre au travers de son expérience de terrain qu'une fois l'état des connaissances établi sur ce que l'on sait et ce que l'on ne sait pas, l'accent est mis sur la vulnérabilité des territoires et le panel de mesures d'adaptation possibles. Toutefois, des stratégies dites du « sans-regret », souvent mises en avant à des fins communicationnelles, sont fréquemment implémentées sans pourtant que ce terme soit explicité ni qu'il y ait concordance des différents acteurs sur sa signification en termes d'actions concrètes. Cela renvoie à l'idée du risque d'éventuelle « mal-adaptation » derrière des actions prises au nom du « bon sens ».

Ces interventions ont montré une fracture nette entre les tenants de l'analyse prospective en tant que discours fondamentalement multi-acteurs et pluridisciplinaire et les tenants de l'analyse des vulnérabilités et de gestion des risques. Les présentations n'ont pas permis de savoir si les acteurs publics locaux ou nationaux se servaient de l'outil de la prospective : nul exemple n'a été donné des initiatives locales de création de ponts entre ces deux univers de pensée, ou de l'utilité potentielle d'une complémentarité des approches.

Cette apparence d'étanchéité entre ces deux démarches est liée à la question de l'importance accordée aux résultats des études des chercheurs des sciences humaines dans la réflexion des acteurs politiques sur l'évolution de leur territoire d'action. Sébastien Treyer a ainsi défendu l'idée que les chercheurs en sciences sociales devraient investir la sphère politique, sans avoir besoin de traducteurs.

La question du rôle que doit tenir le scientifique en matière de communication est réapparu à diverses reprises durant tout le colloque au travers des remarques du public, amenant à une autre question elle aussi centrale au regard des débats de ces journées : celle des multiples rôles publics qu'il est demandé au chercheur d'endosser en fonction des contextes de débat ou de prise de décision. Sa position sociale de « savant » fait du chercheur à la fois le garant d'un processus rigoureux de discussion politique, l'expert amené à donner et hiérarchiser des recommandations d'ordre stratégique et, pour les chercheurs en sciences sociales, le principal connaisseur de l'aspect socio-économique de l'adaptation.

Si une concordance des points de vue semblait se dégager entre les trois intervenants sur la nécessité de communiquer sur des informations robustes sans donner l'illusion de la certitude, cette tension incertitudes/certitudes reste toutefois très délicate à mettre en pratique de l'avis de chacun des intervenants. L'exemple de la mise en avant de politiques de « sans-regret » illustre le paradoxe de vouloir répondre simultanément à deux exigences a priori contradictoires : promouvoir efficacement et simplement l'action publique, d'une part, et rendre intelligibles les nuances des problèmes rencontrés, voire l'absence de connaissances sur les aléas, d'autre part. La présentation d'exemples de modalités de communication différentes suivant les publics aurait été pertinente à cet égard.

3.4. Séance plénière n° 3 : lever les barrières de l'incertitude

(auteur principal : Adrien Comte ; co-auteurs : Yann Chavaillaz, Vivian Dépoues, Roxane Sansilvestri)

Cette dernière séance évoquait les barrières liées à l'incertitude au travers du point de vue d'acteurs de terrain tentant de mettre en œuvre des mesures d'adaptation dans différents secteurs. Didier Taverne, expert en urbanisme, a défendu l'idée que l'incertitude sur le changement climatique ne joue pas un rôle dominant dans l'élaboration et la mise en œuvre des plans d'urbanisme. Ceux-ci sont plutôt influencés par les perspectives d'avenir du territoire en termes économique et social. À ce jour, le changement climatique n'est pas pris en compte dans la plupart de ces plans, et ce pour plusieurs raisons : les villes sont réticentes à exposer leur vulnérabilité, les services techniques ne sont pas compétents pour traiter de pluridisciplinarité et les élus ont des difficultés à engager leur responsabilité.

Ensuite, Nicolas Rossin de l'Agence française de développement (AFD) a affirmé que l'incertitude est souvent contournée dans les projets de



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

développement en se focalisant sur les variations du climat actuel et sur les aspects de sans-regret et de robustesse de l'adaptation. Il a rappelé que cela tient au fait que la mission de départ d'agences comme l'AFD est et reste le développement, donc la démarche consiste à intégrer la composante adaptation dans l'objectif de développement, et non pas l'inverse. Et ce d'autant que la plupart du temps, les informations climatiques font défaut dans les dossiers de présentation des projets.

Hubert Carré, du Comité national des pêches, a estimé que les acteurs de ce secteur, en particulier les pêcheurs eux-mêmes, ont toujours vécu avec l'incertitude climatique, du moins météorologique. Par une approche empirique de transmission inter-générationnelle, ils ont toujours su y faire face. Ici, le vécu du secteur est que l'approche scientifique et mathématique s'oppose à la démarche empirique, et est donc déconnectée de la réalité du quotidien. Les problématiques dominantes dans l'activité de la pêche sont les quotas, les restrictions de pêche et la pollution, non le changement climatique.

Enfin, Frédéric Levraux, représentant de la Chambre d'agriculture Poitou-Charentes, a insisté sur le fait que pour les acteurs des territoires, l'incertitude relève surtout d'un manque de compréhension de la variabilité et du changement climatique. À partir de là, il est important de travailler avec les responsables pour créer des référentiels d'action collectifs, de pousser à réfléchir à long terme, mais aussi d'améliorer les projections décennales pour mieux coller aux pas de temps de la décision sur les territoires. Frédéric Levraux a également exprimé le fait que l'agriculture a sa place dans la réflexion sur les services climatiques, notamment sur le volet expression de la demande.

Deux types de raisonnement se sont distingués : un contournement de l'incertitude (selon les trois premiers intervenants) et une prise en compte de l'incertitude en exprimant l'existence d'un réel besoin de services climatiques. Une prise de conscience des acteurs a généralement été observée aux travers des présentations, tout en relativisant l'importance de l'incertitude climatique. La levée des barrières liées à l'incertitude est importante, mais ne suffirait pas à éliminer la problématique plus générale de l'incertitude (sur les trajectoires socioéconomiques, par exemple) à laquelle les politiques d'adaptation sont confrontées par nature. De manière générale, les recommandations faites se sont orientées vers l'implication des personnes concernées dans le processus de décision. Il apparaît que des conflits d'intérêt entre les acteurs de terrain, les décideurs et les scientifiques existent et pourraient freiner la conception et la mise en place de stratégies d'adaptation. Ces prises de position pourraient s'estomper pour laisser place à une distribution cohérente de l'information

et à une co-construction de stratégies d'adaptation. Il semble facile de sensibiliser les acteurs aux événements extrêmes, mais la prise en compte de tendances plus graduelles (l'élévation du niveau de la mer, par exemple) se fait beaucoup plus difficilement. Enfin, seul le représentant de la Chambre d'agriculture a mis en évidence la nécessité et l'utilisation des services climatiques, ce qui pourrait s'expliquer par la dépendance directe de ce secteur aux conditions climatiques.

3.5. Table ronde n° 1 : les industries face aux (in)certitudes

(auteur principal : Amélie Rajaud ; co-auteurs : Sabine Giguët, Marien Ranché et Leslie Tourneville)

Pour discuter de la question des industries face aux incertitudes et à l'anticipation du risque climatique, les trois participants – Michel Kolacinski (Climact-Metnext), Hubert Kieken (Stratégies durables conseil), Claude Derognat (Aria Technologies) – intervenaient chacun en qualité de consultant dans une start-up fournissant des services météorologiques et climatiques pour des entreprises industrielles et commerciales. Les invités issus directement du secteur industriel n'avaient pas pu être présents.

Les mots-clés du colloque, incertitude et adaptation, ont été peu utilisés au cours de l'échange, et la discussion s'est établie principalement autour de deux défis pour les consultants : transformer les données climatiques complexes issues du GIEC en une information pertinente pour leurs clients industriels, et dépasser le caractère confidentiel des informations relatives à la vulnérabilité au changement climatique spécifique à chaque entreprise cliente.

D'après le retour d'expérience des trois intervenants, les industriels ne souhaitent pas recevoir une information climatique entourée d'incertitudes, mais plutôt un « avis d'expert ». Fournir un service climatique implique donc pour les consultants d'assumer la responsabilité de ne transmettre au client que l'information la plus pertinente pour sa prise de décision. Tous trois ont fait le constat que les résultats du GIEC sont, en l'état, très éloignés des intérêts des industriels, très complexes à retravailler dans le sens de demandes industrielles spécifiques. De plus, ils ont constaté que la tâche devenait de plus en plus difficile avec la complexification croissante des rapports du GIEC. Ainsi, pour transmettre une information au même niveau de pertinence à leurs clients, les consultants font face à un traitement de l'incertitude dans les données climatiques de plus en plus ardu. En outre, l'activité de fourniture de services climatiques est encore

embryonnaire aujourd'hui, et une de ses principales problématiques est d'identifier les questions auxquelles il est possible de répondre grâce aux données climatiques.

Par ailleurs, les intervenants ont rapporté que leur activité de conseil était principalement centrée autour des services météorologiques ou de tendances à court terme (saison), les services climatiques en lien avec le changement de climat étant, quant à eux, peu demandés. Les rares contrats portant sur ces derniers sont obtenus après une première collaboration sur des services météorologiques. Une explication tient dans le décalage entre la perspective à long terme (quelques dizaines d'années) du changement climatique et l'horizon stratégique des industriels de court à moyen terme (quelques années au mieux). En outre, les entreprises estiment pouvoir supporter les risques potentiels, en tout cas jusqu'à preuve du contraire. Cela est toutefois à nuancer par une problématique soulignée par l'ensemble des intervenants : la vulnérabilité de l'entreprise est un sujet sensible, souvent confidentiel, difficile à aborder avec les industriels. Or, d'après les intervenants, la caractérisation de la vulnérabilité spécifique de chaque entreprise constitue un préalable nécessaire au développement d'une stratégie d'adaptation. Dans ce contexte, comment, déclencher le processus d'adaptation au changement climatique ? Une situation de crise, par exemple la survenue d'un événement climatique extrême, ou une incitation des politiques publiques, pourraient servir de déclencheur auprès de quelques industriels, entraînant à leur suite d'autres entreprises. Les intervenants ont souligné le rôle central des pouvoirs publics, qui explique en partie que les principaux industriels commençant à s'intéresser à ces questions sont d'anciennes entreprises publiques (EDF, GDF, SNCF). Mais ces cas d'école ne permettent pas de se faire une idée précise de ce qu'un « industriel » peut réellement attendre ou entreprendre sur la question de l'adaptation au climat futur.

La réserve des industriels à communiquer sur leur vulnérabilité a trouvé un écho dans la réserve des intervenants à exposer concrètement les besoins et les facteurs de vulnérabilité de leurs clients. Cette discrétion, légitime, a mis un frein à un débat qui aurait pu être constructeur d'idées et de recommandations dans le cadre de ce colloque, par exemple sur la question des besoins des industries en matière de connaissances sur le changement climatique et sur celle du niveau d'incertitude de l'information climatique à leur transmettre. Par ailleurs, la question du coût économique du risque et de celui des mesures d'adaptation et d'atténuation, pourtant posée dès l'introduction par Anne-Cécile Bras, journaliste à Radio France international et qui animait cette

table ronde, n'a jamais été abordée au cours de la session. Enfin, la question de l'adaptation dans un contexte d'opportunités nouvelles, ou de mesures « gagnant-gagnant », posée par la salle, a été rapidement écartée.

3.6. Table ronde n° 2 : politiques publiques

(auteur principal : Adèle Revelard)

Le déroulement de cette table ronde a montré une forte disparité dans les points de vue de Thierry Hubert (ministère de l'Environnement, du Développement durable et de l'Écologie), Céline Phillips (Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie), Amélie Roche (Centre d'études et d'expertise sur les risques, la mobilité et aménagement) et Ghislain Dubois (TEC-Conseils) quant aux difficultés engendrées par l'incertitude. Pour certains, les incertitudes sont très difficiles à gérer car, dans un contexte de dialogue avec les politiques publiques, elles deviennent un moyen de mettre en doute les connaissances scientifiques et de freiner l'action. Pour d'autres, l'incertitude n'est pas un problème et permet au contraire de prendre des décisions adéquates. Mais cela nécessite tout de même une certaine stratégie de communication.

Cette stratégie consiste à instaurer un dialogue, durant lequel il faut expliquer, argumenter, et ne pas forcément tout montrer. Il s'agit avant tout de se mettre à la place de son interlocuteur et de lui présenter uniquement les données qui lui sont utiles. L'incertitude n'est alors pas considérée comme une méconnaissance, mais au contraire comme un élément de connaissance. Le problème est plutôt dans l'interprétation et la perception de chacun des problèmes induits par le fait de n'être pas certain. Ici réside toute la difficulté du dialogue : pour sensibiliser son interlocuteur et l'inciter à agir, il faut lui parler sous l'angle des valeurs qui l'intéressent, parler son langage, tout en portant un message constructif, par exemple en parlant du rapport coût-bénéfice.

Pour que le processus d'adaptation soit réellement itératif, les politiques publiques se doivent d'être flexibles, c'est-à-dire qu'elles doivent se mettre en position d'avoir une gestion évolutive reposant sur un suivi, une évaluation et une procédure d'ajustement des mesures politiques. L'un des freins à cette flexibilité vient du fait que les responsables politiques sont dans l'action à une échelle de temps trop courte par rapport au processus d'adaptation à mettre en place.

Cette table ronde sur les politiques publiques, si elle a rassemblé des représentants de l'État, n'a pas



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

impliqué d'élus. Le débat a donc cruellement manqué d'une analyse concernant les difficultés rencontrées au quotidien par nos élus dans l'élaboration des plans territoriaux et nationaux. Surtout que, d'après Frédéric Levraut (Chambres d'agriculture de France), ces plans ne donnent que de grandes orientations et restent assez vagues. Ils manquent d'explications concrètes quant à la stratégie à adopter par les acteurs pour atteindre les objectifs visés. Quelles sont les raisons pouvant expliquer que les politiques restent aussi évasives dans ces projets ?

Plusieurs participants ont fait remarquer que la principale incertitude qui imposait des barrières n'était pas climatique, mais relevait de la question de la responsabilité territoriale. En effet, le gouvernement a chargé les collectivités territoriales de mettre en place des plans d'adaptation, mais celles-ci manquent de moyens pour accomplir cette tâche correctement. Dès lors, les élus se réfugient souvent dans l'attentisme. L'un des problèmes soulevés vient également du fait que la société civile a un rapport à l'expertise qui est désuet par rapport au problème du changement climatique. Trop de responsabilité est donnée à l'expert, qui établit un rapport scientifique rigoureux et souvent trop difficile à comprendre pour la cible à laquelle il s'adresse, car celle-ci est la plupart du temps non initiée à la démarche scientifique. Les incertitudes scientifiques sont alors utilisées comme alibi pour remettre en cause le rapport d'expert.

Plusieurs questions cruciales émanent donc de ce débat. Une première série renvoie au champ des politiques publiques : qui doit avoir la responsabilité de la mise en œuvre du processus d'adaptation au changement climatique ? Quels rapports d'échelles institutionnelles sont à considérer ? Un autre pan concerne la place du scientifique dans la chaîne de la décision et peut se résumer par la question suivante : le scientifique doit-il être seulement en amont ou bien s'impliquer davantage dans les étapes qui utilisent les données qu'il produit ?

3.7. Table ronde n° 3 : intégrer et communiquer l'incertitude dans les services climatiques

(auteur principal : Camille Ferron ; co-auteurs : Marine Lugen, Yann Quilcaille)

L'émergence d'une sensibilité collective aux questions climatiques, liée pour partie à l'agenda des négociations internationales sur le climat, ainsi que l'augmentation et la diversification de la demande de données a conduit au développement des services climatiques ces dernières années. Les cinq intervenants de cette table ronde (Florence Rudolf, sociologue ; Harilaos Loukos,

Climapact-Metnext ; Serge Planton, Météo France ; Ghislain Dubois, TEC-Conseils et Jean-Paul Vanderlinden, Université de Versailles et Saint-Quentin-en-Yvelines) ont défendu plusieurs conceptions des services climatiques : comme objet de recherche, comme service commercial ou comme mise à disposition de données pour un large public.

Ils se sont rejoints sur la nécessité de faire un pont entre données climatiques techniques et utilisateurs non-scientifiques potentiels. Cependant, ils ont divergé sur les modalités de cette communication. Certains ont insisté sur la mise en place d'intermédiaires, de « traducteurs » type consultants, et sur la formation des acteurs à l'utilisation des données climatiques. D'autres ont mis en avant le rôle d'intermédiaire joué par les sciences sociales dans le cadre d'une approche territorialisée – par exemple en menant des enquêtes de terrain afin de mettre en évidence la perception de la vulnérabilité par les acteurs dans un contexte précis. D'autres encore ont évoqué la construction conjointe des processus entre scientifiques et acteurs de terrain, entre offre et demande.

Cela traduit trois visions qui s'opposent. D'un côté, une vision marchande des services climatiques, portée par les consultants qui insistent sur le nécessaire accompagnement des utilisateurs et distinguent « services climatiques » et « services d'adaptation ». De l'autre, une vision valorisant la démocratie participative et la co-construction à la fois de l'offre (comment on formalise les données des scientifiques) et de la demande (comment on l'aide à s'exprimer). Et finalement, une vision « open data » selon laquelle les services climatiques se limitent à la mise à disposition de données.

La responsabilité des chercheurs et des journalistes en termes de communication a également été évoquée. Enfin, cette table ronde a soulevé la question de la diffusion des services climatiques au grand public, alors qu'actuellement, ils sont surtout ciblés vers des utilisateurs « éclairés » comme, par exemple, des entreprises de gestion de l'eau ou productrices d'électricité. À ce sujet, il a été rappelé par les intervenants que le grand public ne constitue pas une catégorie unifiée. Puis un intervenant a mis en garde contre l'instrumentalisation des services climatiques par des acteurs privés afin d'augmenter leur part de marché.

Le premier élément de critique est que les aspects économiques des services climatiques n'ont pas été abordés. Contrairement à ce qu'aurait pu laisser entendre l'intitulé de la table ronde, le débat a moins été centré sur l'incertitude que sur la place et le rôle du chercheur et des différents acteurs dans la diffusion de services climatiques, notamment

dans le contexte actuel de diminution des dépenses publiques.

Une autre question cruciale que soulève l'analyse critique du débat est celle du dialogue entre des acteurs (consultants, chercheurs producteurs de données, chercheurs en sciences sociales, utilisateurs de services climatiques, etc.) qui ont des intérêts et des « valeurs » différents, voire parfois opposés.

Au final, la diversité des intervenants a offert une multitude de points de vue qui semblent à la fois compréhensibles, mais peu conciliables. Leur diversité d'expertise, mais également la diversité des formations des étudiants observateurs, ont provoqué différentes réactions, critiques et interrogations. Trois points essentiels ressortent très souvent dans nos réflexions et sont développés plus en détail dans la section 4.

4. DISCUSSION

(coordinateur : Yann Quilcaille)

Les thèmes récurrents ayant suscité des interrogations et discussions dans notre groupe concerne la pertinence des incertitudes, le rôle des différents acteurs et la perception des aléas climatiques et de leur communication. Ces différents points sont développés respectivement dans les sections 4.1, 4.2 et 4.3 ci-dessous en gardant comme fil conducteur l'adaptation au climat futur.

4.1. Pertinence des incertitudes

(auteur principal : Amélie Rajaud ; co-auteurs : Yann Chavaillaz, Marine Lugen, Yann Quilcaille)

Un premier constat fort de notre groupe au terme des deux journées est que le mot-clé de cette manifestation, l'incertitude, a été écarté d'entrée de jeu dans plusieurs interventions. Ceci pose la question de sa pertinence par rapport au sujet de l'adaptation au changement climatique.

Ainsi, de nombreux intervenants remettent en cause la pertinence même de poser la question de l'incertitude pour aborder la question de l'adaptation au changement climatique. Ils le justifient en explicitant que les acteurs avec lesquels ils interagissent ne recourent pas, pour la très grande majorité, à la notion d'incertitude. Le sujet est en effet abordé avec gêne dans certains exposés, où l'on sent qu'un effort a été fourni pour « coller » à la thématique. Il ressort de ces interventions une certaine artificialité à essayer d'identifier, de caractériser et de positionner la question des incertitudes climatiques par rapport à leurs domaines d'activité respectifs.

4.1.1. Question des incertitudes climatiques au cours d'un processus de transmission de l'information vers l'adaptation

L'incertitude portant sur l'information climatique fut la plus discutée lors du colloque, ce qui explique qu'elle occupe une grande part de cette section. Pour comprendre en quoi la pertinence des incertitudes climatiques peut être mise en question, nous nous plaçons dans le cadre d'un processus de transmission de l'information produite par les scientifiques, travaillant sur les processus et les modélisations climatiques, à des non-climatologues (autres scientifiques, acteurs publics ou privés, etc.) en vue de l'élaboration de stratégies d'adaptation et de leur mise en œuvre. On parlera dans la suite de ce document de « processus vers l'adaptation ». Deux postulats sont implicitement acceptés lors du colloque, dans la majorité tant des présentations que des débats avec la salle. Premièrement, aborder la question de l'incertitude est pertinent, au moins au stade de la production de la donnée scientifique (par nature incertaine). Deuxièmement, cette incertitude doit finir par être dépassée, au plus tard lors de la prise de décision pour l'action. Partant de ce constat, la question de la pertinence des incertitudes renvoie à quatre autres questions, plus concrètes : (i) poser la question de l'incertitude demeure-t-il pertinent au cours du processus vers l'adaptation ? (ii) Quand et pourquoi cesse-t-il d'être utile d'aborder cette question, à quel moment du processus vers l'adaptation ? (iii) Qui porte la responsabilité de trancher et de proposer une information simplifiée ? Et (iv) comment lever les barrières inhérentes à l'incertitude ?

► (i) Poser la question de l'incertitude demeure-t-il pertinent au cours du processus vers l'adaptation ?

Dans le cas où les intervenants se positionnent par rapport à la transmission d'une information climatique, donc en amont de la prise de décision, l'incertitude est considérée soit comme une composante essentielle de l'information à transmettre, soit comme un obstacle à une communication efficace. Dans les deux cas, il est pertinent de poser la question de l'incertitude, de la qualifier et de la quantifier, quel que soit le sens de la réponse (« il faut communiquer sur l'incertitude ou « il faut s'en affranchir »).

Lorsque les intervenants se placent du point de vue de la prise de décision, alors la question est de savoir à quelle étape du processus de décision la dimension « incertitude » de l'information utilisée doit être présentée. Divers intervenants considèrent qu'au stade de la prise de décision finale, poser la question de l'incertitude n'est plus



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

pertinent, et que c'est sur la base d'une information simplifiée que l'action doit être construite (exemple du secteur industriel). D'autres, en revanche, défendent l'idée que les décideurs finaux doivent avoir accès à l'information complète, avec sa dimension d'incertitude, et qu'il leur appartient de trancher dans cette incertitude à la lumière de leur problématique (exemple de l'aménagement littoral).

Poser la question de la pertinence de l'incertitude apparaît donc crucial et incontournable dans le cadre d'une démarche réflexive sur le processus allant de la production de données scientifiques sur le changement climatique à l'élaboration et la mise en œuvre de stratégies d'adaptation, ce qui constituait bien l'un des objets du colloque. En revanche, sur le plan pratique, lorsque l'on s'intéresse à la manière dont l'information climatique doit être portée, par qui, comment et en fonction de quels destinataires, il nous apparaît qu'aborder la dimension d'incertitude n'est pas toujours pertinent. Le caractère artificiel que nous avons ressenti dans la manière de certains intervenants d'aborder la question des incertitudes, dans le cadre de ce colloque-débat, peut ainsi être expliqué par leur positionnement à titre d'acteurs dans le « processus vers l'adaptation ». Dans le cadre de leur activité, ils se situent en aval du processus et préfèrent utiliser une information déjà simplifiée pour élaborer des stratégies d'adaptation. Il n'est plus utile, à ce stade, d'aborder la question de l'incertitude qui ne se pose plus dans le cadre de leur activité.

Dans les deux cas, on suppose un processus linéaire de gouvernance partant d'une information scientifique présentée à la fois dans ses dimensions de certitude et d'incertitude, puis passant par une appropriation de cette information par des acteurs « éclairés ». Ces derniers n'ont donc plus qu'à prendre les décisions adéquates. Une autre vision a cependant aussi émergé au cours de plusieurs sessions de ce colloque : plutôt que linéaire, le processus vers l'adaptation se doit d'être itératif. Selon ce point de vue, les questions associées au traitement de l'incertitude se posent dans des termes différents que dans une vision linéaire. En particulier, les informations scientifiques utilisées pourront être transmises aux décideurs avec un niveau croissant de complexité d'une itération à la suivante, permettant une assimilation progressive de l'information.

► (ii) Quand et pourquoi poser la question de l'incertitude cesse-t-il d'être pertinent ?

Dans le cas où l'incertitude est jugée pertinente tout au long du processus vers l'adaptation, les intervenants parlent de « décision en contexte d'incertitude ». Ils étaient représentés lors de ce

colloque par des agents des pouvoirs publics et des porteurs de projets territoriaux. L'information transmise contient tout ou une partie de son incertitude et ce jusqu'aux décideurs finaux.

Dans le cas où l'incertitude cesse d'être pertinente avant l'étape finale de prise de décision, les intervenants rapportent ne pas utiliser le terme d'incertitude dans leur activité et la considèrent comme non pertinente lorsqu'il s'agit de prendre une décision. Cette attitude est adoptée aussi bien par les intervenants issus des pouvoirs publics que par des consultants en entreprise.

Enfin, dans le cadre d'un processus non linéaire vers l'adaptation, l'incertitude devrait inclure un niveau de complexité et d'incertitude progressivement plus élevé : les différentes facettes de l'incertitude peuvent être introduites au fur et à mesure en fonction du raffinement des questions ou enjeux traités. Cette idée d'un processus itératif, proposée lors d'interventions de la salle, semblait bien accueillie. Néanmoins, comme il a été souligné par un bon nombre d'intervenants, sa mise en œuvre sur le terrain nécessiterait un remaniement des politiques publiques : celles-ci sont trop rigides en l'état pour permettre de mettre en place des actions limitées mais remodelées de manière récurrente et à court terme.

► (iii) Qui porte la responsabilité de lever les barrières inhérentes à l'incertitude ?

Dès l'étape de la transmission de l'information produite par les chercheurs, la responsabilité de proposer un traitement de l'incertitude scientifique, impliquant nécessairement une simplification, est considérable. Comment communiquer aux acteurs non scientifiques une information à la fois robuste et utile ? Comment simplifier l'information sans la corrompre ? Et quel degré de simplification sera suffisant pour que l'information reste pertinente du point de vue de la prise de décision ?

D'une part, le niveau de rigueur accompagnant la transmission de l'information sur la donnée climatique porte le risque, s'il est trop élevé, de nuire à la compréhension de cette information par le public non spécialiste (des tableaux de chiffres ou des cartes trop complexes, par exemple). L'information risque alors de n'être ni audible, ni appropriée, tout cela au détriment de l'importance d'engager l'action concrète.

Au contraire, si ce niveau de rigueur est trop faible, le risque est que l'information, trop simplifiée, soit mal comprise : le public est alors mal informé, voire désinformé, ce qui peut conduire à la prise de décisions inappropriées, voire contre-productives. Par exemple, si l'on se place du point de vue d'un outre-mer français, un discours du type « le changement climatique va augmenter

le nombre de cyclones très intenses », sans que ne soient évoquées en parallèle les incertitudes scientifiques sur cette relation changement climatique/cyclones, peut conduire à une fortification des côtes à l'aide d'ouvrages lourds de défense du littoral. Or, une telle option appliquée de manière systématique à l'ensemble d'un linéaire côtier, sans considération de la nature des enjeux à protéger, peut engager le territoire sur une trajectoire onéreuse (le coût de l'entretien des digues, par exemple) et contreproductive du point de vue de l'érosion côtière (les digues empêchent le sable de revenir par temps calme), donc une trajectoire de « maladaptation ». Les scientifiques sont de ce fait particulièrement sensibles au risque de transmission d'une information déformée, car ils sont investis, au moins implicitement, de la responsabilité de la production et de la transmission d'une information fiable. Quelques exemples en France et à travers le monde montrent même qu'ils peuvent être contraints d'assumer judiciairement les conséquences d'effets néfastes de décisions fondées sur une information simplifiée et alors jugée « non fiable ».

La répartition des rôles entre les différents acteurs est approfondie dans la section 4.2. On distingue néanmoins dès à présent deux attributions possibles de la responsabilité de lever les barrières inhérentes à l'incertitude de l'information climatique.

D'abord, dans le cas où la prise de décision est construite sur une information dépourvue d'incertitude, celle-ci est tranchée avant transmission aux décideurs, donc en quittant la sphère scientifique. De sorte que ce sont les scientifiques eux-mêmes, ou bien des relais intermédiaires, qui portent la responsabilité de trancher dans l'incertitude et de proposer une information simplifiée. Ceci pose directement la question de la responsabilité de l'expert, qui est souvent le scientifique.

Ensuite, dans le cas où la prise de décision se fait sur la base d'une information complète (degré de certitude et d'incertitude), alors cette responsabilité est partagée collectivement. Cela suppose cependant que les acteurs non seulement aient reçu une information compréhensible par eux, mais également qu'ils disposent des compétences nécessaires pour appréhender cette information (son degré de fiabilité), ce point nous amenant au suivant sur la question de la communication.

► (iv) Comment lever ces barrières ?

Quelle que soit la posture adoptée, l'incertitude doit finir par disparaître de l'information finale, simplifiée. Les intervenants rapportent trois manières d'intégrer l'incertitude dans la décision finale.

- a) Si le risque le plus élevé est jugé insupportable, alors la décision est construite en acceptant le risque maximal comme information. C'est l'attitude adoptée pour la gestion des centrales nucléaires face au risque de réchauffement : tout risque d'explosion, même très improbable, est jugé insupportable. L'information de base, comportant une marge d'erreur (incertitude), est donc assimilée aux valeurs correspondant à la limite de risque maximal de la marge d'erreur.
- b) Si l'adaptation face au risque le plus élevé est jugée irréalisable, alors un niveau de risque intermédiaire est choisi comme information de référence pour la prise de décision. C'est l'attitude adoptée dans certains exemples de l'adaptation au risque d'élévation du niveau de la mer sur un territoire côtier : les premières mesures d'adaptation sont prises sur la base d'une élévation du niveau de la mer situé dans la moyenne de la fourchette de valeurs issue des projections climatiques, plutôt que sur celle du niveau maximal envisagé.
- c) Enfin, dans le cadre d'un processus itératif vers l'adaptation, les décisionnaires reçoivent initialement une information simplifiée, comportant peu ou pas d'incertitude, de manière à permettre d'initier les premières actions. À l'occasion des itérations suivantes, l'information est progressivement complétée, et intègre un niveau croissant d'incertitude, de manière à affiner les actions envisagées. Le niveau de complexité du message fait l'objet d'un dialogue constant entre les détenteurs de l'information complète (les scientifiques) et les utilisateurs (décideurs et acteurs du territoire).

Bien que n'étant pas la plus pratiquée dans les faits, certains participants ont rapporté des exemples de mise en œuvre sur le terrain de l'approche non linéaire (c). À notre avis, elle est la plus convaincante du point de vue de sa faisabilité pratique et de sa capacité à permettre de lever les barrières classiques liées à l'incertitude. L'idée d'un processus itératif vers l'adaptation nous paraît en outre la seule démarche susceptible de conduire à la mise en œuvre effective de stratégies d'adaptation. Nous proposons dans la section 4.2 des modalités à envisager pour entretenir un tel processus multi-acteurs.

Jusqu'ici, nous avons abordé la question de l'incertitude sous un angle méthodologique très théorique. Des obstacles concrets ont toutefois été discutés au cours de ce colloque et demandent à élargir ce schéma théorique :

- difficulté de produire une information à la fois juste et pertinente, graal de la coopération entre scientifiques et acteurs de terrain pour l'adaptation au changement climatique ;



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

- passer à l'action, quelles que soient, parfois, la qualité et l'ergonomie de l'information communiquée ;
- conjuguer les informations issues de différentes sources, scientifiques et empiriques.

4.1.2. Multiplication des données scientifiques et rôle des services climatiques pour gérer les incertitudes

La question de la pertinence de la prise en compte de l'incertitude dans le processus vers l'adaptation nous a conduits à discuter de la manière de traiter cette incertitude, pour proposer une information simplifiée : quand, comment, pourquoi et par qui doit-elle être tranchée ? Si nous pouvons proposer des réponses théoriques à ces questions, un obstacle majeur a néanmoins été souligné par beaucoup d'intervenants au cours de ce colloque : l'extrême complexité de la tâche ! D'une part, il est difficile pour une catégorie donnée d'acteurs de se conformer aux exigences d'une autre catégorie : pour le scientifique, simplifier la donnée rigoureuse qu'il a produite en une information ergonomique est difficile. Tout comme il est difficile pour l'acteur non-spécialiste d'utiliser correctement les données scientifiques complexes. D'autre part, les données climatiques gagnent rapidement en quantité et en complexité, de sorte que leur traitement requiert un effectif et un niveau d'expertise sans cesse croissants.

Il est important ici de distinguer donnée et information. Les variables climatiques brutes ont souvent peu de sens pour les non climatologues. Elles ne peuvent pas être utilisées en l'état dans la prise de décision. Ce ne sont donc pas directement les données qu'il est pertinent de transmettre. L'information, en revanche, est le résultat d'un traitement de la donnée et de sa traduction en indicateurs d'état ou d'impact. Ceux-ci privilégient la pertinence au regard d'une problématique plus ou moins concrète (élévation du niveau de la mer ou évolution des rendements agricoles, par exemple). Cette information, porteuse de sens, pourra être utilisée dans la prise de décision. Comme la donnée originale, l'information finale n'est pas exempte d'incertitude. Citons ici Daniel Borstin, qui résume cette idée : « nous avons glissé d'un monde riche de sens mais pauvre en données vers un monde riche en données mais pauvre en sens » (cité par Roger Malina lors de la conférence Data Dramatization du Google Cultural Institute, 12 septembre 2014).

Construire une information pertinente à partir d'un ensemble de données scientifiques constitue donc une étape nécessaire du processus vers l'adaptation. L'information climatique est ainsi incorporée dans une analyse de risque, pour une

problématique donnée. Elle est résumée à un (ou plusieurs) indicateur(s) de l'état du climat pouvant être transformé, en le combinant à d'autres informations, en un indicateur de risque portant sur le fonctionnement du système considéré (activité industrielle ou sécurité d'une population, par exemple). Cette opération est désignée par nombre d'intervenants comme dépassant les compétences des seuls scientifiques ou acteurs publics et décideurs : il semble s'agir d'un domaine de compétence spécifique, celui des services climatiques.

4.1.3. L'incertitude cruciale a cessé d'être l'incertitude climatique

Le deuxième obstacle pratique à la réussite de ce processus vers l'adaptation est que, dans les faits, la transmission d'information n'implique pas nécessairement l'action. Ce n'est pas nécessairement parce que l'on connaît mieux, que l'on agit mieux.

Comme le rappelle Jacqueline McGlade, directrice scientifique du Programme des Nations unies pour l'environnement, l'incertitude ne tient plus seulement aux questions scientifiques, mais aussi et surtout à la volonté des acteurs d'agir ou pas : « les incertitudes ont basculé du champ de la science dans celui de la politique » (propos cités par Arthur Nelsen dans le journal *The Guardian*, 19 novembre 2014). Selon elle, comme pour la plupart des intervenants, l'information qui émane des scénarios (la connaissance des impacts du changement climatique) et les exigences associées sont suffisantes pour lancer à la fois des mesures d'atténuation et d'adaptation. Nous avons déjà atteint certaines limites de la planète, enregistré des conflits liés à la raréfaction des ressources et nous connaissons déjà en grande partie les impacts négatifs du climat sur les écosystèmes, la biodiversité, et le fonctionnement de nos sociétés. Malgré tout, les efforts en termes de lutte contre le changement climatique restent maigres, ce qui démontre qu'un haut niveau de connaissance et de certitudes (c'est le cas sur le thème du changement climatique) ne constitue pas par un gage de prise de décision et d'action.

Dès lors, comme aller vers l'action ? Le premier obstacle que nous avons discuté réside dans la transmission d'une information, non seulement appréhendable par les différents acteurs, mais également pertinente au regard d'une problématique donnée. Cet obstacle pourrait être surpassé, en professionnalisant des services climatiques par exemple. Le second obstacle, celui de la motivation des acteurs à agir, pourrait être dépassé par une approche itérative et multi-acteur (nous discutons plus longuement cette démarche dans la section 4.2).

4.1.4. Incertitude socio-économique

Pour terminer cette discussion sur la pertinence des incertitudes, la question de celles ayant des origines non-climatiques doit être abordée : incertitude politique, évoquée ci-dessus, et incertitude socio-économique. Cette dernière intervient dans la construction des scénarios sur lesquels sont fondés les projections climatiques et dans les scénarios d'adaptation qui sont construits à partir des résultats de ces projections climatiques. Cette dernière idée souligne autant la question du rôle des différents acteurs (évoquée plus haut) que l'importance de l'incertitude socio-économique (placée au même rang que l'incertitude climatique). A long terme, la question du « choix de société » sera certainement décisive ?

Les projections sur le climat futur et ses impacts sont cruciales pour la prise de décision politique dans un contexte de lutte contre le changement climatique. Les scénarios climatiques peuvent aider les acteurs à identifier les facteurs conditionnant leur vulnérabilité au changement climatique, et à identifier les actions d'adaptation susceptibles de répondre le mieux aux évolutions possibles du climat. L'incertitude scientifique n'est toutefois pas la forme d'incertitude la plus conséquente quand il s'agit de se projeter sur le long terme pour imaginer et mettre en place des mesures d'adaptation. Il est en effet au moins aussi délicat d'appréhender le champ des incertitudes socio-économiques, qui pèsent pourtant grandement sur l'existence, la forme et le résultat des stratégies d'adaptation (Van Gameren *et al.*, 2014 ; Moser et Ekstrom, 2010). Le climat n'est pas le seul facteur de changement à prendre en compte lorsque l'on veut traiter de la question de l'adaptation au changement climatique. La plupart des autres processus (globalisation, priorités économiques, préférences culturelles, progrès technologiques, etc.) ne sont pas ou peu prévisibles, alors qu'il s'agit de facteurs agissant sur la vulnérabilité des sociétés (Adger *et al.*, 2009).

4.2. Rôles des différents acteurs

(auteur principal : Amandine Amat, co-auteurs : Amélie Rajaud, Marine Lugen, Yann Chavaillaz, Vivian Dépoues, Margot Hovsepian, Camille Ferron, Adrien Comte, Yann Quilcaille)

Il est apparu durant le colloque et lors de la discussion concernant la pertinence de la diffusion des incertitudes, que d'autres acteurs, des « traducteurs », pourraient participer au processus d'adaptation. Les compétences et motivations des scientifiques (climatologues, sociologues, économistes, etc.) et décideurs locaux (politiques,

entrepreneurs) sont divergentes, ce qui influence leurs positions vis-à-vis du changement climatique (Voinov *et al.*, 2014). L'hypothèse dominante qui a été discutée est que les informations scientifiques qui sont transmises aux décideurs sont détachées des contextes territoriaux. Par là, on implique les processus historiques et institutionnels ainsi que les facteurs socio-économiques, qui forgent les valeurs et les capacités d'adaptation et semblent causer cet écart. Il en résulte que le destinataire de l'information ne se sent pas ou peu concerné par les projections climatiques qui lui sont offertes, car elles sont trop distancées de ses propres réalités. Les informations climatiques transmises aux décideurs seraient, semble-t-il, portées par les motivations uniques des producteurs de données (les experts). Cet aspect du problème est notamment illustré par la diffusion systématique des degrés d'incertitudes qui encadrent les projections climatiques. Or, la diffusion d'incertitudes qui est jugée incontournable pour la rigueur scientifique, peut porter préjudice à la compréhension de ces informations et à leur validité pour les décideurs, leurs considérations vis-à-vis de ces incertitudes allant de intéressante à superflue. Ces décideurs peuvent justifier leur inaction par une méfiance envers ces données délocalisées qui de plus, sont soumises à des incertitudes.

Le changement climatique est *a fortiori* une problématique environnementale globale et complexe qui requiert la participation de diverses disciplines. Les acteurs ayant des intérêts différents les uns par rapport aux autres ont donc des attentes différentes. Le manque de connexion entre les sciences et l'élaboration de politiques publiques ou d'actions en général est largement reconnu. Pour le combler, il nécessite de réinviter une relation entre sciences et politique par le biais de prises de décision concertées (Voinov *et al.*, 2014 ; Latour 1999). Pour ce faire, il est primordial de redéfinir les rôles de chacun dans le processus de transmission des données climatiques et dans l'accompagnement à l'adaptation au changement climatique.

4.2.1. Quelle est la place des scientifiques dans le processus de diffusion des données climatiques et des incertitudes qui les accompagnent ?

Lors de ces deux journées de discussion, les intervenants ainsi que la salle ont largement discuté du rôle des experts dans la publication du phénomène du changement climatique, de ses évolutions et des incertitudes qui l'accompagnent. Les débats ont interrogé la place de chaque discipline dans la transmission, à la société civile, d'informations sur les évolutions du climat. Il a été partagé par l'ensemble des experts présents que ces



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

informations climatiques ont un double intérêt : celui de sensibiliser, mais aussi d'inciter les décideurs et investisseurs locaux à passer à l'action afin de s'adapter au climat actuel et anticiper les risques à venir. Une telle mission d'information et d'accompagnement demande l'engagement d'une pluralité d'experts, pas uniquement climatologues. La tâche est complexe et relève de compétences non seulement scientifiques et techniques, mais aussi socio-politiques et communicationnelles, car les données qui sont élaborées par les climatologues ne peuvent être transmises brutes et sans mise en forme aux décideurs locaux et/ou aux entreprises. L'enjeu est donc de constituer de nouveaux collectifs formés à la transmission et à l'accompagnement de ces informations. Ces collectifs pourraient être composés de scientifiques et d'acteurs de la société civile, capables, en mêlant leurs compétences et connaissances, de s'adresser efficacement à divers publics puis éventuellement d'accompagner des territoires vers l'adaptation au changement climatique. Ces collectifs pourraient apporter des éléments utiles au dépassement des problèmes inhérents aux incertitudes. Or, deux questions principales s'imposent en préalable à la constitution d'un tel collectif : qui, ou plutôt « combien sommes-nous ? » et « comment pouvons-nous travailler ensemble ? » (Latour, 1999).

4.2.2. Qui et combien sommes-nous dans ce collectif ?

Qui sont les scientifiques⁷ autres que les climatologues qui entrent dans le processus de transmission des données climatiques ? Quelles pourraient être leurs places et rôles respectifs ? Comment peuvent-ils s'emparer de la question des incertitudes ? Dans l'intérêt de co-construire l'adaptation au changement climatique, ces mêmes questions se posent également pour d'autres acteurs (bureaux de conseil, journalistes, décideurs locaux, etc.). De plus, bien que nous travaillions ici sur le mode de la délimitation des rôles des différents acteurs, nous

7. Ici nous évoquons seulement des disciplines qui ont été représentées lors du colloque et dont les différents intervenants ont discuté. Mais il est évident que d'autres disciplines et métiers ont intérêt à participer au travail de transmission et d'utilisation des informations climatiques pour l'adaptation au changement climatique. Nous pensons notamment aux géographes, aux sciences de l'ingénieur, aux architectes, aux urbanistes et aux techniciens territoriaux qui disposent d'autres modes d'intellectualisation, de traduction et d'utilisation des données climatiques. Ils possèdent d'autres langages et outils pour travailler sur l'adaptation au changement climatique. Les sciences de l'ingénieur et celles de l'aménagement, par exemple, peuvent jouer des rôles complémentaires dans ce processus, principalement dans l'adaptation spatiale et technique des territoires vulnérables.

pensons que ce collectif ne peut pas fonctionner par distinctions mais par complémentarités et interactions entre les disciplines et domaines d'action. Enfin, en quoi cela nous informe de l'organisation de services climatiques ?

› (i) Quelle place pour les climatologues ?

Les climatologues sont à la source des connaissances sur l'évolution du système climatique et, à ce titre, sont les producteurs de la donnée de base. Ils se focalisent sur la modélisation (simulation numérique) pour comprendre les processus liés au « forçage » du système climatique : c'est-à-dire les réponses du climat à différentes échelles de temps et d'espace. C'est avec la modélisation que les climatologues comprennent et expliquent le climat et testent des hypothèses. Nous avons observé au cours des différentes interventions que les climatologues disposent d'un discours très centré sur la construction de leurs données et sur leur méthode de travail. Ils s'engagent dans un discours de justification et présentent leurs résultats comme une chaîne de preuves. Ils ont à présenter l'évolution du climat en prenant en compte des incertitudes. Ils ont une responsabilité, celle de transmettre des données précises et compréhensibles, malgré l'existence d'incertitudes.

La principale difficulté du climatologue réside alors dans la contrainte d'avoir à traduire les données complexes afin de les transmettre à une communauté pluridisciplinaire, dont les différents experts ne disposent pas des mêmes langages et outillages. C'est une difficulté majeure, en témoignent les réactions des décideurs politiques et des acteurs de terrain vis-à-vis du manque de précision géographique des données climatiques. Les projections globales et régionales ne satisfont pas les acteurs de terrain (décideurs locaux et entreprises, par exemple) qui ne comprennent pas comment s'en servir pour leur besoins qui nécessitent *a priori* de disposer d'informations plus localisées. Dès lors, la demande de traduction qui est formulée par les acteurs locaux revient à en demander un peu plus au scénario de projection. Par exemple, cela revient à traduire et relocaliser les résultats des projections climatiques pour qu'ils offrent des mises en situation plus concrètes et tangibles pour l'interlocuteur (effets sur les activités industrielles, conséquences sur le microclimat local et répercussions sur le tourisme par exemple). Le scénario doit donc non seulement offrir des simulations des modifications du climat, mais aussi permettre aux acteurs de visualiser plus précisément de quelles façons ils pourraient être concernés par ces changements. L'enjeu de ces scénarios affinés est qu'ils interpellent les acteurs sur leurs éventuelles vulnérabilités voire opportunités face au changement

climatique. Ce processus devrait permettre d'une part, une meilleure compréhension par les acteurs locaux à la fois des enjeux climatiques sur leur territoire et de l'existence d'incertitudes et, d'autre part, une formulation plus claire de leurs besoins en matière d'informations climatiques.

Selon nous, ce n'est pas directement aux climatologues de faire ce travail de traduction. Ils ne doivent pas être seuls à porter la responsabilité de la transmission des données. Partant de cela, qui peut les relayer, les accompagner et comment ?

› (ii) *Quelle place pour les économistes ?*

Le rapport du GIEC est structuré en trois parties, portées par trois groupes de travail, le premier sur le climat et son évolution, le second sur les impacts de cette évolution sur les territoires et les formes possibles d'adaptation, et le dernier sur les mesures d'atténuation à mettre en œuvre. Pour l'ensemble de ces travaux, les économistes interviennent à la fois en amont du travail de simulation des climatologues (pour la construction des scénarios socio-économiques conduisant à différents niveaux d'émission de GES), et en aval des résultats obtenus par les climatologues, pour l'analyse économique des effets de ces projections climatiques. En effet, leur travail consiste dans un premier temps à modéliser les activités socio-économiques et leurs impacts en termes d'émission de GES, puis, dans un second temps, à analyser les effets de la mise en place de différentes mesures sur l'économie (par exemple une taxe carbone). Ils dégagent ainsi un champ des possibles en terme d'émissions selon les cibles climatiques et les mesures envisagées. Au-delà de son implication dans les travaux de modélisation, la science économique peut aussi intervenir dans la prise de décision. Certains modèles, comme le « Robust Decision-Making under uncertainty » par exemple, intègrent d'ailleurs les incertitudes climatiques. À ce titre, l'économie joue un rôle important dans l'effort de communication sur les impacts, en traduisant l'information dans un langage économique plus « parlant » pour de nombreux acteurs de terrain. En effectuant ce travail de traduction économique, les économistes offrent aux décideurs et investisseurs locaux un accès à une autre forme de connaissance sur le changement climatique et permettent ainsi de faire le lien entre données climatiques et acteurs en montrant, par exemple, le coût du changement climatique et de l'inaction. Toutefois, si l'économie constitue une variable importante dans l'engagement de décideurs pour l'adaptation, elle n'est bien entendu pas l'unique source de prise de décision. Un risque serait d'ailleurs de cibler des stratégies d'adaptation qui apparaîtraient bénéfiques du point de vue d'un calcul coût/bénéfice, mais qui ne cibleraient pas

les points spécifiques de vulnérabilité du territoire ou du secteur au changement climatique. Cela peut conduire à de la maladaptation et engendrer de nouveaux coûts par la suite. À cet égard, une approche pluridisciplinaire de la vulnérabilité d'un territoire et des modalités d'adaptation s'impose.

› (iii) *Quelle place pour les sciences humaines et sociales ?*

Sur ce point, le sociologue peut avoir un rôle complémentaire des expertises précédentes. Il peut assumer le rôle d'intermédiaire entre les acteurs de terrain (décideurs et acteurs privés) et les experts du climat (climatologues, économistes). Le sociologue dispose d'outils d'investigation, du type de l'enquête par entretien, qui lui permettent d'échanger avec les acteurs de terrain sur leurs positions et dispositions face au changement climatique. Ces échanges semi-directifs peuvent faire émerger chez les acteurs des attentes vis-à-vis des scientifiques et des données scientifiques sur le changement climatique et ses impacts, mais également une prise de conscience de certaines vulnérabilités. Le sociologue peut alors jouer le rôle de révélateur puis, éventuellement, de relais entre experts d'un côté et acteurs de terrain-utilisateurs de l'autre. Car sur de nombreux territoires où les effets du changement climatique ne sont pas directement ressentis par les acteurs, la demande en informations climatiques et en accompagnement pour s'y adapter est très faible pour ne pas dire inexistante. Il s'ensuit que lorsque les acteurs prennent conscience de certaines vulnérabilités ou au contraire d'opportunités potentielles liées aux effets du changement climatique, ils ne perçoivent pas toujours clairement de quelles façons ils peuvent réagir et s'adapter à ces conséquences. Le caractère inédit de ce phénomène global induit en effet des moyens d'action et de réaction qui ne sont pas forcément connus ni expérimentés par les décideurs politiques locaux et les acteurs privés. Une fois les vulnérabilités potentielles et avérées identifiées par un territoire, la difficulté réside dans les choix et les projets à engager pour les réduire et nombre d'acteurs locaux se sentent démunis face à de tels enjeux.

› (iv) *Quelle place pour les experts en communication ?*

Une dernière catégorie d'experts intermédiaires entre la donnée climatique brute et la sphère de la décision et de l'action est celle des spécialistes en communication. Ils occupent eux aussi une place importante, quoique plus difficile à délimiter que celle des scientifiques, au sein de ce collectif pour l'adaptation. En effet, les acteurs publics (collectivités territoriales, par exemple), privés (les entreprises) ou encore des organisations non



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

gouvernementales sont autant d'utilisateurs aux profils, préoccupations et, par conséquent, demandes potentielles en services climatiques très variés. Dès lors, en parallèle de la construction scientifique de scénarios d'adaptation rigoureux, il est nécessaire d'entamer une démarche de consultation multi-acteurs (scientifiques inclus) pour traduire les scénarios en des termes favorables à l'appropriation des données et, à terme, au passage à l'action. Comme l'ont illustrées certaines communications de ce colloque à partir d'exemples territoriaux précis, un forum pluridisciplinaire et/ou multi-acteurs permet l'émergence d'un panel de scénarios socio-économiques et de stratégies possibles pour l'adaptation. Un tel forum est d'ailleurs nécessaire pour que des informations circulent auprès de nombreux acteurs locaux et les scénarios ainsi co-construits gagnent en pertinence au regard des réalités de terrain. C'est un lieu d'articulation des compétences, et chacune des disciplines scientifiques mentionnées plus haut y ont leur rôle à jouer. Dans cette logique fédératrice, les experts en communication ont également une place. Issus de différents métiers (journalisme, design de la communication, etc.), ils peuvent mettre en forme l'information scientifique et la cibler en fonction de différents publics. Car, pour finir, les diverses traductions (économiques, sociologiques, commerciales, etc.) qui conduisent à la nécessaire relocalisation des données climatiques, ne doivent pas avoir pour effet de simplifier et de dévaloriser le travail des climatologues. Les projections climatologiques sont des informations complexes (dans le sens de leur densité) qui reflètent le comportement même du système climatique et qui ne doivent pas perdre en qualité et en scientificité suite à des simplifications successives et réductionnistes.

4.3. Perceptions des aléas du changement climatique et modes de communication appropriés

(coordinateur : Yann Quilcaille ; co-auteurs : Amélie Rajaud, Yann Chavaillaz, Marine Lugen, Leslie Tourneville, Sabine Giguet)

De ce colloque ressort un point essentiel : pour susciter l'adaptation au changement climatique, il est nécessaire de concevoir où sont les risques, les vulnérabilités, les enjeux et les opportunités. Plus précisément, il s'agit de percevoir, plus que de voir. Ces perceptions jouent un rôle prépondérant sur la communication. Durant le colloque, les perceptions par différents acteurs du changement climatique et de l'adaptation ont d'ailleurs été plusieurs fois abordées. Cette sous-section traite de deux aspects de la perception :

- les perceptions du changement climatique sous ces différentes facettes et les incertitudes y étant associées ;
- les compréhensions du concept d'adaptation et leurs implications.

4.3.1. Les différentes perceptions de la tangibilité du changement climatique au travers de ses impacts immédiats ou graduels

Il a été mentionné à plusieurs reprises par les intervenants et les participants que le changement climatique était davantage perçu au travers d'événements extrêmes qu'au travers de modifications plus lentes mais pourtant tout aussi problématiques. Il est vrai que les événements extrêmes ont des conséquences immédiates et lourdes sur la société, et tendent alors à donner des images concrètes d'un futur possible.

D'un autre côté, le changement climatique, en tant que changement graduel, est évoqué à une échelle vaste (la planète) et longue (le siècle), ce qui tend à en faire relativiser ses impacts, ou à les repousser en d'autres temps et d'autres lieux. Pour l'étudier et l'analyser, des simulations sont utilisées mais elles s'avèrent difficilement compréhensibles car fréquemment très abstraites. Pourtant, les risques liés au changement climatique graduel sont bien présents. C'est déjà le cas par exemple avec l'avancée des déserts (Chen *et al.*, 2011 ; Loarie *et al.*, 2009). Le changement graduel, scientifiquement avéré, est donc encore peu, voire pas perceptible : il est difficile de convaincre de sa réalité, si ce n'est au travers de ses impacts existants.

Alors que la perception du changement climatique est déjà à ce point vacillante, les incertitudes scientifiques issues des simulations le rendent encore moins réel dans les esprits. Le fait que les projections climatiques se présentent accompagnées d'une marge d'incertitude légitime un doute qui paralyse l'action. A ceci s'ajoute l'incertitude sur l'imputation des événements extrêmes au changement climatique : tangibles, ceux-ci ont cependant un pouvoir persuasif qui contribue à dissiper le doute sur la réalité du changement climatique. En outre, l'événement extrême pourrait être aisément utilisé pour persuader le grand public de la réalité du changement climatique (Spence *et al.*, 2011).

La perception des certitudes et des incertitudes semble donc être au cœur du travail des services climatiques ou des métiers de médiation évoqués précédemment. Il paraît possible d'utiliser les perceptions des impacts existants, liés à des événements extrêmes ou des changements graduels, pour communiquer sur le sujet et favoriser l'adaptation.

4.3.2. Importance de la forme du message : impacts socio-économiques locaux du changement climatique

Une hausse de 2 °C de la température moyenne de surface de la Terre ou une augmentation de un mètre du niveau moyen des océans sont des faits relativement peu explicites pour de nombreux citoyens. Les impacts purement climatiques, comme une température moyenne de surface de la Terre, ne « parlent » pas au grand public et aux acteurs, car personne n'expérimente cette augmentation de température qui intervient, par définition, sur des échelles planétaire et annuelle. De même que pour le changement graduel ou les événements extrêmes, ce qui touche à notre mode de vie quotidien peut être perçu plus facilement. Néanmoins, lorsque le message court « + 2 °C » est exprimé sous la forme développée d'une évolution dans le temps et dans l'espace des températures, celui-ci risque d'être noyé dans les détails, sans même évoquer les incertitudes associées à ce chiffre.

Or la communication autour du changement climatique est souvent abordée sous le seul angle des sciences du climat, avec un accent mis sur les températures. Ceci a comme effet pervers de faire perdre de vue le reste du problème. Celui-ci est donc perçu comme étant une modification du climat seul, sans grandes conséquences pour la société. Les impacts socio-économiques du changement climatique – tels qu'une réduction de l'offre de denrées agricoles d'un certain pourcentage ou une surface de terres devenant inhabitable – tendent à être plus explicites, justement car ils touchent de plus près au quotidien des acteurs. La société civile semble plus réceptive à un discours sur les impacts socio-économiques, bien qu'ils soient davantage méconnus. Ces éléments sont pourtant liés au changement climatique et sont particulièrement pertinents lorsqu'il s'agit d'adaptation.

Au final, le manque de connaissances ou les perceptions faussées sur le changement climatique se mêlent aux incertitudes qui pèsent sur le sujet, formant une zone de flou autour de celui-ci. Le concrétiser, lui donner une substance qui parle aux non-initiés, permettrait de donner moins d'ampleur à ce qui transparaît comme incertitudes. Pour faire évoluer les perceptions du changement climatique, il semble donc qu'il faudrait délivrer un message davantage centré sur les déterminants socio-économiques du changement climatique, ainsi que sur ses impacts territoriaux, eux aussi socio-économiques. De manière générale, la dimension socio-économique du changement climatique est à adapter en fonction de l'objectif poursuivi et ne doit pas être mise de côté.

4.3.3. Les indicateurs du changement climatique comme témoins de sa perception et fondements de l'adaptation

La perception du changement climatique dépend aussi de la question posée. Un point, régulièrement soulevé durant ce colloque, porte sur la construction d'indicateurs permettant de signaler et d'anticiper les risques associés au changement climatique. Ces indicateurs ont pour vocation d'aider la prise de décision. Toutefois, s'ils sont mal construits, des erreurs de jugement et par conséquent d'action peuvent se produire. Ceci sans compter que des décisions importantes peuvent se prendre sans système formel d'indicateurs à l'appui.

La définition d'indicateurs du changement climatique revêt une importance particulière pour la qualité du diagnostic. Or, les indicateurs peuvent être définis de différentes manières. Par exemple, une vague de froid peut être caractérisée par une température moyenne journalière inférieure à un seuil sur une certaine durée ou par une température minimale journalière inférieure à un seuil sur un temps donné. Une question posée par un industriel ou un décideur peut alors devenir floue en raison d'indicateurs mal définis. Cette confusion conduit à une incertitude dans le diagnostic qui s'avère souvent plus grande que l'incertitude purement scientifique, comme montré par les travaux d'un membre du groupe (Aglé Jézéquel).

Ainsi, l'élaboration de la demande ou de la question posée à un service climatique devrait être une œuvre commune, réalisée ensemble par les différents acteurs. Par exemple, ce serait le cas avec la construction d'indicateurs visant à élaborer des politiques d'adaptation. Un travail sur les perceptions du changement climatique par les acteurs demandeurs de ces indicateurs semble être nécessaire au préalable.

4.3.4. Perceptions de la gravité du changement climatique au regard des mesures d'adaptation

D'une part, la perception du changement climatique dans une région à un moment donné dépend intuitivement de l'intensité des changements et de la vulnérabilité de la région (Brody *et al.*, 2008), tous deux dépendant du temps. Ainsi, la perception du changement climatique par les populations dépendrait de la région et de l'époque. D'autre part, le changement climatique est perçu comme d'autant plus grave que son intensité évolue rapidement. Ainsi, on s'attend à ce que l'accélération ou le ralentissement du changement climatique influe les questions d'adaptation. Une accélération semble se dégager des modèles climatiques pour les scénarios les plus pessimistes. Un membre du



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

groupe (Yann Chavaillaz) montre d'ailleurs par ses travaux que la perception du changement climatique par les différents acteurs devrait augmenter encore plus rapidement avec cette accélération.

Une accélération du changement climatique expose cependant les acteurs au risque de ne réaliser que trop tard l'ampleur de la situation, que ce soit face aux événements extrêmes ou aux changements graduels plus rapides. En d'autres termes, le changement climatique peut être perçu comme un risque réel seulement quand son évolution s'accélère, et du fait de l'inertie de ce changement et de la société, les conséquences en sont alors décuplées. L'effet paradoxalement bénéfique de l'accélération du changement climatique est qu'en intensifiant les manifestations tangibles de celui-ci, elle en diminue la méconnaissance ou la négligence dans les esprits et contraint à en tenir compte. Bien entendu, la gravité de ses effets s'en trouve accrue et l'urgence de la situation parallèlement aggravée. La communication doit donc permettre aux acteurs de prendre conscience que la temporalité de l'adaptation ne peut pas attendre qu'ils perçoivent l'ampleur du changement climatique : il est nécessaire d'anticiper.

En ce qui concerne l'adaptation à un changement graduel dans une région, les habitants tendent à s'adapter d'eux-mêmes, consciemment ou non, dans le meilleur des cas. Dans le pire des cas, certains meurent, d'autres migrent. C'est ce qui apparaît dans les actualités des dernières années pour certaines productions agricoles, des pêcheries, voire des zones d'habitation. Toutefois, quand une région devient trop vulnérable, cette situation évolue en une crise et ses tentatives de résolution, si elles ont lieu, peuvent s'avérer coûteuse pour la société.

En cas d'adaptation aux événements particulièrement violents, telle la tempête *Xynthia* de 2010, le changement climatique est souvent pointé du doigt, les débats sur l'atténuation et l'adaptation connaissent un regain d'énergie et quelques mesures de prévention sont mises en place rapidement. Ces dernières tendent à faire régner un sentiment de sécurité, contribuant à chasser des esprits les inquiétudes relatives au changement climatique. Or, les communautés déjà touchées sont susceptibles d'être touchées à nouveau, avec plus de gravité que précédemment. Les mesures prises dans l'urgence devraient également prendre en compte les effets projetés du changement climatique. Les résultats de travaux précédents (Seneviratne *et al.*, 2012) indiquent qu'une accélération de celui-ci implique probablement un impact sur la fréquence et l'intensité de ces événements.

Pour toutes ces raisons, une communication adaptée revêt une importance cruciale pour éviter les conséquences néfastes du changement

climatique. L'enjeu est de favoriser dès à présent l'adaptation au changement graduel et la gestion adéquate des risques météorologiques actuels, en lien avec les évolutions futures du climat. En effet, la gravité des menaces liées au changement climatique ne prendra toute son ampleur que lorsqu'elles ne pourront plus être évitées. Il est *a priori* possible d'améliorer le sentiment de sécurité des populations en même temps que la conscience de l'existence du changement climatique. Sur ce point, la notion d'incertitude sur l'ampleur du changement climatique semble être un message mineur face à l'importance de faire comprendre l'ampleur en elle-même, ce qui rejoint les conclusions de la partie 4.1.

4.3.5. Perceptions par les acteurs des conditions de construction d'un débat sur les risques, les opportunités et les limites de l'adaptation

La perception des risques associés au changement climatique, ainsi que la réponse à y apporter en termes d'adaptation, est inhérente à la culture des individus et des communautés locales, et peut alors constituer des limites à l'adaptation (Adger *et al.*, 2009). Par ailleurs, à l'échelle d'une communauté locale, les enjeux les plus pressants sont souvent pensés à court ou moyen terme. En revanche, comme indiqué dans la partie 4.3.1, les effets du changement climatique sont souvent perçus comme étant éloignés dans l'espace et dans le temps, et l'incertitude associée aux projections de ces effets en diminue encore le poids face aux enjeux sociaux et économiques considérés plus immédiats. Le changement climatique semble alors négligeable comparé à ces enjeux. L'exemple des stations de sports d'hiver illustre cette opposition. Aujourd'hui, en contexte de réchauffement, le recours à l'enneigement artificiel permet de ne pas raccourcir la saison d'ouverture des stations de moyenne montagne. Cette stratégie répond aux enjeux socio-économiques locaux et immédiats mais, seule, elle est inadaptée face à la poursuite d'un réchauffement qui conduit inéluctablement vers un « avenir sans neige ». Cette option demeure toutefois pertinente au regard des enjeux – y compris socio-économiques – de long terme si elle s'inscrit dans un plan plus général de reconversion de ces stations touristiques, par exemple en intégrant des mesures de développement des activités estivales. Négliger ces impacts de long terme exposerait les communautés locales à des risques écologiques et socio-économiques plus importants encore. La prise de conscience de ces enjeux de long terme par les populations locales, et leur mise en balance avec les enjeux de court terme, est cruciale.

Il peut apparaître souhaitable, et réalisable *a priori*, de procéder à l'évaluation à l'échelle régionale des menaces et opportunités liées au changement climatique, et de répertorier les modes d'adaptation de la communauté. Comme décrit dans la partie 4.2, un échange multi-acteurs organisé par les acteurs publics de l'échelle territoriale considérée, potentiellement prospectif, réunissant des scientifiques des sciences naturelles et sociales ainsi que des acteurs de la société civile, devrait alors être mené en tenant compte de la compréhension du changement climatique, des valeurs et des intérêts de chacun. Cet échange pourrait être construit à différentes échelles territoriales – de l'échelle locale à l'échelle interétatique – pour permettre une expression optimale des avantages comparatifs locaux. Un processus itératif d'adaptation avec « un niveau de complexité et d'incertitude progressivement plus élevé » avait été proposé en partie 4.1. Il apparaît ici que cette progression dans le niveau de détail de l'information est contrainte par les enjeux des acteurs en présence, mais aussi par leurs connaissances sur le sujet et surtout leurs perceptions. Ces échanges devraient alors être menés après une étude des perceptions des risques dus au changement climatique et de la compréhension du concept d'adaptation pour chacun des acteurs, afin de corriger les manques de connaissances, écarter les perceptions induisant en erreur et ajuster les réponses des services climatiques ou des médiateurs évoqués durant le colloque.

5. CONCLUSION

Ce travail interdisciplinaire, fruit d'une collaboration originale entre seize « acteurs de demain », permet de dégager un certain nombre de conclusions.

La question de savoir comment traiter l'incertitude, d'origines climatique, socio-économique et politique, dans le processus d'adaptation au climat futur méritait bien d'être posée. Elle n'en reste pas moins une question sans réponse simple, qui se formule différemment selon la problématique et les acteurs concernés. Devant le défi de traiter une information scientifique de plus en plus complexe, et comportant toujours des incertitudes, la fourniture de services climatiques en développement semble aujourd'hui une réponse appropriée et nécessaire. Ces services doivent alors apporter une information appréhendable par les acteurs, ce qui signifie qu'elle doit être ciblée et pertinente. Toutefois, l'attention portée au traitement de l'information climatique ne doit pas faire oublier le rôle crucial des paramètres socio-économiques. L'incertitude socio-économique pèse en effet au

moins autant que l'incertitude climatique sur l'élaboration des stratégies d'adaptation et sur le passage à l'action.

Pour communiquer au mieux sur les (in)certitudes liées au changement climatique, un processus itératif a été proposé dans cette discussion. Les différents cas de ce processus ont été abordés, en cherchant à déterminer dans quelles limites les informations pouvaient être transmises ou non. Des approches non linéaires de communication sur les (in)certitudes semblent intéressantes pour soutenir l'adaptation. Cependant, ces méthodes se heurtent souvent à la rigidité des politiques publiques.

Aussi, en parallèle, la formation d'un collectif interdisciplinaire a été proposée. Composé de scientifiques et d'acteurs publics et privés, mêlant compétences et connaissances, ce collectif permettrait d'augmenter l'efficacité de la communication et éventuellement d'accompagner les territoires vers l'adaptation. Les rôles des climatologues, économistes et sociologues ont été évoqués, ainsi que ceux d'autres acteurs tels que les experts en communication. L'intérêt d'ajuster la communication au public et d'adapter les travaux scientifiques – climatologie, économie, sociologie, etc. – aux caractéristiques locales s'est révélé être de la plus haute importance.

En effet, souligné à plusieurs reprises lors du colloque et des discussions qui s'en sont suivies, la communication – et son adaptation au public visé – est apparue comme étant un point essentiel de l'action à mener. Des perceptions faussées ou des manques de connaissances nuisent à la mise en œuvre de mesures d'adaptation au changement climatique. Étudier les perceptions des acteurs pour ajuster son discours est donc nécessaire, que ce soit pour corriger des manques de connaissances ou écarter des perceptions trompeuses, mais aussi pour que chaque acteur soit en mesure de faire entendre son point de vue et de comprendre celui des autres.

Aujourd'hui, le temps d'analyser sans agir est dépassé. Nous avons suffisamment de certitudes pour identifier et mettre en œuvre des stratégies d'adaptation au changement climatique. Il est certain que si rien n'est fait, nous allons faire face à des situations de crise et à des catastrophes. Nous sommes tous vulnérables au changement climatique. Certes pas tous au même niveau et pas tous avec les mêmes moyens, mais le monde de demain risque d'en être bouleversé, et pour réduire l'ampleur de ce drame, il est nécessaire de s'adapter. A cet effet, des collectifs intégrant de nouveaux métiers relevant des sciences et de la communication doivent être créés pour permettre à chacun de connaître ce à quoi il s'expose et comment s'en prémunir. ■



(In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des « acteurs de demain »

BIBLIOGRAPHIE

- Adger, W. N., Dessai, S., Goulden, M., Hulme, M., Lorenzoni, I., Nelson, D.R., Naess, L.O., Wolf, J., and Wreford, A. (2009). Are there social limits to adaptation to climate change? *Climatic Change*, vol. 93, p.335-354.
- Blanchard, A. & Vanderlinden, J. P. (2012). Interdisciplinarité et outils réflexifs : vers une approche globale des trames vertes urbaines. Conclusion. VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement (Hors-série 12).
- Brody, S.D., Zahran, S., Vedlitz, A., and Grover, H. (2008). Examining the relationship between physical vulnerability and public perceptions of global climate change in the United States. *Environment and behavior*, vol. 40, p.72-95.
- Chen, I-C., Hill, J. K., Ohlemüller, R., Roy, D. B. and Thomas, C. D. (2011). Rapid range shifts of species associated with high levels of climate change. *Science*, vol. 333, no. 6045, p.1024-1026.
- Dessai, S., Hulme, M., Lempert, R. and Pielke, Jr. R. (2009). *Climate Prediction : a limit to adaptation ? in Adapting to Climate Change: Thresholds, Values, Governance*, ed. Neil Adger et al., Cambridge University Press.
- IPCC, 2012 : *Summary for Policymakers. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 3-21.
- Jacqueline McGlone, cited by Arthur Nelsen, "CO₂ emissions must be zero by 2070 to prevent climate disaster, UN says", *The Guardian*, 19 novembre 2014.
- Latour, B., (1999). *Politiques de la nature. Comment faire entrer les sciences en démocratie ?* La Découverte, Paris.
- Loarie, S.R., Duffy, P.B., Hamilton, H., Asner G.P., Field, C.B. and Ackerly, D.D. (2009). The velocity of climate change. *Nature*, vol. 462, p.1052-1055.
- Lorenz, S., Dessai, S., Paavola, J. and Forster, P. M. (2013). *The communication of physical science uncertainty in European National Adaptation Strategies in Climatic Change*.
- Moser, S.C. and Ekstrom, J.A. (2010). A framework to diagnose barriers to climate change adaptation. *PNAS*, vol. 107, no. 51.
- Spence, A., Poortinga W., Butler, C. and N.F. Pigeon (2011). Perceptions of climate change and willingness to save energy related to fit the experience. *Nature Climate Change*, Vol. 1, p 46-49.
- Tremblay, M. A. (1968). Initiation à la recherche dans les sciences humaines. "Les classiques des sciences sociales" (http://classiques.uqac.ca/contemporains/tremblay_marc_adelard/initiation_recherche_sc_hum/MAT_initiation_recherche_sc_hum.pdf)
- Van Gameren, V., Weikmans, R. and Zaccai, E. (2014). *L'adaptation au changement climatique*, Paris, Repères, La Découverte.
- Voinov, A., Seppelt, R., Reis, S., Nabel, E.M.S. J. and Shokravi, S. (2014). Values in socio-environmental modelling: Persuasion for action or excuse for inaction. *Environmental Modelling and Software*, n° 53, pp. 207-212.

Bibliographie

- Ahlström, A., Smith, B., Lindström, J., Rummukainen, M. et Uvo, C.B., GCM characteristics explain the majority of uncertainty in projected 21st century terrestrial ecosystem carbon balance. *Biogeosciences* **10**, 1517–1528 (2013).
- Allan, R.P., Regime dependent changes in global precipitation. *Climate Dynamics* **39**, 827–840 (2012).
- Anav, A. *et al.*, Evaluation of Land Surface Models in Reproducing Satellite Derived Leaf Area Index over the High-Latitude Northern Hemisphere. Part II : Earth System Models. *Remote Sensing* **5**, 3637–3661 (2013).
- Andrews, T., Gregory, J.M., Webb, M.J. et Taylor, K.E., Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models. *Geophysical Research Letters* **39**, L09712 (2012).
- Aïchi, L., *Livre vert de la Défense*, Reprographie du Sénat (2014).
- Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Schamm, K. *et al.*, A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901 to present. *Earth System Science Data* **5**, 71–99 (2013).
- Berg, A., Sultan, B. et de Noblet-Ducoudré, N., Including tropical croplands in a terrestrial biosphere model : application to West Africa. *Climatic Change* **104**, 755–782 (2010).
- Bony, S., Bellon, G., Klocke, D., Sherwood, S., Fermepin, S. *et al.*, Robust direct effect of carbon dioxide on tropical circulation and regional precipitation. *Nature Geoscience* **6**, 447–451 (2013).
- Botta, A., Viovy, N., Ciais, P., Friedlingstein, P. et Monfray, P., A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data. *Global Change Biology* **6**, 709–725 (2000).

- Boucher, O., *Aérosols atmosphériques : Propriétés et impacts climatiques*, Ingénierie et développement durable, Springer (2012).
- Bradshaw, G.A. et Borchers, J.G., Uncertainty as information : narrowing the science-policy gap. *Conservation Ecology* **4**, 7 (2000).
- Broecker, W.S., Climatic Change : Are We on the Brink of a Pronounced Global Warming? *Science* **189**, 460–463 (1975).
- Brook, B.W., Sodhi, N.S. et Bradshaw, C.J.A., Synergies among extinction drivers under global change. *Trends in Ecology and Evolution* **23**, 453–460 (2008).
- Brovkin, V., Climate-vegetation interaction. *J. Phys. IV France* **12**, 57–72 (2002).
- Brovkin, V., Boysen, L., Raddatz, T., Gayler, V., Loew, A. *et al.*, Evaluation of vegetation cover and land-surface albedo in MPI-ESM CMIP5 simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* **5**, 48–57 (2013).
- Brovkin, V., Lorenz, S.J., Jungclaus, J., Raddatz, T., Timmreck, C. *et al.*, Sensitivity of a coupled climate-carbon cycle model to large volcanic eruptions during the last millennium. *Tellus B* **62**, 674–681 (2010).
- Buiron, D., Stenni, B., Chappellaz, J., Landais, A., Baumgartner, M. *et al.*, Regional imprints of millennial variability during the MIS 3 period around Antarctica. *Quaternary Science Reviews* **48**, 99–112 (2012).
- Burrows, M.T., Schoeman, D.S., Buckley, L.B., Moore, P., Poloczanska, E.S. *et al.*, The pace of shifting climate in marine and terrestrial ecosystems. *Science* **334**, 652–655 (2011).
- Buzan, J.R., Oleson, K. et Huber, M., Implementation and comparison of a suite of heat stress metrics within the Community Land Model version 4.5. *Geoscientific Model Development* **8**, 151–170 (2015).
- Böhm, G. et Pfister, H.R., Action tendencies and characteristics of environmental risks. *Acta Psychologica* **104**, 317–337 (2000).
- Cao, L., Bala, G. et Caldeira, K., Climate response to changes in atmospheric carbon dioxide and solar irradiance on the time scale of days to weeks. *Environmental Research Letters* **7**, 034015 (2012).
- Chadwick, R., Boutle, I. et Martin, G., Spatial patterns of precipitation change in CMIP5 : Why the rich do not get richer in the tropics. *Journal of Climate* **26**, 3803–3822 (2013).
- Chapin, F.S. *et al.*, Consequences of changing biodiversity. *Nature* **405**, 234–242 (2000).
- Charlson, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O. et Warren, S.G., Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature* **326**, 655–661 (1987).

- Charney, J., Quirk, W.J., Chow, S. et Kornfield, J., A Comparative Study of the Effects of Albedo Change on Drought in Semi-Arid Regions. *Journal of the Atmospheric Sciences* **34**, 1366–1385 (1977).
- Chen, I.C., Hill, J.K., Ohlemüller, R., Roy, D.B. et Thomas, C.D., Rapid Range Shifts of Species Associated with High Levels of Climate Warming. *Science* **333**, 1024–1026 (2011).
- Chou, C., Chiang, J.C.H., Lan, C.W., Chung, C.H., Liao, Y.C. *et al.*, Increase in the range between wet and dry season precipitation. *Nature Geoscience* **6**, 263–267 (2013).
- Christensen, J.H. *et al.*, Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Church, J.A. *et al.*, Sea Level Change, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Collins, M. *et al.*, Long-Term Climate Change : Projections, Commitments and Irreversibility, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Collins, W.J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P. *et al.*, Development and evaluation of an Earth-system model - HadGEM2. *Geoscientific Model Development* **4**, 1051–1075 (2011).
- Colwell, R.K., Brehm, G., Cardelús, C.L., Gilman, A.C. et Longino, J.T., Global Warming, Elevational Range Shifts, and Lowland Biotic Attrition in the Wet Tropics. *Science* **322**, 258–261 (2008).
- Cornell, S., Berkhout, F., Tuinstra, W., Tebara, J.D., Jäger, J. *et al.*, Opening up knowledge systems for better responses to global environmental change. *Environmental Science and Policy* **28**, 60–70 (2013).
- Cox, P.M., Description of the TRIFFID Dynamic Global Vegetation Model, Tech. rep., Hadley Centre, Met Office, UK (2001).
- Cox, P.M., Betts, R.A., Jones, C.D., Spall, S.A. et Totterdell, I.J., Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* **408**, 184–187 (2000).
- Cubasch, U. *et al.*, Introduction, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).



- Dawson, T.P., Jackson, S.T., House, J.I., Prentice, I.C. et Mace, G.M., Beyond Predictions : Biodiversity Conservation in a Changing Climate. *Science* **332**, 53–58 (2011).
- de Elía, R., Biner, S., Frigon, A. et Côté, H., Timescales associated with climate change and their relevance in adaptation strategies. *Climatic Change* **126**, 93–106 (2014).
- de Noblet-Ducoudré, N., Boisier, J.P., Pitman, A., Bonan, G.B., Brovkin, V. *et al.*, Determining Robust Impacts of Land-Use-Induced Land Cover Changes on Surface Climate over North America and Eurasia : Results from the First Set of LUCID Experiments. *Journal of Climate* **25**, 3261–3281 (2012).
- Dirmeyer, P.A. et Shukla, J., Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **99**, 20863–20877 (1994).
- Dobrowski, S.Z., Abatzoglou, J., Swanson, A.K., Greenberg, J.A., Mynsberge, A.R. *et al.*, The climate velocity of the contiguous United States during the 20th century. *Global Change Biology* **19**, 241–251 (2013).
- Douville, H., Chauvin, F. et Broqua, H., Influence of Soil Moisture on the Asian and African Monsoons. Part I : Mean Monsoon and Daily Precipitation. *Journal of Climate* **14**, 2381–2403 (2001).
- Drijfhout, S., Bathiany, S., Beaulieu, C., Brovkin, V., Claussen, M. *et al.*, Catalogue of abrupt shifts in Intergovernmental Panel on Climate Change climate models. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **112**, E5777–E5786 (2015).
- Eyzaguirre, J. et Warren, F.J., Adaptation : établir un lien entre la recherche et la pratique, in *Vivre avec les changements climatiques au Canada : perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, pages 253–286, Gouvernement du Canada (2014).
- Falloon, P.D., Dankers, R., Betts, R.A., Jones, C.D., Booth, B.B.B. *et al.*, Role of vegetation change in future climate under the A1B scenario and a climate stabilisation scenario, using the HadCM3C Earth system model. *Biogeosciences* **9**, 4739–4756 (2012).
- Flato, G. *et al.*, Evaluation of Climate Models, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Flato, G.M., Earth system models : an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change* **2**, 783–800 (2011).
- Forster, P. *et al.*, Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 748–845, Cambridge University Press (2007).

- Forster, P.M., Andrews, T., Good, P., Gregory, J.M., Jackson, L.S. *et al.*, Evaluating adjusted forcing and model spread for historical and future scenarios in the CMIP5 generation of climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **118**, 1139–1150 (2013).
- Fu, Y.H. *et al.*, Declining global warming effects on the phenology of spring leaf unfolding. *Nature* **526**, 104–107 (2015).
- Garnier, E., *Les dérangements du temps, 500 ans de chaud et froids en Europe*, Plon (2010).
- Ge, J., On the Proper Use of Satellite-Derived Leaf Area Index in Climate Modeling. *Journal of Climate* **22**, 4427–4433 (2009).
- Gerlach, T., Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide. *Eos, Transactions American Geophysical Union* **92**, 201–202 (2011).
- Gerlagh, R. et Michielsen, T.O., Moving targets - cost-effective climate policy under scientific uncertainty. *Climatic Change* **132**, 519–529 (2015).
- Gervois, S., de Noblet-Ducoudré, N., Viovy, N., Ciais, P., Brisson, N. *et al.*, Including Croplands in a Global Biosphere Model : Methodology and Evaluation at Specific Sites. *Earth Interactions* **8**, 1–25 (2004).
- Gifford, R., The dragons of inaction : Psychological barriers that limit climate change mitigation and adaptation. *American Psychologist* **66**, 290–302 (2011).
- Gilman, E.L., Ellison, J., Duke, N.C. et Field, C., Threats to mangroves from climate change and adaptation options : a review. *Aquatic Botany* **89**, 237–250 (2008).
- Giorgi, F. et Bi, X., Time of emergence (ToE) of GHG-forced precipitation change hot-spots. *Geophysical Research Letters* **36**, L06709 (2009).
- Graversen, R.G. et Wang, M., Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Climate Dynamics* **33**, 629–643 (2009).
- Gregory, M.J., Vertical heat transports in the ocean and their effect on time-dependent climate change. *Climate Dynamics* **16**, 501–515 (2000).
- Greve, P., Orlowsky, B., Mueller, B., Sheffield, J., Reichstein, M. *et al.*, Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nature Geoscience* (2014).
- Grothmann, T. et Patt, A., Adaptive capacity and human cognition : The process of individual adaptation to climate change. *Global Environmental Change* **15**, 199–213 (2005).
- Hansen, J., Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P. *et al.*, Climate Impact of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide. *Science* **213**, 957–966 (1981).
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M. et Lo, K., Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics* **48** (2010).



- Hansen, J., Sato, M. et Ruedy, R., Perception of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **109**, 2415–2423 (2012).
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Schmidt, G.A. et Lo, K., Global Temperature in 2015 (2016).
- Harris, I., Jones, P., Osborn, T. et Lister, D., Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology* **34**, 623–642 (2014).
- Hartmann, D.L. *et al.*, Observations : Atmosphere and Surface, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Hawkins, E. et Sutton, R., The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bulletin of American Meteorological Society* **90**, 1095–1107 (2009).
- Hawkins, E. et Sutton, R., The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics* **37**, 407–418 (2011).
- Hawkins, E. et Sutton, R., Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters* **39**, L01702 (2012).
- Held, I.M. et Soden, B.J., Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate* **19**, 5686–5699 (2006).
- Hoegh-Guldberg, O., Climate change and coral reefs : Trojan horse or false prophecy? *Coral Reefs* **28**, 569–575 (2008).
- Holland, M.M. et Bitz, C.M., Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics* **21**, 21–232 (2003).
- Holmgren, M., Hirota, M., van Nes, E.H. et Scheffe, M., Effects of interannual climate variability on tropical tree cover. *Nature Climate Change* **3**, 755–758 (2013).
- Hurt, G. *et al.*, Harmonization of land-use scenarios for the period 1500-2100 : 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands. *Climatic Change* **109**, 117–161 (2011).
- IPCC, *Climate Change : The IPCC Response Strategies*, Cambridge University Press (1990).
- IPCC, *Special Report on Emissions Scenarios*, Cambridge University Press (2000).
- IPCC, Summary for Policymakers, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2007).

- IPCC, Summary for policymakers, in *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*, pages 1–19, Cambridge University Press (2012).
- IPCC, Summary for policymakers, in *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 1–32, Cambridge University Press (2014).
- Ji, F., Zhaohua, W., Jianping, H. et Chassignet, E.P., Evolution of land surface air temperature trend. *Nature Climate Change* **4**, 462–466 (2014).
- Jones, R.N. *et al.*, Foundations for decision making, in *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 195–228, Cambridge University Press (2014).
- Joshi, M., Gregory, J., Webb, M., Sexton, D. et Johns, T., Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Climate Dynamics* **30**, 455–465 (2008).
- Joussaume, S., *Climat d'hier à demain*, Éditions CNRS (1993).
- Keeling, C.D., Chin, J.F.S. et Whorf, T.P., Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature* **382**, 146–149 (1996).
- Kinzig, A.P., Bridging Disciplinary Divides to Address Environmental and Intellectual Challenges. *Ecosystems* **4**, 709–715 (2001).
- Kirtman, B. *et al.*, Near-term Climate Change : Projections and Predictability., in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Kjellstrom, T., Holmer, I. et Lemke, B., Workplace heat stress, health and productivity – an increasing challenge for low and middle-income countries during climate change. *Global Health Action* **2** (2009).
- Klein, R.J.T. *et al.*, Adaptation opportunities, constraints, and limits., in *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 899–943, Cambridge University Press (2014).
- Knutti, R., Joos, F., Müller, S.A., Plattner, G.K. et Stocker, T.F., Probabilistic climate change projections for CO₂ stabilization profiles. *Geophysical Research Letters* **32**, L20707 (2005).



- Knutti, R., Masson, D. et Gettelman, A., Climate model genealogy : Generation CMIP5 and how we got there. *Geophysical Research Letters* **40**, 1194–1199 (2013).
- Kopp, G. et Lean, J.L., A new, lower value of total solar irradiance : Evidence and climate significance. *Geophysical Research Letters* **38**, L01706 (2011).
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J. *et al.*, A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles* **19**, GB1015 (2005).
- Lammel, A., Dugas, E. et Guillen Gutierrez, E., L'apport de la psychologie cognitive à l'étude de l'adaptation aux changements climatiques : la notion de vulnérabilité cognitive. *VertigO* **12** (2012).
- Lammel, A. et Kozakai, T., Percepcion y representacion de los riesgos de la contaminacion atmosférica segun el pensamiento holistico y el pensamiento analitico. *Desacatos* **8**, 85–98 (2005).
- Lammel, A. et Resche-Rigon, P., La pollution atmosphérique comme objectif cognitif : diversité des perceptions, in *Évaluation et perception de l'exposition à la pollution atmosphérique*, pages 71–85, La Documentation Française (2007).
- Lavorel, S. *et al.*, Plant Functional Types : Are We Getting Any Closer to the Holy Grail?, in *Terrestrial Ecosystems in a Changing World*, Springer-Verlag (2007).
- Legras, B., Mestre, O., Bard, E. et Yiou, P., A critical look at solar-climate relationships from long temperature series. *Climate of the Past* **6**, 745–758 (2010).
- Leiserowitz, A., Climate Change Risk Perception and Policy Preferences : The Role of Affect, Imagery, and Values. *Climatic Change* **77**, 45–72 (2006).
- Lemieux, C.J., Beechey, T.J. et Gray, P.A., Prospects for Canada's protected areas in an era of rapid climate change. *Land Use Policy* **28**, 928–941 (2011).
- Liebmann, B., Dole, R.M., Jones, C., Bladé, I. et Allured, D., Influence of Choice of Time Period on Global Surface Temperature Trend Estimates. *Bulletin of the American Meteorological Society* **91**, 1485–1491 (2010).
- Liu, C. et Allan, R.P., Observed and simulated precipitation responses in wet and dry regions 1850-2100. *Environmental Research Letters* **8**, 034002 (2013).
- Loarie, S.R., Duffy, P.B., Hamilton, H., Asner, G.P., Field, C.B. *et al.*, The velocity of climate change. *Nature* **462**, 1052–1055 (2009).
- Loveland, T.R., Reed, B.C., Brown, J.F., Ohlen, D.O., Zhu, Z. *et al.*, Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing* **21**, 1303–1330 (2000).
- Lyu, K., Zhang, X., Church, J.A., Slangen, A.B.A. et Hu, J., Time of emergence for regional sea-level change. *Nature Climate Change* **4**, 1006–1010 (2014).

- Mahlstein, I., Daniel, J.S. et Solomon, S., Pace of shifts in climate regions increases with global temperature. *Nature Climate Change* **3**, 739–743 (2013).
- Mahlstein, I. et Knutti, R., Regional climate change patterns identified by cluster analysis. *Climate Dynamics* **35**, 587–600 (2010).
- Mahlstein, I., Knutti, R., Solomon, S. et Portmann, R.W., Early onset of significant local warming in low latitude countries. *Environmental Research Letters* **6**, 034009 (2011).
- Mahlstein, I., Portmann, R.W., Daniel, J.S., Solomon, S. et Knutti, R., Perceptible changes in regional precipitation in a future climate. *Geophysical Research Letters* **39**, L05701 (2012).
- Maignan, F., Bréon, F.M., Bacour, C., Demarty, J. et Poirson, A., Interannual vegetation phenology estimates from global AVHRR measurements. Comparison with in situ data and applications. *Remote Sensing of Environment* **112**, 496–505 (2007).
- Malhi, Y., Roberts, J.T., Betts, R.A., Killeen, T.J., Li, W. *et al.*, Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. *Science* **319**, 169–172 (2008).
- Malhi, Y. *et al.*, Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **106**, 20610–20615 (2009).
- Manabe, S., Bryan, K. et Spelman, M.J., Transient Response of a Global Ocean-Atmosphere Model to a Doubling of Atmospheric Carbon Dioxide. *Journal of Physical Oceanography* **20**, 722–749 (1990).
- Maraun, D., When will trends in European mean and heavy daily precipitation emerge? *Environmental Research Letters* **8**, 014004 (2013).
- Marcott, S.A., Shakun, J.D., Clark, P.U. et Mix, A.C., A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. *Science* **339**, 1198–1201 (2013).
- Marquet, V. et Salles, D., L’adaptation au changement climatique en France et au Québec. Constructions institutionnelles convergentes et diffusions contrastées. *Critique internationale* **62**, 160p (2014).
- Masson-Delmotte, V. *et al.*, Information from Paleoclimate Archives, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Masterton, J.M. et Richardson, F.A., *Humidex : A Method of Quantifying Human Discomfort Due to Excessive Heat and Humidity*, Canada : Atmospheric Environment Service, Environment (1979).



- Masui, T., Matsumoto, K., Hijioka, Y., Kinoshita, T., Nozawa, T. *et al.*, An emission pathway for stabilization at 6 Wm⁻² radiative forcing. *Climatic Change* **109**, 59–76 (2011).
- Meinshausen, M., Smith, S., Calvin, K., Daniel, J., Kainuma, M. *et al.*, The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change* **109**, 213–241 (2011).
- Menzel, A. et Fabian, P., Growing season extended in Europe. *Nature* **397**, 659–659 (1999).
- Miller, G.H., Geirsdóttir, A., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L. *et al.*, Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters* **39**, L02708 (2012).
- Mitchell, J.F., Budich, R., Joussaume, S., Lawrence, B. et Marotzke, J., *Infrastructure Strategy for the European Earth System Modeling Community 2012-2022*, ENES Report series 1 (2012).
- Mora, C., Frazier, A.G., Longman, R.J., Dacks, R.S., Walton, M.M. *et al.*, The projected timing of climate departure from recent variability. *Nature* **502**, 183–187 (2013).
- Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A. et Jones, P.D., Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates : The HadCRUT4 data set. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **117** (2012).
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K. *et al.*, The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* **463**, 747–756 (2010).
- Myhre, G. *et al.*, Anthropogenic and Natural Radiative Forcing, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2013).
- Myneni, R.B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar, G. et Nemani, R.R., Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature* **386**, 698–702 (1997).
- Neelin, J.D., Münnich, M., Su, H., Meyerson, J.E. et Holloway, C.E., Tropical drying trends in global warming models and observations. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **103**, 6110–6115 (2006).
- New, M., Four degrees and beyond : the potential for a global temperature increase of four degrees and its implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **369**, 4–5 (2010).
- Newman, M. *et al.*, The Pacific Decadal Oscillation revisited. *Journal of Climate* (submitted).

- Nisbett, R.E., Peng, K., Choi, I. et Norenzayan, A., Culture and Systems of Thought : Holistic Versus Analytic Cognition. *Psychological Review* **108**, 291–310 (2001).
- Nogués-Bravo, D., Araújo, M.B., Errea, M.P. et Martínez-Rica, J.P., Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st Century. *Global Environmental Change* **17**, 420–428 (2007).
- O'Connor, R.E., Bard, R.J. et F., A., Risk Perceptions, General Environmental Beliefs, and Willingness to Address Climate Change. *Risk Analysis* **19**, 461–471 (1999).
- O'Neill, B.C. et Oppenheimer, M., Climate change impacts are sensitive to the concentration stabilization path. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **101**, 16411–16416 (2004).
- Ordóñez, A., Martinuzzi, S., Radeloff, V.C. et Williams, J.W., Combined speeds of climate and land-use change of the conterminous US until 2050. *Nature Climate Change* **4**, 811–816 (2014).
- Ostberg, S., Lucht, W., Schaphoff, S. et Gerten, D., Critical impacts of global warming on land ecosystems. *Earth System Dynamics* **4**, 347–357 (2013).
- Pacteau, C. et Lammel, A., La question climatique : savoirs, représentation, discours, GIS Climat-Environnement-Société, Laboratoire Paragraphe (2016).
- Parmesan, C. et Yohe, G., A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* **421**, 37–42 (2003).
- Patt, A., Should adaptation be a distinct field or science? *Climate and Development* **5**, 187–188 (2013).
- Peters, G.P., Andrew, R.M., Boden, T., Canadell, J.G., Ciais, P. et al., The challenge to keep global warming below 2°C. *Nature Clim. Change* **3**, 4–6 (2013).
- Piao, S., Friedlingstein, P., Ciais, P., Viovy, N. et Demarty, J., Growing season extension and its impact on terrestrial carbon cycle in the Northern Hemisphere over the past 2 decades. *Global Biogeochemical Cycles* **21** (2007).
- Piao, S., Friedlingstein, P., Ciais, P., Zhou, L. et Chen, A., Effect of climate and CO₂ changes on the greening of the Northern Hemisphere over the past two decades. *Geophysical Research Letters* **33**, L23402 (2006).
- Pielke, R., Rethinking the role of adaptation in climate policy. *Global Environmental Change* **8**, 159–170 (1998).
- Pielke, R.A., Avissar, R.I., Raupach, M., Dolman, A.J., Zeng, X. et al., Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems : influence on weather and climate. *Global Change Biology* **4**, 461–475 (1998).



- Poli, P., Hersbach, H., Tan, D., Dee, D., Thépaut, J.N. *et al.*, The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C). *ERA Report Series* (2013).
- Polson, D., Hegerl, G.C., Allan, R.P. et Sarojini, B.B., Have greenhouse gases intensified the contrast between wet and dry regions? *Geophysical Research Letters* **40**, 4783–4787 (2013).
- Pongratz, J., Reick, C.H., Houghton, R.A. et House, J.I., Terminology as a key uncertainty in net land use and land cover change carbon flux estimates. *Earth System Dynamics* **5**, 177–195 (2014).
- Port, U., Brovkin, V. et Claussen, M., The influence of vegetation dynamics on anthropogenic climate change. *Earth System Dynamics* **3**, 233–243 (2012).
- Prentice, I.C., Bondeau, A., Cramer, W., Harrison, S.P., Hickler, T. *et al.*, Dynamic Global Vegetation Modeling : Quantifying Terrestrial Ecosystem Responses to Large-Scale Environmental Change, in *Terrestrial Ecosystems in a Changing World*, Global Change — The IGBP Series, pages 175–192, Springer Berlin Heidelberg (2007).
- Quilcaille, Y., Chavaillaz, Y., Giguet, S., Jézéquel, A., Rajaud, A. *et al.*, (In)certitudes et adaptation au climat futur : le regard des "acteurs de demain". *Studies Iddri, Paris, France* **4**, 34p (2015).
- Räisänen, J., CO₂-Induced Climate Change in CMIP2 Experiments : Quantification of Agreement and Role of Internal Variability. *Journal of Climate* **14**, 2088–2104 (2001).
- Reick, C.H., Raddatz, T., Brovkin, V. et Gayler, V., Representation of natural and anthropogenic land cover change in MPI-ESM. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* **5**, 459–482 (2013).
- Reser, J.P., Morrissey, S.A. et Ellul, M., The threat of climate change : Psychological response, adaptation, and impacts, in *Climate Change and Human Well-Being : Global Challenges and Opportunities*, pages 19–42, Springer Science (2011).
- Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V. *et al.*, RCP 8.5 - A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change* **109**, 33–57 (2011).
- Ricke, K.L. et Caldeira, K., Maximum warming occurs about one decade after a carbon dioxide emission. *Environmental Research Letters* **9**, 124002 (2014).
- Rounsevell, M.D.A. *et al.*, Towards decision-based global land use models for improved understanding of the Earth system. *Earth System Dynamics* **5**, 117–137 (2014).

- Sandel, B., Arge, L., Dalsgaard, B., Davies, R.G., Gaston, K.J. *et al.*, The Influence of Late Quaternary Climate-Change Velocity on Species Endemism. *Science* **334**, 660–664 (2011).
- Schneider, D.P., Ammann, C.M., Otto-Bliesner, B.L. *et al.*, Climate response to large, high-latitude and low-latitude volcanic eruptions in the Community Climate System Model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **114**, D15101 (2009).
- Seidel, D.J., Fu, Q., Randel, W.J. *et al.*, Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nature Geoscience* **1**, 21–24 (2008).
- Seidl, R., Brand, F.S., Stauffacher, M., Krätli, P., Le, Q.B. *et al.*, Science with Society in the Anthropocene. *AMBIO* **42**, 5–12 (2013).
- Settler, J. *et al.*, Terrestrial and inland water systems, in *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 195–228, Cambridge University Press (2014).
- Shukla, J. *et al.*, Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science* **215**, 1498–1501 (1982).
- Simonet, G., Une brève histoire de l'adaptation : l'évolution conceptuelle au fil des rapports du GIEC (1990-2014). *Nat. Sci. Soc.* **23**, S52–S64 (2015).
- Smith, S.J., Edmonds, J., Hartin, C.A., Mundra, A. *et al.*, Near-term acceleration in the rate of temperature change. *Nature Climate Change* **5**, 333–336 (2015).
- Spence, A., Poortinga, W. *et al.*, The psychological distance of climate change. *Risk Analysis* **32**, 957–972 (2012).
- Stafford Smith, M., Horrocks, L., Harvey, A. *et al.*, Rethinking adaptation for a 4°C world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **369**, 196–216 (2010).
- Steadman, R.G., A Universal Scale of Apparent Temperature. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **23**, 1674–1687 (1984).
- Sternberg, T., Chinese Drought, Wheat, and the Egyptian Uprising : How a Localized Hazard Became Globalized, in *The Arab Spring and Climate Change, A Climate and Security Correlations Series*, Center for American Progress (2013).
- Stocker, T. *et al.*, Physical climate processes and feedbacks, in *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press (2001).
- Street, R., Jacob, D., Parry, M., Runge, T. *et al.*, *A European research and innovation Roadmap for Climate Services*, European Commission (2015).



- Sud, Y.C. et Fennessy, M., A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the glas GCM. *Journal of Climatology* **2**, 105–125 (1982).
- Sud, Y.C., Shukla, J. et Mintz, Y., Influence of Land Surface Roughness on Atmospheric Circulation and Precipitation : A Sensitivity Study with a General Circulation Model. *Journal of Applied Meteorology* **27**, 1036–1054 (1988).
- Sui, Y., Lang, X. et Jiang, D., Time of emergence of climate signals over China under the RCP4.5 scenario. *Climatic Change* **125**, 265–276 (2014).
- Szczypta, C., Calvet, J.C., Maignan, F., Dorigo, W., Baret, F. *et al.*, Suitability of modelled and remotely sensed essential climate variables for monitoring Euro-Mediterranean droughts. *Geoscientific Model Development* **7**, 931–946 (2014).
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J. et Meehl, G.A., An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society* **93**, 485–498 (2011).
- Thackeray, S.J. *et al.*, Trophic level asynchrony in rates of phenological change for marine, freshwater and terrestrial environments. *Global Change Biology* **16**, 3304–3313 (2010).
- Thomson, A.M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A. *et al.*, RCP4.5 : a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change* **109**, 77–94 (2011).
- Travis, W.R. et Huisenga, M.T., The effect of rate of change, variability, and extreme events on the pace of adaptation to a changing climate. *Climatic Change* **121**, 209–222 (2013).
- Valkering, P. *et al.*, Puzzle-solving for policy II, in *Proceedings of the EU Advanced Summer Course in Integrated Assessment Methodology*, pages 1–149 (2005).
- van Vuuren, D.P., Stehfest, E., den Elzen, M.G.J., Kram, T., van Vliet, J. *et al.*, RCP2.6 : exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2C. *Climatic Change* **109**, 95–116 (2011b).
- Van Vuuren, D.P. *et al.*, The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change* **109**, 5–31 (2011).
- Vecchi, G.A. et Soden, B.J., Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. *Journal of Climate* **20**, 4316–4340 (2007).
- Voinov, A., Seppelt, R., Reis, S., Nabel, J.E.M.S. et Shokravi, S., Values in socio-environmental modelling : Persuasion for action or excuse for inaction. *Environmental Modelling and Software* **53**, 207–212 (2014).
- Vose, R.S. *et al.*, The Global Historical Climatology Network : Long-Term Monthly Temperature, Precipitation, Sea Level Pressure, and Station Pressure Data (1992).

- Vose, R.S. *et al.*, NOAA's Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis. *Bulletin of American Meteorological Society* **93**, 1677–1685 (2012).
- Warszawski, L. *et al.*, A multi-model analysis of risk of ecosystem shifts under climate change. *Environmental Research Letters* **8**, 044018 (2013).
- Weber, E.U., What shapes perceptions of climate change? *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change* **1**, 332–342 (2010).
- White, M.A., De Beurs, K.M., Didan, K., Inouye, D.W., Richardson, A.D. *et al.*, Intercomparison, interpretation, and assessment of spring phenology in North America estimated from remote sensing for 1982-2006. *Global Change Biology* **15**, 2335–2359 (2009).
- Williams, J.W., Jackson, S.T. et Kutzbach, J.E., Projected distributions of novel and disappearing climates by 2100 AD. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **104**, 5738–5742 (2007).
- Woodward, F.I., *Climate and plant distribution*, Cambridge University Press (1987).
- Zampieri, M., D'Andrea, F., Vautard, R., Ciais, P., de Noblet-Ducoudré, N. *et al.*, Hot European Summers and the Role of Soil Moisture in the Propagation of Mediterranean Drought. *Journal of Climate* **22**, 4747–4758 (2009).
- Zeng, N. et Yoon, J., Expansion of the world's deserts due to vegetation-albedo feedback under global warming. *Geophysical Research Letters* **36**, L17401 (2009).
- Zhang, X., Friedl, M.A., Schaaf, C.B., Strahler, A.H., Hodges, J.C.F. *et al.*, Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment* **84**, 471–475 (2003).
- Zhao, Y., Ducharne, A., Sultan, B., Braconnot, P. et Vautard, R., Estimating heat stress from climate-based indicators : present-day biases and future spreads in the CMIP5 global climate model ensemble. *Environmental Research Letters* **10**, 084013 (2015).
- Zhou, L., Tucker, C.J., Kaufmann, R.K., Slayback, D., Shabanov, N.V. *et al.*, Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *J. Geophys. Res.* **106**, 20069–20083 (2001).



Table des figures

1.1	Schéma du système climatique, de ses composantes et de leurs différentes interactions (reproduit de Joussaume, 1993).	26
1.2	Schéma simplifié des cellules de Hadley. Les alizés sous les tropiques et les vents d'ouest sont représentés. Issu du site web de l'Université du Maine, USA.	27
1.3	Les différents facteurs pouvant intervenir dans un déséquilibre du bilan énergétique terrestre (tiré de Cubasch <i>et al.</i> , 2013).	28
1.4	Reconstruction du rayonnement solaire incident depuis 1745 selon plusieurs simulations (issu de Myhre <i>et al.</i> , 2013).	30
1.5	Estimations de l'épaisseur optique visible des particules d'acide sulfurique dans la stratosphère formés lors d'éruptions volcaniques entre 1860 et 2000. Les résultats montrés proviennent de deux jeux de données différents qui ont été utilisés dans les intégrations récentes de modèles de climat (issu de Forster <i>et al.</i> , 2007).	31
1.6	Évolution du forçage radiatif causé par les émissions anthropiques de GES du début de l'ère industrielle à nos jours (issu de Myhre <i>et al.</i> , 2013).	32
1.7	Histogramme du forçage radiatif par facteur calculé pour la période allant de 1750 à 2011 (issu de Myhre <i>et al.</i> , 2013). Les barres d'incertitudes représentent l'intervalle de confiance de 90%.	32
1.8	Évolution observée de l'anomalie de température annuelle globale à la surface par rapport à la climatologie de la période 1961-1990 pour la dernière version de trois bases de données : HadCRUT4 (Morice <i>et al.</i> , 2012), GISS (Hansen <i>et al.</i> , 2010) et MLOST (Vose <i>et al.</i> , 2012). Issu de Hartmann <i>et al.</i> (2013).	33

1.9	Fréquence d'occurrence des anomalies de température saisonnières locales en fonction de la déviation standard locale sur les surfaces continentales de l'hémisphère Nord. Les graphiques du haut correspondent à l'été boréal (i.e. juin, juillet et août). Ceux du bas à l'hiver boréal (i.e. décembre, janvier et février). Tiré de Hansen <i>et al.</i> (2016).	34
1.10	Schéma des différentes composantes d'un ESM et de leurs interactions (basé sur Mitchell <i>et al.</i> , 2012).	36
1.11	Découpage de l'atmosphère pour la composante atmosphérique des GCMs de la NOAA, États-Unis.	38
1.12	Schéma des expériences à long terme de CMIP5 avec les simulations des tiers 1 (en rose) et 2 (en jaune) organisées de manière circulaire. Les simulations du cercle vert peuvent être réalisées par les modèles représentant le cycle du carbone (issu de Taylor <i>et al.</i> , 2011).	40
1.13	Relation linéaire entre les valeurs d'ECS et de TCR d'une partie des modèles participant à CMIP5 (issu de Flato <i>et al.</i> , 2013).	42
1.14	Projections de la population mondiale pour les quatre scénarios RCP. L'enveloppe grise correspond à l'ensemble des scénarios des Nations Unies (du minimum au maximum) (issu de Van Vuuren <i>et al.</i> , 2011).	45
1.15	À gauche, évolution de la consommation d'énergie primaire pour les différents scénarios RCP. Les enveloppes gris clair et foncé se réfèrent au 90 ^{ème} percentile et au 98 ^{ème} percentile de la base de données de l'AR4. À droite, proportion des différentes sources d'énergie consommée en 2000, puis projetée en 2100 pour chaque scénario RCP (issu de Van Vuuren <i>et al.</i> , 2011).	45
1.16	Utilisation des sols selon chaque RCP. L'enveloppe grise correspond au 90 ^{ème} percentile des scénarios rapportés dans la littérature (issu de Van Vuuren <i>et al.</i> , 2011).	46
1.17	Émissions anthropiques de CO ₂ . Les enveloppes gris clair et foncé se réfèrent au 90 ^{ème} percentile et au 98 ^{ème} percentile de la littérature. Les lignes pointillées représentent quatre des scénarios explicités dans l'AR4 (issu de Van Vuuren <i>et al.</i> , 2011).	46
1.18	Forçage radiatif théorique imposé dans la définition des scénarios RCP (issu de Meinshausen <i>et al.</i> , 2011).	46
1.19	Évolution temporelle des anomalies de température globale moyenne à la surface par rapport à la référence fixe 1986-2005, issue de l'exercice CMIP5 pour chaque scénario RCP (tiré de Collins <i>et al.</i> , 2013).	48

1.20	Changements globaux de précipitations en mm/jour par rapport aux changements globaux de température de surface en degrés °C selon une référence fixe 1986-2005, issus de l'exercice CMIP5 pour chaque scénario RCP. Chaque ligne représente un modèle de climat différent (tiré de Collins <i>et al.</i> , 2013).	48
1.21	Changements spatiaux de température (à gauche) et de précipitations (à droite) dérivés de l'exercice CMIP5, normalisés pour un changement de température globale de 1°C. Ces changements sont calculés par des différences de moyennes sur des périodes de 20 ans (i.e. 1986-2005 et 2081-2100) pour tous les scénarios RCP (tiré de Collins <i>et al.</i> , 2013).	48
1.22	Diagramme schématique des changements majeurs projetés pour le cycle hydrologique. Les flèches bleues indiquent les mouvements principaux de l'eau dans le système climatique. Les zones ombrées représentent les régions ayant une forte probabilité de s'assécher ou de s'humidifier. Les flèches jaunes indiquent un important changement de la circulation de Hadley (tiré de Collins <i>et al.</i> , 2013) . . .	49
1.23	Évolution temporelle des anomalies de température globale moyenne à la surface par rapport à la référence fixe 1981-2000 selon les familles ou sous-groupes de scénarios SRES explicités dans l'AR4. Les enveloppes de couleur représentent la déviation standard de la gamme des moyennes annuelles de chaque AOGCM participant à CMIP3. Les barres grises sur la droite de la figure donnent la gamme probable des réponses des ESMs selon six familles de scénarios retenus dans l'AR4 (tiré de IPCC, 2007).	51
2.1	ToE du réchauffement local significatif issus de 37 modèles participant à l'exercice CMIP5 selon le scénario RCP4.5. Le réchauffement est quantifié par l'anomalie de température moyenne semi-annuelle par rapport à la référence 1986-2005, et le bruit par la déviation standard de la température moyenne semi-annuelle issue d'une simulation de contrôle de chaque modèle. Les cartes représentent l'année médiane à laquelle le rapport « signal sur bruit » excède 1 d'octobre à mars (à gauche) et d'avril à septembre (à droite). Les histogrammes représentent la distribution du ToE sur trois régions données par le panel de modèles utilisés (tiré de Hawkins et Sutton, 2012; Kirtman <i>et al.</i> , 2013).	56
2.2	(a) Cumul du nombre de personnes en fonction des années auxquelles la température globale annuelle de l'endroit où ils vivent dépassera l'enveloppe minimum-maximum de la période 1860-2005. Les pointillés correspondent à l'année 2050. (b) Relation entre le PIB par habitant et l'année moyenne de l'émergence du changement de température. Le RCP4.5 est représenté en bleu, alors que le RCP8.5 est représenté en rouge (tiré de Mora <i>et al.</i> , 2013).	56



- 2.3 Fraction cumulative de la surface du globe où la température globale annuelle (lignes continues) et mensuelle (lignes pointillées) dépassera la variabilité de la période 1860-2005 pour le scénario RCP4.5 (en bleu) et pour le RCP8.5 (en rouge) (tiré de Mora *et al.*, 2013). 57
- 2.4 Augmentation de la température globale nécessaire à l'émergence d'un signal significatif (selon le test de Kolmogorov-Smirnov à 95%) de changement de précipitations par rapport à la référence 1900-1929 pendant la période de trois mois la plus humide. Les cartes de gauche montrent une émergence probable (i.e. 66%) et les cartes de droite une émergence très probable (i.e. 90%). Les cartes **(a,b)** correspondent aux résultats par point de grille des modèles de climat et les cartes **(c,d)** agrègent les résultats par régions définies comme ayant des régimes de précipitations semblables (Mahlstein et Knutti, 2010). Les teintes bleues correspondent à une humidification, les rouges à un assèchement et les blanches signifient qu'il n'y a pas d'émergence du signal avant 2100. Le scénario utilisé est le SRES A1B (tiré de Mahlstein *et al.*, 2012). 58
- 2.5 Évolution temporelle du changement moyen de précipitations sur 20 ans (lignes continues) et de sa déviation standard (lignes pointillées) en août et septembre. Le graphique de gauche représente l'évolution sur le bassin méditerranéen et celui de droite l'évolution simulée en Inde. Les barres verticales représentent le ToE du changement de précipitations pour différents scénarios de l'expérience CMIP3 : en rouge, le scénario se rapprochant le plus du RCP8.5 ; en vert et bleu, des scénarios incluant des mesures d'atténuation (tiré de Giorgi et Bi, 2009). 59
- 2.6 Évaluation du temps d'émergence du changement de précipitations sur une grille de 25 kilomètres de côté sur le continent européen selon le scénario A1B. Le ToE correspond au moment où une tendance linéaire dépasse 20% de la variabilité interne (pour plus d'infos sur la méthode de calcul, se référer à l'article correspondant). Chaque carte correspond respectivement à la moyenne des précipitations de la période hivernale (DJF) et estivale (JJA), puis au maximum journalier de ces mêmes périodes. Les régions brunes expérimentent l'émergence d'un assèchement, les régions vertes l'émergence d'une humidification et les zones blanches traduisent l'absence d'émergence des deux tendances (tiré de Maraun, 2013). 59

2.7	(a) Vitesse temporelle du réchauffement en fonction de la vitesse spatiale moyenne classée par topographie. La bande rouge correspond au taux de changement de température globale projeté à partir de 2050 selon le RCP8.5. (b) Vitesse de déplacement de plusieurs espèces terrestres et aquatiques sans aucune intervention humaine. Les bandes verticales entre les valeurs de vitesse spatiale et celle de la vitesse de déplacement sur (b) aident à les comparer. Les espèces dont la vitesse de déplacement est à gauche de la barre verticale sont jugées incapable de s'adapter au changement du climat sans intervention humaine (issu de Settele <i>et al.</i> , 2014).	62
2.8	Vitesse de réchauffement sur l'ensemble des zones continentales selon la température à la surface (a) en 1960 et (b) en 2000 (se basant sur la figure de Ji <i>et al.</i> , 2014).	65
2.9	Vitesse de changement de température sur des périodes de 40 ans pour plusieurs reconstructions climatiques qui couvrent la plupart de l'hémisphère Nord. En noir, il s'agit de la vitesse donnée par le jeu d'observations de température à la surface HadCRUT4 (Morice <i>et al.</i> , 2012). Les vitesses sont des tendances linéaires finissant durant l'année donnée (tiré de Smith <i>et al.</i> , 2015).	65
2.10	Illustration de la référence glissante.	67
2.11	Structure et démarches de la thèse en lien avec les représentations du climat par le grand public (inspiré en grande partie par l'étude de Lammel <i>et al.</i> , 2012).	71
2.12	Pourcentage de la variance totale des projections de la température globale à la surface dû aux trois différentes sources d'incertitudes. L'enveloppe verte correspond au choix du scénario, la bleue à la dispersion inter-modèle et la orange à la variabilité naturelle (issu de Hawkins et Sutton, 2009).	76
2.13	Illustration des termes de l'équation 2.1.	77
3.1	Évolution de la température de l'air à la surface en moyenne multi-modèle entre les périodes 1986-2005 et 2081-2100 pour chaque scénario RCP. Les zones rouges indiquent un réchauffement de plus de 1°C, les zones blanches un réchauffement inférieur à 1°C et les zones bleues un refroidissement. Les surfaces pointillées correspondent aux endroits où au moins 90% des GCMs sont en accord sur le signe du changement de température et où le changement excède de deux fois la variabilité interne du système climatique (se référer à la méthode A de Collins <i>et al.</i> , 2013, p. 1041). Tous les GCMs et réalisations listées dans le Tableau 3.1 sont pris en compte dans le calcul.	83



3.2	Relation entre le réchauffement global projeté entre 1986-2005 et 2081-2100 selon le RCP8.5 et l'ECS (à gauche), puis la TCR (à droite) de chaque GCM. Les coefficients de corrélation sont donnés dans les deux cas. Les valeurs d'ECS et TCR sont issus de Andrews <i>et al.</i> (2012) et Forster <i>et al.</i> (2013).	83
3.3	Figure S5 de l'article de la section 3.3. Interprétation du décalage de la distribution de température annuelle en termes d'années extrêmement chaudes.	86
3.4	Projection de la population mondiale selon le scénario moyen des Nations Unies.	87
3.5	Représentation des mailles du modèle CCSM4 correspondant à chaque pays.	87
3.6	Évolution de la vitesse de réchauffement ΔT_{20} en moyenne (a) sur les continents et (b) sur les océans. La moyenne multi-modèle est représentée pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle et les enveloppes claires celui de la variabilité totale.	110
3.7	Représentation spatiale de $R_{\Delta T_{20}}$ en 2080 en moyenne multi-modèle selon le RCP8.5.	111
3.8	Proportion des modèles donnant à chaque bande de latitudes la première (en rouge foncé), la deuxième (en rouge) et la troisième place (en rouge clair) en termes d'amplitude de $R_{\Delta T_{20}}$ en 2080 selon le scénario RCP8.5 en moyenne (a) sur les continents et (b) sur les océans. Les moyennes multi-modèles de $R_{\Delta T_{20}}(2080)$ sont données pour chaque bande de latitudes.	112
3.9	Évolution de la vitesse de changement du forçage radiatif ΔF_{20} à l'échelle globale pour le forçage des GES (gauche), le forçage des aérosols (centre) et le forçage total (droite). Les valeurs proviennent des configurations des différents scénarios RCP dans le cadre du projet CMIP5 (Meinshausen <i>et al.</i> , 2011).	113
3.10	Figure S2 de l'article de la Section 3.3. Vitesse de changement du forçage radiatif effectif ΔF_{20} à l'échelle globale en moyenne multi-modèle. Sont pris en compte les forçages des aérosols, de l'ozone, du CO ₂ , de tous les autres gaz à effet de serre et de l'utilisation des sols. Le nombre de GCMs considérés est donné entre parenthèses. Les enveloppes correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la dispersion inter-modèle. Les valeurs proviennent de diagnostics de bilan énergétique issus du projet CMIP5 (Forster <i>et al.</i> , 2013).	114

3.11	Figure S3 de l'article de la Section 3.3. Vitesse de changement du forçage radiatif effectif ΔF_{20} à l'échelle globale pour chaque GCM. Les courbes épaisses correspondent à la moyenne multi-réalisation de chaque GCM. Les courbes fines représentent la moyenne multi-modèle de ΔF_{20} et sont donc les mêmes sur chaque graphique. Les valeurs proviennent de diagnostics de bilan énergétique issus du projet CMIP5 (Forster <i>et al.</i> , 2013).	115
3.11	suite	116
3.11	suite	117
3.12	Figure S4 de l'article de la Section 3.3. Évolution de la vitesse de réchauffement ΔT_{20} à l'échelle globale pour chaque GCM. Le nombre de réalisations est spécifié entre parenthèses. Les enveloppes correspondent à l'intervalle délimité par la valeur minimum et la valeur maximum parmi toutes les réalisations. Les valeurs de ΔT_{20} données par les jeux d'observations HadCRUT4 v4.4.0 (Morrice <i>et al.</i> , 2012), NOAA GlobalTemp v4.0.0 (Vose <i>et al.</i> , 1992) et GISTEMP (Hansen <i>et al.</i> , 2010) sont représentées en brun, bleu foncé et vert foncé respectivement jusqu'en 1995. Les valeurs du jeu de réanalyse ERA20C (Poli <i>et al.</i> , 2013) sont données en violet. Les lignes discontinues correspondent aux limites inférieure et supérieure de l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité interne de la simulation de contrôle de chaque GCM.	118
3.12	suite	119
3.12	suite	120
3.13	Évolution globale de la vitesse de réchauffement ΔT_{30} en utilisant une référence glissante de 30 ans pour la période historique et les quatre scénarios RCP en moyenne multi-modèle. Le nombre de réalisations est donné entre parenthèses pour chaque expérience. Les valeurs de ΔT_{30} données par les jeux d'observations et de réanalyse sont représentées en couleurs différentes. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle et les enveloppes claires celui de la variabilité totale.	121
3.14	(a) Évolution temporelle de ΔT_{20} pour chaque réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR en moyenne globale. (b) Écart de ΔT_{20} entre la moyenne multi-réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR et sa quatrième réalisation. Les différentes couleurs correspondent aux scénarios RCP. Le RCP6.0 n'est pas représenté puisqu'une seule réalisation est disponible.	123
3.15	Première EOF de l'écart entre la quatrième réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR et sa moyenne multi-réalisation en termes de vitesse de réchauffement ΔT_{20} d'après le scénario RCP8.5.	123



- 3.16 EOFs et analyse en composantes principales de l'écart entre la quatrième réalisation du modèle IPSL-CM5A-LR et sa moyenne multi-réalisation d'après le scénario RCP8.5 sous différentes bandes de latitude. **(a)** Première EOF de l'écart selon ΔT_{20} et **(b)** sa modulation en série temporelle sur la période historique et le 21^{ème} siècle selon trois différents scénarios RCP. **(c)** et **(d)** sont équivalents à **(a)** et **(b)** pour la deuxième EOF de l'écart selon l'évolution de la température de l'air à la surface T . **(e)** et **(f)** correspondent à la première EOF de l'écart selon l'étendue de la glace de mer SIC , **(g)** et **(h)** à la deuxième EOF de l'écart selon la pression atmosphérique à la surface SLP et **(i)** et **(j)** à la première EOF de l'écart selon la température de l'océan à la surface SST 125
- 3.17 **Figure S6 de l'article de la Section 3.3.** Évolution de l'étendue spatiale $\Theta_{\alpha\sigma}$ des saisons **(A)** DJF puis **(B)** JJA relativement et extrêmement chaudes en moyenne multi-modèle pour plusieurs valeurs de α selon le scénario RCP8.5 sur **(a)** la région arctique, les zones continentales **(b)** européennes, **(c)** de l'Afrique de l'Ouest et **(d)** de l'Asie du Sud-Est. **(e)** Ratio entre le réchauffement simulé entre les périodes 2041-2060 et 2061-2080 et la déviation standard correspondant à la période de référence glissante 2041-2060 en chaque point de grille, i.e. $\Delta T_{20}(2060)/\sigma_{2041-2060}$. Cela correspond à la moyenne multi-modèle de la distribution spatiale de $\Theta_{\alpha\sigma}$ en 2060. 126
- 3.17 suite 127
- 3.18 Proportion des modèles donnant à chaque saison la première (en rouge foncé), la deuxième (en rouge) et la troisième place (en rouge clair) en termes d'amplitude de $\Theta_{2\sigma}$ en 2060 selon le scénario RCP8.5 en moyenne **(a)** sur les continents à l'échelle globale, **(b)** en Asie du Sud-Est, **(c)** en Afrique de l'Ouest, **(d)** en Europe et **(e)** dans la région arctique, océans et continents confondus. Les moyennes multi-modèles de $\Theta_{2\sigma}(2060)$ sont données pour chaque saison et chaque région considérée. 128
- 3.19 **Figure S7 de l'article de la Section 3.3.** Évolution de la fraction de la population exposée à des années extrêmes $\Pi_{\alpha\sigma}$ pour $\alpha = 2$. La population de chaque pays est fixée aux valeurs de 1995. Le nombre de réalisations est spécifié entre parenthèses. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle du système climatique et les enveloppes claires celui de la variabilité totale des projections climatiques. 129

3.20	Figure S8 de l'article de la Section 3.3. Évolution de la fraction de la population exposée à des années relativement et extrêmement chaudes $\Pi_{\alpha\sigma}$ en moyenne multi-modèle pour (a) $\alpha = 1$, (b) $\alpha = 2$ et (c) $\alpha = 3$. La population de chaque pays suit le scénario moyen des Nations Unies jusqu'en 2050 et évolue au taux moyen de la décennie 2041-2050 jusqu'en 2080. Le nombre de réalisations prises en compte est donné entre parenthèses. Les couleurs représentent chaque scénario RCP. Les enveloppes foncées correspondent à l'intervalle de confiance à 90% de la variabilité naturelle du système climatique et les enveloppes claires celui de la variabilité totale des projections climatiques.	130
4.1	Illustration des indicateurs Π_- , Π_+ et Π_{s20}	137
4.2	Moyenne multi-modèle de la vitesse de changement des précipitations ΔP_{20} (a) en 1995, (c) en 2080 en DJF selon le scénario RCP8.5. Les tendances bleues (jaunes) représentent une vitesse positive (négative), i.e. une tendance à l'humidification (à l'assèchement). Les zones pointillées correspondent à celles où au moins les 75% des GCMs sont en accord sur le signe de la tendance et où l'amplitude de la vitesse dépasse au moins une fois la variabilité interne du système climatique (similaire à Collins <i>et al.</i> , 2013, p. 1041). Les cartes (b) et (d) représentent le signe de ΔP_{20} pour les mêmes années et la même saison. Les régions hachurées correspondent à celles qui présentent une tendance de signe opposé par rapport à 20 ans auparavant (i.e. régions alternantes).	157
4.3	Idem que la Figure 4.2 pour la saison MAM.	158
4.4	Idem que la Figure 4.2 pour la saison JJA.	158
4.5	Idem que la Figure 4.2 pour la saison SON.	159
4.6	Moyennes saisonnières du cumul journalier de précipitations pour une période de référence actuelle (i.e. 1986-2005 en noir) et à l'horizon de la fin du 21 ^{ème} siècle selon le scénario RCP8.5 (i.e. 2071-2090 en rouge) (a) en Amérique Centrale, (b) en Inde, (c) sur le bassin méditerranéen et (d) en région arctique. Les boîtes représentent l'intervalle entre les 25 ^{ème} et 75 ^{ème} percentiles parmi les 40 réalisations utilisées. Les traits délimitent l'intervalle entre les 5 ^{ème} et 95 ^{ème} percentiles.	159
4.7	Évolution de la vitesse normalisée d'humidification $\widetilde{\Delta P}_{20}^+$ en Inde durant la période historique et selon le scénario RCP8.5. L'évolution en moyenne multi-modèle est représentée en gras et bleu clair. Les quatre réalisations du modèle HadGEM2-ES sont mises en valeur en rouge et la réalisation du modèle bcc-csm1-1 en vert. Les autres réalisations sont tracées en gris.	160



4.8	Évolution de la composante (a) de la vitesse de changement des précipitations ΔP_{20} , (b) de la vitesse d'assèchement ΔP_{20}^- et (c) de la vitesse d'humidification ΔP_{20}^+ due aux processus thermodynamiques (en orange), son premier terme lié à l'évaporation (en bleu clair) et son second terme lié à la relation de Clausius-Clapeyron (en gris) selon le scénario RCP8.5. Chaque courbe représente une des quatre réalisations du modèle IPSL-CM5A-LR.	161
5.1	Évolution du cycle saisonnier du LAI durant le 21 ^{ème} siècle selon le RCP8.5 en moyenne sur des périodes de 20 ans et en moyenne multi-réalisation du modèle HadGEM2-ES. Le cycle saisonnier en pointillés correspond aux mesures satellites GIMMS pour la période 1986-2005. Chaque bande de latitude est représentée : (a) les hautes latitudes (NHL), (b) les moyennes latitudes (NML) et (c) les tropiques de l'hémisphère Nord (NT), puis (d) les moyennes latitudes (SML) et (e) les tropiques de l'hémisphère Sud (ST). . .	168
5.2	Idem que la Figure 5.1 pour le modèle IPSL-CM5A-LR.	169
5.3	Idem que la Figure 5.1 pour le modèle MPI-ESM-LR.	169
5.4	Répartition des zones sur lesquelles chaque groupe de PFT est majoritaire en 1995 et en 2080 selon le scénario RCP8.5 pour la moyenne multi-réalisation du modèle (a-b) HadGEM2-ES, (c-d) IPSL-CM5A-LR et (e-f) MPI-ESM-LR. Les zones blanches correspondent à celles où aucun des groupes de PFT définis n'est majoritaire. Les zones vert foncé correspondent à une majorité d'arbres, les zones vert clair aux herbacées, les zones orange aux cultures et les zones brunes aux arbustes.	171
5.5	Illustration du début du printemps (SOS), de la fin d'une saison estivale (EOS) et de la durée d'une saison (SD) à partir du cycle saisonnier du LAI.	174
5.6	Évolution globale de (a) ΔPFT_{fx} , (b) ΔPFT_{20} , (c) ΔPFT_{20} sans tenir compte des changements liés aux arbustes et (d) ΔPFT_{20} en ne considérant que les changements liés aux cultures selon le scénario RCP8.5 (en lignes continues) et selon le RCP2.6 (en pointillés) en moyenne multi-réalisation. Les couleurs désignent les différents GCMs et le nombre de réalisations est indiqué entre parenthèses. .	176
5.7	Représentation spatiale de ΔPFT_{20} en 1995 et en 2080 selon le scénario RCP8.5 pour les quatre GCMs sélectionnés. Une teinte de rouge prononcée traduit un changement important des groupes de PFT au sein des points de grille en question par rapport à 20 ans auparavant. Les zones blanches ne présentent pas de changements de groupes de PFT significatifs.	178

- 5.8 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse d'avancement du début de la saison ΔSOS_{20} et **(g)**, **(h)** et **(i)** de la vitesse normalisée d'avancement du début de la saison ΔSOS_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les arbres sont majoritaires. Pour le modèle IPSL-CM5A-LR, la réanalyse ORCHIDEE-FG2 est rajoutée en vert. Pour le modèle MPI-ESM-LR, les évolutions en traits discontinus représentent l'évolution de ΔSOS_{20} aux endroits où les arbres sont majoritaires en 1995. 181
- 5.9 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** de la durée de la saison ΔSD_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{20} et **(g)**, **(h)** et **(i)** de la vitesse normalisée d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les arbres sont majoritaires. 182
- 5.10 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** du LAI annuel moyen ΔLAI_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse de changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{20} et **(g)**, **(h)** et **(i)** de la vitesse normalisée du changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les arbres sont majoritaires. 183
- 5.11 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse d'avancement du début de la saison ΔSD_{20} et **(g)**, **(h)** et **(i)** de la vitesse normalisée d'avancement du début de la saison ΔSD_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les herbacées sont majoritaires. 185
- 5.12 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** de la durée de la saison ΔSD_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{20} et **(g)**, **(h)** et **(i)** de la vitesse normalisée d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les herbacées sont majoritaires. 186



- 5.13 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** du LAI annuel moyen ΔLAI_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse de changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{20} et **(g)**, **(h)** et **(i)** de la vitesse normalisée du changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions de l'Hémisphère Nord (NH, 30N-90N) où les herbacées sont majoritaires. 187
- 5.14 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle et **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse d'avancement du début de la saison ΔSOS_{20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions des tropiques Nord (NT, 0-30N) où les herbacées sont majoritaires. 188
- 5.15 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** de la durée de la saison ΔSD_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle et **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse d'allongement de la durée de la saison ΔSD_{20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions des tropiques Nord (NT, 0-30N) où les herbacées sont majoritaires. 188
- 5.16 Évolution **(a)**, **(b)** et **(c)** du LAI annuel moyen ΔLAI_{fx} par rapport à une référence fixe actuelle, **(d)**, **(e)** et **(f)** de la vitesse de changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{20} et **(g)**, **(h)** et **(i)** de la vitesse normalisée du changement du LAI annuel moyen ΔLAI_{n20} pour chaque GCM considéré en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions des tropiques Nord (NT, 0-30N) où les herbacées sont majoritaires. 189
- 5.17 Évolution du début du printemps ΔSOS_{fx} par rapport à la référence fixe actuelle (1986-2005) dans l'hémisphère Nord (NH, 30N-90N) **(a)** pour le modèle IPSL-CM5A-LR, **(b)** pour le modèle MPI-ESM-LR et **(c)**, **(d)** dans les tropiques Nord (NT, 0-30N) pour les mêmes modèles en moyenne multi-réalisation, selon les scénarios historique, RCP2.6 et RCP8.5, dans les régions où les cultures sont majoritaires. 191
- 5.18 Cycle saisonnier du LAI dans les régions où les cultures sont majoritaires en hémisphère Nord (NH, 30N-90N) **(a)** pour le modèle IPSL-CM5A-LR, **(b)** pour le modèle MPI-ESM-LR et **(c)**, **(d)** en tropiques Nord (NT, 0-30N) pour les mêmes modèles en moyenne multi-réalisation sur les 20 dernières années de la période historique (i.e. 1986-2005, en noir), du scénario RCP2.6 (i.e. 2081-2100, en bleu) et du scénario RCP8.5 (en rouge). 192

5.19	Cycle saisonnier de la température à la surface dans les régions où les cultures sont majoritaires en hémisphère Nord (NH, 30N-90N) (a) pour le modèle IPSL-CM5A-LR, (b) pour le modèle MPI-ESM-LR en moyenne multi-réalisation sur les 20 dernières années de la période historique (i.e. 1986-2005, en noir), du scénario RCP2.6 (i.e. 2081-2100, en bleu) et du scénario RCP8.5 (en rouge).	192
5.20	Cycle saisonnier de la différence P-E dans les régions où les cultures sont majoritaires aux Tropiques Nord (NT, 0-30N) (a) pour le modèle IPSL-CM5A-LR, (b) pour le modèle MPI-ESM-LR sur les 20 dernières années de la période historique (i.e. 1986-2005, en noir), du scénario RCP2.6 (i.e. 2081-2100, en bleu) et du scénario RCP8.5 (en rouge). (c-d) Évolution du début de la saison des pluies ΔSOW_{fx} dans les mêmes régions pour les mêmes modèles en moyenne multi-réalisation durant la période historique et selon les RCP2.6 et RCP8.5.	193
CP.1	Les hotspots identifiés au cours de la thèse en termes d'indicateurs liés à la température (en orange), aux précipitations (en bleu) et à la végétation (en vert).	200
CP.2	Occurrence des changements abrupts en fonction de l'augmentation de la température globale par rapport aux valeurs pré-industrielles dans les simulations CMIP5 (tiré de Drijfhout <i>et al.</i> , 2015).	206
CP.3	Illustration de la notion du risque d'impacts liés au changement climatique (issu de IPCC, 2014).	207



Liste des tableaux

2.1	Liste des GCMs sélectionnés avec leur ECS et leur TCR. Les couleurs indiquent si les modèles ont un composante du cycle du carbone (CC, orange) et si leur végétation interagit dynamiquement avec les autres composantes du modèle (VD, vert). Voir Flato <i>et al.</i> (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.	74
2.2	Liste des jeux d'observations, de réanalyses et de prévisions utilisées servant à évaluer la capacité des modèles à reproduire les caractéristiques du climat récent.	75
3.1	Nombre de réalisations sélectionnées par GCM pour les indicateurs de température. Les réalisations prises en compte pour la simulation historique correspondent à celles du RCP8.5. Voir Flato <i>et al.</i> (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.	82
4.1	Nombre de réalisations sélectionnées par GCM pour les indicateurs de précipitations. Les réalisations prises en compte pour la simulation historique correspondent à celles du RCP8.5. Voir Flato <i>et al.</i> (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.	134
5.1	Liste des GCMs sélectionnés avec le nombre de réalisations prises en compte et les PFTs inclus. Les couleurs indiquent à quel groupe correspond chaque PFT dans l'analyse (vert clair = herbacées, brun = arbustes, vert foncé = arbres et orange = cultures). Trois des modèles ont une végétation dynamique, alors que le quatrième a une végétation prescrite. Voir Flato <i>et al.</i> (2013) pour les références et les caractéristiques de chaque modèle.	166

-
- 5.2 Bandes de latitude et groupes de PFT pour lesquels le cycle saisonnier du LAI est suffisamment marqué et regroupant un nombre significatif de points de grille des GCMs (haut : HadGEM2-ES, centre : IPSL-CM5A-LR, bas : MPI-ESM-LR). Les teintes de bleu correspondent au nombre de modèles dont les simulations permettent une analyse de nos indicateurs : plus le bleu est foncé, plus une comparaison entre les modèles est possible. 179
- CP.1 Liste des tendances régionales retenues au fil des analyses avec leurs caractéristiques et leurs origines. Les tendances orange, bleues et vertes correspondent à celles qui sont liées respectivement à la température de l'air à la surface, aux précipitations et à la végétation. 202

Liste des acronymes

AR4	<i>fourth IPCC Assessment Report</i> quatrième rapport d'évaluation du GIEC
AR5	<i>fifth IPCC Assessment Report</i> cinquième rapport d'évaluation du GIEC
CFC	chlorofluorocarbure
CMIP	<i>Coupled Model Intercomparison Project</i> projet d'intercomparaison de modèles couplés
CMIP3	troisième phase du projet CMIP
CMIP5	cinquième phase du projet CMIP
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i> centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme
ECS	<i>Equilibrium Climate Sensitivity</i> sensibilité climatique à l'équilibre
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function</i> fonction orthogonale empirique
EOS	<i>end of the season</i> fin de la saison estivale
ERA20C	<i>ECMWF's atmospheric reanalysis of the 20th century</i> réanalyse atmosphérique du 20 ^{ème} siècle de l'ECMWF
ERF	<i>Effective Radiative Forcing</i> forçage radiatif effectif
ESGF	<i>Earth System Grid Federation</i>
ESM	<i>Earth System Model</i> modèle du système Terre
FAR	<i>first IPCC Assessment Report</i> premier rapport d'évaluation du GIEC

GCM	<i>General Circulation Model</i> modèle de circulation générale
GES	gaz à effet de serre
GIEC	Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat, <i>IPCC</i>
GIMMS	<i>NASA's Global Inventory Monitoring and Modeling System</i> inventaire global et système de modélisation de la NASA
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
LAI	<i>Leaf Area Index</i> indice de surface foliaire
LWR	<i>long-wave radiation</i> irradiance à grande longueur d'onde
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration of the United States</i> Administration nationale de l'aéronautique et de l'espace des États-Unis
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration of the United States</i> administration américaine des océans et de l'atmosphère
OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie
PC	<i>principal component</i> composante principale
PDO	<i>Pacific Decadal Oscillation</i> oscillation décennale du Pacifique
PFT	<i>Plant Functional Type</i> type fonctionnel de plante
PIB	produit intérieur brut
RCP	<i>Representative Concentration Pathway</i> trajectoire représentative de concentration atmosphérique
SAR	<i>second IPCC Assessment Report</i> deuxième rapport d'évaluation du GIEC
SD	<i>season duration</i> durée de la saison estivale
SOS	<i>start of spring</i> début du printemps
SOW	<i>start of the wet season</i> début de la saison des pluies
SRES	<i>IPCC Special Report on Emissions Scenarios</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i> température de l'océan à la surface
SWR	<i>short-wave radiation</i> irradiance à courte longueur d'onde
TAR	<i>third IPCC Assessment Report</i> troisième rapport d'évaluation du GIEC
TCR	<i>Transient Climate Response</i> réponse climatique transitoire
ToE	<i>Time of Emergence</i> temps d'émergence
WCRP	<i>World Climate Research Programme</i> programme mondial de recherche sur le climat

Solution des mots-croisés :

1. *Marion* Saint-Lu, étudiante-doctorante au LSCE
 2. *Robert*, le désormais célèbre homme d'entretien du bâtiment 712
 - 3H. *Jérôme* Servonnat, ingénieur-chercheur au LSCE
 - 3V. *Joël* Guiot, directeur de recherche au CEREGE à Aix-en-Provence et rapporteur au sein de mon jury de thèse
 4. *Amaury* Dehecq, stagiaire de Master 2 au LSCE deux ans avant le début de ma thèse
 5. *Virginie* Racapé, post-doctorante au LSCE
 6. *Philippe* Bousquet, professeur à l'UVSQ, directeur de recherche au LSCE et président de mon jury de thèse
 7. *Yannick* Donnadiou, chercheur au LSCE et parrain de ma thèse
 8. *Priscilla* Le-Mézo, étudiante-doctorante au LSCE
 9. le bâtiment *sept-cent-douze*,
 10. *Annamaria* Lammel, maître de conférence à l'Université Paris VIII et examinatrice au sein de mon jury de thèse
 11. *Nathalie* de Noblet-Ducoudré, directrice de recherche au LSCE
 12. *Sandrine* Bony, directrice de recherche au LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) à Sorbonne Universités
 13. *Pablo* Ortega, post-doctorant au LSCE
 14. *Amélie* Rajaud, étudiante-doctorante au LSCE
 15. *Hervé* Douville, directeur de recherche au CNRM à Toulouse et rapporteur au sein de mon jury de thèse
 16. *Reto* Knutti, professeur à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich et membre de mon comité de thèse
 - 17H. *Patrick* Brockmann, ingénieur-chercheur au LSCE
 - 17V. *Pascale* Braconnot, directrice de recherche au LSCE
 18. ma *famille*
 19. *Sylvie* Joussaume, directrice de recherche au LSCE et directrice de thèse
 20. *Lionel*, mon amoureux
 21. *Carole* Nahum, ma correspondante au sein de la DGA
 22. *Cathy* Nangini, post-doctorante au LSCE
 23. *Annemiek* Stegehuis, étudiante-doctorante au LSCE
 24. *Sarah* Tavernel, étudiante-doctorante au LSCE
 25. *Laurent* Terray, directeur de recherche au CERFACS à Toulouse, membre de mon comité de thèse et examinateur au sein de mon jury de thèse
 26. *Robert* Vautard, directeur de recherche au LSCE
 27. les trois baristas hors-pair du Café *Hubsy* : Anthony, Jérémy et Rebecca
- Prénom caché.** *Timothée* Bourgeois, étudiant-doctorant au LSCE.

Titre: La vitesse du changement climatique et ses implications sur la perception des générations futures

Mots clés : changement climatique; vitesse; CMIP5; adaptation; perception

Résumé : Dans la plupart des études, on s'intéresse au changement climatique futur en analysant l'évolution du climat entre une référence actuelle fixée et une période future. Le réchauffement est de plus en plus fort au fil du 21^{ème} siècle. Dans un contexte où les conditions climatiques sont toujours en train d'évoluer, les écosystèmes doivent continuellement s'adapter à des modifications diverses du climat. Dans le cadre de cette thèse, je propose d'analyser les projections climatiques sous un angle alternatif. Afin d'être caractéristique des représentations des populations urbaines et rurales, je définis et analyse des indicateurs liés à la vitesse des changements de température, de précipitations et de végétation. Un ensemble de simulations CMIP5 de 18 modèles de climat est sélectionné. La vitesse est représentée par des différences entre deux périodes successives de 20 ans. Cette notion de vitesse pourrait offrir de nouveaux outils pour interagir avec les communautés scientifiques travaillant sur les impacts et l'adaptation.

Sans politiques d'atténuation du changement (scénario RCP8.5), le réchauffement global sera au moins deux fois plus rapide à la fin du siècle qu'actuellement, et même trois fois dans certaines régions. Près de la moitié des surfaces continentales, principalement les zones tropicales, seront touchées par des décalages significatifs de la distribution de la température entre deux périodes de 20 ans d'ici à 2060, i.e. au moins 4 fois plus qu'actuellement. Dans ces régions, des années extrêmement chaudes ayant un temps de retour de 50 ans deviendront habituelles en l'espace de 20 ans seulement. La fraction de la population mondiale étant exposée à ces changements pourrait atteindre environ 60% (i.e. 6 milliards de personnes et 7 fois plus qu'actuellement). Il suffit de relativement légères mesures d'atténuation (RCP6.0) pour que la vitesse du réchauffement ne dépasse pas les valeurs actuelles et que 3 fois moins de personnes soient exposées à des décalages significatifs de température. Les vitesses d'humidification et d'assèchement en termes de précipitations augmenteront de 30 à 40%. Leur répartition géographique deviendra plus stable spatialement et les tendances tendront à persister sur les mêmes régions, et ce malgré l'accélération du réchauffement global. Cette stabilisation résulte de la contribution grandissante des processus thermodynamiques par rapport à ceux contrôlés par la circulation générale. La combinaison de l'accélération des tendances et de leur persistance peut avoir un impact sur l'adaptation des sociétés et des écosystèmes, particulièrement sur le bassin méditerranéen, en Amérique centrale, en Inde et dans les régions arctiques. Une telle évolution est déjà visible actuellement, mais pourrait disparaître avec de fortes mesures d'atténuation (RCP2.6).

Les changements de la végétation peuvent être des repères visuels du changement climatique. Dans les moyennes et hautes latitudes Nord, le cycle saisonnier des arbres et des herbacées suit la vitesse du réchauffement. Sans politiques d'atténuation, le début de la saison foliaire avance et sa durée augmente plus rapidement au fil du siècle. La couverture de la végétation se densifie quelque soit le scénario proportionnellement à l'augmentation de la température. Le cycle saisonnier des cultures des moyennes latitudes dépend directement de la température et celui des cultures tropicales de l'évolution des caractéristiques de la saison des pluies. Sous les autres latitudes, aucune évolution robuste du cycle saisonnier n'est projetée. La vitesse des changements de répartition de la végétation a déjà doublé entre 1880 et 1950 correspondant à un changement marqué de l'utilisation des sols. Elle est stable tout au long du siècle si la végétation interagit dynamiquement avec le climat dans les modèles, traduisant un ralentissement du changement de l'utilisation des sols et l'accélération des changements de végétation sous l'effet du changement climatique.

Title: The pace of climate change and its implications on the perception of ongoing generations

Keywords : climate change; pace; CMIP5; adaptation; perception

Abstract : In most climate studies, climate change is approached by focusing on the evolution between a fixed current baseline and a future period, emphasizing stronger warming as we move further over the 21st century. Under climate conditions that are continuously evolving, human and natural systems might have to constantly adapt to a changing climate. This thesis proposes an alternative approach to climate projections. Here, I consider and analyze indicators of the pace of changes relative to temperature, precipitation and vegetation in order to be relevant for both urban and rural populations. An ensemble of CMIP5 simulations from 18 climate models is selected. The pace is represented by differences between two subsequent 20-year periods. Considering the pace of change would be beneficial for climate impacts and adaptation analyses.

The models predict that the warming rate strongly increases without any mitigation policies (RCP8.5 scenario). It is twice as high by the end of the century compared to the current period, and even three times higher in some regions. Significant shifts in temperature distributions between two subsequent 20-year periods are projected to involve almost half of all land surfaces and most tropical areas by 2060 onwards (i.e. at least four times as many regions than currently). In these regions, an extremely warm year with a return period of about 50 years would become quite common only 20 years later. The fraction of the world population exposed to such shifts might reach about 60% (6 billion people, i.e. seven times more than currently). Low mitigation measures (RCP6.0) allow the warming rate to be kept at current values, and reduce the fraction of the world population exposed to significant shifts of temperature distributions by one third.

Under RCP8.5, rainfall moistening and drying rates both increase by 30-40% above current levels. As we move further over the century, their patterns become geographically stationary and the trends become persistent. The stabilization of the geographical rate patterns that occurs despite the acceleration of global warming can be physically explained: it results from the increasing contribution of thermodynamic processes compared to dynamic processes in the control of precipitation change. The combination of intensification and increasing persistence of precipitation rate patterns may affect the way human societies and ecosystems adapt to climate change, especially in the Mediterranean basin, Central America, South Asia and the Arctic. Such an evolution in precipitation has already become noticeable over the last few decades, but it could be reversed if strong mitigation policies were quickly implemented (RCP2.6).

Changes in vegetation could be visual landmarks of climate change. In mid- and high-latitudes of the Northern Hemisphere, the phenology of grass and trees follows the warming rate. Without any mitigation policies, the start of spring occurs earlier, and its duration is extended faster as we move over the century. The vegetation cover becomes denser, regardless of the selected pathway, in proportion to the temperature rise. The seasonal cycle of mid-latitude crops also depends on the temperature, and the seasonal cycle of tropical crops directly follows the features of the wet season. In all other latitudes, no robust evolution of the seasonal cycle is projected. The pace of change of vegetation cover since 1880 already doubled before 1950, mainly due to a strong change in land use. This pace is then projected to be stable over the entire 21st century if the vegetation dynamically interacts with the climate system in the models. This corresponds to a reduction of land-use change and to the acceleration of changes of vegetation cover under climate change.